

青藏高原坡度坡长因子(*LS*)空间格局及影响因素分析

黎恩丹^{1,2}, 杨勤科^{1,2,3}, 庞国伟^{1,2,3}, 王春梅^{1,2,3}, 杨丽娟^{1,2}, 乔冰洁^{1,3}

(1.西北大学城市与环境学院,西安 710127;2.陕西省地表系统与环境承载力重点实验室,
西安 710127;3.旱区生态水文与灾害防治国家林业和草原局重点实验室,西安 710127)

摘要: 地形是影响土壤侵蚀的主要因素,但目前关于青藏高原地形因子的分布格局和影响因素有待研究。基于 1 弧秒分辨率的 SRTM(shuttle radar topography mission)高程数据,计算坡度、坡长、*LS* 因子(slope length and steepness factors, *LS*),结合高程积分和 Hack 剖面等,对青藏高原 *LS* 因子的分布格局、统计分布特征和影响因素进行研究,结果表明:(1)坡度、坡长和 *LS* 因子这 3 个地形指标,均表现出高原内部小、四周高山大的格局,内流区与外流区的坡度均值分别为 6.55°和 14.3°,坡长均值分别为 122.9,172.2 m,*LS* 均值分别为 4.8 和 12.7;(2)青藏高原 *LS* 因子整体受坡度影响,但高原边缘陡峭地区 *LS* 因子主要受坡长影响;(3)青藏高原 6 条主要河流的 Hack 剖面都呈上凸形态,该地区地貌演化整体上处于幼年期;(4)青藏高原 *LS* 因子的分布特征与土壤侵蚀类型及其组合有对应关系:周边地区的高值对应冰川侵蚀—水蚀,西北部的低值对应水力—冻融侵蚀和风蚀,东南部边缘向高原内部过渡地区的较高值对应水力—重力侵蚀。通过分析 *LS* 因子的分布格局和统计特征,可为土壤侵蚀学评价提供理论和数据支撑,对于青藏高原地球系统物质迁移转换研究具有重要意义。

关键词: 土壤侵蚀; 地形; 坡度; 坡长; 敏感性分析; *LS* 因子

中图分类号:S157.1

文献标识码:A

文章编号:1009-2242(2023)01-0133-07

DOI:10.13870/j.cnki.stbcxb.2023.01.019

Spatial Pattern and Influencing Factors of Slope Length and Steepness Factors (*LS*) in Qinghai-Tibet Plateau

LI Endan^{1,2}, YANG Qinke^{1,2,3}, PANG Guowei^{1,2,3},

WANG Chunmei^{1,2,3}, YANG Lijuan^{1,2}, QIAO Bingjie^{1,3}

(1.College of Urban and Environmental Sciences, Northwest University, Xi'an 710127; 2.Shaanxi Key Laboratory of Earth Surface System and Environmental Carrying Capacity, Xi'an 710127; 3.Key Laboratory of on Ecological Hydrology and Disaster Prevention in Arid Regions, National Forestry and Grassland Administration, Xi'an 710127)

Abstract: Topography is the main factor influencing soil erosion, but the distribution pattern and influencing factors of topographic factors on the Qinghai-Tibet Plateau (QTP) need to be studied. Based on the 1 arc resolution SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) elevation data, we calculated the slope, slope length and *LS* factor (slope length and steepness factors, *LS*), and studied the distribution pattern, statistical distribution characteristics and influencing factors of *LS* factors on the QTP in combination with area-elevation integration and Hack profile. The results show that: (1) The three topographic indexes of slope, slope length and *LS* factors all showed the pattern of that small in the center of the plateau and large in the around high mountains, and the average slope gradient of the inner flow area and the outer flow area was 6.55° and 14.3°, the average of slope length was 122.9 and 172.2 m, the mean *LS* factor was 4.8 and 12.7, respectively. (2) On the whole, the *LS* factor on the QTP was mainly affected by slope steepness, but the *LS* factor in the steep areas on the edge of the plateau was mainly affected by slope length. (3) The Hack profiles of the six main rivers in the QTP were convex, and the geomorphic evolution of the region was in its youth stage as a whole. (4) The distribution characteristics of *LS* factor on the QTP were consistent with soil erosion types and their combinations. The high value in the surrounding area corresponded to Glacier erosion-water erosion, the low value in the northwest corresponded to hydraulic freeze-thaw erosion and wind erosion, and

收稿日期:2022-06-16

资助项目:中国科学院战略性先导科技专项(XDA20040202)

第一作者:黎恩丹(1997—),女,硕士研究生,主要从事区域土壤侵蚀调查与定量评价研究。E-mail:endan_@stumail.nwu.edu.cn

通信作者:杨勤科(1962—),男,博士,教授,主要从事土壤侵蚀评价和侵蚀地形分析研究。E-mail:qkyang@nwu.edu.cn

the high value in the transition area from the southeast edge to the interior of the plateau corresponded to hydraulic gravity erosion. The distribution pattern and statistical characteristics of *LS* factor analyzed in this paper could provide theoretical and data support for the evaluation of soil erosion, and also had great significance for the study of material migration and transformation in the earth system of the QTP.

Keywords: soil erosion; topography; slope; slope length; sensitivity analysis; *LS* factor

青藏高原是我国重要的生态和国土安全屏障^[1-2],其暖湿化趋势加剧土壤侵蚀及其相关灾害过程^[3-5],因此迫切需要加强对该区土壤侵蚀的定量评价,而土壤侵蚀因子的定量分析,是土壤侵蚀评价的基础。

地形指标的定量分析,是地貌学和土壤侵蚀等诸多学科研究的热点问题^[6-7]。高程、起伏度和 *LS* 因子是数字地形分析、地貌制图、土壤侵蚀评价的重要参数。因此国内外学者^[8-11]从地貌学和地貌制图、土壤侵蚀预报等方面对地形因子及其量化分析进行一系列研究。就人为加速侵蚀来看,坡度和坡长是影响土壤侵蚀的主要地形指标^[9,12,14],也是土壤侵蚀定量评价的指标^[9,13,15-16]。有关 *LS* 因子的研究,主要集中在 *LS* 因子算法^[9,15-16]、*LS* 因子计算方法^[17-18]、流域和区域 *LS* 因子计算与分析^[14,19-20]等。青藏高原土壤侵蚀评价中涉及了地形因子的计算^[21-22],也有围绕构造地貌学的坡度分析^[11,21,23-24],但目前针对土壤侵蚀评价的地形分析较为薄弱,坡度坡长因子的分布格局和统计分布特征,以及这些分布的主要影响因素,依然有待研究。

本文以 1 弧秒(约 30 m)分辨率 SRTM 数据提取的土壤侵蚀地形因子的提取与分析为基础,将侵蚀地貌学方法与数字地形分析方法结合,在青藏高原地区对坡度、坡长和 *LS* 因子的分布特征和影响因素进行分析,以期对青藏高原区域尺度的土壤侵蚀定量评价提供支撑,促进青藏高原侵蚀地貌学研究。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

青藏高原位于 25°59′26″—40°01′06″N,67°40′37″—104°40′43″E,南起喜马拉雅山脉,北至昆仑山和祁连山,西部为帕米尔高原和喀喇昆仑山脉,东抵横断山等山脉东缘,平均海拔 4 320 m,总面积约 308.34 万 km²^[25]。青藏高原隆升是印度板块与亚欧板块碰撞导致地球内部岩石圈地球动力学作用过程的结果^[26];其地势西高东低,边缘起伏不平,高原内部相对平缓(图 1)。区内湖泊众多,是雅鲁藏布江、黄河、澜沧江、金沙江、怒江等众多河流的发源地,有“亚洲水塔”之称^[2,26-27]。

1.2 数据来源

本文所用的基本数据为公开发布的 1 弧秒分辨率 SRTM (shuttle radar topography mission; <http://srtm.csi.cgiar.org>)数字高程模型(digital eleva-

tion model, DEM)^[28]。数据采用 WGS1984 地理坐标系,经拼接、裁剪转换为浮点数后在此坐标系下计算坡度、坡长和 *LS* 因子。

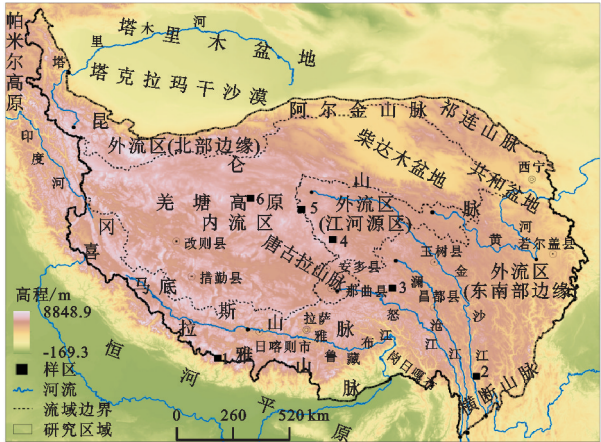


图 1 青藏高原地势

1.3 研究方法

1.3.1 坡度坡长因子提取与分析 USLE 等土壤侵蚀模型中,地形对土壤侵蚀的影响用 *LS* 因子表示^[13,29]。坡耕地上(不考虑植被和水土保持措施)坡度越陡、坡长越长,*LS* 因子越大,则土壤侵蚀越强。本研究利用 EY 算法计算坡度^[30-31];采用张宏鸣等^[32]提出的方法计算坡长;采用 CSLE 模型的算法计算 *LS* 因子^[33],计算公式^[33]为:

$$LS=L\times S \tag{1}$$

$$S=\begin{cases} 10.8\sin\theta+0.03 & \theta<5^\circ \\ 16.8\sin\theta-0.50 & 5^\circ\leq\theta<10^\circ \\ 21.9\sin\theta-0.96 & \theta\geq10^\circ \end{cases} \tag{2}$$

$$L=(\lambda/22.1)^m \tag{3}$$

$$m=\begin{cases} 0.2 & \theta\leq1^\circ \\ 0.3 & 1^\circ<\theta\leq3^\circ \\ 0.4 & 3^\circ<\theta\leq5^\circ \\ 0.5 & \theta>5^\circ \end{cases} \tag{4}$$

式中:*S* 为坡度因子,无量纲; θ 为坡度值($^\circ$);*L* 为坡长因子,无量纲; λ 为坡长(m);*m* 为可变坡长指数,无量纲,根据坡度不同取值不同。

1.3.2 坡度坡长的主控因子分析 坡度坡长因子(*LS* 因子)是坡度和坡长的函数^[9,15-16],分析认识 *LS* 因子主要受到坡度还是坡长的影响,对于合理布设水土保持措施具有重要意义。本文从全区(宏观尺度)和典型样区(微观尺度)(图 1)2 个尺度对青藏高原 *LS* 因子的主控因子进行了分析。

本文通过 R studio 软件,基于 ctree 函数拟合模型,设定树深为 3,LS 因子为因变量,高程、坡度与坡长图层为自变量,随机选取 10 万个栅格图层的像元值,提取各个节点 nodes 的信息,得到分类决策树与节点编码空间分布图。此方法考虑因子间的高级交互作用,并将分类树节点可视化,有助于在宏观空间上分析不同节点的 LS 因子的主控因子^[34]。考虑到数据量原因,将 30 m 分辨率的坡度、坡长和 LS 因子数据重采样为 90 m 分辨率进行分析。

皮尔逊相关系数用于度量 2 个变量之间的相关程度^[35]。主要考虑坡度由陡到缓的梯度,从青藏高原边缘到内部选择 6 个样区(图 1),从微观尺度具体计算分析坡度、坡长与 LS 因子的皮尔逊相关性。

1.3.3 面积高程分析 面积—高程曲线(hypsometric curve)用来刻画流域侵蚀与地貌演化状态,是以流域内的相对面积比(流域内某高程以上面积 a /总面积 A)为横轴、相对高度比(流域某高程 h /总高度 H)为纵轴。面积—高程曲线下方的面积即为面积高程积分(hypsometric integral, HI),按地貌发育阶段分为幼年期($HI>0.6$)、壮年期($0.35<HI<0.60$)与老年期($HI<0.35$)^[36],计算公式为:

$$x_i=a_i/A \tag{5}$$

$$y_i=h_i/H \tag{6}$$

$$x=f(y) \tag{7}$$

$$HI=\int_0^1 x dy \tag{8}$$

式中: x_i 为流域内第 i 分级高程以上的面积百分比(%); a_i 为第 i 分级高程以上面积(m^2); y_i 为第 i 分级相对高程百分比(%); h_i 为第 i 分级高程与流域最低点的相对高差(m); H 为流域总高差(m)。

1.3.4 Hack 剖面与均衡坡降指标 Hack 剖面是以河段距河流源头的距离取对数为横坐标,河流纵剖面高度为纵坐标^[37],可表示为:

$$H=c-K \times \log D \tag{9}$$

式中: H 为河流纵剖面任意点的高程(m); D 为此河源头距任意点的距离(m); c 为常数; K 为斜率。当 Hack 剖面呈上凸形态时,指示该河段构造活动性较强。 K 为均衡坡降指标,表示河流的侵蚀能力, K 值较大表示该河道较陡且流域内构造活跃,侵蚀下切能力较强^[37-38]。

2 结果与分析

2.1 坡度、坡长及 LS 因子特征分析

坡度统计结果表明,青藏高原坡度平均值为 13.18° 。从宏观角度(图 2)看,青藏高原整体呈东南部陡而西北部缓、四周陡而中间缓的特征。高原东南部以及四周边缘坡度均值高达 30° ,而高原内部坡度均值 $<10^{\circ}$ 。坡度 $<5^{\circ}$ 的平缓坡主要分布在羌塘高原大部

分地区、柴达木盆地及若尔盖高原等地区,地形多为低缓丘陵^[39]。坡度 $\geq 25^{\circ}$ 的陡坡地区集中在高大山系处(如昆仑山脉北部、喀喇昆仑山、岗日嘎布、念青唐古拉山、拉萨、横断山脉等),这些地区平均坡度 32.86° ;其中横断山区、川西高原、雅鲁藏布大峡谷地区坡度更陡,坡度及其均值可达 35° 以上。

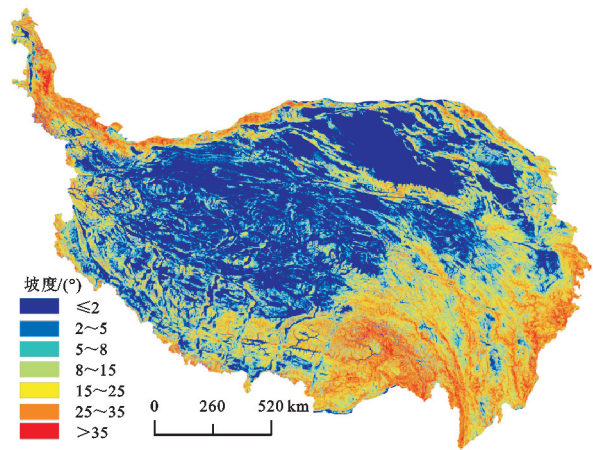


图 2 青藏高原坡度

坡长统计结果表明,青藏高原坡长平均值为 $170.46 m$ 。从空间格局(图 3)看,青藏高原的坡长整体呈中间短四周长、东南部长西北部短的特点。坡长值 $<50 m$ 的地区分布在羌塘高原、措勤—班戈山原湖盆地、柴达木盆地、共和盆地、安多以及湖泊地区等,对应于缓坡地区(坡度 $<10^{\circ}$);坡长值在 $50\sim 100 m$ 主要分布在喜马拉雅山西段、羌塘高原部分地区、唐古拉山脉、昆仑山脉南部以及柴达木盆地四周等;横断山脉、雅鲁藏布江大峡谷、川西高原、冈底斯山脉、喀喇昆仑山、西昆仑山脉以及祁连山脉坡长值 $>100 m$,对应坡度 $>35^{\circ}$ 的极陡坡地区。着眼水系结构(图 1),内流区平均坡度、平均坡长分别为 6.6° 和 $122.9 m$;外流区内,从江河源区到北部边缘区再到东南部边缘区,平均坡度、坡长和 LS 因子值呈递增趋势,分别介于 $5.6^{\circ}\sim 19.6^{\circ}$ 、 $118.4\sim 214.5 m$ 和 $3.6\sim 18.7$ (表 1)。这种坡度和坡长组合格局与黄土丘陵的陡坡—短坡模式(22.3° 和 $83.0 m$)和东北漫岗丘陵的缓坡—长坡模式(0.8° 和 $479.0 m$)均有不同,值得进一步研究。

青藏高原 LS 因子地理分布(图 4)表现为中间小四周大、东南部大而西北部小的特征,这与坡度的空间分布格局基本一致。同时,青藏高原的 LS 因子值总体较大,其外流区的北部边缘区,以及东南部边缘区的 LS 因子值均比黄土丘陵和东北漫岗的 LS 因子值大(表 1)。青藏高原 LS 因子 <5 的值主要分布在羌塘高原、柴达木盆地、昆仑山南部及若尔盖高原等地,这些地区对应的坡度较缓、坡长基本较短,这与高原内部盆地分布有关;LS 因子在 $5\sim 20$ 的值分布在玉树、那曲、措勤、改则、昌都、拉萨、横断山脉北部以及共和盆地,对应于较陡

坡山地地区,这些地区是土壤水蚀的主要地区^[22]; LS 因子 >20 的值则集中在喀喇昆仑山、西昆仑山脉、祁连山脉、横断山脉、川西高原以及雅鲁藏布江大峡谷,因为这些地区的坡度、坡长值都较大,导致这些地区土壤侵蚀潜在危险较大^[40],重力侵蚀活跃^[41]。

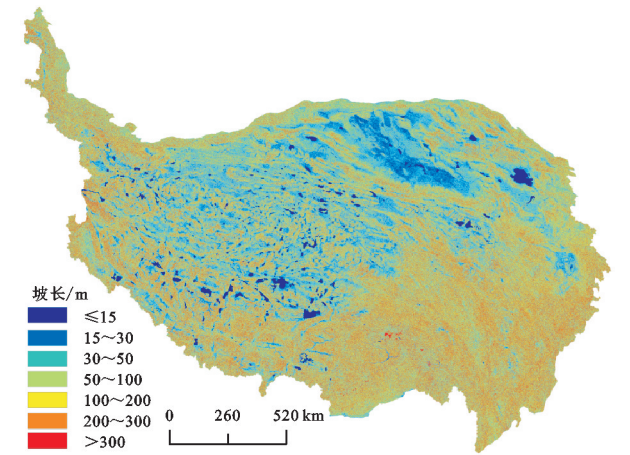


图 3 青藏高原坡长

表 1 青藏高原与黄土丘陵和东北漫岗丘陵地形因子均值对比

地理区域		坡度/(°)	坡长/m	LS 因子
青藏高原内流区		6.6	122.9	4.8
	江源区	5.6	118.4	3.6
青藏高原外流区	北部边缘区	17.9	183.7	15.8
	东南部边缘区	19.6	214.5	18.7
黄土丘陵 ^[19]		22.3	83.0	13.6
东北漫岗丘陵 ^[19]		0.8	479.0	0.5

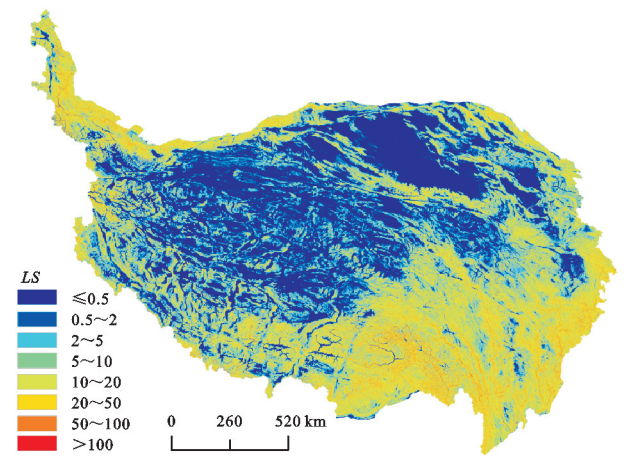


图 4 青藏高原 LS 因子

2.2 坡度和坡长对 LS 因子影响重要性的量化分析

基于分类决策树方法的分析表明,青藏高原 LS 的第 1 主控因子是坡度,其次是坡长(图 5),这一观点与 Mc Cool 等^[9]的研究结果一致。结合因子节点可视化图(图 6)以及青藏高原 LS 因子空间分布(图 4)可知,节点 4,5,7,8 为高原内部区,地形平缓, LS 值较小,主要受坡度影响;节点 11,12,14,15 为高山峡谷及边缘陡峭区, LS 值较大,主要受坡长影响。在青藏高原土壤侵蚀治理过程中,首先应该考虑减小坡度的影响,如农区修建梯田^[42]。

为进一步从微观方面分析坡度与坡长共同作用对 LS 因子的影响程度,本研究基于小样区(图 1)计算皮尔逊相关系数。结果(表 2)表明,坡度、坡长与 LS 因子均呈显著性正相关关系($p<0.01$)。从高原边缘到高原内部(样区 1~6)坡度与 LS 相关性逐渐增强,坡长与 LS 因子的相关性减弱。这表明,在高原边缘地形陡峭地区 LS 因子主要受坡长影响,而高原内部则相对受坡度影响较大,这种微观尺度与宏观尺度分析结果一致。在喜马拉雅山与横断山等坡度极陡样区(如样区 1、样区 2),坡长与 LS 因子相关性较好是因为高原快速隆升形成的高山峡谷地形,导致坡度较陡、坡长截断的次级沟道发育不良,使坡长值也变大。高原内部坡度极缓样区(如样区 5、样区 6)坡度与 LS 因子相关性较高,则是由于高原内部“削高填低”的剥蚀作用使得高原内部地形平缓、坡度较小;其中样区 6 坡长与 LS 的拟合结果相较于样区 5 变大($R^2=0.51$),是由于高原内部地形比较完整、沟道发育较少。坡度较陡地区(如样区 3、样区 4)坡度、坡长与 LS 因子的拟合效果都较好。

2.3 LS 因子空间格局的地貌学解释

青藏高原平均高程 4 368.5 m,其中 4 500 m 以上的高海拔地区占青藏高原总面积的 55.53%,这导致该地区太阳辐射强、温度低,为全球同纬度最冷的地区,冰川、冰缘作用下的冻融作用强烈^[43-44]。基于 DEM 提取的塔里木河、黄河、金沙江、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江的 Hack 剖面曲线(图 7)均呈现上凸形态,与处于均衡状态的下凹断面形态^[45]不同;其中雅鲁藏布江 K 值最大,塔里木河第 2,分别位于青藏高原南部和西北部,这 2 个区域构造活动更为剧烈。计算的流域 HI 值依次为 0.60,0.51,0.65,0.65,0.71,0.70,表明这些地区多处于幼年期或幼年期向壮年期的过渡阶段,地表物质运移比较活跃^[39,46],这是 LS 因子格局的地貌学基础。

2.4 LS 因子空间格局对土壤侵蚀格局的指示

受 Burbank^[21]对地表过程与坡度分布特征关系认识的启发(图 8),将青藏高原目前水蚀、风蚀、冻融侵蚀研究成果^[22,44,47-49]与坡度统计分布图进行对比,得到结果见图 9。可以认为,高原内部主要是平缓坡和缓坡丘陵(平均坡度 $4.0^{\circ}\sim7.5^{\circ}$),加之气候干旱、植被稀少,造成流水侵蚀较弱^[22],但相关研究^[48-49]显示其风蚀作用较强。藏东南高山峡谷与川西高原等陡坡山地地区(如样区 2)平均坡度超过 30° , LS 因子值较大且降雨量大,再加上新构造运动使得岩石松散,导致重力侵蚀剧烈,水蚀危险性也较大^[4,40]。珠穆朗玛峰附近(样区 1)及其类似极陡坡山地地区平均坡度超过 40° ,有研究^[21]显示,其主要外营力作用是受

冰川侵蚀的影响。高原边缘向高原面的过渡带平均坡度在 20°(样区 4),是水蚀和冻融侵蚀主要发生区域^[22,47],但青藏高原主要的牧场集中在此处,未来应将土壤侵蚀治理的重点放在该区域。

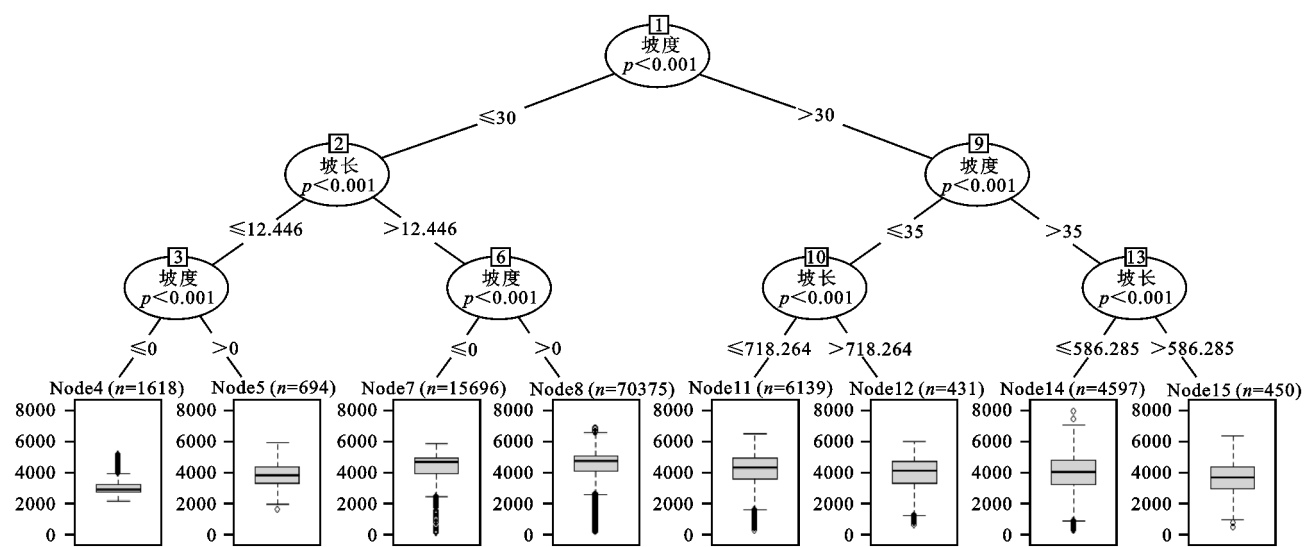


图 5 LS 因子重要性分类决策树

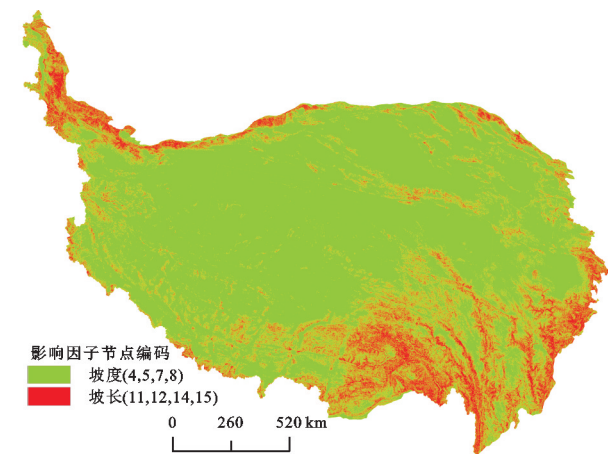


图 6 LS 因子的主控因子可视化图

表 2 青藏高原样区坡度、坡长、LS 因子统计

样区 编号	坡度 均值/(°)	坡长 均值/m	LS 因子 均值	坡度与 LS 的 R^2	坡长与 LS 的 R^2
1	45.8	86.7	21.4	0.36 **	0.80 **
2	38.4	84.2	18.1	0.33 **	0.63 **
3	27.6	89.4	14.1	0.70 **	0.56 **
4	18.1	95.4	9.6	0.75 **	0.55 **
5	7.5	88.5	2.8	0.88 **	0.35 **
6	4.0	68.2	1.1	0.95 **	0.51 **

注:样区编号表示图 1 中黑色方块样区,即从高原边缘到内部; ** 表示皮尔逊相关系数在 0.01 级别相关性显著。

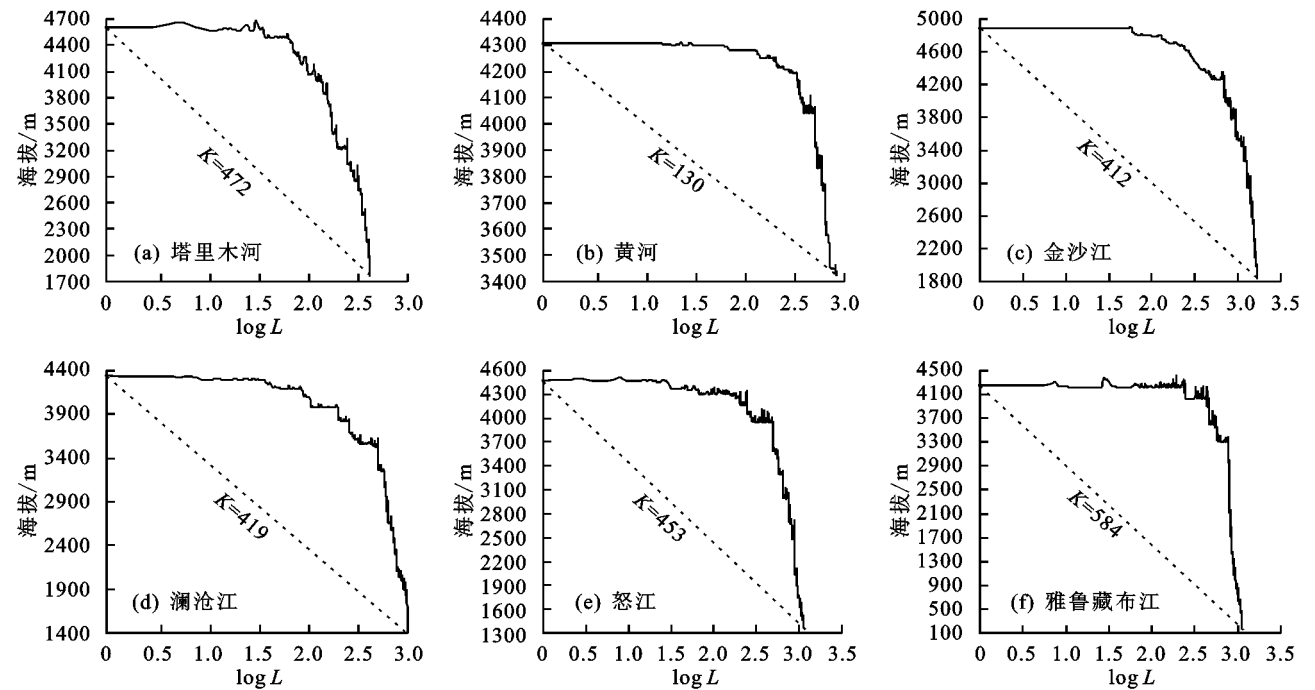


图 7 Hack 剖面与其斜率(K)

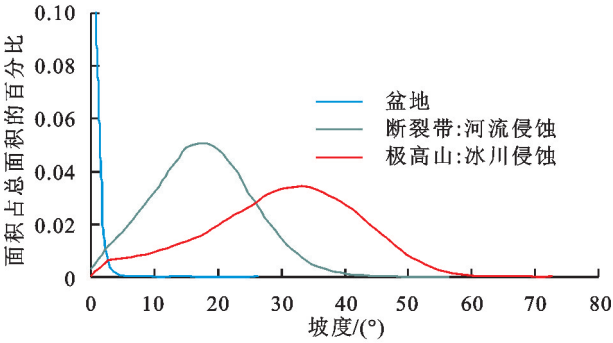
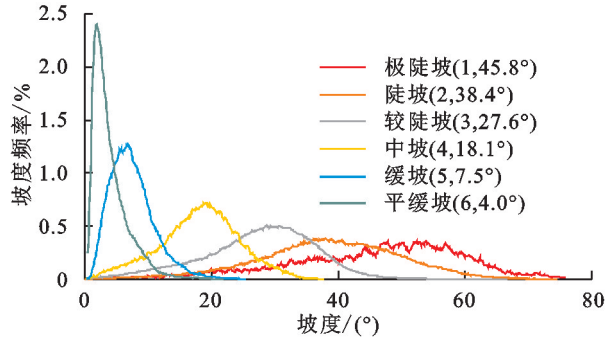


图 8 地表过程与坡度分布特征关系^[21]



注:样区名后面的数字表示图 1 中样区编号和平均坡度。

图 9 青藏高原坡度与统计分布及土壤侵蚀类型

3 结论

(1)青藏高原坡度、坡长和 LS 因子平均值分别为 13.18° 、 170.46 m 和 11.77 。青藏高原边缘地区(如横断山脉、昆仑山、祁连山等)平均坡度 $>30^{\circ}$ 、 LS 因子 >20 ;高原内部坡度均值 $<10^{\circ}$ 、 LS 因子 <5 。

(2)青藏高原 LS 因子整体上受坡度影响。而高原边缘较大起伏的 LS 因子受坡长影响较大,这是由于高原边缘与内部地貌发育的内营力与外营力不同。高原边缘快速隆升,导致坡长截断的次级沟道发育不良,坡长变长,使得 LS 因子值增大。

(3)青藏高原主要河流的 Hack 剖面形态上凸且 HI 值较大,揭示其目前构造仍较为活跃,且青藏高原地貌(特别是边缘地区)处于非常年轻状态。这种构造地貌现象使得高原边缘地区呈现坡度、坡长和 LS 因子这 3 个地形指标均大于高原内部的空间格局现象。

(4)青藏高原 LS 因子的统计分布特征,与土壤侵蚀类型及其组合有较好对应关系。周边地区的高值对应于冰川侵蚀—水蚀,西北部的低值对应于水力—冻融侵蚀和风蚀,东南部边缘向高原内部过渡地区的较高值对应于水力—重力侵蚀。该过渡地区是青藏高原主要的牧场,也是土壤侵蚀治理的重点区域。

本文所用基础数据分辨率较为固定(30 m SRTM),分辨率的变化(坡度衰减、坡长扩张)对各地区 LS 因子的影响,需在后续研究中引入更高分辨率的数据做进一步评估。青藏高原目前正在持续抬升,

因此对于青藏高原的土壤侵蚀评价,下一步研究应该分析新构造运动、地面持续抬升,以及 LS 因子空间格局的影响。

参考文献:

[1] 孙鸿烈,郑度,姚檀栋,等.青藏高原国家生态安全屏障保护与建设[J].地理学报,2012,67(1):3-12.

[2] 姚檀栋.青藏高原水—生态—人类活动考察研究揭示“亚洲水塔”的失衡及其各种潜在风险[J].科学通报,2019,64(27):2761-2762.

[3] Li D F, Lu X X, Overeem I, et al. Exceptional increases in fluvial sediment fluxes in a warmer and wetter High Mountain Asia[J].Science,2021,374(8867):599-603.

[4] 崔鹏,贾洋,苏凤环,等.青藏高原自然灾害发育现状与未来关注的科学问题[J].中国科学院院刊,2017,32(9):985-992.

[5] 吴志广,徐平,赵良元.长江源区综合科学考察报告 2019[M].武汉:长江出版社,2020.

[6] Tarolli P M, Mudd S M. Remote sensing of geomorphology[M].Amsterdam:Elsevier,2020:317-338.

[7] Yang Q K, Mc Vicar T R, Van Niel T G, et al. Improving a digital elevation model by reducing source data errors and optimising interpolation algorithm parameters: An example in the Loess Plateau, China[J].International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation,2007,9(3):235-246.

[8] 封志明,李文君,李鹏,等.青藏高原地形起伏度及其地理意义[J].地理学报,2020,75(7):1359-1372.

[9] Mc Cool D K, Foster G R, Weesies G A. Slope length and steepness factors (LS)[M].Washington District of Columbia: United States Department of Agriculture, 1997:101-104.

[10] Wilson J P. Digital terrain modeling[J].Geomorphology,2012,137(1):107-121.

[11] 刘静,张金玉,葛玉魁,等.构造地貌学:构造—气候—地表过程相互作用的交叉研究[J].科学通报,2018,63(30):3070-3088.

[12] Morgan R P C, Nearing M. Handbook of erosion modelling[M].New Jersey: John Wiley and Sons,2016.

[13] Wischmeier W H, Smith D D. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning[M].Washington District of Columbia: United States Department of Agriculture,1978:12-15.

[14] 杨勤科.区域水土流失监测与评价[M].郑州:黄河水利出版社,2015.

[15] Liu B Y, Hearing M A, Risse L M. Slope gradient effects on soil loss for steep slopes[J].Transactions of the ASAE,1994,37 (6):1835-1840.

[16] Liu B Y, Nearing M A, Shi P J, et al. Slope length effects on soil loss for steep slopes[J].Soil Science Society of America Journal, 2000,64(5):1759-1763.

- [17] Zhang H M, Wei J C, Yang Q K. An improved method for calculating slope length (λ) and the *LS* parameters of the Revised Universal Soil Loss Equation for large watersheds[J]. *Geoderma*, 2017, 308: 36-45.
- [18] 符素华, 刘宝元, 周贵云, 等. 坡长坡度因子计算工具[J]. *中国水土保持科学*, 2015, 13(5): 105-110.
- [19] 郭明航, 杨勤科, 王春梅. 中国主要水蚀典型区侵蚀地形特征分析[J]. *农业工程学报*, 2013, 29(13): 81-89.
- [20] 杨勤科, 郭明航, 李智广, 等. 全国土壤侵蚀地形因子提取与初步分析[J]. *中国水土保持*, 2013(10): 17-21.
- [21] Burbank D W. Characteristic size of relief[J]. *Nature*, 1992, 359(6395): 483-484.
- [22] 杜朝正, 杨勤科, 王春梅, 等. 青藏高原典型样区 2 种土壤侵蚀评价与制图方法的对比[J]. *西北农林科技大学学报(自然科学版)*, 2021, 49(7): 95-104.
- [23] Duncan C, Masek J, Fielding E. How steep are the Himalaya? Characteristics and implications of along-strike topographic variations[J]. *Geology*, 2003, 31(1): 75-78.
- [24] Fielding E, Isacks B. How flat is Tibet? [J]. *Geology*, 1994, 22(2): 163-167.
- [25] 张懿铨, 李炳元, 刘林山, 等. 再论青藏高原范围[J]. *地理研究*, 2021, 40(6): 1543-1553.
- [26] Immerzeel W W, Lutz A F, Andrade M, et al. Importance and vulnerability of the world's water towers[J]. *Nature*, 2020, 577(7790): 364-369.
- [27] Yao T D, Bolch T, Chen D L, et al. The imbalance of the Asian water tower[J]. *Nature Reviews Earth and Environment*, 2022, 3: 618-632.
- [28] NASA JPL. NASA Shuttle Radar Topography Mission Global 1 arc second [Z]. NASA EOSDIS Land Processes DAAC, 2013.
- [29] Renard K G, Foster G R, Weesies G A, et al. Prediction rainfall erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) [M]. Washington District of Columbia: United States Department of Agriculture, 1997.
- [30] Evans I S, Young M. Statistical characterization of altitude matrices by computer [R]. Durham University (United Kingdom): Terrain analysis, program documentation, 1978.
- [31] Shi D, Yang Q K, Zhu Q F. Uncertainties and errors in algorithms for elevation gradients[J]. *International Journal of Geographical Information Science*, 2021, 35(2): 296-320.
- [32] 张宏鸣, 杨勤科, 李锐, 等. 流域分布式侵蚀学坡长的估算方法研究[J]. *水利学报*, 2012, 43(4): 437-444.
- [33] 水利部水土保持监测中心. 2020 年度水土流失动态检测技术指南[Z]. 北京: 水利部水土保持监测中心, 2020.
- [34] Harper E B, Stella J C, Fremier A K. Global sensitivity analysis for complex ecological models: A case study of riparian cottonwood population dynamics[J]. *Ecological Applications*, 2011, 21(4): 1225-1240.
- [35] Pearson E S, Barbara A S. Tests for rank correlation coefficients III. Distribution of the transformed kendall coefficient[J]. *Biometrika*, 1962, 49(1/2): 185-191.
- [36] Strahler A N. Hypsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1952, 63(11): 1117-1142.
- [37] Hack J T. Stream-profile analysis and stream-gradient index[J]. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1973, 1(4): 421-429.
- [38] Zhang J J, Zhu W B, Zhao F, et al. Spatial variations of terrain and their impacts on landscape patterns in the transition zone from mountains to plains—A case study of Qihe River Basin in the Taihang Mountains[J]. *Science China (Earth Sciences)*, 2018, 61(4): 450-461.
- [39] 尤联元, 杨景春. 中国地貌[M]. 北京: 科学出版社, 2013: 27-28.
- [40] Teng H F, Liang Z Z, Chen S C, et al. Current and future assessments of soil erosion by water on the Tibetan Plateau based on RUSLE and CMIP5 climate models[J]. *Science of the Total Environment*, 2018, 635: 673-686.
- [41] 白永健, 倪化勇, 葛华. 青藏高原东南缘活动断裂地质灾害效应研究现状[J]. *地质力学学报*, 2019, 25(6): 1116-1128.
- [42] 马波, 张加琼, 税军锋, 等. 西藏中东部地区土壤侵蚀野外调查报告[J]. *水土保持通报*, 2018, 38(5): 1-8.
- [43] 张建国, 刘淑珍, 杨思全. 西藏冻融侵蚀分级评价[J]. *地理学报*, 2006, 61(9): 911-918.
- [44] 朱显谟. 1: 1,500 万中国土壤侵蚀图, 中华人民共和国自然地图集[M]. 北京: 科学出版社, 1965.
- [45] Huggett R J. Fundamentals of geomorphology[M]. Third Edition. London and New York: Routledge, 2011: 207-208.
- [46] 李吉均. 青藏高原的地貌轮廓及形成机制[J]. *山地研究*, 1983, 1(1): 7-15.
- [47] Guo B, Zhou Y, Zhu J F, et al. An estimation method of soil freeze-thaw erosion in the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Natural Hazards*, 2015, 78(3): 1843-1857.
- [48] Teng Y M, Zhan J Y, Liu W, et al. Spatiotemporal dynamics and drivers of wind erosion on the Qinghai-Tibet Plateau, China[J]. *Ecological Indicators*, 2021, 123: e107340.
- [49] Yang G C, Sun R H, Jing Y C. Global assessment of wind erosion based on a spatially distributed RWEQ model[J]. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 2022, 46(1): 28-42.