

鄂东南崩岗崩壁溯源侵蚀特征研究

任兵芳¹, 丁树文², 吴大圀³, 李双喜¹

(1. 长江水利委员会 长江流域水土保持监测中心站, 湖北 武汉 430010; 2. 农业部 长江中下游耕地保育重点实验室, 湖北 武汉 430070; 3. 湖北通城县水土保持试验站, 湖北 通城 437400)

摘要:为科学研究崩岗侵蚀机理, 并提出合理有效的崩岗治理措施, 采用野外试验与室内分析相结合的方法, 对湖北通城县五里镇的两个典型崩岗崩壁溯源侵蚀进行了监测, 并分析了相关影响因素。结果表明:崩壁溯源侵蚀是崩岗侵蚀最主要的特征;崩壁溯源侵蚀与降雨量和强降雨强度密切相关, 但不呈线性关系, 同时也与崩岗侵蚀高程和植被覆盖度的变化有关。瓮的出现和发展是导致崩壁溯源侵蚀的重要因素, 瓮越发育, 则崩岗发生越快。治理崩岗的关键在于防止发生崩壁溯源侵蚀。

关键词:崩岗; 侵蚀机理; 降雨量; 瓮; 溯源侵蚀; 鄂东南

中图法分类号: X171

文献标志码: A

DOI:10.16232/j.cnki.1001-4179.2015.07.020

崩岗是指在水力和重力的综合作用下, 山坡土石体受破坏而崩塌和受冲刷的侵蚀现象, 属于重力-水力复合侵蚀。以花岗岩风化壳基础上形成的崩岗最为发育, 危害程度大且难于治理^[1]。根据物质的侵蚀与堆积过程, 崩岗分为集水区、崩壁、崩积体、沟道和洪(冲)积扇^[2]。崩壁是风化土体在重力和水力作用下形成的具有一定高度的陡壁, 是集水系统与崩沟系统的交界面, 它是崩岗系统中最活跃的部位, 其溯源侵蚀导致崩岗的发生与发展。我国对崩岗侵蚀规律的研究工作开展较少, 崩岗侵蚀观测数据非常有限, 尤其是关于溯源侵蚀的专项研究还很少^[3-5]。基于上述原因, 长江水利委员会在长江流域水土保持项目中, 列支开展了崩岗侵蚀规律研究项目, 进行了崩岗崩壁溯源侵蚀速率等方面的研究工作, 项目为期4 a, 由通城县水土保持试验站组织专人负责试验数据采集工作。本文介绍通城县2个典型崩岗崩壁后退量监测数据, 探索鄂东南崩岗崩壁溯源侵蚀特征, 以期加深对崩岗形成机理的认识, 为我国崩岗侵蚀数据积累资料, 同时为崩岗防治提供科学依据。

1 研究区概况

崩岗是鄂东南花岗岩地区普遍存在的土壤侵蚀现

象。根据长江水利委员会2005年崩岗普查成果, 湖北省崩岗共计2 363个, 主要分布在通城县、通山县、崇阳县、阳新县等地, 其中通城县崩岗较为集中。通城县有崩岗1 102个, 占湖北省崩岗总数的47%。鄂东南崩岗是湖北省崩岗集中分布的典型地区, 该项目之所以选在通城县开展研究, 是因为该地区崩岗情况在鄂东南具有很强的代表性。

通城县位于鄂东南区, 湘、赣、鄂3省交界处, 花岗岩面积占国土面积的70%, 水土流失总面积为527 km², 占国土面积的46.7%。崩岗侵蚀主要发生在海拔100~200 m的低缓丘陵岗地上。

经过野外调查和选点工作后, 课题组在通城县五里镇的五里社区和程凤村二组各选取1个典型崩岗, 开展试验研究。两个崩岗均分布在花岗岩地区, 均为崩壁处于侵蚀后退阶段的活动型崩岗, 为典型的瓢型崩岗。1号崩岗位于五里社区, 海拔高程98~118 m, 植被有铁芒萁、马尾松等, 覆盖度45%, 土壤类型为棕红壤, 结构松散。2010年试验观测开始时, 崩岗面积175 m², 集水区面积为528.6 m², 崩壁高3.28 m, 侵蚀沟1条, 沟口宽2.9 m, 沟道长17 m。2号崩岗位于程凤村, 海拔高程98~133 m, 主要植被有板栗、杉木、杜鹃、樟树、铁芒萁等, 林草覆盖度43%, 土壤类型为棕

收稿日期:2014-11-06

作者简介:任兵芳,女,高级工程师,主要从事水土保持综合治理工作。E-mail:573166451@qq.com

通讯作者:丁树文,男,副教授,主要从事水土保持与农业生态研究工作。E-mail:dingshuwen@mail.hzau.edu.cn

红壤,结构较为松散,2010 年试验观测开始,崩岗面积 126 m²,集水区面积为 955 m²,崩壁高 13.55 m,侵蚀沟 1 条,沟道长 6 m,沟口宽 1.7 m。

2 研究方法

项目设置了径流观测小区和集水池、崩壁后退率观测桩、崩积堆侵蚀观测桩,以及沉沙池、排水沟和量水堰等观测设施建设工作。对崩岗土体性质开展了室内理化性质分析。利用 RTK GPS 技术对崩岗进行了动态变形监测,获取不同年份崩岗的数字高程模型 (DEM),通过对比不同时相的 DEM,获取了该时间段崩岗侵蚀变化情况。

为研究崩岗崩壁溯源侵蚀速率,采取 RTK GPS 测量崩岗地理位置、面积及高程,同时采用插签法观测崩壁后退量。沿崩壁后缘向集水区水平方向布设观测插签,横向间隔 2 m,纵向间距 20 cm。从崩壁向分水岭方向每带布设 10 个插签,编号依次为 1,2,3,…。五里、程凤崩岗试验点分别布设 10 带插签。在崩壁溯源侵蚀过程中,1 号插签先随土体崩塌,从而计算崩壁在水平方向后退量。试验时间从 2010 年 4 月开始。通过试验点自记雨量计记录每场降雨量,作为气象资料,在每次产流侵蚀降雨后进行观测。如遇崩壁发生崩塌,记录插签最小编号,并测量其与崩壁的距离。崩壁后退量 = (本次插签号 - 前次插签号) × 20 + (前次插签与崩壁距离 - 本次插签与崩壁距离)。

3 结果分析

3.1 降雨量、降雨强度对崩壁的影响

从表 1 中可知,五里、程凤崩岗在监测期间崩壁溯源侵蚀相当严重。五里崩岗每带都有不同程度的后退,其中有 6 带后退量超过 100 cm,后退量最大的第 4 带达 238 cm,其次第 5 带后退量也达 221 cm。程凤崩岗除了第 1、6、10 带没有明显后退量外,其他各带都存在后退情况,第 7 带后退量最大达 201 cm,其次是第 5 带。进一步分析发现,后退量最大的区域是崩岗集水区汇水流入崩岗体的区域(主要在崩壁圆弧弧顶区域),且布设带越靠近这个区域,崩岗崩壁后退量越大。

2011 年 6 月 10 日,通城县发生特大暴雨,降雨量达 291 mm,历时 6 h,降雨时间短,强度大。经过这场特大暴雨,五里崩壁最大后退量为 172 cm,程凤崩壁最大后退量为 141 cm,两处崩岗崩壁总后退量均显著大于其他 3 年。高强度降雨对崩岗侵蚀造成了极大影响,崩壁发生严重的崩塌后退。从表 1 可知,在观测期,2011 年年降雨量并不是最大,但崩岗崩壁后退量

相当于其他 3 年的 5 ~ 7 倍,正是由于突发降雨强度较大,导致 2011 年五里和程凤崩岗发生崩壁后退量最大。由此可知,降雨强度对崩岗崩壁后退的影响远远大于年降雨量。

从表 1 可知,五里崩岗 2010、2012 年和 2013 年崩壁后退量与当年降雨量存在正比关系,同时,2012 年和 2013 年程凤崩岗崩壁后退量与当年降雨量也存在正比关系。2010 年五里崩岗降雨量 1 890 mm 相对应崩壁平均后退量为 15.3 cm;2012 年降雨量为 1 837 mm,相对应崩壁平均后退量为 13 cm;2013 年降雨量 1 055 mm,相对应崩壁平均后退量为 0 cm。程凤崩岗 2010 年未发生崩壁后退,可能是处于龕形成阶段^[6]。程凤崩岗 2012 年降雨量 1 837 mm,相对应崩壁平均后退量为 16 cm;2013 年降雨量 1 055 mm,相对应崩壁平均后退量为 6 cm。因此,崩岗崩壁后退量一般与当年降雨量存在正比关系,年降雨量越大,则崩壁后退越明显。

2011 年 6 月之前,两处崩岗虽然发生过多降降雨,但降雨强度不大且间隔时间较长,并非持续性暴雨,监测发现造成崩壁崩塌量较少。经过 2011 年 6 月 10 日 291 mm 的特大暴雨后,6 月 15 日再一次发生降雨量 115 mm 的暴雨,对崩岗土体造成较大影响,致使崩岗发生质变,崩壁发生了大量后退。这可能是由于前期降雨导致土体润湿,降低了土体抗剪强度,在土体中存在着量变的积累效应,同时,持续降雨导致土体吸水增重,当土体重量大于其内聚力时发生了崩塌。在降雨量多、持续时间长的情况下,崩塌现象显著增加,造成崩壁后退速度急剧增加。从表 2 中可知,2010 年五里崩壁有 4 处发生过崩塌,最大后退量为 66 cm。10 月 14 日降雨量达 61 mm,诱发崩塌,导致崩壁后退。而 2010 年 7 月 13 日降雨量为 14mm,降雨量虽小,但也发生了崩壁后退。这也是由于 2010 年 7 月 9 日降雨量为 97mm,前期降雨导致土体润湿,降低了土体抗剪强度,在土体中存在着积累效应,实现量变到质量的积累,致使 7 月 13 日发生了崩壁后退。

3.2 相对高差及植被覆盖度对崩壁的影响

运用 RTK GPS 技术在 2010 年 11 月、2011 年 10 月及 2013 年 10 月,3 次对 2 处典型崩岗进行了野外测量,获取典型崩岗的 3 次 DEM,并进行了分析。结果表明,崩岗体形态都发生了明显变化。同一处崩岗 3 期数据图像对比计算结果见表 3,两试验崩岗体顶部高程值不变,最低点高程值有所增大。两个试验点的崩岗面积都增大,相应的集水区面积都随之减小,主要由于地表径流和瀑流作用,使崩岗土体在重力作用下发生崩塌,向集水区分水岭方向溯源侵蚀。由于崩壁

表 1 崩岗后退量监测

年份	年降雨量/ mm	五里各带后退量/cm											程风各带后退量/cm										
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	平均	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	平均
2010 年	1890	0	0	44	66	21	22	0	0	0	0	15.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2011 年	1184	110	65	83	172	90	93	106	10	33	11	77.3	0	81	80	90	120	0	141	20	22	0	55.4
2012 年	1837	20	0	0	0	110	0	0	0	0	0	13	0	0	0	90	70	0	0	0	0	0	16
2013 年	1055	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60	0	0	0	0	6
合计		130	65	127	238	221	115	106	10	33	11	105.6	0	81	80	180	190	0	201	20	22	0	77.4

表 2 2010 年五里崩壁后退量

日期/(年-月-日)	降雨量/mm	带号	崩壁后退量/cm
2010-7-13	14	5	21
2010-7-13	14	6	22
2010-10-14	61	3	44
2010-10-14	61	4	66

崩塌,大量崩积物堆积在崩岗体内,致使崩壁临空高度减小。但崩岗的最大高程值不变,最小高程变大,主要原因是最大高程值是在集水区顶部,在不受人为破坏影响的状态不会发生变化;崩岗体在观测期间发生了侵蚀与堆积变化,崩口高程增大。

从 2012 年初起,五里和程风崩岗下游沟道均有所抬高,使崩塌下来的物质在一定时间内不能流失,堆积体松散,植被生长较快。DEM 对比也发现,2012 年初后崩口高程有所抬高。崩壁高度呈下降趋势。同时,由于 2012 年后两处崩岗发生崩壁后退量较小,植被恢复较快。根据实地调查资料,2012 年五里和程风崩岗崩岗区植被覆盖度分别为 52% 和 53%;2011 年两处崩岗区的植被覆盖度分别为 48% 和 47%,2012 年植被覆盖度比 2011 年分别提高了 4% 和 6%;2013 年五里和程风崩岗区植被覆盖度分别为 63% 和 66%,与 2012 年相比,分别提高 11% 和 13%。所以 2012 年和 2013 年崩壁后退量较小,发展速度减慢。

表 3 崩岗 RTK 监测数据

日期/(年-月)	崩岗面积/m ²		集水区面积/m ²		崩壁高度/m	
	五里	程风	五里	程风	五里	程风
2010-11	176.18	126.52	527.42	954.48	3.28	13.55
2011-10	185.82	144.92	517.78	936.08	3.12	12.75
2013-10	198.72	168.57	504.88	912.43	2.93	11.95

3.3 窠的出现和发展

窠是斜坡坡面在某处内凹的部位。监测崩壁窠形态的变化,不仅能有效反映崩岗发展的强度大小,同时也是崩岗整体形态变化的重要观测任务之一,对揭示崩壁溯源侵蚀的规律有直接意义。分析崩岗土体理化性质初步揭示了窠形成的机理。花岗岩风化壳具有明显的层次性,分别为淋溶层、淀积层、过渡层以及母质层,各层次的性质差异较大。淋溶层和淀积层土壤结

构稳定性较强。从表 4 可知,土体凝聚力自上而下表现为递减的规律。第一层和第二层的黏聚力较大,但在地表径流影响下,土体进水使其含水量增大,抗剪强度随之迅速减小,一定程度下易发生崩塌。而下层土壤风化较弱,土体颗粒间距较大,缺乏胶结,凝聚力很小,抗剪强度最低,在较强径流作用下易被侵蚀而导致崩岗更容易被侵蚀^[7]。一旦抗剪强度和抗侵蚀性较强的淋溶层和淀积层被破坏或被蚀后,下面松散的过渡层和母质层暴露,在瀑流作用下,过渡层很容易被水蚀,有利于窠的形成。随着窠的不断扩大,导致窠上部的崩壁顶部产生临空面,在重力作用下,土体会产生崩塌,当崩壁的崩塌产物部分被流水带走后,过渡层会再次暴露出来,如此反复,崩壁向集水区分水岭方向后退,溯源侵蚀不断进行,崩岗面积发展扩大。因此,崩岗普遍发育在花岗岩地区。

表 1 显示,2010 年降雨量 1 890 mm 时,程风未发生崩壁后退。据调查,在观测期前,程风曾发生过大规模崩壁后退,而 2010 年程风窠正处于孕育阶段,只有当窠出现后,崩壁处于不稳定状态,为崩壁崩塌后退创造条件。而从表 5 中可以看出,程风 1 号窠在 2011 年 6 月 4 日时容积为 0.4 m³,当 6 月 15 日容积达到 10.31 m³,然后产生了崩壁崩塌。2012 年 1 号窠处于重新孕育发展期,所以发生后退量比 2011 年小,到 2013 年 7 月,1 号窠进一步扩展,发生了少量崩塌。五里崩岗 1 号窠 2012~2013 年处于发展过程中。2011 年,五里和程风两处崩岗窠发生了崩塌,崩壁发生了大规模后退。2012 年和 2013 年,两处崩岗窠均处于发育过程中,期间未发生特大暴雨,降雨强度均小于 2011 年,所以,2012 年和 2013 年五里和程风崩岗崩壁后退量均小于 2011 年。

表 4 崩岗土层基本性质

土层	含水率/%		内摩擦角/(°)		凝聚力/kPa	
	五里	程风	五里	程风	五里	程风
淋溶层	22.7	23.4	35.0	32.9	50	45
淀积层	27.4	24.2	35.1	34.6	35	43
过渡层	28.2	21.6	40.2	39.5	23	30
母质层	32.1	22.8	40.0	39.8	19	26

表 5 龕形态统计								
地点	日期/ (年-月-日)	龕号	深度/ m	宽度/ m	高度/ m	与崩壁后缘 的高度/m	龕的容积/ m ³	潜在崩塌物 体积/m ³
五里	2011-6-7	1	0.02	0.5	0.3	3.5	0.003	0.035
	2012-4-11	1	0.02	0.5	0.3	3.6	0.003	0.036
	2013-7-10	1	0.25	0.56	0.52	1.7	0.073	0.238
	2013-7-10	2	0.45	0.75	1.3	4.54	0.439	1.532
	2013-7-10	3	0.28	0.33	1	4.6	0.092	0.425
	2013-7-10	4	0.2	0.65	0.6	5.0	0.078	0.65
程凤	2011-6-4	1	0.2	0.8	2.5	9.0	0.4	1.44
	2011-6-7	1	0.6	1.5	4.5	7.5	4.05	6.75
	2011-6-15	1	1.0	3.75	2.75	1.0	10.313	3.75
	2012-4-11	1	0.4	0.6	1.3	5.5	0.312	1.32
	2012-3-13	1	0.97	1.03	2.7	3.5	2.698	3.497
	2013-7-10	1	0.6	1.54	3.4	6.9	3.142	6.376
	2013-7-10	2	0.15	0.45	0.76	3.1	0.051	0.209

综上所述,崩壁后退量与降雨强度和降雨量有关,降雨强度对崩岗崩壁后退的影响明显大于年降雨量;崩壁后退量与降雨量和降雨强度呈正相关,但非线性关系。前期土壤水分积累是崩岗崩壁后退的潜在因素。龕也是崩壁后退的重要因素,龕在孕育和形成阶段,崩壁发生后退量较小,只有当龕形成到一定规模,崩壁才会发生较大的崩塌。崩岗相对高差变化和植被覆盖度变化对崩壁后退量也有影响作用。由此可知,崩壁向集水区分水岭溯源侵蚀的发生才导致崩岗的动态变化和崩岗地形的发育,崩壁是崩岗发育演变过程中最活跃的部分。因此,崩岗崩壁溯源侵蚀是崩岗侵蚀最主要的表征。

4 结 语

本研究对湖北通城县 2 个典型崩岗崩壁后退量开展了观测工作,并对土体特性开展了试验分析,掌握了

第一手试验数据,分析结果对加深崩岗形成机理的认识具有重要意义,同时丰富了我国崩岗侵蚀观测数据资料。试验分析结论为崩岗的防治提供了一定启示:治理崩岗的关键在于防止崩壁溯源侵蚀的发生,阻止集水区水流冲刷入崩岗区,应在崩岗上游集水区布设截排水措施。在崩岗集水区修建截水沟及竹节水平沟等沟头防护工程,把坡面集中注入的崩岗泥沙拦蓄并引排到安全地方,防止径流冲刷崩壁,扩大崩塌范围,控制崩岗溯源侵蚀。同时在崩壁两侧布设排水设施,选择适当沟道比降,种植草皮。加强崩岗区内内部绿化措施,提高植被覆盖度,在崩壁处沿崖壁边沿种植爬藤类植物可达到护壁作用。在条件许可时,可实施削坡开级,使之成为缓坡或台地状,减少崩塌,为崩岗绿化创造条件。在崩岗出口处可布设谷坊或拦沙坝,抬高侵蚀基准面,降低崩岗侵蚀相对高差,稳定崩脚。

参考文献:

[1] 冯明汉,廖纯艳,李双喜,等.我国南方崩岗侵蚀现状调查[J].人民长江,2009,40(8):66-68,75

[2] 王学强,蔡强国.崩岗及其治理措施的系统分析[J].中国水土保持,2007,(9):29-31.

[3] 伍永秋,刘宝元.切沟、切沟侵蚀与预报[J].应用基础与工程科学学报,2000,8(2):134-141.

[4] 游智敏,伍永秋,刘宝元.利用 GPS 进行切沟侵蚀监测研究[J].水土保持学报,2004,18(5):91-94.

[5] 倪晋仁,韩鹏,李天宏,等.细沟发育过程中的溯源侵蚀与沟壁崩塌[J].应用基础与工程科学学报,2002,10(2):115-124.

[6] 丁树文,蔡崇法,张光远.鄂东南花岗岩地区重力侵蚀及崩岗形成规律的研究[J].南昌水专学报,1995,(1):50-54.

[7] 任兵芳,丁树文,吴大国,等.鄂东南崩岗土体特性分析[J].人民长江,2013,44(3):93-96.

(编辑:李 慧)

Study of headward erosion characteristics of collapsed downland in granite region in southeast Hubei Province

REN Fangbing¹, DING Shuwen², WU Daguo³, LI Shuangxi¹

(1. Yangtze River Basin Monitoring Center Station for Soil and Water Conservation, Changjiang Water Resources Commission, Wuhan 430010, China; 2. Key Laboratory of Arable Land Conservation in Middle and Lower Reaches of Yangtze River, Ministry of Agriculture, Wuhan 430070, China; 3. Tongcheng Soil and Water Conservation Test Station of Hubei Province, Tongcheng 437400, China)

Abstract: To study the erosion mechanism of downland collapse and put forward effective treatment measures, by field test and laboratory analysis, the headward erosion of two typical downland collapses, Wuli Town in Tongcheng County of Hubei Province, is monitored and the related influence factors are analyzed. The results show that the downland headward erosion is the main feature of the collapse mound erosion; there is a nonlinear relationship among the downland headward erosion, rainfall volume and rainfall intensity, also the downland headward erosion is related with variation of the erosion elevation and the vegetation coverage. The occurrence and development of niche is the main cause for downland headward erosion. The more vigorously the niche develops, the faster the hill collapses. So, the key of downland collapse governance is to prevent the downland headward erosion.

Key words: downland collapse; erosion mechanism; rainfall volume; niche; headward erosion; southeast Hubei Province