^{137}Cs 法测定青藏高原土壤风蚀的初步结果

严平^{①②} 董光荣^{①③} 张信宝^{③④} 张一云^⑤

①中国科学院兰州沙漠研究所, 兰州 730000; ②北京师范大学环境演变与自然灾害教育部重点实验室, 北京 100875;

③中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710054; ④中国科学院、水利部成都山地灾害与

环境研究所, 成都 610041; ⑤四川联合大学物理系, 成都 610041. Email: irs@bnu.edu.cn)

摘要 ^{137}Cs 作为大气核试验所产生的人工放射性核素, 以其独特的理化性质而成为研究土壤侵蚀和泥沙沉积的一种良好的示踪源. 在青藏高原风蚀地区应用 ^{137}Cs 法研究了土壤风蚀的现代过程, 初步查明青藏高原 ^{137}Cs 背景值及其分布; 通过 ^{137}Cs 剖面分布态势分析, 探讨不同类型土地的现代风蚀过程, 认为灌丛沙堆和半固定沙地经历了风沙蚀积的交替过程, 而草地和旱作农田均表现为单一的风蚀过程; 经 ^{137}Cs 模型计算, 青藏高原风蚀地区土壤风蚀速率平均为 $47.59 \text{ t} \cdot (\text{hm}^2)^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$, 处于中度侵蚀标准.

关键词 ^{137}Cs 法 青藏高原 土壤风蚀

近年来, 青藏高原地区土地沙漠化作为一个严重的生态环境问题, 已引起人们的普遍关注. 而土壤风蚀作为土地沙漠化的首要环节, 是揭示沙漠化发生发展的关键所在. 对土壤风蚀速率的准确测定, 可以为土壤风蚀防治以及沙漠化评估与治理提供重要的科学依据. 在这方面, 目前采用的研究方法主要有野外观测、风洞实验和风蚀模型评价等, 这些方法在实用性和精确性上都无法令人满意, 尤其在青藏高原这一恶劣的自然环境条件下, 更是难以适从. 所以, 在青藏高原土地沙漠化研究中, 迫切需要引入先进的技术, 精确而便捷地测试土壤风蚀速率. ^{137}Cs 放射性核素示踪法能够达到这一要求.

^{137}Cs 是本世纪 50~70 年代原子弹爆炸产生的放射性尘埃, 降落到地表后, 被土壤粘粒和有机物强烈吸附, 基本不被植物吸收和淋溶流失, 半衰期 30.17 a, 是研究土壤侵蚀和泥沙沉积的一种良好的示踪源. 通过测定土壤剖面中的 ^{137}Cs 含量, 与背景值相比较, 可以确定土壤侵蚀速率, 探讨土壤侵蚀规律. 在水蚀研究方面, ^{137}Cs 法自 70 年代引入以来^[1], 已得到广泛应用, 取得了显著的进展^[2~6]; 而在风蚀研究方面, 直到 90 年代才开始引入或应用^[7~12], 但基本上尚处于探索阶段^[8,12].

本文通过 1997~1998 年青藏高原野外考察, 在风蚀地区选取不同土地类型的若干样点, 进行 ^{137}Cs 取样和测定, 对土壤风蚀速率进行评估, 探讨现代风蚀过程及其强度和区域分布规律, 初步取得了一些成果.

1 研究方法

(i) 样点概况和样品的采集. ^{137}Cs 样品采集于 1997 年 3~4 月和 1998 年 5 月. 取样点选择在青藏高原北部、中部和南部的风蚀地区, 海拔高度自 2 810~4 740 m, 气候类型有高原温带极度干旱气候、半干旱气候和高原亚寒带半干旱气候^[13], 年平均降水量 38.3~422.3 mm, 地表类型包括灌丛沙堆(S1)、半固定沙地(S3)、(风蚀)草地(S2, S4, S6 和 S7)和旱作农田(S5)等 4 种(表 1).

取样用内径分别为 10.5 cm(层样)和 6.8 cm(全样)的两种取样钻垂直打入土层, 取样深度一般为 30 cm, 层样间距为 5 和 10 cm, 同时取相关的粒度样品, 共计取得 ^{137}Cs 样品 49 个,

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2000-45-2-199>

粒度样品 26 个.

表 1 青藏高原若干地区 ¹³⁷Cs 取样点概况

样点编号	取样地点	经纬度 海拔高度/m	气候类型 年降水量/mm	地表状况 土壤类型	土壤容重 /t·m ⁻³
S1	格尔木市 东北 1.5 km	36°25'N, 94°55'E 2 810	高原温带极度干旱气候 38.8	灌丛沙堆 风沙土	1.48
S2	萨伽县 城西 2.5 km	28°54'N, 88°00'E 4 320	高原温带半干旱气候 350.0	草地 亚高山草原土	0.99
S3	定日县尼夏 朋曲河谷	28°33'N, 87°31'E 4 230	高原温带半干旱气候 319.0	半固定沙地 草原风沙土	1.61
S4	日喀则市 东 11 km	29°19'N, 88°58'E 3 880	高原温带半干旱气候 422.3	风蚀草地 山地灌丛草原土	1.26
S5	日喀则江当 西南 3 km	29°17'N, 89°17'E 3 840	高原温带半干旱气候 422.3	旱作农田 山地灌丛草原土	1.28
S6	五道梁 北麓河沿	34°54'N, 92°55'E 4 590	高原亚寒带半干旱气候 264.8	(风蚀)草地 高山草原草甸土	1.05
S7	五道梁 贡冒日玛山	35°06'N, 92°47'E 4 740	高原亚寒带半干旱气候 264.8	(风蚀)草地 高山草原草甸土	1.05

(ii) 测试方法. 样品经风干后, 称重、研磨过筛(孔径为 1.0 mm), 剔除大颗粒及草根, 每个样品重约 400 g, 在四川联合大学物理系用 γ 谱仪进行测试. ¹³⁷Cs 的含量用其 661.6 keV γ 射线的全峰面积计算. 测试仪器为美国坎培拉公司(ORTEC)生产的高纯锗(Ge)探测器, 经前置放大和数字转换后, 接 4 096 道多道分析仪, 采用道边界法测定. 探头的灵敏体积为 100 m³, 对 ⁶⁰Co 1.33 MeV 的 γ 射线能量分辨率为 1.9 keV, 峰康比为 50:1. 仪器具有良好的稳定性(道漂小于 1 道/月)和较低的本底(¹³⁷Cs 峰面积内本底为 2.03×10⁻² Bq), 重复测量相对误差小于 6%. 样品测试时间为 30 000 s.

(iii) 计算方法. 对于层样, 经测试得到样品的 ¹³⁷Cs 活度, 应用以下公式计算出相应样点的 ¹³⁷Cs 总量^[7,11]:

$$CPI = \sum_{i=1}^n C_i \cdot Bd_i \cdot D_i \cdot 10^3,$$

(1)

式中 CPI 表示样点的 ¹³⁷Cs 总量(Bq·m⁻²), *i* 为采样层序号, *n* 为采样层数, *C_i* 为 *i* 采样层的 ¹³⁷Cs 活度(Bq·kg⁻¹), *Bd_i* 为 *i* 采样层的土壤容重(t·m⁻³), *D_i* 为 *i* 采样层的深度(m).

对于全样, 可应用以下公式计算其 ¹³⁷Cs 总量^[7]:

$$CPI = C_i \cdot W/S,$$

(2)

式中 *C_i* 表示全样 ¹³⁷Cs 活度(Bq·kg⁻¹), *W* 为过筛(<1.0 mm)后的细粒样品重(kg), *S* 为取样器横截面积(m²).

¹³⁷Cs 总量变化率(即再分配率, CPR)应用下式计算^[7]:

$$CPR = (CPI \cdot k \cdot CRI) \cdot 100 / (k \cdot CRI),$$

(3)

式中 CPR 为样点与对照点(背景值)相比的 ¹³⁷Cs 总量变化率(%), CRI 为 ¹³⁷Cs 背景值总量(Bq·m⁻²), *k* 是由风雪及植被引起的 ¹³⁷Cs 背景值损失系数, 一般 *k* 取 0.95^[7].

研究表明,土壤侵蚀引起的土壤再分配率与 ^{137}Cs 总量变化呈线性关系^[2,3],故土壤风蚀速率(E)应用下式计算:

$$E=-CPR\cdot Bd\cdot DI\cdot 10^4/T,$$

(4)

式中 E 为样点土壤风蚀速率($\text{t}\cdot(\text{hm}^2)^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$), Bd 为样点土壤容重($\text{t}\cdot\text{m}^{-3}$), T 为 ^{137}Cs 沉降高峰期(即 1963 年)与取样时间之间的年代差值, 本研究 T 分别是 34 和 35 a. 关于 $DI(\text{m})$ 的取值, 对于耕作土壤($S5$), DI 为耕作层厚度(m)^[2,3,14]; 而对于非耕作土壤, 即自然风蚀剖面, DI 深度是指 ^{137}Cs 剖面中, ^{137}Cs 含量为零以上的土层厚度, 并减去其间不含 ^{137}Cs 的土层厚度($S1, S3$), 或为最大风蚀深度($S4, S6$ 和 $S7$).

2 结果分析

^{137}Cs 样品经过测试, 应用上述公式计算, 对青藏高原若干风蚀地区 ^{137}Cs 总量及其变化率和土壤风蚀速率评估如表 2.

表 2 青藏高原若干地区 ^{137}Cs 总量及其变化率与风蚀速率计算结果

样 点	样品 ^{137}Cs 活度 ^{a)}	CPI ^{b)}	CPR ^{c)}	E ^{d)}	平均风蚀速率	
	$/\text{Bq}\cdot\text{kg}^{-1}$	$/\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$	$\%$	$/\text{t}\cdot(\text{hm}^2)^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$	$/\text{t}\cdot(\text{hm}^2)^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$	$/\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$
S1	0.23	97.53	-95.68	83.30	84.14	5.68
	0.00\0.00\0.24\0.28\0.18\0.03	54.02	-97.61	84.98		
S2	3.32	982.11 ^{e)}	—	—	—	—
	0.40	186.30	-80.03	75.80		
S3	0.65	287.70	-69.16	65.50	69.43	4.31
	0.84	380.43	-59.23	56.09		
	0.73\0.00\0.00\0.46\0.22\0.35	141.68	-84.81	80.32		
S4	0.50	350.85	-62.40	23.12	22.62	1.80
	2.81\1.56\0.46\0.10\0.04\0.00	331.76	-59.69	22.12		
S5	1.13	433.61	-53.53	30.23	30.68	2.40
	2.14\1.81\1.78\0.48\0.33\0.00	418.56	-55.14	31.14		
S6	21.60\5.56\1.33	2 993.17 ⁰⁾	—	—	20.20	1.92
	4.92\1.28\0.30	698.74	-69.04	20.71		
S7	14.14\4.32\0.99	1 738.36 ⁰⁾	—	—	22.69	2.16
	14.99\6.75\1.56	2 396.60 ⁰⁾	—	—		
	3.33\0.83\0.00	702.39	-68.88	20.66		
	2.07\0.52\0.00	397.54	-82.39	24.72		
平 均	—	—	-72.12	47.59	47.59	3.05

a) 单一数字表示全样(0~30 cm); 6 组数字表示 5 cm 间距的层样(0~5\5~10\10~15\15~20\20~25\25~30 cm); 3 组数字表示 10 cm 间距的层样(0~10\10~20\20~30 cm); b)、c)、d) 分别依据公式(1)与(2)、(3)、(4)得到, 其中 Bd 见表 1, $DI=0.10\sim0.30\text{ m}$, $k=0.95$, $T=34\text{ a}$ ($S1\sim S5$), 35 a ($S6, S7$); e) 南部地区(样点 $S2, S3, S4, S5$) ^{137}Cs 背景值($982.11\text{ Bq}\cdot\text{m}^{-2}$); f) 中、北部地区(样点 $S1, S6, S7$) ^{137}Cs 背景值(平均为 $2\,376.04\text{ Bq}\cdot\text{m}^{-2}$)

2.1 ^{137}Cs 背景值

^{137}Cs 背景值是指 ^{137}Cs 沉降以来, 未经任何形式的土壤侵蚀和人为影响的天然土壤剖面中的 ^{137}Cs 总量. 样点 $S2$ 和 $S6, S7$ 中的对照点均为未受风蚀和人为干扰的天然草场, 满足背景值取样的要求^[2, 3]. 经测定和计算, 其背景值含量分别为 $982.11\text{ Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $1\,738.36\sim2\,993.60\text{ Bq}\cdot\text{m}^{-2}$.

由于本项研究南北纵贯青藏高原近 8 个纬度, 海拔差近 2 000 m, 跨越两个温度带和两

个湿度带，无论从大气环流，还是从降水量和土壤性质等方面，差异很大(表 1)，而这些因素决定了 ^{137}Cs 沉降、吸收及其背景值分布^[6,7]。因此，从总体上，根据样点邻近的原则，初步将本项研究涉及到的地区划分为两个部分，即青藏高原南部地区和中、北部地区，其 ^{137}Cs 背景值含量分别为 982.11 和 2 376.04 $\text{Bq}\cdot\text{m}^{-2}$ 。其中后者与全球平均值^[2,3]、黄土高原地区^[4,5]及在邻近的黄河源区的钻孔测试结果^[15]相接近；前者数值偏小，可能主要与高原季风的影响^[16]及距离核扩散中心的相对位置较远有关。

2.2 ^{137}Cs 活度的剖面分布与风蚀过程

^{137}Cs 沉降到地表，其含量随土壤剖面深度的增加而急剧减小，一般遵循指数递减规律，通常集中于土壤表面(0~30 cm)左右^[5,14]。在以上样点中，除了背景值样点(S2, S6, S7)外，其余样点 ^{137}Cs 活度的剖面分布均有一定程度的变化(图 1)，表明自 ^{137}Cs 沉降以来(近 40 年内)，不同类型土地经历了不同的蚀积过程或人为作用。

图 1 ^{137}Cs 活度随土壤深度分布示意图

- (1) 灌丛沙堆(S1): 表层(0~10 cm)已遭风蚀, ^{137}Cs 含量为零, 后期接收“分选较差”的中-细砂(平均粒径 $M_z = 0.225 \sim 0.268 \text{ mm}$, 分选系数 $s_1 = 1.667 \sim 1.934$)^[17, 18]沉积, 不含 ^{137}Cs ;
- (2) 半固定沙地(S3): 0~15 cm 深度内, 早期遭受强烈风蚀, 之后经历流沙入侵, 后生草固定, 表层(0~5 cm)接收“分选较好”的极细砂($M_z = 0.087 \text{ mm}$, $s_1 = 0.561$)^[17, 18]沉积, 含有一定的 ^{137}Cs ;
- (3) 风蚀草地(S4, S6 和 S7): 虽然表层(0~5 cm) ^{137}Cs 含量较小, 总量与背景值差别较大, 但 ^{137}Cs 分布接近正常态势, 单一和均匀的风蚀过程可能主要发生在表层(0~5 cm);
- (4) 旱作农田(S5): 0~15 cm 深度内, 由于耕作混合(耕作层深度为 15 cm 左右), ^{137}Cs 含量分布均匀, 15 cm 以下, ^{137}Cs 含量急剧减小, 转为 ^{137}Cs 分布的正常态势, 风蚀过程主要与耕作有关。

2.3 ^{137}Cs 损失与土壤风蚀速率

由表 2 可知, 青藏高原风蚀地区的 ^{137}Cs 总量变化率在 -53.53% ~ -97.61% 之间, 平均达到 -72.12%, 其中极度干旱地区的灌丛沙堆(S1) ^{137}Cs 含量最低, ^{137}Cs 总量变化率超过 -95%, 土壤风蚀最为严重, 风蚀速率达到 $84.14 \text{ t} \cdot (\text{hm}^2)^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$; 在半干旱地区, 半固定沙地(S3) ^{137}Cs 总量变化率平均为 -73.31%, 风蚀速率近 $70 \text{ t} \cdot (\text{hm}^2)^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$; 旱作农田(S5) ^{137}Cs 总量变化率为 -54.34%, 风蚀速率平均为 $30.68 \text{ t} \cdot (\text{hm}^2)^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$; 虽然草地(S4, S6, S7) ^{137}Cs 损失率超过 60% 甚至 80%, 但由于 ^{137}Cs 损失主要集中在其表层, 风蚀速率相对较小, 在 $20.20 \sim 22.69 \text{ t} \cdot (\text{hm}^2)^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间, 平均值仅为 $21.84 \text{ t} \cdot (\text{hm}^2)^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$. 总体上, 青藏高原风蚀地区的土壤风蚀速率平均为 $47.59 \text{ t} \cdot (\text{hm}^2)^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$, 即每年土壤流失厚度为 3.05 mm. 根据土壤侵蚀强度分级标准^[19, 20], 其风蚀强度处于中度侵蚀标准, 其中极度干旱地区的灌丛沙堆达到极强度侵蚀标准; 半干旱地区的半固定沙地处在强度侵蚀标准; 半干旱地区的旱作农田为中度侵蚀标准; 半干旱地区的草地风蚀最弱, 为轻度侵蚀标准. 因此, 可以认为, 青藏高原土壤风蚀处在中度发展阶段, 由此引起的土地沙漠化应予以足够的重视.

3 结论与讨论

(1) 根据在青藏高原若干地区 ^{137}Cs 取样、测试, 初步查明了青藏高原 ^{137}Cs 背景值分布, 即南部地区为 $982.11 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$, 中、北部地区为 $2\,376.04 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$.

(2) 通过分析 ^{137}Cs 含量剖面分布态势, 初步发现, 近 40 年来, 不同类型的土地经历了不同的蚀积过程. 灌丛沙堆和半固定沙地均发生过风沙蚀积的交替过程, 虽然其具体年代尚难以确定, 但从总体上可以划分出风沙活动期和生草固定期; 风蚀草地和旱作农田表现为单一、均匀的风蚀过程, 草地风蚀主要出现在其表层(0 ~ 5 或 0 ~ 10 cm 深度内), 而旱作农田的风蚀主要与耕作有关, 发生在耕作层(0 ~ 15 cm)范围内. 这方面的研究还有待于做进一步深入的工作.

(3) 总体上, 青藏高原风蚀地区的土壤风蚀速率平均为 $47.59 \text{ t} \cdot (\text{hm}^2)^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$, 处于中度侵蚀标准, 其中极度干旱地区的灌丛沙堆风蚀最为严重, 达到极强度侵蚀标准, 半干旱地区的草地风蚀最弱, 处在轻度侵蚀标准.

(4) 本项研究是将 ^{137}Cs 法应用到风蚀过程的一次尝试. 初步认识到, 虽然应用 ^{137}Cs 总量变化率测算土壤侵蚀速率在理论上是可行的, 但以往的土壤侵蚀 ^{137}Cs 模型, 即公式(4)主要适用于耕作土壤, 对于本文所涉及到的大量的非耕作土壤(即自然风蚀剖面), 在 DI 的取值、 ^{137}Cs 的剖面分布等方面, 尚有待于进一步探讨. 在这方面, Yang 等人^[21]提出了非耕作土壤侵蚀速率的 ^{137}Cs 模型, 可能有助于 ^{137}Cs 法应用到风蚀研究中的有关问题的解决.

致谢 作者衷心感谢邹学勇研究员、张春来和郝青振博士以及德国柏林自由大学 J. Dieter 教授、H. Robert 博士等人在野外考察中给予的指导和帮助; 同时也感谢白立新、文安邦和宋维佳等协助 ^{137}Cs 样品和粒度样品的分析. 本工作为国家自然科学基金(批准号: 39990490)、中国科学院重大项目(批准号: KZ951-B₁-206)和中国科学院-德国马普学会“青藏高原风沙地貌起源与发育考察”资助项目.

参 考 文 献

- 1 Ritchie J C, Sparberry J A, McHenry J R. Estimating soil erosion from the redistribution of fallout ^{137}Cs . *Soil Sci Soc Am J*,

- 1974, 38: 137 ~ 139
- 2 Ritchie J C, McHenry J R. Application of radioactive fallout caesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. *J Environ Qual*, 1990, 19: 215 ~ 233
 - 3 Walling D E, Quine T A. Use of caesium-137 as a tracer of erosion and sedimentation: Handbook for the application of the caesium-137 technique. UK Overseas Development Administration Research Scheme R4579. Exeter: Department of Geography, Univ Exeter, 1993. 15 ~ 97
 - 4 张信宝, 李力龙, 王成华, 等. 黄土高原小流域砂来源的 ^{137}Cs 研究. *科学通报*, 1989, 34(3): 210 ~ 213
 - 5 Zhang X B, Higgitt D L, Walling D E. A preliminary assessment of potential for using caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China. *Hydrol Sci J*, 1990, 35: 243 ~ 252
 - 6 石 辉, 刘普灵, 田均良. 核示踪技术在土壤侵蚀研究中的应用. *水土保持通报*, 1997, 17(3): 44 ~ 49
 - 7 Sutherland R A, de Jong E. Estimation of sediment redistribution within agricultural fields using caesium-137, Crystal Springs, Saskatchewan, Canada. *Appl Geography*, 1990, 10: 205 ~ 213
 - 8 Sutherland R A, Kowalchuk T, de Jong E. Caesium-137 estimates of sediment redistribution by wind. *Soil Sci*, 1991, 151(15): 387 ~ 396
 - 9 Chappell A. Modelling the spatial variation of processes in redistribution of soil: digital models and ^{137}Cs in the southwest Niger. *Geomorphology*, 1996, 17: 249 ~ 261
 - 10 Chappell A. Using remote sensing and geostatistics to map ^{137}Cs -derived net soil flux in the south-west Niger. *J Arid Environ*, 1998, 39: 441 ~ 455
 - 11 濮励杰, 包浩生, 彭补拙, 等. ^{137}Cs 应用于我国西部风蚀地区土地退化的初步研究——以新疆库尔勒地区为例. *土壤学报*, 1998, 35(4): 441 ~ 449
 - 12 严 平, 张信宝. ^{137}Cs 法在风沙过程研究中的应用前景. *中国沙漠*, 1998, 18(2): 182 ~ 187
 - 13 林振耀, 吴祥定. 青藏高原气候区划. *地理学报*, 1981, 36(1): 22 ~ 31
 - 14 Walling D E, Quine T A. Calibration of caesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data. *Land Degrad Rehabil*, 1990, 2: 161 ~ 175
 - 15 项 亮, 夏威夷岗, 王苏民. 黄河源区希门措湖泊沉积孔柱放射性核素分布及时标信息辨析. 见: 青藏项目专家委员会编. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994). 北京: 科学出版社, 1995. 168 ~ 174
 - 16 叶笃正, 高由禧等著. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 62 ~ 73
 - 17 吴 正. 风沙地貌学. 北京: 科学出版社, 1987. 266 ~ 312
 - 18 Fork C R, Word W C. Brazo River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J Sedi Petro*, 1957, 27: 3 ~ 26
 - 19 中华人民共和国水利部. 土壤侵蚀分类分级标准. 北京: 中国水利水电出版社, 1997. 9 ~ 12
 - 20 Zachar D. Soil Erosion. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company, 1982. 84 ~ 86
 - 21 Yang H, Qing C, Du M Y, et al. Quantitative model of soil erosion rates using ^{137}Cs for uncultivated soil. *Soil Sci*, 1998, 63(3): 248 ~ 257

(1999-07-07 收稿, 1999-10-14 收修改稿)