

# 利用 $^{137}\text{Cs}$ 大气沉降通量估算土壤侵蚀速率的可行性研究——以辽东湾地区为例

张克新 潘少明\* 徐仪红 曹立国 郝永佩 吴孟孟 任 珊 黄亚楠

(南京大学地理与海洋科学学院海岸与海岛开发教育部重点实验室, 南京 210023)

**摘 要** 利用日本东京和秋田地区 1957—2008 年的 $^{137}\text{Cs}$  年沉降数据和降水数据, 对辽东湾地区 $^{137}\text{Cs}$  的大气沉降通量进行估算; 通过建立模型, 对用 $^{137}\text{Cs}$  大气沉降通量来估算土壤侵蚀速率的可行性进行分析。结果表明: 辽东湾地区 $^{137}\text{Cs}$  的大气总沉降通量为  $1614 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ ; 利用该值估算出该区域的年均土壤侵蚀速率为  $17.39 \sim 38.92 \text{ t} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , 而采用杨浩等 (2000) 的质量平衡模型估算出该地区年均土壤侵蚀速率为  $11.97 \sim 44.94 \text{ t} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ; 本文计算结果的变异系数为 30.5%, 低于杨浩等 (2000) 估算结果的变异系数 49%。本文所采用的方法得出的结果与实测大气沉降通量背景值 ( $1845 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ ) 得出的结果进行  $t$  检验表明, 两种方法估算的结果没有显著性差异, 说明采用 $^{137}\text{Cs}$  大气沉降通量来估算土壤侵蚀速率是可行的, 有利于简化估算土壤侵蚀速率的方法并提高其精度。

**关键词**  $^{137}\text{Cs}$ ; 大气沉降通量; 土壤侵蚀速率; 辽东湾

**A feasibility research on soil erosion rate by using  $^{137}\text{Cs}$  atmospheric deposition: A case study of Liaodong Bay.** ZHANG Ke-xin, PAN Shao-ming\*, XU Yi-hong, CAO Li-guo, HAO Yong-pei, WU Meng-meng, REN Shan, HUANG Ya-nan (Key Laboratory of Ministry Education of Coastal and Island Development, Nanjing University, Nanjing 210023, China).

**Abstract:** Anthropogenic radionuclide  $^{137}\text{Cs}$  released from atmospheric nuclear tests, major nuclear reactor accidents, and other sources can be detected in the environment in most parts of the world. In this paper, we investigated the  $^{137}\text{Cs}$  atmospheric deposition in the Liaodong Bay based on the records of  $^{137}\text{Cs}$  atmospheric deposition and precipitation in Tokyo and Akita in Japan. Additionally, a practical method for soil erosion rate was studied by using  $^{137}\text{Cs}$  atmospheric deposition and developing a model. The results indicated that the cumulative atmospheric deposition inventory of  $^{137}\text{Cs}$  was estimated to be  $1614 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$  (decay corrected to 2009) from 1957 to 2008 in the Liaodong Bay. The value of  $^{137}\text{Cs}$  atmospheric deposition can be seen as the reference inventory to estimate for the soil erosion rate. The average soil erosion rate ranged from  $17.39 \sim 38.92 \text{ t} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$  computed by the  $^{137}\text{Cs}$  atmospheric deposition. However, the average soil erosion rate ranged from  $11.97 \sim 44.94 \text{ t} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$  using the local reference inventory. This is mainly because we had considered the  $^{137}\text{Cs}$  atmospheric dry deposition since 1964 and the  $^{137}\text{Cs}$  cumulative atmospheric deposition after 1990, thus, leading to the average result higher than that of Yang *et al.* (2000). Additionally, the variation coefficient (30.5%) was lower than that (49%) by Yang *et al.* (2000). This indicated that the dispersion of using the method in present study was also lower than in previous studies. Statistical analysis of the erosion rate derived from the two methods does not show significant difference, which demonstrated that the  $^{137}\text{Cs}$  atmospheric deposition is a feasible way to estimate the soil erosion rate.

**Key words:**  $^{137}\text{Cs}$ ; atmospheric deposition; soil erosion rate; Liaodong Bay.

土壤侵蚀已经成为世界环境问题中最为突出的问题之一,严重制约着人类社会经济的可持续发展。长期以来,由于自然因素和人类活动(如:滥垦、滥伐)使得中国成为土壤侵蚀最严重的国家之一,全国每年流失土壤超过  $5 \times 10^9$  t, 约占世界土壤总侵蚀量的 20% (陈雷, 2002)。自 1963 年 Yamagata 等 (1963) 首次尝试用  $^{137}\text{Cs}$  和  $^{90}\text{Sr}$  研究土壤侵蚀以来,  $^{137}\text{Cs}$  示踪技术被广泛应用于许多国家和地区的土壤侵蚀速率估算。Rogowski 等 (1965) 应用  $^{137}\text{Cs}$  法测定径流量、土壤侵蚀量和  $^{137}\text{Cs}$  流失量之间的关系,并发现了土壤侵蚀量与  $^{137}\text{Cs}$  流失量之间存在指数关系。Ritchie 等 (1974) 年首次根据土壤  $^{137}\text{Cs}$  损失率与土壤侵蚀量之间的变化规律建立起耕作土壤的经验估算关系模型;之后,有许多学者在质量平衡估算模型方面做了大量研究 (Kachanoski *et al.*, 1984; Fredericks *et al.*, 1988; Walling *et al.*, 1990, 1999, 2003)。中国  $^{137}\text{Cs}$  示踪技术研究土壤侵蚀起步于 20 世纪 80 年代。张信宝等 (1988) 利用  $^{137}\text{Cs}$  法在黄土高原地区测算了农耕地的土壤侵蚀量,并在 1990 年建立了农耕地的土壤侵蚀质量平衡模型 (张信宝等, 1988, Zhang *et al.*, 1990); 杨浩等 (2000) 根据质量平衡模型采用整个北半球  $^{137}\text{Cs}$  的平均年沉降分量,建立了农耕地土壤侵蚀速率的定量模型。但是,基于  $^{137}\text{Cs}$  的示踪原理研究区域土壤侵蚀需要解决的首要问题是准确获得区域土壤中  $^{137}\text{Cs}$  的背景值 (唐翔宇等, 2001; 何坚等, 2011; Xu *et al.*, 2013), 即大气环境中  $^{137}\text{Cs}$  在本地区的沉降值。关于区域土壤中  $^{137}\text{Cs}$  的背景值,国内外已有不少数据 (Menzel *et al.*, 1987; Sigurgeirsson *et al.*, 2005; 齐永青等, 2006; Xu *et al.*, 2013, 2015)。目前,区域背景值的确定主要通过标准剖面  $^{137}\text{Cs}$  进行测量的方法得到 (唐翔宇等, 2001; 齐永青等, 2006; 张明礼, 2009)。近年来,随着人类活动的加剧和城市化进程的加快,理想背景值采样点的选取变得越来越困难。本文利用东京和秋田地区 1957—2008 年的  $^{137}\text{Cs}$  年沉降数据和年降水数据,通过建立模型,对辽东湾地区  $^{137}\text{Cs}$  的大气沉降通量进行估算,并对用  $^{137}\text{Cs}$  大气沉降通量作为背景值来估算土壤侵蚀速率的可行性进行研究。这将有助于简化和提高利用  $^{137}\text{Cs}$  示踪技术来估算土壤侵蚀速率的方法和精度,也能为辽东湾沿岸区域物质输移定量研究和示踪湾内沉积物来源提供理论依据。

## 1 模型的构建

### 1.1 $^{137}\text{Cs}$ 大气沉降通量的计算

在相同纬度带内,  $^{137}\text{Cs}$  的沉降趋势基本相同; 同纬度带内各地区  $^{137}\text{Cs}$  大气沉降量的差异主要是由降水量不同而引起的 (UNSCEAR, 2000)。由于辽东湾地区没有完整的  $^{137}\text{Cs}$  大气湿沉降通量记录,可以采用与该地区处于同一纬度带的日本东京 ( $35^{\circ}41'\text{N}$ ) 和秋田 ( $39^{\circ}43'\text{N}$ ) 地区已有  $^{137}\text{Cs}$  大气沉降通量的监测数据来估算辽东湾的  $^{137}\text{Cs}$  大气沉降通量。那么,研究区第  $t$  年  $^{137}\text{Cs}$  的大气总沉降通量  $F_t$ :

$$F_t = Q_t + U_t \quad (1)$$

式中,  $Q_t$  为  $t$  年  $^{137}\text{Cs}$  的大气湿沉降通量 ( $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  $U_t$  为  $^{137}\text{Cs}$  的年干沉降通量 ( $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ )。

$$\text{而 } ^{137}\text{Cs} \text{ 的大气湿沉降通量: } Q_t = C_t \times P_t \quad (2)$$

式中,  $C_t$  为该年雨水中的  $^{137}\text{Cs}$  平均浓度 ( $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-3}$ ),  $P_t$  表示辽东湾地区  $t$  年的降水量 (m)。由此可知,该地区  $t$  年的  $^{137}\text{Cs}$  大气湿沉降通量可用下式表示 (Hirose *et al.*, 2008):

$$D_t = (P_t / P_{dj}) D_{dj} \quad (3)$$

式中,  $D_t$  为大连地区某年份  $^{137}\text{Cs}$  的大气湿沉降通量 ( $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  $P_t$  为该地区第  $t$  年的降水量 (m),  $P_{dj}$  为该年份东京地区的降水量 (m),  $D_{dj}$  为东京地区该年份  $^{137}\text{Cs}$  的大气湿沉降通量 ( $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ )。

本文采用已有  $^{137}\text{Cs}$  干沉降通量记录 (日本新潟 ( $37^{\circ}55'\text{N}$ ,  $139^{\circ}01'\text{E}$ ) 地区  $^{137}\text{Cs}$  干沉降通量值来估算辽东湾地区的  $^{137}\text{Cs}$  干沉降通量。假设新潟和辽东湾地区空气中大气沉降物的沉降速率相同,那么,根据新潟 1964—2008 年任意  $t$  年  $^{137}\text{Cs}$  的干、湿沉降通量比值,可以算出其干湿沉降通量的比值  $W_t$ ,而后根据已求得的辽东湾  $^{137}\text{Cs}$  的湿沉降通量,即可求出辽东湾  $^{137}\text{Cs}$  的干沉降通量  $U_t$ 。

$$\text{干沉降通量 } U_t: U_t = Q_t \times W_t \quad (4)$$

式中,  $Q_t$  为  $t$  年  $^{137}\text{Cs}$  的大气湿沉降通量 ( $\text{Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ ),  $W_t$  为  $^{137}\text{Cs}$  在  $t$  年的干湿沉降通量比值。

$^{137}\text{Cs}$  总沉降通量的计算,根据本文所求得的辽东湾地区  $^{137}\text{Cs}$  的年沉降数据,截止到某年研究区  $^{137}\text{Cs}$  的总沉降通量可用下式表示 (王安东等, 2009; 曹立国等, 2014):

$$CD_{tr} = \sum_{t=1957}^{tr} F_t e^{-\lambda(tr-t)} \quad (5)$$

式中,  $CD_{tr}$  为经衰变校正后截止到  $tr$  年的  $^{137}\text{Cs}$  总沉

降通量 ( $Bq \cdot m^{-2}$ ),  $\lambda$  为<sup>137</sup>Cs 的衰变常数 (0.023),  $F_t$  为第  $t$  年的<sup>137</sup>Cs 总沉降通量 ( $Bq \cdot m^{-2}$ ),  $tr$  为 2009 年。

## 1.2 土壤侵蚀模型的构建

据已有研究,在耕作土壤中,<sup>137</sup>Cs 在耕作层范围内具有相对呈均一分布的特征(张信宝等,1988; Walling *et al.*, 1999, 2003; 杨浩等, 2000; 何坚等, 2011)。本文中假设  $S_t$  和  $S_{t-1}$  分别为第  $t$  年和  $t-1$  年末土壤剖面中<sup>137</sup>Cs 的总量 ( $Bq \cdot m^{-2}$ ),  $E_t$  为第  $t$  年土壤剖面中<sup>137</sup>Cs 的损失量 ( $Bq \cdot m^{-2}$ ),  $h_t$  为第  $t$  年中土壤损失的厚度 (m),  $H$  为土壤耕层厚度 (m)。那么,第  $t$  年中土壤损失的厚度与土壤耕层厚度这两者的比值等于第  $t$  年<sup>137</sup>Cs 的损失量  $E_t$  与残余量 ( $S_{t-1} + F_t$ ) 之间的比值。因此,它们之间的比值等于:

$$h_t/H = E_t / (S_{t-1} + F_t) \quad (6)$$

$$\text{则: } E_t = (h_t/H) \times (S_{t-1} + F_t) \quad (7)$$

根据 Kachanoski 等 (1984) 和 Walling 等 (1990) 的<sup>137</sup>Cs 质量平衡模型:

$$\begin{aligned} S_t &= S_{t-1} + F_t - E_t - kS_t \\ &= (S_{t-1} + F_t - E_t) / (1 + k) \\ &= (S_{t-1} + F_t - E_t) \times 0.977 \end{aligned} \quad (8)$$

式中,  $S_t$ 、 $S_{t-1}$ 、 $F_t$  和  $E_t$  定义如上文所述,  $k$  为衰变常数 (0.023)。

把 (1)、(7) 代入 (8) 得出:

$$\begin{aligned} S_t &= (S_{t-1} + F_t - E_t) \times 0.977 \\ &= (1 - h_t/H) \times (S_{t-1} + F_t) \times 0.977 \end{aligned} \quad (9)$$

为了简化模型,假定每一年的侵蚀厚度都是相同的,即:  $h_t = h$ ,

那么 (9) 式就可变为:

$$S_t = (1 - h/H) \times (S_{t-1} + F_t) \times 0.977 \quad (10)$$

而后把  $t = 1, 2, 3, \dots, N = T - 1957$  ( $T$  为采样年份) 分别代入 (10), 再令:

$$\begin{aligned} (1 - h/H) \times 0.977 &= Z \\ \text{则: } S_1 &= Z(S_0 + F_1) = ZF_1; S_0 = 0; \\ S_2 &= Z(S_1 + F_2) = Z(ZF_1 + F_2) = Z^2F_1 + ZF_2; \\ &\dots \dots \\ S_N &= Z(S_{N-1} + F_N) = Z^NF_1 + Z^NF_2 + Z^{N-2}F_3 + \dots + ZF_N \end{aligned} \quad (11)$$

$S_N$  即被侵蚀的土壤剖面中<sup>137</sup>Cs 的总含量  $A_t$ , 即:  $S_N = A_t$ 。

该区域<sup>137</sup>Cs 的大气总沉降通量  $S_N = Z(S_{N-1} + F_N) = Z^NF_1 + Z^NF_2 + Z^{N-2}F_3 + \dots + ZF_N$  为该区域的

背景值, 则有:

$$F_1 + F_2 + \dots + F_N = A_{\text{ref}}$$

那么,  $N$  年来, <sup>137</sup>Cs 在土壤中的损失量为:

$$\begin{aligned} A_{\text{ref}} - A_t &= (1 - Z^N)F_1 + (1 - Z^{N-1})F_2 + (1 - Z^{N-2})F_3 + \\ &\dots + (1 - Z)F_N \end{aligned} \quad (12)$$

当  $Z \in [0, 0.977]$  之间的实数时, 可用二分法或图解法由方程 (12) 即可以求出  $Z$  值。

对于耕作土壤, 由方程 (12) 求出的年平均土壤损失厚度后, 即可得到耕作土壤侵蚀速率的模型:

$$L = h \times R \times 10000 \quad (13)$$

但在非耕作土壤中, <sup>137</sup>Cs 的比活度随深度向下呈指数递减分布。因此, 在非耕作土壤中, 设<sup>137</sup>Cs 比活度随深度垂直分布的函数为:

$$f(x) = ae^{-bx}, (a, b > 0) \quad (14)$$

式中,  $a$ 、 $b$  为剖面分布函数的系数, 可通过<sup>137</sup>Cs 在剖面中的分布进行拟合确定。

那么, <sup>137</sup>Cs 在分布深度为  $H'$  的剖面中, 其损失量  $E_t'$  为:

$$\begin{aligned} E_t' &= A_{\text{ref}} - A_t \\ &= \int_0^H Rf(x) dx - \int_{h'}^H Rf(x) dx \\ &= R \int_0^{h'} ae^{-bx} dx \end{aligned} \quad (15)$$

式中,  $R$  为土壤容重 ( $g \cdot cm^3$ ),  $A_{\text{ref}}$  为背景值,  $A_t$  为剖面实测值,  $h'$  为总侵蚀厚度,  $H'$  为整个剖面的深度 (m)。

求得得  $t$  年来土壤侵蚀总厚度  $h'$  (m) 为:

$$h' = -\frac{1}{b} \times \ln \left[ 1 - \frac{(A_{\text{ref}} - A_t)/b}{aR} \right] \quad (16)$$

根据方程 (16) 即可得到非耕作土壤侵蚀速率的模型为:

$$L = h' / (M - 1957) \times R \times 10000 \quad (17)$$

式中,  $M$  为采样年份。

## 2 结果与分析

### 2.1 研究区<sup>137</sup>Cs 总沉降通量

本文根据日本东京和秋田气象观测站的<sup>137</sup>Cs 年沉降通量数据和降水数据, 并结合大连逐年降水数据, 估算出辽东湾地区 1957—2008 年<sup>137</sup>Cs 的年湿沉降通量 (图 1)。研究区 1957—2008 年<sup>137</sup>Cs 的总湿沉降通量为  $1419 Bq \cdot m^{-2}$  (衰变校正至 2009 年)。大气中的<sup>137</sup>Cs 湿沉降主要集中在 1960s, <sup>137</sup>Cs 的最大湿沉降年份在 1963 年, 年湿沉降通量达到

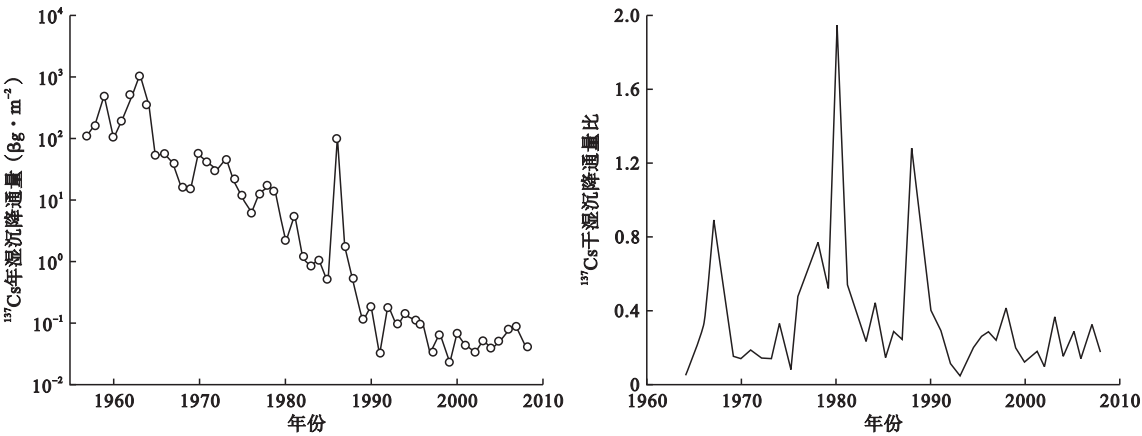


图 1 辽东湾<sup>137</sup>Cs 的大气湿沉降通量与新泻<sup>137</sup>Cs 干湿沉降通量比值  
Fig.1 The wet and dry deposition flux of <sup>137</sup>Cs in the study area

1325 Bq · m<sup>-2</sup>。1960s 之后,<sup>137</sup>Cs 沉降呈整体减小的趋势。研究表明,环境中仪器可探测的<sup>137</sup>Cs 沉降始于 1954 年,1958—1968 年是<sup>137</sup>Cs 的主要沉降期,其中大约 82%的<sup>137</sup>Cs 是在 1961—1968 年的核试验产生 Hedvall *et al.*, 1996)。

通过计算新泻地区<sup>137</sup>Cs 的年干湿沉降通量比(图 1),再根据方程(4)即可估算出研究区<sup>137</sup>Cs 的干沉降通量。研究区 1964—2008 年<sup>137</sup>Cs 累计干沉降通量为 195 Bq · m<sup>-2</sup>,与湿沉降通量相比,该区域<sup>137</sup>Cs 的累计干沉降通量相对较低。

因此,研究区<sup>137</sup>Cs 的总沉降通量为 1614 Bq · m<sup>-2</sup>(衰变校正至 2009 年)。这与何坚等(2011)采用 Aoyama 等(2006)的方法估算出该区域<sup>137</sup>Cs 的总沉降通量 1593 Bq · m<sup>-2</sup>较为一致;但低于 Xu 等(2015)在该地区标准土壤剖面中实测得出的结果(1845 Bq · m<sup>-2</sup>)。这主要是由于受新泻监测数据的限制,本文重建研究区<sup>137</sup>Cs 干沉降通量的时间为 1964—2008 年,而没有估算 1964 年之前的<sup>137</sup>Cs 干沉降通量,这在一定程度上也会导致估算结果偏低。此外,在 50°N 范围内<sup>137</sup>Cs 的沉降通量随着纬度的增加而增加(UNSCEAR, 2000)。鞠翠香等(1997)得出长春地区 1990—1995 年的<sup>137</sup>Cs 大气沉降通量的范围在 0.66~1.21 Bq · m<sup>-2</sup>(衰变校正至 2009 年),该地区<sup>137</sup>Cs 大气沉降通量高于本文估算的辽东湾地区 1990—1995 年的大气总沉降通量(0.09~0.63 Bq · m<sup>-2</sup>)。产生这个差异的原因可能是因为长春地区纬度(43.05°N—45.11°N)较高,从而导致其沉降通量高于本研究区。

2.2 土壤侵蚀速率的估算与验证

本文所用的土壤样品数据均引自于参考文献(何

坚等,2011;Xu *et al.*, 2013, 2015)。根据方程(1)估算出该地区<sup>137</sup>Cs 大气总沉降量为 1614 Bq · m<sup>-2</sup>(衰变校正至 2009 年),再由方程(13)和(17)估算出辽东湾地区的耕作土壤和非耕作土壤的多年平均土壤侵蚀速率(表 1)。由表 1 可以看出,用<sup>137</sup>Cs 大气沉降通量作为背景值估算的年均土壤侵蚀速率介于 18.09~39.13 t · hm<sup>-2</sup> · a<sup>-1</sup>,而用已有的质量平衡模型估算出的年均土壤侵蚀速率范围为 11.97~44.94 t · hm<sup>-2</sup> · a<sup>-1</sup>(Yang *et al.*, 1998;杨浩等,2000);但本文的估算结果的平均值(28.1 t · hm<sup>-2</sup> · a<sup>-1</sup>)略高于已有研究(Yang *et al.*, 1998;杨浩等,2000)估算结果的平均值(27.1 t · hm<sup>-2</sup> · a<sup>-1</sup>),这主要由于本文考虑了研究区 1964 年以来<sup>137</sup>Cs 的干沉降通量以及 1990 年以后的干湿总沉降通量,故导致本文估算结果的平均值略高于已有研究(Yang *et al.*, 1998;杨浩等,2000)所估算的结果;再者,本文计算结果的变异系数为 30.5%低于已有研究(Yang *et al.*, 1998;杨浩等,2000)估算结果的变异系数 49%;这说明采用本文的计算方法,估算结果的离散程度要低于已有

表 1 辽东湾年均土壤侵蚀量的估算结果  
Table 1 Average soil erosion intensities in Liaodong Bay

	采样点	深度 (m)	<sup>137</sup> Cs	<i>L</i> <sup>a</sup>	<i>L</i> <sup>b</sup>	<i>L</i> <sup>c</sup>
			总量 * (Bq · m <sup>-2</sup> )	(t · hm <sup>-2</sup> · a <sup>-1</sup> )	(t · hm <sup>-2</sup> · a <sup>-1</sup> )	(t · hm <sup>-2</sup> · a <sup>-1</sup> )
耕作 样点	DL-C01	0.3	1219	34.27	23.95	26.4
	DL-C02	0.3	1421	22.35	11.97	18.8
	JZ-C01	0.3	1072	39.13	35.93	28.1
非耕作 样点	DL-02	0.5	764	26.80	44.94	26.2
	JZ-01	0.5	1140	18.09	18.69	14.0

\* <sup>137</sup>Cs 总量数据来源于参考文献(何坚等, 2011; Xu *et al.*, 2013, 2015); a 为本文计算结果、b 为采用已有研究(Yang *et al.*, 1998; 杨浩等, 2000)估算的结果、c 为 Xu 等(2015)计算结果;<sup>137</sup>Cs 总量衰变校正到 2009 年;本文中土壤密度 R=1.3 g · cm<sup>-3</sup>。



研究(Yang *et al.*, 1998; 杨浩等, 2000)所估算的结果。此外,为了验证本文所采用的方法得出的结果与实测背景值( $1845 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ )得出的结果( $14 \sim 28.1 \text{ t} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ )(Xu *et al.*, 2015)之间是否有显著性差异,对两种方法估算的结果进行  $t$  检验。 $t$  检验( $t = 3.338$ ,  $< t_{0.01, 8} = 3.355$ ,  $n = 5$ )结果表明:采用 $^{137}\text{Cs}$ 大气沉降通量作为背景值估算的结果与实测背景值估算的结果没有显著性差异,这说明用 $^{137}\text{Cs}$  大气沉降通量作为背景值来估算土壤侵蚀速率的方法是可行的。

在估算土壤侵蚀速率时,通常采用获取标准土壤剖面测出研究区的 $^{137}\text{Cs}$  背景值。本文采用 $^{137}\text{Cs}$  在本地区的大气沉降通量作为背景值来估算土壤侵蚀速率,获得了可靠的数据结果。这与杨浩等(2000)采用整个北半球 $^{137}\text{Cs}$  的平均年沉降分量来估算区域土壤侵蚀速率相比,精度有所提高。这说明今后在应用 $^{137}\text{Cs}$  示踪技术来估算土壤侵蚀速率时,可以避免通过寻找标准土壤剖面获得 $^{137}\text{Cs}$  背景值的方法,而直接采用理论计算的方法获得区域 $^{137}\text{Cs}$ 的背景值。这样既可以节约科研成本和时间,又能获得可靠的科研数据,有利于推进 $^{137}\text{Cs}$  示踪技术的发展。

### 3 结 论

利用东京地区 1957—2008 年的 $^{137}\text{Cs}$  年沉降数据和降水数据,对辽东湾地区 $^{137}\text{Cs}$  的大气沉降通量进行估算,得出该地区 $^{137}\text{Cs}$  大气沉降通量为  $1614 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ ,这与 Aoyama 等(2006)的方法估算出该区域 $^{137}\text{Cs}$  的总沉降通量的范围( $1567 \sim 1843 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ , 衰变校正至 2009 年)较为一致。

利用 $^{137}\text{Cs}$  大气沉降通量作为背景值估算出辽东湾地区土壤侵蚀速率范围为  $17.39 \sim 38.92 \text{ t} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ,而用已有研究(Yang *et al.*, 1998; 杨浩等, 2000)的质量平衡模型估算出的年均土壤侵蚀速率范围为  $11.97 \sim 44.94 \text{ t} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ;本文估算结果的变异系数为 30.5% 低于已有研究(Yang *et al.*, 1998; 杨浩等, 2000)估算结果的变异系数 49%;这说明采用本文的计算方法,估算结果的离散程度要低于已有研究(Yang *et al.*, 1998; 杨浩等, 2000)所估算的结果。

本文所采用的方法得出的结果与实测背景值( $1845 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ )得出的结果进行  $t$  检验,结果表明,采用 $^{137}\text{Cs}$  大气沉降通量作为背景值估算的结果与

实测背景值估算的结果没有显著性差异,说明用 $^{137}\text{Cs}$ 大气沉降通量作为背景值来估算土壤侵蚀速率的方法是可行的。

### 参考文献

- 曹立国, 潘少明, 何 坚, 等. 2015. 辽东湾地区 $^{137}\text{Cs}$  大气沉降研究. 环境科学学报, **35**(1): 80–86.
- 陈 雷. 2002. 中国的水土保持. 中国水土保持, (4): 4–6.
- 何 坚, 潘少明. 2011. 辽东湾沿岸土壤中 $^{137}\text{Cs}$  背景值及分布特征研究. 水土保持学报, **25**(3): 169–173.
- 鞠翠香, 季江海, 李相镐, 等. 1997. 长春地区近年来大气沉降物放射性水平的动态观察. 中华放射医学与防护杂志, **17**(5): 360–362.
- 齐永青, 张信宝, 贺秀斌, 等. 2006. 中国 $^{137}\text{Cs}$  本底值区域分布研究. 核技术, **29**(1): 42–50.
- 唐翔宇, 杨 浩, 曹 慧, 等. 2001.  $^{137}\text{Cs}$  法估算南方红壤地区土壤侵蚀作用的初步研究. 水土保持学报, **15**(3): 4–11.
- 王安东, 潘少明. 2010. 长江口水下三角洲 $^{137}\text{Cs}$  最大蓄积峰的分布特征. 第四纪研究, **31**(2): 1–8.
- 杨 浩, 杜明远, 赵其国, 等. 2000. 利用 $^{137}\text{Cs}$  示踪农业耕作土壤侵蚀速率的定量模型. 土壤学报, **37**(3): 296–305.
- 张明礼, 杨 浩, 王小雷, 等. 2009. 中国季风区土壤 $^{137}\text{Cs}$  背景值研究. 核农学报, **23**(4): 669–675.
- 张信宝, 李少龙, 王成华, 等. 1988.  $^{137}\text{Cs}$  法测算梁岭坡农耕地土壤侵蚀量的初探. 水土保持通报, **8**(5): 18–22.
- Aoyama M, Hirose K, Igarashi Y. 2006. Re-construction and updating our understanding on the global weapons tests  $^{137}\text{Cs}$  fallout. *Journal of Environmental Monitoring*, **8**: 431–438.
- Fredericks DJ, Perrens SJ. 1988. Estimating erosion using caesium-137. II. Estimating rates of soil loss// Bordas MP, Walling DE, eds. *Sediment Budgets*. Wallingford: IAHS Press, **174**: 233–240.
- Hedvall R, Erlandsson B, Soren M. 1996.  $^{137}\text{Cs}$  in fuels and products from biofuel plants in Sweden. *Journal of Environmental Radioactivity*, **31**: 103–117.
- Hirose K, Igarashi Y, Aoyama M. 2008. Analysis of the 50-year records of the atmospheric deposition of long-lived radionuclides in Japan. *Applied Radiation and Isotopes*, **66**: 1675–1678.
- Kachanoski RG, de Jong E. 1984. Predicting the temporal relationship between soil caesium-137 and erosion rate. *Journal of Environmental Quality*, **13**: 301–304.
- Menzel RG, Jung P, Ryu K, *et al.* 1987. Estimating soil erosion losses in Korea with cesium-137. *Applied Radiation and Isotopes*, **38**: 451–454.
- Rithcie JC, Spraberry JA, Mchenry JR. 1974. Estimating soil erosion from the redistribution of fallout  $^{137}\text{Cs}$ . *Soil Science Society of America Journal*, **38**: 137–139.
- Rogowski AS, Tamura T. 1965. Movement of caesium-137 by

- runoff, erosion and infiltration on the alluvial Captina silt loam. *Health Physics*, **11**: 1333–1340.
- Sigurgeirsson MA, Arnalds O, Pálsson SE, *et al.* 2005. Radio-caesium fallout behavior in volcanic soils in Iceland. *Journal of Environmental Radioactivity*, **79**: 39–53.
- UNSCEAR. 2000. Sources and Effects of Ionizing Radiation. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, United Nations, New York: 158–291.
- Walling DE, He Q, Whelan PA. 2003. Using  $^{137}\text{Cs}$  measurements to validate the application of the AGNPS and AN-SWERS erosion and sediment yield models in two small Devon catchments. *Soil & Tillage Research*, **69**: 27–43.
- Walling DE, He Q. 1999. Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements. *Journal of Environmental Quality*, **28**: 611–622.
- Walling DE, Quine TA. 1990. Calibration of caesium-137 measurements to provide quantitative erosion data. *Land Degradation and Rehabilitation*, **2**: 161–175.
- Xu YH, Qiao JX, Hou XL, *et al.* 2013. Plutonium isotopes in soils from Northeast China and its potential application for evaluation of soil erosion. *Scientific Reports*, **3**: 3506, doi: 10.1038/srep03506
- Xu YH, Qiao JX, Pan SM, *et al.* 2015. Plutonium as a tracer for soil erosion assessment in northeast China. *Science of the Total Environment*, **511**: 176–185.
- Yamagata N, Matsuda S, Kodaira K. 1963. Run-off of caesium-137 and strontium-90 from rivers. *Nature*, **200**: 668–669.
- Yang H, Chang Q, Du M, *et al.* 1998. Quantitative model of soil erosion rate using  $^{137}\text{Cs}$  for uncultivated soil. *Soil Science*, **163**: 248–257.
- Zhang XB, Higgitt DL, Walling DE. 1990. A preliminary assessment of the potential for using caesium-137 to estimate rates of soil erosion in the Loess Plateau of China. *Hydrological Sciences Journal*, **35**: 243–252.
- 
- 作者简介** 张克新,男,1980年生,博士研究生,主要从事放射性核素在地理学中的应用和区域气候变化研究。E-mail: xbsdzkx2008@163.com
- 责任编辑** 魏中青
-