文章编号：1006-6616（2012）01-0062-10

释光测年中环境剂量率影响因素研究

张克旗
（中国地质科学院地质力学研究所，北京　100081）

摘　要：释光测年中影响环境剂量率（*D*）的主要因素包括含水量、宇宙射线、*a* 值（α 辐射相对于 γ 辐射产生释光的效率）和氡逃逸等。为研究这些影响因素对 *D* 值的影响程度，采用不同的参数值对一个假定 U、Th 和 K 含量已知的样品进行了较详细的定量计算。研究结果表明，含水量变化对环境剂量率影响最大，影响程度甚至可达 50% 以上；其次为宇宙射线的影响，最大可达近 15%；氡逃逸的影响最多不超过 8%；而 *a* 值通常取固定值，产生的影响则相对小的多。

关键词：释光测年；环境剂量率；影响因素；定量计算
中图分类号：P597　　**文献标识码**：A

1　释光测年法研究现状

释光（包括热释光和光释光[1]）测年广泛应用于当前第四纪地质与环境、活动构造等研究领域，其测试的主要对象是多种类型沉积物中都存在的石英和长石类矿物。近年来第四纪地质与环境、活动构造等方面的研究越来越多，对释光测年样品的测试需求也越来越大，大量的测试数据和研究成果也随之出现。然而研究中也发现了一些问题，这些问题从实验室的角度而言，多涉及到年龄计算时各种影响因素的取值。

目前释光测年法的年龄计算多采用如下公式：

$$A = D_e/D \tag{1}$$

式中　A——年龄，ka；

D_e——等效剂量（古剂量），Gy；

D——环境剂量率，Gy/ka。

在当前释光测年的研究中，对于等效剂量（D_e）的测量方法和影响因素研究较多；而有关环境剂量率（*D*）的获取及影响因素，却知之甚少。加之计算 *D* 值的参数比较多，计算中如果取值不恰当则容易产生一些疑议，因而有必要进行较为详细的探讨。

D 值的测量和计算需要综合考虑各影响因素，进行校正后完成。本文借助一个已知 U、Th 和 K 元素含量的样品 A1，首先简要介绍如何计算其初始 *D* 值，然后讨论在不同的影响因素下，如何校正并定量计算出校正后样品的 *D* 值，进而分析各影响因素对 *D* 值的影响程度。

收稿日期：2011-11-02
基金项目：中国地质科学院地质力学研究所基本科研业务费项目（DZLXJK201109）
作者简介：张克旗（1973-），男，助理研究员，主要从事第四纪地质与环境及释光测年研究。E-mail：zhkeqi@163.com

2　环境剂量率（*D*）测量及计算

环境剂量率（*D*）指埋藏的矿物颗粒在一定时间内接受本身及其周围沉积物中的放射性核素^{40}K、^{238}U、^{232}Th（半衰期分别为：1.277×10^{9} a、4.468×10^{9} a 和 1.405×10^{9} a）的 α、β 和 γ 衰变以及宇宙射线产生的放射性剂量。此外^{87}Rb 也有一定的放射性，但是其天然含量极少，对 *D* 值的贡献很小，通常计算中忽略不计，本文亦然。

D 值理论计算的基本前提是：

① 矿物颗粒周围半径 0.3 m 范围内岩性均匀。α 粒子在土壤中的影响范围为核素周围约 0.03 mm，β 粒子穿透距离约为 3 mm，γ 射线在土壤中穿透距离通常不超过 0.3 m[2~3]，因此在最大影响范围的岩性应均匀，确保颗粒周围的放射性一致。

② 矿物颗粒埋藏后应处于恒定的环境辐射场中，接受的环境剂量率在埋藏期间为常数。放射性核素^{40}K、^{238}U、^{232}Th 的半衰期极长，如没有后期的扰动，则处于放射性平衡状态，在当前释光测年法的测年时限内可视为恒定不变的常量。

2.1　*D* 值测量方法

目前测量 *D* 值的方法可分为直接测量法和间接测量法两种[4]。直接测量法通过在现场埋设“空白”剂量片一段时间（如半年甚至更长时间），然后测定剂量片所吸收的剂量再换算成原地 *D* 值。这种方式耗费的时间长，大多数实验室不采用。间接测量法通过在实验室内测量样品的 U、Th 和 K 等元素含量或 α、β、γ 的计数，在考虑各影响因素并进行校正后得到样品的 *D* 值。

2.2　*D* 值计算

D 值计算公式如下[2~3]：

$$D = aD_{\alpha} + bD_{\beta} + D_{\gamma} + D_{c} \tag{2}$$

上式中 D_{α}、D_{β}、D_{γ}、D_{c} 分别为环境中 α、β、γ 辐射和宇宙射线提供给样品的剂量率，Gy/ka。

由于长石的释光信号有异常衰减（anomalous fading）现象，目前常规释光测年中已很少使用，大多数实验室使用石英（包括细颗粒和粗颗粒石英）测年。本文在以下的讨论中，主要以石英为对象进行计算。

使用细颗粒石英（粒径 4 ~ 11 μm）测年时，公式（2）中的 *a* 值通常取 0.04，*b* 值取 1.0，则公式（2）变为：

$$D = 0.04D_{\alpha} + D_{\beta} + D_{\gamma} + D_{c} \tag{3}$$

使用粗颗粒石英测年时，*a* 值取 0，*b* 值取 0.9，则公式（2）变为：

$$D = 0.9D_{\beta} + D_{\gamma} + D_{c} \tag{4}$$

Atiken 分别在 1985 年[2]和 1998 年[3]详细讨论了 *D* 值的测量原理和计算方法，并给出了每单位含量 U、Th 和 K 元素的剂量率贡献（见表 1），目前该方法被各释光测年实验室所普通采用。

表 1　每单位 U、Th 和 K 元素含量的剂量率贡献[2~3]

Table 1　Dose rate contributions of per unit U, Th and K content[2~3]

元素及含量	D_{α}/(Gy · ka^{-1})		D_{β}/(Gy · ka^{-1})		D_{γ}/(Gy · ka^{-1})	
	1985 年数据	1998 年数据	1985 年数据	1998 年数据	1985 年数据	1998 年数据
U = 1 μg/g	2.779	2.310	0.1461	0.1450	0.1149	0.1130
Th = 1 μg/g	0.738	0.644	0.0286	0.0273	0.0514	0.0478
K = 1%	0	0	0.8300	0.7820	0.2440	0.2430

从表1可以看出，1985年的数据和1998年的数据存在一定差异，因此分别用这两组数据计算同一个样品的环境剂量率，结果也会存在差异，但差异通常不超过7%。

本文对一个K含量为1.8%、U含量为2.2 μg/g、Th含量为11.0 μg/g（这种含量在中国黄土中十分普遍）的样品A1，根据表1中1998年的数据，计算该样品各元素的α、β和γ剂量率（见表2）。假设D_c为0，根据公式（3）和（4）分别计算出细颗粒石英$D_{细}$值为3.7253 Gy/ka，粗颗粒石英$D_{粗}$值为3.0360 Gy/ka（见表3），这两个数据也是下文中讨论的基础。

表2 样品A1环境剂量率计算参数

Table 2 Parameters for the calculation of environmental dose rate of sample A1

元素及含量	D_α/(Gy·ka^{-1})	D_β/(Gy·ka^{-1})	D_γ/(Gy·ka^{-1})
U=2.2 μg/g	5.0820	0.3190	0.2486
Th=11.0 μg/g	7.0840	0.3003	0.5258
K=1.8%	0	1.4076	0.4374

表3 样品A1环境剂量率计算结果

Table 3 Results of environmental dose rate for sample A1

测量对象	D_α/(Gy·ka^{-1})	D_β/(Gy·ka^{-1})	D_γ/(Gy·ka^{-1})	环境剂量率/(Gy·ka^{-1})
细颗粒石英	0.4866	2.0269	1.2118	$D_{细}$=3.7253
粗颗粒石英	0	1.8242	1.2118	$D_{粗}$=3.0360

在表3中，D_α、D_β和D_γ分别占细颗粒石英$D_{细}$值的13.1%、54.4%和32.5%，分别占粗颗粒石英$D_{粗}$值的0%、60%和40%。很明显，在D值的构成中，β粒子的影响是主要因素，γ射线产生的影响次之，α粒子的影响最弱，尤其粗颗粒石英，α粒子影响程度为零。

3 环境剂量率的主要影响因素及校正

表3中样品A1的$D_{细}$和$D_{粗}$值并不能直接用于年龄计算，因为以下几个因素都会对D值产生影响：① 宇宙射线，② 含水量，③ a值变化，④ 氡逃逸，所以必须要进行校正。

3.1 宇宙射线的影响

来自于外太空的宇宙射线具有一定的电离作用，其剂量大小主要与样品所处的经纬度、海拔高度和距地表深度（埋深）有关。因此在采样的时候须详细记录这些信息，以便于计算宇宙射线剂量率（D_c）。

目前计算D_c值主要依据参考文献［5］，该文中详细给出了基于样品经纬度、海拔和埋深的宇宙射线剂量率计算公式。

首先须将样品的经度（φ）和纬度（θ）转换为地磁纬度（γ_{gm}），计算公式是：

$$\sin\gamma_{gm} = 0.203\cos\theta\cos(\varphi - 291) + 0.979\sin\theta \tag{5}$$

然后根据公式（5）计算出地磁纬度为55°时，样品埋藏深度（d）与宇宙射线剂量率之间的关系：

$$D_0 = [6072e^{(-0.00055d\rho)}]/\{[(d\rho + 11.6)^{1.68} + 75](d\rho + 212)\} \tag{6}$$

式中　ρ——样品密度，本文取 2.6×10^3 kg/m^3。

最后根据公式（5）使用反函数计算出 γ_{gm} 值，再根据 γ_{gm} 值的大小，在图 1 中找出相应的校正系数 F、J 和 H 的值并代入下式：

$$D_c = D_0[F + Je^{(h/H)}] \tag{7}$$

式中　h——取样点海拔，km；

D_c——校正后宇宙射线剂量率，Gy/ka。

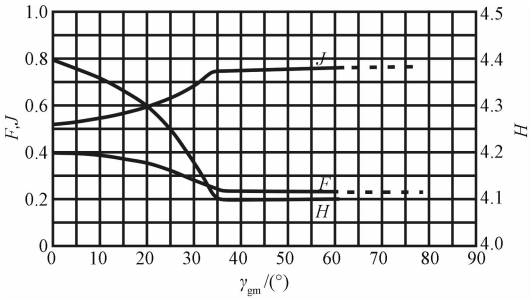

图 1　宇宙射线剂量率校正时地磁纬度与校正系数（F、J 和 H）的关系[5]

Fig. 1　Relationship between geomagnetic latitudes and correction coefficients (F, J, H)

中国大陆的绝大部分位于东经 75°至 135°、北纬 15°至 55°以内，表 4 为取北纬 15°、35°和 55°，东经 75°以 10°为间隔到 135°时，根据公式（5）使用反函数计算出的 γ_{gm} 值。

表 4　不同经度、纬度时的地磁纬度值

Table 4　The geomagnetic latitude at different longitude and latitude

纬度	γ_{gm}/(°)						
	75°E	85°E	95°E	105°E	115°E	125°E	135°E
15°N	5.4	4.4	3.7	3.3	3.3	3.6	4.3
35°N	25.3	24.3	23.7	23.3	23.3	23.6	24.2
55°N	45.1	44.2	43.6	43.3	43.3	43.5	44.1

从表 4 中可看出，地磁纬度（γ_{gm}）值随地理经度的变化并不明显，但是随地理纬度变化而明显改变，表明在同一地理纬度不同地理经度时，相同海拔和埋深的样品其 D_c 值无明显差异。因此，为节省篇幅，本文选择经度 105°E，纬度分别为 15°N、35°N 和 55°N 时，样品 A1 在不同埋藏深度（0、1、3、5、9、15、25 m）和不同海拔高度（0、1、2、3、4、5 km）下，计算 γ_{gm}、F、J 和 H 值以及相应的 D_c 值，计算结果见表 5—表 7。

从表 5—表 7 中可以看出，随着地理纬度的增加，样品在地表（$d=0$ m）的 D_c 值也增加。图 2 是地理纬度分别为 15°N、35°N 和 55°N 时，地理经度 105°E 点处不同海拔高度下地表 D_c 值，可以看出，不论在何种地理纬度下，地表 D_c 值均随海拔升高而变大。

图 3 是地理纬度为 35°N，海拔高度分别为 0、1、2、3、4、5 km，样品埋深分别为 0、1、3、5、9、15、25 m 时的 D_c 值，可以看出，D_c 值随埋深增大而减小，这是因为土壤或者岩石对宇宙射线有吸收作用，埋深越大宇宙射线强度越弱。对于低纬度低海拔的样品，宇宙射线的影响相对较弱。当样品 A1 处于地理纬度 15°N 的海平面时，地表 D_c 值为表 3 中细颗粒石英 $D_{细}$ 值的 5.2%、粗颗粒石英 $D_{粗}$ 值的 6.4%；但当样品 A1 处于地理纬度 55°N、海拔 5 km 处时，地表 D_c 值分别是表 3 中细颗粒石英 $D_{细}$ 值的 15.6%、粗颗粒石英 $D_{粗}$ 值的

表 5 北纬 15°线不同海拔不同埋深时的 D_c 值

Table 5 The D_c under different altitudes and depths at 15°N

海拔/km	D_c/(Gy · ka^{-1})							备注
	$d=0$	$d=1$	$d=3$	$d=5$	$d=9$	$d=15$	$d=25$	
0	0.194	0.179	0.154	0.132	0.100	0.068	0.039	
1.0	0.222	0.206	0.176	0.152	0.114	0.078	0.045	$\gamma_{gm}=3.35$
2.0	0.258	0.238	0.204	0.176	0.132	0.090	0.052	$F=0.40$
3.0	0.303	0.280	0.240	0.206	0.155	0.106	0.061	$J=0.52$
4.0	0.359	0.332	0.284	0.245	0.184	0.125	0.073	$H=4.37$
5.0	0.430	0.397	0.340	0.293	0.221	0.150	0.087	

注：d 为样品埋藏深度，m

表 6 北纬 35°线不同海拔不同埋深时的 D_c 值

Table 6 The D_c under different altitudes and depths at 35°N

海拔/km	D_c/(Gy · ka^{-1})							备注
	$d=0$	$d=1$	$d=3$	$d=5$	$d=9$	$d=15$	$d=25$	
0	0.199	0.184	0.158	0.136	0.102	0.070	0.040	
1.0	0.235	0.217	0.186	0.160	0.121	0.082	0.047	$\gamma_{gm}=23.34$
2.0	0.279	0.258	0.221	0.190	0.143	0.098	0.056	$F=0.37$
3.0	0.336	0.310	0.266	0.229	0.172	0.117	0.068	$J=0.59$
4.0	0.407	0.376	0.322	0.278	0.209	0.142	0.082	$H=4.31$
5.0	0.497	0.460	0.394	0.339	0.255	0.174	0.101	

注：d 为样品埋藏深度，m

表 7 北纬 55°线不同海拔不同埋深时的 D_c 值

Table 7 The D_c under different altitudes and depths at 55°N

海拔/km	D_c/(Gy · ka^{-1})							备注
	$d=0$	$d=1$	$d=3$	$d=5$	$d=9$	$d=15$	$d=25$	
0	0.207	0.191	0.164	0.141	0.106	0.072	0.042	
1.0	0.250	0.231	0.198	0.171	0.129	0.087	0.051	$\gamma_{gm}=43.33$
2.0	0.306	0.283	0.242	0.209	0.157	0.107	0.062	$F=0.24$
3.0	0.377	0.348	0.298	0.257	0.193	0.132	0.076	$J=0.75$
4.0	0.467	0.432	0.370	0.319	0.240	0.163	0.094	$J=4.10$
5.0	0.582	0.538	0.461	0.397	0.299	0.204	0.118	

注：d 为样品埋藏深度，m

19.2%，影响就比较显著了。因此，在采样时须同时记录样品的地理坐标、海拔高度和埋深等数据，供实验室计算之用。

一些实验室对于低海拔中低纬度 D_c 采用如下经验计算方式：取地表的 D_c 值为 0.15 Gy/ka，然后样品埋藏深度每增加 1 m，D_c 值减去 0.01 Gy/ka，当埋深为 15 m 以下，D_c 为 0。这种算法对于低纬度低海拔样品所产生的误差不大，但是在高海拔高纬度地区，则必须要考虑其间的差异。

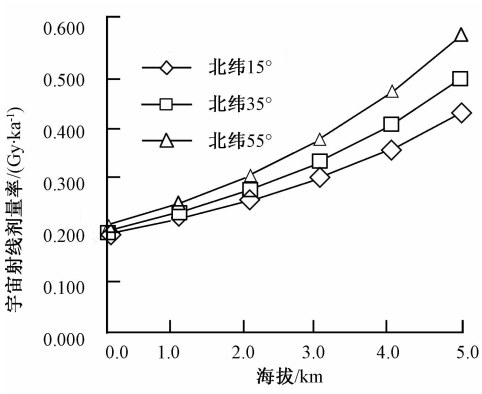

图 2　北纬 15°、35°、55°，东经 105°处不同海拔的地表 D_c 值

Fig. 2　The surface D_c at 105°E, different latitudes and altitudes

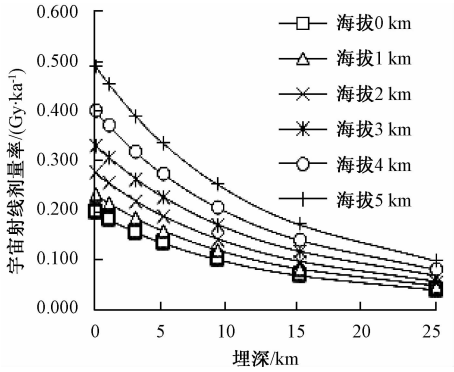

图 3　北纬 35°、东经 105°处不同海拔不同样品埋深时的 D_c 值

Fig. 3　The D_c on different depths and different altitudes at 105°E and 35°N

3.2　含水量的影响

样品所含有的水分对于射线有一定的吸收作用，因此表 2 中的 D 值如考虑含水量的影响做校正后，实际结果要小一些。水分对于 α、β、γ 的影响程度不完全相同，可采用以下 3 个公式来校正[6]：

$$D_\alpha = D_{\alpha,d}/(1 + 1.50WF_w) \tag{8}$$

$$D_\beta = D_{\beta,d}/(1 + 1.25WF_w) \tag{9}$$

$$D_\gamma = D_{\gamma,d}/(1 + 1.14WF_w) \tag{10}$$

三个公式中，$D_{\alpha,d}$、$D_{\beta,d}$ 和 $D_{\gamma,d}$ 分别为干样品的 α、β 和 γ 剂量率，也即表 3 中的数据；W 为样品的实测含水率（不一定是埋藏期间的真实含水率）；F_w 为饱和含水系数，根据样品和采样地点的水文变化等情况进行估算，以能较好地反映出样品历史时期含水率变化，通常取值在 0 ~ 1 之间。D_α、D_β 和 D_γ 分别为校正后的剂量率，即“湿”剂量率。

以样品 A1 中的细颗粒石英为例，在不同的实测含水量 W（0 ~ 100%）、F_w 分别为 0.5、0.8 和 1.0、$D_c = 0$ 的条件下，计算出的 D 值见表 8。

表 8 不同 F_w 值、不同含水量时样品 A1 的 D 值

Table 8 The D under different water content and different F_w for sample A1

W/%	D/(Gy·ka^{-1})			W/%	D/(Gy·ka^{-1})		
	$F_w=0.5$	$F_w=0.8$	$F_w=1.0$		$F_w=0.5$	$F_w=0.8$	$F_w=1.0$
0	3.725	3.725	3.725	50	2.709	2.328	2.129
5	3.591	3.514	3.465	60	2.569	2.166	1.961
10	3.465	3.326	3.239	70	2.443	2.025	1.817
20	3.239	3.004	2.867	80	2.328	1.901	1.693
30	3.041	2.739	2.569	90	2.224	1.791	1.585
40	2.866	2.517	2.328	100	2.129	1.693	1.490

图 4 是根据表 8 做出的不同 F_w 值、不同含水量时 A1 细颗粒石英的 D 值图，从表 8 和图 4 中可见，含水量及 F_w 值的变化对于样品的 D 值影响是比较大的，极端情况甚至可以超过 50%。因此野外采样时要注意包装的密封性，以保证水分不会丢失。

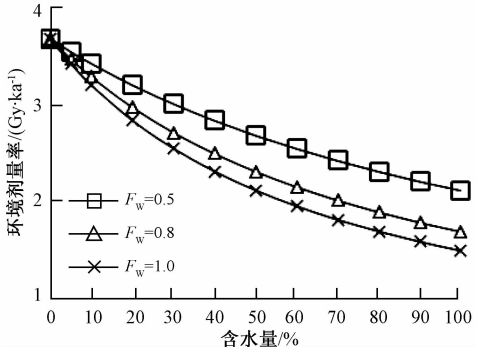

图 4 不同 F_w 值、不同含水量时样品 A1 的 D 值

Fig. 4 The D under different water contents and different F_w values for sample A1

在笔者多年的测试实验中，大多数样品的实测含水量为 5% ~30% 之间，许多西部干旱地区样品的含水量往往小于 5%。对于这类样品通常假设其历史平均含水量为 5% 或者 10%；而对于含水量大大超过 30% 的水下沉积物样品，则根据实测含水量进行校正。

3.3 a 值变化的影响

公式（2）中的系数 a、b 分别为 α 和 β 辐射相对于 γ 辐射产生释光的效率。前文中已经提及，长石与石英矿物的 a 值是不同的。从理论上而言，每一个样品都应进行 a 值的测量，但实验室通常并不这样做，而是取一个经验值来进行计算。通常情况下，a 值在 0.04 ~ 0.15 之间，细颗粒石英的 a 值取 0.04，细颗粒长石矿物要更高一些。粗颗粒石英的 a 值为 0，因为在使用氢氟酸对其进行处理过程中，将表层受 α 粒子影响的部分全部去除了。对于 b 值，细颗粒矿物取值为 1.0，粗颗粒石英取值 0.9。

仍以样品 A1 的细颗粒石英为例，当 a 值分别取 0.04、0.07、0.10、0.13 和 0.15 时，环境剂量率 D 值分别为 3.725、4.090、4.455、4.820 和 5.064。

图 5 是上述不同 a 值下样品 A1 中细颗粒石英的 D 值示意图，从图 5 中可看出，随着 a 值的增大，D 值也随之增加，$a=0.15$ 和 $a=0.07$ 时的 D 值比 $a=0.04$ 时的 D 值分别高出 36% 和 20%。显然，a 值如何选取对年龄影响也是颇大的。但是对于粗颗粒石英而言，由于其 a 值为 0，完全不用考虑 a 值变化产生的影响。一般而言，少一项测量内容，则少一份不确定性因素。因此从这个角度来看，用粗颗粒石英进行测年时 D 值误差可能要更小些。

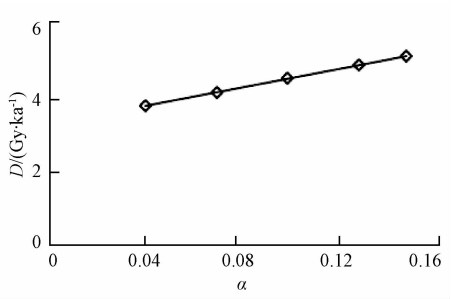

图 5　不同 a 值下样品 A1 的 D 值
Fig. 5　Values of D under different values of a for sample A1

3.4　氡逃逸的影响

在^{238}U 的衰变链中，子核素氡（^{222}Rn）是放射性惰性气体，半衰期为 3.85 d。此期间，如在干燥土壤中，它可以向外扩散，有可能到达地表而进入大气逸散，导致环境剂量率减少。因为^{222}Rn 的子核素产生了整个^{238}U 衰变链总衰变能的一半以上，尤其对 γ 剂量，在^{238}U 衰变链中几乎所有的 γ 能量都来自于^{222}Rn 的子核素，如不考虑这种效应，则有可能会使得环境剂量率偏低，导致年龄偏大。

从表 2 的计算可以看出，样品 A1 的 D 值中由 U 元素所提供的 γ 剂量为 0.2486 Gy/ka，仅占 $D_{细}$ 值的 7%，占 $D_{粗}$ 值的 8%。对于精确度要求高的考古测年，这个误差有时需要考虑；但是对于精确度要求相对较低的地质年代测量，氡逃逸所引起的 γ 剂量率变化对最终的年代测定影响并不很大。

王同利[7]曾经使用厚源 α 计数仪分别测定了开放状态和封闭状态下 8 个标准土样品的 α 计数率（用于计算该样品的 D 值），结果表明，两种状态下，计数率并没有明显的差异，这也表明，氡逃逸的影响并不明显。

4　讨论与结论

在上述几个主要影响因素中，对 D 值影响最大的是含水量，影响程度最大甚至可以达到 50% 以上。其次是宇宙射线剂量率，最大可有 15% 的影响。a 值的影响虽然看起来不小，但实际上不同样品中细颗粒石英的 a 值较为接近，一般计算中采用 0.04 所带来的误差并不大，却能节省大量的测量和计算时间，因此有较多实验室直接采用。氡逃逸虽然有一定影响，但是理论计算最大也不超过 7%，在一般测年中也并不考虑。

上述 4 个方面是影响 D 值的主要因素，但是这并不意味着没有其他方面的影响。要使 D 值在整个样品埋藏沉积过程中稳定，其周围 0.3 m 范围内的沉积物分选应较好，成分较均匀，典型如黄土、沙漠砂、均匀且厚度大的河漫滩沉积等，而对于含砾石、粗砂、甚至膏盐等粒度偏粗、分选差的样品，其 D 值就不容易较准确地估计。此外在整个沉积期间颗粒周围半径 0.3 m 范围内的 U、Th 和 K 元素不应该有迁移、富集等事件发生。

在实际野外工作中，经常无法寻找到如此厚并且均匀的沉积层供采样，不合此要求的样品虽然在实验室同样能够测定其 D 值，但是所得到的年龄结果的可靠性较差。因此，采样时最好能够对采样点进行详细描述并照相，包括采样位置的局部特写，近、中和远景，提供给实验室，这样有助于实验室操作人员更好地理解样品测试中可能出现的问题，并反馈给采

样的研究者，有助于提高结果的可靠性。

在实验室中，用于测量 D 值的样品量通常不超过 10 g（直径约 1 cm 的球体），全部研磨至粒径小于等于 0.063 μm 后再测量 U、Th 和 K 元素的含量。对于较均匀并且后期没有发生元素迁移变化的样品，这些含量可具有代表性。但是对于成分不均匀的样品，所取的这 10 g 样品若代表性不强，则不能很好体现半径 0.3 m 范围内的平均辐射强度，所得到 D 值会有偏差，而且难做估量。因此，对于实验室分析测试人员而言，也需要比较仔细地进行操作，对送到实验室的样品进行多“点”选样并混合，以尽可能使混合后的 10 g 样品的 U、Th 和 K 元素平均含量具有代表性。

根据笔者的经验，中国黄土细颗粒矿物的 D 值通常在 3 ~ 5 Gy/ka，粗颗粒石英的 D 值则在 2 ~ 3 Gy/ka，其他沉积类型（如河流、湖泊等）的样品，其范围会略微宽一些，但超出也并不多。如果一个样品的 D 值与上述数据偏离较大，则首先要考虑是否计算过程中参数取值存在问题；若取值较为合理，则要考虑样品中 U、Th 和 K 含量是否有异常，如这些放射性元素是否发生迁移、富集等，如有异常，则需要根据样品沉积环境、结构构造特征、构造部位等信息进行具体分析。

参 考 文 献

[1] Huntley D J, Godfrey-Smith D I, Thewalt M L W. Optical dating of sediments [J]. Nature, 1985, 313: 105 ~ 107.

[2] Aitken M J. Thermoluminescence dating [M]. London: Academic Press, 1985: 83 ~ 95, 280 ~ 305.

[3] Aitken M J. An introduction to optical dating [M]. London: Oxford University Press, 1998: 39 ~ 44.

[4] 王维达，金嗣炤，高钧成. 中国热释光与电子自旋共振：测定年代研究 [M]. 北京：中国计量出版社，1997.
WANG Wei-da, JIN Si-shao, GAO Jun-cheng. Study of thermoluminescence and electron spin resonance dating of China [M]. Beijing: China Metrology Publishing House, 1997.

[5] Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations [J]. Radiation Measurements, 1994, 23: 497 ~ 500.

[6] Zimmerman D W. Thermoluminescence dating using fine grains from pottery [J]. Archaeometry, 1971, 13: 29 ~ 52.

[7] 王同利，陈杰，杨传成. Daybreak 厚源 α-计数仪的标定及测量影响因素的初步研究 [J]. 地震地质，2005，27 (4)：623 ~ 644.
WANG Tong-li, CHEN Jie, YANG Chuan-cheng. Calibration of daybreak thick source alpha counter and preliminary study of influencing factors [J]. Seismology and Geology, 2005, 27 (4): 623 ~ 644.

QUANTITATIVE CALCULATIONS OF ENVIRONMENTAL DOSE RATE AT DIFFERENT INFLUENCING FACTORS IN LUMINESCENCE DATING

ZHANG Ke-qi

(*Institute of Geomechanics*, *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Beijing* 100081, *China*)

Abstract: The environmental dose rate (D) in luminescence dating can be influenced by water content, cosmic ray, factor a, radon escape, etc. A series of detailed quantitative calculations were applied to the sample A1 with given U, Th and K content for D values using different parameter values of water content, cosmic rays, factor a. The calculations show that the greatest influence is up to 50% with the changes of water content, and the influence from cosmic rays is up to 15%. The influence from factor a is relatively smaller because it usually is a given constant value. The radon escape will bring an error no more than 8%.

Key words: luminescence dating; environmental dose rate; influence factors; quantitative calculation