

黄联关组形成时代的光释光测年初步研究

张克旗 姚海涛 乔彦松 刘 莉

(中国地质科学院地质力学研究所,北京 100081)

摘要:前人认为黄联关组形成于晚更新世晚期,由冲积物堆积而成。本文对采自四川省西昌市黄联关镇处的黄联关组上部黄色亚砂土层的 7 个样品进行光释光(OSL)测年,剔除一个可靠性差的结果,其余 6 个样品的 OSL 年龄分布在 $(143.3 \pm 21.4) \text{ka} \sim (87.4 \pm 8.7) \text{ka}$,显示黄联关组至少是于晚更新世(Q₃)早期,末次间冰期间,气候较湿热环境下形成的。

关键词:黄联关组;形成时代;OSL 测年;简单多测片法

中图分类号:P534.63 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-3657(2012)03-0645-06

据《四川省区域地质志》记载^[1],黄联关组由李有恒、黄万波 1978 年所命名,命名剖面在四川省西昌市黄联关镇附近,安宁河东岸 II 级阶地上。命名者简单地将黄联关组自下而上分为三部分:下部红色亚砂土层夹黑色薄层淤泥透镜体,厚 72 m;中、上部为砂砾层和黄色亚砂土、粘土层,共厚 18 m;年代研究方面,前人在该组下部得到 ¹⁴C 测年年龄为 $(24\ 075 \pm 450) \text{a BP}$,在泸沽 II 级阶地得到的 ¹⁴C 测年年龄分别为: $(13\ 700 \pm 240) \text{a BP}$ 、 $(15\ 995 \pm 205) \text{a BP}$ 和 $(25\ 930 \pm 300) \text{a BP}$,故认为该组形成时代为晚更新世中—晚期(Q₃),为冲积成因^[1]。

由于该组的粘土、砂砾、亚砂土层产状近水平,后期裂隙受流水的侵蚀冲刷,裂口渐渐扩大加深,最后分裂形成形形色色的土墩、土柱而被称为土林,并被开发成景点,土林分布面积约 1.3 km²,海拔约 1 500 m,气势宏大,造型各异^[2]。

从已有的 4 个 ¹⁴C 测年年龄看,处于末次冰盛期,此期间气候干燥寒冷,碎屑沉积物却十分丰富。但鉴于该组的沉积形成时代仅用 4 个 ¹⁴C 测年结果所限定,且测试时间为 20 世纪 70 年代,可靠性已难

以考证。考虑到 ¹⁴C 测年中,样品是否受到年轻碳或老碳的污染对于结果的影响非常显著,这些污染可以发生在沉积物沉积时,也可以在后期由地下水带入年轻碳或老碳而污染样品。

该地属于亚热带高原季风气候,年平均气温 17℃,年平均降水量 1 013 mm^[2]。丰富的降水使得该处地下水丰富,活动性强,植被非常发育,可供 ¹⁴C 测年的物质中很容易混入年轻碳,这就很可能导致结果偏年轻,可靠性较差。因此对该组的形成时代重新进行探讨有助于理解其形成的气候和环境背景。

沉积物光释光(OSL)测年方法是 1985 年由 Huntley 等^[3]首次提出并应用于测量沉积物中的石英或长石碎屑颗粒最后一次曝光(或热事件)埋藏至今的时间,测年范围为晚更新世—全新世^[4],大于 ¹⁴C 测年的范围,因而,它在第四纪沉积物的定年中得到了广泛的应用。本文采用 OSL 测年法,对出露在黄联关镇附近的该组黄色砂砾层、亚砂土进行测年,结果有助于更深入地认识该组形成时代和形成时的古环境和气候特征。

收稿日期:2011-10-16;改回日期:2012-03-09

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 和 DZLXJK200806)和中国地质调查局地质大查调项目(1212010914041)资助。

作者简介:张克旗,男,1973 年生,博士,助理研究员,从事第四纪地质和年代学研究;E-mail:zhkeqi@163.com。

1 采样位置与样品采集

采样剖面位于西昌市黄联关镇北北东约 3 km (图 1) 处的安宁河东岸阶地上, 地理坐标: 东经 102.2°, 北纬 27.7°。主要岩性为黄色的砂砾石、亚砂土、粘土等, 出露地表的厚度近 20 m。由于覆盖和埋藏, 剖面未见底。而为了叙述和讨论的方便, 本文沿用前人对该组内部岩性段的上、中和下部划分方式, 从岩性观察, 本文研究的这段剖面相当于前人所说的中、上部。

释光测年样品采集中样品不能曝光, 笔者采用直径 5 cm、长 20 cm 的不锈钢管垂直砸入新鲜面, 取出管后两端使用铝箔纸和胶带密封包装。自下而上采集了 7 个释光测年样品, 编号为 09HLGOSL01~07。为研究该剖面的古地磁极性变化情况, 还近等间距地取了古地磁样品 12 块, 编号为 09HLG01~12 (图 2)。

2 光释光测年样品前处理和测试仪器

在沉积物的释光测年中通常以 4~11 μm 粉砂粒级和 90~125 μm 砂粒级的石英和长石作为测量对象, 被称为细颗粒和粗颗粒技术^[5]而广泛应用。

目前广泛使用的等效剂量(D_e)值测量法多采用再生剂量法, 可分为单片再生剂量(SAR)法^[6-7]和感量校正多测片再生剂量法(SMAR)^[8-9](也称简单多测片法)。SAR 法可应用于各种粒径的石英, 但是该法在同一测片反复辐照、加热和测量会产生信号积累^[7], 使 D_e 出现系统性偏小, 对“老”样品尤为不利。为解决单片再生法(SAR)难测“老”年龄的缺点, 王旭龙等^[8]在对洛川黄土细颗粒矿物的深入研究基础上提出了 SMAR 法, Lu et al. ^[9]采用此法成功地测试了洛川末次间冰期以来的黄土-古土壤序列。该法目前尚只适用于细颗粒石英及长石 D_e 值的测量。

由于用 SAR 法获得一个样品的 D_e 值通常需要对 10 个甚至更多测片的每一个都测量 D_e 值, 并作出概率分布图, 取概率最大的正态分布或者类似正态分布的统计平均值及其标准偏差, 即为测样品的 D_e 值及测量误差。很明显, 获得一个样品的 SAR 法 D_e 值会耗费大量的仪器测试时间, 而 SMAR 法则耗时要少的多, 获得样品的 D_e 值所耗费的时间不超过 SAR 法对 2 个测片测量的时间, 大大节省了仪器测试时间并提高效率。本文的这批样品普遍偏老(见后文), 不太适合采用 SAR 法进行测试, 加之仪器测试时间有限, 因此本文选择细颗粒(4~11 μm)石英作为测试对象, 使用 SMAR 法进行 D_e 值测量。

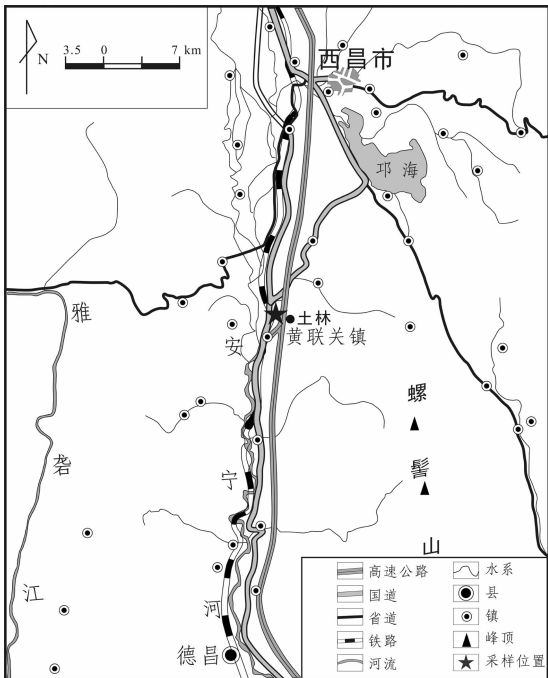


图 1 采样位置图
Fig.1 Locations of sampling sites

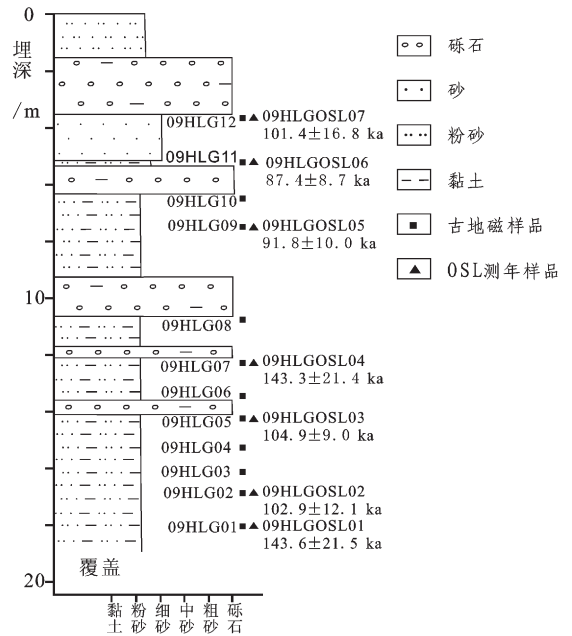


图 2 剖面岩性柱状图
Fig.2 Lithologic column of the section

样品前处理的流程参考 Aitken^[4,5]和 Lu 等^[10];在实验室弱红光条件下打开不锈钢管两端的密封物,去掉两端曝光的部分;先取 10 g 样品用于测量含水量以及 U、Th 和 K 元素的含量;再取大约 100 g 未曝光样品置于烧杯,用 30%的过氧化氢除去有机质,再用 30%的盐酸除去碳酸盐类矿物;用去离子水将溶液洗至中性。根据 Stokes 定理,用静水沉降法分离出其中 4~11 μm 的细颗粒混合矿物;将提取的混合矿物在氟硅酸中浸泡 3~5 d,溶蚀长石类矿物,提纯细颗粒石英;最后用无水乙醇将细颗粒石英样品均匀沉淀在直径 9.7 mm 的不锈钢片上制成测片供测量使用。细颗粒石英纯度用红外(IR)光检测,长石的红外释光(IRSL)信号已接近仪器本底,纯度已能满足实验要求。

OSL 信号测量使用的测试仪器为 Daybreak 2200 自动测试系统,其红外光源波长为 (880±60)

nm,蓝光光源波长 (470±5)nm,激发功率约为 45 mW /cm²。释光信号通过 QA9235 型光电倍增管并在其前附加 2 个 3 mm 厚的 U-340 滤光片来检测。该系统配置的 ⁹⁰Sr/⁹⁰Y 辐照源剂量率为 0.048 Gy/s。

所有样品的再生剂量测片的人工辐照均在 Daybreak 801 型自动辐照仪上进行,该辐照仪所配置的 ⁹⁰Sr/⁹⁰Y 辐照源剂量率为 0.122 Gy/s。

3 等效剂量(D_e)测试

本文的 SMAR 法测试流程见表 1。

测试时,每个样品的天然测片一般为 8~10 个,而再生剂量测片为 6~8 个。以样品 09HLGOSL01 和 09HLGOSL02 为例,二者的细颗粒石英再生剂量 OSL 信号生长曲线分别见图 3-a 和 3-b,图中的嵌图为天然 OSL 信号衰减曲线。

图 3-a 和 3-b 嵌图中两个样品的天然 OSL 信

表 1 细颗粒石英 SMAR 法测量流程
Table 1 Flow chart of SMAR for fine-grained quartz

步骤	操作	说明
1	晒退若干测片,辐照不同实验室再生剂量	用 SOL2 晒退 15 min,使天然释光信号归零
2	天然以及再生剂量测片均预热 (PH1) 260℃、10 s	去除热不稳定信号
3	红外光激发 60 s,激发温度为 125℃	去除可能的长石 IRSL 信号
4	蓝光激发 60 s,激发温度为 125℃	获得天然/再生剂量 OSL 信号 L
5	所有测片辐照 20 Gy 试验剂量	用以校正释光感量变化
6	预热 (PH2) 220℃,时间 5 s	去除热不稳定信号
7	红外光激发 60 s,激发温度为 125℃	去除可能的长石 IRSL 信号
8	蓝光激发 60 s,激发温度为 125℃	获得实验剂量的 OSL 响应 T

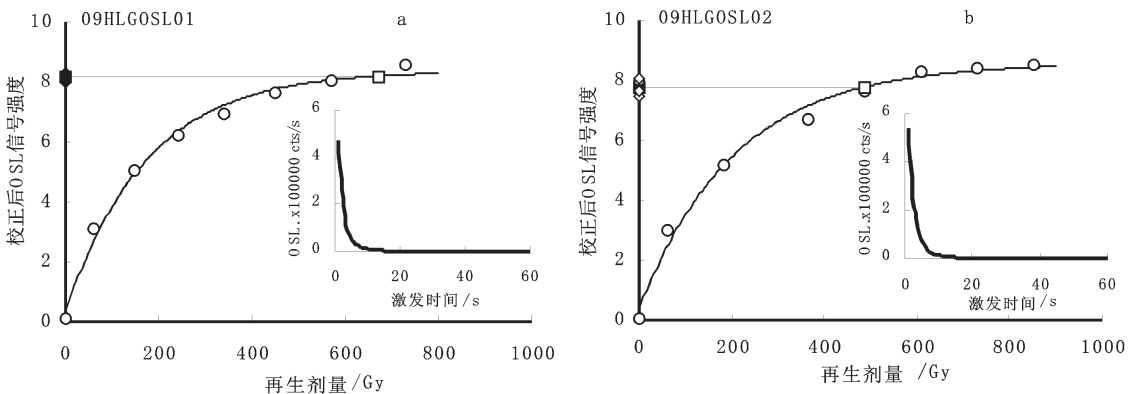


图 3 样品 09HLGOSL01(a)和 09HLGOSL02(b) OSL 再生剂量生长曲线和天然 OSL 信号衰减曲线(嵌图内)
Fig.3 Regenerative-dose growth curves and OSL signal decay curves of sample 09HLGOSL01(a) and 09HLGOSL02(b)

号衰减曲线中的第一秒信号分别达到 480 000 和 530 000 光子计数以上,信号非常强,此后便迅速衰减,在计算这批样品的 D_e 值时,笔者均使用衰减曲线第一秒的信号,本底则取最后 10 s 信号的平均值,以前者减去后者的值作为有效 OSL 信号强度,计算出各样品的 D_e 值。计算每个样品的 D_e 值都是将测得的 8~10 个天然测片的校正后天然 OSL 信号强度拟合到再生剂量生长曲线上,获得 8~10 个 D_e 值,然后计算平均值及其标准偏差,即为测样品的 D_e 值及其测量误差。7 个样品的 D_e 值见表 2。

4 环境剂量率与 OSL 年龄计算

环境剂量率(D)是释光测年的关键之一。样品所吸收的辐射剂量是由其本身及周围沉积物中放射性核素(U、Th 和 K)的 α 、 β 和 γ 衰变产生的电离辐射所提供的,样品埋藏期间含有的水份对 α 、 β 和 γ 辐射具有一定的吸收作用,需进行校正。所有样品的铀、钍和钾元素的含量是在英国 Royal Holloway University of London 地质系测定。由于剖面处于暴露状态,这批样品均比较干燥,样品在地史时期的含水量不应如此,计算剂量率时统一使用假定 $10\pm 5\%$ 的含水量。宇宙射线对环境剂量率也有少量贡献,根据样品的埋深对此也进行了计算。

根据 Aitken^[4]提出的环境中 U、Th 和 K 含量与石英等矿物接收剂量率之间的转换关系,计算样品的环境剂量率。按照前文的年龄计算公式计算出各样品的年龄。环境剂量率及 OSL 年龄等参数见表 2。

5 讨论

5.1 古地磁样品测试结果

前文中已经提及,在该剖面上还采集了 12 块古

地磁样品,对这些样品在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室进行了古地磁极性的测试,结果均为正极性,属于小于 0.78 Ma 的布容世。

5.2 释光测年样品 OSL 测年结果

7 个释光测年样品的 OSL 年龄在 80~140 ka (表 2),由于研究剖面中未见到可作已知年代的参考层,也尚无其他可信独立年龄的验证,因此,本文无法定量评估这批样品 OSL 年龄测定值的准确度。只能从地质和实验的角度来初步判断它们的可信度。图 4 是对这 7 个样品的年龄-深度关系图,从表 2 和图 3 上可看出不很明显地向上变年轻的趋势,其中 09HLGOSL01、04 和 07 这 3 个样品相比其附近的样品而言,年龄偏大较多,尤其是前两者年龄超过了 140 ka,而它们上下的样品年龄为 100~90 ka,差别甚大。样品 09HLGOSL01 位于本剖面的底部,按照沉积层序而言,其年龄比其上的样品要老是正常的,但须考虑其可信度。通过图 3-a 可观察到该样品校正后天然 OSL 信号对应于再生剂量生长曲线的完全饱和区位置,即天然 OSL 信号已完全饱和,由此计算出来的 D_e 值误差很大,计算出的年龄可靠性较差,难以采信。

其余 6 个样品的 D_e 值为 $(488.4\pm 50.3)\sim(369.7\pm 57.7)$ Gy,比 09HLGOSL01 的低得多,再生剂量生长曲线与图 3-b 类似,校正后天然 OSL 信号强度未进入完全饱和区,剖面由下到上也有较明显变小的趋势,与埋深变化较为一致, D_e 值可靠性相对于 09HLGOSL01 高。

冲积成因的样品在进行释光测年时往往需要考虑可能存在的矿物颗粒沉积前晒退不充分的情况,对年轻样品尤为重要。赵华等^[11]归纳了国内外学者对水成沉积物释光测年中残留信号影响的程度和测

表 2 样品光释光测年结果

Table 2 Ages and parameters of 7 samples

样品号	U/(μ g/g)	Th/(μ g/g)	K/ %	深度/m	环境剂量率/(Gy/ka)	等效剂量/Gy	年龄/ka
09HLGOSL01	2.74	14.61	2.73	18.2	4.68 ± 0.26	672.2 ± 93.5	143.6 ± 21.5
09HLGOSL02	2.93	15.26	2.66	16.9	4.75 ± 0.27	488.4 ± 50.3	102.9 ± 12.1
09HLGOSL03	2.30	13.76	2.49	14.3	4.26 ± 0.24	447.0 ± 29.3	104.9 ± 9.0
09HLGOSL04	2.22	12.78	1.62	12.5	3.40 ± 0.21	487.6 ± 66.3	143.3 ± 21.4
09HLGOSL05	2.51	13.88	2.17	7.3	4.10 ± 0.24	376.5 ± 34.9	91.8 ± 10.0
09HLGOSL06	2.64	15.30	2.94	5.3	4.95 ± 0.27	432.8 ± 35.8	87.4 ± 8.7
09HLGOSL07	2.08	11.83	1.99	3.6	3.65 ± 0.20	369.7 ± 57.7	101.4 ± 16.8

试结果,表明对一些年轻的洪积物,残留信号会有一些影响,但是本文的这批样品的 D_e 值普遍很大,即使有一些矿物颗粒存在晒退不充分的情况,相对于大的 D_e 值,对结果不会有很大影响。

观察这 6 个样品的环境剂量率(表 2,图 4),变化幅度颇大。环境剂量率与样品所含的放射性元素 U、Th 和 K 含量和宇宙射线有关。要使环境剂量率在整个样品埋藏期间稳定,则颗粒周围 0.3 m 范围内的(穿透能力最强的 γ 辐射影响的范围)U、Th 和 K 元素不应该有迁移、富集等事件发生,其周围 0.3 m 范围内的沉积物分选应较好,成分较均匀。

本剖面上的沉积物物源来自于螺髻山,沉积中的矿物组成上相差应不大,理论上说,它们的环境剂量率的差异也不应该很大。但若 U、Th 和 K 元素随着后期层间水的迁移,可能导致局部富集或者分散等变化。而从图 2 上可以看到,本剖面含有多层砾石,而砾石层往往是比较好的透水层,该地区降水较多,样品埋藏沉积后,层间水的流动很容易导致 U、Th 和 K 元素的迁移或富集。

测量 U、Th 和 K 元素的含量时,从样品中取出不超过 10 g(直径约接近 1 cm 的球体)的量,全部研磨至粒径 $\leq 0.063 \mu\text{m}$ 后测量,并以此含量值来代表样品周围约 0.3 m 范围内的 U、Th 和 K 元素平均含量。如果沉积物沉积后的层间水活动导致的 U、Th 和 K 元素的迁移或富集,这个含量值可能无法真实反映周围 $\sim 0.3 \text{ m}$ 范围内的实际情况。从表 2 中可见,样品 09HLGOSL04 和 09HLGOSL07 的环境剂量率明显较其他样品低,导致其年龄相对于上下样品的偏大。这种现象很可能与测定的 U、Th 和 K 元素含量值不能很好体现周围 0.3 m 范围内的平均含量有关。但是,我们也无法完全肯定其余的 5 个样品的 U、Th 和 K 元素就可以较好地代表它们周围 $\sim 0.3 \text{ m}$ 范围内的元素含量,这些样品的结果在没有其他独立年龄或者在该组其他位置上采集更多的样品进行平行测量之前,仅能提供一个参考的范围,确定出黄联关组上段的大致沉积时代为 10 万年前甚至更早,而这个时间范围处于晚更新世的早期。晚更新世早期处于末次间冰期(75~125 ka)^[12],气候湿热,植被发育,基岩受生物风化作用更容易被剥蚀,沉积物源补给也更丰富,导致该组厚达 72 m 的特征。综合分析,笔者认为该组形成于末次间冰期及更早也较符合地质上的观察。

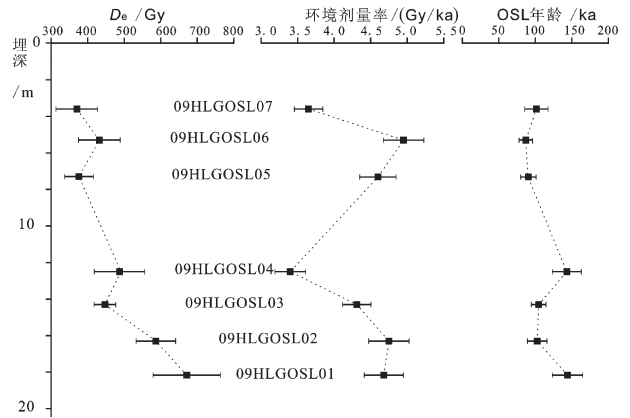


图 4 样品埋深与 OSL 等效剂量、环境剂量率和年龄关系图

Fig.4 Comparisons of OSL D_e , environmental dose rates and ages for seven samples

5.3 沉积物成因初步分析

从野外观察,本剖面上黄联关组中上段黄色调为主的粘土、亚砂土、砂砾层等,从其分布于山前、面积有限、紧挨安宁河断裂带,推论其发育形成很可能与中更新世晚期的强烈构造作用有关,形成后山体持续抬升导致暴露并剥蚀至今,形成现有的地貌格局。

比较遗憾的是,仅仅获得了该组中上部近 20 m 厚的砂砾层和亚砂土、粘土的形成年代,初步控制了该组沉积结束的年代,但是对该组下部的红色亚砂土层夹黑色薄层淤泥透镜体,我们没有采集样品,无绝对年龄的控制,但是很明显其沉积结束的时间在距今 10 万年甚至更早以前。

6 结论

对黄联关组中、上部的近 20 m 厚的粘土、亚砂土、砂砾层中 7 个释光测年样品进行 OSL 测年,年龄分布在 80~140 ka,属于晚更新世早期甚至可能更早,末次间冰期(75~125 ka)内。而该组下部地层中未采样,无绝对年龄控制,但是从沉积物特征来初步分析,为相对湿润炎热气候下的沉积物,应为末次间冰期初气温开始变暖,气候潮湿时所沉积。

致谢:感谢中国科学院地球环境研究所王旭龙副研究员、康树刚博士、杜金花博士以及中国科学院地质与地球物理研究所赵希涛研究员给予的很多有益的建议;感谢匿名审稿人的有建设性的意见,感谢编辑在图件文章编排上的帮助。

参考文献 (References):

- [1] 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1991:298-299.
Sichuan Bureau of Geology. Regional Geology in Sichuan Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991:298-299 (in Chinese with English abstract).
- [2] 王小群, 魏玉峰. 西昌黄联土林的成因初探 [J]. 水土保持研究, 2007, 14(1):218-220.
Wang Xiaoqun, Wei Yufeng. The preliminary analysis on formation mechanism of the Earth forest of Xichang-Huanglian [J]. Research of Soil and Water Conservation, 2007, 14(1):218-220 (in Chinese with English abstract).
- [3] Huntley D J, Godfrey-Smith D I, Thewalt M L W. Optical dating of sediments[J]. Nature, 1985, 313:105-107.
- [4] Aitken M J. An Introduction to Optical Dating [M]. London: Oxford University Press, 1998:65-67.
- [5] Aitken M J. Thermoluminescence Dating [M]. London: Academic Press, 1985:227-228.
- [6] Murray A S, Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol [J]. Radiation Measurements, 2000, 32 (1):57-73.
- [7] Murray A S, Wintle A G. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability [J]. Radiation Measurements, 2003, 37 (4/5):377-381.
- [8] 王旭龙, 卢演涛, 李晓妮. 细颗粒石英光释光测年: 简单多片再生法 [J]. 地震地质, 2005, 27(4):615-623.
Wang Xulong, Lu Yanchou, Li Xiaoni. Luminescence dating of fine-grained quartz in Chinese loess-simplified multiple aliquot regenerative-dose (MAR) protocol [J]. Seismology and Geology, 2005, 27(4):615-623 (in Chinese with English abstract).
- [9] Lu Y C, Wang X L, Wintle A G. A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130 000 yr for the Chinese Loess. Plateau [J]. Quaternary Research, 2007, 67(1):152-160.
- [10] Lu Y C, Zhang J Z, Xie J. Thermoluminescence dating of loess and paleosols from the Lantian section, Shaanxi Province, China [J]. Quaternary Science Reviews, 1988, 7(3-4):245-250.
- [11] 赵华, 卢演涛, 王成敏, 等. 水成沉积物释光测年研究进展与展望 [J]. 核技术, 2011, 34(2):82-86.
Zhao Hua, Lu Yanchou, Wang Chengmin, et al. A review of OSL dating for water-laid deposits: progress and prospect [J]. Nuclear Techniques, 2011, 34(2):82-86 (in Chinese with English abstract).
- [12] 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究 [J]. 中国科学 (D 辑), 1997, 27(5):447-452.
Yao Tandong, Thompson L G, Shi Yafeng, et al., Climate variation since the Last Interglaciation recorded in the Guliya ice core [J]. Science in China (Ser. D), 1997, 27(5):447-452 (in Chinese with English abstract).

A preliminary study of the formation age of Huanglianguan Formation based on OSL dating

ZHANG Ke-qi, YAO Hai-tao, QIAO Yan-song, LIU Ke

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

Abstract: It was previously thought that the Huanglianguan Formation was formed in the late period of late Pleistocene and was composed of alluvial deposits. Seven samples from Huanglianguan Formation were dated using the OSL dating method. One of the results was abandoned because of its poor reliability. The OSL ages of the samples are from (143.3 ± 21.4) ka to (87.4 ± 8.7) ka. The results obtained indicate that the Huanglianguan Formation was formed at least in the early Late Pleistocene period in a warm and wet climate environment of the last interglacial period.

Key words: Huanglianguan Formation; formation age; OSL dating; SMAR Protocol

About the first author: ZHANG Ke-qi, male, born in 1973, doctor and assistant researcher, engages in the study of Quaternary geology and chronology; E-mail: zhkeqi@163.com.