

摆浪河流域的 ESR 年代学与祁连山第四纪冰期新认识

赵井东, 周尚哲, 崔建新, 潘小多, 许刘兵, 张小伟

(兰州大学资源与环境学院, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 摆浪河发源于走廊南山北坡, 是黑河的一条支流。在河源区保存有六套完整的冰碛和较为完整的阶地序列。应用 ESR 技术对采自该处较老的第三、第五、第六套冰碛和冰水成因的主阶地上的砾石层与上覆黄土进行了测年研究, 测试结果分别为 13.4 ka, 135.3 ka, 462.9 ka, 130.1 ka, 130.2 ka。根据测试的结果并结合地貌地层学得出: 3 800 m 以上“U”型谷中的第一、第二套冰碛为全新世中小冰期、新冰期沉积的冰碛; 第三套冰碛物是末次冰期晚期沉积的, 与深海氧同位素 2 阶段相对应; 第五套冰碛物是与深海氧同位素 6 阶段相对应的冰期沉积的; 第六套冰碛物是与深海氧同位素 12 阶段相对应冰期沉积的; 由此推断介于第三套与第五套冰碛之间的第四套冰碛是末次冰期早期沉积的, 即可与深海氧同位素 4 阶段相对应。主阶地与第五套冰碛是同一时期形成的, 这也与地貌地层学的推断相一致。从此处完整的冰川沉积序列还可以得出: 在更新世中, 祁连山地区至少存在三次冰期, 经历四次冰川作用。祁连山部分地段或是整体至少在 463 ka 前就已经抬升到与当时冰期气候相耦合的高度。ESR 可以用于河流、冰川沉积物的测年。

关键词: ESR 测年; 冰碛物; 摆浪河; 祁连山

中图分类号: P533 **文献标识码:** A

1 引言

位于甘肃与青海两省之间的祁连山, 是由一系列 NWW 走向的高山与谷地组成, 山系长约 800 km, 宽约 200 m~400 km。山地的海拔高度大多为 4 000 m~5 000 m 左右, 许多山峰海拔高度 > 5 000 m。发育有现代冰川。祁连山是我国地势第一级阶梯青藏高原的东北边缘, 是气候变化的敏感地带。第四纪数次冰川作用在山麓带或是较大的沟谷中保留有其遗迹。祁连山是我国开展第四纪冰川研究较早的地区之一, 但祁连山的范围比较大, 加上各个研究地点保留下来的第四纪冰川作用遗迹不尽完整, 所以不同学者得出了不尽相同的观点, 甚至对于同一个地点都会认识上产生分歧。不同学者之间结论之争, 反映了问题之所在。再之, 在冰碛物中较难获得理想的测年材料, 无法获得年代数据, 这给各个研究地点冰碛物之间时代的划分与对比带来了困难。这

也给从我国丰富的第四纪冰川变化资料中提取高精度的环境变化信息带来了难度, 更无法与环境变化记录较好的黄土沉积、深海沉积资料相对比。令人欣慰的是: 在过去二十多年来迅速发展起来的电子自旋共振 (Electron Spin Resonance 缩写为 ESR) 测年技术已经在地学中得到了广泛的应用并取得了相当的成就^[1~3]。近几年, 我国第四纪冰川的研究中, 已有许多学者将 ESR 测年技术成功的应用于冰碛物测年 (况明生, 1997^[4]; 伍永秋, 1998^[5]; 史正涛, 2000^[6]; 易朝露, 2000^[1]), 为我国第四纪冰川的研究注入了新的活力, 推动其深入发展。

笔者于 1999 年夏天、2000 年夏天与导师一起两次对摆浪河流域进行了考察, 利用 ESR 技术对采自该处的冰碛物、主冰水阶地中的砾石以及其上覆的黄土进行了年代测定, 从获得的年代数据并结合冰碛物的沉积接触关系、冰碛物与冰水阶地在地貌地层学上的联系、阶地上覆黄土的 TL 年龄, 恢复了摆

收稿日期: 2001-08-19。

基金项目: 国家重点科学基金“河西地区环境演变与人地关系研究”(批准号: 49731010); 国家自然科学基金“沙鲁里山第四纪冰川研究”(批准号: 49971080); 教育部基金“祁连山冷龙岭地区第四纪冰川遗迹”资助。

作者简介: 赵井东 (1976-), 男 (汉族), 江苏沐阳人, 硕士研究生, 从事全球变化研究。电话: 0931-8631422; E-mail: zhaojd76@263.net

1) 易朝露等. 冰碛物 ESR 测年与天山乌鲁木齐河源末次冰期系列。

浪河流域第四纪冰川演化序列,对祁连山第四纪冰期与冰川作用次数有一新认识。

2 研究区概述

摆浪河发源于甘肃省肃南县境内走廊南山北坡,是黑河的一条支流。全流域地理坐标为 $99^{\circ}15' \sim 99^{\circ}28'E$, $38^{\circ}52' \sim 39^{\circ}10'N$ 。河源区最高峰海拔高度为 5 121 m,山脊线高度 5 000 m 左右,现代雪线的高度约 4 500 m,发育有现代冰川。运用地貌地层学原理对该处的冰川沉积进行判读:从约 4 300 m 的

冰舌到 2 600 m 左右的山麓带共有 6 套冰碛物(图 1)。以该处冰川编目编号为 14 号冰川为起点^[7],从其下端到 3 800 m 为一形态完美的“U”型谷,在谷中保存有两套年轻的冰碛。第一套在冰舌末端不远处,冰碛表面颜色较暗淡,冰川擦痕密布,稍有风化。该套冰碛与其上部沉积的表面新鲜、冰川擦痕密布、几乎没有风化的现代冰碛一起形成了一高度为 80 m,顶部宽度约为 400 m ~ 500 m 的终碛垄,在其内侧形成一袖珍的冰水小湖(当地的牧民称为天老池),冰川融水从两者沉积接触处流出。自该套终碛

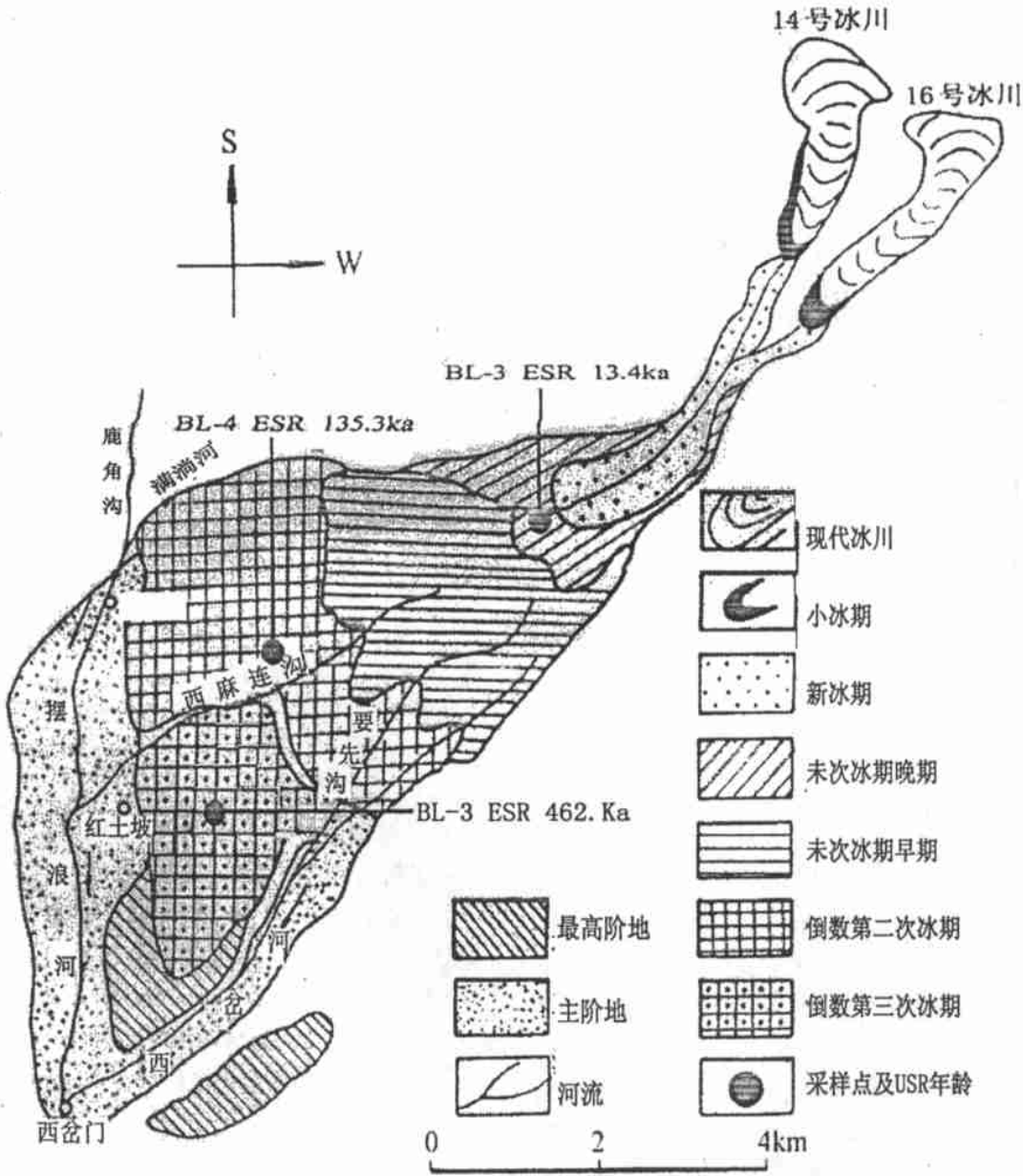


图 1 摆浪河河源古冰川遗迹分布图

Fig. 1 Distribution of the glacial remains at the head of Bailanghe valley

垄以下一直延伸到海拔高度 3 800 m 的陡崖处(其间 16 号冰川谷在海拔 3 980 m 处与之相汇), 这段“U”型谷中保存有高度不等的冰川侧碛, 陡崖处高大的冰碛可能是 14 号与 16 号冰川在该次冰期中共同作用而形成的冰川终碛垄, 这些侧碛与该套终碛垄一起组成了该处的第二套冰碛。“U”型谷两侧的谷坡下有数个规模不同的倒石堆。在一些体积较大的冰川漂砾与倒石堆大的岩块上还可以发现生长着直径不同的地图衣。这套冰碛表面发育有薄层土壤, 生长有较好的高山草甸。

从 3 800 m~2 600 m 左右的山麓带, 坡面上有大量体积较大的冰川漂砾存在。共可划分出 4 套冰川沉积。3 800 m~2 950 m 之间坡地上的冰碛为该处的第三与第四套冰碛。约在 3 500 m 处存在贴附超覆的接触关系, 这是将他们分为两次冰川作用最明显的分界线。这两套冰碛物的风化程度较深, 其上棕黄色的土壤层有几十厘米厚, 生长着茂密的灌丛或草甸。2 950 m~2 600 m 之间为该处的第五套冰碛, 此段高度地势较平坦, 该套冰碛分布面积是该处最大的, 约有 8 km², 最高点为海拔 2 968 m。其前缘与摆浪河干流相邻, 从现有的地貌形态来看, 这套冰碛物自形成以来, 多处被流水侵蚀切割。其上有些地方可以见到薄层的黄土状沉积物(可能是黄土沉积), 土层较厚, 长有牧草与冰草。这套冰碛物在风化程度比第三、第四两套冰碛物深, 胶结程度也比它们大, 加之地貌地层关系推断它是山麓带次最老

的一套冰碛。最老的一套介于要先沟与西麻莲沟之间, 为一高耸的山梁, 当地牧民称其为中梁驷, 最高处 2 996 m。在其顶部或是坡上可以看到许多巨大的冰川漂砾, 这套冰碛物的风化程度与胶结程度是这四套冰碛中最深的, 发育有很厚的土壤层, 在背阴坡牧草长得比较好, 但向阳坡的牧草较为稀疏。它与西麻莲沟约有 300 m~350 m 的高差, 与摆浪河的干流有约 500 m 的高差, 足见该套冰碛沉积以后, 此处地形遭受到较长时间的侵蚀切割。该套冰碛物能得以保存, 一可能是该次的冰川规模较大, 二可能是该套冰碛物沉积后此处的河流流路发生较大的改变, 流水与后期规模较之为小的冰川作用没有将它完全破坏掉。无疑它是这 4 套冰碛较老冰碛中最老的, 也是该研究区中 6 套冰碛中最老的。

此处多边形土发育的也很好, 在几个系冰碛沉积而成的梁子上可以见到形态完美的多边形土, 它们或是五边、或是六边、或是几个小的合成大的更多边的多边形土。它们一般发育于背阴坡, 在阳坡不甚发育或是没有。对一处坡度约 22°的梁子上的多边形土进行了实测: 多边形土的直径介于 130 cm~185 cm 之间, 大的可达 210 cm, 最小的直径为 65 cm, 多边形土的分布下限 2 660 m。

该处河流阶地发育的也较为完整(图 2), 以摆浪河桥附近阶地发育最好, 从最低的一级阶地到红土坡村所在的阶地共有 5 级, 除一级阶地是最新形成的, 砾石层上没有黄土覆盖外, 在 2、3、4、5 这四级

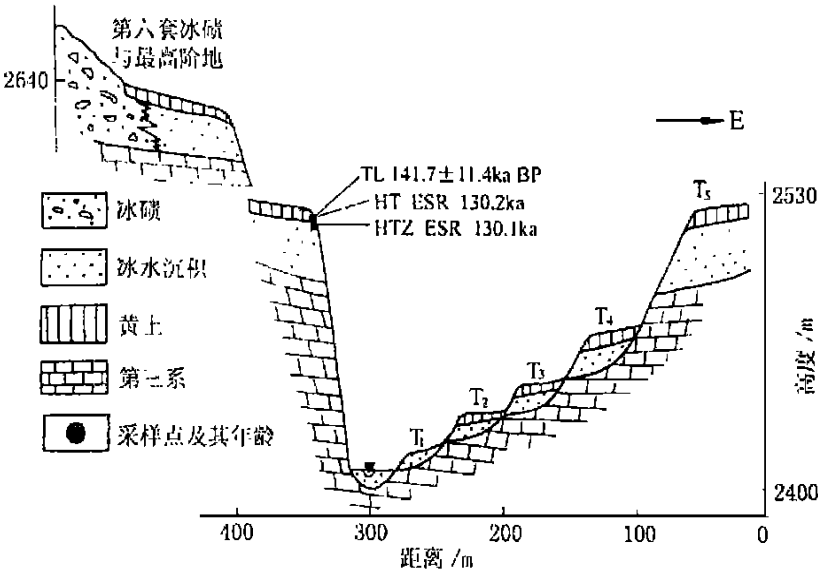


图 2 摆浪河桥附近的阶地系列

Fig. 2 Terraces near Bailanghe Bridge

阶地的砾石层上均覆盖有厚度不等的黄土,尤以红土坡村所在的阶地上覆的黄土最厚,有 18 m。而且这几级阶地以红土坡村所在的第五级阶地阶地面最宽,分布最广,从源区一直延伸至出山口。此阶地以第三纪红层为基座,基座上的冰水砾石层厚度是 50 m,所以笔者在此称其为主阶地。从地貌地层上判读,此阶地应该是与第五套冰碛同一时期形成的。最高一级阶地与摆浪河有约 250 m 之高差,阶地中的砾石是经过冰水改造过的,所以它系冰水沉积,可以认为它与该处最老的中梁赣冰碛在同一时期形成。主阶地与最高阶地之间是否还存在其它的阶地系列尚需进一步研究。

用 ESR 技术测试的冰碛物样品采自该处的第三、第五和第六套冰碛(见图 1)。另外在红土坡村所在的主阶地上采了一砾石 ESR 样品,紧靠砾石层,在黄土底部采一黄土 ESR 样品(此样品同时进行了 TL 测年)(见图 2)。采集的样品包在黑色的塑料袋中闭光送入实验室。

3 ESR 测年的基本原理

自然界中的矿物受到地壳运动(地震、断层活动)所产生的剪切压力,机械碰撞(泥石流),太阳的照射,受热(地热、火山喷发、人类用火),矿物的重结晶作用,某些或是全部 ESR 信号回零,这是 ESR 测年的零点^[3]。计时从沉积物沉积的时候开始。石英广泛的分布在三大沉积物中,沉积物沉积之后,石英颗粒在自身和其所在环境中放射性元素(U、Th、⁴⁰K 等)衰变所产生的 α 、 β 、 γ 以及其它射线(宇宙射线)的辐射下,形成自由电子和空穴心,这些自由电子能被矿物颗粒中杂质(Ge 心, Ti 心, Al 心)与晶格缺陷(原先存在的晶格缺陷或者由辐射产生的晶格缺陷)捕获而形成杂质心与缺陷中心,缺少电子的空穴形成空穴心^[3]。这些杂质心与空穴心都是顺磁性的,称为顺磁中心。顺磁中心可以用 ESR 谱仪进行测定。这些顺磁中心的数量与沉积的时间的长短成正比,沉积的时间越长,顺磁中心的数量越多。对这些顺磁中心个数进行测量从而达到测定沉积物年龄的目的。顺磁中心的数量与矿物颗粒自沉积以来所接受的总的辐射剂量成正比关系,只要测出沉积物中矿物颗粒所接受的总辐射剂量(TD),并采用一定的物理、化学分析方法测算出矿物颗粒所在环境中的年剂量率(D),就可以算出样品的年龄(T)。这是 ESR 测年的基本原理。

ESR 年龄可由以下的公式得出

$$TD = \int_0^t D(t) dt$$

式中 TD 是样品自沉积以来所累积的总剂量。D 是样品所接受的辐射剂量率,辐射剂量率是由样品自身(内部剂量)和样品周围环境(外部剂量)中放射性元素(U, Th, ⁴⁰K)衰变以及宇宙射线所产生的。

4 样品的制备与测试

样品的预处理是在兰州大学地理系年代学实验室中进行的。样品的处理条件没有 TL 要求的那么严格^[8]。所以前后两次的样品都是在室内自然光条件下进行预处理的。

将每个样品分成两份,一份在 105 °C 的恒温箱中干燥,测其含水量,然后在玛瑙研钵中将其研磨,过 < 0.1 mm 的筛子,以备测环境中放射性元素(U、Th、K₂O 等)的含量来测算年剂量率。其余的样品用水冲洗并筛取 0.125 mm ~ 0.25 mm 的粒组。加入 H₂O₂ 去除样品中的有机物。冲洗干净后用 6 mol/L 的 HCl 浸泡,浸泡时间为一周,这样做的目的是一是去除碳酸盐,二是去除冰碛物与河流阶地砾石中一些能被 HCl 溶解的一些杂质矿物。浸泡后的样品再用浓的 HF 处理,蚀去石英颗粒的表面,HF 处理的时间的长短视所选取颗粒粒径的大小而定。这次用 HF 处理 2 个小时(其中黄土的颗粒较小,处理的时间为 1 个小时)。冲洗至中性后,在 40 °C 恒温箱内烘干,烘干后的样品用 WCF-2 型多用磁性分选仪在电流为 1A 和 2A 下进行两次分选,去除磁性矿物。处理最终的样品称取 9 等份,每份 0.25 g,用人工的 γ 射线源 ⁶⁰Co 以不同的剂量进行辐照,辐照的剂量可以通过夹在样品中的丙氨酸/ESR 剂量计准确的测出。

辐照后的样品放置一段时间后,选用石英颗粒中的杂质心 Ge 心作为测年信号。在德国 Bruker 公司 ECS 106ESR 谱仪上进行测试。测试的条件是:室温、X 波段、微波功率为 2 mW,调制振幅为 0.1 mT、中心磁场为 348 mT、扫描宽度为 5 mT、转换时间为 5.12 毫秒、时间常数为 40.96 毫秒、增益 10⁵。为了提高信(号)噪(音)比,每个样品在同一条件下连续测试 3 次。典型的 ESR 波谱图如图 3。

1. 积累剂量(TD)的测定

积累剂量是运用人工附加剂量的方法进行测定的^[1-3]。根据人工辐照剂量与其相应的 ESR 信号强

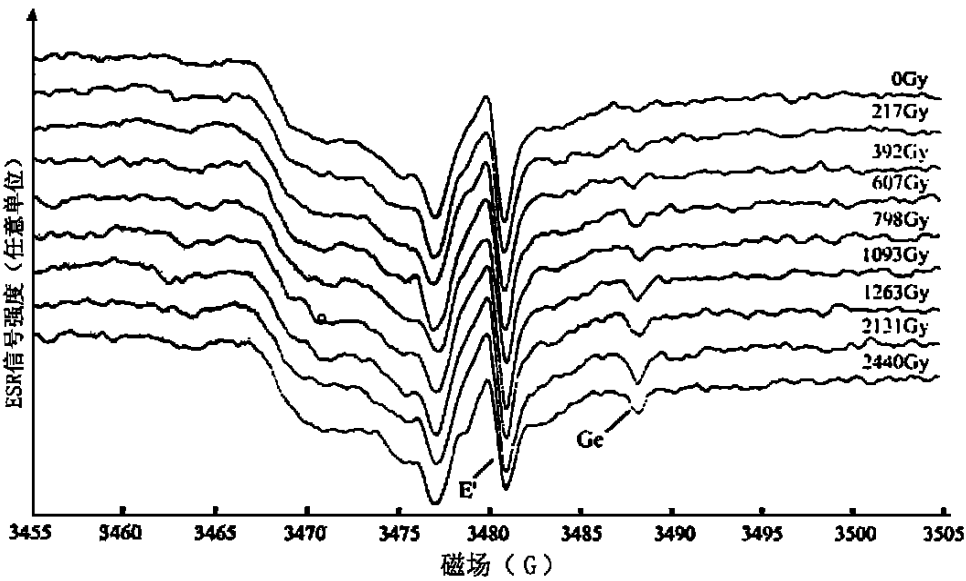


图 3 室温下典型的 ESR 波谱图

Fig.3 Typical ESR spectra at the room temperature

度,用最小二乘法对所测得的数据进行线性拟合并用外推法将拟合的直线外推到信号强度为零的横坐标得出积累剂量 TD。因为冰川、河流沉积物的物源比较复杂,加上沉积物的混合程度不高,所以测出的数据点比较分散,所以在拟合中遵循人工辐照剂量与信号强度之间互为增长的关系推算出积累剂量(见表 1)。

表 1 ESR 测年的结果与计算中的相关参数

Table 1 The results of ESR dating and the correlated parameters.

测试 编号	ESR 采样点	含水量 (%)	U (10 ⁻⁶)	Th (10 ⁻⁶)	K ₂ O (%)	TD (Gy)	年龄 (ka)
BL-3 [#]	第三套冰碛	2.3	2.63	8.8	2.13	43.2	13.4
BL-4 [#]	第五套冰碛	9.7	3.04	18.9	1.73	471.1	135.3
BL-5 [#]	第六套冰碛	7.5	2.92	11.4	2.12	1532.2	462.9
HTZ [*]	红土坡主阶地砾 石层最上部	3.75	1.63	8.1	1.68	322.78	130.1
HT [*]	红土坡主阶地上 覆黄土底部	1.71	2.3	11.4	2.18	443.08	130.2

注: [#] ESR 年龄是 2000 年 3 月在地质矿产部青岛海洋地质研究所测得的;
^{*} ESR 年龄是 2001 年 2 月在地质矿产部青岛海洋地质研究所测得的。

2. 年剂量率(D)的测定

放射性元素 U、Th、K₂O 的含量分别用激光荧光法、比色分光光度法和原子吸收技术进行测定。年剂量率是由内部剂量与外部剂量两部分组成的,计算公式如下

$$D = D_{ex} + D_{in}$$
$$D_{ex} = D_{ex\alpha} + D_{ex\beta} + D_{ex\gamma} + D_{cm}$$
$$D_{in} = D_{in\alpha} + D_{in\beta} + D_{in\gamma}$$

式中 D_{ex} 是外部剂量率, D_{in} 是内部剂量率。 $D_{ex\alpha}$, $D_{ex\beta}$, $D_{ex\gamma}$, D_{cm} 分别为环境中放射性元素衰变过程中 α 、 β 、 γ 射线以及宇宙射线的贡献率; $D_{in\alpha}$, $D_{in\beta}$, $D_{in\gamma}$ 分别为样品自身放射性元素衰变过程中 α 、 β 、 γ 射线的贡献率。

石英中不含放射性元素或是含量非常低,所以内部剂量不计算在内;石英表面已经用 HF 蚀去,所以在年剂量的推算中就忽略了 α 射线的贡献率;宇

宙射线贡献率与样品的海拔高度、样品的埋藏深度关系最为密切,此次的样品是从距顶面有数米剖面中或是深挖>1 m 后采集的,所以在年剂量的计算中宇宙射线的贡献率也被忽略。另外,冰碛物与河流阶地砾石沉积一般是大小混杂,分选性较差,空隙度很大,对于短半衰期的放射性气体(如:氦气)可以很快的逃逸出去,其散逸系数可以达到1,在测算年剂量时无须考虑它们。因此,年剂量公式就简化为

$$D = D_{\alpha}\beta + D_{\alpha}\gamma$$

所测出的 U、Th、K₂O 的含量以及计算的参数见表 1。

5 讨论

5.1 年龄可靠性的讨论

1. Ge 心测年的可行性

对于冰川沉积物与河流沉积物而言,ESR 测年的一个重要的前提是:测试的 ESR 信号因为某种原因回零。如果 ESR 测试信号没有回零或是部分回零,那么测试的结果可能就有较大的误差。从理论上讲,风化碎屑形成后被冰川与河流搬运到最后的沉积,中间都有机会接受光照,阳光可以晒退某些 ESR 信号。因此,可以选择光效应比较灵敏的 ESR 信号来进行测年。石英颗粒中的杂质中心 Ge 心有良好的光照灵敏性,阳光或是紫外光灯在数小时内可以将 Ge 心的信号晒退(W. M. Buhay, 1988; R. Grün, 1991; 业渝光, 1993; M. Ikeya, 1993)^[2,9~11]。因此,这两次都选用 Ge 心作为测年信号。

2. 测试年龄的可靠性

首先,三套冰碛物测试所得的三个年龄由新到老,这与野外考察推测的新老关系相一致。与它们在研究区中的分布、沉积上的接触关系、风化程度、胶结程度相一致。红土坡村所在的主阶地的砾石层的年龄与紧靠的上覆黄土的年龄相比较偏年轻,但它们在容许的误差范围内基本上是一致的,这两个年龄也基本上反映了它们的沉积接触关系。

其次,深海氧同位素曲线可为陆地上冰川研究树立了一个对照标准^[12],同位素偶数阶段对应于寒冷阶段,陆地上发生冰川作用,具体的地点有时还取决于气候、地形、地势三者的组合,不可一概而论^[13]。此次测出的三个冰碛物年龄分别可与深海氧同位素的 2、6、12 阶段相对应,从深海氧同位素所记录的气候波动幅度来看,这三个阶段所对应的气候波动比其它偶数阶段所对应的气候波动都大,这

三个阶段对应的曲线所反映出来的大致趋势也是:12 阶段气候波动幅度>6 阶段气候波动幅度>2(或是 4)阶段气候波动幅度。另冰川沉积所保留的遗迹一般是从大到小的模式,从该处冰川遗迹分布与沉积形态上来看,基本上可以断定:第六套冰碛对应的冰川规模>第五套冰碛对应的冰川规模>第四、第三套冰碛对应的冰川规模。由此说明测试的 ESR 年龄是可信的。红土坡主阶地黄土所得到的 ESR 年龄与砾石层的年龄相比较有点偏老,可能的原因有二:一是黄土的空隙度比砾石层的小,黄土可能受到短半衰期放射性元素(如:氦气)的轻微影响;二是石英颗粒表面腐蚀量不同的影响,黄土用 HF 处理的时间为 1 个小时,比砾石处理 2 个小时短。在测年容许的误差范围这两个年龄是可以接受的,同时它们也基本上符合沉积关系。另外从地貌地层关系判读,红土坡主阶地与第五套冰碛形成于同一时期,测得的砾石层和其上覆黄土的 ESR 年龄与第五套冰碛的 ESR 年龄是一致的,基本上可以断定地貌地层关系判读是正确的。另外黄土也可以进行 TL 测年来进一步的检验地貌地层关系判读和 ESR 测年的可靠性,TL 年龄为 141.7 ± 11.4 ka,虽然该 TL 年龄与第五套冰碛、主阶地砾石层、同一黄土样品的 ESR 年龄相比偏老,这可能与这两种测年方法所考虑的参数不同有关。笔者认为在 ESR 年龄 $\pm 10\%$ 容许误差范围可以认为它们是一致的。因此,红土坡主阶地与第五套冰碛形成于同一时期得到了进一步的验证,同时也说明:冰川沉积物与河流沉积物可以用 ESR 技术进行测试,测出的结果是可信的。

根据 3 700 m 采集的第三套冰碛物测得的年龄,可以推断位于 3 800 m 以上“U”谷中的两套冰碛物分别是小冰期与新冰期的产物。介于第三与第五套冰碛之间的第四套冰碛由于没有采样,所以没有确切的年代数据。但根据第三、第五套冰碛所测得年龄以及它们分别对应于深海氧同位素 2、6 阶段,笔者认为判定第四套冰碛形成于末次冰期早期,即可与深海氧同位素 4 阶段相对应是合理的。

5.2 祁连山第四纪冰期的讨论

我国学者在二十世纪四十年代开始了祁连山第四纪冰川的研究。冰川沉积不同于黄土沉积与深海沉积那么连续,一般来说,冰川沉积记录的是冰川规模由大到小的变化过程。如前所述:如果后期的冰川的规模比前期的规模大,那么后期的冰川作用极有可能将前期的冰碛物破坏掉,难觅其踪影。如在

祁连山南麓大通河的一条支流仙米沟, 其河谷是一条数十千米形态完美的“U”型谷, 无疑它是冰川作用所形成的。但是除去源区保留有较为年轻的冰碛外, 向下难寻老冰碛之存在。从“U”型谷存在来看, 此处存在的更老的冰川作用, 但由于无法获得年代数据, 所以无法得知“U”型谷形成于何时。祁连山各段山麓带与大的沟谷中保存下来的冰碛可能都是不尽完整的, 加之祁连山的范围比较大, 不同学者根据自己的研究得出了自己的结论: 二次冰川论(刘增乾, 1946; 夏开儒, 1962; 李吉均, 1963; 康建成, 1992)^[14-17]; 三次冰川论(刘泽纯, 1962; 郭鹏飞, 1980; 伍光和, 1985; 郭红伟, 1995)^[18-21]; 四次冰川论(翁文波、李德生, 1946)^[22]。这次所选的研究地点—摆浪河流域是前人没有研究过的地点, 独特的地貌地形条件下保存了 6 套冰川作用的遗迹。根据采集的冰碛物测试结果与地貌地层学原理可以判定: 摆浪河地区保留的 6 套冰川作用遗迹分别是小冰期冰碛、新冰期冰碛、末次冰期晚期冰碛、末次冰期早期冰碛、与深海氧同位素 6 阶段对应的冰期冰碛、与深海氧同位素 12 阶段对应的冰期冰碛。祁连山在更新世至少存在三次冰期, 经历四次冰川作用。是否有更老的冰期, 尚待进一步研究。

6 结论

摆浪河流域的 6 套冰碛分别是小冰期、新冰期、末次冰期晚期、末次冰期早期、与深海氧同位素 6 阶段对应的冰期、与深海氧同位素 12 阶段对应的冰期的冰碛。红土坡村所在的主阶地与第五套冰碛物是同一时期形成的。祁连山在更新世中至少存在三次冰期, 经历四次冰川作用。祁连山部分地段或是整体至少在 463 ka 前就已经抬升到与当时的冰期气候相耦合的高度。ESR 技术可以用于河流与冰川沉积物的测年。

致谢: 感谢李吉均院士、朱俊杰教授、潘保田教授在野外工作中的指导与帮助, 感谢广州地球化学研究所的卢良才老师对黄土进行了 TL 测试, 感谢地质矿产部青岛海洋地质研究所业渝光研究员、高级工程师刁少波对样品的测试与讨论。在本文的写作过程中还得到了宋友桂博士的帮助, 在此一并致谢。

参考文献(References):

- [1] Hennig, G. J. and Grün R. ESR dating in Quaternary geology[J]. Quaternary Science Reviews, 1983, 2: 157~238.
- [2] Ikeya, M. New Applications of Electron Spin Resonance—Dating Dosimetry and Microscopy[M]. 1993, World Scientific, Singapore.
- [3] Rick, W. J. Electron Spin Resonance (ESR) dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry[J]. Radiation Measurements 1997, 27: 975~1025.
- [4] 况明生, 李吉均, 赵瑜, 等. 云南东北部拱王山第四纪冰川遗迹研究[J]. 冰川冻土, 1997, 19(4): 366~372.
- [5] 伍永秋, 崔之久, 刘耕年, 等. 昆仑山垭口地区的冰期系列[J]. 冰川冻土, 1999, 21(1): 71~76.
- [6] 周尚哲, 李吉均, 张世强, 等. 祁连山摆浪河谷地的冰川地貌与冰期[J]. 冰川冻土, 2001, 23(2): 131~138.
- [7] 王宗太, 等. 中国冰川目录—祁连山区[M]. 中国科学院兰州冰川冻土研究所印刷, 1981, 80.
- [8] Schwarcz, H. P. Current challenges to ESR dating[J]. Quaternary Science Reviews, 1994, 13: 601~605.
- [9] Buhay, W. M., Schwarcz, H. P. and Grün, R. ESR dating of fault gouge: The effect of grain size[J]. Quaternary Science Reviews, 1988, 7: 515~522.
- [10] Grün, R. Potential and problems of ESR dating [J]. Nuclear Tracks and Radiation Measurements, 1991, 18: 143~153.
- [11] 业渝光, 和杰, 刁少波, 等. 晚更新世海岸风成沙 ESR 年龄的研究. 海洋地质与第四纪地质, 1993, 13(3): 85~89.
- [12] 周尚哲, 李吉均, 李世杰. 青藏高原更新世冰川再认识[J]. 见: 中国西部第四纪冰川与环境. 北京: 科学出版社, 1991. 67~74.
- [13] 李吉均, 郑本兴, 杨锡金, 等. 西藏冰川[M]. 北京: 科学出版社, 1986.
- [14] 刘增乾. 祁连山南麓大通河流域之冰川地形[J]. 地质论评, 1946, 11(3~4): 247~252.
- [15] 夏开儒. 祁连山北段古冰川作用与冰缘地貌特征的初步观察[J]. 地理学报, 1960, 26(3): 165~180.
- [16] 李吉均. 祁连山山地近期年龄及第四纪冰期探讨[J]. 兰州大学学报(自然版), 1963, 总第 13 期, 77~86.
- [17] 康建成, 朱俊杰, 陈宏凯. 祁连山冷龙岭南坡第四纪冰川演化序列[J]. 冰川冻土, 1992, 14(4): 352~359.
- [18] 刘泽纯, 刘振中, 王富葆. 关于珠穆朗玛峰、腾格里峰、祁连山团结峰附近第四纪冰川发展的比较[J]. 地理学报, 1962, 28(1): 19~33.
- [19] 郭鹏飞. 祁连山中东段地区第四纪冰期探讨[J]. 冰川冻土, 1980, 2(1): 6~16.
- [20] 伍光和. 祁连山的第四纪冰期问题[A]. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 第 5 号[C]. 北京: 科学出版社, 1985, 116~123.
- [21] 郭宏伟, 陈晔, 李吉均. 祁连山冷龙岭南麓的冰川序列、黄土记录和阶地系列的初步研究[J]. 兰州大学学报(自然版), 1995, 31(1): 102~110.
- [22] 翁文波, 李德生. 南山第四纪冰川之初步探讨[J]. 中国地质学会会志, 1946, 26: 163~171.

ESR Chronology of Bailanghe Valley and New Understanding of Qilianshan Mountain's Quaternary Glaciation

ZHAO Jing-dong, ZHOU Shang-zhe CUI Jian-xin, PAN Xiao-duo, XU Liu-bing and ZHANG Xiao-wei

(College of Source and Environment, Lanzhou University, Lanzhou, 730000 China)

Abstract: Bailanghe River is a tributary of Heihe River, Originating from the north slope of Nanshan mountain which stretches along the southern border of Hexi corridor. 6 sets integrated glacial tills and relative integrated terraces sequence remained at the head of Bailanghe River. The samples were derived from the third, the fifth and the sixth sets of glacial tills, the gravel and the loess of the main terrace respectively. The technique of ESR was applied to determine them. The results were 13.4ka, 135.3ka, 462.9ka, 130.1ka, 130.2ka respectively. A conclusion was drawn on the basis of results and the law of geomorphology and stratigraphy: The first set and the second set glacial tills were deposited during the Little Ice age and Neoglaciation in the "U" shape valley 3800m a. s. l. The third set, the fifth set and the sixth set glacial till were formed during the late period of the Last Glaciation, the penultimate Glaciation and the Last but two Glaciation. They were correlated to the deep-sea oxygen isotope stage 2, 6, 12 respectively. It is reasonable to infer that the forth set of glacial till which locates between the third and the fifth was formed during the early period of the Last Glaciation which was correlated to the deep-sea isotope stage 4. The main terrace and the fifth set of glacial till were formed at the same period on the basis of the ESR and the TL ages, this conclusion was also consistent with the law of geomorphology and stratigraphy. Another conclusion could also draw from the glacial deposited sequences at this site: at least four glaciations have happened at the Qilianshan mountain during Pleistocene. Before 463ka many segments or the whole of Qilianshan Mountain's elevation have reached the coupling altitude with the glacial climate of that time. The technique of ESR can be applied in determining the fluvial and glacial deposits.

Key words: ESR dating; glacial tills; Bailanghe River; Qilianshan mountain.