

曹敏,于禄鹏,安萍,等. 察尔汗盐湖区线形沙丘下伏湖相地层的释光年代及其环境意义[J]. 中国沙漠, 2021, 41(1): 101-110.

## 察尔汗盐湖区线形沙丘下伏湖相地层的 释光年代及其环境意义

曹敏<sup>1,2</sup>, 于禄鹏<sup>2</sup>, 安萍<sup>2</sup>, 董治宝<sup>3</sup>, 赵俊香<sup>4</sup>, 赖忠平<sup>5</sup>, 王昌盛<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 湖北 武汉 430074; 2. 临沂大学 资源环境学院 山东省水土保持与环境保育重点实验室 释光年代学实验室, 山东 临沂 276000; 3. 陕西师范大学 地理科学与旅游学院, 陕西 西安 710062; 4. 中国地震局地壳应力研究所, 北京 100085; 5. 汕头大学 海洋研究院, 广东 汕头 515063)

**摘要:** 本研究尝试使用钾长石多步升温红外后红外法(MET-pIRIR)对察尔汗盐湖北侧线形沙丘下伏古湖相沉积物进行年代测定,并初步探讨其古环境意义。结果表明:钾长石MET-pIRIR<sub>250</sub>法能够得到等效剂量坪区,说明长石信号能够充分晒退并且异常衰减对测年结果的影响可以忽略,从而保证了测年结果的可靠性;古湖相沉积顶部200—180 ka的年代证实了深海氧同位素7阶段柴达木盆地大规模湖泊的存在;上覆地层缺失表明即便在柴达木盆地沉积中心附近,地表沉积物的侵蚀(主要为风蚀)也十分严重,以至于在冰期尺度上也难保证连续性;这一年代结果也表明湖泊的演化并非造成线性沙丘较年轻(3—0 ka)的直接原因。钾长石MET-pIRIR法的应用对解决盆地内中、晚更新世古环境、古气候、地貌演化等问题具有重要意义。

**关键词:** 柴达木盆地; 线形沙丘; 钾长石MET-pIRIR测年; 等效剂量; 风蚀

文章编号: 1000-694X(2021)01-101-10

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2020.00102

中图分类号: P531

文献标志码: A

### 0 前言

察尔汗盐湖是柴达木盆地第四纪沉积中心<sup>[1]</sup>,其湖相沉积物是盆地内古环境和古气候研究的重要载体。国内外学者在晚第四纪察尔汗盐湖演化方面已经开展了诸多重要的研究工作<sup>[1-6]</sup>,但对大湖存在的时期仍存在争议。比如,早期基于<sup>14</sup>C测年的研究认为盆地中东部的贝壳堤(2 704 m)代表了在深海氧同位素3阶段(Marine Isotope Stage 3, MIS 3)存在较大的湖泊<sup>[4-5]</sup>,但这一<sup>14</sup>C年代框架可能受到了新碳污染而低估<sup>[6-7]</sup>。之后,Lai等<sup>[6]</sup>基于石英光释光测年则认为贝壳堤形成于MIS 5。

察尔汗盐湖北岸发育的线形沙丘在形态上极具特殊性,被视为在地球上研究火星、土卫六等类地天体上风沙地貌的重要类比对象<sup>[8-14]</sup>。线形沙丘的发育年代是理解其成因的重要依据,Zhou等<sup>[9]</sup>通

过细颗粒石英的光释光年代认为察尔汗盐湖区北侧的线形沙丘主要形成于3—0.8 ka;而An等<sup>[12]</sup>基于粗颗粒长石的释光测年结果表明这些线性沙丘主要形成于0.4 ka以来。这些线形沙丘直接发育于古湖相沉积之上,线形沙丘如此“年轻”是否因为早期大规模湖泊的存在限制了线形沙丘发育,因此,下伏古湖相沉积的年代对线形沙丘形成和演化过程的理解有重要意义。

柴达木盆地极度干旱、多风的气候条件,使得盆地内发育了广泛的风蚀地貌,被风蚀掉的细颗粒物被认为是黄土高原冰期主要的粉尘物源<sup>[15-17]</sup>,而粗颗粒物则被搬运至盆地风向形成不同规模的沙漠<sup>[18-19]</sup>。盆地地表的风蚀程度对理解盆地环境和地貌的演化具有重要意义<sup>[20-23]</sup>。Han等<sup>[21]</sup>在柴达木盆地西部不同地点地表都获得了~100 ka的石英光释光和铀系年代,据此提出柴达木盆地西部

收稿日期:2020-04-27; 改回日期:2020-10-22

资助项目:国家自然科学基金项目(41672167,41761144073,41462006)

作者简介:曹敏(1994—),男,江西鄱阳人,硕士研究生,主要从事释光年代学研究。E-mail: Caomin0825@163.com

通信作者:于禄鹏(E-mail: yulupeng319@126.com; yulupeng@lyu.edu.cn)

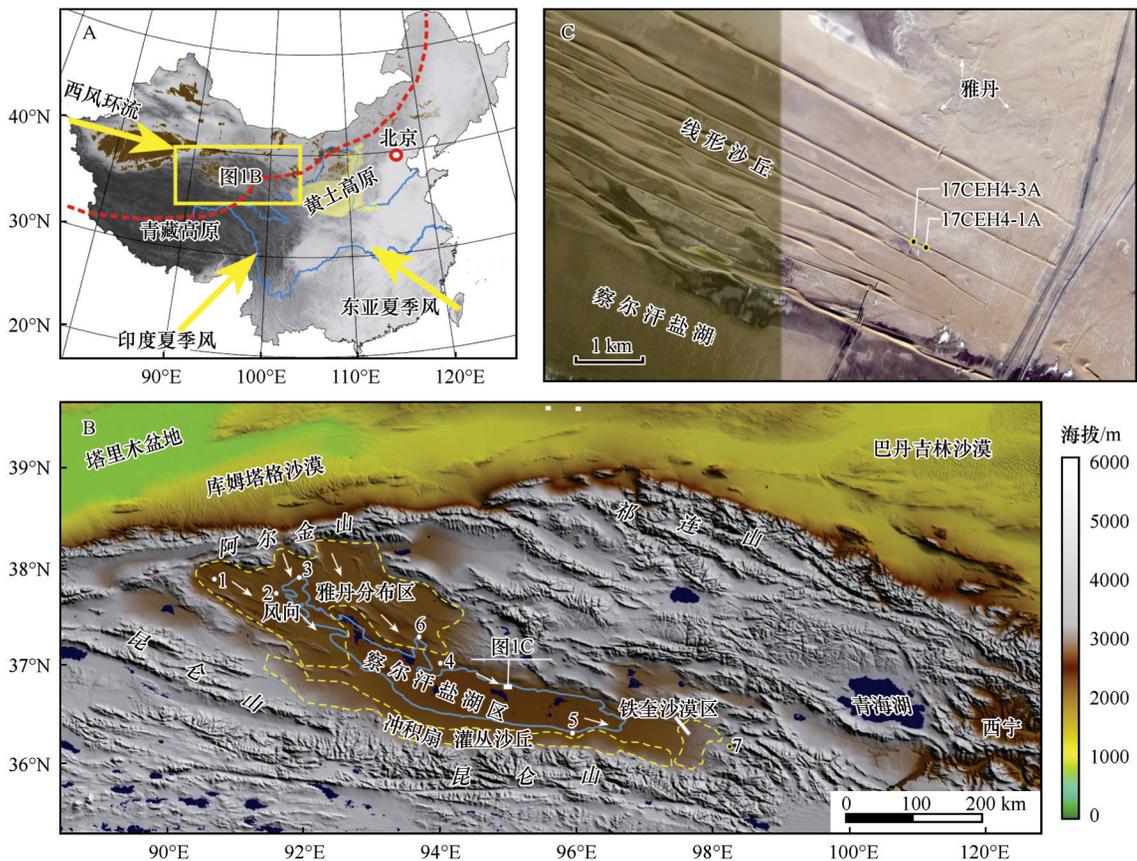
100 ka以来存在严重的风蚀现象<sup>[21]</sup>。Lai<sup>[24]</sup>通过对贝壳堤(2 704 m)的石英光释光年代和地貌分析认为诺木洪地区~100 ka以来也存在严重风蚀。Ding等<sup>[20]</sup>对涩北地区雅丹顶部的湖相沉积进行钾长石pIRIR测年研究,发现该区域湖泊环境延续至~200 ka,推测雅丹的大规模风蚀始于MIS 6。而在柴达木盆地第四纪沉积中心附近是否存在风蚀尚未得到验证,察尔汗盐湖区地表古湖相沉积的年代是认识该区域风蚀情况的重要依据。

因此,察尔汗盐湖古湖相沉积的年代学对柴达木盆地湖泊和风沙地貌演化等相关科学问题的解答具有重要意义。但是,由于测年方法的限制,晚第四纪古湖相沉积的绝对定年有很大难度。研究表明,<sup>14</sup>C测年的时间尺度无法满足柴达木古湖演化的需求<sup>[6,25]</sup>。光释光测年是晚第四纪沉积物测年的重要方法,已经在柴达木盆地的湖相沉积<sup>[21,26]</sup>、风成沉积<sup>[10,12,18-19,27-28]</sup>和河流阶地<sup>[29-30]</sup>等得到较多应用。然而,石英光释光测年在黄土高原的饱和剂量通常只有150 Gy左右<sup>[31-32]</sup>,可能严重限制其测年范围。

钾长石红外后红外释光(post-IR IRSL, pIRIR)测年能极大拓展释光测年尺度<sup>[33]</sup>。多步升温pIRIR法<sup>[34]</sup>(multiple elevated temperature pIRIR, MET-pIRIR)的优点是可通过在较高激发温度下获得相近的等效剂量值(Equivalent dose,  $D_e$ ),即存在 $D_e$ 坪,便证明其结果不受IRSL信号异常衰减的影响。MET-pIRIR测年已成功应用于柴达木盆地雅丹(古湖相沉积)的测年<sup>[20]</sup>。本研究尝试使用钾长石MET-pIRIR法对察尔汗盐湖北部的古湖相沉积进行释光年代学研究,以确定该方法在研究区的适用性并初步探讨其古环境意义。

## 1 研究区及剖面

柴达木盆地是位于青藏高原东北部的巨型山间断陷盆地(图1A),平均海拔2 800 m,四周被海拔5 000 m以上的昆仑山、阿尔金山、祁连山等山系环绕(图1B)。在地貌上,从盆地边缘到中心依次为高山、中山、风蚀丘陵、戈壁、沙丘、沼泽和湖泊,呈环带状分布。柴达木盆地中部广泛分布着盐湖,其中



1—4: 地表年代点<sup>[21]</sup>; 5: 贝壳堤<sup>[6]</sup>; 6: 雅丹点<sup>[20]</sup>; 7: 风成沉积点<sup>[35]</sup>; 蓝线为现代2 710 m等高线

图1 柴达木盆地的位置(A)、主要地貌(B)及采样点位置(C)

Fig.1 The location (A) and major landforms (B) of Qaidam Basin and samples location (C)

察尔汗盐湖是最大的盐湖,是当前盆地内最低洼的汇水中心,也是盆地内的第四纪沉积中心<sup>[1]</sup>。盆地内气候干旱,年降水量约为26 mm,愈向盆地西部降水量愈少,格尔木为50 mm,而西部茫崖只有20 mm,而年潜在蒸发量高达3 000—3 200 mm,盆地高空常年受西风环流控制,盛行风以西北风和西风为主,风沙活动主要出现在3—5月<sup>[7]</sup>。在盆地的西部分布着大量的雅丹地貌,这些雅丹以及湖泊退缩过程中出露的湖相沉积物是盆地现代沙尘暴的主要来源,也是盆地东部甚至黄土高原的粉尘物源<sup>[16]</sup>。

察尔汗盐湖区北侧发育有大面积的线形沙丘(图1C),分布在海拔2 695—2 725 m范围内。线形沙丘的最大长度超过12 km,最大宽度超过200 m,最大高度超过40 m。该区域线形沙丘形态极具代表性,是研究线形沙丘形成与演化的理想对象<sup>[8-10,12]</sup>。野外考察发现线形沙丘下伏地层为湖相沉积,东端临近公路部分的下伏湖相沉积以青灰色细砂、粉砂、黏土为主,含盐量较高,局部有盐层,顶部无粗砂、砾石等湖滨相沉积物。本研究选择的是北数第三道延伸至公路边的线形沙丘,在南北方

向上位于中间位置,在海拔上具有代表性。在线形沙丘北坡的坡脚位置选择了两处湖相沉积采样点,湖相沉积顶部(沙丘底部)海拔为2 707 m,该段沙丘高度约10 m(图2A、B)。采样剖面自线形沙丘坡脚处开始挖掘,直至出露青灰色湖相沉积,湖相沉积埋深在1 m以上(图2C、D、E)。通过对整片线形沙丘分布区的详细考察,认为该采样点对这一区域线形沙丘下伏湖相沉积的年代有代表性。在两个采样点的湖相沉积中各采集光释光年代样1个(17CEH4-1A、17CEH4-3A),两样品水平距离约150 m,如图1C所示。采用常规的光释光样品采集方法,将不锈钢钢管(长度~20 cm,直径~5 cm)平行于层理打入古湖相地层,取出采样管后快速避光封存。另外,在光释光样品位置采集全样用于U、Th、K元素含量和现代含水量测定。

## 2 MET-pIRIR 测年

### 2.1 样品前处理与测试条件

样品在临沂大学释光年代学实验室进行前处理和测试。在暗室内将钢管两端3—4 cm可能曝光

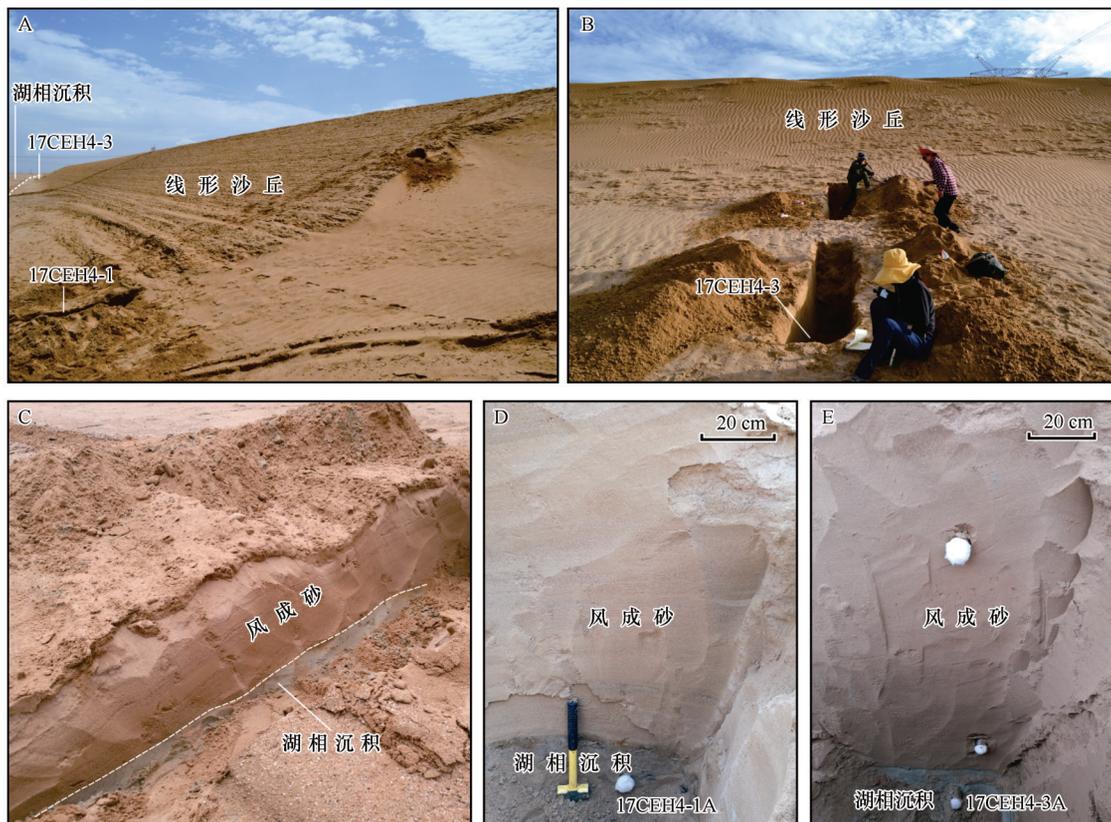


图2 采样剖面

Fig.2 Sections and samples

的样品去掉,中间段未曝光的样品用来进行钾长石的提取和 $D_e$ 测定。首先用浓度10%的盐酸和30%的双氧水分别除去样品中的碳酸盐和有机质,然后通过湿筛分选出63—90  $\mu\text{m}$ 粒径组分,接下来通过多钨酸钠重液提取出 $2.53\text{—}2.58\text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$ 比重的钾长石。因氢氟酸对钾长石表面刻蚀存在不均匀性<sup>[36-37]</sup>,本研究未对钾长石进行氢氟酸刻蚀,直接用于 $D_e$ 测试。

$D_e$ 测试用Risø TL/OSL-DA-20全自动释光仪进行,人工 $\beta$ 辐射源为 $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ ,对于63—90  $\mu\text{m}$ 的钾长石颗粒的辐射剂量率为 $0.1118\text{ Gy}\cdot\text{s}^{-1}$ ,IRSL信号获取的滤光片型号为Schott BG 39和BG 3。氮气环境中加热速率为 $5\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{s}^{-1}$ ,达到测试温度后稳定10 s。U、Th和K含量在中国地震局地壳应力研究所通过高纯锗伽马谱仪测得,钾长石的内部钾含

量取 $12.5\%\pm 0.5\%$ <sup>[38]</sup>,对于63—90  $\mu\text{m}$ 的颗粒 $a$ 系数取 $0.15\pm 0.05$ <sup>[39]</sup>。历史平均含水量根据实测含水量、饱和含水量以及埋藏历史等因素综合估算为 $30\%\pm 10\%$ ;由于历史埋深的不确定性,故给出20、10、5 m以评估采用不同埋深对结果的影响。深度估计考虑的因素包括:湖相沉积侵蚀的厚度可能在数米,并且其顶部存在过线形沙丘(高度可能在0—40 m范围内变化,并且存在历史远超3 ka),5 m基本可以视为最小深度;而深度超过20 m以上后,深度对剂量率的影响极小。环境剂量率的计算通过亚伯大学在线计算器获得<sup>[40]</sup>。U、Th、K含量和环境剂量率见表1。从表1可以看出5—20 m深度变化对结果的影响仅有2%,因此,深度的估算不会对测年结果的造成较大影响,均在测年误差范围之内。

表1 样品剂量率及测年结果

Table 1 Dose rates and dating results of the samples

样品号	K含量 /%	Th含量 /( $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ )	U含量 /( $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ )	深度 /m	剂量率 /( $\text{Gy}\cdot\text{ka}^{-1}$ )	$D_e/\text{Gy}$		年代/ka	
						CAM	MAM	CAM	MAM
17 CEH4-1A	1.31 $\pm$ 0.08	10 $\pm$ 0.50	3.3 $\pm$ 0.62	20	2.93 $\pm$ 0.23	637 $\pm$ 30	504 $\pm$ 38	217 $\pm$ 17	172 $\pm$ 20
				10	2.99 $\pm$ 0.23			213 $\pm$ 17	168 $\pm$ 20
				5	3.06 $\pm$ 0.23			208 $\pm$ 20	165 $\pm$ 19
17 CEH4-3A	1.83 $\pm$ 0.07	9.7 $\pm$ 0.49	2.8 $\pm$ 0.68	20	3.16 $\pm$ 0.24	648 $\pm$ 25	572 $\pm$ 42	205 $\pm$ 14	181 $\pm$ 22
				10	3.22 $\pm$ 0.24			201 $\pm$ 14	178 $\pm$ 22
				5	3.29 $\pm$ 0.24			197 $\pm$ 13	174 $\pm$ 21

## 2.2 等效剂量测定及年代结果

MET-pIRIR法的起始激发温度为 $50\text{ }^\circ\text{C}$ ,随后以 $50\text{ }^\circ\text{C}$ 为间隔逐渐提高IRSL激发温度,每一个激发温度下可以获得一个 $D_e$ 值,在较低的激发温度下 $D_e$ 值会随温度升高而增大,当 $D_e$ 值不随温度增加并稳定在一定范围内( $D_e$ 坪),则表明异常衰减的影响可忽略,从而不需要进行校正<sup>[34]</sup>。本研究使用 $320\text{ }^\circ\text{C}$ 预热之后分别在 $50$ 、 $100$ 、 $150$ 、 $200$ 、 $250$ 、 $290\text{ }^\circ\text{C}$ 下激发测量100 s,并在每个测试循环之后在 $320\text{ }^\circ\text{C}$ 下激发清空信号<sup>[20]</sup>。

使用单片再生剂量法(single aliquot regenerative-dose, SAR)<sup>[41]</sup>和标准生长曲线法<sup>[42-44]</sup>(standard growth curve, SGC)来进行 $D_e$ 的测定。察尔汗盐湖区现代风成砂的剂量恢复实验(再生剂量559、895 Gy,恢复比0.9—1.1)表明SAR程序测试对该区域的样品具有可靠性<sup>[20]</sup>。SGC方法的可靠性在柴达

木盆地也已经得到广泛的证明<sup>[10,18-20,27-28]</sup>,本研究以MET-pIRIR<sub>250</sub>的生长曲线为例,通过两个样品的6条生长曲线建立SGC。图3A表明6条生长曲线的一致性较高,在本研究的剂量值范围内未出现分散现象,并且本研究样品信号未达饱和区间,因此,SGC有代表性,无需使用全球SGC进行矫正<sup>[45]</sup>。而图3B中SGC  $D_e$ 与SAR  $D_e$ 在10%的误差范围内一致则进一步证实了本研究SGC结果的可靠性。

图4A以样品17CEH4-1A的某一张测片为例展示了不同温度下的衰减曲线;图4B为不同温度下多张测片在不同激发温度下的平均生长曲线,即SGC;图4C表明从 $50\text{ }^\circ\text{C}$ 到 $250\text{ }^\circ\text{C}$ , $D_e$ 值不断增加,之后在 $250\text{ }^\circ\text{C}$ 和 $290\text{ }^\circ\text{C}$ 之间保持稳定,出现 $D_e$ 坪,表明 $250\text{ }^\circ\text{C}$ 之后激发出来的是稳定的IRSL信号,不再受异常衰减的影响。图4D展示两个样品所有测片(17CEH4-1A一共25个测片;17CEH4-3A一共20个

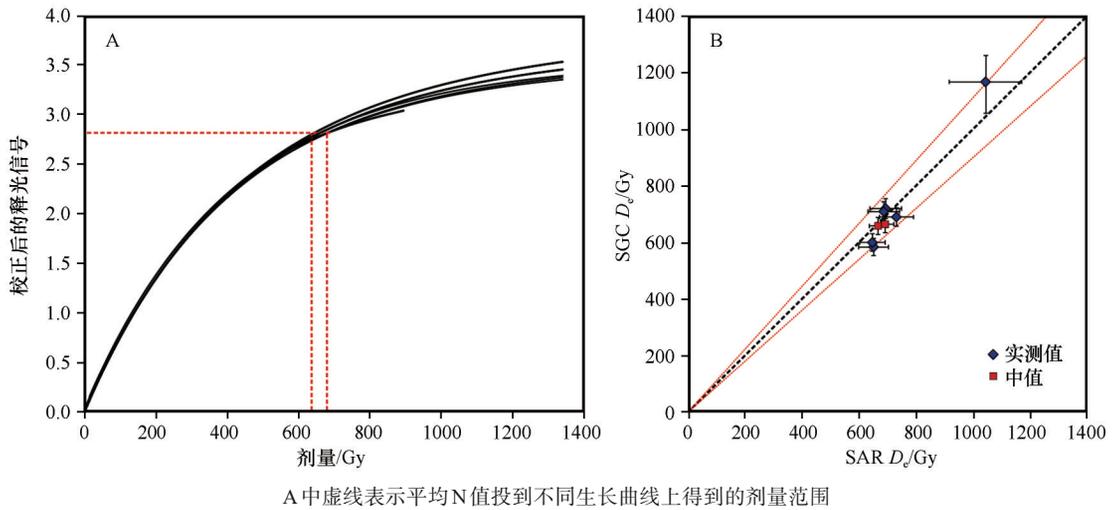


图 3 样品 MET-pIRIR<sub>250</sub> 的 6 条生长曲线(A)和 SGC D<sub>c</sub> 与 SAR D<sub>c</sub> 比较(B)

Fig.3 Six growth curves of MET-pIRIR<sub>250</sub> (A) and comparison between SGC D<sub>c</sub>s and SAR D<sub>c</sub>s of samples (B)

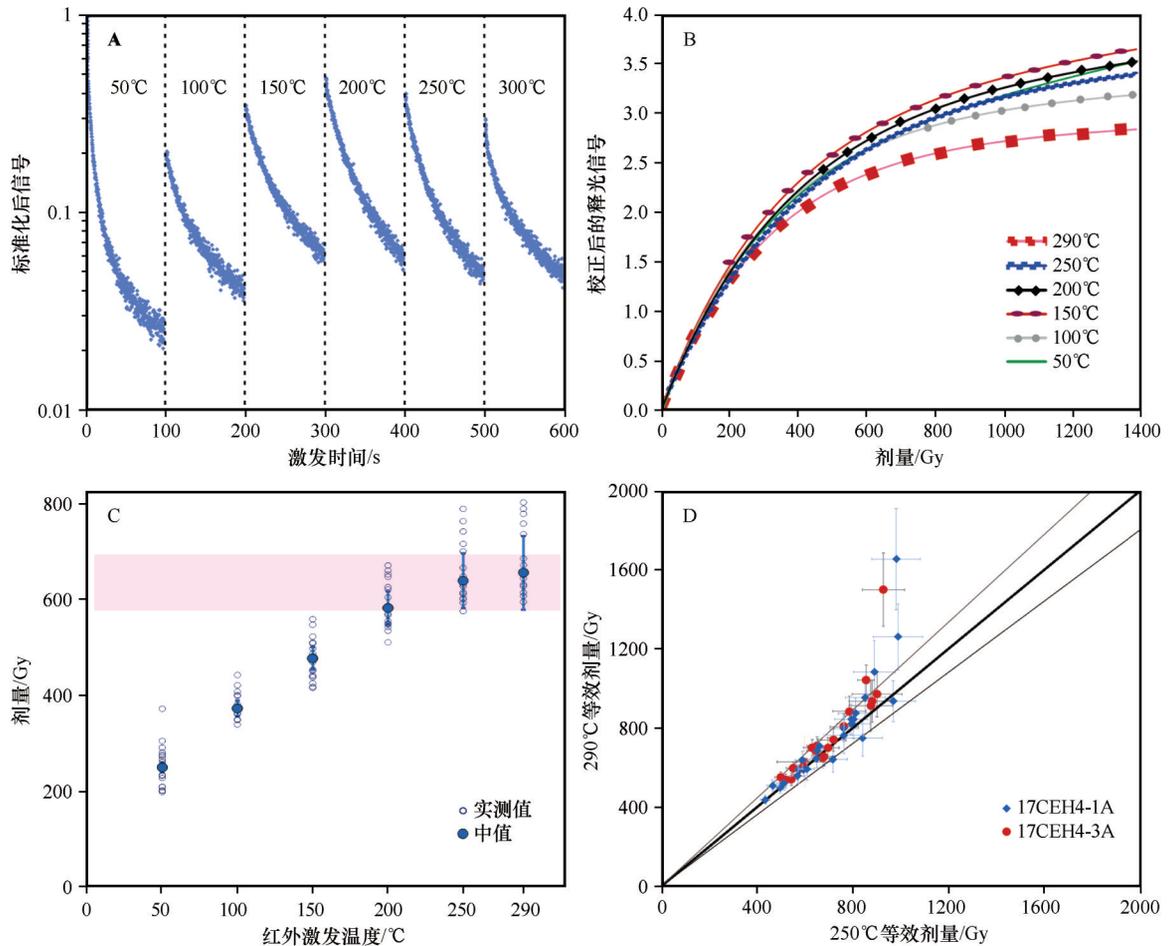


图 4 17CEH4-1A 衰减曲线 (A)、不同温度 SGC 曲线 (B) 和 D<sub>c</sub> 值 (C) 以及全部测片 250 °C D<sub>c</sub> 与 290 °C D<sub>c</sub> 对比 (D)

Fig.4 Decay curves (A), SGC curves (B) and D<sub>c</sub>s at different stimulation temperatures (C) of 17CEH4-1A and comparison between 250 °C D<sub>c</sub>s and 290 °C D<sub>c</sub>s of all aliquots

测片)的 MET-pIRIR<sub>250</sub> D<sub>c</sub> 和 MET-pIRIR<sub>290</sub> D<sub>c</sub> 值的比较,可见绝大部分测片两个温度下的 D<sub>c</sub> 在误差范围内是一致的;结果较大且不一致的测片视为不充分

晒退的影响<sup>[46]</sup>,不参与最后结果计算。250 °C 比 290 °C 的信号在生长曲线的饱和剂量范围(图 4B,前者饱和剂量可能接近 1 000 Gy,基本所有测片均

不受剂量饱和的影响)、信号量、残余剂量值<sup>[20,34]</sup>等方面有明显优势,所以,本研究选取MET-pIRIR<sub>250</sub>信号用于年代计算。

图5表明两个样品的 $D_e$ 分布均未呈现正态分布,尤其是17CEH4-1A,呈明显的多峰分布,可能表明样品存在晒退不充分的现象,因此,采用中值年代模型(central age model, CAM)和最小年代模型<sup>[47]</sup>(minimal age model, MAM,  $\sigma_b=0.1$ )对结果进行比较分析。17CEH4-1A与17CEH4-3A使用两种模型的

结果有一定差别,从图5可以看出MAM可有效提取出两个样品 $D_e$ 分布的最小组分,因此MAM年代可代表年代下限;而CAM结果受不完全晒退组分的影响,可作为年代上限。由此可确定两个样品的年代范围,即17CEH4-1A为210—170 ka,17CEH4-1A为200—180 ka(表1)。考虑到两个样品基本来自于同一地层,年代范围应该一致,因此,取其交集200—180 ka为该层湖相沉积的年代,对应于MIS7后期。

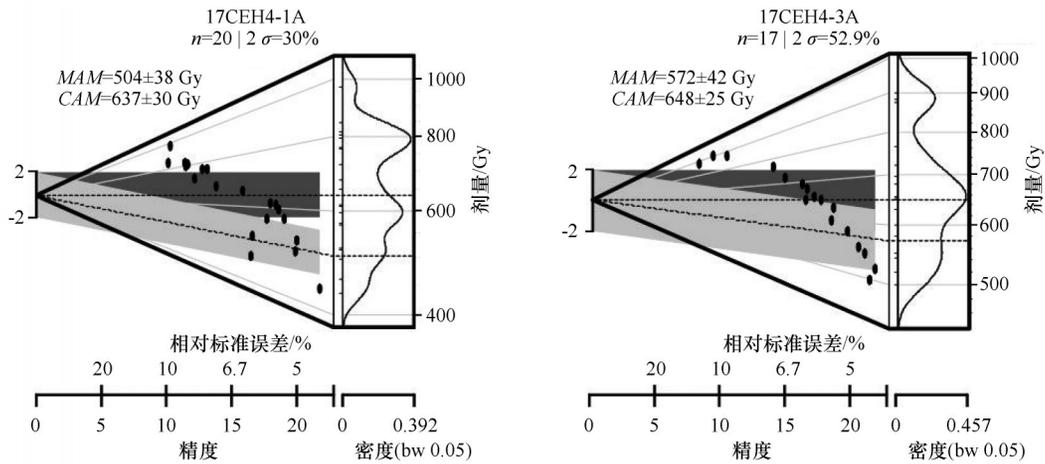


图5 样品 $D_e$ 分布及年代模型计算结果(浅色条:MAM,深色条:CAM)

Fig.5  $D_e$  distribution and age models results of samples (darker bar: MAM, lighter bar: CAM)

测年结果表明钾长石MET-pIRIR<sub>250</sub>可以获得较为可靠的年代,适用于察尔汗古湖相沉积物测年。图4B显示MET-pIRIR<sub>250</sub>饱和剂量超过1 000 Gy,如按 $3.5 \text{ Gy} \cdot \text{ka}^{-1}$ 的环境剂量率计算,测年上限可以达300 ka。因此,钾长石MET-pIRIR<sub>250</sub>可作为未来盆地较老(中、晚更新世)湖相沉积物和其他类型沉积物的可靠测年手段,对解决盆地相关古环境和古气候演化等问题具有重要意义。

### 3 古环境意义

#### 3.1 晚第四纪柴达木古湖演化及其意义

过去几十年基于<sup>14</sup>C年代建立的柴达木古大湖年代框架为MIS 3<sup>[4-5]</sup>,但是此年代框架极可能存在低估<sup>[6-7]</sup>。石英光释光测年表明贝壳堤年代为MIS 5<sup>[6]</sup>,但受限于石英光释光测年上限<sup>[31-32]</sup>,该石英光释光年代同样可能存在低估,并且贝壳堤可能是河流相沉积而非湖相沉积<sup>[6]</sup>,所以MIS 3及MIS 5期间柴达木盆地是否出现过较大规模的湖泊目前尚不明确。本研究两个湖相沉积的年代及海拔表明

察尔汗盐湖在MIS 7发育了规模较大的古湖(湖面高度超过2 707 m)。Ding等<sup>[20]</sup>使用钾长石MET-pIRIR对察尔汗盐湖西北部的雅丹(图1B,距本研究区约100—130 km)进行了年代测试,结果表明雅丹顶部湖相沉积的年代为340—200 ka(MIS 7、MIS 9),其中海拔2 707—2 717 m范围内的湖相沉积年代为240—200 ka,与本研究的结果在海拔和年代上一致。这些最新的钾长石pIRIR年代数据说明柴达木盆地中部可能在MIS 7发育了较大规模(湖面海拔可能超过2 707 m)的湖泊。考虑到MIS 7以来柴达木盆地的地形可能发生过改变,比如构造运动和风蚀造成的变形,当时的湖泊范围以及湖泊的连续性难以估计。如不考虑200 ka以来地形的变化,可参考现代2 710 m等高线(图1B中蓝线)估计湖泊的范围。如此,该湖泊(柴达木古湖)的东西向长度可超过430 km。MIS 7(倒数第二次间冰期)期间气候温暖湿润,强盛的亚洲夏季风<sup>[48-50]</sup>带来丰沛的降水应该是大湖存在的重要条件。

目前,尚无可靠年代证据表明柴达木盆地自MIS 6以来有较大规模湖泊发育;盆地东部的铁奎

沙漠(图1B)自MIS 6到早全新世长时间都存在沙漠扩张<sup>[35]</sup>, Ding等<sup>[20]</sup>据此推断柴达木古湖可能从MIS 6开始消退, 出露的湖相沉积便开始发生风蚀, 之后开始大规模发育雅丹地貌。因此, 本文研究区湖相沉积出露并发生风蚀的历史可能已经很久, 目前已知全新世期间察尔汗盐湖的扩张未及线形沙丘底部高度<sup>[7]</sup>; 而现存线形沙丘的释光年代只有~3 ka<sup>[9-10, 12]</sup>。因此, 古湖相沉积与线形沙丘之间巨大的沉积间断表明湖泊的演化可能并非造成线性沙丘较年轻(3—0 ka)的直接原因; 相反, 湖相沉积可能较长的暴露历史表明线形沙丘在该区域可能有更长的演化历史, 现存较年轻的线形沙丘可能更主要是沙丘移动翻新的结果<sup>[10]</sup>。

### 3.2 察尔汗盐湖地表风蚀

研究区靠近柴达木盆地第四纪沉积中心, 沉积本应比较连续, 但是地表200—180 ka以来的地层却几乎完全缺失(只有晚全新世的线形沙丘), 说明地表长期处于侵蚀状态或曾发生过强烈的侵蚀。察尔汗盐湖区可能存在多种侵蚀过程, 但从现代地貌证据来看, 研究区周边数千米范围内无大型河流或冲沟发育; 从沉积学证据来看, 研究区周边数千米范围内地表均为古湖相沉积或盐层的直接暴露, 或上覆沙丘, 缺乏河流或者湖滨侵蚀的沉积学证据(如河流相、湖滨相砾石); 盆地内局部现代雅丹顶部存在流水侵蚀的细沟, 侵蚀的物质在坡脚堆积, 但这一过程的侵蚀量与风蚀量相比很小, 并且这些物质最终也是通过风力搬运走; 在大湖消退初期, 周边山地的汇水会在平坦的湖相沉积表面形成冲沟, 有助于后期风蚀的进行。总之, 考虑到侵蚀面积、持续时间(干旱的气候、25 mm左右的年降水量)、最终物质搬运的方式, 以及临近沉积中心地理位置(水成过程以沉积为主), 研究区地表湖相沉积的地层缺失应该主要是风蚀造成的。

柴达木盆地全年盛行的西风以及冬季风是现代风蚀的主要动力, 尤以春季为甚。而在气候比现在更干旱、风力更强劲的冰期, 柴达木盆地的风蚀理应更加强烈<sup>[17]</sup>。据此推测研究区强烈风蚀主要发生在MIS 7之后的冰期阶段(如MIS 6、MIS 4和MIS 2)。

风蚀为主的侵蚀过程造成了柴达木盆地沉积中心附近地表180—200 ka以来的地层缺失, 这是对盆地内地貌演化的全新认识。就整个盆地而言, 察

尔汗盐湖区的风蚀难度较大, 因为, 其第四纪以来以构造沉降为主<sup>[51]</sup>; 其地表广布的坚固盐壳<sup>[1]</sup>(含盐地层厚度一般40—50 m, 最厚可达73 m)也能较好减少地表风蚀<sup>[21]</sup>; 其作为盆地汇水中心, 较高的地下水位(深度小于1 m<sup>[10]</sup>)作为侵蚀基准面对风蚀有较大限制作用。根据盆地中部存在严重风蚀的新认识, 本研究进一步推断盆地中部察尔汗盐湖区平坦的地形可能是冰期风蚀和间冰期湖泊填充共同作用的结果; 并且研究区不存在雅丹不仅不能说明不存在风蚀, 相反可能是在地下水位(侵蚀基准面)限制下雅丹彻底被风蚀的结果。

在构造抬升强烈的盆地西部更新世以来的地层普遍被侵蚀<sup>[17]</sup>, 甚至中新世地层也被侵蚀<sup>[22-23]</sup>。晚第四纪的侵蚀同样普遍, 在盆地西部盐滩<sup>[21]</sup>和中东部贝壳堤<sup>[6]</sup>(图1B)地表年代均为~100 ka。但考虑到石英光释光年代的低估, 这几个地表年代可能大于100 ka。所以, 考虑到盆地雅丹以及盐滩分布的广泛性、盐滩的空间延续性<sup>[21]</sup>, 推测柴达木盆地中更新世晚期以来地表以风蚀为主的侵蚀现象在柴达木盆地广泛存在, 包括盆地中部察尔汗盐湖区; 并且侵蚀造成的地层缺失达200—100 ka, 超过冰期-间冰期旋回的时间尺度。因此, 这对基于湖相沉积进行晚第四纪古气候重建的工作会产生相当大的影响, 需十分注意。

## 4 结论

本研究尝试使用钾长石MET-pIRIR<sub>250</sub>法对察尔汗盐湖北部地表古湖相沉积物进行释光年代学研究, 250 °C和290 °C之间的等效剂量坪区表明结果受信号异常衰退的影响较小, 可提供可靠年代; MET-pIRIR<sub>250</sub>饱和剂量可超过1 000 Gy, 如环境剂量率按3.5 Gy·ka<sup>-1</sup>计算, 测年上限可达300 ka左右。因此, 钾长石MET-pIRIR测年可作为未来盆地较老(中、晚更新世)沉积物的可靠测年手段, 对解决相关古环境、古气候和地貌演化等问题具有重要意义。察尔汗盐湖北侧地表古湖相沉积年代为200—180 ka, 结合已发表数据推测柴达木古湖可能在MIS 7范围较大, 湖面海拔可能超过2 707 m(现代察尔汗盐湖湖面2 676 m), 大湖的存在可能主要响应于MIS 7间冰期环境下亚洲夏季风带来的丰沛降水。研究区200—180 ka以来地层的缺失表明即便在柴达木盆地沉积中心附近, 地表沉积物的侵蚀(以风蚀为主)现象也十分严重, 甚至在冰期尺度上

也无法保证沉积物的连续性。古湖相沉积与上覆3 ka 以来的线形沙丘间巨大的沉积间断表明湖泊的演化可能并非造成线性沙丘较年轻(3—0 ka)的直接原因,沙丘较年轻更可能是沙丘自身演化过程中的循环造成的。

**致谢:**感谢两位审稿专家提出的建设性修改意见;感谢赵启、安庆、徐汝汝、陈天源在野外采样过程中的帮助。

#### 参考文献:

- [1] Chen K Z, Bowler J M. Preliminary study on sedimentary characteristics and evolution of palaeoclimate of Qarhan Salt Lake in Qaidam Basin [J]. *Science in China (Series B)*, 1985, 28 (11): 1218–1232.
- [2] 陈克造, 杨绍修, 郑喜玉. 青藏高原的盐湖[J]. *地理学报*, 1981, 48(1): 13–21.
- [3] Bowler J M, Huang Q, Chen K Z, et al. Radiocarbon dating of playa-lake hydrologic changes: examples from northwestern China and central Australia [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1986, 54: 241–260.
- [4] Chen K Z, Bowler J M. Late pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam basin, Qinghai province, China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1986, 54: 87–104.
- [5] 张虎才, 雷国良, 常凤琴, 等. 柴达木盆地察尔汗贝壳堤剖面年代学研究[J]. *第四纪研究*, 2007, 27: 511–521.
- [6] Lai Z P, Mischke S, Madsen D B. Paleoenvironmental implications of new OSL dates on the formation of the “Shell Bar” in the Qaidam Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Journal of Paleolimnology*, 2014, 51: 197–210.
- [7] 于升松, 谭红兵, 刘兴起, 等. 察尔汗盐湖资源可持续利用研究[M]. 北京: 科学出版社, 2009.
- [8] Rubin D, Hesp P. Multiple origins of linear dunes on Earth and Titan [J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2: 653–658.
- [9] Zhou J X, Zhu Y, Yuan C Q. Origin and lateral migration of linear dunes in the Qaidam Basin of NW China revealed by dune sediments, internal structures, and optically stimulated luminescence ages, with implications for linear dunes on Titan [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2012, 124 (7/8): 1147–1154.
- [10] Yu L P, Dong Z B, Lai Z P, et al. Origin and lateral migration of linear dunes in the Qaidam Basin of NW China revealed by dune sediments, internal structures, and optically stimulated luminescence ages, with implications for linear dunes on Titan. Comment and discussion [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2015, 127(1/2): 316–320.
- [11] Xiao L, Wang J, Dang Y N, et al. A new terrestrial analogue site for Mars research: the Qaidam Basin, Tibetan Plateau (NW China) [J]. *Earth Science Reviews*, 2017, 164: 84–101.
- [12] An P, Yu L P, Xu R R, et al. Could luminescence signals in dune sands be sufficiently bleached? [C]// *Geophysical Research Abstracts* 21. European Geosciences Union, 2019: 13874.
- [13] 徐贵江, 董治宝, 王中原. 柴达木盆地新月形沙丘和线形沙丘共生现象[J]. *中国沙漠*, 2017, 37(3): 407–413.
- [14] 李超, 董治宝, 陈国祥, 等. 柴达木盆地察尔汗盐湖北侧沙丘黏性沉积物特征[J]. *中国沙漠*, 2018, 38(1): 68–75.
- [15] Pullen A, Kapp P, Mccallister A T, et al. Qaidam Basin and northern Tibetan Plateau as dust sources for the Chinese Loess Plateau and paleoclimatic implications [J]. *Geology*, 2011, 39 (11): 1031–1034.
- [16] Kapp P, Pelletier J D, Rohrmann A, et al. Wind erosion in the Qaidam Basin, central Asia: implications for tectonics, paleoclimate, and the source of the Loess Plateau [J]. *Geological Society of America Today*, 2011, 21(4/5): 4–10.
- [17] Heermance R V, Pullen A, Kapp P, et al. Climatic and tectonic controls on sedimentation and erosion during the Pliocene-Quaternary in the Qaidam Basin (China) [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2013, 125(5): 833–856.
- [18] Yu L P, Lai Z P. OSL chronology and palaeoclimatic implications of aeolian sediments in the eastern Qaidam Basin of the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, 337/338: 120–129.
- [19] Yu L P, Lai Z P. Holocene climate change inferred from stratigraphy and OSL chronology of aeolian sediments in the Qaidam Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Quaternary Research*, 2014, 81(3): 488–499.
- [20] Ding Z J, Yu L P, Lai Z P, et al. Post-IR IRSL chronology of paleo-lacustrine sediments from Yardangs in Qaidam Basin, NE Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Geochronometria*, DOI: 10.2478/geochr-2020-0016.
- [21] Han W X, Ma Z B, Lai Z P, et al. Wind erosion on the northeastern Tibetan Plateau: constraints from OSL and U-Th dating of playa salt crust in the Qaidam Basin [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2014, 39(6): 779–789.
- [22] Rohrmann A, Heermance R, Kapp P, et al. Wind as the primary driver of erosion in the Qaidam Basin, China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 374: 1–10.
- [23] Wu L, Prush V, Lin X, et al. Quantifying wind erosion during the late Quaternary in the Qaidam Basin, Central Asia [J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(12): 6378–6387.
- [24] Lai Z P. Was the enclosed Qaidam Basin in the Tibetan Plateau accumulative or erosive during the late Quaternary: an case study on the Shell Bar? [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2014, 88 (Sup1): 14.
- [25] Yu S Y, Colman S M, Lai Z P. Late-Quaternary history of ‘great lakes’ on the Tibetan Plateau and palaeoclimatic implications: A review [J]. *Boreas*, 2019, 48: 1–19.
- [26] Sun Y J, Lai Z P, Long H, et al. Quartz OSL dating of archaeological sites in Xiao Qaidam Lake of the NE Qinghai-Tibetan Plateau and its implications for palaeoenvironmental changes [J]. *Quaternary Geochronology*, 2010, 5(2): 360–364.

- [27] Yu L P, Lai Z P, An P. OSL chronology and paleoclimatic implications of paleodunes in the middle and southwestern Qaidam Basin, Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Sciences in Cold and Arid Regions*, 2013, 5(2): 211–219.
- [28] Yu L P, An P, Lai Z P. Different Implications of OSL and radiocarbon ages in archaeological sites in the Qaidam Basin, Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Geochronometria*, 2016, 43: 188–200.
- [29] Chen Y X, Li Y K, Zhang Y, et al. Late Quaternary deposition and incision sequences of the Golmud River and their environmental implications [J]. *Quaternary International*, 2011, 236: 48–56.
- [30] An F Y, Liu X J, Zhang Q X, et al. Drainage geomorphic evolution in response to paleoclimatic changes since 12.8 ka in the eastern Kunlun Mountains, NE Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Geomorphology*, 2018, 319: 117–132.
- [31] Buylaert J P, Murray A S, Vandenberghe D, et al. Optical dating of Chinese loess using sand-sized quartz: establishing a time frame for Late Pleistocene climate changes in the western part of the Chinese Loess Plateau [J]. *Quaternary Geochronology*, 2008, 3(1/2): 99–113.
- [32] Chapot M S, Roberts H M, Duller G A T, et al. A comparison of natural and laboratory-generated dose response curves for quartz optically stimulated luminescence signals from Chinese Loess [J]. *Radiation Measurements*, 2012, 47(11/12): 1045–1052.
- [33] Thomsen K J, Murray A S, Jain M, et al. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts [J]. *Radiation Measurements*, 2008, 43(9): 1474–1486.
- [34] Li B, Li S H. Luminescence dating of K-feldspar from sediments: a protocol without anomalous fading correction [J]. *Quaternary Geochronology*, 2011, 6: 468–479.
- [35] Yu L P, Roskin J, Greenbaum N. Aeolian-fluvial interactions stabilize desert in the Qaidam Basin, Qinghai-Tibetan Plateau [C]// *Geophysical Research Abstracts* 21. European Geosciences Union, 2019: 19084.
- [36] Duller G A T. *Luminescence Chronology of Raised Marine Terraces Southwest North Island, New Zealand* [D]. Aberystwyth, UK: University of Wales, 1992.
- [37] Porat N, Faerstein G, Medialdea A, et al. Re-examination of common extraction and purification methods of quartz and feldspar for luminescence dating [J]. *Ancient TL*, 2015, 33(1): 22–30.
- [38] Huntley D J, Baril M R. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating [J]. *Ancient TL*, 1997, 15: 11–13.
- [39] Balescu S, Lamothe M. Comparison of TL and IRSL age estimates of feldspar coarse grains from waterlain sediments [J]. *Quaternary Science Reviews*, 1994, 13(5/7): 437–444.
- [40] Durcan J A, King G E, Duller G A T. DRAC: Dose rate and age calculator for trapped charge dating [J]. *Quaternary Geochronology*, 2015, 28: 54–61.
- [41] 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.
- [42] Roberts H M, Duller G A T. Standardised growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots [J]. *Radiation Measurements*, 2004, 38(2): 241–252.
- [43] Lai Z P. Testing the use of an OSL standardised growth curve (SGC) for determination on quartz from the Chinese Loess Plateau [J]. *Radiation Measurements*, 2006, 41(1): 9–16.
- [44] Lai Z P, Brückner H, Zoeller L, et al. Existence of a common growth curve for silt-sized quartz OSL of loess from different continents [J]. *Radiation Measurements*, 2007, 42(9): 1432–1440.
- [45] Li B, Roberts R G, Jacobs Z, et al. Construction of a 'global standardised growth curve' (gSGC) for infrared stimulated luminescence dating of K-feldspar [J]. *Quaternary Geochronology*, 2015, 27: 119–130.
- [46] Fu X. The De (T, t) plot: a straightforward self-diagnose tool for post-IR IRSL dating procedures [J]. *Geochronometria*, 2014, 41: 315–326.
- [47] Galbraith R F, Roberts R G, Laslett G M, et al. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: part I, experimental design and statistical models [J]. *Archaeometry*, 1999, 41: 339–364.
- [48] Cheng H, Edwards R L, Sinha A, et al. The Asian monsoon over the past 640,000 years and ice age terminations [J]. *Nature*, 2016, 534(7609): 640–646.
- [49] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years [J]. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10(4): 297–317.
- [50] Spratt R M, Lisiecki L E. A Late Pleistocene sea level stack [J]. *Climate of the Past*, 2016, 12(4): 1079–1092.
- [51] Liu Z C, Wang Y J, Chen Y, et al. Magnetostratigraphy and sedimentologically derived geochronology of the Quaternary lacustrine deposits of a 3 000 m thick sequence in the central Qaidam Basin, western China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1998, 140: 459–473.

## Luminescence chronology and environmental implications of palaeolacustrine sediments beneath linear dunes in northern Qarhan Salt Lake region

Cao Min<sup>1,2</sup>, Yu Lupeng<sup>2</sup>, An Ping<sup>2</sup>, Dong Zhibao<sup>3</sup>, Zhao Junxiang<sup>4</sup>,  
Lai Zhongping<sup>5</sup>, Wang Changsheng<sup>2</sup>

(1.School of Earth Sciences, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China; 2.Luminescence Research Laboratory, Shandong Provincial Key Laboratory of Water and Soil Conservation and Environmental Protection, School of Resource and Environmental Sciences, Linyi University, Linyi 276000, Shandong, China; 3.School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China; 4.Institute of Crustal Dynamics, China Earthquake Administration, Beijing 100085, China; 5.Institute of Marine Sciences, Shantou University, Shantou 515063, Guangdong, China)

**Abstract:** Studies of late Quaternary geomorphic evolution and paleoenvironmental changes in the Qaidam Basin had been hindered by chronology. In this study, multiple-elevated-temperature post-IR IRSL (MET-pIRIR) procedure of potassium feldspar was applied to date surficial palaeolacustrine sediments beneath linear dunes in northern Qarhan Salt Lake region, close to the depocenter of the Qaidam Basin, based on which the palaeoenvironmental implications were discussed preliminarily. The results showed that: An obvious  $D_e$  plateau between the stimulation temperatures of 250 °C and 290 °C indicated the anomalous of the IRSL signals of K-feldspar were negligible, thus ensuring the reliability of the dating results; The ages, ca. 200–180 ka, of palaeolacustrine sediments supported the existence of a mega Qaidam Lake during Marine Isotope Stage 7; The absence of overlying sediments indicated severe wind erosion in surficial sediments in the depocenter of the Qaidam Basin, reminding that the sedimentary records were difficult to keep continuous even in glacial-interglacial scale; The huge hiatus between late Holocene linear dunes and mid-Pleistocene lacustrine sediments implies that the late accumulation of linear dunes was not directly hindered by the existence of the mega Qaidam Lake. The application of potassium feldspar MET-pIRIR dating will be crucial for the studies of paleoenvironmental, paleoclimatic, and geomorphic evolution in the Qaidam Basin since mid-Pleistocene.

**Key words:** Qaidam Basin; linear dunes; MET-pIRIR dating of K-feldspar; equivalent dose; wind erosion