科学通报 2021 年 第 66 卷 第 24 期: 3205 ~ 3218
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

晚更新世以来塔克拉玛干沙漠中部地区的环境演变

杨小平[1*], 杜金花[2], 梁鹏[1], 张德国[1], 陈波[1], Patrick Rioual[3], 张峰[4], 李鸿威[1], 王旭龙[5]

1. 浙江大学地球科学学院, 浙江省地学大数据与地球深部资源重点实验室, 杭州 310027;
2. 长安大学地球科学与资源学院, 西安 710064;
3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;
4. 新疆大学资源与环境科学学院, 乌鲁木齐 830046;
5. 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710061
* 联系人, E-mail: xpyang@zju.edu.cn

2020-10-26 收稿, 2021-02-04 修回, 2021-02-05 接受, 2021-02-10 网络版发表
科技部科技基础资源调查专项(2017FY101001)和国家自然科学基金(41672182, 41430532)资助

摘要 选取塔克拉玛干沙漠中西部南-北大断面为考察路线, 综合运用第四纪地质学、地貌学等学科的研究方法, 对9个河流-湖泊(及静水)-风沙沉积地层的古环境特征进行了解析和探讨. 目前这些剖面都处于风沙环境, 但保存的古河流沉积和湖泊(静水)沉积暗示这些区域都曾是河流所到之处或较长时间被水体淹没. 通过光释光测年方法对河流和湖泊的起始时间进行了界定; 选取颜色、粒度和磁化率等代用指标明确古环境意义. 古环境代用指标值与野外沉积相的判断结果基本一致, 河流和风沙沉积的粒度较湖相沉积为粗, 磁化率总体较低, 湖相沉积的碳酸钙含量较高. 研究区河流和湖相沉积的持续时间说明, 塔克拉玛干沙漠自晚更新世以来至少经历过3个相对比较湿润的时段, 即约70~50 ka、末次冰期冰消期(约17~11 ka)和全新世晚期(约5~2 ka). 对比分析表明, 塔克拉玛干沙漠的古环境演变过程和机制与中国北方地区其他沙漠、沙地存在显著区别.

关键词 沙漠, 地貌学, 第四纪, 环境演变, 光释光测年

干旱、半干旱区约占地球陆地表面的1/3, 但以沙丘为代表的沙漠在各大洲干旱、半干旱区所占比例不尽相同. 在美洲沙漠景观仅占其干旱区面积的1%[1]; 在阿拉伯半岛、澳大利亚和非洲南、北部沙漠占干旱区的比例为15%~30%[2]; 在中国这一比例高达45%[3]. 这说明沙漠的形成不仅受气候控制, 而且与沙源及地表风沙搬运过程等要素有着密切关系. 因此, 沙漠是地球系统中多种要素相互作用的产物. 沙漠地区作为全球粉尘的主要源区, 对全球生物-地球化学循环起着重要作用[4].

地处塔里木盆地的塔克拉玛干沙漠堪称是亚洲中纬度干旱区的核心, 其面积约337600 km^2, 占我国沙漠、沙地总面积的一半, 其流动沙丘占比高达85%. 塔克拉玛干沙漠也是全球中纬度地区最大的沙漠. 因此塔克拉玛干沙漠是剖析我国西北、乃至亚洲内陆干旱土地成因和演变的关键. 由于悠久的人类活动历史, 塔克拉玛干沙漠拥有丰富的文物及人类活动遗址、遗迹, 长期以来备受国内外地理学家、地质学家、考古学家和探险家的广泛关注. 同时, 塔克拉玛干沙漠是全球粉尘的最重要源区之一, 粉尘的释放与其地表环境状况有着密切联系[5]. 因此, 准确重建塔克拉玛干沙漠的环境演变历史有助于理解地球表层系统各要素的相互作用规律.

此前, 由于风沙沉积物测年所面临的困境, 对沙漠

引用格式: 杨小平, 杜金花, 梁鹏, 等. 晚更新世以来塔克拉玛干沙漠中部地区的环境演变. 科学通报, 2021, 66: 3205–3218
Yang X P, Du J H, Liang P, et al. Palaeoenvironmental changes in the central part of the Taklamakan Desert, northwestern China since the late Pleistocene (in Chinese). Chin Sci Bull, 2021, 66: 3205–3218, doi: 10.1360/TB-2020-1383

© 2021《中国科学》杂志社

地区的环境演变多是借助区域黄土地层来间接推断的, 塔克拉玛干沙漠也不例外. 根据昆仑山北坡的黄土状亚沙土的地层年代, 前人曾提出目前规模的沙漠[6]是在中更新世后不断扩展而形成的[7]. 近30年来, 光释光测年方法得到了不断改进, 测年的准确度和精度均得到极大的提高. 光释光测年开启了沙漠地区环境演变研究的全新一幕, 沙漠腹地的风沙沉积地层成为认识和理解沙漠地区环境演变与古气候重建的关键佐证[8,9]. 本研究拟在对塔克拉玛干沙漠腹地和北缘9个河流-湖泊(含静水)-风沙沉积剖面的地貌学、古地理学和光释光年代学研究的基础上, 重建晚更新世以来的环境演变历史, 识别可能的湿润事件, 并通过与前人研究结果的对比来进一步探讨古环境演变的驱动机制.

1 研究区概况

研究的剖面共计9个: 6个位于塔里木盆地南部民丰县尼雅河下游尾闾地区, 属于沙漠中南部区域; 2个位于沙漠腹地塔中石油基地附近; 1个位于塔里木盆地北部轮台县境内的塔里木河南侧(图1). 尼雅河发源于昆仑山中部地区, 为冰川融水和雨雪混合补给型河流. 河流出山后, 流经民丰绿洲, 在沙漠南部断流, 全长约200 km. 尼雅河径流量年际、年内变率大, 多年平均流量为5.75 $m^3 s^{-1}$. 径流量集中在夏季, 6~8月占年径流量的83%, 冬季枯水期几乎断流. 该流域植被稀少, 风成沙土堆积较厚, 地表剥蚀强烈, 尼雅河悬移质含沙量较高, 多年均值为10.9 kg m^{-3}, 多年平均悬移质输沙量为197×10^4 t[10]. 尼雅古城位于尼雅河的尾闾地带, 现已全被流沙覆盖, 无地表径流. 民丰县是南疆最干旱的区县, 即使位于河流出山口附近的尼雅水文站的多年平均降水量也仅有51 mm[11], 整个研究区域都属于暖温带干旱大陆性气候.

塔里木河是我国第一大内流河, 由和田河、叶尔羌河、喀什噶尔河和阿克苏河等4条支流在轮台县西部的阿瓦提县汇流而成, 向东流经沙漠北缘, 然后折向东南, 干流段长约1300 km. 现代塔里木河水量主要受控于上游支流的来水量. 20世纪, 各支流上游水库截流较多, 塔里木河下游曾出现断流现象. 轮台县位于塔里木河中游, 水量一直相对较丰沛, 可利用水资源储量较

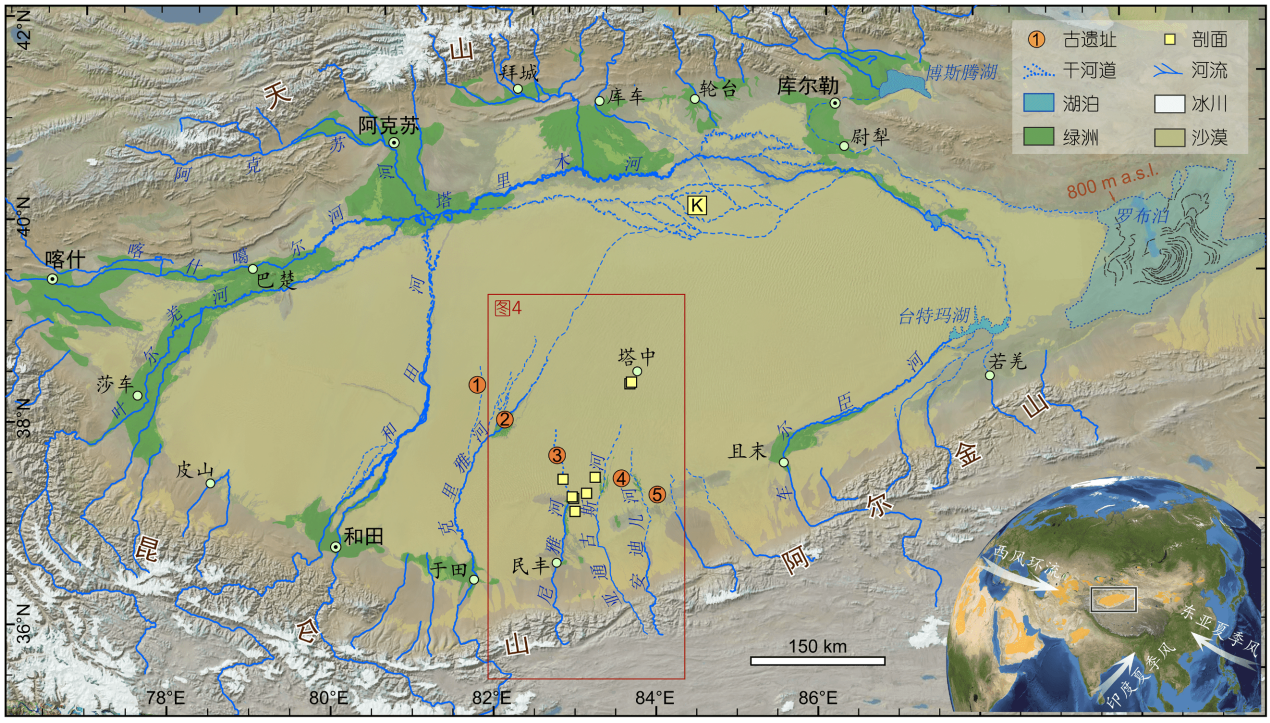


图 1 研究区概况和剖面位置图. 南部和中部剖面位置详见图4. 文中提到古城分别是: ① 圆沙; ② 喀拉墩; ③ 尼雅; ④ 亚通古斯; ⑤ 安迪尔. 冰川数据来源于国家地球系统科学数据中心(http://www.geodata.cn)

Figure 1 Overview of the study areas and locations of the sections. For locations of the sections in southern and central parts, please see Fig. 4. The ancient towns cited in the text are: ① Yuansha; ② Kaladun; ③ Niya; ④ Yatonggusi; ⑤ Andier. Data about glaciers are from the National Earth System Sciences Data Center (http://www.geodata.cn)

大. 21世纪初, 塔里木河全流域治理工程开始, 在生态修复措施的保障下, 河道再未断流, 一直流入若羌以北的台特玛湖(图1). 地貌上, 轮台县位于塔里木河平原区, 北部高, 向东南倾斜. 塔里木河在这一区域河汊、湖沼众多. 塔里木河全部流经沙漠地带, 河床一般为粉沙、沙壤土, 极易冲刷. 上中游河床一般宽> 1 km. 沿河极少有堤防设施, 洪水期在研究区北侧河水漫溢, 水流分散, 河曲发育, 沿河道有宽广的植被带. 位于轮台县城的气象站1961~2008年的降水记录显示多年平均降雨量为73 mm. 与沙漠地区的许多站点记录类似, 轮台县的降雨年际变化很大, 最少年份全年降雨量仅16 mm, 最多年份可达135 mm[12].

近地表风场(风向和风速)对沙丘的形成和移动起着关键作用. 由于塔克拉玛干沙漠地区的气象站大多设置在绿洲区域, 由于绿洲内植被对风的屏障作用, 气象站的风况数据和野外考察地点的实际情况难免有差别, 所以本研究采用了美国气象中心(https://rda.ucar.edu)发布的再分析风速和风向数据. 借助研究区2000~2019年小时分辨率的风速、风向数据, 按Fryberger和Dean[13]计算输沙势的公式, 计算了合成潜在输沙势在研究区的空间分布(图2). 合成输沙势的方向与朱震达等人[7]利用沙丘走向判定的沙丘移动方向基本一致; 图2也展示了沙漠内部不同区域风力作用强度的差异, 即输沙势越大, 风力搬运能力越强.

2 研究方法

研究方法主要包括野外实地考察和样品采集、室内光释光年代学测定和古环境代用指标(沉积物磁化率和粒度)测试, 以及相关数据分析. 野外工作之前, 利用SRTM和ASTER数字高程模型、谷歌遥感影像对塔克拉玛干沙漠的地质、地形进行了大范围详细预研. 在此基础上, 选取了沙漠中西部地区的尼雅河下游尾闾干三角洲地区的5个地层剖面、塔中两个剖面和北缘轮台县南部的剖面, 作为重点考察对象. 在野外, 首先清理剖面, 看清新鲜地层; 其次, 按照沉积地层学、第四纪地质学的野外工作规范对每个剖面都进行了详细观测和描述. 主要依据层理、结构、粒度和颜色等, 详细对比和判定剖面上每个沉积单元的沉积相. 对比野外地层粒度图谱, 确定每个地层的主要粒度组成, 区分为粗沙、中沙、细沙和粉沙质黏土等4种机械组成. 地层的颜色是通过在白天阴凉下与Munsell土壤颜色图谱(Munsell Soil Color Charts, 2000)对比确定的. 根据沉积层理、结构等将地层划分为风成沙、河流沙、静水沉积和湖相沉积等4种常见的沉积相. 鉴于光释光测年方法对风成沙测年效果最好, 我们多选取湖相或静水沉积底部相邻的风沙沉积的年龄作为这类地层的堆积

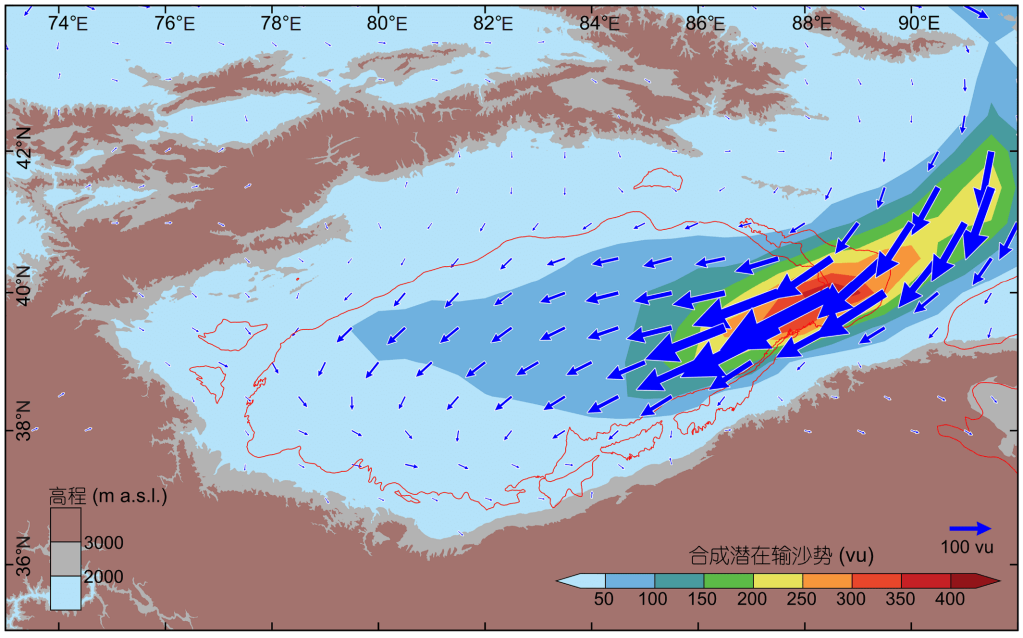


图 2 塔克拉玛干沙漠地区输沙势分布图. 临界起沙风速为6 m s^{-1}; vu为矢量单位
Figure 2 Distribution of sand drifting potentials in the Taklamakan Desert. 6 m s^{-1} as the threshold wind velocity; vu: Vector unit

年代. 原因是河流或湖泊出现时该剖面地点的风力堆积及侵蚀作用则休止, 风沙沉积物被河流或湖相沉积覆盖, 而风成沙的光释光年龄应接近于河流或湖泊出现的时代.

在野外完成剖面描述和古环境代用指标样品采集后, 再确定光释光年代学样品的位置. 采集光释光测年样品时, 将不锈钢管垂直打入剖面, 拔出钢管后用铝箔封住两端, 确保样品不曝光. 年代测定在中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室完成. 在光释光实验室的红光暗室里, 取钢管中部150 g未曝光样品放置于1000 mL烧杯中, 用蒸馏水浸泡; 再用30%的H_2O_2去除有机质、30%的HCl去除碳酸盐类矿物, 然后用蒸馏水将溶液洗至中性. 对于以黏土质为主的样品, 根据Stokes定理, 分离出4~11 μm的细颗粒混合矿物, 在氟硅酸中浸泡3 d, 去除长石类等矿物, 获得细颗粒石英. 最后, 用酒精将细颗粒石英均匀沉淀在直径为9.7 mm的不锈钢片上, 供测量使用. 对于沙质样品, 将洗至中性的样品在40°C的低温烘箱中烘干, 筛出90~125 μm的粗颗粒混合矿物, 再用40%氢氟酸浸泡40 min, 溶蚀长石等矿物, 腐蚀掉α辐照的石英颗粒的表层, 用5%稀盐酸清除氟化物, 用蒸馏水洗至中性, 烘干、再过筛, 清除磁性矿物, 获得90~125 μm石英颗粒. 最后, 用硅油将石英颗粒均匀地粘在直径为9.7 mm的不锈钢片中心区域供光释光测年使用.

细颗粒石英的等效剂量测试方法为简单多片再生法[14], 粗颗粒石英的为基于单片技术的多片法[15]. 测量仪器为Daybreak 2200型光释光测量仪, 铀、钍含量通过电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测定, 钾含量利用电感耦合原子发射光谱仪(ICP-OES)测定. 干旱区含水量随时间变化难以准确测定, 因此统一估算为10%±5%. 宇宙射线对剂量率的贡献依据Prescott和Hutton方法[16]计算. 本研究的天然、再生和试验剂量均是在230°C下预加热10 s后测得[15], 而不是260、220°C的组合[17]. 这主要是为了克服经典的单片再生法在测定大于120 Gy样品时系统性低估问题. 经典的单片再生法发生系统性低估的主要原因是天然与再生信号(260°C, 10 s)无法准确地被随后的试验剂量(220°C, 10 s)校正. 因此, 本研究的光释光测年预加热条件从技术角度避免了石英光释光年龄低估问题, 从而获得准确的石英颗粒等效剂量达到340 Gy[15]. 对各个样品(尤其是等效剂量>130 Gy的较老样品)的光释光信号衰减曲线、再生剂量生长曲线、单片等效剂量等数据进行分析表明: 本研究中较老样品的等效剂量值并未到达饱和区域, 且获得的不同测片等效剂量值基本为正态分布, 未受不均匀晒退的影响, 因此本次研究样品的光释光年龄是可靠的(图3).

利用Bartington MS2磁化率仪分别测定了沉积物低频磁化率(465 Hz, χ_{lf})和高频磁化率(4650 Hz, χ_{hf}), 并依此计算频率磁化率$\chi_{fd}=(\chi_{lf}-\chi_{hf})/\chi_{lf}\times100\%$[18]. 沉积物的粒度通过激光衍射粒度分析仪测定, 平均粒径(*Mz*)依据Folk和Ward[19]公式计算获得. 磁化率和粒度测试均在浙江大学地球科学学院自然地理与第四纪地质实验室完成.

3 研究结果

在研究的9个剖面中, 塔中地区(H和J剖面, 图4、5)地层变化较少, 持续的干旱时间最长. H和J剖面顶部分别为静水沉积和湖相沉积, 这种静水沉积很可能是河漫滩相的, 其特征表现为较强的碳酸钙胶结且无层理(H剖面的静水沉积层中夹有多层风成沙, 图5), 含黏粒, 颜色接近白色(10YR 8/3-2). 我们在实地判别静水沉积和湖相沉积的主要依据是湖相沉积会保留有水平层理而静水沉积缺乏层理. H剖面下部为浅棕色(7.5YR 6/4)的风成沙, 有倾斜层理, 倾角为12°~20°, 倾向朝南. J剖面下部的风成沙类同于H剖面底部的风成沙, 但层理的倾角可达29°, 倾向介于185°~265°, 为北风和东北风的作用所致. 两剖面上部的年代分别约为74和49 ka, 即在这两个时间节点塔中地区曾存在湿地环境, 地表河流可到达这一地区(图4、表1).

在尼雅河下游干三角洲地区我们研究了6个剖面(A、B、C、D、E和F). 从现存的古河道遗迹判断都不在尼雅河的原主河道上, 因此这些剖面上的河流和湖相沉积应是, 尼雅河流域水量丰沛时期, 河流三角洲地区支流或区域降水较多时地表径流形成的沉积物. F剖面主要由胶结坚硬的静水沉积组成, 下部夹一薄层河流沉积, 中上部夹有4层风沙沉积, 剖面总厚度为362 cm(图4、5和表1). 该区域有多处古湖泊或静水沉积的遗迹, F剖面是这里保存最厚的. 剖面底部(275~362 cm)为浅灰色(7.5YR 6/4), 沙质黏土, 胶结坚硬, 富含碳酸钙并有水平层理, 主要为河流沉积和静水沉积. 底部20 cm处的光释光年龄为38.8±1.6 ka. 该层上部(252~275 cm)为河流沙, 水下沙波纹清晰可见, 年龄为21.6±1.1 ka. 风成沙均为松散状、缺乏胶结, 分选较好的细沙, 颜色多呈浅褐色(7.5YR 6/3). 剖面顶部

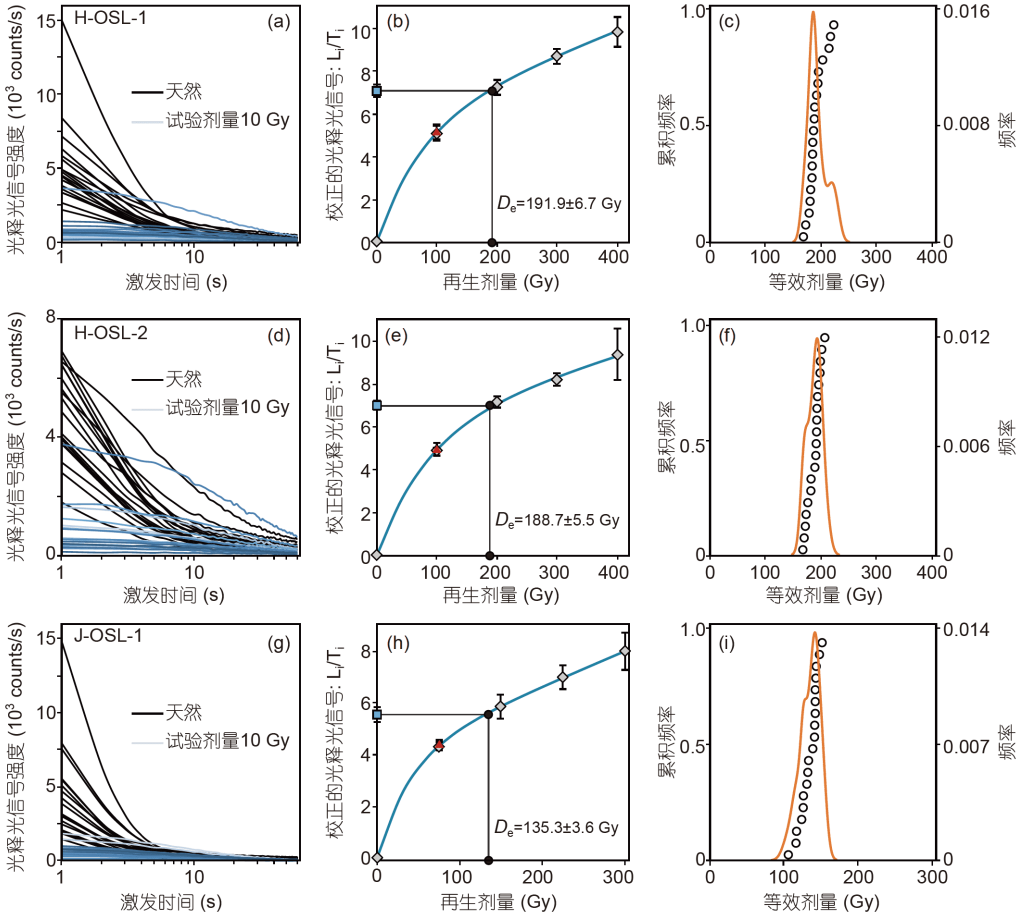


图 3 天然样品H-OSL-1、H-OSL-2和J-OSL-1石英光释光信号强度与其对应试验剂量10 Gy的信号强度(a, d, g)、基于单片技术的多片法等效剂量确定的生长曲线(b, e, h)及其等效剂量值的概率分布和频率曲线(c, f, i) (n=19)

Figure 3 OSL decay curves of natural doses and regenerative doses of 10 Gy (a, d, g), D_e determination using the regenerated OSL responses (b, e, h), and D_e distributions (n=19) of the samples H-OSL-1, H-OSL-2 and J-OSL-1 (c, f, i) (n=19)

(0~98 cm)为胶结较坚硬的静水沉积和湖相沉积, 浅褐色(10YR 8/2), 有模糊的近水平层理. 其下为风成沙, 特性与剖面下部夹层中的风成沙相近, 两个光释光年龄分别为20.9±0.8和22.7±0.9 ka. 这两个数据虽然倒转, 但在误差范围之内. 剖面中部测年为14.0±1.2 ka, 考虑到本沙层较疏松, 该样品测年结果存疑, 在解释该剖面年代时未考虑. 因此F剖面主要是~4万年前和末次冰盛期时期形成的.

C剖面海拔较高, 下部为河流相粗沙, 褐色(7.5YR 5/3), 水下沙波纹清晰; 上部为以粉沙为主的静水沉积, 近白色(10YR 8/1), 钙质胶结, 属于河漫滩或河道废弃后的牛轭湖沉积, 夹有5层风成沙, 代表了5个干枯期, 底部河沙的时代是~17 ka. B剖面位于C剖面东侧的小型洼地. 底部(170~190 cm)为浅褐色(7.5YR 5/3)沙, 可见水下沙波纹及铁、锰结核, 为河流沉积, 光释光年龄为13.8±0.7 ka. 中部(170~35 cm)主要是河流沉积, 其间为黏土质粉沙(140~148 cm), 浅灰色(10YR 7/2), 为静水沉积. 该层之上又为河流沉积, 层理不明显, 浅褐色(7.5YR 5/3). 下部静水沉积底部和顶部河流沙的光释光年龄分别是11.0±0.7和9.2±0.6 ka, 即全新世早期. 该剖面10~35 cm处出现风成沙, 倾斜层理, 倾向330°, 倾角32°, 是典型的东南风搬运结果. 这虽不是主导风向, 可能代表了局地季节性风向. 顶部仍为湖相沉积, 其下部风成沙的光释光年龄为3.2±0.3 ka, 即约3 ka时湖泊再次出现, 随后干涸(图4、5).

A剖面主要由全新世中期的河流沉积和静水沉积组成, D、E和K剖面是全新世晚期的风沙、河流、湖泊和静水沉积(图4、5和表1). 地理位置上, A剖面靠近沙漠南缘, 昆仑山的坡面径流相对容易到达, 且该剖面位于地势低洼地区, 剖面周边区域也有多处类似的地

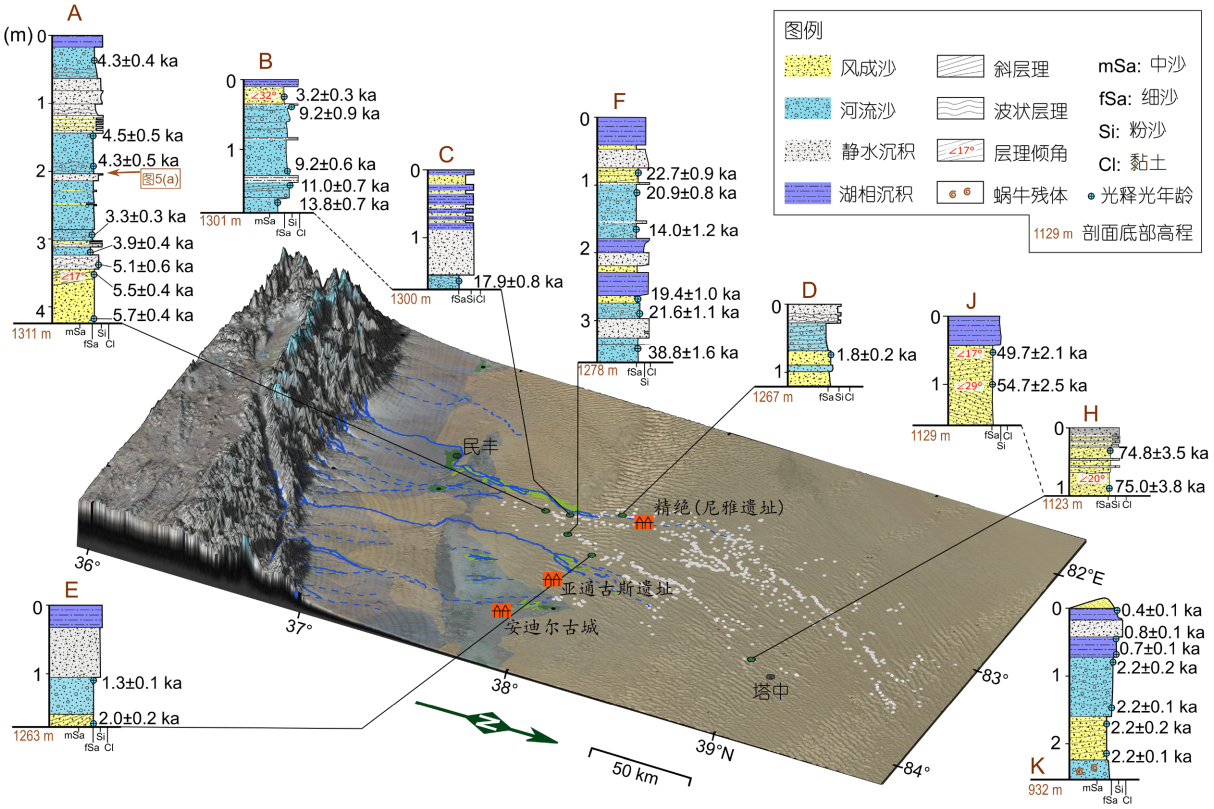


图 4 塔克拉玛干沙漠尼雅河流域地形、水系及相关沉积地层记录. 白色点代表通过遥感影像和实地调查发现的富黏土质粉沙的静水沉积物遗迹. K剖面位置见图1

Figure 4 Sedimentary sequences, hydrological network and landforms in the catchment of the Niya River, Taklamakan Desert. White dots are silty, slack-water sediments identified during field work and/or interpreted from remote sensing imageries. See Fig. 1 for the location of section K

层露头. A剖面是9个剖面中最厚的, 出露地表厚达424 cm. 底部(344~424 cm)为浅褐色(7.5YR 5/3)风成细沙, 在349 cm处有明显的倾斜层理, 倾角17°, 倾向225°, 为东北风的搬运作用所致(图2). 414和349 cm处样品的年龄分别为5.7±0.4和5.5±0.4 ka. 两个年龄值非常接近, 说明风成沙的沉积速率很快, 在200年的时间堆积了65 cm厚的沙层. 该风成沙上部主要为静水沉积、流水沉积和湖相沉积, 出现4层较薄的风成沙夹层. 在本研究主要依据剖面中沉积层理的特征来区分静水沉积、湖相沉积及河流(流水)沉积. 野外判定和实验室沉积物的粒度测试结果也基本一致. 流水沉积比湖相沉积、静水沉积粗(图6), 保留完好水下沙波纹(图5). 静水沉积为河漫滩相(例如324~344 cm), 粒度组成主要为粉沙(图6), 出现强烈的HCl反应, 碳酸钙胶结坚硬, 颜色灰白(10YR 7/2), 334 cm处的光释光年龄为5.1±0.6 ka. 剖面中部主要为河流沉积, 可见水下漩涡沉积建造(图5), 水下沙波纹的高度约3~5 cm, 颜色为浅褐色(10YR 6/3), 289 cm位置的年龄为3.3±0.3 ka. 其上的沉积物也主要为水成, 胶结坚硬, 为浅褐色(10YR 8/2)沙质粉沙或沙质黏土. 顶层(0~18 cm)为胶结坚硬的粉沙质黏土, 含毫米级的水平层理, 应为湖相沉积. 次顶层为静水沉积和河流沉积, 出现典型的波浪和与河流动力相关的泥质碎屑, 44、154和189 cm深度的光释光年龄分别是4.3±0.4、4.5±0.5和4.3±0.5 ka. 这3个年龄在误差范围之内是一致的, 则该层的顶部年龄应约为4.3 ka. 中部光释光年龄为3.3±0.3和3.9±0.4 ka的数据偏年轻, 与其他年代数据不符合.

E剖面为研究区南部剖面群中最接近沙漠腹地的剖面, 其东侧是安迪尔河, 该河目前在沙漠中部仍有一尾闾湖, 湖的周围是天然绿洲. E剖面底部(170~180 cm)为疏松、分选良好、浅褐色(7.5YR 6/4)风成沙, 含倾斜层理, 倾角21°, 倾向150°, 说明当时该地点的主导风为西北风. 剖面中部(105~170 cm)是碳酸钙胶结的细沙, 褐色(7.5YR 6/3), 夹有代表流水沉积的泥质碎片, 为河

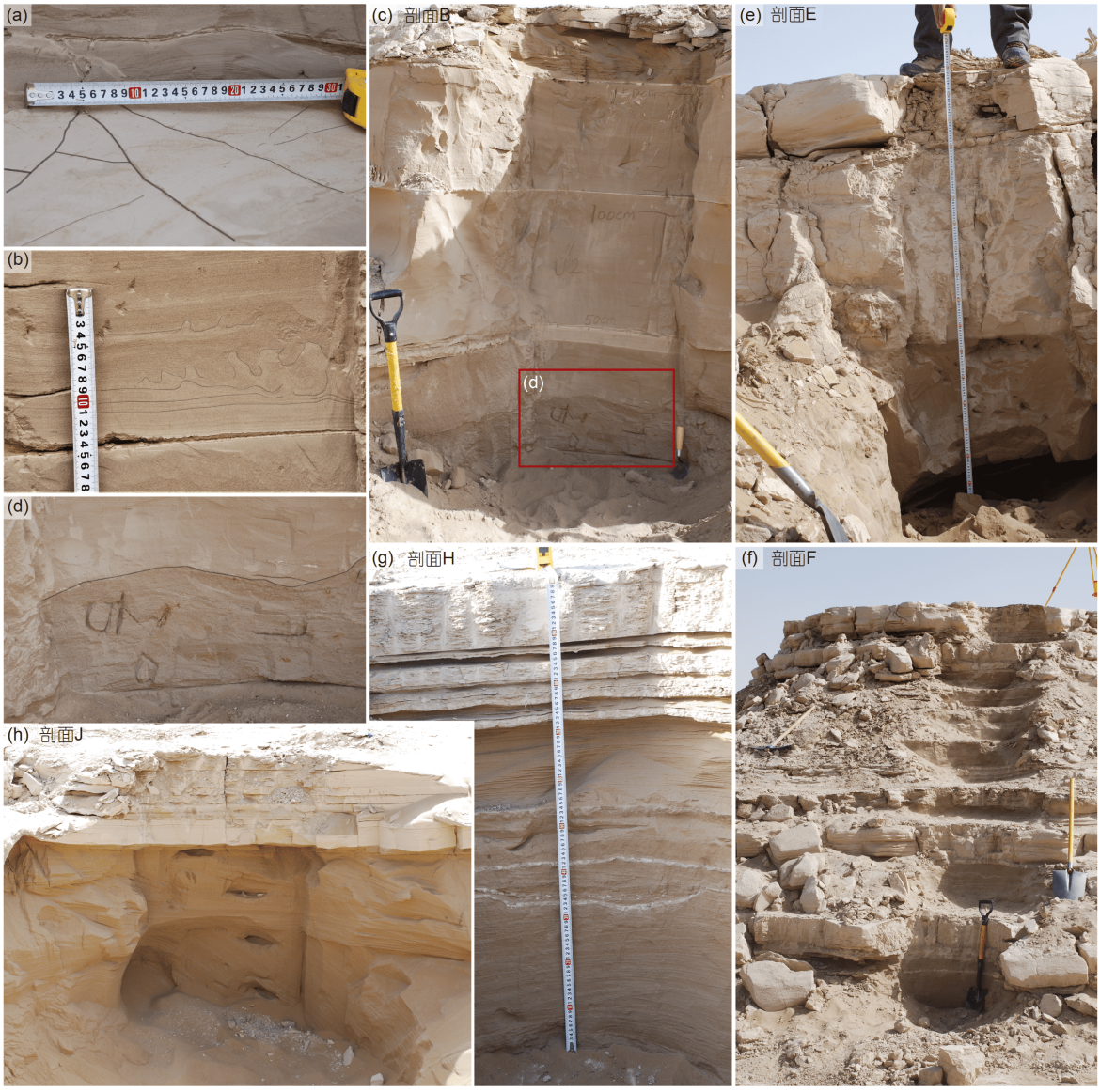


图 5 剖面沉积相变化例证. (a) A剖面下部静水沉积顶部干裂; (b) A剖面中部河流沙层中的河底漩涡; (c) 剖面B全貌; (d) 剖面B底部河流沙中的水下沙波纹; (e)~(h) 所代表的剖面如照片所示, 各照片对应的剖面图见图4

Figure 5 Field photos showing changes of sedimentary facies. (a) Dry cracks on the top of slack-water deposits in the lower part of section A; (b) sedimentary features formed by former eddy currents in rivers in section A; (c) overview of section B; (d) ripples formed under water at the bottom of section B; (e)–(h) showing overviews of the sections marked on the photos. For the sketches of the profiles please see Fig. 4.

流沙. 上部(0~105 cm)为沙质黏土, HCl反应强烈, 有较高的碳酸钙含量, 灰白色(10YR 8/2), 下部无层理, 属于静水沉积, 上半部(0~30 cm)有毫米级的水平层理, 为湖相沉积. 该剖面中172 cm处风成沙和107 cm处河流沙的年龄分别为2.0±0.2及1.3±0.1 ka(图4). 说明在距今约2和1 ka时期E剖面地区出现过较长时期的流水或湿地环境. E剖面的南侧为“亚通古斯”古城遗址(图4), 只保留一些古老的土墙, 年代尚不清楚. 从E剖面的年代数据判断, 该遗址的繁盛期应与E剖面的流水、湖相沉积时间一致, 因此遗址可能在大约千年前废弃.

D剖面也是一个沙漠深处的剖面, 流动沙丘环绕四周. 这是典型的风力和流水交替作用的沉积序列. 底部(100~120 cm)为疏松的风成沙, 90~100 cm为河流沉积, 含水下沙波纹和泥质碎片. 70~90 cm为风成沙, 特性和剖面底部的风成沙类似. 剖面上部(0~70 cm)为河流和静水沉积, 下部流水沉积中可见水下沙波纹; 上部粉沙

表 1 样品光释光年代及相关参数值

Table 1 Optically stimulated luminescence (OSL) ages and values of associated parameters

样号	深度(cm)	U(ppm)	Th(ppm)	K(%)	含水率(%)	剂量率(Gy/ka)	测片(个)	等效剂量(Gy)	年龄(ka)
A-OSL-1	414	1.62±0.03	7.50±0.22	1.59±0.03	10±5	2.48±0.09	19	14.2±0.9	5.7±0.4
A-OSL-2	349	1.59±0.03	7.58±0.23	1.67±0.03	10±5	2.57±0.10	19	14.3±0.9	5.5±0.4
A-OSL-3	334	1.73±0.03	8.11±0.24	1.86±0.04	10±5	2.82±0.11	19	14.4±1.5	5.1±0.6
A-OSL-4	319	1.66±0.03	7.66±0.23	1.61±0.03	10±5	2.54±0.10	19	9.8±1.0	3.9±0.4
A-OSL-5	289	1.83±0.04	8.04±0.24	1.69±0.03	10±5	2.68±0.10	19	8.8±0.9	3.3±0.3
A-OSL-6	186	2.12±0.04	9.68±0.29	1.76±0.04	10±5	2.94±0.11	19	12.6±1.4	4.3±0.5
A-OSL-7	154	1.95±0.04	8.65±0.26	1.62±0.03	10±5	2.72±0.10	19	12.2±1.2	4.5±0.5
A-OSL-8	44	2.24±0.05	9.51±0.29	1.65±0.03	10±5	2.95±0.10	19	12.6±1.2	4.3±0.4
B-OSL-1	175	1.82±0.04	8.45±0.25	1.62±0.03	10±5	2.65±0.10	19	36.7±1.1	13.8±0.7
B-OSL-2	150	1.95±0.04	10.09±0.30	1.36±0.03	10±5	2.56±0.09	19	28.2±1.7	11.0±0.7
B-OSL-3	135	1.88±0.04	8.75±0.26	1.95±0.04	10±5	3.01±0.11	19	27.7±1.3	9.2±0.6
B-OSL-4	40	1.90±0.04	9.80±0.29	1.49±0.03	10±5	2.71±0.09	19	24.9±2.2	9.2±0.9
B-OSL-5	30	1.82±0.04	8.72±0.26	1.57±0.03	10±5	2.72±0.10	19	8.6±0.7	3.2±0.3
C-OSL-1	150	1.62±0.03	7.47±0.22	1.62±0.03	10±5	2.55±0.10	19	45.6±1.2	17.9±0.8
D-OSL-1	75	1.57±0.03	7.94±0.24	1.46±0.03	10±5	2.46±0.09	19	4.5±0.4	1.8±0.2
E-OSL-1	172	1.43±0.01	7.08±0.21	1.63±0.03	10±5	2.48±0.10	19	5.1±0.4	2.0±0.2
E-OSL-2	75	1.39±0.01	5.98±0.18	1.65±0.03	10±5	2.47±0.10	19	3.2±0.2	1.3±0.1
F-OSL-1	342	1.49±0.01	7.20±0.22	1.60±0.03	10±5	2.45±0.09	19	94.8±1.3	38.8±1.6
F-OSL-2	292	1.68±0.03	8.17±0.24	1.72±0.03	10±5	2.67±0.10	19	57.5±2.1	21.6±1.1
F-OSL-3	270	1.56±0.03	7.25±0.22	1.67±0.03	10±5	2.54±0.10	19	49.2±1.8	19.4±1.0
F-OSL-4	167	1.41±0.03	6.44±0.19	1.81±0.04	10±5	2.61±0.10	19	36.4±2.7	14.0±1.2
F-OSL-5	114	1.79±0.04	8.96±0.27	1.61±0.03	10±5	2.70±0.10	19	56.2±0.8	20.9±0.8
F-OSL-6	82	1.56±0.03	7.38±0.22	1.61±0.03	10±5	2.56±0.10	19	58.2±0.8	22.7±0.9
H-OSL-1	85	1.62±0.03	8.07±0.24	1.56±0.03	10±5	2.56±0.09	19	191.9±6.7	75.0±3.8
H-OSL-2	35	1.51±0.03	7.08±0.21	1.57±0.03	10±5	2.52±0.09	19	188.7±5.5	74.8±3.5
J-OSL-1	115	1.53±0.03	6.48±0.19	1.62±0.03	10±5	2.48±0.09	19	135.3±3.6	54.7±2.5
J-OSL-2	50	1.31±0.01	6.32±0.19	1.67±0.03	10±5	2.50±0.10	19	124.3±2.2	49.7±2.1
K-OSL-1	212	1.47±0.01	6.83±0.20	1.52±0.03	10±5	2.35±0.09	19	5.1±0.1	2.2±0.1
K-OSL-2	167	1.68±0.03	8.35±0.25	1.38±0.03	10±5	2.39±0.08	19	5.4±0.5	2.2±0.2
K-OSL-3	152	1.61±0.03	6.89±0.21	1.81±0.04	10±5	2.68±0.11	19	5.8±0.2	2.2±0.1
K-OSL-4	72	1.73±0.03	8.41±0.25	1.70±0.03	10±5	2.74±0.10	19	5.9±0.6	2.2±0.2
K-OSL-5[a)]	62	1.87±0.04	8.82±0.26	1.68±0.03	10±5	2.79±0.10	19	2.1±0.1	0.7±0.1
K-OSL-6[a)]	37	1.92±0.04	9.21±0.28	1.70±0.03	10±5	3.39±0.14	19	2.6±0.1	0.8±0.1
K-OSL-7[a)]	2	2.13±0.06	10.58±0.32	1.66±0.03	10±5	3.61±0.14	19	1.5±0.1	0.4±0.1

a) 提取石英颗粒为4~11 μm, 采用简单多片再生法[14]测定等效剂量值. 其他所有样品提取石英颗粒为90~125 μm, 采用单片技术的多片法[15]测定等效剂量值

和黏土组分增加, 有强烈的稀HCl反应, 胶结坚硬, 为静水沉积. 该层底部风成沙的光释光年龄为1.8±0.2 ka, 说明流水和静水沉积都是~2 ka前后形成的(图4).

K剖面位于塔里木河南部的沙漠区域, 其底部(222~252 cm)为浅褐色(7.5YR 6/3)河流沙, 有水下交错层理, 并有蜗牛残体, 根据体形特征鉴定其为卵萝卜螺(*Radix ovata*), 通常栖息于浅水水域. 其上(159~222 cm)为褐色(7.5YR 5/3)风成沙, 有近水平层理, 应为平沙地

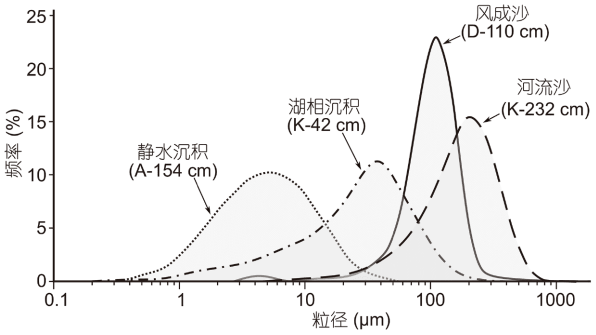


图 6 不同类型沉积物的粒径分布频率曲线例证(字母为剖面名称, 数字为样品深度). 相对风成沙, 河流沙粒度范围宽, 粗、细组分皆有, 分选差, 而静水沉积粒度最细, 湖相沉积介于静水和风成沙之间. 各研究剖面上平均粒径和频率磁化率变化详见图S1

Figure 6 Examples for the frequency distribution of grain sizes of various types of sediments (Letters indicate the names of the profiles, and the numbers refer to the depth of sampling). Compared to aeolian sands, fluvial sediments contain a larger range of particle sizes and with a lower degree of sorting. Lacustrine sediments are finer and with an intermediate level of sorting while the slack-water deposits are the finest. The mean grain size and frequency-dependent magnetic susceptibility of all samples are presented in Fig. S1.

沉积. 中上部为河流(颜色同底部)、湖相(浅褐色, 10YR 8/2)和静水沉积(浅灰色, 10YR 7/1), 剖面顶部为流动沙丘, 其上长有柽柳灌丛. 该剖面下部风沙沉积的年龄为2.2±0.1及2.2±0.2 ka, 这两年龄在误差范围之内应是同一时期. 河流沉积的OSL年龄分别也是2.2±0.1和2.2±0.2 ka, 与其下部风成沙的年龄也很接近, 都在误差范围之内, 说明沉积速率较快. 该剖面顶部静水沉积的年龄为0.4±0.1 ka(图4), 可能是由于塔里木河的古河道曾经南移至这一区域所致(图1).

4 讨论

4.1 晚更新世以来塔克拉玛干沙漠中部地区的环境演变特征

在中国自然地理区划中, 塔克拉玛干沙漠属暖温带, 年均气温比我国其他沙漠地区高, 年均降雨量比其他沙漠都更为稀少, 堪称欧亚大陆最干旱的沙漠. 塔里木盆地的形成、亚洲内陆的干旱化无疑与青藏高原隆升有着密切的动力学联系[7]. 然而这些在沙漠深处遗存的河流、湖相沉积序列会给我们什么样的科学启示呢? 可以肯定的是河流沉积代表了曾有地表流水, 湖相和静水沉积都说明剖面地点及其周边区域有过较长时间的积水或湿地环境. 这类地表过程指示着相对湿润的环境状况, 因为河流或湖泊的出现将使风沙作用减弱或停止. 9个剖面上的河流、湖泊、静水沉积的年龄相对分散(图4). 但归纳起来, 这些年龄总体属于3个典型时段, 即(1) 约70~50 ka, 如剖面H、J; (2) 末次冰期冰消期(约17~11 ka), 如剖面C、F和B; (3) 全新世晚期(约5~2 ka), 如剖面A、D、E和K.

前人曾推测塔克拉玛干沙漠在第四纪时期出现过大面积的湖泊[20], 但长期以来鲜见古湖泊年代学的研究结果. 朱震达等人[7]依据20世纪中叶地质地貌的调查结果否定了古大湖的观点, 提出塔克拉玛干沙漠第四纪下伏地貌主要是干旱气候背景下形成的河流洪积扇, 部分地区可能是河湖相的平原. 当时因受测年方法所限, 这些地表过程的时代难以界定. 我们先前曾在塔中地区及沙漠南部找到两个古湖相沉积剖面并用之重建了古环境[21], 前期工作中的研究点1位于本研究H、J剖面的南侧, 其3层湖相沉积(约50 cm)被风成沙(约20~50 cm)隔开, 这3层湖相沉积的年代分别约为30和40 ka, 比H和J剖面的年代晚; 研究点2的湖相沉积年代和本研究D、E和K的湖相沉积接近, 暗示了一个较大范围的湿润环境(图7). 我们研究的约70~50 ka时期的湖相和静水沉积位于沙漠腹地, 说明那时发源于昆仑山的河流可以给沙漠腹地带来较多的径流, 并在大漠深处造就湖泊或湿地.

末次冰期冰消期(约17~11 ka)湿润环境的依据仍然是沉积地层. 但全新世晚期(约5~2 ka)这个比较湿润的时段除了有沉积地层为佐证之外, 这一时期沙漠深处繁盛的古文明也是另一类颇具说服力的证据. 尤其是D和E剖面反映的湿润时期(图4), 与《汉书》[22]记载的西域古国精绝国繁盛时间一致. 该时段尼雅河的河水能够深入沙漠70 km并留下厚>1 m的静水沉积物, 指示了2000年前的塔克拉玛干地区有显著湿润的环境. 而D和E剖面的位置恰巧位于尼雅遗址附近. 根据考古学的结论, 尼雅遗址也正是西域古国精绝国的首都所在地, 并早在公元前一世纪就存在了. 尼雅遗址南北长约30 km, 东西宽约5 km, 有建筑遗址、佛塔、佛寺、陶窑作坊等多类文物. 织有8个篆体汉字“五星出东方利中国”的国家一级文物汉代织锦护臂就是在尼雅古城遗址中发现的[23], 被誉为20世纪中国考古学最伟大的发现之一. 可见这一区域在中国历史上的重要地位. 之前我们曾借助历史文献对塔克拉玛干沙漠人类历史时期古绿洲和古水文进行了重建, 汉代时罗布泊的范围[24]与按海拔800 m等高线所绘制的湖泊范围基本一致(图1). 不仅是罗布泊水位的变化, 克里雅河下游尾闾

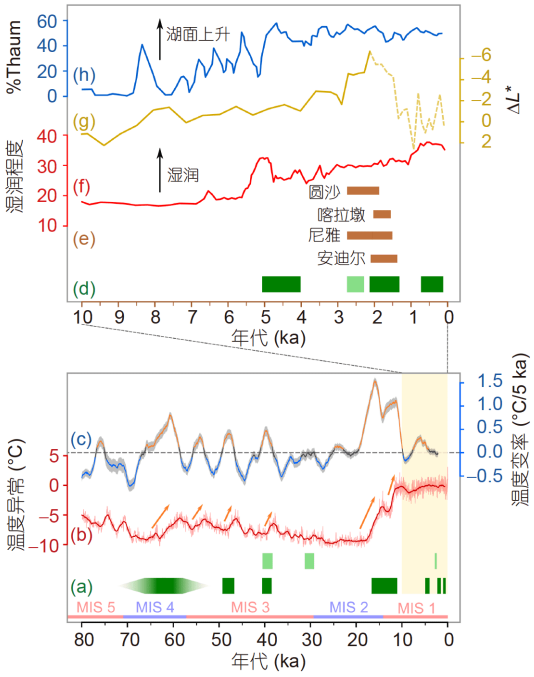


图 7 不同载体所记录的塔克拉玛干沙漠及其毗邻地区近80 ka以来气候变化过程. (a) 过去80 ka以来沙漠腹地的湿润记录, 其中深绿色为本研究数据, 浅绿色数据来源于文献[21]; (b) 根据南极冰芯δD重建的南极地区相对于过去1 ka的温度异常[27], 其中淡红色为原始数据记录, 深红色为1 ka窗口的滑动平均, 橙色箭头指示迅速变暖时段; (c) 根据曲线B计算的5 ka窗口温度变率°C/5 ka, 橙色和蓝色分别对应显著(P<0.05)变暖和变冷, 黑色表示变化不显著, 浅灰色条带表示±2σ的误差; (d) 沙漠腹地过去10 ka的湿润记录, 其中深绿色为本研究数据, 浅绿色数据来自文献[21]; (e) 沙漠腹地河流下游的古遗址, 包括克里雅河下游的圆沙遗址、喀拉墩遗址[25]、尼雅河下游的尼雅遗址[28]、安迪尔河下游的安迪尔古城[29]; (f) 天山北坡黄土剖面环境磁学指标指示的中亚干旱区湿度变化[30]; (g) 吉尔吉斯斯坦黄土剖面反映的中亚地区湿度变化[31]; (h) 青海湖QH2011钻孔中奇古菌醇相对含量(%Thaum)反映的湖泊水位变化[32]

Figure 7 Palaeoclimatic changes during the last 80 ka in the Taklamakan Desert and its surrounding regions, reconstructed from various records. (a) Moist periods identified in the interior of the Taklamakan Desert. The green bars are from this study and the light green is cited from Ref. [21]. (b) Temperature anomalies in comparison to that of the last 1 ka, reconstructed using δD in the ice core of the Antarctic[27]. Light red line was from the original Ref. [27]. The red shows the 1 ka moving average and the orange arrows indicate periods of rapid warming. (c) Rate of changes of temperature in the Antarctic with 5 ka time window. Orange and blue lines indicate distinctly (P<0.05) warming and cooling, respectively, while black represents trends without significance. Grey indicates the error bar of ±2σ. (d) Moist periods identified in the interior of the desert during the last 10 ka. The green bars are from this study and the light green is from Ref. [21]. (e) Ancient towns in the interior of the desert, including Yuansha and Kaladun in the lower reaches of the Keriya River[25]; Niya in the lower reaches of the Niya River[28] and Andier in the lower reaches of the Andier River[29]. (f) Moisture changes interpreted from environmental-magnetic features in the loess sections located in the northern slope of Tianshan Mountains[30]. (g) Moisture evolution in Central Asia, reconstructed from a Kyrgyz loess section[31]. (h) Lake level changes of Lake Qinghai reconstructed from the thaumarchaeol production in the core QH2011[32]

地区古城的兴衰也是塔里木盆地气候变化的另一佐证. 位于克里雅河下游西侧的圆沙古城仍然保存有城墙、房屋遗址, 依据新的^{14}C和光释光测年结果, 该古城早在春秋时期(公元前716~475年)就已存在. 古城内发现的家畜和鱼骨骸及粟等遗物, 说明当时塔克拉玛干沙漠腹地就已有畜牧、耕作和渔猎等人类活动. 很可能因河道变迁, 古城位置在西汉时期迁移至圆沙的东南侧, 即喀拉墩古城, 大约在魏晋时期(公元220~420年)被彻底废弃[25]. 该古城的兴衰历史表明2.7~1.6 ka是一个相对比较湿润的时期, 这与K、D和E剖面记录一致.

Putnam等人[26]对塔里木河南侧古河流沉积及安迪尔河北部干河床上河流沉积中的植物残体(木头和芦苇)进行了较系统的^{14}C年代测定, 重建了罗布泊地区古水位变化, 认为在公元1180年~19世纪中叶塔里木盆地的气候比现今湿润, 当时罗布泊水位大约在海拔800 m (图1), 塔克拉玛干沙漠的气候比现今湿润至少37%以上. 通过对250个现还存活的胡杨树的树轮分析, Putnam等人[26]提出在公元1674~1907年期间沙漠北部地区气候比较湿润. 而公元1180年~19世纪中叶是广义上的小冰期时期, 这一时期北半球气温总体偏低. 小冰期长时间湿润的推论与本研究K、E剖面的记录有较好的一致性.

4.2 晚更新世以来塔克拉玛干沙漠中部地区环境演变的机制

我国北方东部沙地和中部沙漠因地处东亚夏季风边缘地区, 这些沙地、沙漠的风沙活动强度在全新世中期时总体上明显减弱[5], 原因是在中全新世时东亚夏季风较强并带来了较丰沛的降水, 使得气候变得相对较湿润[9,33], 而在末次冰盛期时受冬季风影响区域的气候总体较干旱, 中国北方沙区风沙活动强烈[33]. 但本研究结果显示, 在全新世约5~2 ka时期塔克拉玛干沙漠中部区域比较湿润. 在中亚干旱区的一些研究也表明晚全新世可能比早、中全新世都湿润. 例如, 天山北坡黄土-古土壤剖面的古土壤发育程度和磁化率指示晚全新世是近12 ka以来天山北坡最为湿润的时期[30]. 而位于研究区西北侧吉尔吉斯斯坦的黄土剖面古气候代用指标也暗示类似的全新世气候变化历史[31]. 青海湖位于研究区东南方向, 依据该湖QH2011钻孔奇古菌醇含量重建的湖泊水位变化显示, 约5~2 ka时段是整个全新世水位较高的时期[32](图7). 因此可以认为, 塔里木盆地毗邻地区和塔克拉玛干沙漠的古环境演变特征有相

似之处, 其主因应是相同的驱动机制.

~80 ka以来的另外两次较湿润时期也是温度由冷变暖的转折时期(图7), 并非传统意义的暖湿时期. 这一点也再一次说明了塔克拉玛干沙漠地区环境演变的复杂性. 南极冰芯古温度记录有着全球意义, 正如图7所示的温度由冷变暖时, 沙漠周边高山的冰雪消融会增加, 从而使得流入沙漠的河流径流量增加, 但这种径流量的增加是受时间限制的, 若长时段持续高温, 山区的冰雪总量难免会减少, 从而导致冰雪消融水减少, 因此当全球进入到间冰期高温时期时塔克拉玛干的环境会再度变干. 青藏高原及其周边山地(包括天山山脉)近200 ka来发育的河流阶地的年代数据集成分析显示, 不管是东亚季风、南亚季风还是西风带主要影响的区域, 这些山地的河流阶地的形成都主要发生在全球气候由冷转暖的转折时期, 其主因应是河流径流量在此时间节点增加, 导致河流下切[34]. 总体而言, 这些山地河流下切的时间和塔克拉玛干沙漠沉积地层所展示的较湿润时期有一定的一致性. 这反映出塔克拉玛干沙漠第四纪以来环境演变的影响因素和我国北方中东部沙区的驱动因子有着明显区别. 由于塔克拉玛干沙漠位于北半球西风带, 西风带的强弱变化影响着沙漠干湿状况. 但就影响方式而言, 不同学者有不同解释. 有的学者认为西风带北移使东亚夏季风北延至塔里木盆地南缘. 例如, Shu等人[35]利用于田县城南侧的风沙沉积剖面重建了沙漠南部区域近30 ka以来的气候波动历史, 认为30~27、约19、16、11和8~5 ka时期气候比较湿润. 该记录缺失5 ka以来的沉积, 未涉及晚全新世时期的气候重建. 该区域30~12 ka时段的较湿润时期与格陵兰冰芯记录的暖湿期及东亚夏季风的增强时期基本一致. 对其解释是赤道辐合带北移迫使西风带北移, 导致东亚夏季风可以较频繁地到达塔克拉玛干沙漠, 并带来降水[35].

Putnam等人[26]对于他们提出的公元1180年~19世纪中叶塔里木盆地气候湿润的解释是中纬度西风带的加强和南移, 使得塔里木盆地周边山地的积雪和地形雨增加. 另外, 当北极地区气压比通常状况偏高时, 即北极涛动(AO)/NAM(北半球环状模)处于负相位时, 极地冷气团更容易南下, 进而给中低纬地区带来寒潮[36], 也利于在塔克拉玛干沙漠周边山区形成雨雪天气. 因此, 塔克拉玛干沙漠地表有效湿度增加的另一可能是当极地高压强度增强, 极地冷气团南下迫使西风带南移, 从而使得西风带在塔里木盆地所处纬度更加盛行, 进而导致周边山地的地形雨雪增加.

采用国际古气候模拟对比项目PMIP3(Paleoclimate Modelling Intercomparison Project Phase III)中主要古气候模式(例如, 德国马普气象研究所开发的MPI-ESM-P海-气耦合模式; 中国科学院大气物理研究所开发的FGOALS-g2海-气-植被动态耦合模式)开展的全新世中期和末次冰盛期我国北方沙区近地表水汽通量分析也显示, 全新世中期(6 ka)来自印度洋的西南季风和来自太平洋的东南季风可以到达中国北方沙带的中部和东部地区, 而来自大西洋的水汽受帕米尔高原阻挡而大部分向南转折, 沿喜马拉雅山南坡成西北气流, 翻越帕米尔高原的部分水汽可以到达塔克拉玛干沙漠, 但水汽通量较小. 在末次冰盛期时西南季风和东南季风向北只能到达中国境内的淮河流域, 整个北方沙区的水汽都来自西风环流, 而塔克拉玛干沙漠近地表的水汽在不同时期均来自西风带[37].

Jiang等人[38]选用了参与PMIP1-3中的36个古气候模式对中国中全新世(6 ka)时期和工业革命前相比的有效湿度变化(同时考虑降雨量与蒸发量的变化)进行了模拟和检验. 在他们所选择的36个模式中, 33个模式模拟的结果一致. 这33个模式都显示新疆地区在6 ka时有效湿度低于工业革命前, 这一变化特征和中国北方其他区域变化趋势相反. 从水汽来源的模拟结果也显示, 在6 ka时除塔克拉玛干、古尔班通古特沙漠以外的中国北方其他沙漠/沙地均受到西南季风和东亚季风的影响[37], 因此, 塔克拉玛干沙漠的环境变化过程与机制应不同于我国北方其他沙漠/沙地.

5 结论

长时间尺度上, 塔克拉玛干沙漠是与青藏高原隆升相关的构造尺度气候变化的产物; 千年尺度上, 塔克拉玛干沙漠在晚第四纪以来经历了干旱和相对湿润的环境演替. 本研究在对该沙漠中部地区9个风沙、河流、静水与湖泊交互沉积剖面的沉积相、光释光年代和古环境代用指标详细分析的基础上, 提出约70~50 ka、末次冰期冰消期(约17~11 ka)和全新世晚期(约5~2 ka)是塔克拉玛干沙漠晚更新世以来3个比较湿润的时段. 在这些时段, 沙漠腹地、尼雅河三角洲、安迪尔河下游地区及塔里木河南侧的沙漠区域都先后经历了河流、湖泊和静水(河漫滩)等湿地环境. 塔克拉玛干沙漠相对湿润的环境出现在全球气温由冷变暖的转折时期, 应与周边山地冰雪融水增加有关. 古气候模式模拟结

果显示, 在末次冰盛期和全新世中期塔克拉玛干近地表水汽都主要来源于中纬度西风带. 塔克拉玛干沙漠地表环境有效湿度的增加也可能是因为北极涛动增强致使西风带南移, 从而使西风带在塔里木盆地所处纬度更加盛行, 进而导致周边山地的地形雨雪增加, 在随后的升温转折期, 周边山区冰雪消融水增加而使流入沙漠的河流径流量增加、沙漠环境转好并为沙漠文明演进提供水源保障.

致谢 感谢中国科学院地质与地球物理研究所张丹博士协助鉴定蜗牛. 感谢两名匿名审稿专家和编委对本研究给予的宝贵修改意见.

参考文献

1 Lancaster N. Geomorphology of Desert Dunes. London: Routledge, 1995
2 Goudie A S. Great Warm Deserts of the World: Landscapes and Evolution. New York: Oxford University Press, 2002
3 Zhu Z D, Wu Z, Liu S, et al. An Outline of Chinese Deserts (in Chinese). Beijing: Science Press, 1980 [朱震达, 吴正, 刘恕, 等. 中国沙漠概论. 北京: 科学出版社, 1980]
4 Goudie A S, Middleton N J. Desert Dust in the Global System. New York: Springer Science & Business Media, 2006
5 Yang X, Liang P, Zhang D, et al. Holocene aeolian stratigraphic sequences in the eastern portion of the desert belt (sand seas and sandy lands) in northern China and their palaeoenvironmental implications. Sci China Earth Sci, 2019, 62: 1302–1315
6 Zhu Z D, Wu Z, Li J Z, et al. Research on the aeolian landforms in the Taklamakan Desert (in Chinese). Chin Sci Bull, 1966, 17: 620−624 [朱震达, 吴正, 李钜章, 等. 塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究. 科学通报, 1966, 17: 620−624]
7 Zhu Z D, Chen Z P, Wu Z, et al. Study on the Geomorphology of Wind-Drift Sands in the Taklamakan Desert (in Chinese). Beijing: Science Press, 1981 [朱震达, 陈治平, 吴正, 等. 塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究. 北京: 科学出版社, 1981]
8 Lancaster N, Wolfe S, Thomas D, et al. The INQUA Dunes Atlas chronologic database. Quat Int, 2016, 410: 3–10
9 Xu Z, Mason J A, Xu C, et al. Critical transitions in Chinese dunes during the past 12000 years. Sci Adv, 2020, 6: eaay8020
10 Wang F. A simple analysis on the sediments and channel changes of the Niya River (in Chinese). Jilin Hydrol, 2017, (6): 35–40 [王菲. 尼雅河泥沙及河床演变简析. 吉林水利, 2017, (6): 35–40]
11 Zhang L, Dong K W, Dong K P. Studies on the sediments and runoffs of the Niya River in Xinjing (in Chinese). Inner Mongolia Hydrol, 2010, (6): 8–9 [张雷, 董克万, 董克鹏. 新疆尼雅河径流与泥沙研究. 内蒙古水利, 2010, (6): 8–9]
12 Long Y L, Xia X Y. The changing characteristics of precipitation in Luntai area during 1961–2008 (in Chinese). Desert Oasis Meteorol, 2009, 3: 36–39 [隆永兰, 夏新宇. 轮台县1961~2008年降水变化特征. 沙漠与绿洲气象, 2009, 3: 36–39]
13 Fryberger S G, Dean G. Dunes forms and wind regime. In: McKee E D, ed. A Study of Global Sand Seas. Geological Survey Professional Paper 1052. Washington DC: US Government Printing Office, 1979. 137–170
14 Lu Y, Wang X, Wintle A. A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130000 years for the Chinese Loess Plateau. Quat Res, 2007, 67: 152–160
15 Wang X, Peng J, Adamiec G. Extending the age limit of quartz OSL dating of Chinese loess using a new multiple-aliquot regenerative-dose (MAR) protocol with carefully selected preheat conditions. Quat Geochronol, 2021, 62: 101144
16 Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. Radiat Meas, 1994, 23: 497–500
17 Wintle A G, Murray A S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. Radiat Meas, 1994, 41: 369–391
18 Heller F, Liu X, Liu T, et al. Magnetic susceptibility of loess in China. Earth Planet Sci Lett, 1991, 103: 301–310
19 Folk R, Ward W. Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. J Sediment Petrol, 1957, 27: 3–26
20 Norin E. Quaternary climatic changes within the Tarim Basin. Geogr Rev, 1932, 22: 591–598
21 Yang X, Preusser F, Radtke U. Late Quaternary environmental changes in the Taklamakan Desert, western China, inferred from OSL-dated lacustrine and aeolian deposits. Quat Sci Rev, 2006, 25: 923–932
22 Bangu. Book of Han Dynasty—Volume about the Western Regions (in Chinese). Beijing: Publishing Agency of China, 1962 [班固. 汉书-西域传. 北京: 中华书局, 1962]
23 The Institute of Archaeology of Xinjiang. Excavation of tomb coded M8 of cemetery 95MNI at the Niya Site in Xinjiang (in Chinese). Cult Rel, 2000, 1: 4–40 [新疆文物考古研究所. 新疆民丰县尼雅遗址95MNI号墓地M8发掘简报. 文物, 2000, 1: 4–40]
24 Yang X, Liu Z, Zhang F, et al. Hydrological changes and land degradation in the southern and eastern Tarim Basin, Xinjiang, China. Land Degrad

Dev, 2006, 17: 381–392
25 Zhang F, Wang T, Yimit H, et al. Hydrological changes and settlement migrations in the Keriya River delta in central Tarim Basin ca. 2.7–1.6 ka BP: Inferred from ^{14}C and OSL chronology. Sci China Earth Sci, 2011, 54: 1971–1980 [张峰, 王涛, 海米提·依米提, 等. 2.7~1.6 ka BP塔克拉玛干沙漠腹地克里雅河尾闾绿洲的变迁. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 1495–1504]
26 Putnam A E, Putnam D E, Andreu-Hayles L, et al. Little Ice Age wetting of interior Asian deserts and the rise of the Mongol Empire. Quat Sci Rev, 2016, 131: 33–50
27 Jouzel J, Masson-Delmotte V, Cattani O, et al. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800000 years. Science, 2007, 317: 793–796
28 Yonenobu H, Itoh T. ^{14}C dating of the Niya site in the Tarim Basin. Nucl Instr Methods Phys Res Sect B-Beam Inter Mater Atoms, 2000, 172: 741–744
29 National Administration of Cultural Relics. Atlas of Cultural Relics in China—Xinjiang Uygur Autonomous Region (II) (in Chinese). Beijing: Press of Cultural Relics, 2012 [国家文物局. 中国文物地图集——新疆维吾尔自治区分册(下). 北京: 文物出版社, 2012]
30 Chen F, Jia J, Chen J, et al. A persistent Holocene wetting trend in arid central Asia, with wettest conditions in the late Holocene, revealed by multi-proxy analyses of loess-paleosol sequences in Xinjiang, China. Quat Sci Rev, 2016, 146: 134–146
31 Li Y, Song Y, Orozbaev R, et al. Moisture evolution in Central Asia since 26 ka: Insights from a Kyrgyz loess section, Western Tian Shan. Quat Sci Rev, 2020, 249: 106604
32 Wang H, Dong H, Zhang C L, et al. Water depth affecting thaumarchaeol production in Lake Qinghai, northeastern Qinghai-Tibetan plateau: Implications for paleo lake levels and paleoclimate. Chem Geol, 2014, 368: 76–84
33 Yang X, Scuderi L A. Hydrological and climatic changes in deserts of China since the Late Pleistocene. Quat Res, 2010, 73: 1–9
34 Tao Y, Xiong J, Zhang H, et al. Climate-driven formation of fluvial terraces across the Tibetan Plateau since 200 ka: A review. Quat Sci Rev, 2020, 237: 106303
35 Shu P, Li B, Wang H, et al. Abrupt environmental changes during the last 30 kyr in the southern margin of the Taklimakan Desert, a record from an oasis. Quat Sci Rev, 2018, 201: 29–43
36 Liang S J, Zhao N, Ding Y H. Dominant trajectories and influenced regions of the near-surface cold air in the Arctic during positive and negative AO/NAM events (in Chinese). Chin J Geophys, 2019, 62: 19–31 [梁苏洁, 赵南, 丁一汇. 北极涛动主模态下北极冷空气的优势路径和影响地区的研究. 地球物理学报, 2019, 62: 19–31]
37 Feng Y, Yang X. Moisture sources of the Alashan Sand Seas in western Inner Mongolia, China during the Last Glacial Maximum and mid-Holocene. J Geogr Sci, 2019, 29: 2101–2121
38 Jiang D, Tian Z, Lang X. Mid-Holocene net precipitation changes over China: Model-data comparison. Quat Sci Rev, 2013, 82: 104–120

补充材料

图S1 各研究剖面上平均粒径和频率磁化率变化

本研究以上补充材料见网络版csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “晚更新世以来塔克拉玛干沙漠中部地区的环境演变”

Palaeoenvironmental changes in the central part of the Taklamakan Desert, northwestern China since the late Pleistocene

Xiaoping Yang[1*], Jinhua Du[2], Peng Liang[1], Deguo Zhang[1], Bo Chen[1], Patrick Rioual[3], Feng Zhang[4], Hongwei Li[1] & Xulong Wang[5]

[1] *Key Laboratory of Geoscience Big Data and Deep Resource of Zhejiang Province, School of Earth Sciences, Zhejiang University, Hangzhou 310027, China;*
[2] *School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710064, China;*
[3] *Key Laboratory of Cenozoic Geology and Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*
[4] *College of Resource and Environment Science, Xinjiang University, Urumqi 830046, China;*
[5] *State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710061, China*
* Corresponding author, E-mail: xpyang@zju.edu.cn

The Taklamakan Desert, with an area of 337600 km^2 and located in the Tarim Basin of southern Xinjiang, is the largest sand sea in the mid-latitudes on Earth. Previous understanding about palaeoclimate of this vast arid landscape was mostly deciphered from loess sequences found in the surrounding mountains, while only a few *in situ* investigations in the sand sea were carried out. In light of the advances in the optically stimulated luminescence (OSL) dating techniques during the last decades, reconstructing palaeoenvironmental changes via studying aeolian sands in the interior of sand seas can now be achieved by careful observations in the field and by application of improved protocols of OSL dating methods. We used the new multiple-aliquot regenerative-dose (MAR) protocol with carefully selected preheat conditions of 230°C for 10 s to date all samples which are distinctly younger than the upper age limit of this dating procedure, confirming that our chronology is scientifically robust.

This paper reveals facies changes and the OSL chronologies of nine sedimentary sections showing interactions between fluvial, lacustrine (including slack-water) and aeolian processes in the central part of the Taklamakan. At present all sites of these sections are undergoing aeolian processes. The occurrences of fluvial and lacustrine (including slack-water) sediments in these sections indicate that many parts of the sand sea were shaped by rivers and inundated by water for long durations in the past. The initiations of occurrence of rivers and lakes (including slack-water) show some cyclicity according to the OSL ages.

Our palaeoenvironmental interpretations of the different sedimentary facies in the field are supported by the data of palaeoclimatic proxies including color, grain sizes and magnetic susceptibility. The nine sections collectively suggest that three moist periods occurred in the Taklamakan Sand Sea since the late Pleistocene, i.e., ~70–50 ka (1 ka = 1000 years before 2010 CE), the late glacial of the last glaciation (~17−11 ka) and the late Holocene (~5–2 ka). During these moist periods, wetlands like fluvial channels, lakes (including slack-waters) occurred in the interior part of the Taklamakan, in the lower reaches of the Keriya and Andier Rivers and in the southern side of the Tarim River. The timing of the moist conditions in the Taklamakan Desert concurred with the intervals when global temperatures shifted from cold to warm stages. Thus we deduce that the wetter conditions in the Taklamakan were likely associated with increased runoffs of the rivers flowing into the desert with headwaters in the surrounding mountains. The amount of runoffs was dependent on regional precipitation and more importantly on the melting of snow and glaciers in the headwater regions.

Palaeoclimatic simulations indicate that moistures of the Taklamakan Desert were transported mainly by mid-latitude westerlies both during the last Glacial Maximum and the Mid-Holocene. It is likely that the southward shift of westerlies due to the intensifying of Arctic Oscillation resulted in more orographic precipitations in the surrounding mountains of the Taklamakan Desert. We conclude that the increase of runoffs due to the increased melting of snow and glaciers during the transitional periods from cold to warm intervals allowed for the development of wetlands and provided water resources for the prosperity of early civilizations in the largest desert of China. Thus the features and driving factors of late Quaternary palaeoenvironmental changes in the Taklamakan are different from those in the middle and eastern portions of the desert belt in northern China where the palaeoclimate fluctuations were largely triggered by the monsoon system.

sand sea, geomorphology, Quaternary, environmental change, optically stimulated luminescence (OSL) dating

doi: 10.1360/TB-2020-1383