

# MIS 3以来雅鲁藏布江流域风成沉积及环境意义

凌智永<sup>1,2,3</sup>, 靳建辉<sup>4</sup>, 吴 铎<sup>1</sup>, 刘向军<sup>2,3</sup>, 夏敦胜<sup>1</sup>, 陈发虎<sup>1,5,6</sup>

(1. 兰州大学资源环境学院 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000; 2. 中国科学院青海盐湖研究所 盐湖资源综合高效利用重点实验室, 西宁 810008; 3. 青海省盐湖地质与环境重点实验室, 西宁 810008; 4. 福建师范大学地理科学学院, 福州 350007; 5. 中国科学院青藏高原研究所 高寒生态与生物多样性重点实验室, 北京 100101; 6. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101)

**摘要:** 雅江流域风成沉积广泛发育, 其气候指示意义及年代的界定尚不够清晰。从雅江全流域视角出发, 全面分析了不同区域风成沉积的发育机制及模式, 同时对风成沉积年代数据归一化处理, 并与全球气候对比研究。结果表明: ① 流域内风成沉积有盛行风场发育模式和局地风场发育模式, 不同模式对环境的指示意义不同。② 雅江流域风成沉积多堆积于末次盛冰期(LGM)以后, 且主要发育于晚冰期(15 ka BP)以来的不同时段, 冰川退缩地表裸露, 丰富的冲洪积碎屑物源可能是风成沉积发育的主控因素; 更早时段的风成沉积因LGM后气候转暖、冰川消融所致的侵蚀搬运作用而未能保存。③ LGM以来风成沉积过程受区域及全球古气候环境共同控制, 波动变化剧烈; 其对30°N夏季太阳辐射、印度季风及西风变化信号的指示有所差异, 但对YD等全球气候冷事件有较好记录, 其沉积过程与高原面上其他区域既存在对全球古气候响应的同步性, 又有其区域独特性。④ 流域内风成沉积的强烈堆积过程与全球气候变化并非简单对应关系, 呈现出较复杂的响应模式。说明高山河谷环境的风成沉积除受大区域气候影响, 还受许多局地环境因素控制, 古气候环境的指示意义复杂。

**关键词:** 风成沉积; 年代; 古气候环境; 雅鲁藏布江; MIS3

DOI: 10.11821/dlxb201911014

## 1 引言

雅鲁藏布江(雅江)流域干流及其支流河谷是下切高原面的负向地形, 不同河流区段下切深度从0~2000 m不等, 有峡谷与宽谷之别<sup>[1-2]</sup>, 这为雅江流域风成沉积发育提供了有利的地形条件。流域内风成沉积广泛发育, 主要包括风沙沉积、黄土沉积等<sup>[3-5]</sup>。这些风成沉积类型总体上沿雅江河谷及主要支流呈现不连续的带状分布格局, 尤其集中分布于河流宽谷地带<sup>[6-8]</sup>。总体而言, 雅江流域风成沉积是在气候与下垫面共同影响下发育形成<sup>[9]</sup>, 因此, 其对区域气候与局地环境有重要指示意义, 是研究雅江流域气候环境变化的重要信息载体。

目前, 雅江流域风成沉积主要从地貌学<sup>[2, 9-10]</sup>、土地覆被变化<sup>[11-13]</sup>、物源<sup>[5, 14-15]</sup>、沉积年代与古气候环境<sup>[16-26]</sup>等几个方面开展了研究, 并取得了一系列的研究成果, 加深了我们对该区风成沉积的认识。雅江流域所在的青藏高原南部受东亚季风、印度季风及西风带等

收稿日期: 2018-10-15; 修订日期: 2019-07-01

基金项目: 国家自然科学基金项目(41501001, 41790421); 国家重点研发计划(2018YFC0406605) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41501001, No.41790421; National Key R&D Program of China, No.2018YFC0406605]

作者简介: 凌智永(1983-), 男, 河南商丘人, 博士, 助理研究员, 主要从事干旱环境与气候变化研究。

E-mail: lingzhiyong@foxmail.com

3种风力系统共同作用<sup>[27-28]</sup>, 风成沉积等信息载体对区域古气候响应与指示意义相对复杂。雅江东西横跨 1500 余 km, 从中下游的湿润气候区到上游的干旱半干旱区不同的地貌单元上皆有不同类型的风成沉积发育<sup>[4]</sup>, 因此, 流域内不同区域风成沉积发育模式及对古气候环境的响应可能也存在巨大差异。然而, 目前雅江流域风成沉积已有年代学及古气候环境方面的成果多注重单点和小区域几个点的对比研究, 较少从整个流域尺度系统讨论其沉积发育的时空分异及其对季风—西风不同风力系统的响应特征。此外, 由于雅江流域风成沉积分布不集中且可能受到后期冰川及流水侵蚀改造的影响<sup>[3]</sup>, 年代变化相对复杂。已有年代结果显示, 该区风成沉积主要形成于 21-3 ka BP 以来的不同时期<sup>[7-8, 29]</sup>, 部分风成沉积年代较早<sup>[30]</sup>, 甚至可以追溯到早更新世末期或中更新世初期<sup>[26]</sup>, 存在不确定性。由于上述几方面原因的存在, 目前雅江流域风成沉积发育的年代尚没有比较统一的认识, 导致其对古气候环境的指示意义及解释方面还存在一定的分歧。

为此, 本文从整个雅江流域的视角出发, 全面分析了雅江河谷不同区段风成沉积发育的动力机制及其形成演化模式, 并将其沉积年代与相关古气候指标曲线进行对比研究, 讨论了研究区风成沉积与区域古气候环境的关系。该研究在界定雅江流域风成沉积年代, 阐明高原河谷风成沉积与古气候响应, 揭示其形成发育与印度季风、西风及高原季风盛衰变化消长关系等方面将发挥积极作用。

## 2 研究区概况

雅江位于青藏高原南部, 发源于杰马央宗冰川<sup>[2]</sup>, 处于冈底斯山—念青唐古拉山和喜马拉雅山之间(图1), 其地势西北高东南低, 河谷多期下切, 形成多级阶地, 河谷呈峡谷与宽谷相间的串珠状, 地貌状况极其复杂。雅江自上游到下游段约 1500 km, 从西部的干旱半干旱气候区逐渐向下游的湿润气候区过渡<sup>[4]</sup>, 风成沉积类型多样<sup>[6, 9]</sup>, 主要发育于雅江的河流宽谷段, 如马泉河段、日喀则宽谷段、拉萨—桑日宽谷段及米林宽谷段等。

马泉河是仲巴县以西的上游, 属于高原宽谷段, 海拔 4500 m 以上, 谷宽 10~20 km, 有广阔的河漫滩和河谷平原, 辫状水流发育, 河床底部冲积物在枯水期裸露, 为区域风成沉积提供了丰富的风沙物质来源。该区域属典型的高原干旱半干旱气候区<sup>[4]</sup>, 太阳辐射强烈, 气候寒冷, 年平均气温 $-0.3\sim 1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 年降水 200 mm 左右, 年蒸发量 2200 mm

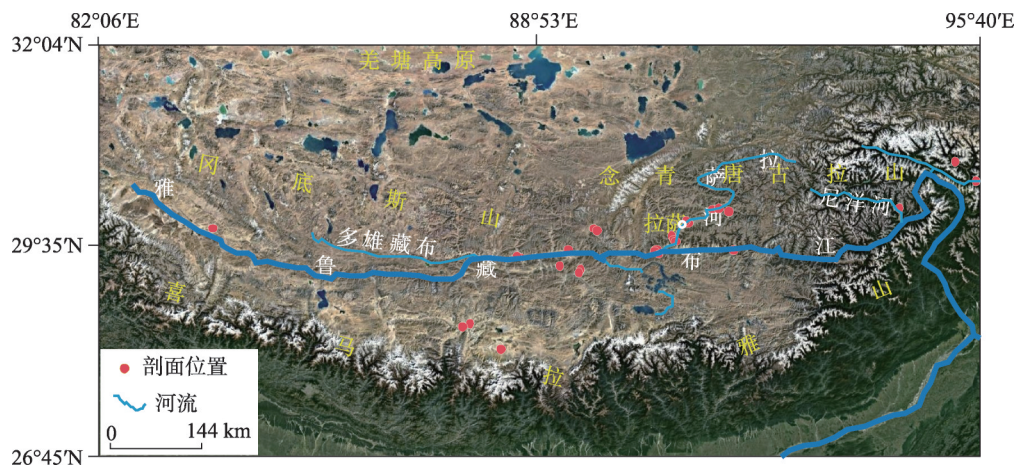


图1 雅鲁藏布江流域及剖面位置

Fig. 1 Profile sites and Yarlung Zangbo catchment

以上, 8级以上大风天数每年有112~150 d, 风力强劲、风沙活动强烈<sup>[1]</sup>, 风成沉积发育广泛, 形成5~10 m高的沙丘或沙垄, 个别可以达到10~20 m。

日喀则宽谷段和拉萨—桑日宽谷段同属于雅江中游河段, 该区域主要受半干旱气候控制, 气候特征类似, 具有明显的季风和半干旱高原气候特征。其中, 日喀则宽谷段大致自谢通门县南部段开始至大竹卡附近, 长约150 km, 河谷东西延伸, 宽度5~8 km, 最宽可达12 km<sup>[4]</sup>。该区年平均气温6.3 ℃, 年降水量200~430 mm, 集中于7-8月, 干湿季明显, 且70%~80%的降水为夜雨, 白天太阳辐射强。拉萨—桑日宽谷段大致西起拉萨市曲水县, 东至山南地区的桑日县, 长约140 km, 河谷宽度3~5 km, 最宽处可达6 km。该区气候与日喀则段类似, 年均温6~8 ℃, 年降水约400 mm, 集中于6-9月, 干湿季明显, 年蒸发量约2000 mm。受气候与局地环境影响盛行西南风, 其中冬春季主要受西风控制, 年平均风速3.5 m/s, 全年大风天数74 d。

米林宽谷段地处青藏高原东南部, 属雅江河谷中下游段。受高原温带半湿润季风气候影响, 年平均气温8.2 ℃, 年降水量641 mm, 85%的雨水集中在6-9月。该段河谷大风日数多、风速大、持续时间长, 且多发生在午后, 年平均风速≥5 m/s的起沙风累积时间达2075 h, 属于高风能环境<sup>[31]</sup>。

总体而言, 在雅江宽谷段, 河床较宽且坡降变低, 水流分叉扩散, 构成辫状水系, 较多谷底河流冲积物裸露, 为区域风成沉积发育提供了丰富的物质来源; 宽谷段广坦的河滩地、河谷平原、河岸阶地及河谷山麓带为风成堆积提供了有利场所。此外, 区域气候环境也为风成沉积发育提供了有利条件。

### 3 数据来源与方法

为更好地理解雅江流域风成沉积的发育模式及其现代环境指示意义、年代对古气候环境响应的关系等, 本文对雅江流域整个大区域不同空间上风成沉积的类型、分布与年代等数据资料进行系统整理, 采用野外调查与卫星影像识别相结合的地貌学研究方法, 全面分析了雅江河谷不同区段、不同地貌部位风成沉积发育的动力机制, 探讨其对现代环境的指示意义。同时, 系统收集了不同河流区段、不同气候状况下风成沉积的年代数据, 采用概率密度统计<sup>[32-33]</sup>等方法将看似分散的年代数据进行归一化处理, 具体方法为: 将风成沉积各年代结果视为呈正态分布的数据, 代入概率密度函数公式:

$$f(x, \mu\sigma) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (1)$$

式中:  $x$  为要计算其概率密度的数值;  $\mu$  为某年代数据的值;  $\sigma$  为年代的误差值。将计算结果与其他气候指标进行对比研究等, 讨论雅江风成沉积与区域古气候环境的响应关系。

影像目视解译数据主要来源于 Google Earth 和地理国情监测云平台的 landsat 8 卫星遥感影像数据 (<http://www.dsac.cn/>); 用于辅助分析的风场数据来源于 ClimateDataGuide 网站 (<https://climatedataguide.ucar.edu/>); 气象数据来源于中国气象数据网 (<http://data.cma.cn/>)。年代数据方面, 对雅江流域不同区域已发表的有关风成沉积的主要年代记录进行了收集, 相关参数信息如表2所示。年代数据收集原则: ① 尽可能多的收集相关年代数据, 涵盖整个雅江流域的不同河段; ② 所收集的风成沉积剖面、年代等信息较全, 确保年代数据可靠; ③ 涉及古土壤及冲淤积沙层的年代, 若其层位很薄且为风成沉积的中间夹层, 也近似认为其属于风成沉积年代收集的范畴。以此标准共收集27个不同地点的不



同沉积剖面(图1),包含72个风成沉积的年代数据,涉及光释光(Optically Stimulated Luminescence, OSL)、热释光(Thermoluminescence, TL)、常规 $^{14}\text{C}$ 和加速器质谱(Accelerator mass spectrometry, AMS) $^{14}\text{C}$ 等几种年代类型(表2)。

## 4 结果与讨论

### 4.1 雅江流域风成沉积与年代

**4.1.1 风成沉积类型与空间特征** 雅江流域河谷地带风成沉积广泛发育,大体上可以分成风沙沉积和黄土沉积两类<sup>[3-9]</sup>。风沙沉积按分布的地貌单元不同大致分成谷底风沙沉积(图2a)和谷坡风沙沉积(图2b),风沙沉积多表现出较强的流动性,在植被相对较好的区域发育有固定半固定沙丘。黄土沉积可以分成阶地黄土沉积和山麓、低山黄土沉积。野外考察发现河流阶地沉积的黄土粒径较粗、沉积厚度薄,大致在2.5 m左右(图2c),其下部为河湖相沉积,较少受后期流水等外部环境的改造;山麓、低山黄土沉积由于沉积的海拔相对较高,经风力分选后沉积粒径相对较细,沉积较厚,一般可达4~5 m,最高可达10 m以上(图2d),但山麓的坡积黄土易受后期流水及冲洪积作用的改造,形成次生黄土堆积。此外,与以河流冲积物为主要物源不同,雅江流域还存在少量的冰缘黄土<sup>[23]</sup>,但一般沉积面积及厚度较小,且分布零散。

雅江风沙沉积总面积约为3633 km<sup>2</sup>,其中主要分布于仲巴县以西的马泉河段,面积约为2158 km<sup>2</sup>,定结地区(含朋曲河谷)为675 km<sup>2</sup>,日喀则段(含拉孜段)和拉萨—桑日面积相当,都为332 km<sup>2</sup>,米林宽谷段约为136 km<sup>2</sup>(图3);其所占百分比依次为59%、19%、9%、9%和4%。总体上,呈现出西部高海拔地区多、东部低海拔区少的分布特征,这可能与西部高海拔区更为干旱多风、河谷较宽有关。此外,还与自西向东河谷变窄,气候逐渐向湿润区过渡,降水增多(图4)有关。一方面东部区河谷相对变窄,不再具备有利的风成沉积堆积场;另一方面东部丰富的降水条件促进了植被的发育从而限制了区域风成活动,且风成沉积更容易受降水侵蚀而不易保存,最终导致了风成沉积西多东少的总体格局。在整个流域上,黄土沉积一般与风沙沉积相伴存在,多在风沙沉积区的外围地带。但由于通过遥感影像无法准确识别和提取相关面积数据,目前有关黄土面积的准确数据尚不明确。但就整个流域风成沉积的面积而言,其比风沙沉积的分布范围要广,但面积不会高出太多,毕竟脱离了以风沙作为物源供给的黄土堆积难以维系。郭正堂院士就曾以黄土之“母亲”形象作喻,论述了区域风沙沉积作为黄土物源的不可或缺性<sup>[34]</sup>。

除上述特征之外,雅江风成沉积还具有以下几个方面的分布特征:① 在沿江的上中



注: a.米林谷底风沙沉积; b.中下游段发育于山麓的爬坡沙丘;  
c.河流阶地上发育的厚约2.5 m的黄土; d.拉萨—桑日段河谷  
北岸低山上发育约10 m厚的多层黄土堆积。

图2 雅江流域风沙沉积与黄土沉积

Fig. 2 Sand and loess sediments of the Yarlung Zangbo catchment

游宽谷与窄谷的各地貌单元上, 风成沉积广泛发育, 如风沙沉积主要分布于宽谷的河床底部与河漫滩、窄谷与宽谷的山麓等地貌部位; 黄土沉积与风沙沉积相伴而生, 多分布于河谷两侧的河流阶地、山麓及低山丘陵之上, 但同一区域内其分布的海拔比风沙沉积高, 形成了黄土堆积在上、风沙堆积在下的“二元”沉积结构模式。总体上它们呈斑块状分布, 构成了沿河谷呈带状不连续分布的格局。② 风成沉积在宽谷及有较大支流汇入的地貌单元上分布则更为集中。③ 雅江中上游段风成沉积广泛发育于雅江北岸, 南少北多; 中下游段则主要分布于雅江南岸, 南多北少。这可能主要由于受局地气候环境、地形地貌及下垫面状况等多因素共同制约所致。

**4.1.2 沉积发育模式与环境指示** 雅江流域东西横跨大, 沿江广泛发育了风成沉积, 由于其自西向东有干旱半干旱、半湿润、湿润等不同气候类型 (表1), 且流域内地貌状况极其复杂, 导致东西不同河流区段、不同地貌部位风成沉积的发育模式不尽相同<sup>[6, 9]</sup>。因此, 不同发育模式下形成的风成沉积对环境的指示意义也存在很大差异, 其沉积发育过程可能不只是简单的反映了区域干旱气候。那么, 厘清雅江河谷风成沉积与现代局地环境之间的关系及其气候指示意义就显得尤为重要<sup>[3]</sup>, 并对我们正确理解雅江风成沉积记录的古气候环境变化有积极作用。

雅江不同河流段风成沉积在类型、堆积的地貌部位及主要移动沉积的方向等方面存在很大差异 (表1、图5)。其沉积物类型有以风沙沉积为主的河段, 也有黄土、风沙共同发育的河段, 其沉积发育的空间模式不尽相同, 这可能主要和其所处的海拔高度、风力强弱及下垫面状况有关。如马泉河段海拔高、河谷较宽, 气候干旱少雨、常年大风且植被稀少, 风沙活动强烈, 细颗粒物可能被搬运到更远的下游区域, 不利于黄土物质沉积, 风沙物质因颗粒较粗而被近地保存。而黄土、风沙共同分布区无论从气候环境状

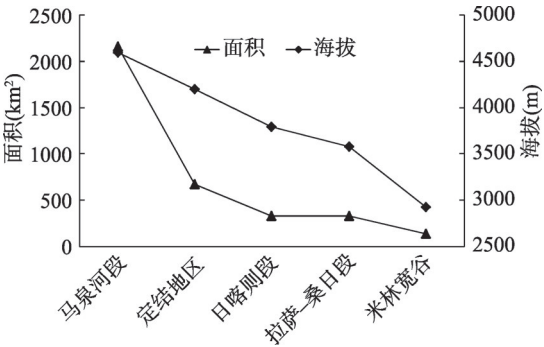


图3 不同区域风沙沉积面积与海拔  
Fig. 3 The area of aeolian sediments and altitude data source

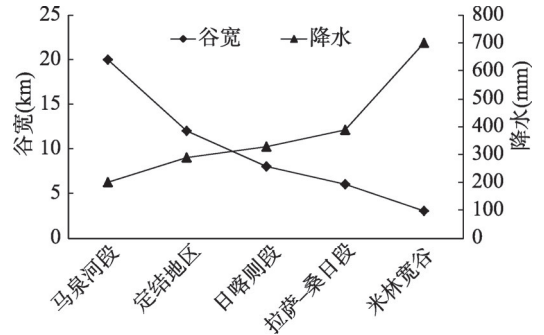


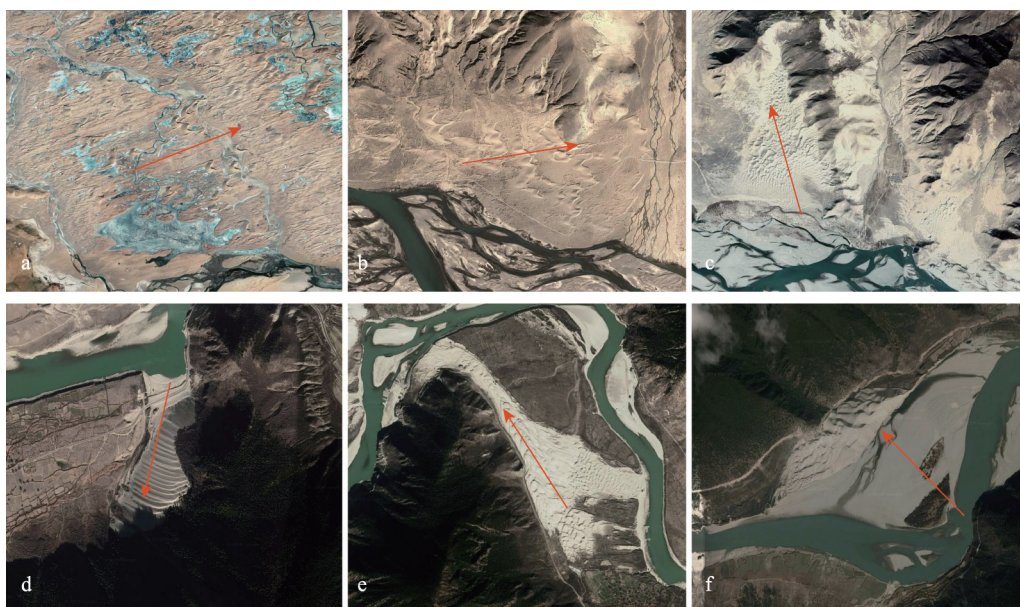
图4 不同区域河谷宽度与年降水差异  
Fig. 4 Width and annual rainfall in different regions

表 1 雅江风成沉积具体案例分析

Tab. 1 Specific case analysis of aeolian sediments of Yarlung Zangbo

地点名称	经纬度	地貌部位	海拔(m)	运移方位	沉积物类型	气候类型
马泉河谷/A	83°31'E, 29°55'N	江北岸	4585~4720	65°	风沙	干旱半干旱气候
日喀则段/B	89°22'E, 29°23'N	江北岸	3795~3855	85°	黄土、风沙	半干旱气候
拉萨—桑日段/C	91°33'E, 29°19'N	江北岸	3553~3855	35°	黄土、风沙	半干旱气候
卧龙镇西部/D	93°41'E, 29°09'N	江南岸	2965~3115	190°	风沙	湿润半湿润
卧龙镇东部/E	93°46'E, 29°08'N	江南岸	2961~3015	320°	风沙	湿润气候
丹娘乡北岸/F	94°44'E, 29°28'N	江北岸	2919~3067	305°	黄土、风沙	湿润气候





注: a.马泉河谷沿盛行风向发育的新月沙丘与沙垄; b.日喀则段河谷北岸发育的新月沙丘与山麓被流水侵蚀的黄土沉积;  
c.拉萨—桑日段河谷北岸沿山谷发育的沙地; d.米林卧龙镇西部局地风场控制下发育的爬坡沙丘; e.米林卧龙镇东部  
沿山势沉积的河谷沙地; f.林芝丹娘乡北岸山麓下的佛手沙丘。

图5 雅江不同区段风成沉积的地貌差异(红色箭头为风成物质运移沉积方向)

Fig. 5 Aeolian sediments of different regions of Yarlung Zangbo (The red arrow is the direction of aeolian migration)

况,还是地形地貌及植被等下垫面状况等方面,都有利于两者共同沉积发育。

雅江不同河段风成物质在受风力搬运沉积、运移的主要方向存在很大差异。西部河谷风成物质运移堆积的方向(图5a、5b和5c)和青藏高原不同季节的风场方向(图6)比较接近,属于盛行风场沉积发育模式。而雅江向下游风成沉积运移的方向变动相对复杂(图5d、5e和5f),与高原盛行风场的方向差异较大,与风场方向斜交(图5e、5f)甚至相反(图5d);中下游段风成沉积的发育模式比中上游段显得更为复杂,属于局地风场沉积发育模式。

雅江流域中上游段常年盛行西南风(图6),其越过喜马拉雅山脉形成干冷的强烈下沉气流,产生了较强的“焚风效应”,将谷内冲洪积物质搬运并堆积于裸露的河床和宽谷北岸。而在中下游河段受两侧高大山脉走势的控制,谷坡凹凸起伏、河谷多变得狭窄而弯曲,可以产生明显的“狭管效应”<sup>[6]</sup>,导致风力强劲。一方面越过喜马拉雅山脉的印度季风在河谷内随河谷走势形成方向多变的局地空气绕流;另一方面印度季风沿江从东向西逆江而上形成强烈的气流倒灌现象,使河谷内风向变得复杂,导致了风成沉积物质堆积运移的方向多变。中下游段河谷较深且两侧山脉高大,河谷地表不同地貌单元昼夜受热不均,还可以形成风力强劲的山谷风环流,对该区风成堆积也会产生重要影响。此外,对于米林宽谷段而言,南迦巴瓦峰周边诸多山地冰川上方形成干冷空气团可能也会下沉到河谷形成强劲的冰川风,从而影响河谷内风成物质的堆积过程。总之,上述多因素叠加形成的局地风场导致了该区风成沉积的复杂发育模式。

就气候类型而言,雅江流域从上游干旱半干旱气候区逐渐过渡到中下游的湿润气候区,不同区域皆有风成沉积发育。如米林、林芝等地年降水量约600~700 mm,依然广泛发育了黄土、风沙等风成堆积,并未对应干旱气候。因此,可能不应将雅江流域风成沉

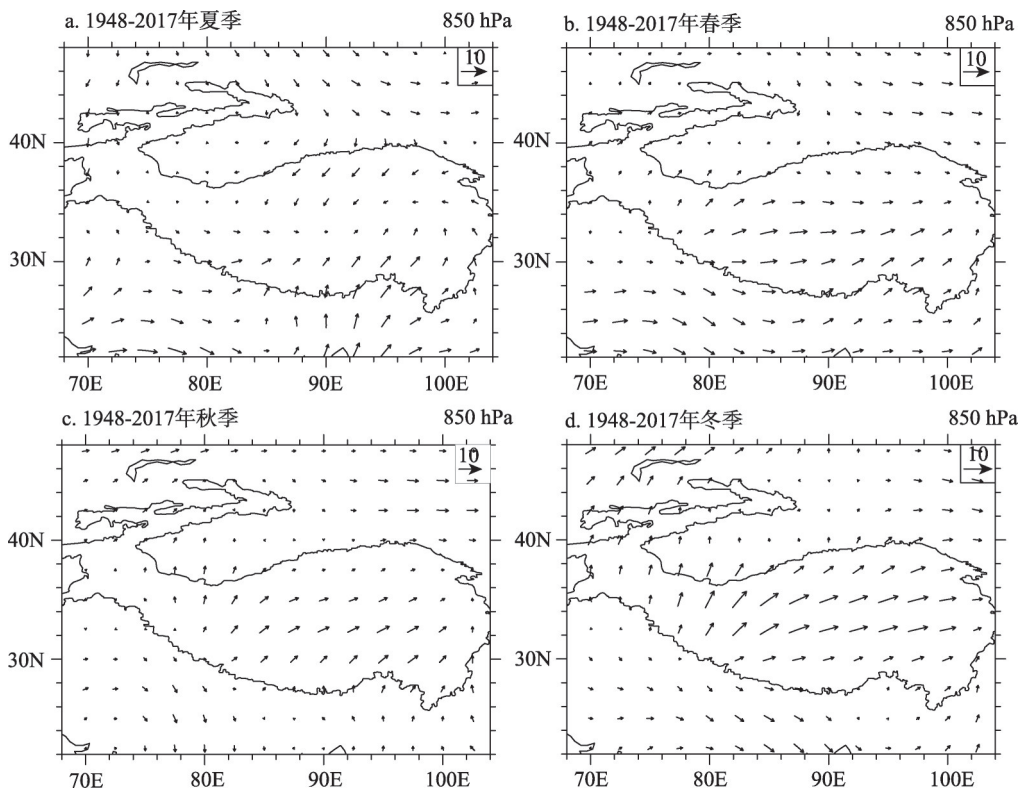


图6 青藏高原及毗邻区域不同季节平均风场(实线用Meteoinfo以海拔2000 m标准提取)  
Fig. 6 Mean wind field of different seasons on the Tibetan Plateau and its adjacent area  
(The solid line is extracted with Meteoinfo at 2000 m a.s.l.)

积与干旱气候进行简单对应,从而将风成沉积指示气候的干旱特征;应该对雅江流域内不同发育模式的风成沉积所指示的气候环境状况区别对待。如,中上游段可能指示了印度季风—西风强弱变化及其相互作用过程;而中下游风成沉积过程更可能是印度季风叠加了局地环境与下垫面等诸多因素(如地貌、植被、山谷焚风与冰川风等)而发生的综合自然过程,其沉积过程也有可能记录了印度季风增强的信号。总之,雅江流域风成沉积存在对气候环境指示的复杂性。

**4.1.3 风成沉积的年代** 雅江流域风成沉积的年代多分布于深海氧同位素 (Marine Isotope Stages, MIS) 3 阶段以来的不同地质时期<sup>[35]</sup>,且主要分布于末次盛冰期 (Last Glacial Maximum, LGM) 以后。MIS3 阶段以前仅有 8 个年代数据,且集中分布在雅江支流拉萨河谷内同一区域相邻的 4 个剖面,其他区域的风成沉积鲜见如此老的年龄 (表 2)。因此,本文重点对 MIS3 阶段以来的年代数据做统计分析。

年代的概率密度统计方法,可以对来自不同区域离散的年代数据进行归一化处理,得出它们在一定时间尺度内的分布状态;从而可以采用其在特定时间尺度内分布的概率大小来指示某区域当时古气候环境的总体状况或趋势<sup>[32-33]</sup>。为此,本文对所收集的雅江风成沉积年代数据进行了概率密度计算 (图 7)。

结果表明风成沙、黄土和古土壤主要分布于 LGM<sup>[36-37]</sup> 以后的地质时期,该阶段之前风成沉积的遗存鲜见,仅风沙沉积年代在 LGM 阶段有少量的分布,这可能与高原整体处于侵蚀环境有关<sup>[3]</sup>。LGM 时期全球陆地约有 24% (现代 11%) 为冰雪覆盖<sup>[38]</sup>,甚至还有

研究者认为当时的青藏高原有泛冰盖发育<sup>[39]</sup>, 且不论泛冰盖是否存在, 但其冰量及分布范围肯定较目前大得多。LGM以后气候逐渐转暖<sup>[28, 40]</sup>, 高原面上冰川消融可能将原先的风成沉积侵蚀搬运带入河流, 而大多数未被保存下来, 仅LGM以后的风成沉积保存较好。但在西藏谢通门附近存在0.8 Ma BP以来相对连续的风成沉积序列<sup>[26, 30, 41]</sup>, 可能与该区域风成沉积分布海拔较高受后期侵蚀改造较少有关。此外, LGM后冰川退缩, 会有大量的可提供风沙源的裸露地表存在, 可能是雅江后期风成沉积较为发育的控制因素。同时, 相关研究表明雅江干流河流宽谷段在13 ka BP以前普遍有堰塞湖存在<sup>[21-22]</sup>, 可能也限制了河谷内早期风成沉积的发育; 随着堰塞湖消亡, 河流及湖泊水位下降使得大量河湖相及冲洪积碎屑暴露于地表<sup>[42]</sup>, 可能进一步反映了LGM后雅江风成沉积较为发育的原因。此外, 依据古气候环境状况, LGM干冷的气候条件下也存在强烈的风成沉积过程, 且可能比现今更为强盛; 但受当时冷干气候的影响, 风成沉积异常活跃, 处于不断活化—沉积—再活化的动态过程, 释光时钟总处在归零状态; LGM之后风成沉积过程相对稳

表2 雅鲁藏布江流域风成沉积年代  
Tab. 2 Chronology of aeolian sediments of the Yarlung Zangbo catchment

编号	经度E	纬度N	海拔(m)	地貌部位	深度(cm)	年龄(ka)	测年方法	沉积物类型	文献编号
1	89°33′	29°19′	3800	河流阶地	360	2.7±0.2	OSL	黄土	[5]
2	88°55′	29°19′	3920	河流阶地	380	11±1.2		黄土	
3	89°51′	29°16′	3970	低山山麓	580	13±1.4		黄土	
4	95°30′	30°08′	3070	低山山麓	29	25.5±4.0	TL	风成沙	
5	89°49′	29°44′	4571	山麓侧碛堤	42	4.4±0.13	<sup>14</sup> C	古土壤	[17]
6					70	8.8±3.9	TL	黄土状土	
7	89°51′	29°46′	4835	山麓终碛堤	34	2.3±0.06	<sup>14</sup> C	古土壤	
8					50	7.8±1.2	TL	黄土状土	
9	88°54′	29°19′	3889	河流阶地	65	12.4±0.9	OSL	砂黄土	[18]
10					75	12.3±1.2		砂黄土	
11	90°54′	29°25′	3819	河流阶地	40	13.7±1.2		砂黄土	
12					50	12.7±1.1		砂黄土	
13					80	13.2±1.3		砂黄土	[19]
14					120	13.7±1.2		砂黄土	
15	83°47′	29°52′	4600	河谷山麓	201	2.5±0.17	<sup>14</sup> C	砂质古土壤	
16					221	3.3±0.06	<sup>14</sup> C	砂质古土壤	
17					240	4.6±0.89	OSL	风成沙	[7-8]
18					258	7.6±0.04	<sup>14</sup> C	砂质古土壤	
19					300	23.9±5.4	OSL	风成沙	
20	91°06′	29°38′	3660	河谷山麓	50	2.9±0.2	OSL	风成沙	
21					180	4.1±0.4		风成沙	
22					280	6.7±0.5		风成沙	
23	90°43′	29°21′	3603	河谷山麓	280	8.5±0.7		风成沙	
24	90°54′	29°26′	3597	河谷山麓	130	7.7±0.8		风成沙	
25					250	14.3±1.6		风成沙	
26					340	18.8±2.0		风成沙	
27	90°54′	29°22′	3820	河谷山麓	70	14.4±1.1		风成沙	
28					300	19.8±1.9		风成沙	



续表 2

编号	经度E	纬度N	海拔(m)	地貌部位	深度(cm)	年龄(ka)	测年方法	沉积物类型	文献编号
29	90°54'	29°22'	3820	河谷山麓	650	23.9±2.1	OSL	风成沙	[7-8]
30					1000	21.3±1.8		风成沙	
31	90°45'	29°21'	3536	河流阶地	130	17.2±1.4		风成沙	
32	91°49'	29°47'	3894	河流阶地	130	28.2±3.1		风成沙	
33					350	81±7		风成沙	
34					600	82±8		黄土	
35					800	118±11		黄土	
36	91°40'	29°45'	3840	河谷山麓	160	34.1±3.0		黄土	
37					320	45±4		黄土	
38					400	63±7		黄土	
39	91°03'	29°40'	3707	河谷山麓	330	32.3±3.2		风成沙	
40					590	69±7		黄土	
41					850	82±8		黄土	
42	91°38'	29°48'	3778	低山山麓	600	79±8		黄土	
43					800	103±11		黄土	
44	87°41'	28°27'	4060	河流阶地	22	0.4±0.05	OSL	风成沙	[20]
45					164	2.4±0.2		风成沙	
46					248	7.5±0.28		风成沙	
47	87°49'	28°32'	4063	山前坡地	26	0.58±0.38		风成沙	
48					170	3.7±0.51		风成沙	
49					210	6.6±0.04	<sup>14</sup> C	砂质古土壤	
50					268	12.8±0.06	<sup>14</sup> C	砂质古土壤	
51	88°07'	28°16'	4335	山坡洼地	8	4.9±0.13	AMS <sup>14</sup> C	砂质古土壤	
52					24	5.1±0.23		砂质古土壤	
53	89°32'	29°20'	3797	河流阶地	98	3.2±0.3	OSL	黄土	
54					170	7.9±0.9		黄土	[21]
55	94°22'	29°39'	3298	河谷低山台地	230	29.4±2.7	OSL	黄土	
56					400	36.5±3.2		弱成古土壤	
57					500	39.5±3.4		黄土	
58	96°48'	29°26'	3948	河谷山麓	40	0.62±0.09	OSL	黄土	
59					130	2.91±0.20		黄土—古土壤	
60					160	4.86±0.36		古土壤	
61					180	6.19±0.45		黄土	
62					220	6.66±0.53		黄土	
63	89°17'	29°23'	3856	河流阶地	65	2.23±0.1	<sup>14</sup> C	风成沙	[24]
64					165	3.58±0.13	<sup>14</sup> C	砂质古土壤	
65					235	5.69±0.1	<sup>14</sup> C	砂质古土壤	
66					355	8.56±0.7	TL	风成沙	
67	91°43'	29°15'	3561	河流阶地	157	5.9±0.2	OSL	砂黄土	
68					657	8.5±0.6	OSL	风成沙	
69	90°41'	29°19'	3600	河谷山麓	43	4.3±0.1	<sup>14</sup> C	冲淤沙层	[6, 25-26]
70					70	5.15±0.1		冲淤沙层	
71					125	5.57±0.13		冲淤沙层	
72					209	7.83±0.13		冲淤沙层	

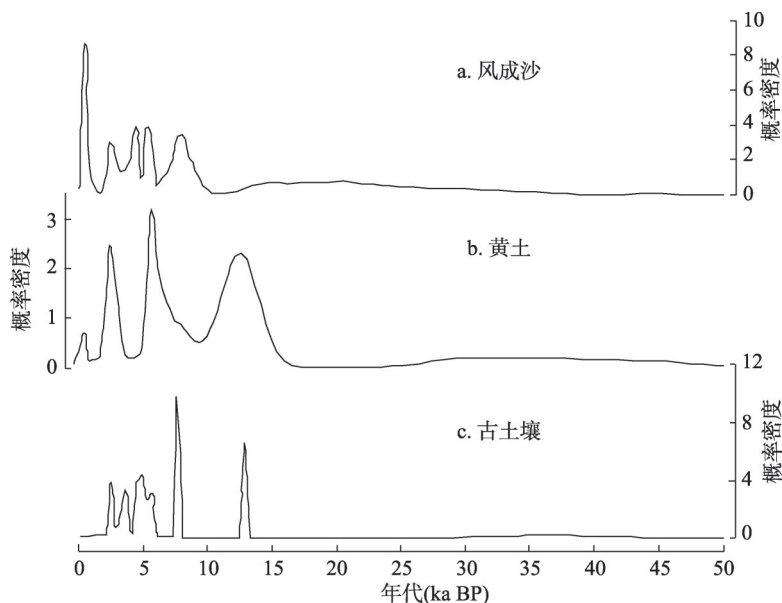


图7 雅江不同沉积类型年代概率密度

Fig. 7 Probability of chronology from different sediments of Yarlung Tsangpo

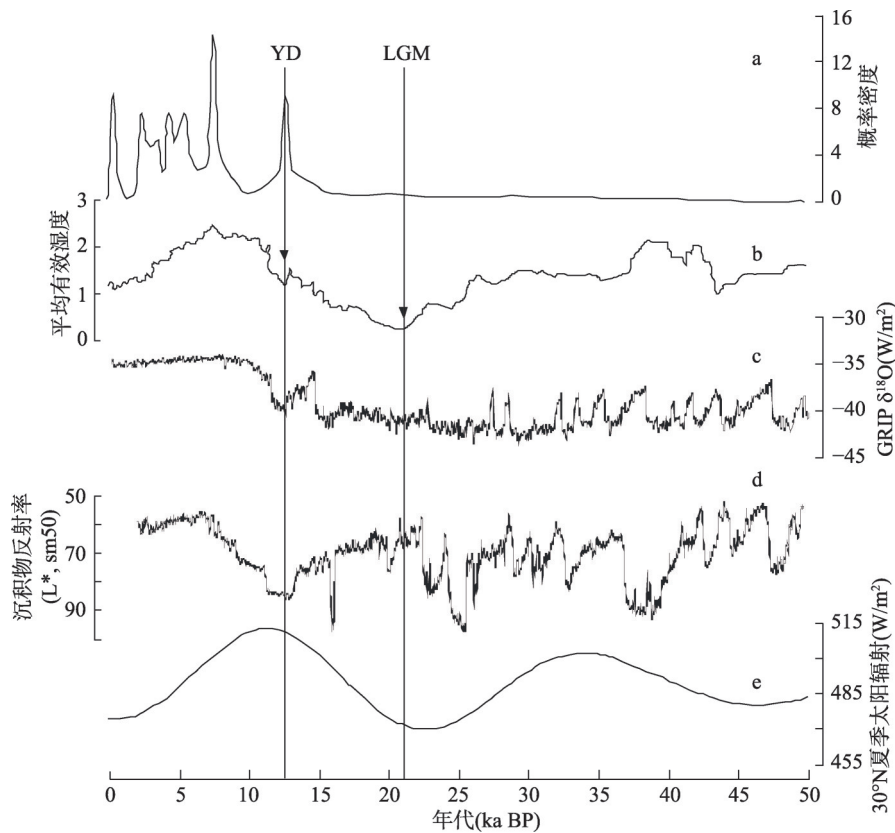
定后, 信号才开始积累, 所以呈现出 LGM 以后年代数据相对集中的特征。LGM 以前由于时间久远雅江风成沉积多受地质再循环过程的影响, 所以更早时段的风成沉积保留较少。此外, 中国西北干旱区沙漠及东部海岸沙丘普遍缺失 LGM 之前的沉积记录<sup>[43-44]</sup>可能也反映了这一现象。最后, 由于青藏高原在 LGM 以前存在较长的显著高湖面期, 气候较湿润<sup>[45-46]</sup>, 可能一定程度也限制了 LGM 之前风成沉积的发育过程。

总体上看, 雅江流域黄土沉积开始大率分布的时间稍早于风成沉积, 但波动不及风沙沉积剧烈。古土壤概率密度的波峰较窄表明其分布较为集中, 每期古土壤发育的时间相对较短; 同时其波峰大体上与黄土、风成沙的波谷对应, 或在黄土连续沉积过程中短暂出现, 可能指示了雅江流域风成沉积过程中区域短暂的相对气候适宜期。总体上, 年代概率密度统计结果表明雅江流域 LGM 后以风成沉积为主, 且受区域古气候环境控制, 波动变化剧烈。

#### 4.2 雅江流域风成沉积与环境

青藏高原南部风成沉积发育的时间分布范围较大, 较早的可以追溯到 MIS5 阶段<sup>[7-8]</sup>, 甚至可以追溯到早更新世末期或中更新世初期<sup>[26, 41]</sup>, 并认为是高原隆升过程中西南季风衰弱的体现。但已有研究表明, 高原面上大多数地区风成沉积的强烈堆积时段主要发生在晚冰期和全新世早期<sup>[16, 47]</sup>, 响应了太阳辐射变化及“新仙女木”(Younger Dryas, YD) 事件(图8)。总体上, 雅江流域风成沉积年代统计结果(图8a)自 LGM 开始其概率密度曲线逐渐升高, 表明风成堆积强度变大; 主要发育于晚冰期(15 ka BP)以来的不同时段, 与高原面其他区域比较相似。同时, 其对 YD 事件<sup>[48]</sup>有较好的记录, 与青藏高原东北部灌丛沙丘发育过程记录的 YD 事件<sup>[49]</sup>结果比较一致, 表明 LGM 以来整个高原面上不同类型的风成沉积可能存在对古气候响应的同步性。

雅江流域风成沉积的年代分布与其他气候指标曲线对比结果(图8)表明, 其强烈堆积发育与全球气候事件并未呈现出简单的对应关系, 而存在更为复杂的响应模式。由于第四纪以来荒漠区风成沉积信息载体对古气候的记录本身就存在时空的复杂性<sup>[50]</sup>, 加



注: a. 雅江风成沉积年代概率密度; b. 亚洲中部平均有效湿度<sup>[51]</sup>; c. 格陵兰 GRIP<sup>18</sup>O 记录<sup>[52]</sup>; d. 阿拉伯海沉积物反射率<sup>[53]</sup>; e. 30°N 夏季太阳辐射强度<sup>[54]</sup>

图8 雅江风成沉积年代概率密度分布与相关古气候环境曲线对比

Fig. 8 Comparison of chronological probability in Yarlung Zangbo with other paleoclimatic curves

之雅江流域地貌状况复杂且受不同风力系统控制，其风成沉积在指示古气候环境方面更具复杂性。其风成沉积的发生时间和过程与全球气候经典曲线的非简单对应关系恰好反映了这一特征。

雅江流域风成沉积的发育伴随着高原隆升与夏季风盛衰演化过程而发生，一方面流域内丰富的碎屑物质为区域风成沉积发育提供了物源基础，另一方面高原隆升削减了西南季风的影响促成了流域风成沉积发育所需的干冷气候条件<sup>[26, 30, 41-42]</sup>，是高原隆升的构造运动与季风环流演化共同作用的结果。尤其是 80 ka BP 前后，青藏高原已隆升至接近现代高度，大气环流格局已经基本奠定，形成更加干燥寒冷的气候，雅江宽谷阶地、山麓出现稳定的黄土堆积或风沙沉积，且多形成于 LGM 以后，是夏季风衰弱和干旱气候的指示<sup>[30]</sup>。整个雅江深大断裂形成于高原隆升过程，催生了高山峡谷景观，呈现出复杂的地貌特征<sup>[55]</sup>，其复杂的地形及下垫面状况也影响河谷内风成物质的堆积过程。如在中下游河段谷坡凹凸起伏、河谷多狭窄而弯曲，该区域风成沉积除受大区域古气候影响外更多受地貌、植被等局地环境因素的控制，记录了更为复杂的环境信息。

青藏高原湖泊记录的印度夏季风的晚更新世（20-11 ka BP）最弱期，亦可以达到 30°N 附近<sup>[28]</sup>，全新世时期更是可以控制雅江北部念青唐古拉山等地<sup>[56]</sup>，从而影响当时雅江流域的古气候环境状况。因此，河谷内风成沉积过程与大区域古气候应存在密切的联



系, 并对其变化过程有一定的记录与响应。总体而言, 自 LGM 以后  $30^{\circ}\text{N}$  夏季太阳辐射强度<sup>[54]</sup>逐渐增强, 亚洲中部平均有效湿度<sup>[51]</sup>和格陵兰 GRIP<sup>18</sup>O 含量<sup>[52]</sup>逐渐升高, 气候变暖, 雅江流域风成沉积变强, 其与有效湿度、格陵兰冰芯<sup>18</sup>O 含量记录的气候变化趋势不同, 仅响应了太阳辐射和阿拉伯海<sup>[53]</sup>记录的气候变化趋势(图 8)。该时段雅江流域风成沉积的发育可能仅反映了太阳辐射、印度季风的增强信号。在 YD 时期, 雅江风成沉积发育正好对应了亚洲中部平均有效湿度低值和格陵兰冰盖记录的寒冷气候期, 可能更多记录的是西风增强的信号。而在约 8 ka BP 后的全新世大暖期<sup>[57]</sup>, 雅江流域风成沉积强烈发育与全新世大暖期的暖湿气候背景相悖<sup>[3, 58]</sup>, 这可能由于太阳强辐射驱动的印度季风增强、副热带高压北移, 将更多的水汽推移到冈底斯山以北的羌塘高原, 导致雅江流域降水减少变干, 从而促使雅江流域风成沉积发育。因此, 该时期河谷内风成沉积的广泛发育并非指示大区域的干旱气候, 相反更可能是指示了印度季风增强的信号。此外, 强劲的印度季风越过喜马拉雅山脉这个巨大的冷源后, 在雅江河谷形成强劲的下沉气流, 强烈的“焚风效应”导致了雅江干河谷的形成, 可能是促使雅江流域风成沉积发育的另一因素。总之, 雅江流域风成沉积不同时期对古气候的指示意义不同; 高山河谷环境中发育的风成沉积除了受区域气候影响外, 还会受到许多局地环境因素的控制, 其与古气候环境之间的关系复杂。

## 5 结论

(1) 雅江流域风成沉积伴随高原的隆升与夏季风强弱变化发育, 其主要包括风沙沉积和黄土沉积两大类, 多相伴存在, 表现为西部高海拔地区多、东部低海拔区少的特点, 构成了沿河谷走向呈带状不连续分布的格局。同一区域内形成了黄土堆积在上、风沙堆积在下的“二元”沉积结构模式。受局地气候环境、地形地貌及下垫面状况等多因素共同制约, 不同河流区段其分布的地貌单元有很大差异。

(2) 雅江不同河流区段其沉积发育的空间模式不尽相同, 西部河谷多属于盛行风场的沉积发育模式; 东部中下游段风成沉积是多因素叠加后形成的复杂发育模式, 属于局地风场沉积发育模式。不同发育模式下形成的风成沉积对环境的指示意义存在较大差异, 其沉积发育过程可能不只是简单地反映了区域干旱气候。中上游段可能指示了印度季风—西风强弱变化及其相互作用过程; 而中下游风成沉积过程可能是印度季风叠加了局地环境与下垫面等诸多因素而发生的综合自然过程。

(3) 雅江流域风成沉积的年代多分布于 LGM 以后的地质时期, 主要发育于晚冰期(15 ka BP) 以来的不同时段。更早的风成沉积遗存较为鲜见, 仅风沙沉积年代在 LGM 阶段有少量分布, 与高原面上其他区域风成沉积的年代比较一致。这可能主要和青藏高原整体处于侵蚀环境有关, LGM 以后气候逐渐转暖, 高原面上冰川消融可能将原先的风成沉积侵蚀搬运带入河流, 使更早的风成沉积大多数未被保存下来。此外, 雅江河谷 13 ka BP 以前多有堰塞湖存在, 一定程度限制了河谷内早期风成沉积的发育过程; 随着堰塞湖消亡, 大量河湖相及冲洪积碎屑暴露于地表, 丰富的碎屑物源可能是 LGM 后雅江风成沉积发育的主控因素。

(4) 雅江流域 LGM 以来的风成沉积受区域及全球古气候环境共同控制, 波动变化剧烈。流域内不同时期的风成沉积对  $30^{\circ}\text{N}$  夏季太阳辐射、印度季风及西风的变化信号指示作用有所差异。但对 YD 等全球气候冷事件有较好的记录, 其沉积过程与高原面上其他区域风成沉积既存在对全球古气候响应的同步性, 又表现出其区域独特性。雅江流域风

成沉积的强烈堆积过程与全球气候变化并非简单的对应关系, 其对全球变化呈现出较为复杂的响应模式。这表明高山河谷环境中发育的风成沉积除了受大区域气候影响外, 还会受到许多局地环境因素的控制, 其对古气候环境的指示意义复杂。

## 参考文献(References)

- [1] Yang Yishou, Li Bingyuan, Yin Zesheng, et al. The formation and evolution of landforms in the Xizang Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 1982, 37(1): 76-87. [杨逸畴, 李炳元, 尹泽生, 等. 西藏高原地貌的形成和演化. *地理学报*, 1982, 37(1): 76-87.]
- [2] Yang Yishou. Aeolian landform on the banks of river valley: Case study in Yalu Tsangpo River Valley. *Journal of Desert Research*, 1984, 4(3): 12-16. [杨逸畴. 雅鲁藏布江河谷风沙地貌的初步观察. *中国沙漠*, 1984, 4(3): 12-16.]
- [3] Dong Zhibao, Hu Guangyin, Qian Guangqiang, et al. High-Altitude aeolian research on the Tibetan Plateau. *Reviews of Geophysics*, 2017, 55(4): 864-901.
- [4] Dong Zhibao, et al. Tibetan Plateau Atlas of Aeolian Geomorphology. Xi'an: Xi'an Map Publishing House, 2017: 1-91. [董治宝, 等. 青藏高原风沙地貌图集. 西安: 西安地图出版社, 2017: 1-91.]
- [5] Sun Jimin, Li Shenghua, Daniel R. Muhs, et al. Loess sedimentation in Tibet: Provenance, processes, and link with Quaternary glaciations. *Quaternary Science Reviews*, 2007, 26: 2265-2280.
- [6] Li Sen, Dong Guangrong, Shen Jianyou, et al. Formation mechanism and development pattern of aeolian sand landform in Yarlung Zangbo River Valley. *Science China Earth Sciences*, 1999, 42(3): 272-284.
- [7] Lai Zhongping, Kaiser Knut, Bruckner Helmut. Luminescence-dated aeolian deposits of Late Quaternary age in the southern Tibetan Plateau and their implications for landscape history. *Quaternary Research*, 2009, 72: 421-430.
- [8] Kaiser Knut, Lai Zhongping, Schneider Birgit, et al. Stratigraphy and palaeoenvironmental implications of Pleistocene and Holocene aeolian sediments in the Lhasa area, southern Tibet (China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, 271: 329-342.
- [9] Li Sen, Wang Yue, HaSi, et al. Classification and development of aeolian sand landform in the Yurlung Zangbo valley. *Journal of Desert Research*, 1997, 17(4): 342-350. [李森, 王跃, 哈斯, 等. 雅鲁藏布江河谷风沙地貌分类与发育问题. *中国沙漠*, 1997, 17(4): 342-350.]
- [10] Zhou Na, Zhang Chunlai, Wu Xiaoxu, et al. The geomorphology and evolution of aeolian landforms within a river valley in a semi-humid environment: A case study from Mainling valley, Qinghai-Tibet Plateau. *Geomorphology*, 2014, 224: 27-38.
- [11] Shen Weishou, Li Haidong, Sun Ming, et al. Evolution of aeolian sand in the source region of China's Yarlung Zangbo river. *Environmental Science & Technology*, 2010, 2: 344-351.
- [12] Shen Weishou, Li Haidong, Sun Ming, et al. Dynamics of aeolian sandy land in the Yarlung Zangbo River Basin of Tibet, China from 1975 to 2008. *Global and Planetary Change*, 2012, 86/87: 37-44.
- [13] Li Qing, Zhang Chunlai, Shen Yaping, et al. Developing trend of aeolian desertification in China's Tibet Autonomous region from 1977 to 2010. *Environmental Earth Sciences*, 2016, 75: 894-905.
- [14] Li Chaoliu, Kang Shichang, Zhang Qiangong, et al. Rare earth elements in the surface sediments of the Yarlung Tsangbo (Upper Brahmaputra River) sediments, southern Tibetan Plateau. *Quaternary International*, 2009, 208: 151-157.
- [15] Du Shisong, Wu Yongqiu, Tan Lihua, et al. Geochemical characteristics of fine and coarse fractions of sediments in the Yarlung Zangbo River Basin (southern Tibet, China). *Environmental Earth Sciences*, 2018, 77: 336-347.
- [16] Georg Stauch. Geomorphological and palaeoclimate dynamics recorded by the formation of aeolian archives on the Tibetan Plateau. *Earth-Science Reviews*, 2015, 150: 393-408.
- [17] Lehmkuhl F, Klinge M, Rees-Jones J, et al. Late Quaternary aeolian sedimentation in central and south-eastern Tibet. *Quaternary International*, 2000, 68-71: 117-132.
- [18] Wu Haifeng, Lu Huayu, Zhang Hanzhi, et al. A climate event at about 12 ka BP revealed by loess deposit in middle reaches of Yarlung Zangbo River, southern Tibetan Plateau, China. *Journal of Desert Research*, 2016, 36(3): 616-622. [吴海锋, 鹿化煜, 张瀚之, 等. 雅鲁藏布江中游 12 ka BP 前后的黄土堆积及其气候意义. *中国沙漠*, 2016, 36(3): 616-622.]
- [19] Li Tuoyu, Wu Yongqiu, Du Shisong, et al. Geochemical characterization of a Holocene aeolian profile in the Zhongba area (southern Tibet, China) and its paleoclimatic implications. *Aeolian Research*, 2016, 20: 169-175.
- [20] Pan Meihui, Wu Yongqiu, Zheng Yinghua, et al. Holocene aeolian activity in the Dinggye area (southern Tibet, China). *Aeolian Research*, 2014, 12: 19-27.

- [21] Hu Haiping, Feng Jinliang, Chen Feng. Sedimentary records of a palaeo-lake in the middle Yarlung Tsangpo: Implications for terrace genesis and outburst flooding. *Quaternary Science Reviews*, 2018, 192: 135-148.
- [22] Liu Weiming, Lai Zhongping, Hu Kaiheng, et al. Age and extent of a giant glacial-dammed lake at Yarlung Tsangpo gorge in the Tibetan Plateau. *Geomorphology*, 2015, 246: 370-376.
- [23] Zhang Jifeng, Feng Jinliang, Hu Gang, et al. Holocene proglacial loess in the Ranwu valley, southeastern Tibet, and its paleoclimatic implications. *Quaternary International*, 2015, 372: 9-22.
- [24] Zheng Yinghua, Wu Yongqiu, Li Sen, et al. Grain-size characteristics of sediments formed since 8600 yr BP in middle reaches of Yarlung Zangbo River in Tibet and their paleoenvironmental significance. *Chinese Geographical Science*, 2009, 19(2): 113-119.
- [25] Zheng Yinghua. The response of aeolian activity to climatic change in Holocene on the Qinghai-Tibet Plateau: Take middle reaches of Yarlung Zangbo River in Tibet and Gonghe basin in Qinghai Province for example [D]. Beijing: Beijing Normal University, 2009: 20-41. [郑影华. 青藏高原典型区全新世风沙活动对气候变化的响应: 以藏南雅鲁藏布江中游宽谷区和青海共和盆地为例[D]. 北京: 北京师范大学, 2009: 20-41.]
- [26] Jin Heling, Dong Guangrong, Liu Yuzhang, et al. The sand field evolution and climatic changes in the middle course area of Yarlung Zangbo River in Tibet, China since 0.8 Ma BP. *Journal of Desert Research*, 1998, 18(2): 97-104. [靳鹤龄, 董光荣, 刘玉璋, 等. 0.8 Ma BP 以来西藏雅鲁藏布江中游地区沙地演化和气候变化. *中国沙漠*, 1998, 18(2): 97-104.]
- [27] Yao Tandong, Thompson L, Yang Wei, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nature Climate Change*, 2012, 2: 663-667.
- [28] Hou Juzhi, William J D'Andrea, Wang Mingda, et al. Influence of the Indian monsoon and the subtropical jet on climate change on the Tibetan Plateau since the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 163: 84-94.
- [29] Lehmkuhl F, Klinge M, Lang A, et al. Late Quaternary glacier advances, lake level fluctuations and aeolian sedimentation in southern Tibet. *Zeitschrift für Geomorphologie (Supplementary Issues)*, 2002, 126: 183-218.
- [30] Jin Heling, Dong Guangrong, Gao Shangyu, et al. Environmental and south-western monsoonal changes in the middle Tibetan Plateau. *Journal of Desert Research*, 2000, 20(3): 234-237. [靳鹤龄, 董光荣, 高尚玉, 等. 距今 30 万年来西藏中部地区环境变化与西南季风变迁. *中国沙漠*, 2000, 20(3): 234-237.]
- [31] Zhou Na, Zhang Chunlai, Liu Yonggang. Variation of grain sizes on a mountain climbing dune in Mainling wide valley, Yarlung Zangbo River. *Geographical Research*, 2012, 31(1): 82-94. [周娜, 张春来, 刘永刚. 雅鲁藏布江米林宽谷段爬坡沙丘粒度分异特征研究. *地理研究*, 2012, 31(1): 82-94.]
- [32] Lang A. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena*, 2003, 51: 209-221.
- [33] Chen Fahu, Wu Duo, Chen Jianhui, et al. Holocene moisture and East Asian summer monsoon evolution in the northeastern Tibetan Plateau recorded by Lake Qinghai and its environs: A review of conflicting proxies. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 154: 111-129.
- [34] Guo Zhengtang. Loess Plateau attests to the onsets of monsoon and deserts. *Scientia Sinica Terrae*, 2017, 47(4): 421-437. [郭正堂. 黄土高原见证季风和荒漠的由来. *中国科学: 地球科学*, 2017, 47(4): 421-437.]
- [35] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 1997, 278: 1257-1266.
- [36] Huang Zhenguo, Zhang Weiqiang. The shift of tropical zone during the Last Glacial Maximum in China. *Acta Geographica Sinica*, 2000, 55(5): 587-595. [黄镇国, 张伟强. 末次冰期盛期中国热带的变迁. *地理学报*, 2000, 55(5): 587-595.]
- [37] Li Yu, Liu Yuan. The response of lake records to the circulation system and climate zones in China since the Last Glacial Maximum. *Acta Geographica Sinica*, 2016, 71(11): 1898-1910. [李育, 刘媛. 末次盛冰期以来中国湖泊记录对环流系统及气候类型的响应. *地理学报*, 2016, 71(11): 1898-1910.]
- [38] Lowe J J, Walker M J C. *Reconstruction Quaternary Environments*. 2nd ed. London: Addison Wesley Longman, 1997: 1-400.
- [39] Xu Daoming, Shen Yongping. On ancient ice-sheet and ice age in the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1995, 17(3): 213-219. [徐道明, 沈永平. 青藏高原的泛冰盖遗迹与冰期. *冰川冻土*, 1995, 17(3): 213-219.]
- [40] Lu Huayu, Yi Shuangwen, Liu Zhengyu, et al. Variation of East Asian monsoon precipitation during the past 21 k. y. and potential CO<sub>2</sub> forcing. *Geology*, 2013, 41(9): 1023-1026.
- [41] Jin Heling, Dong Guangrong, Li Sen, et al. The climate and southwest monsoon change in the middle "One River Two Tributaries" basin, Tibet since 0.80 Ma BP. *Journal of Desert Research*, 1996, 16(1): 9-12. [靳鹤龄, 董光荣, 李森, 等. 800 ka BP 来西藏“一江两河”中游地区的气候与西南季风变化. *中国沙漠*, 1996, 16(1): 9-12.]



- [42] Lu Jingfang, Xiang Shuyuan, Jiang Shangsong, et al. Analysis of soil granularity at Dazhuka county, Rikeze. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2008, 22(5): 80-85. [路晶芳, 向树元, 江尚松, 等. 西藏日喀则末次冰期风成黄土粒度分析及其意义. *干旱区资源与环境*, 2008, 22(5): 80-85.]
- [43] Lu Huayu, Zhou Yali, J Mason, et al. Late quaternary climatic changes in northern China: New evidences from sand dune and loess records based on optically stimulated luminescence dating. *Quaternary Sciences*, 2006, 26(6): 888-894. [鹿化煜, 周亚利, J Mason, 等. 中国北方晚第四纪气候变化的沙漠与黄土记录: 以光释光年代为基础的直接对比. *第四纪研究*, 2006, 26(6): 888-894.]
- [44] Jin Jianhui. Developmental chronology of sand dunes in Fujian coast and its environmental implication [D]. Fuzhou: Fujian Normal University, 2017: 1-25. [靳建辉. 福建海岸沙丘发育年代学及其环境意义[D]. 福州: 福建师范大学, 2017: 1-25.]
- [45] JiaYulian, Shi Yafeng, Ma Chunmei, et al. Comparison of palaeoclimatic oscillations in Asian and African monsoon areas since 40 ka BP and pan-lake period of Tibetan Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 2004, 59(6): 829-840. [贾玉连, 施雅风, 马春梅, 等. 40 ka BP 以来季风演化趋势及青藏高原泛湖期. *地理学报*, 2004, 59(6): 829-840.]
- [46] Alivernini M, Lai Z, Frenzel P, et al. Late Quaternary lake level changes of Taro Co and neighbouring lakes, southwestern Tibetan Plateau, based on OSL dating and ostracod analysis. *Global & Planetary Change*, 2018, 166: 1-18.
- [47] Qiang Mingrui, Jin Yanxiang, Liu Xingxing, et al. Late Pleistocene and Holocene aeolian sedimentation in Gonghe Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: Variability, processes, and climatic implications. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 132: 57-73.
- [48] Zhang Yuzhu, Huang Chunchang, Chen Yinglu, et al. Age and provenance of Younger Dryas paleo-aeolian sand layers in the Jin-Shan Gorges of the Yellow River. *Acta Geographica Sinica*, 2017, 72(5): 790-803. [张玉柱, 黄春长, 陈莹璐, 等. 新仙女木期黄河晋陕峡谷古风成沙层年代及其物质来源. *地理学报*, 2017, 72(5): 790-803.]
- [49] Ling Zhiyong, Chen Liang, Lu Baoliang, et al. Chronology and provenance of the nebkhas around salt lakes in the Qaidam basin and their environmental implication. *Quaternary Sciences*, 2018, 38(3): 611-622. [凌智永, 陈亮, 芦宝良, 等. 柴达木盆地盐湖周边灌丛沙丘年代、物源与环境. *第四纪研究*, 2018, 38(3): 611-622.]
- [50] Lancaster N, Yang X, Thomas D. Spatial and temporal complexity in Quaternary desert datasets: implications for interpreting past dryland dynamics and understanding potential future changes. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 78: 301-302.
- [51] Herzschuh U. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years. *Quaternary Science Review*, 2006, 25, 163-178.
- [52] Johnsen S J, Dahl-Jensen D, Gundestrup N, et al. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. *Journal of Quaternary Science*, 2001, 16: 299-307.
- [53] Deplazes G, Lückge A, Larry C P et al. Links between tropical rainfall and North Atlantic climate during the last glacial period. *Nature Geoscience*, 2013: 1-5. Doi: 10. 1038/NGEO1712
- [54] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10: 297-317.
- [55] Wang Ping, Scherler D, Jing Liuzeng, et al. Tectonic control of Yarlung Tsangpo Gorge revealed by a buried canyon in southern Tibet. *Science*, 2014, 346(6212): 978-981.
- [56] Bird B W, Polisar P J, Lei Yanbin, et al. A Tibetan lake sediment record of Holocene Indian summer monsoon variability. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 399: 92-102.
- [57] Hou Guangliang, Cao Guangchao, E Chongyi, et al. New evidence of human activities at an altitude of 4000 meters area of Qinghai-Tibet Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 2016, 71(7): 1231-1240. [侯光良, 曹广超, 鄂崇毅, 等. 青藏高原海拔 4000 m 区域人类活动的新证据. *地理学报*, 2016, 71(7): 1231-1240.]
- [58] Liu Xingxing, Song Lei, Jian Yanxiang, et al. History of aeolian deposits in Tibetan Plateau and climate change over Holocene. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2013, 27(6): 41-47. [刘星星, 宋磊, 金彦香, 等. 青藏高原全新世风沙活动历史与环境变化. *干旱区资源与环境*, 2013, 27(6): 41-47.]

## Aeolian sediments and their paleoenvironmental implication in the Yarlung Zangbo catchment (southern Tibet, China) since MIS3

LING Zhiyong<sup>1,2,3</sup>, JIN Jianhui<sup>4</sup>, WU Duo<sup>1</sup>, LIU Xiangjun<sup>2,3</sup>,  
XIA Dunsheng<sup>1</sup>, CHEN Fahu<sup>1,5,6</sup>

(1. Key Laboratory of West China's Environmental System, Ministry of Education, College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. Key Laboratory of Comprehensive and Highly Efficient Utilization of Salt Lake Resources, Qinghai Institute of Salt Lakes, CAS, Xining 810008, China; 3. Qinghai Provincial Key Laboratory of Geology and Environment of Salt Lake, Xining 810008, China; 4. College of Geosciences, Fujian Normal University, Fuzhou 350007, China; 5. Key Laboratory of Alpine Ecology and Biodiversity, Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100101, China; 6. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China)

**Abstract:** The aeolian deposits in the Yarlung Zangbo catchment are widely developed, and its sedimentary development model is complex. The climatic implication and chronological boundary of the aeolian sediments are not clear enough. Therefore, from the perspective of the whole basin, this paper comprehensively analyzed the development mechanism and mode of the aeolian sediments in different regions. At the same time, the chronological data of aeolian deposition is normalized and compared with the classical curve of global climate. The results show that: (1) The aeolian deposits in the basin have prevailing wind field development patterns and local wind field development patterns, and different patterns of aeolian sediments have different indications for the environment. (2) The aeolian sediments in the basin are mostly deposited in the Last Glacial Maximum (LGM), which mainly developed in different periods since the Late Glacial Period (15 ka BP), and the rich source of alluvial debris may be the main controlling factor of the aeolian activities. The aeolian sediments forming in the earlier time were brought into the river and failed to be preserved due to the warming climate and the erosion transport caused by glacial ablation after the LGM. (3) Since the LGM, the aeolian deposition process of Yarlung Zangbo has been controlled by the regional and global paleoclimate environment, and the fluctuations are drastic. The aeolian sedimentary process of different climate stage have different records to the 30°N summer insolation, the Indian monsoon and westerly winds change signal, but have a better response to the Younger Dryas (YD), global cold event. In short, the sedimentary process of Yarlung Zangbo is similar with that of the other regions on the Tibetan Plateau, and both recorded the global paleoclimatic change, but have its regional uniqueness. 4) The strong accumulation process of aeolian sediments in the Yarlung Zangbo catchment is not a simple correspondence with the global classical climate curve, and it presents a more complex response pattern to global climate change, which shows that the aeolian deposition process of the alpine valley environment is not only affected by the climate of the large area, but also controlled by many local environmental factors. Their relation with the paleoclimatic environment is complex.

**Keywords:** aeolian sediments; chronology; paleoclimate and paleoenvironment; Yarlung Zangbo catchment; MIS3