

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2022.0113

ZHANG Yue, XU Xiangke, SUN Yaqing. Paleoglacial and paleoclimate reconstructions during the Last Glacial Maximum in the Basongcuo Catchment and Pai Valley, southeastern Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2022, 44(4): 1248–1259. [张越, 许向科, 孙雅晴. 青藏高原东南巴松措流域和派山谷末次冰盛期冰川与气候重建[J]. 冰川冻土, 2022, 44(4): 1248–1259.]

青藏高原东南巴松措流域和派山谷末次冰盛期 冰川与气候重建

张 越^{1,2}, 许向科¹, 孙雅晴^{1,2}

(1. 中国科学院 青藏高原研究所 青藏高原地球系统与资源环境全国重点实验室, 北京 100101; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 末次冰盛期(LGM)时全球大范围降温, 青藏高原冰川大规模扩张, 重建LGM时期古冰川规模对认识高原冰川水资源演化及古气候条件有重要的科学意义。根据青藏高原东南巴松措流域及派山谷两地的冰川地貌及其¹⁰Be暴露年代数据, 本文应用冰川纵剖面模型定量重建了两地冰川在LGM时期的范围、冰储量和平衡线高度(ELA)等参数, 并通过冰川气候模型恢复了LGM时的气候条件。结果表明: 巴松措流域LGM时期的冰川面积约为982.3 km², 是现代冰川面积的4.5倍, 冰储量约为274.4 km³; 派山谷无现代冰川分布, LGM时期的冰川面积达5.76 km², 冰储量约为0.51 km³; LGM时期两冰川的平衡线高度分别为4460–4547 m和3569–3694 m, 与现代冰川相比分别降低了535 m和1034–1184 m。在降水减少60%的情况下, 考虑LGM以来的构造剥蚀对平衡线高度变化的影响, LGM时期巴松措流域和派山谷冰川的夏季平均气温分别比现在低约2.96–4.89 °C和5.09–6.99 °C。

关键词: 青藏高原东南; 末次冰盛期; “GlaRe”模块; 古冰川重建; 古气候

中图分类号: P532 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2022)04-1248-12

0 引言

冰川对气候变化非常敏感^[1], 青藏高原是地球上除南北两极外冰川发育最广泛的区域^[2]。末次冰盛期(Last Glacial Maximum, LGM)发生在距今18~24 ka^[3], 期间全球大范围降温, 两极以及山地冰川大规模扩张。根据古冰川作用形成的地貌能够定量重建古冰川的范围、冰储量和平衡线高度(equilibrium-line altitude, ELA)等参数。将其与现代冰川的相关参数进行对比, 尤其是平衡线高度的变化, 能够进一步应用冰川气候模型可以直接地定量地重建冰期时的气候条件, 最终可以和湖泊孢粉记录等气候代用指标^[4–11]以及大气环流模型^[12–15]的结果互相对比验证。这也是研究冰期时古气候的一种重要思路, 对了解高原上冰川–气候相互作用机制有重要的意义。

青藏高原东南部是高原上海洋型冰川发育最广泛的地区之一^[16], 主要受印度季风控制^[17], 是了解印度季风与冰川变化关系的关键区域。Hu等^[18–19]通过¹⁰Be暴露测年方法测得了青藏高原东南地区巴松措流域与南迦巴瓦峰附近的派山谷冰川作用的时间。另外, 在巴松措流域, Hu等^[18]还应用光释光(OSL)测年技术测定了冰碛物的年代。其中,¹⁰Be暴露测年法所测得的是冰川形成该规模的最小年代, 而OSL法测得的是冰碛物的沉积年代, Hu等^[18]综合判定此次冰川作用发生在LGM时期, 并根据侧碛–终碛等地貌大致限定了LGM冰川作用的范围, 并估算了当时的ELA。由于大多情况下冰川地貌存在缺失或者后期地质改造而退化的情况^[20], 而冰川平衡剖面模型仅需要部分保存下来的地貌证据即可完成对古冰川规模的重建, 因此最好将这些地貌、地形证据与数值模型方法相结合用

收稿日期: 2022-04-11; 修订日期: 2022-07-23

基金项目: 国家自然科学基金项目(42071002; 41771019)资助

作者简介: 张越, 硕士研究生, 主要从事第四纪冰川与气候变化研究. E-mail: xback1122zy@163.com

通信作者: 许向科, 研究员, 主要从事冰川与环境演化研究. E-mail: xkxu@itpcas.ac.cn

于古冰川的重建工作^[21]。对于稳定态冰川的模拟,冰川纵剖面模型与高阶冰流模型运行结果极其相似^[22],而且所需参数少且易于获得,运算简单快捷。因此,近年来冰川平衡纵剖面模型在对青藏高原范围内的古冰川重建方面受到了广泛的应用^[23-32]。本文将以前人的¹⁰Be测年结果为年代学基础,应用冰川平衡纵剖面模型结合有关地貌证据,定量重建这两条冰川在LGM时期的范围、冰储量和ELA等参数,由此进一步恢复该地区LGM时期的气候条件。

1 研究区概况

青藏高原东南部北接念青唐古拉山脉,西接喜

马拉雅山脉,东接横断山脉,最高峰为南迦巴瓦峰,海拔高度为7 782 m(图1)。通过国家气象科学数据中心(<http://data.cma.cn/>)获得的距离研究区最近的林芝(海拔2 993.0 m)、波密(海拔2 737.2 m)、米林(海拔2 951.2 m)3个气象站的气象观测记录,记录显示年平均气温(MAAT)分别为9.1℃、9.0℃和8.8℃,平均年降水量分别为729.7 mm、890.1 mm和708.8 mm,降水主要集中在每年的4月到9月,约占总降水量的73.4%~85.8%(图2),印度季风是该地区主要的水汽来源^[19]。

巴松措流域位于念青唐古拉山脉东段与喜马拉雅山脉交界处的南坡,南迦巴瓦峰西北方向约

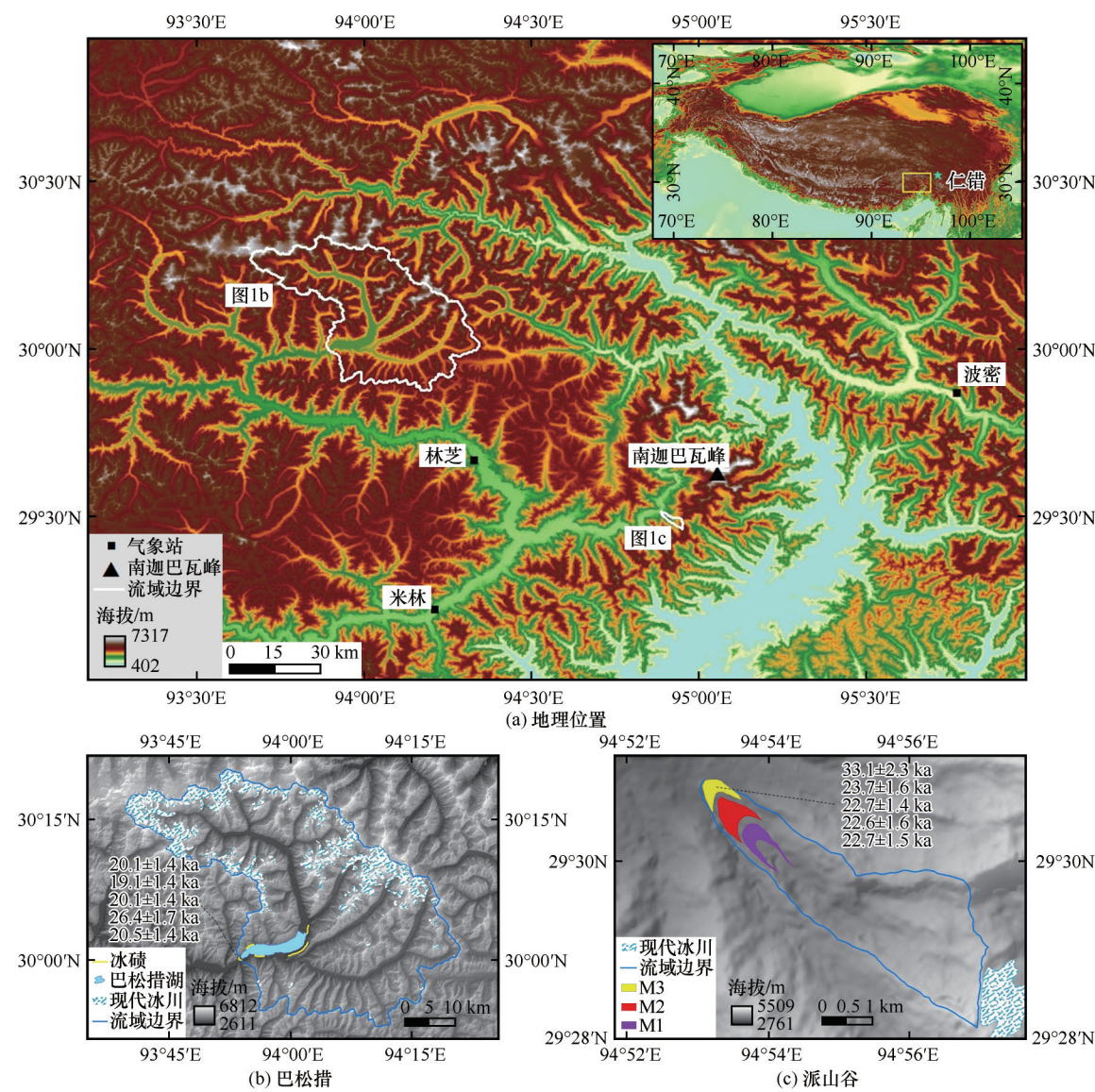


图1 巴松措及派山谷地理位置[图1(b)和图1(c)中数字为测得的¹⁰Be年龄,M1、M2、M3分别代表派山谷保留的三组冰碛]

Fig. 1 Geographical location of the Basongcuo Catchment and Pai Valley [The numbers in Fig. 1(b) and Fig. 1(c) are the ¹⁰Be ages, and M1, M2, and M3 represent the three groups of moraine of Pai Valley, respectively]

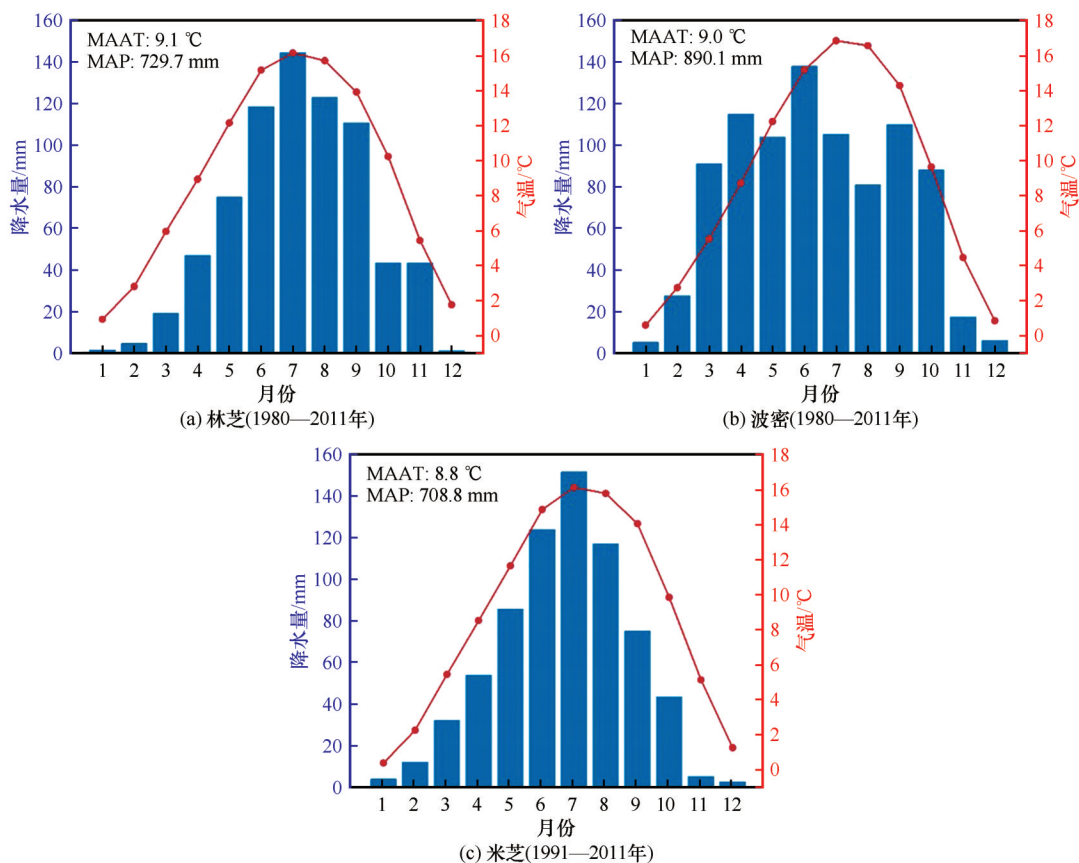


图2 林芝(a)、波密(b)、米林(c)三站月平均气温及月降水量

Fig. 2 Mean monthly air temperature and mean monthly precipitation values for Linzhi (a), Bomi (b) and Milin (c)

115 km 处。根据 GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) 数据, 该流域现代冰川覆盖范围约 220.2 km², 其中冰川面积大于 0.5 km² 的有 82 条。巴松措湖沿岸有一组侧碛和终碛存在, 也是该流域最外围的冰碛, 代表了该流域最广泛的冰川活动。侧碛在湖的南岸保存较好, 长 19 km, 北岸侧碛只有约 2.4 km, 与侧碛构成一体的终碛位于湖的出口处, 由几组冰碛丘陵组成, 表明冰川在该阶段到达巴松措现在的出口位置, 距离主要支流(中措、白兰沟、新措)现代冰川末端分别为~33、~36 和~48 km, 其上分布有花岗岩漂砾。为了约束该次冰期的数值年代, Hu 等^[18]在最外围的丘状终碛顶部采集了 5 个漂砾样品, 使用宇宙成因核素 ¹⁰Be 暴露测年法测得了其暴露年龄, 为了方便统一比较, 本研究利用 CRONUS-Earth 3.0 计算程序 (<http://hess.ess.washington.edu>), Lal (1991)/Stone (2000) 生产率随时间变化的模型^[33-34]重新计算了该组冰碛的 ¹⁰Be 暴露年龄: (20.1±1.4) ka、(19.1±1.4) ka、(20.1±1.4) ka、(26.4±1.7) ka 和 (20.5±1.4) ka (表 1); 另外, Hu 等^[18]对南北两岸的侧碛采集的 23 个沉积样品开展了光释光测年, 结果

显示冰进最大规模在 16~30 ka 之间, 综合判定这组终碛-侧碛形成的年代是 LGM 时期。

派山谷发源于南迦巴瓦峰西坡, 呈 NW 走向, 山谷内分布有三组冰碛, 最外层终碛位于该谷出口, 末端海拔约 2 970 m, 距离现代冰川约 7.1 km, 表面较平坦, 顶部有大量花岗岩漂砾, Hu 等^[19]采集了 5 块花岗岩漂砾样品, 进行 ¹⁰Be 暴露测年法测年, 重新计算后结果分别为 (33.1±2.3) ka、(23.7±1.6) ka、(22.7±1.4) ka、(22.6±1.6) ka 和 (22.7±1.5) ka (表 1), 经过 Peirce 检验后, 33.1 ka 被认为是异常值而剔除, 判定此次冰进发生在距今~23 ka, 即 LGM 时期。

2 数据和方法

本研究所使用的巴松措流域及派山谷的现代冰川范围界定主要依据全球冰川编目资料 (Randolph Glacier Inventory 6.0, RGI 6.0), 可从 GLIMS 数据集 (<http://www.glims.org/>) 获得。冰底地形可以由现代冰川数字高程模型 (Digital Elevation Model, DEM) (<http://www.gscloud.cn/>) 减去现代冰川

表 1 ^{10}Be 年龄重新计算结果
Table 1 The recaculation of ^{10}Be exposure dating results

地区	样品名称	纬度/N	经度/E	海拔/m	样品厚度/cm	^{10}Be 产率/($\times 10^4 \text{ atom}\cdot\text{g}^{-1}$)	^{10}Be 年龄/ka
巴松措	12BSC-18	29.99929°	93.89166°	3 525	3.0	67.26±2.71	20.1±1.4
	12BSC-20	29.99892°	93.89032°	3 476	3.0	61.17±2.53	19.1±1.4
	12BSC-21	29.99913°	93.89017°	3 477	3.5	64.57±2.22	20.1±1.4
	12BSC-22	29.99899°	93.89026°	3 477	4.0	89.76±2.50	26.4±1.7
	12BSC-23	29.99908°	93.89029°	3 477	3.0	66.67±2.04	20.5±1.4
派山谷	15PC-1	29.51333°	94.88781°	3 077	2.0	90.02±3.11	33.1±2.3
	15PC-2	29.51395°	94.88773°	3 073	2.8	63.22±1.83	23.7±1.6
	15PC-3	29.51406°	94.88767°	3 074	1.8	60.78±1.39	22.7±1.4
	15PC-4	29.51429°	94.88750°	3 073	2.8	60.03±2.11	22.6±1.6
	15PC-5	29.51435°	94.88732°	3 072	2.5	60.48±1.60	22.7±1.5

厚度得到,其中现代冰川厚度数据在(<https://www.research-collection.ethz.ch/>)中获得。流域边界由 LGM 终碛垄外围以及流域的分水岭连接绘制,中流线根据冰川谷中等高线上凹凸特征及综合考虑 3D 地形及流域边界手工绘制。由国家气象科学数据中心(<http://data.cma.cn/>)下载得到 1998—2019 年周边 8 个气象站的日值气象数据,处理后计算得到年平均 6—8 月气温及年平均降水量数据。

2.1 古冰川规模重建方法

本研究应用冰川的二维平衡剖面模型方法,沿中心流线重建冰厚。该模型不考虑冰川底部滑动(sliding),冰川流动靠冰川的变形(deformation)来驱动,并假设:冰川为完全塑性体,具有特定的屈服应力(τ_y),要使冰川发生变形运动,其受到的驱动应力(τ_d)应该达到屈服应力的这个门槛,冰的 τ_d 由冰的重量和表面梯度决定。如果驱动应力小于屈服应力,那么冰不会流动,而是通过表面变厚变陡,增加 τ_d 。另一方面,冰面形态会不断调整以保持 τ_d 和 τ_y 二者平衡的状态保持冰川的变形运动。这个状态可以表示为:

$$\tau_y = \tau_d = \rho g H \frac{\partial h}{\partial x} \tag{1}$$

式中: ρ 为冰密度(约为 $900 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$); g 为重力加速度; H 为冰厚; h 为冰面高程; x 为水平坐标(x 轴与冰的流动方向平行,冰川上面的部分为正)。然后,从终碛向上沿冰川逐级迭代求解^[35]:

$$h_{i+1}^2 - h_{i+1}(b_i + b_{i+1}) + h_i(b_{i+1} - H_i) - \frac{2\Delta x \bar{\tau}_{av}}{Fg} = 0 \tag{2}$$

式中: b 为冰川底床高度; Δx 为步长; $\bar{\tau}_{av}$ 为平均基底剪应力; F 为形状因子; i 为迭代次数。对于山谷冰川和其他受地形限制的冰川来说,侧向阻力也可以提供显著的流动阻力,可以将形状因子(F 因子)加

入公式,表示床体所支撑的驱动应力的比例:

$$F = \frac{A}{Hp} \tag{3}$$

式中: A 为冰川截面积; p 为截面积的周长; H 为某一点的冰厚。对于冰盖或冰原等不被约束的冰体, $F=1$ 。

应用以上原理,“GlaRe”工具是在 ArcGIS 中使用的用 Python 编写的程序,根据有限的地貌信息,就可以快速实现上述方程的运算,生成古冰川 3D 表面^[21]。模型至少需输入的参数有:冰底地形 DEM、冰川流线矢量文件。具体操作步骤如下(图 3):

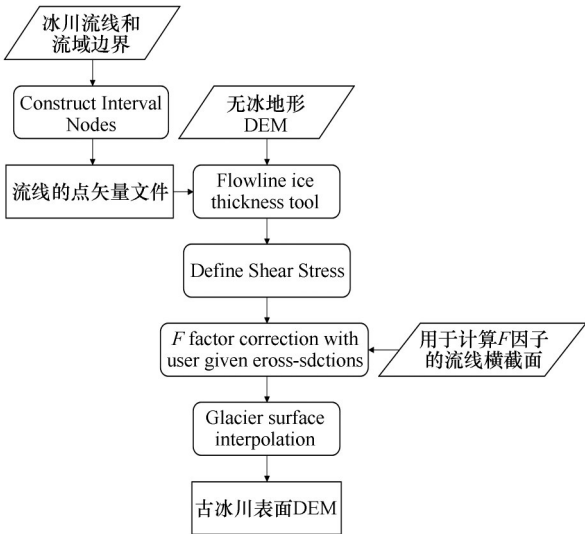


图 3 古冰川重建流程图
Fig. 3 Flow chart of paleo-glacier reconstruction

(1)在图新地球中绘制流线以及冰川流域边界的矢量文件,其中流线的绘制尽可能细致,有利于后期插值的可靠性。需要说明的是,“GlaRe”模块

虽然可以根据终碛垄位置自动生成冰川流线,但对于形状复杂的冰川来说,自动生成的中流线容易出错^[36],因此本研究选择了手动绘制的方法;

(2)使用“Construct Interval Nodes”工具,输入流线,自定义步长,输出流线的点矢量文件;

(3)通过“Define Shear Stress”定义基底剪应力,本研究将剪应力值分别设置为 75 kPa、100 kPa 和 125 kPa,分析其对重建结果的影响;

(4)在“Flowline ice thickness tool”中输入无冰地形和流线的点矢量文件,得到流线逐点的冰厚度;

(5)在冰川流动受地形约束的地方,应用“*F* factor correction with user given cross-sections”,得到考虑 *F* 因子情况下的冰厚度点矢量文件;

(6)最后在“Glacier surface interpolation”中,结合冰川流域范围对冰流线厚度的点矢量文件应用“Topo to raster”插值方法进行插值,得到古冰川的三维表面 DEM;

(7)古冰川厚度可用古冰川表面 DEM 减去无冰地形得到,冰储量可通过 ArcGIS 中的“Surface Volume”求得。

Pellitero 等^[21]对 GlaRe 模块进行了测试,结果显示对冰川储量、表面积和 ELA 的重建误差分别在 25%、20% 和 75 m 以内,考虑 *F* 因子后误差显著降低,分别降至 10%、6% 和 10~15 m 以内。

2.2 古冰川 ELA 计算方法

冰川平衡线指某一时段内冰川上物质平衡为零的所有点的连线,一般有年平衡线或多年平衡线,ELA 即冰川表面平衡线所对应的海拔高度^[37],ELA 以上属于冰川的积累区,以下属于冰川消融区。本研究采用 AAR、AABR 两种方法计算 ELA。AAR 法的原理为:冰川处于稳定状态时,积累区面积占整个冰川面积的比值(AAR 值)是固定的^[38],这样就可以在 GIS 中通过冰川表面积计算冰川的积累区范围,从而确定 ELA。全球范围来看,冰斗和山谷冰川的 AAR 值的范围在 0.5~0.8 之间^[39],张鲜鹤等^[40]研究发现念青唐古拉山脉东段的 AAR 值在 0.5~0.7 之间,而喜马拉雅山脉东段的 AAR 值都在 0.5 以下。AABR 法利用冰川积累区面积以及消融区和积累区物质平衡梯度(冰川消融和积累随海拔高度的变化)的比值,即 BR 值来计算 ELA。Rea^[41]计算了全球具有物质平衡观测记录的冰川 AABR 值,认为全球平均值为 1.75±0.71。由于夏季的高

消融率,建议把 AABR 值为 1.8~2.2 作为中纬度海洋型冰川的代表^[39,41-42]。本研究使用 Pellitero 等^[42]编写的 ArcGIS 模块来实现 ELA 的重建计算,本文分别计算了不同 AAR (0.5~0.7) 和 AABR (1.8~2.2) 值的 ELA 值,通过两种方法对比得出冰川在 LGM 时的 ELA。

2.3 古气候重建方法

鉴于冰川 ELA 对气候变化的敏感性,ELA 的变化值(ΔELA)可以很好地反映气温和降水的变化情况^[43]。Ohmura 等^[44]总结了平衡线处的气温降水关系,建立了平衡线处的气温、降水关系的经验回归模型(P-T 模型)。施雅风等^[45]对中国西部 17 条现代冰川的记录进行研究,得出了 ELA 处的夏季(6—8 月)平均气温(T ,单位:℃)和年降水量(P ,单位:mm)的对数回归模型:

$$T = -15.4 + 2.48 \ln P \quad (4)$$

为了分析方便,另外考虑到 ELA 变化导致的气温变化,将 P-T 模型变形为 ELA 处气温变化与降水变化的关系式:

$$\Delta T = 2.48 \ln(\Delta P) + \frac{\partial T}{\partial Z} \cdot \Delta ELA \quad (5)$$

式中: ΔT 为夏季气温变化量($T_1 - T_2$); ΔP 为年降水量变化百分比(P_1/P_2); T_1 、 P_1 和 T_2 、 P_2 分别代表古今的夏季气温和年降水量。由于气温和降水是决定 ELA 的最重要的因素,本研究采用 ELA 与气候变化(气温和降水)的关系式来进一步约束古气候条件,即 LR 模型^[46-48]:

$$\Delta ELA = \frac{\Delta T - \Delta P \left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)^{-1}_{ELA}}{\frac{\partial P}{\partial Z} \left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)^{-1}_{ELA} - \frac{\partial T}{\partial Z}} \quad (6)$$

式中: ΔELA 、 ΔT 、 ΔP 分别为 LGM 以来的 ELA 的变化量、夏季平均气温变化量和年降水变化量,Ohmura 等^[44]研究了全球 70 条冰川的平衡线上气温降水关系,得出 $\left(\frac{\partial P}{\partial T} \right)^{-1}_{ELA}$ 范围在 $2.5 \times 10^{-3} \sim 3.3 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{mm}^{-1}$, $\frac{\partial P}{\partial Z}$ 和 $\frac{\partial T}{\partial Z}$ 分别表示年降水量、夏季平均气温随海拔的变化情况。本研究假设这些参数在 LGM 时期与现在一致,上述两个经验模型,可以模拟出 LGM 时期的气温和降水的组合情况。

3 结果与讨论

3.1 LGM 时期冰川规模重建

根据冰川地貌学证据,本文应用“GlaRe”模块

模拟得到了LGM时期巴松措流域与南迦巴瓦峰附近的派山谷冰川规模的各项参数。Pellitero等^[21]通过对现代冰川的重建进行模型验证,对比发现用Topo to Raster插值法和克里金插值法及IDW插值法对冰储量和冰川面积的模拟结果相差不大,且对于后期ELA的计算来说Topo to raster法相对更优秀;并且本研究通过实验发现,Topo to raster插值方法得到的冰川表面更加符合冰川的实际形态,因此此次重建均使用该方法进行插值。根据文献^[49],大多选择100 kPa的基底剪应力,如此重建得到的巴松措流域的冰川冰储量达到了274.4 km³,面积达982.3 km²,约是现代冰川的4.5倍;派山谷在LGM时期冰储量达0.51 km³,面积达5.76 km²。而一般冰川的基底剪应力在50~150 kPa之间^[49],考虑到冰底地形的起伏会导致基底剪应力变化,本研究分别选取75 kPa、100 kPa和125 kPa的基底剪应力,重建出两研究区末次冰盛期期间的冰川表面(表2~3)。在巴松措流域,增加或减少25 kPa的基底剪应力重建得到的末次冰盛期时的冰储量与100 kPa相比,得到的冰储量结果相差大概在30%以内,冰川面积的差值在15%以内。统一使用AABR法进行ELA的

计算,得到75 kPa和125 kPa与100 kPa基底剪应力得到的ELA值分别为4 388~4 413 m、4 472~4 497 m和4 580~4 605 m,可以看出差异在84~108 m。派山谷冰川在末次冰盛期时,在100 kPa的基础上上下变化25 kPa,造成的重建得到的冰储量差异也在30%以内,冰川面积的差异在13%以内,AABR计算得到的三种基底剪应力对应的ELA分别为3 566~3 616 m、3 619~3 669 m、3 672~3 722 m,依次相差53 m。可以看出,对巴松措这种复杂的大流域冰川的重建,整体来说基底剪应力的差异会导致重建所得的较大的ELA值差异。由于巴松措湖(最大水深约120 m^[51])和派山谷底碛的影响,重建时所输入的冰底地形在靠近冰川末端处会比LGM时期真实的冰底地形偏高,相应地会导致重建出的冰川在冰舌处厚度偏小。另外,Finlayson^[52]评估了冰流模型在不同底碛及冰川消退后地形改变情形下对冰川厚度重建结果的影响,认为底碛及冰川消退后地形改变对该方法重建的古冰川表面高程整体上有不到1%的影响。将AAR和AABR法计算得到的ELA值取平均,得到LGM时期巴松措流域冰川和派山谷冰川的ELA分别为4 460~4 547 m和3 569~3 694 m。

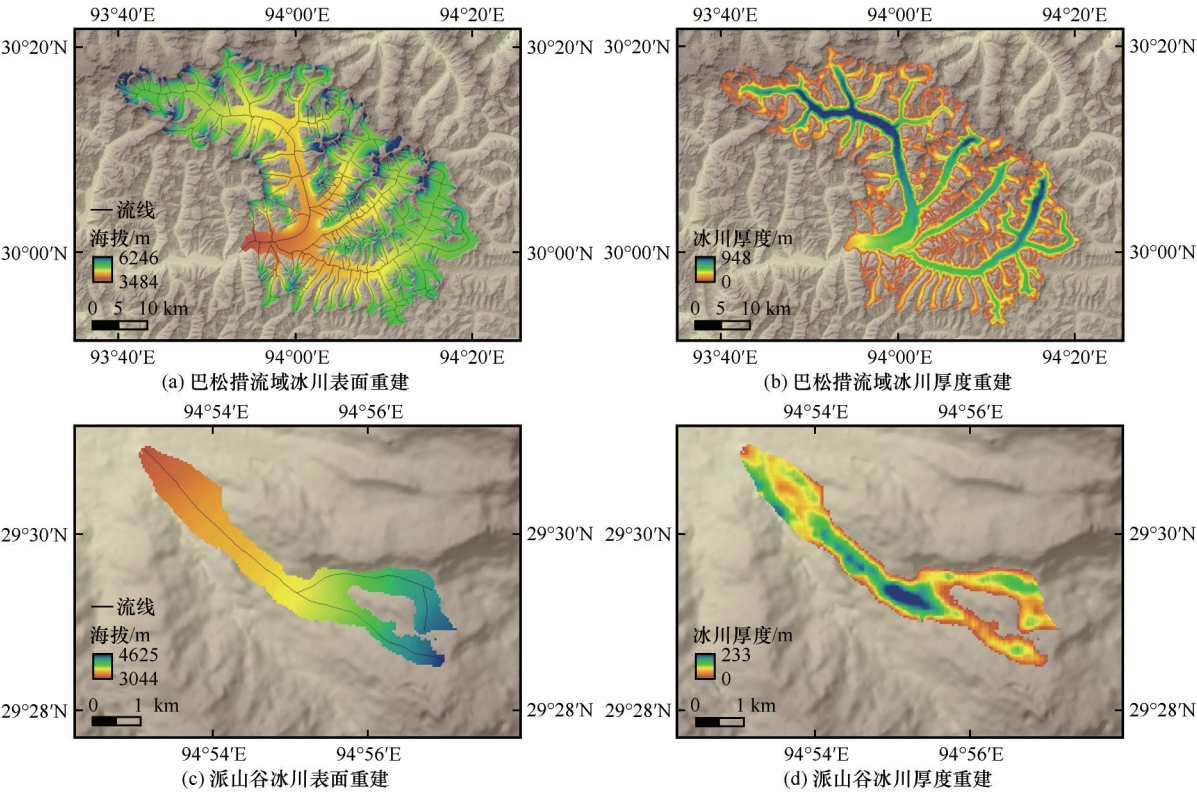


图4 LGM时期巴松措流域[(a),(b)]和派山谷[(c),(d)]冰川表面和厚度重建结果

Fig. 4 The reconstruction of ice surface and thickness of Basongcuo Catchment [(a),(b)] and Pai Valley [(c),(d)]

表2 巴松措冰川流域不同基底剪应力的重建结果
Table 2 Reconstruction of the LGM glaciers of Basongcuo Catchment under different basal shear stresses

基底剪应力/kPa	冰储量/km ³	冰川面积/km ²	ELA*/m
75	197.4	840.6	4 388~4 413
100	274.4	982.3	4 472~4 497
125	357.9	1 109.5	4 580~4 605

注：*为AABR（1.8~2.2）法计算得到的ELA值。

表3 派山谷冰川不同基底剪应力的重建结果
Table 3 Reconstruction of the LGM glaciers of Pai Valley under different basal shear stresses

基底剪应力/kPa	冰储量/km ³	冰川面积/km ²	ELA*/m
75	0.37	5.07	3 566~3 616
100	0.51	5.76	3 619~3 669
125	0.66	6.51	3 672~3 722

注：*为AABR（1.8~2.2）法计算得到的ELA值。

3.2 LGM时期古气候恢复

通过使用AAR和AABR两种方法计算两地在

末次冰盛期时的冰川平衡线高度(表4),可以看出对于两个流域来说AABR法得出的ELA值不确定范围更小,而且两种方法计算得到的ΔELA相差很小,而本研究后期对于气候的模拟主要输入的是ΔELA的值,因此本研究选择AABR法得到的ΔELA值代入模型进行温度和降水条件的计算。为了尽量减小系统误差,现代ELA也将冰面DEM输入模型进行计算,其中得到巴松措流域和派山谷的ΔELA分别为535 m和1 059 m。其中由于谷源部分地形陡峭,派山谷内已无现代冰川发育,仅有少量季节性积雪,因此其现代ELA是通过输入相邻冰川表面计算得到的。本研究重建得到的巴松措地区的ΔELA与Hu等^[18]的估算结果小约155 m,由于本研究和华等^[18]对于巴松措流域范围的划定有一定差别,可能是造成该差异的原因。而本文对派山谷地区ΔELA重建结果比Hu等^[18]的估算结果大150 m左右,除了底碛的影响外,对于ELA计算方法的不同以及现代冰川ELA的确定也可能是造成该差异的原因。

表4 研究区LGM时期冰川平衡线高度重建结果(单位:m)
Table 4 ELA reconstruction during LGM in the study area (unit: m)

冰川流域	AAR法	AABR法	现代ELA	ΔELA	误差 ^b	ΔELA(Hu等 ^[18-19])
巴松措流域	4 447~4 597	4 472~4 497	5 007~5 032	535	±12.5	690
派山谷	3 519~3 719	3 619~3 669	4 703 ^a	1 059	±25	895

注：a. 派山谷已无现代冰川发育，这里选择邻近冰川计算ELA；b. 此误差为“GlaRe”的系统误差。

利用研究区附近的八个气象站点的气象观测数据(表5),线性拟合得到该区域1998—2019年的平均夏季气温($T, ^\circ\text{C}$)随海拔(z, m)的变化情况,即夏季气温递减率($\frac{\partial T}{\partial z}=4.0\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$):

$$T = -0.004z + 28.3, R^2 = 0.83 \tag{7}$$

研究区的降水量(P, mm)随海拔(z, m)升高而降低^[50],利用上述八个站点的气象数据计算得到1998—2019年平均的年降水量梯度($\frac{\partial P}{\partial z}=-224\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$),可拟合成以下关系式:

$$P = -0.224z + 1327.5, R^2 = 0.49 \tag{8}$$

本研究将ΔP设定为现代降水量的30%~70%^[53], $\frac{\partial T}{\partial z}$ 和 $\frac{\partial P}{\partial z}$ 取值来自公式(7)、(8), $\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)^{-1}_{\text{ELA}}$ 的值设定为 $(2.9\pm0.4)\times10^{-3}\text{ }^\circ\text{C}\cdot\text{mm}^{-1}$,代入模型[式(6)],得到了LGM时期两地冰川平衡线处的气温和降水组合(图5)。可以看出,降水减少30%~70%的情况下,不考虑参数引起的不确定性,要达到

LGM时期的冰川规模,巴松措流域和派山谷地区所需要的夏季平均气温分别比现在低2.14~2.59℃和4.08~4.78℃,可以看出气温的降低是LGM时期青藏高原东南地区发生冰进的主要驱动力。

仁错湖(30.73°N, 96.68°E, 海拔4 450 m, 图1)的孢粉记录显示LGM时期青藏高原东南的地区年降水量是现在的40%^[54],在这样的降水条件下,LR模型模拟得到巴松措和派山谷地区LGM时期的气温分别比现在降低了2.48℃和4.61℃。LR模型的不确定性主要由参数 $\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)^{-1}_{\text{ELA}}$ 和ΔELA决定,

由模型构成可以看出,参数大小引起的模拟结果的不确定性主要与降水梯度和ΔP有关,其范围为±0.05℃;由ΔELA的不确定性引起的结果的不确定性主要体现在派山谷地区,约为±0.08℃,主要与气温递减率和降水梯度有关,不随ΔP变化而变化。

P-T模型模拟结果显示(图5),在LGM时期降水量是现在降水量40%的情况下,巴松措和派山谷

表5 本研究所用气象站点气象数据(1998年1月—2019年12月)概要

Table 5 Summary of the modern climate data (1998-01—2019-12) for meteorological stations used in the study					
气象站名称	纬度/N	经度/E	海拔/m	年平均夏季气温(<i>T</i>)/℃	年平均降水量(<i>P</i>)/mm
那曲	92.04°	31.29°	4 507	9.5	454.9
泽当	91.46°	29.16°	3 560	16.3	390.1
江孜	89.36°	28.55°	4 040	12.9	277.3
丁青	95.36°	31.25°	3 873	12.3	640.2
洛隆	95.50°	30.45°	3 640	14.5	399.4
波密	95.46°	29.52°	2 736	16.7	822.8
林芝	94.20°	29.40°	2 992	16.1	673.4
左贡	97.50°	29.40°	3 780	13.2	444.3

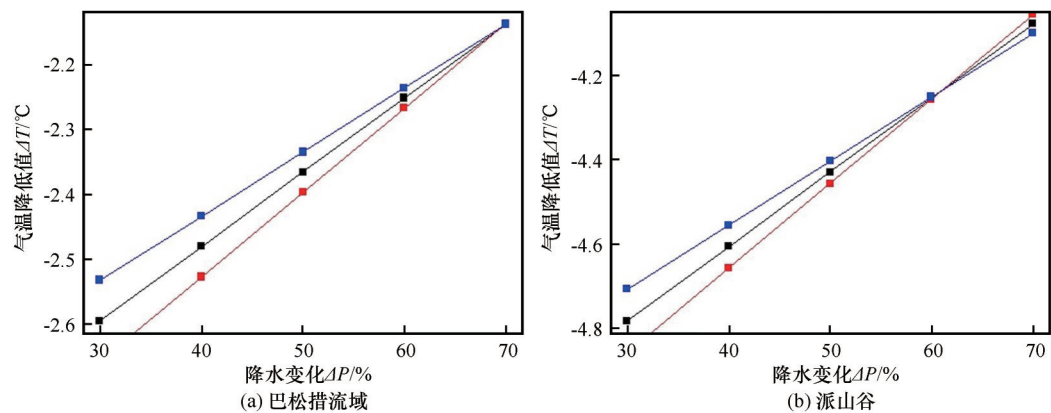


图5 LR模型模拟结果(红色、黑色、蓝色分别代表 $\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)^{-1}_{\text{ELA}}$ 的值为 $3.3\times10^{-3}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mm}^{-1}$ 、 $2.9\times10^{-3}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mm}^{-1}$ 、 $2.5\times10^{-3}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mm}^{-1}$)

Fig. 5 Simulation results of LR model (The red lines were plotted by using $\left(\frac{\partial P}{\partial T}\right)^{-1}_{\text{ELA}}$ value of $3.3\times10^{-3}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mm}^{-1}$, the black lines by $2.9\times10^{-3}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mm}^{-1}$, and the blue lines by $2.5\times10^{-3}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{mm}^{-1}$)

地区的夏季气温分别较现代低4.41℃和6.51℃。P-T模型的不确定性主要由ΔELA的不确定性决定,主要体现在派山谷地区,且只与气温递减率有关,不确定性值为0.1℃。由于LGM以来研究区所在地块以至少5mm·a⁻¹速率遭受侵蚀^[55],因此本研究使用120m的剥蚀来修正ELA的计算,因此ΔELA结果可能被低估(不超过4%)。此外考虑到气温递减率(4.0℃·km⁻¹)下,由于侵蚀所引起的温度变化的不确定性,最终降温大小大约被低估0.48℃。因此经过校正后,巴松措和派山谷LGM时期温度比现在分别降低了2.96~4.89℃和5.09~6.99℃。

以上通过LR和P-T模型计算得到了LGM时期两地可能的气候情景,这些气温和降水组合有助于评估其他气候代用指标的定量重建结果。由海登湖和仁错的高分辨率孢粉记录可知,青藏高原东南地区LGM期间与现在相比,7月气温降低了2~5℃,年降水量减少60%^[54]。25次古气候模拟比较计划(Paleoclimate Modelling Intercomparison Project,

PMIP)的平均值显示LGM时期研究区年平均气温约比现代低4.0~4.5℃,年降水量相对现代减少约15%^[14],本研究重建的LGM时期的气温与孢粉记录和PMIP模拟结果相差不大。Xu等^[56]通过重建念青唐古拉山脉西段东南坡LGM时期的冰川规模,得到当时比现代气温低2.9~4.6℃。Chen等^[57]计算得到青藏高原东南帕隆藏布流域五条冰川LGM时期的ΔELA平均为917m,并重建得到当时的夏季气温至少比现在低6.3℃。Zhou等^[58]重建得到波堆藏布LGM时期的ΔELA约为600m,重建得到LGM时期气温比现在低6.6℃左右,这与本研究所重建的派山谷地区的ΔELA和气温下降值很相似,但很明显,巴松措流域LGM时期的ΔELA、气温变化相比以上偏小,这可能是因为重建的两个流域的冰川发生在LGM时期内不同的阶段,但整体来看,两地LGM气温下降值的重建结果均处于以往研究所重建得到的气温下降值的范围内。

从¹⁰Be年龄来说,巴松措流域冰川约在19~

20 ka 达到现在湖出口的位置,而派山谷的冰碛¹⁰Be 年代学结果显示冰川前进发生在末次冰盛期早期 (~23 ka),恰好为古里雅冰芯连续记录显示的 LGM 最低温所出现的时段^[53],两地区的气温和降水组合体现了青藏高原东南地区具体到 LGM 不同阶段的气候状况(图 5~6)。另外,张廉卿等^[59]对念青唐古拉山西段冰川的研究发现平衡线高度变化主要受气候因素的影响,两地均在印度季风控制区,相对来说派山谷更靠近高原边缘,相比巴松措受到印度季风的影响更大,降水更加充沛,平衡线高度上升快。本

研究的结果也支持了前人的工作,即从高原边缘到内部,从东南到西北 LGM 期间的 ΔELA 逐渐减小^[1]。除气候因素外,两地冰川的范围以及冰底地形的复杂性都有很大不同,尤其是研究区位于东喜马拉雅构造结,地形复杂陡峻,这些因素也会对平衡线高度变化量造成一定的影响。总的来说,气温降低是该地区 LGM 时期 ELA 下降的主要原因,即在气候干燥(冰川积累量减少)的情况下,足够的低温增加了积累区面积并减少了冰川的消融^[60],使冰川净积累增加,从而导致该时期冰川发生大规模冰进。

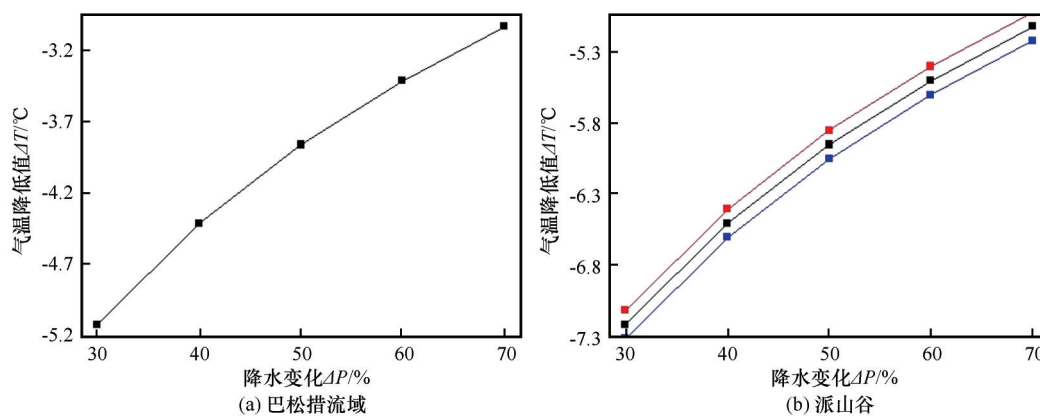


图 6 P-T 模型模拟结果(图中红蓝色线为 ΔELA 不确定性造成的模拟结果的不确定性边界值)

Fig. 6 Simulation results of P-T model (The red and blue lines represent the uncertainty boundary values of the simulation results caused by the uncertainty of ΔELA , respectively)

4 结论

本文根据冰川地貌证据,应用“GlaRe”模块,对 LGM 时期青藏高原东南的巴松措流域以及派山谷流域的冰川进行了重建,得到以下结论:

(1) 100 kPa 的基底剪应力下,重建得到末次冰盛期时巴松措流域的冰川面积达到 982.3 km²,约是现代冰川的 4.5 倍,冰储量约为 274.4 km³;派山谷无现代冰川分布,其 LGM 时期的冰川面积达 5.76 km²,冰储量约为 0.51 km³。由 AAR 法和 AABR 法计算得到的 LGM 时期两冰川的平衡线高度分别为 4 460~4 547 m 和 3 569~3 694 m,相比现在分别降低了 535 m 和 1 034~1 184 m。

(2) 基于冰川 ELA 的变化,结合仁错湖花粉记录显示的降水信息,运用冰川气候模型,得到了 LGM 时期两流域冰川平衡线处的气温和降水组合。在降水减少 60% 的情况下,考虑到 LGM 以来的构造剥蚀对平衡线高度变化的影响,模拟得到 LGM 时期巴松措流域和派山谷冰川 ELA 处的夏季平均气温

分别比现在低大约 2.96~4.89 °C 和 5.09~6.99 °C。

参考文献(References):

- [1] Shi Yafeng, Cui Zhijiu, Su Zhen. The Quaternary glaciations and environmental variations in China[M]. Shijiazhuang: Hebei Science and Technology Press, 2006. [施雅风, 崔之久, 苏珍. 中国第四纪冰川与环境变化[M]. 石家庄: 河北科学技术出版社, 2006.]
- [2] Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. Nature Climate Change, 2012, 2(9): 663-667.
- [3] Mix A C, Bard E, Schneider R. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG)[J]. Quaternary Science Reviews, 2001, 20(4): 627-657.
- [4] Zhu Liping, Zhen Xiaolin, Wang Junbo, et al. A similar to 30,000-year record of environmental changes inferred from Lake Chen Co, Southern Tibet[J]. Journal of Paleolimnology, 2009, 42(3): 343-358.
- [5] An Z, Colman S M, Zhou W, et al. Interplay between the westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka[J]. Scientific Reports, 2012, 2(1): 619.
- [6] Wunnemann B, Wagner J, Zhang Y Z, et al. Implications of diverse sedimentation patterns in Hala Lake, Qinghai Province, China for reconstructing Late Quaternary climate[J]. Journal of Paleolimnology, 2012, 48(4): 725-749.
- [7] Nishimura M, Matsunaka T, Morita Y, et al. Paleoclimatic

- changes on the southern Tibetan Plateau over the past 19,000 years recorded in Lake Pumoyum Co, and their implications for the southwest monsoon evolution[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2014, 396: 75-92.
- [8] Zhu Liping, Lü Xinmiao, Wang Junbo, et al. Climate change on the Tibetan Plateau in response to shifting atmospheric circulation since the LGM[J]. *Entific Reports*, 2015.
- [9] Jin Zhangdong, An Zhisheng, Yu Jimin, et al. Lake Qinghai sediment geochemistry linked to hydroclimate variability since the last glacial[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 122: 63-73.
- [10] Ma Qingfeng, Zhu Liping, Lü Xinmiao, et al. Late glacial and Holocene vegetation and climate variations at Lake Tangra Yumco, central Tibetan Plateau[J]. *Global and Planetary Change*, 2019, 174: 16-25.
- [11] Li Yu, Peng Simin, Liu Hebin, et al. Westerly jet stream controlled climate change mode since the Last Glacial Maximum in the northern Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2020, 549: 116529.
- [12] Jiang Dabang, Lang Xianmei, Tian Zhiping, et al. Last glacial maximum climate over China from PMIP simulations[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2011, 309(3/4): 347-357.
- [13] Liu Yonggang, Wu Yubin, Lin Zhongda, et al. Simulated impact of the Tibetan Glacier Expansion on the Eurasian Climate and Glacial Surface Mass Balance during the Last Glacial Maximum[J]. *Journal of Climate*, 2020, 33(15): 6491-6509.
- [14] Lei Jing, Shi Zhengguo, Xie Xiaoning, et al. Seasonal variation of the Westerly Jet over Asia in the Last Glacial Maximum: role of the Tibetan Plateau heating[J]. *Journal of Climate*, 2021, 34(7): 2723-2740.
- [15] Osman M B, Tierney J E, Zhu J, et al. Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum[J]. *Nature*, 2021, 599(7884): 239-244.
- [16] Yang Wei, Yao Tandong, Xu Baiqing, et al. Quick ice mass loss and abrupt retreat of the maritime glaciers in the Kangri Karpo Mountains, southeast Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2008, 53(17): 2091-2095. [杨威, 姚檀栋, 徐柏青, 等. 青藏高原东南部岗日嘎布地区冰川严重损耗与退缩[J]. *科学通报*, 2008, 53(17): 2091-2095.]
- [17] Yao Tandong, Piao Shilong, Shen Miaogen, et al. Chained impacts on modern environment of interaction between Westerlies and Indian Monsoon on Tibetan Plateau[J]. *Bulletin of the Chinese Academy of Sciences*, 2017, 32(9): 976-984. [姚檀栋, 朴世龙, 沈妙根, 等. 印度季风与西风相互作用在现代青藏高原产生连锁式环境效应[J]. *中国科学院院刊*, 2017, 32(9): 976-984.]
- [18] Hu Gang, Yi Chaolu, Zhang Jiafu, et al. Extensive glacial advances during the Last Glacial Maximum near the eastern Himalayan syntaxis[J]. *Quaternary International*, 2017, 443: 1-12.
- [19] Hu Gang, Yi Chaolu, Liu Jinhua, et al. Glacial advances and stability of the moraine dam on Mount Namcha Barwa since the Last Glacial Maximum, eastern Himalayan syntaxis[J]. *Geomorphology*, 2020, 365: 107246.
- [20] Dawson A G. A Devensian medial moraine in Jura[J]. *Scottish Journal of Geology*, 1979, 15(1): 43-48.
- [21] Pellitero R, Rea B R, Spagnolo M, et al. GlaRe, a GIS tool to reconstruct the 3D surface of palaeoglaciators[J]. *Computers & Geosciences*, 2016, 94: 77-85.
- [22] Vieli G, Gudmundsson G H. On estimating length fluctuations of glaciers caused by changes in climatic forcing[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2004, 109: F01007.
- [23] Dong Guocheng, Xu Xiangke, Zhou Weijian, et al. Cosmogenic Be-10 surface exposure dating and glacier reconstruction for the Last Glacial Maximum in the Quemuqu Valley, western Nyainqentanglha Mountains, south Tibet[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2017, 32(5): 639-652.
- [24] Liu Jinhua, Yi Chaolu, Li Yingkui. Reconstruction of the neoglacial glacier in the Qiangyong valley, Mt. Kaluxiong, south Tibet[J]. *Quaternary Sciences*, 2018, 38(2): 348-354. [刘金花, 易朝路, 李英奎. 藏南卡鲁雄峰枪勇冰川新冰期冰川发育探讨[J]. *第四纪研究*, 2018, 38(2): 348-354.]
- [25] Peng Xu, Chen Yixin, Liu Gengnian, et al. Late Quaternary glaciations in the Cogarbu valley, Bhutanese Himalaya[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2019, 34(1): 40-50.
- [26] Xu Xiangke, Dong Guocheng, Pan Baolin. Modelling glacier advances and related climate conditions during the last glaciation cycle in the Kuzigun Valley, Tashkurgan catchment, on the north-west Tibetan Plateau[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2014, 29(3): 279-288.
- [27] Xu X, Glasser N F. Glacier sensitivity to equilibrium line altitude and reconstruction for the Last Glacial cycle: glacier modeling in the Payuwan Valley, western Nyaiqentangulha Shan, Tibetan Plateau[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2015, 440: 614-620.
- [28] Xu Xiangke, Hu Gang, Qiao Baojin. Last glacial maximum climate based on cosmogenic ¹⁰Be exposure ages and glacier modeling for the head of Tashkurgan Valley, northwest Tibetan Plateau[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 80: 91-101.
- [29] Xu Xiangke, Yi Chaolu. Timing and configuration of the Gongga II glaciation in the Hailuoguo Valley, eastern Tibetan Plateau: a glacier-climate modeling method[J]. *Quaternary International*, 2017, 444: 151-156.
- [30] Xu Xiangke, Yao Tandong, Xu Baiqing, et al. Glacial events during the last glacial termination in the Pagele Valley, Qiongmugangri Peak, southern Tibetan Plateau, and their links to oceanic and atmospheric circulation[J]. *Quaternary Research*, 2020, 95: 129-141.
- [31] Xu Xiangke, Yao Tandong, Xu Baiqing, et al. Last Glacial Maximum glacier modelling in the Quemuqu Valley, southern Tibetan Plateau, and its climatic implications[J]. *Boreas*, 2020, 49(2): 286-295.
- [32] Yang Weilin, Han Yesong, Peng Xu, et al. Paleoglacial and paleoclimate reconstructions during the global Last Glacial Maximum in the Longriba area, eastern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Mountain Science*, 2021, 18(2): 307-322.
- [33] Lal D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 104: 424-439.
- [34] Stone, John O. Air pressure and cosmogenic isotope production[J]. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 2000, 105(B10): 23753-23759.
- [35] Benn D I, Evans D. *Glaciers and glaciation*[M]. 2nd ed. London: Hodder Education, 2010.
- [36] Carrivick J L. Modelling coupled hydraulics and sediment transport of a high-magnitude flood and associated landscape change[J]. *Annals of Glaciology*, 2007, 45: 143-154.
- [37] Qin Dahe, Yao Tandong, Ding Yongjian, et al. *Glossary of cryosphere science*[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2014: 70-71. [秦大河, 姚檀栋, 丁永建, 等. *冰冻圈科学辞*

- 典[M]. 北京: 中国气象出版社, 2014: 70-71.]
- [38] Meier M, Post A. Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America[J]. International Association of Scientific Hydrology Publications, 1962, 58: 63-77.
- [39] Benn D I, Ballantyne C K. Palaeoclimatic reconstruction from loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills, Scotland[J]. Journal of Quaternary Science, 2005, 20(6): 577-592.
- [40] Zhang Xianhe, Wang Xin, Liu Shiyin, et al. Altitude structure characteristics of the glaciers in China based on the Second Chinese Glacier Inventory[J]. Acta Geographica Sinica, 2017, 72(3): 397-406. [张鲜鹤, 王欣, 刘时银, 等. 基于第二次冰川编目数据的中国冰川高度结构特征分析[J]. 地理学报, 2017, 72(3): 397-406.]
- [41] Rea B R. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions[J]. Quaternary Science Reviews, 2009, 28(3/4): 237-248.
- [42] Pellitero R, Rea B R, Spagnolo M, et al. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes[J]. Computers and Geosciences, 2015, 82: 55-62.
- [43] Benn D I, Lehmkuhl F. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments[J]. Quaternary International, 2000, 65/66: 15-29.
- [44] Ohmura A, Kasser P, Funk M. Climate at the equilibrium line of glaciers[J]. Journal of Glaciology, 1992, 38(130): 397-411.
- [45] Shi Yafeng, Huang Maohuan, Ren Binghui. The overview of glaciers in China[M]. Beijing: Science Press, 1988. [施雅风, 黄茂桓, 任炳辉. 中国冰川概论[M]. 北京: 科学出版社, 1988.]
- [46] Seltzer G O. Climatic interpretation of alpine snowline variations on millennial time scales[J]. Quaternary Research, 1994, 41(2): 154-159.
- [47] Sun Y, Xu X, Zhang L, et al. Numerical reconstruction of three Holocene glacial events in Qiangyong Valley, southern Tibetan Plateau and their implication for Holocene climate changes[J]. Water, 2020, 12(11): 3205.
- [48] Cui Hang, Wang Jie. Models for climatic reconstruction upon glacier equilibrium-line altitude variation[J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2013, 33(4): 17-24. [崔航, 王杰. 基于冰川物质平衡线高度变化的气候重建模型研究[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2013, 33(4): 17-24.]
- [49] Nye J F. The mechanics of glacier flow[J]. Journal of Glaciology, 1952, 2(12): 82-93.
- [50] Lu Chunxia, Wang Ling, Xie Gaodi, et al. Altitude effect of precipitation and spatatial distribution of Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Mountain Research, 2007, 25(6): 655-663. [鲁春霞, 王菱, 谢高地, 等. 青藏高原降水的梯度效应及其空间分布模拟[J]. 山地学报, 2007, 25(6): 655-663.]
- [51] Ma Xuezhi, Wang Yongbo, Zhao Chenchen, et al. Modern sedimentary process of Lake Basomtso in the southeastern Tibetan Plateau and its response to climate change[J]. Journal of Lake Sciences, 2019, 31(4): 1169-1181. [马学志, 王永波, 赵辰辰, 等. 青藏高原东南部巴松措现代沉积过程及其对气候变化的响应[J]. 湖泊科学, 2019, 31(4): 1169-1181.]
- [52] Finlayson A. Digital surface models are not always representative of former glacier beds: palaeoglaciological and geomorphological implications[J]. Geomorphology, 2013, 194: 25-33.
- [53] Shi Yafeng, Zheng Benxing, Yao Tandong. Glaciers and environments during the Last Glacial Maximum (LGM) on the Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1997, 19(2): 97-113. [施雅风, 郑本兴, 姚檀栋. 青藏高原末次冰期最盛时的冰川与环境[J]. 冰川冻土, 1997, 19(2): 97-113.]
- [54] Tang Lingyu, Shen Caiming, Liao Ganbiao, et al. Climatic changes in the southeastern Qinghai-Tibetan Plateau during the Last Glacial Maximum: pollen records from southeastern Tibet[J]. Science in China Series D: Earth Science, 2004, 34(5): 436-442. [唐领余, 沈才明, 廖淦标, 等. 末次盛冰期以来西藏东南部的气候变化——西藏东南部的花粉记录[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34(5): 436-442.]
- [55] Zeitler P K, Meltzer A S, Brown L, et al. Tectonics and topographic evolution of Namche Barwa and the easternmost Lhasa block, Tibet[J]. Geological Society of America Special Papers, 2014, 507: 23-58.
- [56] Xu X K, Pan B L, Dong G C, et al. Last Glacial climate reconstruction by exploring glacier sensitivity to climate on the southeastern slope of the western Nyaiqentanglha Shan, Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology, 2017, 63(238): 361-371.
- [57] Chen R, Zhou S, Lai Z, et al. Luminescence chronology of late Quaternary moraines and Last Glacial Maximum equilibrium-line altitude reconstruction from Parlung Zangbo Valley, south-eastern Tibetan Plateau[J]. Journal of Quaternary Science, 2014, 29(6): 597-604.
- [58] Zhou S, Wang J, Xu L, et al. Glacial advances in southeastern Tibet during late Quaternary and their implications for climatic changes[J]. Quaternary International, 2010, 218: 58-66.
- [59] Zhang Lianqin, Xu Xiangke, Zhang Qian, et al. Glacier change in the western Nyainqentanglha Range, southern Tibet, since the Little Ice Age[J]. Journal of Earth Environment, 2019, 10(6): 567-578. [张廉卿, 许向科, 张骞, 等. 念青唐古拉山西段小冰期以来冰川变化[J]. 地球环境学报, 2019, 10(6): 567-578.]
- [60] Peng Xu, Chen Yixin, Li Yingkui, et al. Late Holocene glacier fluctuations in the Bhutanese Himalaya[J]. Global and Planetary Change, 2020, 187: 103137.

Paleoglacial and paleoclimate reconstructions during the Last Glacial Maximum in the Basongcuo Catchment and Pai Valley, southeastern Tibetan Plateau

ZHANG Yue^{1,2}, XU Xiangke¹, SUN Yaqing^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Tibetan Plateau Earth System, Environment and Resources (TPESER), Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Glaciers are sensitive to climate change, and the Tibetan Plateau (TP) is known as the third pole, where the most extensive glaciers develop on it. The Last Glacial Maximum (LGM) occurred between 18 and 24 ka, during which the glaciers expanded on a large scale as the global cooling. It is of great significance for understanding the evolution of glacial water resources and the paleoclimate conditions of TP to reconstruct the LGM glaciers. Basongcuo Catchment and Pai valley are located in the southeastern TP, which is mainly controlled by the Indian monsoon and is a key area for understanding the relationship between the Indian monsoon and glacier changes. The cosmogenic ^{10}Be exposure dating method has been used to date the moraine in the Basongcuo Catchment and Pai valley, and the results show that there were LGM glacial activities in both places. Based on the glacial geomorphology and their existing ^{10}Be exposure age in Basongcuo Catchment and Pai Valley, a glacier surface profile model was applied to quantitatively reconstruct the ice volume and glacier extent, while previous studies have roughly estimated the glacier area only based on the glacial geomorphology. And the equilibrium line altitude (ELA) of the glaciers during the Last Glacial Maximum was calculated by using the accumulation area ratio (AAR) and area altitude balance ratio (AABR) methods. The 1998—2019 meteorological observation data of eight meteorological stations near the study area obtained from the National Meteorological Data Center showed that the summer temperature lapse rate in the area is $4.0\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$, and the precipitation gradient is $224\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$. Based on these parameters, the climatic conditions in LGM were reconstructed by precipitation-temperature (P-T) empirical regression model and temperature lapse rate (LR) model. The results show that the glacier area of the LGM period in the Basongcuo Catchment is about 982.3 km^2 , which is 4.5 times the area of modern glaciers, and the ice volume is about 274.4 km^3 , there is no modern glacier distribution in the Pai Valley, and the glacier area in the LGM is 5.76 km^2 , the ice volume is about 0.51 km^3 . The ELAs of the two glaciers in the LGM period were $4\,472\sim 4\,497\text{ m}$ and $3\,619\sim 3\,669\text{ m}$, respectively, which is 535 m and $1\,034\sim 1\,184\text{ m}$ lower than modern glaciers. The reconstructed ELAs are broadly similar to that of nearby paleoglaciers. In order to better reconstruct the LGM temperature, this study takes into account the influence of tectonic activities on the depression of ELAs. The block of the study area has been eroded at a rate of at least $5\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ since the LGM. Therefore, this study used a denudation height of 120 m to correct the reconstruction of ELA, so the ΔELA result may be underestimated (by no more than 4%). In addition, considering the uncertainty of the temperature change caused by erosion at the temperature lapse rate ($4.0\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$), the final temperature drop was underestimated by about $0.48\text{ }^{\circ}\text{C}$. Therefore, when the LGM precipitation is roughly 60% lower than that at present and considering the effect of tectonic denudation, the average summer temperature of the glaciers of Basongcuo Catchment and Pai Valley during the LGM period was about $2.96\sim 4.89\text{ }^{\circ}\text{C}$ lower and $5.09\sim 6.99\text{ }^{\circ}\text{C}$ lower than that now. Obviously, the value of ΔELA and temperature changes in the Basongcuo Catchment are relatively small, which may be because the glaciations in the two places occurred at different stages of the LGM period. But on the whole, the reconstruction results of the LGM temperature drop values in the two regions are within the range of that reconstructed from previous studies and are comparable to other paleoclimate records.

Key words: southeastern Tibetan Plateau; Last Glacial Maximum; “GlaRe” module; paleoglacier reconstruction; paleoclimate

(责任编辑: 赵井东)