

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2022.0077

SUN Huan. Reconstruction of paleoclimate by glacier borehole temperatures: a review [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2022, 44(3): 784–794. [孙欢, 王宁练. 基于冰川钻孔温度的古气候重建研究进展[J]. 冰川冻土, 2022, 44(3):784–794.]

# 基于冰川钻孔温度的古气候重建研究进展

孙 欢<sup>1,2</sup>, 王宁练<sup>1,2</sup>

(1. 陕西省地表系统与环境承载力重点实验室, 陕西 西安 710127; 2. 西北大学 城市与环境学院

地表系统与灾害研究院, 陕西 西安 710127)

**摘 要:** 冰川内部温度与过去冰面温度变化密切相关, 因此可以利用冰川钻孔温度对过去冰面温度变化过程进行重建。耦合的热传导-冰流物理模型与相关反演算法, 是基于冰川钻孔温度进行古气候重建研究的理论基础和关键。论文收集了过去三十多年基于冰川钻孔温度进行古气候重建的研究文献, 从冰川钻孔温度对气候变化的响应和古气候重建等方面进行了概述, 并简要讨论了不同反演算法的优劣性和适用条件。尽管很多因素(如太阳辐射、融水等)都会对冰川钻孔温度造成影响, 但两极或高纬地区的冷冰川钻孔温度能较好地反映气候变化历史。目前已通过这些不同地区的冰川钻孔温度, 重建了末次冰期冰盛期以来不同时间尺度的气候变化历史, 同时可与对应的冰芯记录相互印证。此外, 通过冰川钻孔温度可以研究冰川与气温的耦合作用, 并进一步预测冰川对未来气候变化的响应。利用中纬度冷冰川钻孔温度开展古气候重建的研究较少, 未来加深这一方面的研究将有助于揭示中纬度高海拔地区的气候变化状况。

**关键词:** 冰川钻孔温度; 气候变化; 热传导-冰流模型; 温度重建

**中图分类号:** P467      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1000-0240(2022)03-0784-11

## 0 引言

冰面温度变化由于热传导作用向冰川内部传播而形成冰温-深度剖面, 利用冰川钻孔温度可以对一定时间尺度的气候变化历史进行重建。这种方法作为重建古气候的一种重要手段, 已有三十多年的研究历史。事实上, 早在1923年, Lane<sup>[1]</sup>就意识到过去的气候变化会影响地面以下的地温-深度剖面, 由此可重建过去的地表温度变化过程。随后的研究将这种影响认为是恒定地热的一种噪音而被忽略<sup>[2-3]</sup>。直至Lachenbruch和Marshall<sup>[4]</sup>从阿拉斯加冻土的钻孔温度中证实了20世纪的气候变暖, 这种方法才被认可。由于冰流运动和融水的影响, 冰温-深度剖面分析比冻土更为复杂<sup>[5]</sup>。最早利用冰川钻孔温度开展古气候重建研究的是格陵兰南部的Dye3钻孔<sup>[6]</sup>。之后, 由冰川钻孔温度重建不同时间尺度(几十年到上万年)的气候变化历史得到

了广泛的应用, 其中格陵兰中部的GRIP钻孔是直接用于古气候重建研究中深度最深、重建时间最长的钻孔<sup>[7]</sup>。

高纬度或高海拔地区的冰川多处于自然状态, 受人类活动的影响小, 能够真实地反映气候变化状况。这些地区缺乏早期的气象观测资料, 冰川钻孔温度的古气候重建研究可以在一定程度上对其进行弥补。常用的研究方法是通过冰芯的氧稳定同位素记录这一代用指标来进行古气候重建。研究表明, 将冰川钻孔温度的古气候重建结果分别与冰芯记录和已有的气象站数据进行对比, 可以得到一致的温度变化趋势, 说明了冰川钻孔温度研究具有较大的可信度<sup>[8-9]</sup>。

冰芯记录代表过去的大气条件, 具有较高的分辨率, 而钻孔温度则与冰面能量平衡有关。由于热扩散的作用使得冰川钻孔温度的古气候重建研究

收稿日期: 2021-09-24; 修订日期: 2022-01-17

基金项目: 国家自然科学基金项目(41971088); 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK020102)资助

作者简介: 孙欢, 博士研究生, 主要从事冰川气候方面的研究. E-mail: sunhuan@stumail.nwu.edu.cn

通信作者: 王宁练, 教授, 主要从事冰冻圈与全球变化研究. E-mail: nlwang@nwu.edu.cn

具有较低的分辨率。长期气候事件仅在其持续时间超过一定时间长度时才能够被冰川钻孔温度重建。单独气候事件发生的时间越早, 能够被冰川钻孔温度重建所需要持续的时间就越长, 重建结果则归为长期的平均温度变化<sup>[10]</sup>。尽管如此, 与冰芯记录的代用指标不同, 冰川钻孔温度是对冰面能量平衡的直接测量, 对结果不需要进行校正。冰芯记录的窗口太短且短期变化幅度较大, 难以清晰地体现气候的长期变化趋势<sup>[11]</sup>。冰川钻孔温度虽仅能重建气候变化历史的低频趋势, 却可以在一定时间尺度得到完整的温度变化过程。另一方面, 当冰芯记录研究古气候存在其他问题时, 可以通过冰川钻孔温度来进一步研究。例如对比格陵兰 GRIP 冰芯和 GISP2 冰芯, 两者下部 10% 的氧稳定同位素记录相差悬殊, 失去了可对比性, 电导率测量结果说明了两个冰芯之一或二者在上述深度以下都发生了年层不连续或重复出现的部分<sup>[12]</sup>。不仅如此, 由于冰芯氧稳定同位素含量与温度的比值在时间和空间上是变量, 这些限制使冰芯的气候记录研究较为困难<sup>[13]</sup>。Fairbanks<sup>[14]</sup>通过  $^{14}\text{C}$  定年和海平面变化记录的修正说明了格陵兰冰芯可能无法提供可靠的气候变化历史。Salamatin 等<sup>[15]</sup>利用南极 Vostok 钻孔温度对古气候进行重建, 是为了与冰芯记录相比较而确定气候事件的发生时间。在这些情况下, 冰川钻孔温度的古气候重建研究更是十分必要的, 它既可以用于冰芯氧稳定同位素的校正<sup>[16]</sup>, 也可与取自该孔冰芯的气候记录相互印证, 以解决古气候变化研究中存在争论的问题<sup>[14]</sup>。因此, 冰川钻孔温度无疑是古气候研究中一个独立完善的研究工具, 提供了研究气候变化的一种新思路和新方法, 是代用指标重建气候的重要补充。

本文将从模型的建立、影响因素、反演方法、重建结果等角度出发, 综述全球范围近几十年来基于冰川钻孔温度的气候重建工作, 进一步探讨冰川钻孔温度研究中的潜在问题, 为今后的冰川钻孔温度研究提供借鉴。

## 1 冰川钻孔温度对气候的响应与热传导-冰流模型的建立

### 1.1 冰川钻孔温度与气候关系

揭示冰川钻孔温度与气候关系是重建气候变化历史的前提。一般情况下, 冰面以下的温度分布主要由两个过程所决定: 一个是冰面的温度变化,

另一个是冰川底部地热流的影响。在假设地热流恒定的稳态条件下, 冰面温度变化缓慢向下传播, 且作为稳态温度分布的瞬时扰动被记录: 冰面温度的升高导致了冰温-深度剖面的正向扰动, 温度的下降则导致了相应的负向扰动, 如图 1 所示。通过测量冰川钻孔温度可以得到冰温-深度剖面, 其最大扰动深度取决于冰面温度变化的幅度和持续时间, 变化的时间越久远, 影响的深度越深, 向下传播的信号也随着深度的增加而逐渐消逝。通常一年内的季节变化信号向下传播至 10~15 m, 而大约 160 a 的温度变化信号可以达到 150 m 左右<sup>[17]</sup>。考虑到冰流运动的影响, 上述冰面温度变化的传播过程可以由耦合的热传导-冰流模型来描述<sup>[7]</sup>, 该模型以稳态温度分布和冰面温度变化为初始条件和边界条件, 可以计算任意时刻的冰温-深度剖面。与求解模型的正问题不同, 利用冰川钻孔温度重建冰面温度变化过程是由某时刻的冰温-深度剖面求解边界条件, 是一个典型的反问题。

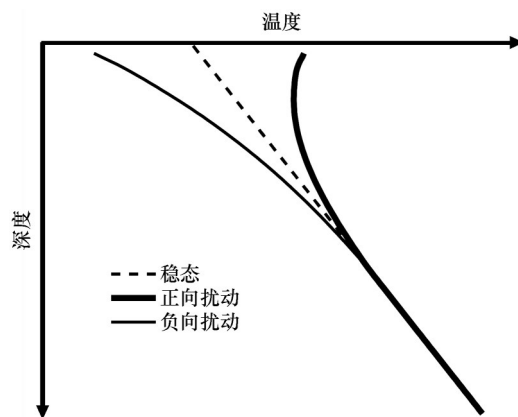


图 1 冰面温度变化对冰温-深度剖面的影响

Fig. 1 Influence of glacier surface temperature change on the temperature-depth profile

### 1.2 热传导-冰流模型的建立

Robin<sup>[18]</sup>最早研究了冰流运动对钻孔温度的影响, Dansgaard 和 Johnsen<sup>[19]</sup>建立了格陵兰冰盖的运动模式, 为基于冰川钻孔温度的古气候重建研究奠定了基础。耦合的热传导-冰流模型如下式<sup>[7]</sup>:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla(k \nabla T) - \rho c \vec{v} \cdot \nabla T + f \quad (1)$$

式中:  $T$  为温度 ( $^{\circ}\text{C}$ );  $t$  为时间 ( $\text{s}$ );  $\vec{v}$  为冰流运动速度 ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。  $\rho$ 、 $k$ 、 $c$ 、 $f$  分别为冰的密度 ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ )、热导率 ( $\text{W} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ )、比热容 ( $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^{\circ}\text{C}^{-1}$ ) 和冰川内部的热源项 ( $\text{J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$ )。  $\frac{\partial T}{\partial t}$  为温度随时间的变化率,  $\nabla T$  为

温度在空间各方向上的全微分,即温度的空间变化率, $f$ 为冰川内部与热传导过程无关的热源项,如冰川内部由于复杂相变产生的热量等。

在冰川内部无热源影响、冰流运动水平方向速度可以忽略的情况下,上式可简化为如下的一维方程<sup>[7]</sup>:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial k}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \rho c v(z) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

且满足:

$$T(0, t) = T_s(t), \quad z = 0 \quad (3)$$

$$k \frac{\partial T}{\partial z} = G(t), \quad z = H \quad (4)$$

$$T(z, 0) = T_0(z), \quad t = 0 \quad (5)$$

式中: $z$ 为竖直方向,向下为正方向; $T_s(t)$ 、 $G(t)$ 、 $H$ 和 $T_0(z)$ 分别为冰面温度( $^{\circ}\text{C}$ )、冰川底部地热流密度( $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ )、冰川厚度(m)和初始冰温-深度剖面。基于冰川钻孔温度的古气候重建研究就是这样一个由式(1)~(5)构成的反演模型:已知方程在某一时刻的解 $T(z, t_s)$  [ $t_s$ 为测量时间,  $T(z, t_s)$ 为测量时的冰温-深度剖面], 求出边界条件 $T_s(t)$ , 即通过测量某一时刻的钻孔温度 $T(z, t_s)$ 重建一定时期的冰面温度变化 $T_s(t)$ 。

热传导-冰流模型的一个假设条件是冰川没有底部滑动过程,要求冰川底部温度低于压力融点,即冰川底部冻结在基岩上。一般情况下可忽略冰川内部热源项 $f$ ,但是当冰川内部存在复杂相变如表面消融等情况时,需进一步研究这些情况对钻孔温度的影响。另外,对于冰川利用钻孔温度方法的研究需要考虑模型中物理参数的影响,可以通过灵敏度测试来检验不同参数对重建结果的影响程度。冰的热导率 $k$ 和比热容 $c$ 的取值与温度有关,而密度 $\rho$ 的取值与深度有关,可以通过相关的经验公式确定这些参数的取值<sup>[20-21]</sup>。通常假定地热流密度 $G(t)$ 恒定不变,主要是为了计算稳态的温度分布,即地热流密度会对模型的初始条件产生影响。当冰川位于分冰岭附近时,可以忽略水平方向的运动速度,模型成为一维的式(2)<sup>[7]</sup>。在假设冰川稳定的条件下,冰川厚度 $H$ 不随时间变化,竖直运动速度与平均积累率相抵<sup>[22]</sup>。利用Dye3钻孔温度重建气候研究中的灵敏度测试表明积累率的取值对1.5~0.5 ka BP的重建结果有较大影响<sup>[23]</sup>,而欧亚北极地区冰川钻孔温度的研究表明积累率的取值在一定范围内(年均净积累量0.3~0.6 m冰当量厚度)对近200 a的重建结果几乎没有影响,这是因为积累率在

该范围内的变化对冰川上部的热量传递过程影响较小<sup>[24]</sup>。冰面温度信号的振幅随深度的增加呈指数衰减<sup>[17]</sup>,重建时间不仅与热导率 $k$ 的取值、钻孔深度和测量精度有关,也与所要重建的边界条件 $T_s(t)$ 有关。

需要指出的是,尽管根据冰流运动速度 $v$ 的不同假设条件可以建立一维、二维或者三维的热传导-冰流模型,但是并不意味着多维模型一定比一维模型能够得到更加精确的结果,这是因为多维模型增加了该反问题的自由度,而通过测量得到的信息却是十分有限的,即维度的增加也导致了更多不确定的因素<sup>[11]</sup>。

### 1.3 影响冰川钻孔温度与气候关系的主要因素

#### 1.3.1 测量时间与测量精度

在钻取钻孔的过程中,会对冰温-深度剖面的热平衡状态造成扰动,非平衡态造成的真实值与测量值的差值为0.1~1  $^{\circ}\text{C}$ <sup>[17]</sup>。为了避免这一扰动,应在钻取钻孔后等到温度达到平衡态时再进行测量。不同的冰川钻孔需要放置的时间不同,几百米至上千米的钻孔需要至少放置一年以后再测量其温度<sup>[25-26]</sup>。通常当钻孔测量的温度差异在任意深度都不超过测量精度时可近似认为温度达到了平衡态,即钻孔温度的测量精度(一般均小于0.1  $^{\circ}\text{C}$ )同样会对重建冰面温度变化的准确性造成很大影响。另外,当冰面温度信号向下传播时,其振幅随深度的增加而衰减,要利用冰川钻孔温度重建古气候就需要很高的测量精度,尤其是对那些深度较深,能够重建时间较长的钻孔温度进行的测量。例如格陵兰冰盖的Dye3钻孔(2 037 m)和GRIP钻孔(3 029 m)的测量精度分别为0.03  $^{\circ}\text{C}$ 和0.005  $^{\circ}\text{C}$ <sup>[7]</sup>。

#### 1.3.2 季节变化影响深度

冰面以下10~15 m的冰温-深度剖面反映的是年内的季节变化,而由冰川钻孔温度重建的是长时间尺度的气候变化低频趋势。因此,应当选取季节变化影响深度以下的冰温-深度剖面来重建冰面温度变化过程,选取深度不同,重建结果也会不同。在几乎没有表面消融的条件下,即最高气温低于0  $^{\circ}\text{C}$ ,冰层中不存在融水的下渗和再冻结产生的热量传递时,季节变化影响深度处的温度近似等于年均冰面温度和年均气温,可以通过恢复该深度处的温度变化来代替年均冰面温度变化。约一半的格陵兰冰盖和大部分的南极冰盖均满足这个条件<sup>[27]</sup>。而大多数山地冰川存在表面消融(北极部分冰川也



存在表面消融), 渗浸带融水的热效应显著, 温度的小幅下降或升高会在短时间内对冰面乃至整个冰川物质平衡产生重大影响<sup>[17,28]</sup>, 使得季节变化影响深度在一年内大幅变化, 对选取一定的季节变化影响深度造成了困难。另一方面, 由于山地冰川的运动速度大, 滑动摩擦所产生的热量增大了冰川底部的温度梯度<sup>[29]</sup>, 或对钻孔温度产生影响。

### 1.3.3 其他因素

太阳辐射、冰面反射率、融水径流等因素都会对冰川钻孔温度造成影响。很多欧亚北极冰川的消融是因为夏季较高的气温, 融水的再冻结作为产热会对冰温产生影响<sup>[30]</sup>。勃朗峰的两个冰川钻孔温度研究证实了冰温的升高不仅是由于气温的升高, 潜热的影响也非常显著<sup>[31]</sup>。而对于低纬度的热带冰川, 它们是非常敏感的气候指标, 这些地区的冷冰川通常在海拔 6 km 以上, 特别容易受到全球变暖的影响, 处于非常不稳定的状态。这些冰川表面消融多, 冰内相变复杂, 冰温的升高在很大程度上受到融水再冻结的影响, 若忽略了这方面的影响, 利用钻孔温度重建气候变化会导致重建结果中近期的升温幅度变大。因此, 在这种情况下(热源项 $f$ 不可忽略)需要计算式(1)中热源项 $f$ , 即由于融水再冻结而产生的潜热。由于高海拔地区气候寒冷, 假设冰川融水能够重新冻结, 没有变为冰川径流。目前的研究是在该假设条件下, 通过建立冰川消融与气温之间的线性关系来计算由相变(融水再冻结)产生的潜热通量 $F(\text{W}\cdot\text{m}^{-2})$ <sup>[32-33]</sup>:

$$F = \begin{cases} a(T_{\text{air}} - T_{\text{ref}}), & T_{\text{air}} > T_{\text{ref}} \\ 0, & T_{\text{air}} \leq T_{\text{ref}} \end{cases} \text{ 其中 } a, T_{\text{ref}} \text{ 和 } T_{\text{air}} \text{ 分别}$$

是融化因子 $(\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot^{\circ}\text{C}^{-1})$ 、融化临界温度 $(^{\circ}\text{C})$ 和气温 $(^{\circ}\text{C})$ 。用以下方法对融化因子进行估算: 以钻孔附近气象站的气温观测值(可根据温度递减率计算冰面气温)为式(1)的边界条件, 调节融化因子 $a$ , 使计算的冰温-深度剖面与测量的钻孔温度在最大程度上吻合, 以确定 $a$ 的取值。另外, 在缺乏气象资料的情况下, 可以利用冰芯中冰层记录的消融特性来进行潜热的估算<sup>[34]</sup>。可以看到,  $F$ 的计算需要一定的假设条件, 涉及的参数未知, 难以在模型中精确计算。

### 1.4 热传导-冰流模型的反演算法

基于冰川钻孔温度重建古气候的研究, 要求利用冰面以下的冰温-深度剖面求解热传导-冰流模型的反问题, 得到冰面温度变化这一边界条件。具

体的反演算法主要包括了实验-误差(最小二乘)方法<sup>[4]</sup>、蒙特卡罗(随机)算法<sup>[7]</sup>、控制方法<sup>[23]</sup>和 Tikhonov 正则化方法<sup>[35]</sup>。此外, 将非线性问题线性化<sup>[36]</sup>、泛函空间反演<sup>[37]</sup>等方法也被用于该问题的求解中。由于存在解的唯一性和稳定性问题, 不论是哪种方法, 目标都是找到相对稳定的边界条件使计算值最大可能地与测量值接近, 实质是最优化问题的探讨与求解。

实验-误差方法、蒙特卡罗算法可以看作是正问题的求解方法, 优点是操作相对简单, 而控制方法和 Tikhonov 正则化方法才是真正意义上的反问题研究方法。不同的方法也存在不同的问题: 实验-误差方法无法体现更为复杂的气候变化历史<sup>[38]</sup>; 蒙特卡罗算法对未知的边界条件没有任何限制, 统计结果会出现多个极值; 控制方法存在调节因子的取值问题和预估冰面温度的不确定性问题, 且稳定性较差; Tikhonov 正则化方法存在不同梯度步长导致的收敛效率以及正则化参数取值的问题等。实验-误差方法、控制方法和 Tikhonov 正则化方法适用于模型中参数取值可以获得的情况<sup>[22-23,35]</sup>。而在实际问题中, 存在部分参数取值未知(受获取条件限制)的情况。例如在假设冰川稳定条件下, 当受降雪影响的冰川积累率的取值未知时, 会导致竖直运动速度这一参数取值的不确定性; 当地热流密度取值未知时, 会导致模型稳态温度分布(初始条件)的不确定性。在这种情况下, 可以选用蒙特卡罗算法这一统计学方法来研究<sup>[7-8]</sup>。因此, 考虑到能够获取的地学要素的限制, 蒙特卡罗算法是最优的。另外, 由于 Tikhonov 正则化方法能够很好地降低噪音干扰, 使得到的解稳定, 在一定程度上解决了反问题中解的稳定性和唯一性问题, 因而在数学范畴内, Tikhonov 正则化方法是目前求解反问题中最好的方法<sup>[39-40]</sup>。

## 2 气候变化重建研究进展

自 20 世纪 80 年代以来, 基于冰川钻孔温度与气候之间的关系, 研究人员开展了相关的古气候重建工作。这些研究多集中在两极地区、加拿大北部和美国北部等地区, 揭示了不同地区的气候变化历史, 如表 1 所示。钻取冰川钻孔后会在不同时间对钻孔温度进行多次测量, 表 1 中的测温年份是最后一次的测量时间, 该次测量值被用于重建气候变化历史。以下分别对格陵兰、北极其他地区、南极和

表1 用于古气候重建研究的冰川钻孔信息

Table 1 Glacier borehole information for paleoclimate reconstruction						
钻孔位置	钻取年份	测温年份	钻孔深度/m	经纬度	重建时间	参考文献
GRIP	1992年	1995年	3 029	72. 6° N, 37. 6° W	50 ka	[7]
Vostok	—	1988年	2 000	78. 5° S, 106. 8° E	20 ka	[15]
Dye3	1981年	1983年	2 037	65. 2° N, 43. 8° W	8 ka	[7]
Law Dome 冰帽	1993年	1996年	1 200	66. 5° S, 112. 5° E	4 ka	[8]
Austfonna 冰帽	1987年	—	567	79. 85° N, 24. 14° E	1 ka	[41]
Akademii Nauk 冰帽	1987年	—	761	80. 5° N, 94. 83° E	1 ka	[42]
Windy Dome	1997年	—	>425	80. 78° N, 63. 55° E	1 ka	[42]
西南极冰盖	2005年	2009年	300	79. 5° S, 112° W	600 a	[43]
Rutford 冰流	—	2007年	300	78. 1° S, 83. 9° W	300 a	[25]
布鲁斯高原	2010年	2010年	430	66° S, 64° W	200 a	[22]
Styx 冰川	2014年	2016年	210	73. 9° S, 163. 7° E	200 a	[9]
毛德皇后地	—	2009年	90	82° S, 54. 9° E	100 a	[36]
斯瓦尔巴群岛	1997年	1997年	120	78. 9° N, 17. 4° E	100 a	[44]
Illimani 峰	1999年	1999年	139	16° S, 67° W	100 a	[32]
青藏高原北部	1999年	1999年	102	35. 8° N, 90. 8° E	100 a	[45]
格陵兰北部	2009年	2011年	147	77° N, 51° W	30 a	[46]

中纬度冰川钻孔温度的古气候重建研究成果进行归纳总结,对研究中涉及的其他问题进行了相关探讨。

2.1 格陵兰冰盖钻孔温度的古气候重建研究

2.1.1 格陵兰冰盖钻孔温度所揭示的气候变化

最早利用冰川钻孔温度开展古气候重建研究的是格陵兰南部的Dye3钻孔<sup>[6]</sup>。Dye3钻孔远离分冰岭,表面速度高达13 m·a<sup>-1</sup>,且夏季多有表面消融,因此它并不是古气候重建研究的理想位置。尽管如此,研究者还是利用了Dye3钻孔温度开展了古气候重建研究并与随后钻取的GRIP钻孔温度的重建结果进行了对比。GRIP钻孔位于格陵兰冰盖顶部的分冰岭处,在Dye3钻孔以北865 km,少有表面消融,较Dye3钻孔的位置更为理想。GRIP和Dye3钻孔温度的重建时间分别为50 ka和8 ka。尽管两个钻孔深度能够重建的时间尺度较大,但是难以体现近几百年或近几十年内更为详尽的温度变化过程。GRIP钻孔温度的古气候重建结果表明,与20世纪90年代中期的温度相比,末次冰期冰盛期、气候适宜期、中世纪暖期、小冰期(Little Ice Age, LIA)和20世纪30年代前后暖期的温度变化幅度分别为-23℃,+2.5℃,+1℃,-1℃和0.5℃<sup>[7]</sup>。两个钻孔温度近8 ka的重建结果对比如图2所示。由图2可以看出,利用Dye3和GRIP钻孔温度得到的近5 ka的温度变化趋势较为一致,说明了格陵兰中部

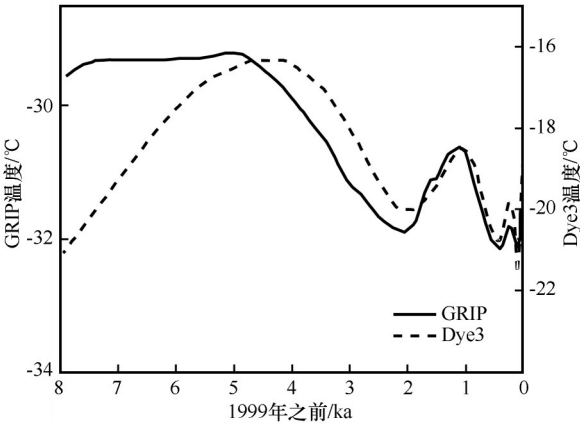


图2 Dye3和GRIP钻孔温度的古气候重建结果<sup>[7]</sup>

Fig. 2 The reconstructed temperature histories from GRIP and Dye3 boreholes<sup>[7]</sup>

和南部的温度变化过程基本一致。由于地理位置的不同,与GRIP钻孔相比,Dye3钻孔位置的温度变化幅度更大,可能是由于冰川融水的影响,也表明此处较GRIP钻孔位置可能存在更强的气候变量。

2.1.2 对格陵兰冰盖钻孔温度能否重建新仙女木事件的探讨

新仙女木(Younger Dryas, YD)事件是末次冰期向全新世转换期间急剧升温过程中的最后一次快速降温事件,Broecker和Denton<sup>[47]</sup>认为YD事件是由于冰川融水迁移使得北大西洋深层水生成的停止所导致,该事件最具权威的记录来自格陵兰冰

芯<sup>[48-49]</sup>。格陵兰冰芯记录了 12~11 ka BP 氧稳定同位素含量的突然下降,证实了该地区在这期间的温度下降了约 7 °C<sup>[50]</sup>。Fairbanks<sup>[14]</sup>通过 <sup>14</sup>C 定年和海平面变化记录的修正说明了格陵兰冰芯可能无法提供可靠的气候变化历史,指出对应氧稳定同位素含量的降低是因为冰川融水迁移而非气候变化。而 Macayeal 对 Dye3 钻孔温度进行的古气候重建结果体现了 9 ka BP 的 YD 事件<sup>[23]</sup>,但是 10~7.5 ka BP 的气候重建结果与冰芯记录不一致,由此说明 Fairbanks 可能是对的。Firestone<sup>[50]</sup>针对能否通过 Dye3 钻孔温度重建 YD 事件这个问题进行了详尽的探讨,证实了通过 Dye3 钻孔温度无法重建 YD 事件,引起了格陵兰可能没有经历 YD 事件的推测。此外,通过 GRIP 钻孔温度同样无法重建 YD 事件,这是由于该事件的持续时间太短导致了对应温度信号在冰温-深度剖面上的消失<sup>[7]</sup>。

事实上,对于 Dye3 钻孔温度的古气候重建结果,当积累率等参数改变时,YD 事件消失,这些不确定性说明结果中 YD 事件的出现及持续时间有可能是不准确的。要通过冰川钻孔温度重建 YD 事件,需要提高测量值和不确定分析的精确度和更为优化的模型。模型需要考虑到短期积累率的变化、冰川不同方向的运动、内部形变、底部地热流密度、冰川厚度的改变和分冰岭位置的移动等因素。但在实际中几乎不可能获取足够的信息,这一问题仍然值得进一步研究<sup>[50]</sup>。

## 2.2 北极其他地区冰川钻孔温度的古气候重建研究

与格陵兰冰盖 Dye3 和 GRIP 钻孔位置不同,北极其他地区的冰川夏季几乎都有强烈的表面消融,这一弊端使得由这些冰川钻孔温度得到的近期变暖结果都可能与强烈的表面消融有关。这些冰川钻孔深度介于 100~800 m 之间,虽然能够重建的时间小于格陵兰冰盖钻孔能够重建的时间,但是优势是能够很好地体现近百年甚至是近几十年内的温度变化过程。如斯瓦尔巴群岛冰川钻孔温度的古气候重建结果,表明了 20 世纪该地区的温度升高了 2~2.5 °C<sup>[44]</sup>。资料显示<sup>[51]</sup>,加拿大东部在过去 100~200 a 升温 1~2 °C。但是 Nagornov 等<sup>[42]</sup>由加拿大北极群岛东北部两个冰帽钻孔温度的重建结果,表明了仅在过去 70~100 a 升温就达到了 5 °C,如图 3 所示。由 Windy Dome 和 Akademii Nauk 冰帽钻孔温度得出的温度变化趋势基本是同步的,其升温幅度明显大于

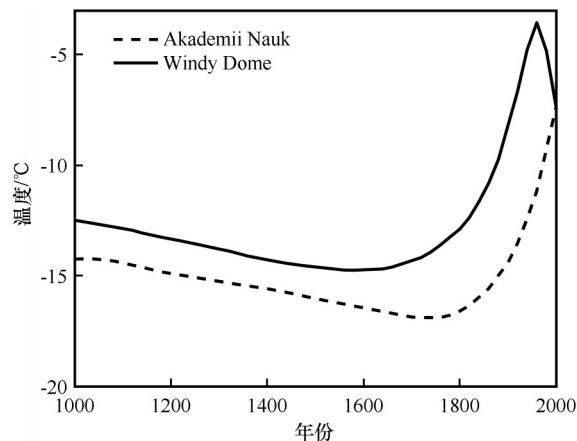


图3 Windy Dome 和 Akademii Nauk 冰帽钻孔 10 m 处的温度变化过程<sup>[42]</sup>

Fig. 3 The reconstructed 10 m temperatures of Windy Dome and Akademii Nauk Ice Cap<sup>[42]</sup>

整个北极地区的平均升温幅度(约为 2 °C)<sup>[35]</sup>, Nagornov 等认为夏季强烈的表面消融和渗透融水再冻结过程中的热量释放是导致得到显著升温结果的原因。需要指出的是,Nagornov 等采用的是惯用的 10 m 深度作为季节影响深度,重建结果也是以该深度的冰温作为边界条件,并没有考虑到在强烈的表面消融影响下导致的季节变化影响深度在一年内大幅变化的情况。因此,该重建结果的准确性是值得怀疑的。

## 2.3 南极冰川钻孔温度的古气候重建研究

### 2.3.1 南极冰川钻孔温度所揭示的气候变化

资料显示<sup>[52]</sup>,南极东西部气温差异非常大。由于相对较低的海拔高度,西南极具有较多降水和较暖温度,这与海冰的减少有关。1957—2006 年西南极和东南极的平均升温速率分别是  $(0.17 \pm 0.06) ^\circ\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$  和  $(0.1 \pm 0.07) ^\circ\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 。位于东南极洲的 Law Dome 冰帽钻孔温度 4 ka 的气候重建结果表明最近 1 ka 与冰芯记录吻合较好,如图 4 所示<sup>[8]</sup>。钻孔温度 4~3 ka BP 的重建结果体现了这段时期温度的明显升高,与冰芯记录存在差异。事实上,维多利亚地南部有关阿德利企鹅群栖地的研究<sup>[53]</sup>,表明了该地区 4.3~2.8 ka BP 的变暖,尽管由 Law Dome 冰帽钻孔温度得到 4~3 ka BP 的升温幅度存在一定程度的高估,却能够比冰芯记录更好地反映这段时期的变暖。Law Dome 冰帽钻孔温度近 2 ka 的重建结果表明温度最低值出现在 1250 年和 1850 年前后,自 1850 年前后温度持续升高,仅在 20 世纪 60 年代末至 90 年代末这 30 a 的升温就达到了 0.75 °C,与南极在这 30 a 平均升温 0.5 °C 的结论较



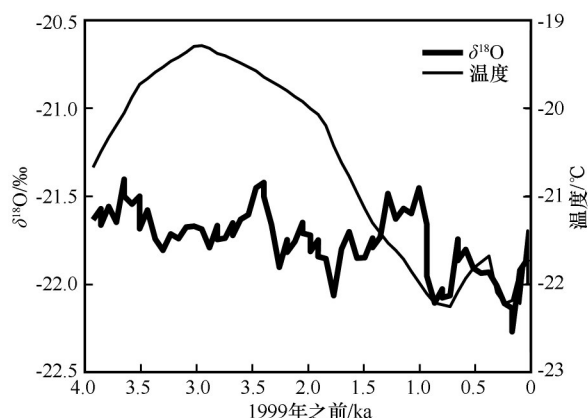


图4 Law Dome冰帽钻孔温度的古气候重建结果与冰芯氧稳定同位素记录对比<sup>[8]</sup>

Fig. 4 The reconstructed temperature history is compared to the stable oxygen isotope from Law Dome<sup>[8]</sup>

为一致<sup>[54]</sup>。此外,毛德皇后地3个钻孔温度的短期气候重建结果<sup>[36]</sup>,表明了1960—2010年温度升高了1~1.5℃,与Law Dome冰帽钻孔温度在重叠时间段的气候重建结果基本一致。尽管东南极观测到了20世纪中期以后局部地区的升温,但仍有部分地区20世纪中期以后几乎没有升温趋势,如罗斯海西岸Styx冰川钻孔温度的古气候重建结果<sup>[9]</sup>,表明了20世纪的温度较之前高(1.7±0.4)℃,但是该地区20世纪中期以来却未有明显的升温趋势,其气候可能受到南半球环状模态的影响。

西南极Rutford冰流钻孔温度的古气候重建结果<sup>[25]</sup>,表明了自1930年起,平均升温速率是(0.17±0.07)℃·(10a)<sup>-1</sup>,与资料显示的西南极平均升温速率一致,体现了南极半岛的快速升温已经向南延伸到了Rutford冰流<sup>[52]</sup>。布鲁斯高原冰川钻孔温度近200a的气候重建结果,表明了最冷时期在1920—1940年,之后开始升温至1995年前后,与Rutford冰流在同时期的温度变化过程一致,只是升温速率更快一些,约为0.3℃·(10a)<sup>-1</sup><sup>[22]</sup>。

### 2.3.2 南极冰川钻孔温度证实LIA是全球性的气候异常期

LIA是北半球过去1ka间最为显著的气候异常期,时间跨度为1400—1900年。关于LIA存在的证据,最初起源于欧洲<sup>[55]</sup>。南半球尤其是南极是否具有与北半球同步的气候响应,一直存在着争议<sup>[56]</sup>。

格陵兰冰盖钻孔温度的古气候重建结果均表明了LIA在格陵兰存在的事实(图2):该时期的温度较20世纪90年代中期低约1℃,冷期有两个温度极小值出现在1550年和1850年前后。南极Law

Dome冰帽经历了1300—1850年的冷期(图4),与北半球LIA时间较为一致,1400—1600年期间有小幅升温,温度最低值也在1850年前后<sup>[8]</sup>。西南极冰盖钻孔温度的古气候重建结果<sup>[43]</sup>,表明了该地区1400—1800年的平均温度比过去100a的平均温度低(0.52±0.28)℃,约为格陵兰温度变化的一半。南极Law Dome冰帽和西南极冰盖钻孔温度的古气候重建结果,均证实了LIA是全球性的气候异常期。

### 2.4 中纬度冰川钻孔温度的气候重建研究

对于中纬度冰川,由于受冰川规模、年龄、流动特性及冰川内部相变等条件的限制,利用钻孔温度重建气候的研究较少,且重建时间较短,一般仅能重建近百年的气候变化历史。Gilbert等<sup>[32]</sup>于2010年对玻利维亚Illimani峰的冰川钻孔温度进行气候重建研究,表明了20世纪的平均温度较之前升高了(1.1±0.2)℃。该钻孔位置选择在Illimani顶峰上冰流速很小的最平坦的地方,并分析了融水的影响,得到了较好的结果。

我国青藏高原是中纬度地区最大的冰川分布区,按照气候类型和冰川温度的不同,可以将冰川分为三个主要类型:极大陆型冰川、大陆型冰川和海洋型冰川。极大陆型冰川海拔高,气候寒冷干燥,冰川温度低,底部一般呈负温且冻结在基岩上,表面消融微弱,冰川内部相变对冰温-深度剖面的影响小,可以利用钻孔温度重建气候变化。对于大陆型冰川,表面存在一定的消融,冰川内部相变会对冰温-深度剖面造成影响,当前模型对该影响的研究存在不足,使得利用钻孔温度重建气候变化比较困难。对于海洋型冰川,大多数情况下冰川温度接近零度,表面温度的变化对冰温-深度剖面影响很小,不适合利用钻孔温度重建气候变化。由此,利用青藏高原极大陆型冰川钻孔温度重建气候变化是可行的。以往对青藏高原地区冰川重建古气候的研究均利用冰川变化或冰芯记录的方法<sup>[57-59]</sup>,2021年,利用青藏高原北部马兰冰川(最高峰海拔6056m,其严寒程度与东南极冰盖边缘地区相近,属于极大陆型冰川)钻孔温度重建20世纪气候变化的研究<sup>[45]</sup>,为该地区的古气候重建提供了一种新途径和新方法。重建结果表明20世纪的升温幅度约为1.1℃,与冰芯记录一致,马兰冰川钻孔温度得到的1959—1998年的升温趋势[约0.16℃·(10a)<sup>-1</sup>]与最近的气象站记录同时期的升温趋势基本一致[0.15℃·(10a)<sup>-1</sup>],说明了该方法的可靠性。

### 3 其他冰川钻孔温度的相关研究工作

#### 3.1 冰川钻孔温度对冰芯氧稳定同位素记录的验证

冰芯记录着过去气候环境自然变化的信息, 将冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录解释为气温的变化存在不确定性,  $\delta^{18}\text{O}$  和温度值  $T$  之间的线性关系也不是恒定的。一方面是因为除了局部气温的变化, 还有很多其他的因素影响  $\delta^{18}\text{O}$  含量; 另一方面是由于各种因素是随着时间的变化而变化的。于是需要寻找与冰芯记录完全独立的方法验证  $\delta^{18}\text{O}$  和  $T$  之间的关系, 而通过测量冰川钻孔温度正是一种这样的方法<sup>[12]</sup>。

1995 年, Cuffey 等<sup>[16]</sup>通过格陵兰冰盖 GISP2 钻孔温度对冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  和  $T$  如下线性关系中的参数  $\alpha$  和  $\beta$  进行了验证:  $\delta^{18}\text{O} = \alpha T + \beta$ 。首先任意给定  $\alpha$  和  $\beta$  的初值, 结合  $\delta^{18}\text{O}$  记录得到由  $\alpha$  和  $\beta$  初值确定的  $T$ ; 再建立热传导-冰流模型, 将  $T$  作为边界条件, 计算出冰温-深度剖面; 最后将计算值与钻孔温度测量值进行对比, 运用 Levenberg-Marquardt (LM) 算法调整  $\alpha$  和  $\beta$  的取值, 使计算值与测量值的差值达到最小。Cuffey 等的计算结果不仅证实了 GISP2 冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  是反映长期平均温度变化的可靠指标, 也给出了不同时期参数  $\alpha$  的不同取值, 根据冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录解释了近 40 ka 气温的变化。同时, Johnsen 等<sup>[60]</sup>用类似的方法对 GRIP 冰芯  $\delta^{18}\text{O}$  记录也进行了验证, 证实了冰川钻孔温度方法是冰芯记录重建气候的重要补充。

#### 3.2 冰川钻孔温度与气温关系的研究

为进行冰川动力学模拟研究, 必须有一定的冰面边界条件。另一方面, 对气候模拟而言, 冰川也是具有强烈反馈作用的重要边界。因此, 气候系统与冰川的相互作用对冰川学和气候学这两个领域都有十分重要的意义<sup>[29]</sup>。一般认为, 对于没有表面消融的冰川, 10 m 深度处的温度 ( $T_{10}$ ) 接近过去一年的平均空气温度 ( $T_a$ )。显然,  $T_{10}$  取决于冰面的温度和条件, 与气温并不完全相同。例如当存在较厚的积雪覆盖时, 积雪阻隔了冬季较低的气温, 春季融水的下渗使得冰面温度接近熔点, 年均冰面温度可能高于气温<sup>[61]</sup>。

季节气温的变化和冰面条件的差异导致了  $T_{10}$  在时间和空间上的变化, 使得  $T_a$  和  $T_{10}$  的温度转换函数 (temperature transfer function, TTF) 存在差异。有关气候-冰川相互作用最详细、最持久的研究是对加拿大西北部的 White 冰川<sup>[28]</sup>, 该冰川融水的迁

移引起了表面条件的显著变化, 最剧烈的变化发生在平衡线附近, 因此, 要确定相应的 TTF 变得十分复杂。Zagorodnov 等<sup>[17]</sup>在极地和中纬度冰川的积累区选取了 41 个  $T_{10}$  与附近站点的实测  $T_a$  进行了对比, 结果表明, 当  $T_a$  介于  $-60 \sim -7$  °C 时, 大致有  $T_{10} = 1.2 T_a + 6.7$  成立, 同时分析了不同纬度不同气温对冰川的影响。除此之外, Zagorodnov 等<sup>[17]</sup>还对其中 4 个钻孔温度分别建立热传导-冰流模型, 计算得出冰面温度, 并将计算值与实际测得的  $T_{10}$  进行了对比, 两者结果一致。

TTF 的相关研究可以更好地解释冰芯记录, 提供了基于气象站数据的冰川温度估算方法, 但是这种方法受到冰川表面强烈消融等因素的限制。TTF 提供了气候-冰川相互作用的一般特征, 可以揭示  $T_{10}$  中的异常, 对选择新的冰芯钻探地点也具有重要意义。此外, 该研究也有助于预测冰川对未来气候变化的响应。如 Vandewal 等<sup>[44]</sup>预测了在变暖趋势下斯瓦尔巴群岛冰川的底部温度将在 90 a 以后达到压力熔点, 这将会改变冰川的动力学特征, 影响冰川的稳定性。

### 4 结论与展望

本文通过对利用冰川钻孔温度重建古气候研究成果进行归纳总结, 以期为进一步冰川钻孔温度研究提供参考和帮助。

冰川钻孔温度研究多集中在有大量冰川分布的两极地区或高海拔地区, 这些地区缺乏早期的气象站数据, 通过冰川钻孔温度可以重建百年至万年尺度的气候变化历史, 是研究气候变化的重要补充。由于所处位置 and 环境的差异, 表面少有消融的冷冰川钻孔温度能够更好地揭示气候变化。我国青藏高原地区气象站是 20 世纪 50 年代以后建立且多位于青藏高原东部和南部。然而, 青藏高原北部和西部大部分地区是高海拔冰冻圈的主要区域, 缺乏早期的气候变化数据。因此, 重建青藏高原北部过去的气候变化对于了解那里的冰冻圈变化 (尤其是冻土、冰川和积雪) 非常重要。未来加深这一方面的研究将有助于揭示中纬度高海拔地区的气候变化状况。此外, 通过冰川钻孔温度方面的研究可以了解冰川与气温的耦合作用, 进一步预测冰川对未来气候变化的响应。

利用冰川钻孔温度重建古气候已有三十多年研究历史, 建立的热传导-冰流模型对于物理过程



的保真度和精确性方面却少有提高。仅有少部分研究考虑到了冰川内部所有可能影响冰川钻孔温度的物理过程,如融水、潜热等。未来可以考虑冰川几何形状的变化,建立二维或三维模型,同时对冰川钻孔温度的影响因素进行定量研究,重建更准确的气候变化历史。总之,利用冰川钻孔温度重建古气候在很大程度上是可信的,是古气候研究中一个独立完善的研究工具。为了得到更精确的重建结果,未来工作的重点是要掌握更加全面的气候变化资料,取得更深的冰温-深度剖面,并不断改进测量技术提高测量精度。

### 参考文献(References):

- [1] Lane E C. Geotherms of the Lake Superior copper country[J]. Bulletin of the Geological Society of America, 1923, 34(4): 703-720.
- [2] Hotchkiss W O, Ingersoll L R. Postglacial time calculations from recent geothermal measurements in the calumet copper mines[J]. The Journal of Geology, 1934, 42(2): 113-122.
- [3] Birch A F. The effects of Pleistocene climatic variations upon geothermal gradients[J]. American Journal of Science, 1948, 246(12): 729-760.
- [4] Lachenbruch A H, Marshall B V. Changing climate: geothermal evidence from permafrost in the Alaskan Arctic[J]. Science, 1986, 234(4777): 689-696.
- [5] Nicholls K W, Paren J G. Extending the Antarctic meteorological record using ice-sheet temperature profiles[J]. Journal of Climate, 1993, 6(1): 141-150.
- [6] Dahl-Jensen D, Johnsen S J. Palaeotemperatures still exist in the Greenland ice sheet[J]. Nature, 1986, 320(6059): 250-252.
- [7] Dahl-Jensen D, Mosegaard K, Gundestrup N, et al. Past temperatures directly from the Greenland ice sheet[J]. Science, 1998, 282(5387): 268-271.
- [8] Dahl-Jensen D, Morgan V I, Elcheikh A. Monte Carlo inverse modelling of the Law Dome (Antarctica) temperature profile[J]. Annals of Glaciology, 1999, 29: 145-150.
- [9] Yang J W, Han Y, Orsi A J, et al. Surface temperature in twentieth century at the Styx Glacier, northern Victoria Land, Antarctica, from borehole thermometry[J]. Geophysical Research Letters, 2018, 45(18): 9834-9842.
- [10] Liu Jia. Reconstruction of the past ground surface temperature changes using borehole paleothermometry[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2015. [刘佳. 利用钻孔温度梯度重建过去地表温度变化研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2015.]
- [11] Bodri L, Cermak V. Borehole climatology: a new method on how to reconstruct climate[M]. Amsterdam: Elsevier, 2007.
- [12] Qin Dahe, Li Peiji. Climate instability recorded in ice cores an overview of recent findings by ice core studies[J]. Acta Geographica Sinica, 1997, 52(5): 470-476. [秦大河, 李培基. 气候不稳定性的重要发现—对国外冰芯研究进展的综述[J]. 地理学报, 1997, 52(5): 470-476.]
- [13] Goursaud S, Masson-Delmotte V, Favier V, et al. Water stable isotope spatio-temporal variability in Antarctica in 1960—2013: observations and simulations from the ECHAM5-wiso atmospheric general circulation model[J]. Climate of the Past, 2018, 14(6): 923-946.
- [14] Fairbanks R G. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation[J]. Nature, 1989, 342(6250): 637-642.
- [15] Salamatin A N, Lipenkov V Y, Blinov K V. Vostok (Antarctica) climate record time-scale deduced from the analysis of a borehole-temperature profile[J]. Annals of Glaciology, 1994, 20: 207-214.
- [16] Cuffey K M, Clow G D, Alley R B, et al. Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition[J]. Science, 1995, 270(5235): 455-458.
- [17] Zagorodnov V, Nagornov O, Thompson L G. Influence of air temperature on a glacier's active-layer temperature[J]. Annals of Glaciology, 2006, 43: 285-291.
- [18] Robin G Q. Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets[J]. Journal of Glaciology, 1955, 2(18): 523-532.
- [19] Dansgaard W, Johnsen S J. Comment on paper by J. Weertman, 'Comparison between measured and theoretical temperature profiles of the Camp Century, Greenland, Borehole'[J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 1969, 74(4): 1109-1110.
- [20] Cuffey K M, Paterson W S B. The physics of glaciers: Oxford [M]. 4th ed. Olympics, USA: Academic Press, 2010.
- [21] Salamatin A N. Paleoclimatic reconstructions based on borehole temperature measurements in ice sheets: possibilities and limitations [C]// Physics of Ice Core Records. Hokkaido University Press, 2000.
- [22] Zagorodnov V, Nagornov O, Scambos T A, et al. Borehole temperatures reveal details of 20th century warming at Bruce Plateau, Antarctic Peninsula[J]. The Cryosphere, 2012, 6(3): 675-686.
- [23] MacAyeal D R, Firestone J, Waddington E. Paleothermometry by control methods[J]. Journal of Glaciology, 1991, 37(127): 326-338.
- [24] Kotlyakov V M, Arkhipov S M, Henderson K A, et al. Deep drilling of glaciers in Eurasian Arctic as a source of paleoclimatic records[J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(11/12/13): 1371-1390.
- [25] Barrett B E, Nicholls K W, Murray T, et al. Rapid recent warming on Rutford Ice Stream, West Antarctica, from borehole thermometry[J]. Geophysical Research Letters, 2009, 36(2): L02708.
- [26] Muto A. Multi-decadal surface temperature trends in East Antarctica inferred from borehole firm temperature measurements and geophysical inverse methods[D]. Boulder, America: University of Colorado, 2010.
- [27] Loewe F. Screen temperatures and 10m temperatures[J]. Journal of Glaciology, 1970, 9(56): 263-268.
- [28] Müller F. On the thermal regime of a high-Arctic valley glacier[J]. Journal of Glaciology, 1976, 16(74): 119-133.
- [29] Blatter H. On the thermal regime of an Arctic valley glacier: a study of white glacier, Axel Heiberg Island, N. W. T., Canada[J]. Journal of Glaciology, 1987, 33(114): 200-211.
- [30] Cuffey K M, Alley R B, Grootes P M, et al. Calibration of the  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic paleothermometer for central Greenland, using borehole temperatures[J]. Journal of Glaciology, 1994, 40(135): 341-349.
- [31] Vincent C, le Meur E, Six D, et al. Climate warming revealed by englacial temperatures at Col du Dôme (4 250 m, Mont

- Blanc area)[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(16): L16502.
- [32] Gilbert A, Wagnon P, Vincent C, et al. Atmospheric warming at a high-elevation tropical site revealed by englacial temperatures at Illimani, Bolivia (6 340 m above sea level, 16° S, 67° W) [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2010, 115(D10): D10109.
- [33] Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas [J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 282(1/2/3/4): 104-115.
- [34] Knüsel S, Ginot P, Schotterer U, et al. Dating of two nearby ice cores from the Illimani, Bolivia [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D6): 4181.
- [35] Nagornov O, Konovalov Y, Zagorodnov V, et al. Reconstruction of the surface temperature of Arctic glaciers from the data of temperature measurements in wells [J]. *Journal of Engineering Physics and Thermophysics*, 2001, 74: 253-265.
- [36] Muto A, Scambos T A, Steffen K, et al. Recent surface temperature trends in the interior of East Antarctica from borehole firn temperature measurements and geophysical inverse methods [J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(15): L15502.
- [37] Shen P Y, Beck A E. Least squares inversion of borehole temperature measurements in functional space [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1991, 96 (B12): 19965-19979.
- [38] Liu Jia, Zhang Tingjun. Reconstruction of past climate change by borehole temperature gradients: a review [J]. *Advances in Earth Science*, 2013, 28(4): 429-446. [刘佳, 张廷军. 利用钻孔温度梯度重建过去气候变化进展 [J]. *地球科学进展*, 2013, 28(4): 429-446.]
- [39] Nagornov O V, Tyufin S A, Nikitaev V G, et al. Comparative analysis of the past glacier surface temperatures based on various probe-functions [J]. *Journal of Physics: Conference Series*, 2017, 788: 012055.
- [40] Nagornov O V, Tyufin S A. Reliability of the past surface temperature reconstruction methods [J]. *Journal of Physics: Conference Series*, 2017, 937: 012033.
- [41] Taylor A E. Holocene paleoenvironmental reconstruction from deep ground temperatures: a comparison with paleoclimate derived from the  $\delta^{18}\text{O}$  record in an ice core from the Agassiz Ice Cap, Canadian Arctic Archipelago [J]. *Journal of Glaciology*, 1991, 37(126): 209-219.
- [42] Nagornov O V, Konovalov Y V, Tchijov V. Temperature reconstruction for Arctic glaciers [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 236(1/2): 125-134.
- [43] Orsi A J, Cornuelle B D, Severinghaus J P. Little Ice Age cold interval in West Antarctica: evidence from borehole temperature at the West Antarctic Ice Sheet (WAIS) divide [J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(9): L09710.
- [44] van de Wal R S W, Mulvaney R, Isaksson E, et al. Reconstruction of the historical temperature trend from measurements in a medium-length borehole on the Lomonosovfonna Plateau, Svalbard [J]. *Annals of Glaciology*, 2002, 35: 371-378.
- [45] Sun Huan, Wang Ninglian, Hou Shanshan. Twentieth century warming reflected by the Malan Glacier borehole temperatures, northern Tibetan Plateau [J]. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 2021, 53(1): 227-236.
- [46] Orsi A J, Kawamura K, Masson-Delmotte V, et al. The recent warming trend in North Greenland [J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(12): 6235-6243.
- [47] Broecker W S, Denton G H. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1989, 53(10): 2465-2501.
- [48] Li Chaoliu, Kang Shichang. Progress in studies on the Younger Dryas event and its trigger mechanisms [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2006, 28(4): 568-576. [李潮流, 康世昌. 全球新仙女木事件的恢复及其触发机制研究进展 [J]. *冰川冻土*, 2006, 28(4): 568-576.]
- [49] Stuiver M, Grootes P M. GISP2 oxygen isotope ratios [J]. *Quaternary Research*, 2000, 53(3): 277-284.
- [50] Firestone J. Resolving the Younger Dryas event through borehole thermometry [J]. *Journal of Glaciology*, 1995, 41(137): 39-50.
- [51] Mareschal J C, Beltrami H. Evidence for recent warming from perturbed geothermal gradients: examples from eastern Canada [J]. *Climate Dynamics*, 1992, 6(3/4): 135-143.
- [52] Steig E J, Schneider D P, Rutherford S D, et al. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year [J]. *Nature*, 2009, 457(7228): 459-462.
- [53] Baroni C, Orombelli G. Abandoned penguin rookeries as Holocene paleoclimatic indicators in Antarctica [J]. *Geology*, 1994, 22(1): 23.
- [54] Jacka T H. Antarctic and Southern Ocean Sea-ice and climate trends [J]. *Annals of Glaciology*, 1990, 14: 127-130.
- [55] Wang Jinsong, Chen Fahu, Yang Bao, et al. New advances in research on the little ice age climate change [J]. *Advances in Climate Change Research*, 2006, 2(1): 21-27. [王劲松, 陈发虎, 杨保, 等. 小冰期气候变化研究新进展 [J]. *气候变化研究进展*, 2006, 2(1): 21-27.]
- [56] Jones P D, Briffa K R. The "little ice age": local and global perspectives [J]. *Climatic Change*, 2001, 48(1): 5-8.
- [57] Yang Dandan, Yao Tandong, Wu Guangjian, et al. Study of air temperature variations during the past 100 years in the Aru ice core, western Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2021, 43(1): 124-134. [杨丹丹, 姚檀栋, 郭光剑, 等. 青藏高原西部阿汝冰芯记录的近 100 a 气温变化研究 [J]. *冰川冻土*, 2021, 43(1): 124-134.]
- [58] Xie Zichu, Han Jiankang, Feng Qinghua, et al. Primary study on the glaciers of Mountain Malan, Hoh Xil region, Qinghai-Xizang Plateau [J]. *Journal of Natural Science of Hunan Normal University*, 2000, 23(1): 83-88. [谢自楚, 韩健康, 冯清华, 等. 青藏高原可可西里地区马兰山冰川的初步研究 [J]. *湖南师范大学自然科学学报*, 2000, 23(1): 83-88.]
- [59] Cui Hang, Cao Guangchao, Chen Kelong, et al. A review on the reconstruction of palaeoclimate by glacial landform in the Tibetan Plateau and adjacent mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2021, 43(1): 254-262. [崔航, 曹广超, 陈克龙, 等. 青藏高原及毗邻山地利用冰川地貌重建古气候的研究综述 [J]. *冰川冻土*, 2021, 43(1): 254-262.]
- [60] Johnsen S J, Dahl-Jensen D, Dansgaard W, et al. Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles [J]. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 1995, 47(5): 624-629.
- [61] Hooke R L, Gould J E, Brzozowski J. Near-surface temperatures near and below the equilibrium line on polar and subpolar glaciers [J]. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 1983, 19(1): 1-25.

## Reconstruction of paleoclimate by glacier borehole temperatures : a review

SUN Huan<sup>1,2</sup>, WANG Ninglian<sup>1,2</sup>

(1. Shaanxi Key Laboratory of Earth Surface System and Environmental Carrying Capacity, Xi'an 710127, China; 2. Institute of Earth Surface System and Hazards, College of Urban and Environmental Sciences, Northwest University, Xi'an 710127, China)

**Abstract:** Borehole paleothermometry, a reconstruction of the past ground surface temperature change from sub-surface temperatures, is an important tool for understanding climate responses to conditions of a certain area in the past. Based on the close relation between glacier inner temperature and surface temperature change, glacier surface temperature variation process can be reconstructed by the borehole temperatures. Because of firnification and ice flow, the climate reconstruction from glacier borehole temperatures is more difficult than for other places such as permafrost. The coupled heat transfers and ice-flow equation and relative inversion algorithm are the theoretical basis and the key method of study on paleoclimate reconstruction by glacier borehole temperatures. In this study, we collected publications about the reconstructions of paleoclimate by glacier borehole temperatures over the last three decades, and reviewed some progresses in these areas. The advantages and disadvantages of different inversion algorithms (trial and error, control methods, Monte Carlo inverse modelling and the Tikhonov regularization method) were briefly introduced and discussed. Although the relationship between borehole temperatures and the climate may be affected by many factors (solar radiation, melt water, and so on), the cold glacier borehole temperatures in polar and high latitude regions can reflect the climate change well. At present the history of climatic changes has been reconstructed on different time scales in the world since the Last Glacial Maximum. Meanwhile, the reconstructed results using glacier borehole temperatures and the climate records in the ice core are able to confirm one another. In addition, by analyzing the glacier borehole temperatures and instrumental records, we can obtain a general understanding of the glacier-climate interactions and predict the response of glacier to climate change. However, less research has been done on the reconstruction of paleoclimate by cold glacier borehole temperatures for the middle latitude regions, and strengthening the study in these areas can help to reveal the climate change at middle latitude with high altitude.

**Key words:** glacier borehole temperatures; climate change; heat transfer and ice-flow equation; temperature reconstruction

(责任编辑: 田立德)