

山西省宁武县万年冰洞持续存在机制数值模拟

杨少华, 石耀霖

中国科学院计算地球动力学重点实验室; 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

摘要 在年平均气温高于 0°C 的自然条件下存在少量常年保存有冰体的洞穴,这是一种十分罕见的现象。山西宁武“万年冰洞”是国内已发现的规模最大的冰洞,如何合理解释其内部冰体的形成和保存机制是一个科学难题。本文通过有限元暂态数值计算,模拟冰洞四季热传递过程认识到,冰体得以持续存在的控制因素有2个:(1)冬季外部空气比冰洞内空气冷,外部冷空气通过冰洞口,与冰洞内空气发生自然热对流,使冰洞内部冷却;春、夏、秋季外部空气比冰洞内热,冷空气沉在洞底,效率很低的热传导不足以使冰洞内温度显著上升。(2)由于冰-水相变潜热作用,即使夏季靠近洞口部分冰体融化,也需吸收大量热量,从而进一步阻止冰洞内部冰体的融化。计算结果显示,如果一些冰洞开发为游览景点后在洞口设置密封门,切断冬季冷空气进入洞内自然对流冷却洞体的通道,冰洞内冰体在不到40年时间内将全部融化,“万年冰洞”将被人为破坏。

关键词 冰洞; 对流传热; 相变; 有限单元法

中图分类号 P314

文献标志码 A

doi 10.3981/j.issn.1000-7857.2013.13.002

Numerical Simulation of Ningwu Ice Cave Preserved for Thousands of Years in Shanxi Province

YANG Shaohua, SHI Yaolin

Key Laboratory of Computational Geodynamics of Chinese Academy of Sciences; College of Earth Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract Some ice caves exist in places where the yearly average ambient temperature is higher than zero centigrade. This phenomenon is quite rare. Ningwu Ice Cave in Shanxi Province is the largest ice cave of this kind in China. To explain the mechanism how the Ice Cave is preserved is a difficult scientific problem. In this paper, using the FEM (Finite Element Method) transient numerical calculation, the process of the heat transfer in the Ice Cave is simulated. Two controlling factors are considered. Firstly, the external temperature is higher than the internal temperature of the Ice Cave in spring, summer or autumn. The air density increases in the gravity direction. So, there would be no convection in the Ningwu Ice Cave and the energy is transferred from the outside world to the Ice Cave by conduction. But in winter, the external temperature is lower than the internal temperature of the Ice Cave. The air density decreases in the gravity direction. Thus, the energy is transferred from the Ice Cave to the outside environment by convection. Secondly, the ice-water phase change prevents the external heat from being transferred to the internal Ice Cave. As the thermal convection is much more efficient than the thermal conduction, the heat inflow is much less than the outflow. The calculation results show that: (1) At a quasi steady state, the internal temperature of the Ice Cave is at the range of -3.9°C to -2.9°C . That means that the ice body in the Ice Cave can be preserved. (2) If a sealed door is set at the Ice Cave entrance, the ice in the cave will melt within 40 years, because a sealed door can cut off the cold air into the Ice Cave in winter.

Keywords ice cave; convection heat transfer; phase change; finite element method

收稿日期: 2013-01-04; 修回日期: 2013-02-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(41174067); 国土资源部深部探测技术与实验研究专项(SinoProbe-07)

作者简介: 杨少华, 博士研究生, 研究方向为地球动力学, 电子信箱: yangshaohua09@sina.com; 石耀霖(通信作者), 教授, 中国科学院院士, 研究方向为地球动力学, 电子信箱: shiyl@gucas.ac.cn

0 引言

冰洞是指在自然条件下常年保存有冰体的洞穴,是一种十分罕见的地质景观现象。国外著名的冰洞有 Eisriesenwelt 冰洞^[1-3](奥地利)、Dobšiná 冰洞^[4-5](斯洛伐克)、Scărisoara 冰洞^[6-7](罗马尼亚)、Monlesi 冰洞^[8-9](瑞士)等。其中,Eisriesenwelt 冰洞是世界上最大的冰洞。这些冰洞规模巨大,其中 Dobšiná 冰洞的储冰量超过 $1.1 \times 10^6 \text{m}^3$ ^[4]。中国已发现的冰洞有 10 多处,著名的有宁武万年冰洞、五大连池冰洞、太白山冰洞、翠华山冰洞、白溢寨冰洞、神农架冰洞等。其中,宁武万年冰洞是中国已发现的规模最大的冰洞。

宁武万年冰洞位于山西省宁武县境内管涔山的阴坡,因形成时代久远,当地人称为“万年冰洞”。地理坐标 $38^{\circ}57'N$ 、 $112^{\circ}10'E$,洞口海拔约 2121m。构成冰洞的地层属于奥陶系中统马家沟组 5 段灰岩、白云质灰岩、薄层泥质白云岩和角砾状灰岩等^[10]。冰洞围岩和周边岩石节理裂隙发育。冰洞空间形态呈保龄球状,开口向上,由地面向下延伸,深度约 85m。最宽处位于中部,宽约 20m。在洞深 40m 以浅仅有较多层状冰体,40m 以深冰体沿洞壁大量分布。万年冰洞外部四季分明,属温带气候环境,6—9 月平均气温约 14.6°C ,年平均气温约 2.3°C ^[11]。显然,外界气温不能直接保存冰体。正是由于不能直接保存冰体的外界条件,使得冰洞冰体的形成和保存机制问题成为一个难以解答的科学命题。

国际上,早在 1861 年之前就开始了对冰洞的研究^[12,13]。对于存在于永久冻土层之外的冰洞,其冰体的保存原因已有较清楚的定性认识,认为冰体的保存与否取决于特定洞体空间形态下冬季的空气对流作用^[14,15]。

国内对冰洞的研究起步较晚。1998 年发现了宁武万年冰洞,其研究主要围绕冰体形成和保存机制等。研究者对万年冰洞冰体的保存机制观点不一。陈诗才^[16]认为,由于某种“冷源”的存在,形成了负地热异常,进而保存了冰体。孟宪刚等^[17]认为有利的自然地理位置、冰洞冰体和“千年火山”所产生的“冰室效应”、“囱式效应”和“热力效应”等多种因素综合作用使得冰体常年不化。高莲凤等^[17]从地形、气候和物理等 3 个方面对冰洞形成的控制因素进行了较深入的分析,认为,由于该地区冬季寒冷漫长,夏季凉爽短促,一年中冷空气的进入量远远大于暖空气的进入量,所以冰洞得以常年保持低温。

目前国内外尚未见运用数值模拟手段研究冰洞问题的报道。本文结合宁武万年冰洞冰体的保存机制问题,探索在研究冰洞问题中运用数值模拟手段的思路与方法。在前人研究成果的基础上,考虑热传导作用、空气对流传热作用和冰—水相变作用等机制,运用有限元数值模拟手段,对宁武万年冰洞和周围温度场进行模拟计算,以期定量解释冰体的形成和保存机制。

1 定性分析

一般而言,地下越深越热,地温增高梯度为 $1 \sim 3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,不断有热量从地下传导到地表。认为地下有永久“冷源”是没

有根据的。即使曾经有冷的部位,在地热流千百年的作用下,也会被加热起来。是否会存在地下温度低于地表温度的反常现象?在地壳运动的一些特殊情况下,这是可能的。例如在俯冲带,冷的岩石板片俯冲到热的地幔中,会出现温度翻转。大陆碰撞大规模逆掩断层如果能以每年数厘米错动速度持续数百万年时间,也可以形成温度翻转。但只要运动停止,在地幔热流加热作用下,或迟或早地温将恢复到正常的梯度。在地壳表浅由于地下水的运动,有时也能产生异常地温梯度。但在结冰而无水流动的条件下,也不能求助于地下水流动。由于地温梯度的存在,围岩不断地向冰洞传递热量,因此必须有一种持续的制冷机制才能保证冰洞的维持。

冰洞外界气温具有年周期变化:春、夏、秋季时,冰洞外部气温高于冰洞内部气温;冬季时,冰洞外部气温低于冰洞内部气温。由于宁武万年冰洞呈口袋状(图 1^[a]),只有 1 个向上的开口(图 1 中的 e),春、夏、秋季时,冷空气重而沉在洞中,不会产生热对流,热量以传导形式从外界向冰洞内传递,同时地热也从深部和侧壁向冰洞内传递。尽管四周受到热传导作用,但由于岩石和空气的热导率均不高、热传导效率很低,在 3 个季节内冰洞内气温的升高幅度有限。冬季时,外界气温低于冰洞内部气温,冰洞内空气较轻而冰洞口和冰洞外空气较重,重力不稳定,可以发生热对流。外部冷空气进入冰洞使之冷却。深部、侧壁及春、夏、秋季通过洞口传递到冰洞内的热量由对流作用带出。由于对流传热效率比传导传热效率高得多,因此一年中通过洞口传入的热量远远小于传出的热量。

冰融化为水要吸收很多的相变潜热。冰的融解热为 334kJ/kg ,石灰岩的比热为 $0.84\text{kJ}/(\text{kg}\cdot\text{K})$ 。也就是说,当夏天热传导使洞内温度升高时,如果没有冰, 334kJ 热量会使 1kg 石灰岩温度升高 397.6°C ,或使 397.6kg 石灰岩升高 1°C ,但 these 热量仅能使 1kg 、 0°C 的冰融化为 0°C 的水。环境温度升高时,很大一部分热量用于使 0°C 的冰融化为 0°C 的水,因此冰—水相变作用可以降低温度升高的速率;同理,环境温度降低时,冰—水相变作用可以减慢温度降低的速率。因此,冰洞内部的冰—水相变作用可以“缓冲”气温的变化,使气温在较小的温度范围内变化。夏季接近洞口少量冰的融化(图 1 中的 c),

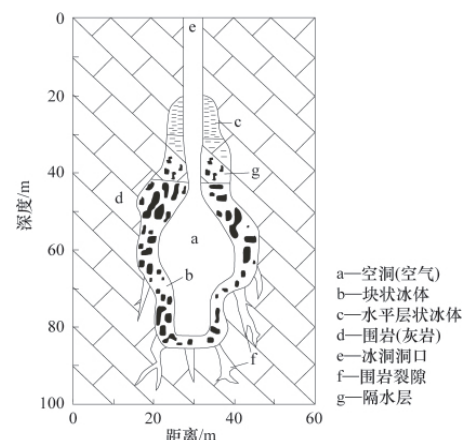


图 1 音频电磁法(EH4)所得宁武冰洞剖面
Fig. 1 Ningwu Ice Cave profile from EH4

有效地阻止了热量传到洞穴深部。当地表流水从洞口进入冰洞时,冰洞气温不会显著升高。

综上所述,春、夏、秋季空气、围岩向冰洞传递热量,使冰洞内气温升高;冬季空气热对流作用使热量传出冰洞,冰洞内气温降低。同时,四季中伴随有冰-水相变作用。可以推断,一年中,当升高和降低的水平相当时,冰洞将处于准稳态,冰洞内气温将在一定范围内波动。在一定条件下,准稳态时冰洞气温尽管波动,但始终低于 0℃,故冰洞中冰体可以持续存在。

2 模拟原理

2.1 模拟思路

由定性分析可知,冰洞冰体的保存问题中要考虑传导和对流两种热传递机制。另外,还要考虑相变作用。对于传导过程,运用热传导方程描述;对于对流过程,由于冰洞内部几何形状复杂,空气的对流状态难以确定,以致热传递效率的直接计算比较困难、繁琐。鉴于此,本文采用另一种方法:将冰洞内部形状近似看成直立圆管,采用直立圆管中自然对流传热的实验关系式,确定温差与格拉晓夫(Grashof)数 Gr 和努塞尔(Nusselt)数 Nu 的关系式;由温差与 Nu 数的关系式换算为温差与等效热导率的关系式,再运用热传导方程计算。对于相变过程,运用焓方法(Enthalpy method)计算。编写对流及相变的有限元程序。

按照是否考虑对流作用和相变作用,本研究设计了 4 种计算模型(表 1)。对于模型 1、模型 2,假设:(1)地下水溶蚀冲刷形成洞体过程中,洞中气温保持正常地温;(2)冰洞内气温从正常地温开始降温时,现今冰体所占的空间由水充填。

表 1 4 种计算模型

Table 1 Four types calculation models

计算模型	考虑 对流	考虑 相变	意义说明
模型 1	是	否	从正常地温开始,计算冰洞内部气温的演化;求达到准稳态时冰洞内气温的变化范围
模型 2	是	是	
模型 3	否	否	从准稳态开始,冰洞内气温升高,冰洞冰体融化,计算冰体全部融化所需时间
模型 4	否	是	

2.2 方程与物性参数

考虑热传导方程为

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = k\nabla^2 T \quad (1)$$

式中, c 为比热, ρ 为密度, T 为温度, t 为时间, k 为热导率。

对于传导过程,将不同材料的相关参数代入式(1)即可进行计算;对于对流过程,当发生对流时,冰洞内空气热导率取 Nu 数倍的一般意义上的空气热导率,然后代入式(1)计算。 Nu 数为对流传热效率与单纯的热传导效率之比。

对于相变过程,运用焓方法计算。引入物理量焓 H 如下:

$$H(T) = \int_{T_r}^T \rho c(T) dT \quad (2)$$

式中, T_r 为温度下限,其值可以任取。取定温度下限 T_r 后, H 的值为^[18]

$$H(T) = \int_{T_r}^T \rho c_s(T) dT \quad T \leq T_s \quad (3)$$

$$H(T) = \int_{T_r}^{T_s} \rho c_s(T) dT + \int_{T_s}^T \left[\rho \left(\frac{dL}{dT} \right) + \rho c_l(T) \right] dT \quad T_s < T < T_l \quad (4)$$

$$H(T) = \int_{T_r}^{T_s} \rho c_s(T) dT + \rho L + \int_{T_s}^{T_l} \rho c_l(T) dT + \int_{T_l}^T \rho c_1(T) dT \quad T \geq T_l \quad (5)$$

其中, (T_s, T_l) 为相变区间, c_s 为固相时的比热, c_l 为液相时的比热, c_1 为固液混合时的比热, L 为潜热。计算热容有多种方法^[19],本文采用简单且精度高的向后差分法^[19,20],表达式为

$$(cp)^n = \left(\frac{dH}{dT} \right)^n = \frac{H^n - H^{n-1}}{T^n - T^{n-1}} \quad (6)$$

式中, n 和 $n-1$ 为时间步。将式(6)代入热传导方程,再代入相关材料参数进行计算。

相关材料有灰岩、冰、冰-灰岩混合物、空气、水,材料参数取值列于表 2。冰-灰岩混合物的物性参数取冰和灰岩的物性参数的算术平均值。考虑相变时,对于冰体,假设当温度低于 -0.1℃ 时为冰; -0.1~0.1℃ 为冰-水混合物;高于 0.1℃ 为水。其中,冰-水混合物的物性参数是依据温度值由冰和水的物性参数线性差值得求。冰-水相变潜热 L 取 334kJ/kg。

表 2 相关材料的物性参数

Table 2 Related material parameters

材料	热导率/(W·m ⁻¹ ·K ⁻¹)	密度/(kg·m ⁻³)	比热/(kJ·kg ⁻¹ ·K ⁻¹)
灰岩	2.7	2500	0.84
冰	2.23	916.5	2.05
混合物	2.465	1708.25	1.445
空气	0.0243	1.293	1.005
水	0.58	1000	4.2

2.3 温差与 Nu 数的关系

将万年冰洞内部的形状近似看成直立的圆管。可以认为,相同条件下,空气在万年冰洞中的对流形式与在尺寸相同的直立圆管中的对流形式相同。对于直立圆管,当满足式(7)时^[21,22],自然对流传热实验关系^[21,23]如式(8)。一般情况下,式(7)都是成立的;当式(7)不成立时,已有学者给出了相应的实验关系式^[21,24,25]:

$$\frac{d}{H} \geq 35Gr^{1/4} \quad (7)$$

$$Nu_m = C(Gr \cdot Pr)_m^n \quad (8)$$

式(7)和式(8)中, d 为圆管的直径, H 为圆管的高度; Nu_m 为由平均表面传热系数组成的 Nu 数, m 为定性温度采用边界层的算术平均温度; Pr 为普朗特数; C 与 n 为常数,按表 3 取值^[21]。

Gr 数的定义式为

$$Gr = g \beta \Delta T l^3 / \nu^2 \quad (9)$$

式中, g 为重力加速度, β 为体胀系数, ΔT 为温差, l 为特征长度, ν 为运动黏度系数。取 $g=9.8\text{m/s}^2$, $\beta=3.67 \times 10^{-3}/\text{K}$, $l=80\text{m}$, $\nu=$

表 3 不同流态下的 Gr 和常数

Table 3 Grashof and constant unders for flows of different types

流态	系数 C	指数 n	Gr 数适用范围
层流	0.59	1/4	$1.43 \times 10^4 \sim 3 \times 10^9$
过渡	0.0292	0.39	$3 \times 10^9 \sim 2 \times 10^{10}$
湍流	0.11	1/3	$> 2 \times 10^{10}$

$13.30 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$, 代入式 (9) 有

$$Gr = 1.041 \times 10^{14} \Delta T \quad (10)$$

由式 (10) 可知, 当温差为 10^{-3}C 时, Gr 数即可达 1.041×10^{11} 。根据表 3, 可以认为, 当冰洞内温度高于冰洞外温度时, 即可发生自然对流, 且空气的流态为湍流。将相关参数代入式 (8), 可得 Nu 数关于温差的表达式为

$$Nu = 11000 (0.0740 \Delta T)^{1/3} \quad (11)$$

2.4 模型与边界条件

根据音频电磁法 (EH4) 所获得的冰洞剖面图 (图 1), 建立几何模型。几何模型水平向长度为 300m, 垂向为 190m。绘制有限单元法网格, 共计节点 32825 个, 单元 64986 个。考虑主要关注冰洞中冰体和内部空气的温度分布, 对冰体和内部空气的网格进行了加密处理。

吕梁隆起区的地温梯度均值为 $2.02 \text{C}/100\text{m}$ ^[26]。地势较低的山西临县、山西柳林的地温梯度为 $2.20 \text{C}/100\text{m}$ ^[27]。本文中, 取万年冰洞附近正常的地温梯度为 $2.0 \text{C}/100\text{m}$ 。地温梯度作为第 1 类边界条件加在 2 条侧边 (距离为 0m, 深度为 -170~0m 和距离为 300m, 深度为 -170~0m) 上。大地热流值取地温梯度与围岩 (灰岩) 热导率的乘积。大地热流值作为第 2 类边界条件加在底边 (距离为 0~300m, 深度为 -170m) 上。万年冰洞外部的年平均气温约 2.3C ^[11], 每天的温度值根据离冰洞最近的五寨气象站测量的气温数据推测。具体推测步骤如下: (1) 根据五寨气象站 1957—2008 年的实测气温数据, 将所有年份中同一日期的气温做算术平均, 得到期望的五寨气象站 1 年的气温; (2) 对上步所得气温做算术平均, 求得五寨气象站的平均气温; (3) 求出五寨气象站平均气温和冰洞外部平均气温之差 T_{ave} ; (4) 将五寨气象站 1 年的气温整体调低 T_{ave} , 则得到冰洞外部年变化的气温 (图 2)。

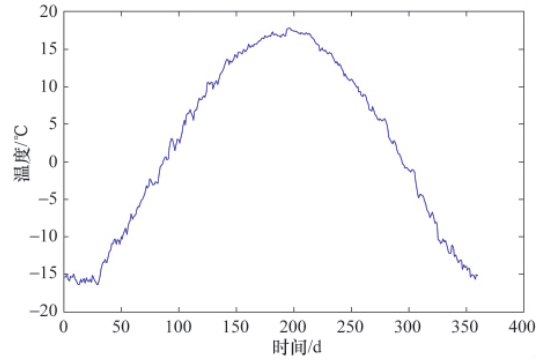


图 2 万年冰洞外部气温的年变化

Fig. 2 Yearly variation of external temperature in Ningwu Ice Cave

3 模拟结果与分析

首先, 计算万年冰洞及其围岩在地温梯度下正常的温度分布, 绘制温度等值线图 (图 3)。由图 3 可见, 在地温梯度下, 温度等值线与地表平行。

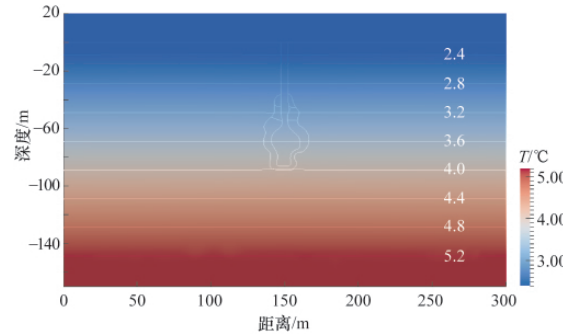
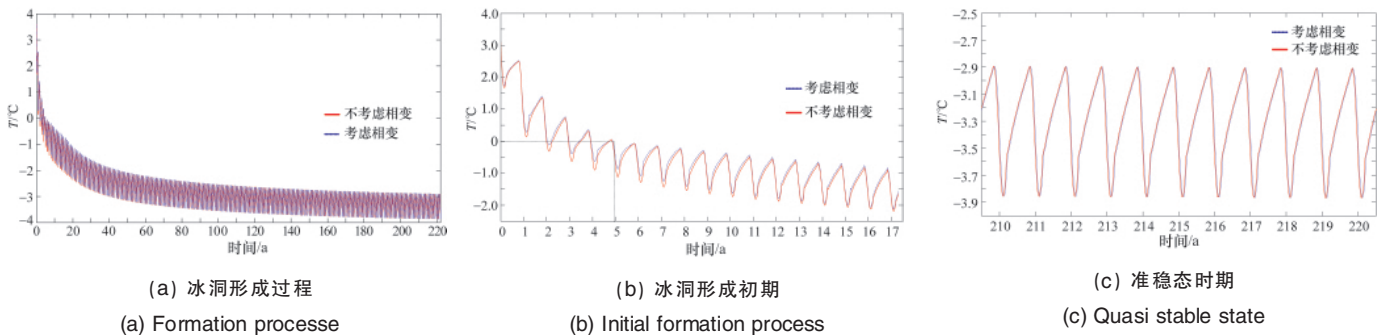


图 3 万年冰洞及其围岩的参考初始温度分布

Fig. 3 Initial reference temperature distribution around Ningwu Ice Cave

考虑空气对流传热作用, 由定性分析可知, 万年冰洞中气温将在一定范围内周期变化。以图 3 所示的温度分布为初始温度, 分别计算不考虑相变作用和考虑相变作用时温度分布的演化, 即计算表 1 中的模型 1 和模型 2。取冰洞中温度最低的 5 个点的气温演化平均值, 绘制冰洞气温的演化图 (图 4)。图 4(a) 为冰洞内气温的演化图, 可以看出, 不考虑相变作



(a) 冰洞形成过程

(a) Formation processe

(b) 冰洞形成初期

(b) Initial formation process

(c) 准稳态时期

(c) Quasi stable state

图 4 冰洞内气温演化

Fig. 4 Internal temperature evolution in Ningwu Ice Cave

用(红线)和考虑相变作用(蓝线)两种情况下的计算结果大致相同。从正常地温开始,冰洞内气温迅速下降,然后,气温下降逐渐减缓,最终趋于平稳。

图 4(b)为冰洞形成初期冰洞内气温的演化图。可以看出:(1)从正常地温开始,约 5a 后冰洞内气温将保持在 0℃ 以下,将有冰体保存;(2)冰洞内气温升高与降低呈周期变化,周期为年;(3)冰洞内气温上升的速率较气温下降的速率大。这是因为,传导作用的传热效率低于热对流作用的传热效率;(4)考虑相变作用时(蓝线),冰洞内气温的变化范围较不考虑相变作用时(红线)气温的变化范围小,原因是,当冷空气进入冰洞内时,部分水凝固为冰,释放潜热,减小了气温降低的幅度;当没有冷空气进入冰洞时,部分冰融化为水,吸收潜热,减小了气温升高的幅度。

图 4(c)为准稳态时冰洞内气温的演化图。(1) 210—220 年 10 年间冰洞内气温变化略有降低的趋势,可以认为冰洞内气温处于准稳态。气温变化范围为-3.9~-2.9℃。2012 年 6 月 5 日,实测冰洞内部最低气温为-1.5℃。文献中,实测冰洞

内部气温为:-1.0℃^[11]、-4~-6℃^[17]。各实测数据之间的差异可能是由于测量方法、测量位置和测量时间等因素的差异造成的。(2)与图 4(b)类似,冰洞内气温呈周期变化,周期为年。(3)与图 4(b)类似,冰洞内气温上升的速率较气温下降的速率大。这是因为,传导作用的传热效率低于热对流作用的传热效率。(4)考虑相变作用时(蓝线),冰洞内气温的变化范围和不考虑相变作用时(红线)气温的变化范围大致相同。其原因是,虽然计算中考虑了相变作用,但达到准稳态时,冰洞内冰体一直处于 0℃ 以下,没有发生相变作用。

图 5 为准稳态时冬季和夏季某时刻冰洞及其围岩温度分布情况。比较两图,相同点是:(1)冰洞附近的围岩表现出负地温梯度的特征,离冰洞较远的围岩表现正地温梯度的特征;(2)虽然外界气温截然不同,但冰体始终处于 0℃ 以下;(3)冰洞侧部、底部围岩温度分布无明显差别,不同点是地面浅部温度分布不同。图 5(a)中,地面表浅部温度低于 0℃,与实际的冻土层相对应。图 5(b)中,地面表浅部温度高于 0℃,表现为冻土层的消融。这些特征与实际情况相符。

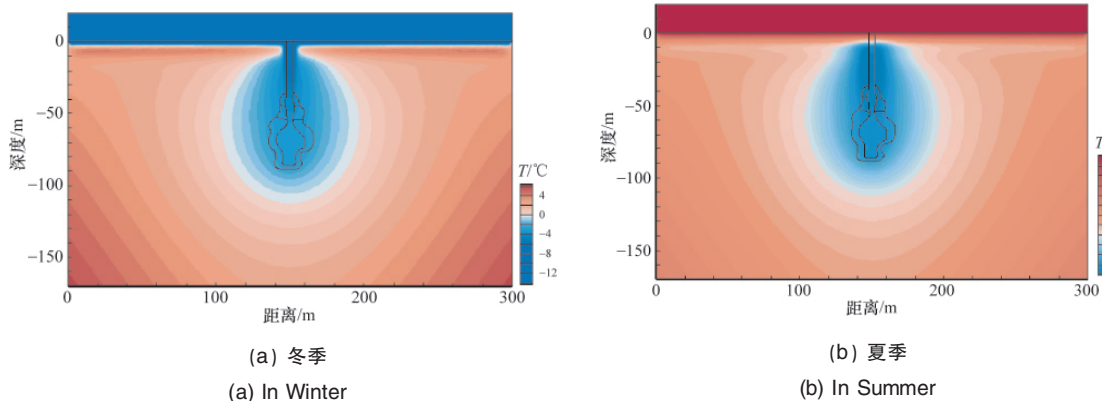


图 5 万年冰洞及其围岩温度分布

Fig. 5 Temperature distribution around Ningwu Ice Cave

没有空气对流传热作用,冰洞冰体将融化。以图 5(a)所示的温度分布为初始温度,分别计算不考虑相变作用和考虑相变作用时温度分布的演化,即计算表 1 中的模型 3 和模型 4。取冰洞中温度最低的 5 个点的气温演化平均值,绘制两种模型中冰洞温度的演化图(图 6)。图中蓝线表示考虑相变潜

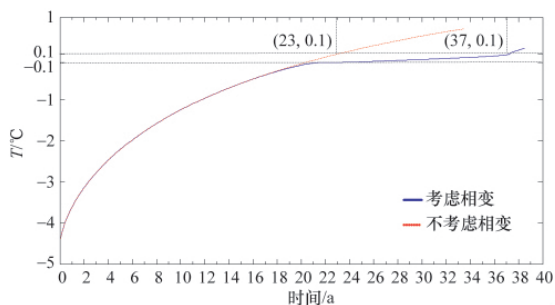


图 6 冰体融化时两种模型中冰洞温度演化
Fig. 6 Internal temperature evolution diagram when ice in melt

热的情况,红线表示不考虑相变潜热的情况,(-0.1,0.1)℃为冰-水相变区间。由图可见,在温度未达到相变温度时,两种模型的计算结果相同;当温度达到相变温度后,考虑融化潜热时,冰体的融化时间远远长于不考虑潜热的时间。不考虑潜热时,23a 冰体将全部融化。考虑相变潜热时,37a 冰体才能全部融化,较不考虑潜热的融化时间长 14a。

4 讨论

冰洞的形成可以分为洞体空腔形成和洞中冰体形成两个过程。实际中,这两个过程并不是严格的时间先后关系。在形成空腔的过程中,也有冰体形成。本文假设形成洞体空腔过程中没有冰体形成,洞中气温保持正常地温。

四季中,春、夏、秋季空气、围岩向冰洞传递热量,使冰洞内气温升高;冬季空气热对流作用使热量传出冰洞,冰洞内气温降低。同时还伴有相变作用。考虑这些机制,经过模型 1、模型 2 的计算,结果显示:(1)从正常地温开始,约 5a 后洞中

将有冰体保存(图 4(b)),冰洞中气温继续波动下降;(2)当升高和降低的水平相当时,冰洞处于准稳态,冰洞内气温将在一定范围内波动(图 4(c))。波动范围为 $-3.9\sim-2.9^{\circ}\text{C}$ 。表明,在当前的地温梯度和气温下,万年冰洞内部冬天空气自然对流传热作用和冰-水相变作用完全能够形成和保存冰体。

如果在冰洞口设置封闭门切断空气对流作用,分别考虑相变作用和不考虑相变作用的情况,经过模型 3、模型 4 的计算,结果表明:(1)冰-水相变作用将冰体的融化时间延长了 14a;(2)最多仅需 37a,冰体将全部融化。表明,在当前的地温梯度和气温下,假如没有空气对流作用,冰体最终将全部融化。

5 结论

着眼于四季气温对万年冰洞内部气温的影响,对万年冰洞冰体的形成和保存机制进行了定性分析。运用有限单元法,对冰体的形成过程和融化过程进行了定量模拟。得出以下结论:

(1) 冰体得以持续存在,控制因素为冬季万年冰洞内部空气自然对流传热作用和冰-水相变作用;

(2) 在当前气温和地温梯度下,从正常地温开始,考虑空气对流传热作用,约 5a 后将有冰体保存;

(3) 准稳态后,万年冰洞气温的波动范围为 $-3.9\sim-2.9^{\circ}\text{C}$;

(4) 在当前气温和地温梯度下,以准稳态时的温度分布为初值,不考虑空气对流传热作用,37a 后冰体将全部融化。

致谢 北京大学地球与空间科学学院教授蔡永恩、中国科学院地球动力学重点实验室副教授朱伯靖提供宝贵意见和建议。

参考文献 (References)

- [1] May B, Spötl C, Wagenbach D, et al. First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria)[J]. *The Cryosphere*, 2011, 5: 81-93.
- [2] Obleitner F, Spötl C. The mass and energy balance of ice within the Eisriesenwelt cave, Austria[J]. *The Cryosphere*, 2011, 5: 245-257.
- [3] Schöner W, Weyss G, Mursch-Radlgruber E. Linkage of cave-ice changes to weather patterns inside and outside the cave Eisriesenwelt (Tennengebirge, Austria)[J]. *The Cryosphere Discuss*, 2010, 4(3): 1709-1740.
- [4] Bella P. Morphology of ice surface in the Dobšíná Ice Cave [C]. 2nd International Workshop on Ice Caves, Zelinka, May 8-12, 2006.
- [5] Lalkovič M. On the problems of the ice filling in the Dobšina Ice Cave [J]. *Acta Carsologica*, 1995, 24: 313-322.
- [6] Perşoiu A, Onac B P, Wynn J G, et al. Stable isotope behavior during cave ice formation by water freezing in Scărişoara Ice Cave, Romania[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116(D2): 111.
- [7] Holmlund P, Onac B P, Hansson M, et al. Assessing the palaeoclimate potential of cave glaciers: the example of the Scărişoara Ice Cave (Romania)[J]. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 2005, 87(1): 193-201.
- [8] Luetscher M, Bolius D, Schwikowski M, et al. Comparison of techniques for dating of subsurface ice from Monlesi ice cave, Switzerland[J]. *Journal of Glaciology*, 2007, 53(182): 374-384.

- [9] Luetscher M, Lismonde B, Jeannin P Y. Heat exchanges in the heterothermic zone of a karst system: Monlesi cave, Swiss Jura Mountains [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2008, 113(F2),doi: 10.1029/2007JF000892.
- [10] 邵兆刚, 孟宪刚, 朱大岗, 等. 山西宁武“万年冰洞”空间分布形态的探测研究[J]. *吉林大学学报: 地球科学版*, 2007, 37(5): 961-966. Shao Zhaogang, Meng Xiangang, Zhu Dagang, et al. *Journal of Jilin University: Earth Science Edition*, 2007, 37(5): 961-966.
- [11] 孟宪刚, 朱大岗, 邵兆刚, 等. 山西宁武“万年冰洞”形成机制初探[J]. *地球学报*, 2006, 27(2): 163-168. Meng Xiangang, Zhu Dagang, Shao Zhaogang, et al. *Acta Geoscientica Sinica*, 2006, 27(2): 163-168.
- [12] Peters K F. Geologische und mineralogische Studien aus dem südöstlichen Ungarn, insbesondere aus der Umgegend von Rézbánya [M]. Wien: K K Hof- und Staatsdr, 1861.
- [13] Laursen L. Climate scientists shine light on cave ice[J]. *Science*, 2010, 329(5993): 746.
- [14] Ford D C, Williams P W. Karst geomorphology and hydrology [M]. London: Unwin Hyman, 1989.
- [15] Luetscher M, Jeannin P. A process-based classification of alpine ice caves[J]. *Theoretical and Applied Karstology*, 2004, 17: 5-10.
- [16] 陈诗才. 洞穴旅游学[M]. 福州: 福建人民出版社, 2003. Chen Shicai. *Cave tourism science* [M]. Fuzhou: Fujian People's Publishing House, 2003.
- [17] 高莲凤, 王曦, 万晓樵. 山西宁武冰洞成因分析[J]. *太原理工大学学报*, 2005, 36(4): 455-458. Gao Lianfeng, Wang Xi, Wan Xiaoqiao. *Journal of Taiyuan University of Technology*, 2005, 36(4): 455-458.
- [18] Lewis R W. The finite element method in heat transfer analysis [M]. Hoboken NJ: John Wiley & Sons Inc, 1996.
- [19] Lewis R, Roberts P. Finite element simulation of solidification problems [J]. *Applied Scientific Research*, 1987, 44(1): 61-92.
- [20] Morgan K, Lewis R, Zienkiewicz O. An improved algorithm for heat conduction problems with phase change[J]. *International Journal for Numerical Methods in Engineering*, 1978, 12(7): 1191-1195.
- [21] 杨世铭, 陶文铨. 传热学[M]. 4版. 北京: 高等教育出版社, 2006. Yang Shiming, Tao Wenshan. *Heat transfer* [M]. 4th ed. Beijing: Higher Education Press, 2006.
- [22] Sparrow E, Gregg J. Laminar free convection heat transfer from the outer surface of a vertical circular cylinder [J]. *Transactions of the American Society of Mechanical Engineers*, 1956, 78(8): 1823-1829.
- [23] Incropera F P, Bergman T L, Lavine A S, et al. Fundamentals of heat and mass transfer [M]. Hoboken NJ: John Wiley & Sons Inc, 2011.
- [24] Cebeci T. Laminar-free-convective-heat transfer from the outer surface of a vertical slender circular cylinder [C]// Proceedings of the Fifth International Conference, Tokyo, Japan, September 3-7, 1974.
- [25] Minkowycz W, Sparrow E. Local nonsimilar solutions for natural convection on a vertical cylinder [J]. *Journal of Heat Transfer*, 1974, 96(2): 178.
- [26] 李清林. 山西断陷带地热分布的某些特征[J]. *山西地震*, 1996(1): 26-30. Li Qinglin. *Earthquake Research in Shanxi*, 1996(1): 26-30.
- [27] 胡圣标, 何丽娟, 汪集旻. 中国大陆地区大地热流数据汇编[J]. *地球物理学报*, 2001, 44(5): 611-626. Hu Shengbiao, He Lijuan, Wang Jiyang. *Chinese Journal of Geophysics*, 2001, 44(5): 611-626.

(责任编辑 王媛媛)