第7卷 第2期 冰 川 冻 土 Vol.7 No.2
1985年6月 JOURNAL OF GLACIOLOGY AND GEOCRYOLOGY June, 1985

天山乌鲁木齐河源1号冰川温度研究

任贾文 张金华 黄茂桓
（中国科学院兰州冰川冻土研究所）

一、前 言

冰川温度是冰川物理性质的基本指标之一，与冰川的其它方面的研究内容有密切联系。国外早在上世纪就有冰川温度测量的报道[1]，但是到本世纪五十年代以后冰川温度的测量和研究才有了较大的突破。如钻孔测温深度在极地冰盖中达千米以上，在冰帽和冰川上达数百米，有些钻孔到达底床；研究方法从对实测冰（雪）温度资料作统计分析，得出某些定性推断，发展到模拟研究。但是目前国外对高纬地区冰盖和冰帽的研究较多。某些山地冰川虽有温度测量资料，但还未建立起理论计算或模拟研究的模式。我国曾在西部山地十余条冰川上进行过十数米深度以内的钻孔测温，但大部分为单钻孔短期观测。对这些资料，特别是资料较为丰富的祁连山羊龙河5号冰川，进行对比分析或半经验公式计算使我们对中国冰川的温度状况有了大致的了解[2,3]。1981和1982年我们在天山乌鲁木齐河源1号冰川（以下简称1号冰川）上布设了20余个13—35米深的测温钻孔，取得了一批冰（雪）温度的实测资料。本文收集了截止1983年3月为止的钻孔温度资料，并应用近年1/5000冰川地形图、冰川厚度、运动速度、物质平衡、气温及部分冰（雪）温度遥测资料，对1号冰川的温度分布及有关问题予以讨论。

二、温度观测情况简介

1号冰川的温度测量最早为1962年夏季，测量深度5.6米[4]。1964—1966年曾取得两个10米钻孔温度资料[2]。1981年我们打了10个17—35米钻孔，间隔1—5米放入铜电阻温度计，取得了夏季数次观测资料。1982年1月中旬又观测了一次。1981年8月在西支冰流接近平衡线处打钻孔20米深，放入晶体管和热敏电阻温度计，取得了3次观测资料。1982年5—6月我们再次打钻孔12个，深度13—30米，间隔0.5—2米放入热敏电阻温度计。从4月份开始（新打钻孔从6月开始）每隔10天左右观测一次，10月份以后相隔半月至1月观测一次。另外还在人工冰洞底部埋置4只热敏电阻温度计与上述钻孔同日观测。王良玮等在西支冰流粒雪盆和冰川顶部建立了遥测点。图1给出了测温钻孔分布情况和各测温孔的深度。

上述钻孔除冰川顶部的一个用手摇钻外，均采用蒸汽钻打成。铜电阻和热敏电阻温度计由李维新等制作并鉴定，精度为0.1℃。但对从钻孔中收回的9只热敏电阻温度计和

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

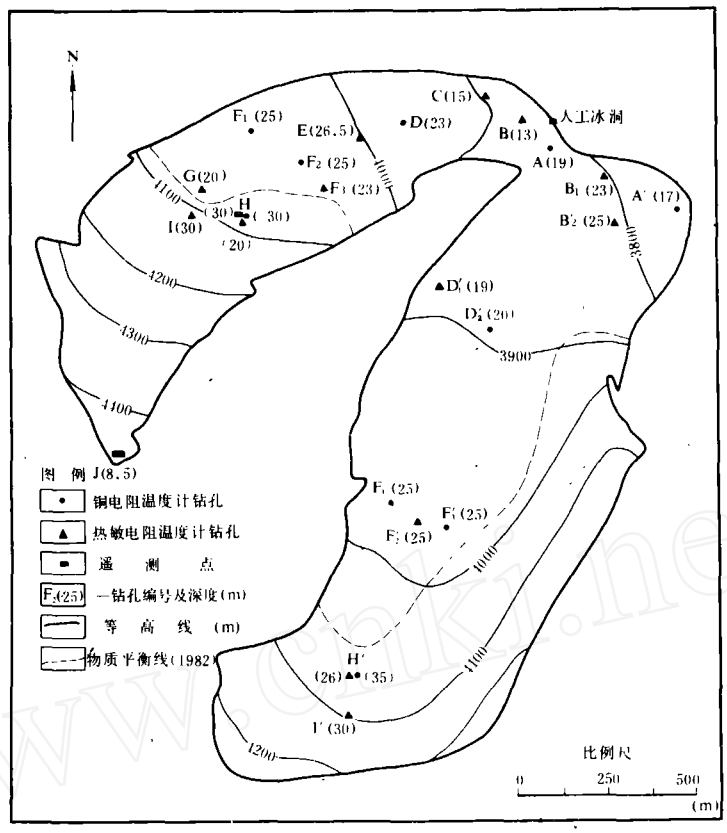

图1 1号冰川测温钻孔分布图

Fig. 1. Map showing the temperature measuring points with their signs, the measurement depths (m) are shown in brackets near the signs respectively

3只铜电阻温度计作0 C鉴定，发现前者零点没有漂移，后者漂移+0.3 — +0.6 C。因此本文在计算时主要采用热敏电阻温度计观测值。

三、冰川活动层温度

在消融区，夏季融水大部分以径流方式损失，若无裂缝和空穴等，融水的下渗及其对内部温度的影响较小。太阳辐射在冰内穿透的深度很小，如C. B. 卡列斯尼克指出，95%的辐射被10—20厘米厚的冰层所吸收[1]。除传导外的其它热交换过程均发生在表面。所以可近似地用热传导方程来描述温度的竖向剖面。

把冰体看作均匀介质，在表面温度随时间作周期变化的情况下，可得到温度分布规律为：

$$T(y,t)=A_0\exp\left(-y\sqrt{\frac{\omega}{2k}}\right)\sin\left(\omega t-y\sqrt{\frac{\omega}{2k}}\right)+T_0(y), \qquad (1)$$

式中：y —— 从表面向下的深度坐标；

t —— 时间；

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

$T(y, t)$——y处t时的温度；

A_0——表面温度波动的振幅；

ω——温度波动的角频率；

k——冰的导温系数；

$T_0(y)$——y处的平衡温度。

当因积累和消融引起表面有升降变化时，应用Carslaw和Jaeger关于运动介质中热传导问题的研究结果[5]，得：

$$T(y, t) = A_0 \exp\left(\frac{vy}{2k} - ya^{\frac{1}{2}}\cos\frac{\phi}{2}\right)\sin\left(\omega t - ya^{\frac{1}{2}}\sin\frac{\phi}{2}\right) + T_0(y), \quad (2)$$

式中a和ϕ由下式定义：

$$\left(\frac{v^2}{4k^2} + \frac{i\omega}{k}\right) = ae^{i\phi} \quad (3)$$

其中v是竖向运动速度，即单位时间的净物质平衡。在v不大于2米/年的情况下，(2)式可简化[6,7]为：

$$T(y, t) = A_0 \exp\left[-y\left(\sqrt{\frac{\omega}{2k}} - \frac{v}{2k}\right)\right]\sin\left(\omega t - y\sqrt{\frac{\omega}{2k}}\right) + T_0(y), \quad (4)$$

其误差不超过1%，这条件对1号冰川是适用的。

k值许多研究者[8-11]取$1.0—1.2\times10^{-2}$平方厘米/秒。Hobbs[19]汇集更多的资料得出在0—-40℃为$0.843—1.247\times10^{-2}$平方厘米/秒。1号冰川测得的最低温度高于-20℃，因此我们取$k = 1.0\times10^{-2}$平方厘米/秒。取周期为1年，得$\omega = 2\pi$/年。

将消融区实测钻孔温度代入(4)式计算$T_0(y)$，发现在$y<3$米时差异最高可达1℃以上，当$y>3$米时差异小于1℃，$y=10$米时最大差为0.2℃。这表明(4)式在$y>3$米时比较适用。在$y<3$米时计算的$T_0(y)$总是略低于实测值，大多数情况下差值都在1℃之内，其原因主要是在接近表面受融水作用影响。各个钻孔计算出的$T_0(y)$点绘于图2中。作曲线回归，得出：

$$T_0(y) = a + \ln y \qquad \text{当 } y > 0.5\text{米}, \quad (5)$$

相关系数大于0.981，标准差小于0.15。采用样条函数磨光法进行曲线拟合，得出进行两次磨光即可使拟合的曲线在节点处与原型值的差小于0.05℃。据资料精度来看，一般用(5)式就可以了。

在积累区，融水基本上下渗到粒雪层内，对温度影响极大，热传导方程不再适用。图3绘出了H、I和H′钻孔1982年6月至1983年3月实测温度平均值。H′钻孔整个夏季观测的温度直到30米处均接近0℃，冬季由于标杆被雪掩埋而未能继续观测。根据观测资料，这三个钻孔在10米深度内温度随季节变化较为明显。再向下温度变化不大。10米深处最高温度分别为-0.3℃、-0.5℃和-1.0℃，变幅为1.2℃、1.0℃和0.8℃。从图3看出，当深度超过10—20米后出现温度随深度增加而降低的负梯度现象，可能主要是由于融水作用和冷平流的存在所致，估计在我国大陆型冰川渗浸带普遍存在着这种现象。

图4所示的是H钻孔处的雪层剖面，可以看出该处虽在渗浸带边缘，但8米深处仍存在粒雪，且雪层和冰层交替出现。向上游方向粒雪层深度更大，冰层增多，从而使融

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

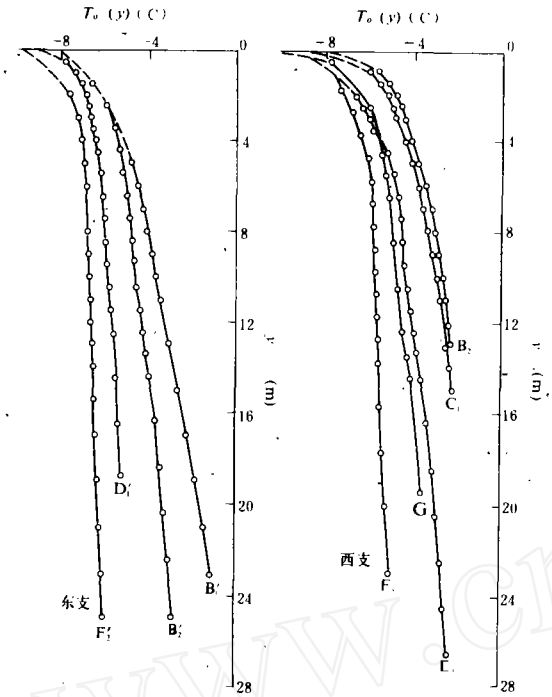

图 2 $T_o(y)$随y变化曲线
Fig. 2. $T_o(y)$ vs. depth y

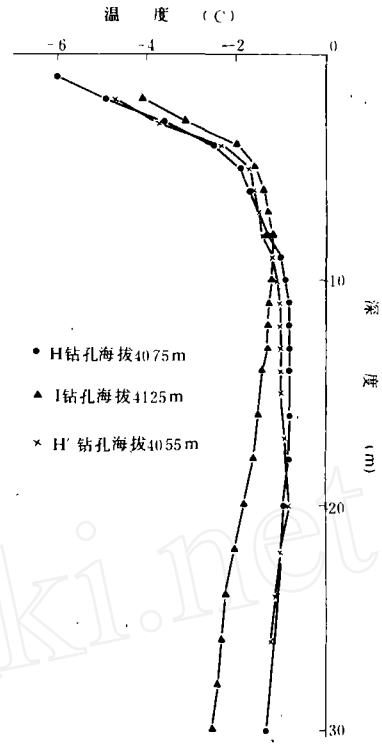

图 3 积累区钻孔测温剖面 (1982.6—1983.3)
Fig. 3. The measured temperature profiles (June, 1982—March, 1983)

水下渗及其对温度的影响极为复杂。在最后一节中我们将对融水下渗问题另加讨论。

为了简明地展现整个冰川活动层温度状况，我们以平面等值线图的形式将1号冰川活动层下界温度的分布示于图5。应当指出，象1号冰川这样不到2平方公里的冰川有20多个测温孔，资料是非常丰富的，然而对作温度等值线图显得还很不够，因此图中的等值线只是大致趋势的反映。从图5看到，纵向上在消融区上部温度较低，向上游和下游方向温度升高，特别是在进入积累区后升高非常快。积累区中、下部温度最高，再向上又开始降低。在冰川顶部（西支冰流）用手摇钻打孔8.5米深到达底床，表面有约0.5米厚的雪层，向下全为冰。该处的一次遥测资料列于表1（王良玮提供）。从表中看出这里的温度比积累区下部温度低得多。在横向上，中间温度低，向两侧温度升高。

表 1 1号冰川西支冰流顶部遥测温度
Table 1. The temperature, measured by telemeter, at the top of western tributary of No. 1 Glacier

深 度(m)	气 温	0.0	0.5	1.5	3.5	5.5	7.5	8.5
温 度(℃)	1.05	0.01	-2.49	2.84	6.34	-8.15	-8.62	8.76

注：海拔高度4483.6米，时间1983年9月7日14时。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

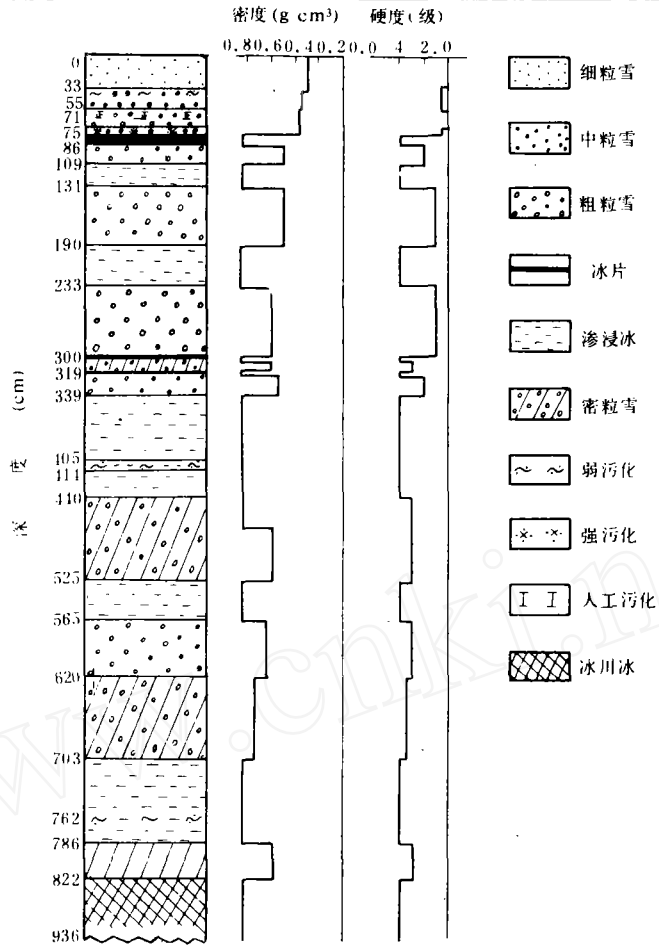

图4　H雪层剖面（1982.8.30）

Fig. 4. The profile of snow layer at point H (30th Aug. 1982)

四、纵深层及底部温度

对纵深层可忽略多年变化而假定温度不随时间变化。取坐标原点在冰川底床，x指向冰川运动方向，y从底床向上与x垂直，可得热传导方程为：

$$k\frac{\partial^2 T}{\partial y^2}+\frac{q}{\rho c}=u\frac{\partial T}{\partial x}+v\frac{\partial T}{\partial y}, \tag{6}$$

式中：u、v ——x、y方向上的冰运动速度分量；

q ——单位体积冰在单位时间产生的热量；

ρ ——冰密度；

c ——冰的比热。

对方程(6)可分为下面几种情况来求解：

(1) 假定运动对温度的影响和内部热量的产生可忽略不计，在边界条件为：

$$\left.\begin{aligned} y=0,\quad & \frac{\partial T}{\partial y}=\gamma_b \\ y=h,\quad & T=T_h \end{aligned}\right\} \tag{7}$$

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

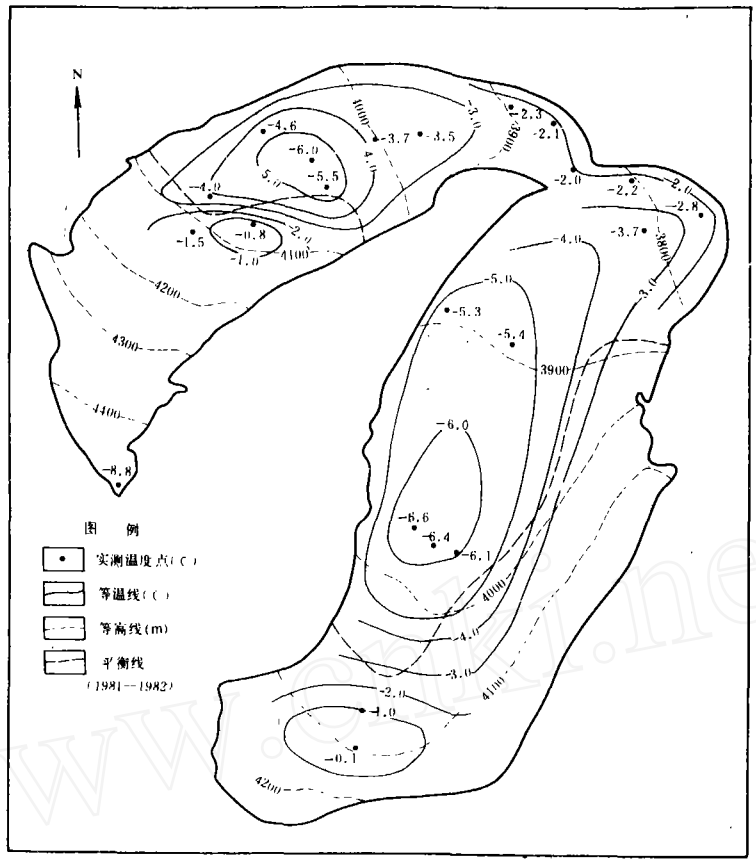

图 5 1号冰川活动层下界温度分布图

Fig. 5. Map showing the distribution of the temperature at the lower-boundary in active layer in No. 1 Glacier

的情况下得解为:

$$T = \gamma_b (y - h) + T_h \ , \tag{8}$$

其中γ_b是底部温度梯度，可简单地表述为:

$$\gamma_b = \gamma_G = -\frac{G}{K} \ , \tag{9}$$

式中: γ_G ——地热流造成的温度梯度;

G ——地热通量;

K ——冰的导热率;

h ——从活动层下界到底部的冰厚度;

T_h ——活动层下界温度。

(2) 如果x方向运动的效应不可忽略，但主要是平流作用，当冰体在坡度为α的斜坡上运动时，由平流引起的x方向的温度梯度是$\partial T / \partial x = -\lambda \sin\alpha$，其中$\lambda$是气温垂直递减率。在$y$方向的运动和内部热量的产生可忽略的情况下，假定$u$随$y$线性分布，得解为:

$$T = T_h + (y - h)\gamma_b - \frac{u_s}{6kH}(y^3 - h^3)\lambda \sin\alpha \ , \tag{10}$$

式中: u_s ——表面运动速度;

H ——总冰厚度。

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

（3）增加考虑内部热量的产生，据Paterson[12]，

$$q = \frac{2\dot{\varepsilon}_{xy}\tau_{xy}}{J\rho c}, \tag{11}$$

式中：$\dot{\varepsilon}_{xy}$ 和τ_{xy}——分别为应变率和剪切应力分量；

J ——热功当量。

为得到解析解.我们将τ_{xy}和$\dot{\varepsilon}_{xy}$ 根据Nye[13、14]理论表示成y 的函数：

$$\dot{\varepsilon}_{xy} = A\tau_{xy}^{n}, \tag{12}$$

$$\tau_{xy} = F\rho g(H-y)\sin\alpha, \tag{13}$$

式中：A、n ——冰川流动规律参数；

F ——冰川谷横断面形状参数。

于是可得解为：

$$T = T_h + (y-h)\gamma_b - \frac{u_s}{6kH}(y^3-h^3)\lambda\sin\alpha + \frac{2A}{JK}(F\rho g\sin\alpha)^{n+1}\left[\frac{(H-h)^{n+3}-(H-y)^{n+3}}{(n+3)(n+2)} + \frac{H^{n+2}(h-y)}{n+2}\right]. \tag{14}$$

1号冰川所在地无地热流实测资料。据国外50年代的研究[1、8、15]，地球表面平均地热流约为38卡/平方厘米·年。近20多年来获得的地热流数据表明，大陆平均地热流为1.46×10^{-6}卡/平方厘米·秒[16]。水谷仁和渡部晖彦[17]对全球1978年前的地热资料曾给予汇总。参考这些文献资料，我们暂取G为1.5热流单位。n值一般对冰川常取作3。据Paterson[12]给出n 为3时不同温度下的A值，我们取$A=3.5\times10^{-15}$ /秒·千帕^3。1号冰川谷为抛物线型[18]，应用冰川地形图和雷达测厚资料，可查算出F值。u_s 和H取实测值。取ρ为0.91克/立方厘米，c为0.5卡/克·℃，得$K=4.55\times10^{-3}$卡/厘米·秒·℃。 λ 为1℃/100米。α 根据地形图量算。

应用公式(8)、(10)和(14)对1号冰川纵深温度作了计算。表2列出钻孔最大深度上的实测温度和计算温度。从表中看出，计算值一般低于实测值，在厚度小的地方用三个公式计算的结果相差甚微，但与实测值相差较大。对到达底床的钻孔B_1'，从图2看到，活动层以下的温度梯度近似为常数。这说明在厚度较小时用活动层下界温度梯度来推算纵深层温度较为适宜。当厚度较大时用公式（14）较好。

表3是对1号冰川底部温度的计算结果。应当说明，冰的融点随压力增大有降低的性质，但对1号冰川，根据Hobbs[19]、Shreve[20] 的研究结果计算出最厚处底部冰的融点降低不足0.1℃，因此我们仍将冰的融点作为0 ℃。根据计算结果推断，1号冰川沿中心线某些地点底部温度到达融点，冰川边缘带底部温度低于融点。

五、与冰川温度有关的几个问题

1．融水下渗

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

表 2 1号冰川消融区钻孔最大深度实测温度与计算温度

Table 2. The measured and calculated temperature at the maximum depth of the bore-holes located in ablation area of No. 1 Glacier

地点		海拔高度 (m)	冰厚度 (m)	深度 (m)	实测温度 (℃)	计算温度 (℃)		
						用公式(8)	用公式(10)	用公式(14)
西支	D	3967	83	23	3.0	-3.2	3.2	-3.1
	E	4000	97	26.5	2.6	-3.2	-3.0	2.8
	F_1	4031	115	25	5.4	5.7	5.6	5.5
	F_2	4037	98	23	5.0	5.2	5.1	5.1
	F_3	4057	72	25	-4.1	4.3	-4.2	4.2
	G	4082	123	20	3.6	3.8	3.7	-3.5
东支	B'_1	3800	23	23	1.1	2.2	2.2	-2.2
	B'_2	3810	68	25	2.8	3.4	-3.2	3.1
	D'_1	3893	53	19	5.1	-5.2	5.1	5.1
	D'_3	3898	128	20	5.2	5.2	5.2	5.1
	F'_1	3972	72	25	-6.2	6.3	-6.2	6.2
	F'_2	3975	106	25	6.0	6.2	-6.1	6.0
	F'_3	3973	122	25	-5.6	-5.8	-5.7	5.6

表 3 1号冰川底部温度计算结果

Table 3. The estimated temperature in the bottom of No. 1 Glacier

西支冰流	地点	A	B	C	D	E	F_1	F_2	F_3	G	H	I
	温度(℃)	-0.2	融点	融点	融点	融点	-2.0	1.3	-1.9	融点	融点	1.0
东支冰流	地点	A′	B'_1	B'_2	D'_1	D'_2	F'_1	F'_2	F'_3	H	I	
	温度(℃)	-0.3	-1.1	0.3	3.5	0.7	-4.3	-2.5	0.9	融点	融点	

Paterson[21]曾导出融水下渗深度 r 与时间 t 的关系为:

$$r = 2B(kt)^{1/2} \tag{15}$$

其中 k 为水在冰或雪中的扩散率，B 为常数，由下式确定:

$$B\,\mathrm{erf}\,B\exp B^2 = f_0\lambda^{-1}\pi^{-\frac{1}{2}} \tag{16}$$

f_0 为冰川表面的含水率，假定为常数，λ 被定义为:

$$\lambda = \rho_i c_i \Delta T / \rho_w L \tag{17}$$

ρ_i 和 ρ_w 分别为冰(雪)和水的密度，c_i 为冰(雪)的比热，ΔT 是冰(雪)温度与 0 ℃之差，L 是相变潜热。

我们在1982年 6 — 8 月曾在 1 号冰川积累区几个点上用量热法测量过表层数米内的

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

含水率。以H钻孔为例，测得0.3米深度内的含水率为0.174.估计比实际值大得多。因为测量时间都在晴天下午，根据气温遥测资料，该处在6—8月气温高于0℃的时数不足总时数的三分之一。于是我们取f_0的估计值为0.05，比Paterson[21]在Athabasca冰川上所取的0.01大。根据夏初实测温度剖面和ρ_i的实测平均值，得λ的平均值为0.0111。k值Paterson认为对于冰为20平方米/年，对松散粒雪据Hughes等[22]的测量为185平方米/年。H钻孔处的雪层剖面表明（图4），粒雪不但密度较大且夹有多层渗浸冰，对k值我们取为60平方米/年，得到：

$$l = 0.0039r^2 \tag{18}$$

取融化期为0.3年，得r=8.7米。当雪中含水时一般来说温度接近0℃。因此根据0℃层深度也可近似地判断融水下渗深度。对H钻孔，从温度资料判断融水下渗深度约为6—8米。其它几个点上计算和判断得出的融水下渗深度较H钻孔小。

对消融区可算得融水下渗最大深度约为3米，由于夏季表面处在消融下降过程，实际下渗深度更小。从温度资料看，夏季表面的0℃层不超过0.5米。

2．冰川滑动问题

冰川是否有底部滑动以及滑动的机制如何是冰川运动学和动力学研究中的一个重要问题。近20多年来，国际上关于冰川滑动有许多研究成果，其中底部温度达到压力融点已为大家公认为冰川滑动的必要条件。

据前面的讨论，1号冰川沿中心线上某些区域底部处于融点。由于底床上的凸块能使某点的应力很大而导致其温度达到压力融点，因此在计算的底部温度接近融点的地方，实际温度也有可能到达压力融点。

由于温度条件不是滑动的充分条件，1号冰川是否存在着底部滑动还需具体验证。王仲祥等[23]1980—1981年在人工冰洞距洞口20米处曾观测到滑动现象。最初开凿的冰洞底部未到达底床，1982年我们从洞口向里每隔10米用手摇钻向下打孔，发现冰厚30—270厘米，埋置热敏电阻温度计；8—10月的观测温度在距洞口30米处为-0.9—-1.0℃，再向里均为-0.1—-0.2℃。置于洞内端（距洞口69米）的水银温度计测得的温度均为0.1℃。另外1981年夏季洞内发生冒水现象。这些表明冰洞深处的底部接近或处于压力融点。离冰洞较近的钻孔A和B处底部温度的计算值分别为-0.2和0℃，说明表3的计算结果比较可信。因此，1号冰川某些部位可能存在着底部滑动，由表面运动速度仅数米来看，滑动速度不大。

3．运动对温度的影响

冰川运动包括塑性流动和底部滑动。Robin[18]对格陵兰冰盖计算出若底部运动速度为18米/年，则由摩擦引起的底部附加热量相当于正常地热流。对山地冰川来说，厚度和坡度变化大，底部摩擦热不为常数。在厚度H和坡度α为$H\sin\alpha$=10时若底部摩擦热要相当于正常地热流，滑动速度应为20米/年。对1号冰川若假定滑动速度为2米/年，底部摩擦热最大效应不足地热效应的50%。

塑性流动对温度的效应可分成平流作用和应变热效应。平流作用主要决定于运动速

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

度和坡度，应变热效应主要决定于冰厚度和坡度。由于缺乏实测的竖向速度剖面和冰流变参数，我们假定速度在竖向上线性分布和取前面所选取的冰流变参数，大致估算得出1号冰川在厚度大于60米的地方，塑性流动对温度的影响约为地热流作用的20—50%，其中平流所占不足20%。当厚度较小时，在无滑动情况下，运动对温度的影响可忽略不计。

参 考 文 献

〔1〕卡列斯尼克，C. B. 1963，冰川学概论（兰州冰川冻土研究所翻译），77—106页。

〔2〕黄茂桓、王仲祥、任贾文，1982，我国冰川的温度，冰川冻土，4卷1期，20—30页。

〔3〕任贾文、黄茂桓，1981，冰川活动层温度状况的传热学分析，冰川冻土，3卷3期，23—28页。

〔4〕黄茂桓、袁建模，1965，乌鲁木齐河源1号冰川冰雪表层温度状况，天山乌鲁木齐河源冰川与水文研究，科学出版社，25—30页。

〔5〕Carslaw, H. S. and Jaeger, J. C., 1959. Conduction of heat in solids. 2nd ed. Clarendon Press, Oxford.

〔6〕Budd, W. F., 1966. Glaciological studies in the region of Wilkes, Eastern Antarctica. ANARE Scientific Reports, Ser. A(Ⅳ), Glaciology. Publication No. 88.

〔7〕Budd, W. F., 1969. The dynamics of ice masses. ANARE Scientific Reports, Ser. A(Ⅳ), Glaciology. Publication No. 108.

〔8〕Robin, G. de Q., 1955, Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice sheets. *Journal of Glaciology*, Vol. 2, No. 18, pp. 523—532.

〔9〕Schwerdtfeger, P., 1963. Theoretical derivation of the thermal conductivity and diffusivity of snow. IASH 61, pp. 75—81.

〔10〕Weller, G., 1967. The effect of absorbed solar radiation on the thermal diffusion in Antarctic fresh-water ice and sea ice. *Journal of Glaciology*, Vol. 6, No. 48, pp. 859—878.

〔11〕Paterson, W. S. B. and Clarke, G. K. C., 1978. Comparison of theoretical and observed temperature profiles in Devon Island ice cap, *Canada. Geophys. J. R. astr.* Soc. Vol. 55, pp. 615—632.

〔12〕Paterson, W. S. B., 1981. The physics of glaciers. 2nd ed. Pergamon Press, Oxford.

〔13〕Nye, J. F. 1952. The mechanics of glacier flow. *Journal of Glaciology*. Vol. 2, No. 12, pp. 82—93.

〔14〕Nye, J. F., 1965. The flow of a glacier in a channel of rectangular, elliptic or parabolic cross section. *Journal of glaciology*, Vol. 5, No. 45, pp. 661—690.

〔15〕Jeffreys, H., 1952. The earth: its origin, history and physical contitution. Third ed. Cambridge University Press.

〔16〕黄尚瑶、郑克棪，1982，地热基础理论研究及其在地热资源勘察与评价中的应用，地热基础理论研究，地质出版社，1—30页。

〔17〕水谷仁、渡部晖彦，1978，地球热学（黄尚瑶译），载于地热基础理论研究，地质出版社，1982，31—76页

〔18〕焦克勤，1982，天山乌鲁木齐河源冰川谷的横剖面，冰川冻土，3卷增刊。

〔19〕Hobbs, P. V., 1974. Ice physics. Clarendon Press, Oxford.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

〔20〕 Shreve, R. L. and Sharp, R. P., 1970, Internal deformation and thermal anomalies in lower Blue Glacier, Mount Olympus, Washington, U. S. A., *Journal of Glaciology*, Vol. 9, No. 55, pp. 65—86.

〔21〕 Paterson, W. S. B., 1972, Temperature distribution in the upper layer of the ablation area of Athabasca Glacier, Alberta, Canada. *Journal of Glaciology*, Vol. 11, No. 61, pp. 31—42.

〔22〕 Hughes, T. P. and Seligman, G., 1939, The temperature, melt water movement and density increase in the neve of an alpine glacier. Monthly Notices of the Royal Astronomical Society. *Geophysical Supplement*, Vol. 4, No. 8, pp. 616—647.

〔23〕 王仲祥，1983，天山乌鲁木齐河源1号冰川人工冰洞初步观测，冰川冻土，5卷1期，89—94页。

（本文于1984年1月19日收到）

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

A Study of Ice Temperature in No. 1 Glacier in the Urumqi River Headwaters, Tianshan

Ren Jiawen, Zhang Jinhua and Huang Maohuan

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

Abstract

21 bore holes, from 13 to 35m in depth, were drilled in 1981 and 1982 on No. 1 Glacier in the Urumqi River headwaters, Tianshan. Temperature in bore holes was measured about once in ten days in summer and nearly once a month in winter from June 1982 to March 1983. A semi empirical heat transfer formula was verified with the temperature data and applied to calculate the annual equilibrium temperature of the active layer. It is shown that the temperature of the active layer reached the lowest in the middle upper ablation area. In the accumulation area there was a negative temperature gradient from over ten to several tens metres deep and the temperature at the lower boundary in active layer was much higher than that in the ablation area for large amount of melt water percolates into the snowlayer. A map showing the distribution of the temperature at the lower boundary in active layer was shown.

Temperature in the deep layer was calculated by three analytic solutions of the steady state heat transfer equation. Analyzing the calculated results shows that the formulas should be taken according to local condition. The estimated temperature of the glacier bottom was at the melting point in some sites, but not in others. It was supposed that at the lower reaches of the west branch of the glacier there are conditions for basal sliding.

© 1994-2010 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net