

# 冰川活动层温度状况的传热学分析

——以祁连山羊龙河5号冰川为例

任贾文 黄茂桓

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

一般认为,冰川表面15—20米一层受外界气候因素的影响,存在以年为周期的温度波动,称为活动层。活动层的温度状况直接反映冰川存在的气候条件,同时又是研究冰川内部温度状况的入门。活动层底部的温度(年变动幅度在 $0.2^{\circ}\text{C}$ 以内)可以作为表达冰川发育的水热条件和冰川物理性质的一个指标。这一层活跃着频繁的热交换过程。在表层以辐射、传导、对流和相变的方式同外界进行热交换。在内部除传导外,融化、融水渗浸和再冻结作用活跃,有时起主导作用。表面的升(积累)降(消融、沉陷)、冰体运动和地热流的存在对活动层的温度状况也有一定的影响。

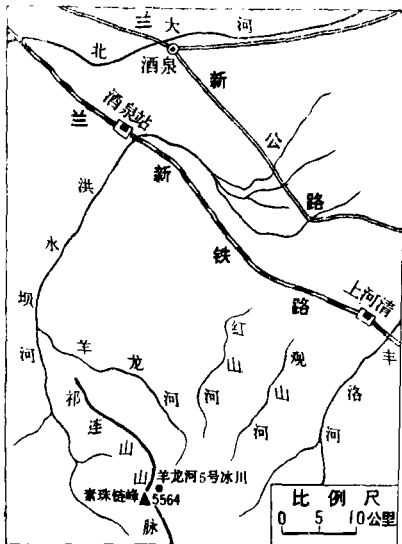


图1 祁连山羊龙河5号冰川位置图

因活动层温度状况意义重大,加之观测较为方便,故研究较为深入。我国自有现代冰川研究以来,就有冰川活动层温度观测,积累了相当数量的资料,其中尤以1977年夏季在祁连山羊龙河5号冰川(图1)进行的观测精度较高,深度较大,范围较广,时间较长。该项观测已进行了初步总结,并作了报导[1,2]。现补充以传热学分析计算,力求在原总结的基础上,加深认识,探索我国大陆性冰川固有规律。

## 一、热传导方程及其解

如果把冰川活动层看作均匀介质的半无限体,并只考虑其一个方向传热,可用如下热传导方程表示表面以下深度 $y$ (从冰面算起,向下为正)在瞬时 $t$ 时的温度 $T(y,t)$ [3,4],

$$k \frac{\partial^2 T(y,t)}{\partial y^2} = \frac{\partial T(y,t)}{\partial t} \quad (1)$$

式中: $k$ ——导温系数。假定边界条件是表面温度 $T(0,t)$ 按正弦规律变化,即

$$T(0,t) = T_s \sin(\omega t) + T_0 \quad (2)$$

式中: $T_s$ ——表面温度波动的振幅; $\omega$ ——温度波动的角频率; $T_0$ ——表面温度之平均值。则(1)式的稳定状态解为

$$T(y,t) = T_s \exp\left[-y\left(\frac{\omega}{2k}\right)^{\frac{1}{2}}\right] \cdot \sin\left[\omega t - y\left(\frac{\omega}{2k}\right)^{\frac{1}{2}}\right] + T_0 \quad (3)$$

(3)式可以描述各种频率的波动。我们现在感兴趣的是以一年为周期的波动,即 $\omega/2\pi = \text{年}^{-1}$ 。

(3)式中 $T_s \exp[-y(\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}]$ 一项为对应深度 $y$ 的温度波动的变幅,它按 $y$ 的指数规律衰减。而 $y(\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}$ 项为对应深度 $y$ 的初位相,是 $y$ 的线性函数,也就是说各层温度波动相对冰面温度波动的位相滞后与深度 $y$ 成正比。

## 二、热传导方程解的修正及边界条件的确定

我们将1977年祁连山羊龙河5号冰川实测冰川温度资料(见附录)代入(3)式,发现理论公式(3)应加以若干修正,才能同实测数据较好吻合。修正后的方程式为

$$T(y,t) = T_s \exp[-\beta y(\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}] \cdot \sin[\omega t - y(\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}] + T_0(y) \quad (4)$$

(4)式与(3)式不同在于 $T_0$ 变成 $T_0(y)$ 和增加一个修正系数 $\beta$ 。

对于某一深度 $y$ ,只要有两次实测资料 $[T(y,t_1),t_1; T(y,t_2),t_2]$ ,代入(3)式,联立求解,便可求出

$$T_0(y) = \left\{ \begin{aligned} &T(y,t_2) \sin[\omega t_1 - y(\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}] \\ &- T(y,t_1) \sin[\omega t_2 - y(\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}] \end{aligned} \right\} / \left\{ \begin{aligned} &\sin[\omega t_1 - y(\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}] \\ &- \sin[\omega t_2 - y(\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}] \end{aligned} \right\}$$

$T_0(y)$ 不是一个常数,而是深度 $y$ 的函数,可看作线性函数,后面将作详细讨论。

(3)式或(4)式的 $y$ 坐标原点选在冰雪表面。实际上这一点随着积累和消融在不断变化。实测两个月内,总的趋向是冰雪表面略有下降。为简单起见,取第一次观测到的

冰雪表面为坐标原点。考虑到我们主要分析较深冰层的资料,冰雪表面少量下降的影响有滞后现象,一时影响不致太深。

基于同样的考虑,我们把整个活动层看作均匀介质,取其导温系数为冰的导温系数,即 $k = 38 \text{米}^2/\text{年}$ 。

时间坐标 $t$ 的起点是个重要的选择。由(3)式或(4)式可见,波动按正弦规律进行。时间坐标的起点应取春季中间冰雪表面温度等于年平均温度之时。因无实测数据,我们求助于附近的酒泉气象站的年平均气温资料。该站春季气温等于年平均气温出现于4月10日。但用4月10日作时间坐标原点计算结果不符合实际情况。原来温度的四季变化并不是简单的正弦规律。如酒泉的平均气温,春季等于年平均值时出现于4月10日,夏季最高气温出现于7月底8月初,秋季等于年平均值时出现于10月15日左右,冬季最低气温出现于1月5日左右,不都是相差四分之一周期(三个月)。考虑到我们分析的是夏季实测资料,应以最高温度出现之日为控制点,反推四分之一周期,取4月30日为时间坐标起点,计算结果证实了这一选择与实测资料变化规律较好符合。

## 三、若干结果分析

将时间间隔较长的实测资料代入(4)式,联立求解,便得出所需参数,结果列于表1、2和3。从而可以具体给出描述三个测点活动层温度场的近似算式(4)。下面对所得结果加以分析。

表1 4513米测点不同深度 $y$ 的平衡温度 $T_0(y)$ 和温度变幅

$y$ (米)	2.1	4.1	5.1	6.1	7.1	13.1	16.1
$T_0(y)$ (°C)	-6.2	-6.8	-7.1	-7.2	-7.0	-6.5	-6.0
$T_s \exp[-\beta y (\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}]$ (°C)	4.76	2.90	2.54	2.16	1.81	0.35	0.11

表2 4648米测点不同深度y的平衡温度T<sub>0</sub>(y)和温度变幅

$$T_s \cdot \exp\left[-\beta y \left(\frac{\omega}{2k}\right)^{\frac{1}{2}}\right]$$

y (米)	1.8	2.8	3.8	4.8	6.8	12.8	15.8
T <sub>0</sub> (y) (℃)	-13.4	-10.8	-9.7	9.3	-9.1	-8.3	-8.0
T <sub>s</sub> exp[-βy(ω/2k) <sup>1/2</sup> ] (℃)	19.96	16.62	14.91	14.28	11.76	11.74	9.95

表3 4835米测点不同深度y的平衡温度T<sub>0</sub>(y)和温度变幅

$$T_s \cdot \exp\left[-\beta y \left(\frac{\omega}{2k}\right)^{\frac{1}{2}}\right]$$

y (米)	1.2	2.2	3.2	4.2	5.2	6.2	8.2	15.2
T <sub>0</sub> (y) (℃)	-13.9	-8.5	-7.2	-7.1	-7.1	-6.8	-6.7	-4.9
T <sub>s</sub> exp[-βy(ω/2k) <sup>1/2</sup> ] (℃)	13.57	6.25	3.48	2.38	1.55	1.83	0.31	0.32

1. 平衡温度T<sub>0</sub>(y)

由表1—3可见，T<sub>0</sub>(y)值在y = 3米以下存在较好的线性关系，即

$$T_0(y) = \alpha + \gamma y \quad (y > 3\text{米}) \quad (5)$$

用回归分析法求得α、γ列于表4。表中还给出相应的相关系数。

表4 (5)式参数α和γ

测点高度 (米)	α(℃)	γ(℃/米)	相关系数
4513	-7.5	0.083	0.89
4648	-10.1	0.134	0.99
4835	-8.0	0.196	0.98

表1—3中的T<sub>0</sub>(y)点和它们y > 3的回归曲线如图2所示。

由图首先可以看出，y < 3米时，T<sub>0</sub>(y)

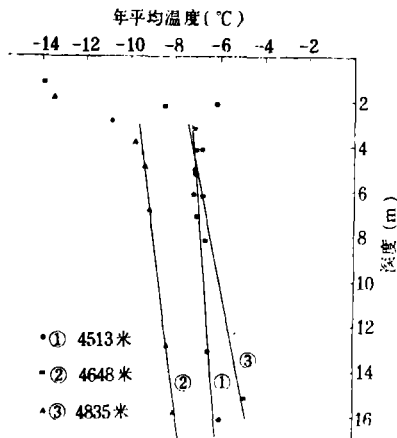


图2 3米以下冰层年平均温度随深度变化

点相对回归曲线延长段偏离较大，特别是海拔4648米及4835米两处，显著偏低。至少可以说明，靠近冰雪表面3米之内，热传导方程不足以描述实际热交换过程，这里主要的热量交换不是(1)及(3)式所代表的热传导机理。

而y = 3米以下，T<sub>0</sub>(y)点子与回归曲线关系好，相关系数大，使我们确信，这个深度以下，修正后的热传导方程(4)能反映实际热交换机理，这里热传导是主要的。我们也相信，(5)式反映的关系可以适当推到稍大的深度。

2. 冰温的垂直梯度γ

表4所列的冰温垂直梯度γ比一般根据地热流算出的温度梯度大2.5—7倍。但上面的分析使我们相信自己的结论，这可能是大陆性冰川温度状况的特点。(5)式外推至活动层以下的深度，T<sub>0</sub>(y)将于40—90米深处达到融点。祁连山冰川运动规律的研究〔2〕指出，冰川底部存在滑动。而近年祁连山冰川厚度的地球物理勘探，如苏珍在“七一”冰川作的重力测量，黄以职等在羊龙河一号冰川作的雷达探测，曾仲巩、刘经仁在羊龙河5号冰川类似规模的冰川厚度只有数十米。这样，我们有理由设想，这里冰川厚数十米，其底部达到融点，成为冰川的滑动面。据此

推算,冰川内部的垂直温度梯度接近表4中之 $\gamma$ 值。

近来国外冷冰川的研究也发现类似现象。如北极的白冰川(北纬 $80^\circ$ ),根据10米浅孔观测,得出这个梯度值约为 $0.08^\circ\text{C}/\text{米}$ [5],等于表4所列最小一数值。在格陵兰sukkertoppen冰帽消融区,测得深19—23米之间的温度梯度为 $0.14^\circ\text{C}/\text{米}$ [6],为当地地热流相应梯度的7.5倍,接近表4中的中间一数值。苏联的外伊犁阿拉套山的中央土尤克苏冰川,在距冰川末端600米的5号孔测得10—20米深之间 $\gamma$ 值为 $0.11^\circ\text{C}/\text{米}$ ,往深处此值有所减少,到52米之底部,冰温达 $-0.1-0.7^\circ\text{C}$ [7]。看来,冷冰川的 $\gamma$ 值大,数倍于地热流通过所要求的梯度,是可以肯定的。前面已经提到,不同深度 $y$ 的温度波动变幅应修正为 $T_s \exp[-\beta y (\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}]$ 。根据表1—3

中的 $T_s \exp[-\beta y (\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}]$ 值用回归分析求出 $T_s$ 和 $\beta$ 值。计算表明,当 $y > 3$ 米时,关系很好。表5示出 $y > 3$ 米求得的 $T_s$ 和 $\beta$ 值,同时给出相关系数。图3给出 $y > 3$ 米的

$T_s \exp[-\beta y (\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}]$ 与 $y$ 的关系曲线。

表5 温度变幅  $T_s \exp[-\beta y (\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}]$  之参数

测点高度 (米)	$T_s$ ( $^\circ\text{C}$ )	$\beta$	相关系数
4513	10.7	0.95	0.993
4648	16.0	1.10	0.999
4835	4.0	0.68	0.834

看不出表5中三地的 $\beta$ 值有何联系,除4835米一处外,可以认为 $\beta$ 接近于1。4835米处 $T_s$ 和 $\beta$ 值均小,可能另有原因,下面专作分析。

### 3. 温度波动最大变幅 $T_s$

$T_s$ 项原来的含义是冰雪表面的温度波

动变幅,也就是各层变幅中之最大者。现在我们给(5)式附加条件 $y > 3$ 米。 $T_s$ 可以看成

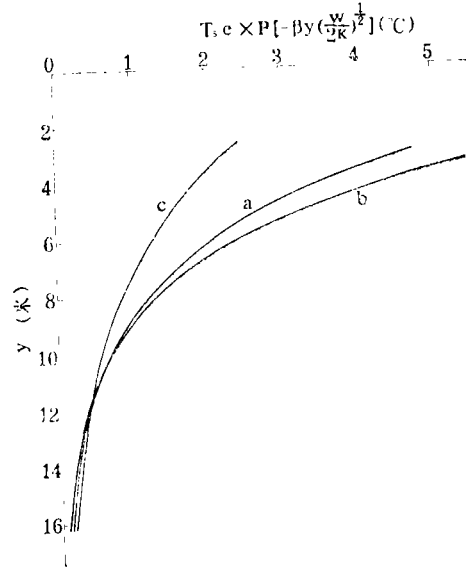


图3 不同深度 $y$ 的温度变幅

$$T_s \exp[-\beta y (\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}]$$

测点高度: a—4513米, b—4648米 c—4835米

$T_s \exp[-\beta y (\frac{\omega}{2k})^{\frac{1}{2}}]$ 曲线外延与 $y = 0$ 坐标轴之交点。然而,因 $y < 3$ 米时该曲线没有意义, $T_s$ 失去其原来的含义。

我们将 $T_s$ 值同气温年较差略加对比。据酒泉气象站的资料推算,4,200米高空自由大气温度最大与最小月平均值差 $25.0^\circ\text{C}$ 。推测年较差可能不低于 $30^\circ\text{C}$ ,同表5中相当于年较差的 $2T_s$ 值相比,可以认为, $2T_s$ 低于气温年较差,至少相互接近。

## 四、不同冰川带温度状况综述

现在,我们有条件用更多的数字指标来评述不同冰川带活动层的温度状况。

1. 冰舌末端:以4513米一点为代表。此地16米深处(位相滞后于表面8.78个月,年

1) 据康兴成同志计算。

温差 $0.2^{\circ}\text{C}$ )年平均温度为 $-6.2^{\circ}\text{C}$ ,比同年之自由大气平均气温高 $3.9^{\circ}\text{C}$ <sup>1)</sup>。以 $\gamma = 0.08^{\circ}\text{C}/\text{米}$ 的梯度向上递降,到3米深处平均温度降至 $-7.2^{\circ}\text{C}$ 。 $T_s = 10.7^{\circ}\text{C}$ , $\beta = 0.95$ 。3米深以下热交换以传导为主。深3米以上,热交换复杂。估计夏季表面出现 $0^{\circ}\text{C}$ 的等温层,并含有液相水。

2.平衡线附近:以4648米一点为代表。此地各层温度低,16米深处年平均温度为 $-7.9^{\circ}\text{C}$ ,比同年之自由大气年平均气温只高 $3.0^{\circ}\text{C}$ 。以 $\gamma = 0.134^{\circ}\text{C}/\text{米}$ 的梯度向上递降,到3米深处平均温度降至 $-9.7^{\circ}\text{C}$ 。 $T_s = 16.0^{\circ}\text{C}$ ,为三者中最大,说明各层温度波动幅度最大。 $\beta = 1.1$ 。3米深以下,热交换以传导为主。深3米以上,热交换复杂,估计夏季表面也出现 $0^{\circ}\text{C}$ 的等温层,并含有液相水。到了冷季,表面迅速降温,但这一层的下部液相水冻结放出潜热,相对降温不多,致使这一层冬日的温度梯度较大。

3.渗浸带内:以4835米一点为代表。此地各层温度都高于上述两带。只是厚3米左右的上层例外。这一层热交换复杂,融化、融水渗浸和再冻结起主导作用。估计表面夏季也出现 $0^{\circ}\text{C}$ 温度,并含有液相水。到了冷季,表面迅速降温,极端最低温度可能是三个带中最低的。但其下面液相水冻结放出大量潜热,相对降温不多,致使这一层冬日的温度梯度最大。渗浸再冻结加热作用还大大提高3米左右深度的冰温,并影响到其下各层。16米深处的年平均温度为 $-4.9^{\circ}\text{C}$ ,高出同年自由大气平均气温 $7.3^{\circ}\text{C}$ 。以 $\gamma = 0.196^{\circ}\text{C}/\text{米}$ 的梯度向上递降,到3米深处降至 $-7.4^{\circ}\text{C}$ 。3米深以下热交换以传导为主,但温度波动的变幅小, $T_s = 4.0^{\circ}\text{C}$ , $\beta = 0.68$ ,说明发生在3米以上的渗浸再冻结作用强度大,延续时间长,大大削减了其下面的温度波动幅度。表面温度低,里面温度高,表面

温度变幅大,里面温度变幅小,这种表里不一现象是渗浸带活动层温度状况区别于其它冰川带的鲜明标志。

## 五、小 结

综合上面的分析,我们得出如下几点看法。

1.冰川活动层3米深以下的热交换过程以传导为主。

2.可近似地用修正的热传导方程的解(4)来描述活动层3米深以下的温度状况。

3.厚约3米的活动层表层,热交换机理复杂,融化、融水渗浸和再冻结起主导作用,特别在渗浸带。

4.冰川活动层3米深以下温度波动的平衡温度 $T_0(y)$ 与深度呈线性关系,

$$\gamma = \frac{dT_0(y)}{dy} \text{ 为 } 8 - 19.6^{\circ}\text{C}/100\text{米}, \text{ 比一}$$

般根据地热流计算得出的垂直温度梯度约高出 $2.5 \sim 7$ 倍。垂直温度梯度大是祁连山冰川温度状况特点之一。

5.渗浸带活动层的温度状况不同于其下面各冰川带,除其内部各层温度偏高外,还有其温度变幅偏小,但其表面的温度则低且变化幅度大等特点。

## 参 考 文 献

- [1] 祁连山冰雪利用研究队, 1980, 祁连山冰川的近期变化, 地理学报, 35(1), 48—57.
- [2] 伍光和等, 1980, 祁连山现代冰川基本特征研究, 兰州大学学报(自然科学版), 第三期, 127—134.
- [3] W.S.B. Paterson, 1969, The Physics of Glaciers, Pergamon Press, 169—170.
- [4] W.F. Budd, 1969, The Dynamics of Ice Masses, ANARE Publ. No.108, 105—106.
- [5] F.Müller, 1976, On the Thermal Regime of a High-arctic Valley glacier, Journal of Glaciology, Vol.16, No.74, 119—131.
- [6] Roger Leb Hooke and Bruce R.Koci, 1978. Temperature measurements on the

1) 同年自由大气平均气温为丁良福同志推算,下同。

Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada,  
and on Sukkertoppen Iskappe, Greenland,  
Journal of Glaciology, Vol.20, No.83,  
441-443.

(7) E.N.Vilesov, 1961. Temperature of ice in  
the lower parts of Tuyuksu Glaciers,  
IASH Publ.No.54, 313-324.

(1980年3月3日收到)

附录1 4513米处实测温度资料(℃)

深度(米)							
时间(月.日)	2.1	4.1	5.1	6.1	7.1	13.1	16.1
6,26	-4.1	-7.1	-8.1	-8.6	-8.5	-6.6	-5.9
7,7	-3.8	-6.9	-7.9	-8.4	-8.5	-6.8	-6.0
7,13	-3.6	-6.6	-7.6	-8.3	-8.3	-6.8	-6.0
7,19	-3.3	-6.3	-7.3	-8.0	-8.1	-6.8	-6.0
7,25	-3.1	-6.0	-7.1	-7.8	-7.0	-6.8	-6.0
8,3	-2.7	-5.6	-6.7	-7.5	-7.8	-6.8	-6.0
8,10	-2.3	-5.3	-6.4	-7.2	-7.4	-6.8	-6.0
8,19	-1.8	-4.9	-6.0	-6.9	-7.3	-6.8	-6.0
8,31	-1.3	-4.4	-5.6	-6.4	-6.9	-6.8	-6.0

注:以上三表中深度均按第一次观测时雪面(或冰面)算起。

附录2 4648米处实测温度资料(℃)

深度(米)							
时间(月.日)	1.8	2.8	3.8	4.8	6.8	12.8	15.8
6,26	-7.9	-9.5	-10.0	-10.7	-10.4	-8.4	-8.0
6,29	-7.8	-9.3	-10.1	-10.6	-10.4	-8.4	-8.0
7,7	-7.2	-8.7	-9.6	-10.2	-10.3	-8.5	-8.0
7,13	-7.1	-8.3	-9.2	-9.9	-10.1	-8.5	-8.0
7,19	-2.9	-7.2	-8.8	-9.6	-10.0	-8.4	-8.0
7,25	-2.4	-6.7	-8.1	-9.3	-9.9	-8.5	-8.3
8,3	-2.0	-5.1	-7.2	-8.7	-9.7	-8.5	-8.1
8,10	-1.7	-4.5	-6.5	-8.1	-9.4	-8.5	-8.1
8,19	-1.7	-4.2	-6.0	-7.6	-9.2	-8.6	-8.1
8,31	-1.5	-3.7	-5.4	-6.9	-8.7	-8.5	-8.1

附录3 4835米处实测温度资料(℃)

深度(米)								
时间(月.日)	1.2	2.2	3.2	4.2	5.2	6.2	8.2	15.2
6,29	-4.8	-5.9	-6.9	-7.3	-7.7	-7.1	-6.4	-4.8
7,13	-3.3	-4.9	-6.0	-7.1	-7.6	-7.3	-6.9	-4.9
7,19	-0.5	-3.6	-5.5	-6.8	-7.5	-7.3	-6.9	-5.0
7,25	-0.5	-3.1	-5.0	-6.6	-7.4	-7.3	-7.0	-5.1
8,3	-0.4	-2.7	-4.5	-6.1	-7.1	-7.1	-7.0	-5.1
8,10	-0.2	-2.5	-4.2	-5.7	-6.8	-6.9	-7.0	-5.1
8,19	-0.5	-2.5	-4.0	-5.6	-6.6	-6.7	-6.9	-5.1
8,31	-0.4	-2.3	-4.0	-5.2	-6.2	-6.4	-6.8	-5.1

## HEAT TRANSFER WITHIN GLACIAL ACTIVE LAYER

—Taking No. 5 Glacier, Yanglong River,  
Qilian Shan, as an Example

Ren Jiawen, Huang Maohuan

(Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Academia Sinica)

### ABSTRACT

The temperature data at 3 altitudes of active layer in No.5 Glacier, Yanglong River, Qilian Shan, measured in the summer of 1977 are analysed to see the situation of heat transfer. It is verified that the principal heat exchange in active layer, over 3 m below surface, is conduction. A modified equation for temperature regime is drawn. The relationship between mean ice temperature and depth is found to be linear. The vertical temperature gradient in this layer is greater than that needed for geothermal flux to travel through it by a factor of 3.5-8. Hereby most glaciers in Qilian Shan, several ten metres in thickness, may partly reach melting point at their base. Perhaps the relatively great vertical temperature gradient is a feature of continental type glaciers in China. The temperature regime in infiltration zone, being different from that in other zones below it, is characterized by a high inner temperature with a small inner amplitude on the one hand, a low surface temperature with a great surface amplitude on the other.