

天山乌鲁木齐河源 1 号冰川表面 累积应变研究

韩 建 康

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

冰川表面应变率分布揭示冰川表面运动速度梯度的变化,与各种冰面构造的形成发育关系密切。那么在冰川运动过程中,应变率的时间累积效应如何?它对冰川构造发生什么影响?作者在研究天山乌鲁木齐河源 1 号冰川(简称“1 号冰川”)表面应变率分布*的基础上,作进一步探讨。

一、冰川概况及基本假定

1 号冰川位于天山乌鲁木齐河主干大西沟源头最高处,最高峰海拔 4483.6 米,分水岭平均海拔约 4300 米,冰舌末端海拔 3736 米,雪线平均海拔 4075 米,为一由东西两支冰斗冰川汇流而成的冰斗——山谷冰川,长 2.41 公里,面积 1.95 平方公里。1959 年以来,冰川工作者对 1 号冰川物质平衡、运动状况、冰川沉积等进行了较为详细的研究,认为该冰川为一常态冰川,小冰期以来一直处于比较稳定的缓慢退缩状态。因此,可以在冰川处于稳定状态的前提下进行此项研究工作。获得基本资料的途径是:利用观测冰面运动的花杆三角网络系统,使用前方交会方法,以经纬仪读出各花杆不同时间的坐标,求得位移,算出流速及应变率,然后进行累积应变估算。

二、累积应变研究原理及工作方法

在考察冰面三角网络系统中的一个单元时(图 1),冰川表面可以近似地认为是一平面。若假定在该单元中冰川为均匀变形,速度为线性变化,不难推出

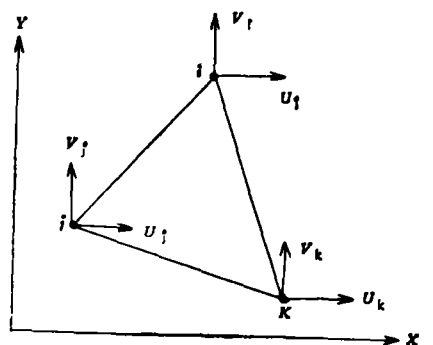


图 1 应变三角单元示意图

$$\begin{bmatrix} u \\ v \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} u_i \\ v_i \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} c_1 & c_2 \\ c_3 & c_4 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x - x_i \\ y - y_i \end{bmatrix}, \quad (1)$$

式中 $u(x, y)$ 和 $v(x, y)$ 为单元中位于 (x, y) 点冰微元 x 和 y 方向的速度分量, $c_n (n = 1-4)$ 对所考察的单元为常数,分别为

$$\begin{aligned} c_1 &= \frac{\partial u}{\partial x} = \dot{\epsilon}_x, \\ c_4 &= \frac{\partial v}{\partial y} = \dot{\epsilon}_y, \\ c_2 + c_3 &= \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} = \dot{\gamma}_{xy}, \end{aligned} \quad (2)$$

本文 1984 年 6 月 4 日收到

* 韩建康等,天山乌鲁木齐河源 1 号冰川表面应变率研究,冰川冻土,7(1985), No. 1.

脚标 i 表示的为三角单元某确定顶点的相应物理量。

可以导出^[3],在 $c_n(n=1-4)$ 控制下,经过一个时段 Δt 的运动,上述冰微元的应变增量为

$$A = \begin{bmatrix} c_1 \Delta t + 1 & c_2 \Delta t \\ c_3 \Delta t & c_4 \Delta t + 1 \end{bmatrix}, \quad (3)$$

经过 n 个时段运动后,累积的应变值

$$A_k = A_n \cdot A_{n-1} \cdot \dots \cdot A_2 \cdot A_1. \quad (4)$$

根据已知的 1 号冰川冰面应变率分布情况,上述计算过程可以简化。在冰面坡度较为平缓的东支冰川上,选择两条流线(分别称为长流线和短流线),由雪线附近应变率分布已知的部位开始,估算某确定冰微元沿流线运动累积起来的应变。具体作法是:根据应变率分布,在流线上确定若干应变代表点,由上游至下游分别记为 $L_1, L_2, \dots, L_N$ 。以相邻代表点 $L_{j-1}, L_j, L_{j+1} (j \geq 1)$ 到雪线的流线长度 OL_{j-1}, OL_j, OL_{j+1} 为准(O 为流线与雪线交点),在流线上以点 $\frac{OL_j + OL_{j-1}}{2}$ 和 $\frac{OL_j + OL_{j+1}}{2}$ 之间的部分划分应变区间(起点 L_0 及终点 L_N 分别由沿流线向冰川上游延伸长度 $\frac{OL_2 - OL_1}{2}$ 及由流线与冰川末端交点确定)。当应变区间长度为 S_j ,取应变代表点 L_j 的流速为该区的平均流速 $\bar{v}_j$ 时,则冰微元在该应变区间上的运动时间

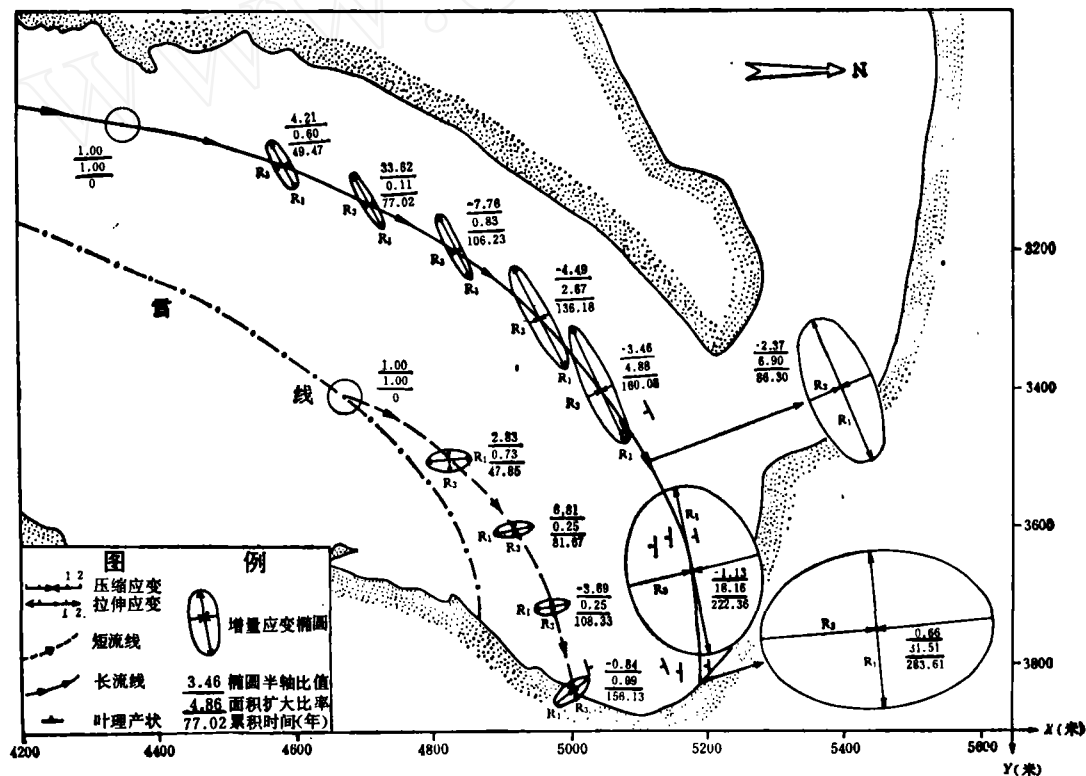


图 2 乌鲁木齐河源 1 号冰川东支累积应变和叶理产状

$$\Delta t_j = \frac{S_j}{V_j}, \quad (5)$$

利用(3)、(4)式便可获得当运动累积时间为 T 年(各小的时间间隔为 Δt 年)时累积起的应变各分量。设

$$A_k = \begin{bmatrix} a_1 & a_2 \\ a_3 & a_4 \end{bmatrix}, \quad (6)$$

则增量应变椭圆主半轴长度 R_{1k} 和 R_{3k} 以及最大应变主轴与 x 轴之间夹角 ϕ_k 为

$$R_{1k} = \frac{1}{2}(a_1 + a_4) + \frac{1}{2}[(a_1 - a_4)^2 + (a_2 + a_3)^2]^{1/2}, \quad (7)$$

$$R_{3k} = \frac{1}{2}(a_1 + a_4) - \frac{1}{2}[(a_1 - a_4)^2 + (a_2 + a_3)^2]^{1/2}, \quad (8)$$

$$\tan 2\phi_k = \frac{a_2 + a_3}{a_1 - a_4}, \quad (9)$$

标绘于各应变区间下端点,即成图 2。

三、累积应变变化特点

沿图 2 所示长流线由雪线附近向冰舌末端观察,可以发现:

1. 由上游至下游,增量应变椭圆最大拉伸应变主半轴 R_1 按单调增加趋势变化,而最小应变主半轴 R_3 在拉伸时由长变短,在压缩时由短变长,代数值呈单调递减变化。

2. 由起点至终点,增量应变椭圆主半轴比 $\frac{R_1}{R_3}$ 绝对值先是增大,继而减小,在第二个椭圆上达到最大,表明冰川累积应变拉、压比率在运动过程中的变化。总的看来,越向末端累积压应变越大。

3. 增量应变椭圆与初始单位圆面积之比,由减小变为增大,反映了冰川平面应变累积值的起伏过程及其面积的膨胀(或缩小)程度。

4. 应变主方向(最大应变主轴方向)越近末端,越向流线靠拢。揭示了累积应变主方向与冰川流动的关系,前者归于后者的制约和控制。

在短流线上,由雪线向末端, R_3 代数值减少同时 R_1 变小,增量应变椭圆与初始单位圆面积之比单调递减,这归因于其与长流线上应变率分布的差异。而末端累积应变主方向与流线的不一致表明,由于不能从冰川冰开始运动的瞬间进行应变累积,无法计量的那部分应变仍对累积应变总值发生影响,只有经过更长时间的应变,这种影响与总值比较才能成为被略去的部分,正如长流线上的估算结果指示的那样。

四、累积应变与叶理发育之联系

1 号冰川下游冰面,一种主要冰川构造——叶理发育程度存在着明显差异。沿长流线下行,接近末端,叶理数量多,发育好。夏季消融季节,这里可见清晰的成层叶理:白冰蓝冰相间,气泡多寡不同,上下延续数米,差异消融明显(图 3)。而在短流线附近的相同横断面上,叶理十分模糊,量测颇难进行,其发育状况与长流线上游部分甚为接近。由与雪线距离推测,叶理发育可能与冰川运动时间长短有关,再比较长流线上下游及两条流线相同横断面上累积应



图3 长流线附近叶理发育良好

变椭圆面积,对照叶理发育状况,我们可以看出,叶理发育直接受到累积应变影响,此值越大,叶理越是发育。同时由图2所示实测冰面纵向叶理产状可以看出,长流线接近末端部位,累积应变椭圆主轴方向与叶理走向趋于吻合,从而进一步揭示了叶理发育与累积应变的内在联系——前者受到后者制约,前者走向实际上指示着后者的拉伸主方向。

致谢:本工作在黄茂桓副研究员指导下完成,在野外工作中得到天山冰川站许多同志帮助,谨表谢意。

参 考 文 献

- [1] Hudleston, P. J. & Hooke, R.L. *Tectonophysics*, 1980, 66:127—146.