

# 天山乌鲁木齐河源1号冰川表面 应变率的初步研究

韩建康 陈晓梅 孙作哲  
(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

冰川运动研究中,在注意运动速度时空分布特点的同时,人们更注意研究冰川的应变率分布状况。因为它可以从根本上揭示冰体流动速度的变化特点,表明速度的变化梯度,以及速度变化的动力学原因,而且能把流动速度的分布与冰川表面形态、槽谷形状等影响因素有机地联系起来。同时,通过对应变率的分析,还可以发现它与冰川物质平衡等的关系。对乌鲁木齐河源1号冰川表面应变率的研究,就是在上述思想指导下开展的。

## 一、基本理论及研究方法

研究冰川应变率分布的方法基于塑性理论。主要思想是:发生塑性变形的物体(材料),线度瞬时平均应变率(规定伸长为正,缩短为负)为:

$$\bar{\dot{\epsilon}} = \frac{d}{dt} \left( \frac{\Delta l}{l_0} \right) = \frac{d}{dt} \left( \frac{l_n - l_0}{l_0} \right) = \frac{u}{l_0} \cdot$$

式中: $\dot{\epsilon}$ 上方的“·”表示对时间求导数,“-”表示取平均值; $l_0$ 、 $l_n$ 分别为线性物体发生变形前、后的长度; $u$ 为变形速度。

当 $l_0 \rightarrow 0$ 时,取极限,则有:

$$\dot{\epsilon} = \frac{du}{dl} \cdot \quad (1)$$

这就是线性物体在某点的拉伸应变率,即正应变率。

如考察笛卡尔坐标下 $xy$ 平面上某点(微元)各方向的正应变率,则有:

$$\dot{\epsilon}_x = \frac{du_x}{dx}; \quad \dot{\epsilon}_y = \frac{du_y}{dy} \cdot \quad (2)$$

式中: $u_x$ 、 $u_y$ 分别为 $x$ 、 $y$ 方向的变形速度。

$\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x}$ 被认为代表了该微元的瞬时剪切应变(定义从略)。剪切应变率为:

$$\dot{\epsilon}_{xy} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) \cdot \quad (3)$$

于是,二维(平面)情况下,一点(微元)的瞬时应变状态可用张量描述为:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \begin{bmatrix} \dot{\epsilon}_x & \dot{\epsilon}_{xy} & 0 \\ \dot{\epsilon}_{xy} & \dot{\epsilon}_y & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (4)$$

在变形程度较大情况下,为更准确反映实际情况,通过微积分, $\dot{\epsilon}$ 的表示式可以化为:

$$\dot{\epsilon} = \frac{d}{dt} \left( \ln \frac{ln}{l_0} \right). \quad (5)$$

式中: $ln$ 表示自然对数。

不难证明, $\dot{\epsilon}$ 与 $\dot{\epsilon}$ 的关系:

$$\dot{\epsilon} = \ln(1 + \dot{\epsilon}). \quad (6)$$

按Taylor级数展开右端,得:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon} - \frac{\dot{\epsilon}^2}{2} + \frac{\dot{\epsilon}^3}{3} - \frac{\dot{\epsilon}^4}{4} + \dots \quad (7)$$

说明当以 $\dot{\epsilon}$ 代替 $\dot{\epsilon}$ 计算应变率时,得到的数值偏大。但当变形程度很小时,可以认为 $\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}$ 。因此,对应变程度不大的冰川(冷冰川和部分暖冰川),可按(1)式定义的 $\dot{\epsilon}$ 计算应变率。而对变形程度较大的冰川(大多数暖冰川),宜用(6)式定义的 $\dot{\epsilon}$ 去计算。针对1号冰川变形不大(年运动速度一般不过10米)的实际情况,我们采用的是 $\dot{\epsilon}$ 。

为简化问题的讨论,一点(微元)的应变率状态可转化为对主应变率(剪应变为零的平面上正应变率)的讨论。塑性理论证明,二维状态下发生塑性变形物体,任一点都有两个互相垂直的主应变方向。如分别记这两个方向上主应变率的大小为 $\dot{\epsilon}_1$ 、 $\dot{\epsilon}_2$ ,则:

$$\frac{\dot{\epsilon}_1}{\dot{\epsilon}_2} = \frac{1}{2} (\dot{\epsilon}_x + \dot{\epsilon}_y) \pm \left[ \frac{1}{4} (\dot{\epsilon}_x - \dot{\epsilon}_y)^2 + \dot{\epsilon}_{xy}^2 \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (8)$$

$$\operatorname{tg} 2\phi = 2 \dot{\epsilon}_{xy} / \dot{\epsilon}_x - \dot{\epsilon}_y. \quad (9)$$

式中: $\phi$ 为 $\dot{\epsilon}_1$ 方向与 $x$ 轴夹角,正向为 $+x$ 到 $+y$ 。

测定冰川表面应变率,通常采用布设菱形花杆网的办法。J.F.Nye(1959)实地进行过这方面的工作<sup>[1]</sup>。我们对1号冰川表面应变率的研究,采用另一方法:考虑到冰川表面有较多的测点(1.84平方公里内54个测点),可利用已有的冰面运动速度资料,作出速度分量 $u_x$ 和 $u_y$ 的等值线图,并在每边100米的方格网上读数,由此得到速度差,进而通过加权平均决定速度梯度:

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon}_x &= \frac{\partial u_x}{\partial x}; \\ \dot{\epsilon}_y &= \frac{\partial u_y}{\partial y}; \\ \dot{\epsilon}_{xy} &= \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right). \end{aligned} \quad (10)$$

由于 $u_x$ 和 $u_y$ 为某一时段内的观察值,故由此计算的应变率为时间、空间的平均值。又因对冰川这个特殊研究对象来说,上述速度的时间和空间变化足够小,我们可以用平均值

表 1 表面应变率 (应变单位: 年<sup>-1</sup>,  $\phi$  单位: 度)  
Table 1. Surface strain rate (Unit of strain rate: yr<sup>-1</sup>,  $\phi$  unit: °)

x	y	$\dot{\epsilon}_x$	$\dot{\epsilon}_y$	$\partial \cdot x / \partial y$	$\partial \cdot y / \partial x$	$\dot{\epsilon}_{xy}$	$\epsilon_1$	$\epsilon_2$	$\phi$
5250	3650	-0.020	-0.006	-0.003	-0.030	-0.0165	+0.0049	-0.0309	-56
5050	3650	+0.001	0	-0.010	-0.001	-0.0055	+0.0060	-0.0050	-42
4850	3650	+0.010	-0.010	-0.017	+0.023	+0.0030	+0.0104	-0.0104	+08
5250	3450	-0.030	+0.005	0	+0.022	+0.0110	+0.0082	-0.0332	+84
5050	3450	-0.010	+0.006	+0.002	-0.007	-0.0025	+0.0064	-0.0104	-81
4850	3450	+0.001	-0.003	-0.010	+0.012	+0.0010	+0.0012	-0.0032	+13
5450	3250	+0.022	-0.003	-0.013	-0.069	+0.0410	+0.0524	-0.0334	-37
4850	3250	-0.011	+0.002	+0.010	+0.008	+0.0090	+0.0066	-0.0156	+67
4650	3250	-0.001	-0.002	+0.001	+0.004	+0.0025	+0.0010	-0.0040	+39
4450	3250	+0.005	-0.004	-0.011	+0.004	-0.0035	+0.0062	-0.0052	-19
5450	3050	-0.014	+0.010	-0.007	-0.050	-0.0285	+0.0289	-0.0329	-56
5250	3050	+0.011	-0.021	-0.020	+0.052	+0.0160	+0.0176	-0.0276	+22
4650	3050	-0.012	+0.009	+0.028	-0.002	+0.0130	+0.0152	-0.0182	+64
4450	3050	-0.002	+0.003	+0.018	+0.001	+0.0095	+0.0103	-0.0093	+52
4250	3050	+0.001	0	+0.012	-0.001	+0.0055	+0.0060	-0.0050	+42
4050	3050	+0.004	-0.002	+0.006	+0.004	+0.0050	+0.0068	-0.0048	+30
5450	2850	-0.023	+0.012	+0.006	-0.045	-0.0195	+0.0207	-0.0317	-66
5250	2850	+0.008	+0.001	-0.001	+0.017	+0.0080	+0.0132	-0.0042	+33
5250	2650	-0.001	+0.009	0	-0.002	-0.0010	+0.0091	-0.0011	-84

代表瞬时局部值。注意到冰面坡度甚小，故可以把水平面（ $xy$ 平面）上的 $u_x$ 、 $u_y$ 值视为冰川表面上的相应值。M.Meier等在蓝冰川上应用过此种方法<sup>[2]</sup>。应该指出，由于采用局部速度值建立速度分量等值线图，加上制图者本身主观判断的差异，会使计算结果产生相当误差。但实践证明，该方法仍不失为一种较为方便实用的研究冰面应变率的方法。

## 二、应变率资料

表面应变率是根据1980年5月19日—1981年5月18日运动速度资料计算的（表1）。经分析，应变率误差一般为 $\pm 0.0025$ /年，边缘部分可达 $\pm 0.0050$ /年。



图1 表面应变率分布图

Fig. 1. The map showing the distribution of surface strain-rate

由图可见, 应变率分布未涉及冰斗后壁部分, 这是由于测量花杆未能布设到那里的缘故。另外可以想象到, 冰舌区下段, 由于两支冰川汇合, 应变率分布将会变得复杂, 但由于观测点不够密集, 未能显示出来。

### 三、应变形势分析

#### 1. 应变率分布

纵览 1 号冰川应变率分布图, 首先看到: 东、西两支主流线两侧,  $\dot{\epsilon}_1$  相向排列, 主拉应变轴大致与主流线成等倾交角, 这是因为主流线附近, 冰川厚度大、流动快, 两侧由于谷壁拖曳, 流速很小 (接近或等于零) 的缘故。但是仔细分析, 则不难发现, 西支应变形势比东支较为复杂。先看东支应变率分布特点:

(1) 横向剪切应变率为零的各点连线 (可以证明, 它亦是一个应变率主轴与流动方向一致的各点的连线, 与流动方向基本一致。虽然在末端, 该线向东偏斜, 但与西支相比, 这种偏斜微不足道。

(2) 相当大的面积受边缘剪切控制。表现在: 纵向应变率很小, 而应变率主轴与流动方向成  $45^\circ$  斜交, 在西侧 C' 以上断面尤其明显。最大边缘剪切应变率  $\dot{\epsilon}_1 - \dot{\epsilon}_2 = 0.049/\text{年}$  出现在点 (4950, 3250)。

(3) D' 以上断面纵向以拉伸为主, 而在冰舌末端 (A'、B' 断面附近) 以压缩为主。末端压缩主应变值一般在  $0.013-0.020/\text{年}$  之间。说明冰川纵向运动速度在末端迅速减小, 而数量相当的横向伸张, 反映了速度矢量在这里向两边扩张的效应。

东支冰川呈现的这种应变率分布规律, 与一般山谷冰川 (如加拿大 Saskatchewan 冰川) 一致。我们不妨称之为“正规型”或“常态型”应变率分布。东支冰川出现这种应变率分布的根源在于: 1) 尽管 G'-C' 断面槽谷沿主流线也有弯曲, 但与西支相比, 槽谷整体较为端直。2) 通道宽度变化较小, 不象西支, D 断面以下槽谷明显变窄。3) 沿主流线冰面坡度较为均一平缓, 厚度未出现急剧变化<sup>1)</sup>。总之, 东支槽谷及冰川形态较为“正规”。

而在西支冰川, 情况大不相同。D 以上断面, 属与东支类似的“正规型”应变率分布。而在此以下, 应变形势变得十分复杂: 1) 横向剪应变率为零的点的连线明显向东南偏斜; 2) 边缘剪应变率达最大值, 在靠近 C 断面的 (5450, 3250) 及 (5450, 3350) 点, 达  $0.086/\text{年}$  及  $0.082/\text{年}$  (约为东支冰川的 2 倍); 3) 非边缘剪切应变率  $\frac{1}{2}(\dot{\epsilon}_1 - \dot{\epsilon}_2)$  达最大值, 在点 (5350, 3350) 和 (5250, 3450) 均达  $0.021/\text{年}$ 。这种应变率形势的复杂状态是该处槽谷形态、冰面地形特征以及流动特点共同作用形成的。由流速等值线图不难看出, C 断面是西支冰川的高速运动区, 其上为伸张流区, 其下为压缩流区, 因而成为应变形势发生剧变的转折地带。就地形来讲, 这里冰面明显变陡 (因而冰厚减薄)

1) 钱松林、沈颖, 乌鲁木齐河源冰川的雷达测厚, 1982年, 天山冰川站年报 (一), 1979年9月—1981年8月, 中国科学院兰州冰川冻土研究所。

——其上断面平均坡度为 $12^\circ$ ，而至C断面附近却达到 $17^\circ$ 。加上槽谷明显变窄以及通道明显弯曲的制约，该段横向剪切应变率为零的点（连线）被迫离开主流线向内侧偏斜。

槽谷弯曲造成的这种偏斜，在不考虑其它影响因素时，可由极坐标下的应变率公式 $\dot{\epsilon}_r\phi$

$$= \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v_\phi}{\partial r} - \frac{v_\phi}{r} \right) \text{ 计算（式中：} r \text{ 为曲率半径，} v_\phi \text{ 为} \phi \text{ 方向上半径为} r \text{ 的点上冰流}$$

速度）。总之，各种因素的配合作用，使这里成为西支冰川的高压中心。在点（5350，3350）出现仅有的双向压应变点，便是有力的证据。最后，在A断面出现的纵向压缩及横向拉伸，及其与相邻东支A'—C'断面应变率形势的鲜明对比，表明了两支冰川交汇对应变率分布产生的影响。

## 2. 面 应 变 率

由以上叙述可以看出， $\dot{\epsilon}_1$ 、 $\dot{\epsilon}_2$ 描写了一点（微元）瞬时应变的方向特征。为刻划瞬时应变的总效应，一个新的概念——面应变率（或称面积改变率）—— $\dot{\epsilon}_x + \dot{\epsilon}_y$ 被引入进来。冰川各点 $\dot{\epsilon}_x + \dot{\epsilon}_y$ 的总和，能够反映应变率在较大范围内的变化。根据计算的 $\dot{\epsilon}_x + \dot{\epsilon}_y$ 值，1号冰川应变率分布图上绘出了 $\dot{\epsilon}_x + \dot{\epsilon}_y$ 等值线。东支冰川上， $\dot{\epsilon}_x + \dot{\epsilon}_y$ 值一般较小。等值线沿与雪线基本平行的方向展开，说明了积累区及雪线附近的拉伸特点。等值线由东南侧 $+0.005$ /年到西北侧 $-0.005$ /年的梯度变化，显示了整个冰川东拉西阻的动态特征。西侧各点的主压应变方向，几乎均与零等值线垂直，这与冰川粒雪盆居于阴坡，冰面坡度由东南到西北明显递减有关。以D'断面为代表，东南侧平均坡度 $33^\circ$ ，西北侧 $8^\circ$ ，东南侧的巨大冰体以悬殊的坡度对西北侧冰流施压，而至冰川末端，沿主流方向出现递增的压应变率梯度，是前方冰流速度迅速递减的结果。D'断面以上明显拉伸应变率梯度的出现，与该断面附近高速纵向运动直接相关<sup>[3]</sup>。西支冰川上，由于通道在C—B断面明显变窄，冰川槽谷底部明显的不对称性，东、西两侧冰面形成悬殊的比高，横向坡度变化梯度激增，C断面东侧出现明显陡坎，从而形成向下游迅速增大的压应变率梯度以及由上到下的压应变率低—高一低“跳跃”。最后，由于D—E断面是西支冰川槽谷开始转折的地方，因而出现了其上几乎没有出现的由西向东递减的压应变率梯度。

## 四、裂隙与应变率分布的关系

裂隙，是冰体脆性的体现。一定温度下的冰体经受的拉伸应变超过一定限度，就会触发断裂——裂隙的产生。冰川裂隙的出现，与瞬时应变——应变率密切相关。

1号冰川上出现裂隙（其分布由地面立体摄影精密制图得到）的地方，一般主拉应变率超过 $0.01$ /年。裂隙的方向基本倾向于与拉应变主轴垂直的方向，这在应变率图上可以清楚地看到。

东支冰川裂隙最集中的地方，位于C'—F'断面东侧。虽然这里没有取得应变率资料，但由应变率分布图已看出该区的拉伸趋势，因此可以设想，这里是一个强拉应变区。F'断面西侧也有裂隙出现，但是短小而且分散，从应变率分布图可见，该处拉应变率数

值不大。有趣的是，D'断面附近有一条横贯冰川表面、与主流方向正交的大裂隙，在应变率图上恰与东、西两侧的拉应变率主轴垂直，与压应变率主轴相切，可见冰川裂隙与应变率分布微妙关系之一斑。及至末端，尽管压应变率十分明显，但也未出现一般冰川上具有的向两侧扩散的纵向裂隙，这从另一侧面反映了该处冰体的冰温状况及力学性质特点。

在裂隙与应变率分布关系上，西支冰川也表现了它与东支的不同。尽管上游部分（D—E断面以上），二者吻合（主要是裂隙走向与拉应变主方向正交）较好，但在D以下区域，由于裂隙分布复杂，它们的关系变得模糊起来。这里的裂隙基本上可以分为三组：C—D断面间，是几乎横贯整个冰川的横向裂隙；D—B断面间主流线南侧，为由北向南排置、宽度逐渐加大的纵向裂隙（及至最南端的一条裂隙几乎已成沟壑），上述两组裂隙分别向南向上延伸，到达南岸附近者发生汇合，成为该冰川上少见的双向裂隙；最为醒目的是A—C断面北岸出现的数条边缘裂隙，有的抵达岸边，豁口足有数尺；有的下开上合，中有融水穿过；有的破口狭小，邻近又有新的细隙张裂；有的失去依托，似有塌陷之势。所有这些裂隙，形态各异，方位有别，加上特殊条件，应变测点布设不够密集，使裂隙与应变率之间关系不甚清晰，但若仔细分析，仍有规律可寻：如在纵向裂隙与边缘裂隙的“结合部”，没有裂隙出现，这里恰是压应变最强之处（出现双向拉应变率）；而裂隙发生之处，正是至少有一主应变率为正，即存在拉伸应变的位置（这与Paterson观点相合<sup>[4]</sup>）；那仅有的双向裂隙形成的地方，刚好位于双向拉伸应变点的近旁；裂隙走向与主压应变方向一致，更是处处皆合的现象。唯有裂隙类型（横向、纵向还是边缘）及其与边缘（或冰川流向）的相交角度（大于、等于还是小于 $45^\circ$ ），或多或少令人费解。但它可由Nye给出的模式加以阐明<sup>[5]</sup>。

1号冰川的应变率分布，与该模式（主要是裂隙走向与主应力方向）十分吻合，即使对于受到槽谷弯曲巨大影响的西支冰川，拉伸流区出现横贯冰川的横向裂隙；压缩流区出现偏于纵向的边缘裂隙（或纵向裂隙），仍是确凿的事实。

但是，当我们试图在主拉应变率数值与裂隙之间建立一种简单的数学关系时，便遇到不可逾越的障碍：在拉伸应变率超过现有裂隙处最小拉伸应变率（0.003/年）的冰面上，许多地方并未发生裂隙。该现象启发我们推测：1）冰体性质（成分、温度等），可能导致冰体能够承受的拉伸强度不同。换言之，同一拉伸强度，可能造成此处冰体产生裂隙，但不能引起他处冰体张裂，甚至更大的拉伸应力也不能使之裂开。2）实测应变率并不等于冰体开裂时的应变率。试图以实测应变率推断或代替裂隙形成时的瞬时应变的想法是主观的。3）仅仅把裂隙的出现归因于主拉应变是不公平的，主压应变实际也会对裂隙的出现作出贡献。有时拉伸应变率很小，但当压应变率超过一定限度时，也会造成裂隙。一些冰川末端的纵向裂隙就是在这种机制下发育的。Hambery<sup>[6]</sup>前几年已经注意到主压应变率对裂隙产生的作用。

总之，冰川裂隙是时间、冰体性质及其所处位置等的多元函数。尽管已经觉察其产生与应变率（应力）密切相关，但至今未完全揭示其内在规律。我们已经知道，单以应变率分布解释裂隙形成得不到理想结果；想找出适应一切冰川产生裂隙的拉伸应变率，并使之成为判别裂隙能否产生准则的作法不太实际；将实测应变率值代入理论推导

的公式〔7〕, 计算得到的裂隙深度, 基本都不能与实际吻合。当然这不是说在这个问题上非陷入“不可知论”泥坑不可。比如人们已由观测估计, 裂隙张开的“临界拉伸应变率”在暖冰川为0.03—0.01/年, 在冷冰川为0.01—0.002/年〔6〕, 此类想法便是寻觅裂隙与应变率分布关系的良好开端, 是由局部认识事物到完全揭示规律的可贵尝试。

## 五、结 论

1. 冰面应变率分布受冰体状态(冰厚、冰面坡度)、槽谷形状以及冰流运动形式(拉伸还是压缩)的直接控制。它们反映的复杂应力状态在冰川表面作用的重要标志是裂隙。而面应变率则反映了应变梯度在较大范围里的变化。

2. 在纵向应变较小的断面, 边缘应变起主导作用。这解释了为什么在接近边缘区域裂隙比较发育的现象。

3. 对1号冰川来讲, 出现裂隙的主张应变率一般超过0.01/年, 比美国蓝冰川0.03/年为小。说明对不同冰川这一指标可以出现很大差异, 这与冰川运动状况、冰体性质有关。

4. 应变率分布是多种因素综合作用结果。在消融区可以出现拉应变率分布区, 因此不能简单以雪线划分拉伸应变区和压缩应变区。

5. 槽谷形态, 其中最主要的是曲率半径, 对应变率分布有很大影响。在槽谷弯曲处, 一般内凹的一面, 表现较大压应变, 外凸的一面, 表现较大压应变。这对一般山谷冰川都是适应的。

## 参 考 文 献

- 〔1〕 Nye, J.F., 1959, A Method of Determining the Strain-rate Tensor at the Surface of a Glacier, *J.Glaciol.*, Vol. 3, pp.409—419.
- 〔2〕 Meier, M.F., B.Kamb, C.R.Allen and R.P.Sharp, 1974, Flow of Blue Glacier, Olympic Mountains, Washington, USA, *J.Glaciol.*, Vol.13, pp.187—212.
- 〔3〕 孙作哲、陈要武、尤根祥、韩建康, 1983, 乌鲁木齐河源1号冰川运动特征研究, 冰川冻土, 7卷1期。
- 〔4〕 Paterson, W.S.B., 1981, *The Physics of Glaciers, 2nd Edition*, Pergamon International Library.
- 〔5〕 Nye, J.F., 1952, The Mechanics of Glacier Flow, *J.Glaciol.*, Vol. 2, pp.82—93.
- 〔9〕 Hambery, M.J. and F.Müller, 1978, Structures and Ice Deformation in the White Glacier, Axel Heiberg Island, Northwest Territories, Canada, *J.Glaciol.*, Vol.20, pp.41—46.
- 〔7〕 Nye, J.F., 1957, The Distribution of stress and Velocity in Glaciers and Ice Sheet, Proc.R. Soc.London, Sec. A, Vol.239, pp.113—133.

(本文于1984年10月11日收到)

## Preliminary Study on Strain-Rate on Surface of Glacier No.1 at the Headwater of Urumqi River, Tianshan

Han Jiankang, Chen Xiaomei and Sun Zuoze  
(Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Academia Sinica)

### Abstract

Based on theory of plasticity, the authors have analyzed Glacier No.1 for its strain-rate distribution on the surface and the relation of crevasse pattern to strain-rate distribution. Following conclusions have been reached

1) The distribution of strain-rate on glacier surface is under the direct control of ice mass conditions, such as ice thickness and slope of the surface, as well as the shape of channel and the pattern of ice movement (extending flow or compressing flow). Crevasses, the reaction of ice to strain-rates, are remarkable signs. The areal strain-rates on the surface represent variation in strain-rate gradient in a relative wider range.

2) The marginal shear strain-rates play a prominent role on the profile where longitudinal strain-rates are smaller. This explains why crevasses develop more strongly near the margin area of a glacier.

3) Generally speaking, crevasses form when the greatest principal extending strain-rate exceeds  $0.01 \text{ a}^{-1}$  on Glacier No.1. It was found smaller than  $0.03 \text{ a}^{-1}$  on Blue Glacier in U. S. A..

4) The distribution of strain-rate on glacier surface is a result of integration of many factors. Thus, it is unreasonable to divide glacier surface into extending strain-rate region and compressing strain-rate region by snow-line only.

5) The shape of the channel above all its curvature, has great effect on the distribution of strain-rate. Usually, where there is greater curvature in the channel, higher compressing strain-rates occur on the concave side, while on the convex side, higher extending strain-rates form. This is commonly true for all valley glaciers.