



COURBE INTRINSEQUE DE LA GLACE EN COMPRESSION

J.-P. Nadreau, B. Michel

► To cite this version:

J.-P. Nadreau, B. Michel. COURBE INTRINSEQUE DE LA GLACE EN COMPRESSION. Journal de Physique Colloques, 1987, 48 (C1), pp.C1-321-C1-327. 10.1051/jphyscol:1987145 . jpa-00226291

HAL Id: jpa-00226291

<https://hal.science/jpa-00226291>

Submitted on 4 Feb 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

COURBE INTRINSEQUE DE LA GLACE EN COMPRESSION

J.-P. NADREAU⁽¹⁾ et B. MICHEL*Laboratoire de Mécanique des Glaces, Département de Génie Civil,
Université de Laval, Québec, G1K 7P4, Canada*Résumé

Les résultats présentés dans cet article ont été obtenus à partir d'essais effectués sur des échantillons de glace de différentes origines (glace d'eau douce, glace d'iceberg et glace légèrement saline). Les échantillons ont été testés à taux de déformation constant. Certains ont été soumis à une pression de confinement pouvant atteindre 70 MPa. Les résultats ont été analysés de manière à formuler une courbe intrinsèque appropriée à la glace. L'avantage principal de cette nouvelle formulation réside dans le fait qu'elle prévoit le changement de phase de la glace en fonction de la pression hydrostatique exercée sur l'échantillon.

Abstract

This paper presents some information obtained from tests performed on fresh water, iceberg and low salinity granular ice. The testing program included constant strain rate uniaxial compression tests and constant strain rate confined compression tests. Maximum confining pressure reached 70 MPa. The results from the constant strain rate tests have been analysed in order to formulate a proper yield surface criterion for ice. The advantage of this new formulation lies in its ability to consider the hydrostatic pressure at which ice changes to water.

1. Introduction

Les essais triaxiaux systématiques sont, pour la glace, relativement récents [1-3]. Contrairement à la mécanique des sols où ce genre d'essais est devenu routinier, peu de données sont disponibles pour des états de contraintes autres qu'unidirectionnels.

Les analyses nécessitant l'utilisation d'un critère de rupture se limitent en général au critère de Tresca, qui semble tout à fait approprié, en première approximation, pour des taux de déformation lents [4-7]. Des modèles plus sophistiqués ont aussi été utilisés. Ces modèles sont ceux de Pariseau [8] et de Smith [9]. Cependant l'inconvénient principal de ces formulations réside dans le fait que, issues de la mécanique des roches, elles ne peuvent prendre en considération la propriété qu'a la glace de retourner à la phase liquide (donc de perdre sa résistance) en fonction de la température et de la pression hydrostatique.

Mellor [10] fut le premier à affirmer que tout nouveau critère de rupture devait prendre en considération le fait que la glace est un matériau dont le point de fusion est particulièrement sensible à la pression hydrostatique. La nouvelle formulation qui est présentée [11] considère cette propriété intrinsèque de la glace comme fondamentale.

⁽¹⁾ Adresse actuelle : C-CORE, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland, A1B 3X5, Canada

2. Les essais

2.1 La glace

Le type de glace utilisé est la glace granulaire T_1 et T_{1b} *. La glace T_1 étant une glace de type tertiaire il n'est pas possible de l'obtenir directement. La première étape consiste à produire une glace à partir de laquelle cette glace granulaire pourra être fabriquée. La glace que nous utilisons comme matière première est de la glace de type S_1 ou S_2 . En maintenant une surface calme et un gradient de température relativement faible, il est possible de produire de gros cristaux. L'eau utilisée est préalablement chauffée de manière à limiter sensiblement le contenu en gaz dissous. Lorsque la glace atteint une épaisseur située entre 20 et 30 cm, elle est débitée à l'aide de tronçonneuse. Elle est ensuite découpée en blocs plus petits de manière à pouvoir la concasser et obtenir des grains dont la grosseur se rapproche de celle de la glace finale envisagée. Pour produire une glace T_1 homogène, les grains sont tamisés et ne sont conservés que les grains d'une granulométrie précise.

Pour fabriquer la glace T_1 , on utilise des cellules de plexiglas de différents diamètres suivant les besoins. Ces cellules sont étanches et reliées, d'une part à une arrivée d'eau dans la partie inférieure, et d'autre part à une pompe à vide dans la partie supérieure. Les cellules sont remplies à l'aide des grains prêtamisés, puis, une fois un vide partiel étant atteint, de l'eau aux environs de 0°C vient immerger les grains de glace. Ce vide partiel permet de limiter la quantité d'air qui reste accrochée sous forme de bulles sur les pourtours des grains. Cependant il n'a pas été possible, probablement en raison de la force relative de la pompe à vide, de faire complètement disparaître la présence d'air dans la glace T_1 obtenue. Les essais ont donc été effectués sur des échantillons de glace dont les grains avaient un diamètre moyen de $(3,7 \pm 0,3)$ mm pour la glace d'eau douce et de $(2,8 \pm 0,3)$ mm pour la glace saline. De la glace d'iceberg provenant des glaciers de Groenland a été également utilisée pour quelques échantillons. Cette glace a une salinité nulle et elle contient des bulles sous pression. La taille des grains est très irrégulière et varie du très fin au gros cristal. Les échantillons qui ont été utilisés avaient un diamètre moyen de grain de $(4,8 \pm 1,0)$ mm.

Une fois la glace T_1 obtenue, la cellule est ouverte de manière à libérer le bloc de glace. Le démoulage se fait à température de la pièce en prenant bien soin d'éviter les chocs thermiques. De retour en atmosphère froide, la glace est alors coupée à l'aide d'une scie à ruban, puis finalement usinée à l'aide d'un tour. Les échantillons ont un diamètre de 54 mm et une longueur de 100 mm.

Pour tous les échantillons usinés, une lame mince est prélevée à l'une des deux extrémités juste avant le surfacage. De même un morceau est conservé pour pouvoir mesurer la densité, le volume d'air et éventuellement la salinité de l'échantillon. La salinité de la glace T_{1b} juste avant l'essai varie aux environs de 3‰ pour diminuer à $(1,5 \pm 0,6)$ ‰ après l'essai.

Le surfacage des échantillons reste une étape délicate qu'il faut mener avec soin. La perpendicularité et la finition des surfaces d'appui doivent être impeccables. Deux méthodes sont employées, l'une utilisant une toupie et un gabarit, et l'autre utilisant le tour. Le diamètre des échantillons est essentiellement le paramètre qui amène à utiliser l'une ou l'autre méthode.

Durant les essais, les échantillons cylindriques sont recouverts d'une membrane de latex du type de celles qui sont utilisées en mécanique des sols. Cette membrane permet d'éviter l'infiltration d'huile dans la glace pour les essais confinés et de réduire au maximum, pour les essais uniaxiaux, la sublimation que l'atmosphère sèche des chambres froides rend inévitable.

* La classification adoptée est dérivée de celle généralement acceptée de Michel et Ramseier [12] et propose d'utiliser l'indice b (pour "brine") pour différencier la glace saline [6].

2.2 Appareillage

La cellule utilisée est manufacturée par S.B.E.L. (Structural Behavior Engineering Laboratory). Elle est construite pour pouvoir reprendre des contraintes de confinement de 70 MPa. Cette cellule est fournie avec un piston du même diamètre que les échantillons, c'est à dire 54 mm. La cellule de chargement associée au vérin hydraulique n'étant que d'une capacité de 100 kN, le piston a été modifié de manière à réduire sa section. Ceci permet alors d'atteindre les pressions de confinement maximales sans danger pour l'équipement.

L'autre modification également faite sur la cellule permet la lecture de la température de l'huile aux abords de l'échantillon. Un tube étanche de cuivre sert de gaine à un thermocouple directement relié au système d'acquisition. Le temps de réponse de ce thermocouple ainsi protégé reste inférieur à une seconde.

La base de la cellule est équipée d'un capteur de pression à diaphragme (DataInstrument modèle AB 10000) permettant de lire directement la pression de l'huile à l'intérieur de la cellule.

Le chargement est assuré par un vérin hydraulique de la compagnie MTS. Sa capacité maximale, ainsi que celle de la cellule de charge, est de 100 kN et le piston peut se déplacer d'une distance maximale de 15 cm. Ce vérin est actionné par un débit d'huile à haute pression fourni par l'unité hydraulique. La mise en route et le déplacement de ce vérin sont assurés par deux boîtes de contrôle. L'intérêt principal de ce vérin est qu'il est contrôlé par une servo-vanne qui permet d'assurer un suivi continu du débit d'huile. Ce type de système asservi permet d'assurer une charge rigoureusement constante ou un taux de déformation qui ne sera pas affecté par l'élasticité du spécimen ou du montage. Les taux de déformation utilisés varient entre $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ et $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

Le système de mise en pression construit par SBEL permet de produire des pressions de confinement allant jusqu'à 70 MPa. L'élément essentiel du système est le multiplicateur de pression qui permet, à l'aide d'une pression produite par une bouteille d'azote, d'obtenir une pression dans la cellule 100 fois plus élevée. Le système est équipé de vannes de contrôle qui ne permettent pas une fluctuation supérieure à 3% de la pression affichée. La précision a été améliorée pour les essais courts pour atteindre 0,5%.

Durant les essais, le déplacement du piston, la charge, la pression, la température et le temps sont enregistrés par l'intermédiaire d'un module HP 3497A, ce module permettant le balayage à intervalles réguliers. La fréquence du balayage est commandée par un programme qui, par l'intermédiaire d'un micro-ordinateur HP 85, permet de régler l'acquisition de données en fonction de l'essai et du moment où en est rendu l'essai. Ce programme assure l'enregistrement des données au fur et à mesure et les emmagasine dans les cassettes disponibles dans la version HP 85.

La plupart des essais ont été effectués à la température de -10°C , certains étant cependant effectués à -5°C .

3. Surface intrinsèque de rupture de la glace, nouvelle formulation.

La surface intrinsèque d'un matériau se définit comme le lieu où la contrainte atteint une valeur telle que le matériau cède ou se plastifie. On peut dire que cette surface est caractérisée par une fonction de l'état de contrainte et on peut donc l'écrire $f(\sigma_{ij}) = 0$. A l'intérieur de cette surface $f(\sigma_{ij}) < 0$, le matériau se comporte élastiquement, à l'extérieur il se plastifie.

Les critères de rupture, comme ceux de Tresca ou de von Mises, sont en général élaborés pour des matériaux isotropes. Cependant, compte-tenu de l'anisotropie de la plupart des types de glace, des formulations plus générales ont été proposées de manière à prendre en compte les différentes caractéristiques

du matériau. A l'heure actuelle, deux fonctions semblent être privilégiées dans le domaine de la glace; celle de Pariseau [8] et celle de Smith [9]. Häusler [13] en a fait une étude comparative lorsque appliquées à la glace de mer.

L'approche retenue dans cette étude pour définir une courbe intrinsèque propre à la glace a été proposée par Mellor [10] et suggère de prendre en considération un point important du comportement physique de la glace: sa température de changement de phase.

La structure cristalline de la glace dépend des conditions de pression et de température. Tant que la glace reste à la pression atmosphérique, la température de fusion de la glace n'est affectée que par sa composition en sels dissous. Par contre, l'augmentation de la pression fait descendre substantiellement la température de fusion de la glace pour atteindre -22°C aux environs de 200 MPa.

La figure 1 présente le diagramme de phase de la glace. Pour les températures auxquelles ont été effectués les essais il y a donc retour à la phase liquide à 54 MPa pour -5°C et à 110 MPa à -10°C pour la glace d'eau douce.

Le diagramme présenté à la figure 1 correspond aux changements de phases de l'eau douce. Un tel diagramme pour l'eau de mer n'est pas, à notre connaissance, disponible dans la littérature. Cependant, pour les températures et pressions envisagées, il est raisonnable de penser que la courbe définissant le passage solide-liquide se situe, pour l'eau salée, en dessous de celle de l'eau pure. Bien que la saumure ne s'intègre pas dans la structure cristalline de la glace comme peut le faire l'iode d'argent, Hobbs [14] présente des résultats d'Evans [15] qui montrent qu'en présence de suspension, la cristallisation se produit au fur et à mesure que la pression augmente selon une courbe parallèle à celle de l'eau pure.

Pour le type de salinité qui nous intéresse, la température de congélation se situe aux environs de $-0,3^{\circ}\text{C}$ (pour 5‰). Il est donc possible de présumer que la courbe de changement de phase pour la glace faiblement saline ne s'éloigne que de très peu de la courbe de l'eau pure. En conséquence il est clair que la contrainte de rupture ne peut être autre que nulle aux pressions de changement de phase, quelque soit la glace.

Cette considération nous a conduit à utiliser une courbe en forme de goutte d'eau pour représenter la variation de la contrainte en fonction de la pression de confinement. Cette forme allongée permet de décroître doucement vers le point de changement de phase.

Cette courbe peut se représenter par une fonction de la forme (figure 2):

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \text{tg } \phi (C - \sigma_3) \sqrt{1 + \frac{(\sigma_3 - C)}{(C - T)}}$$

où σ_1 est la contrainte axiale totale
 σ_3 la pression de confinement
 ϕ le demi-angle de la queue de la goutte d'eau

C la pression de changement de phase (fonction de la température)

T une contrainte de référence en tension.

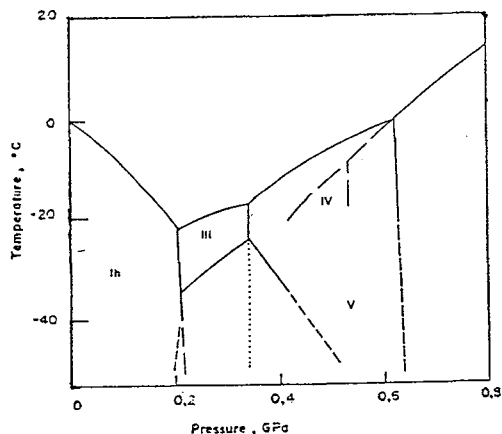


Figure 1 Diagramme de changement de phase de la glace.
Phase diagram for ice.

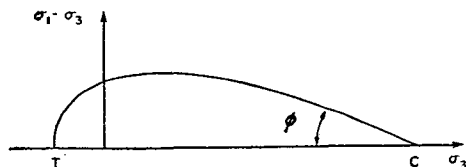


Figure 2 Equation de la "goutte d'eau".
"Teardrop" configuration.

Les figures 3 à 5 représentent l'ajustement de cette courbe aux différentes séries d'essais. Le paramètre le plus contestable est assurément la contrainte en tension qui a été fixée à 10 MPa pour tous les essais. Lors de l'ajustement de chacune des courbes, la valeur optimale permettant la meilleure représentation variait de 3,5 à 15 MPa. La valeur ronde de 10 MPa a été conservée de manière à

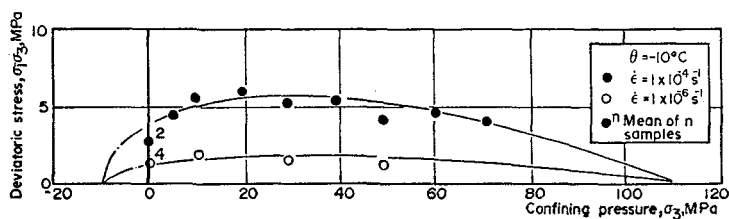


Figure 3 Essais triaxiaux, glace saline, $\theta = -10^\circ\text{C}$.

Triaxial tests results, saline ice, $\theta = -10^\circ\text{C}$.

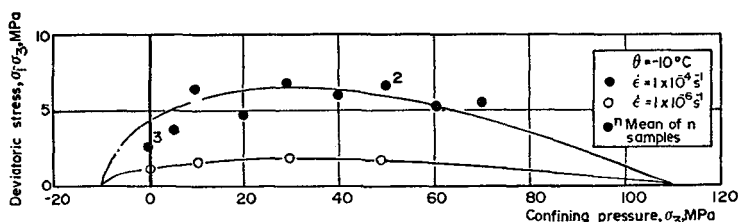


Figure 4 Essais triaxiaux, glace d'iceberg, $\theta = -10^\circ\text{C}$.

Triaxial tests results, iceberg ice, $\theta = -10^\circ\text{C}$.

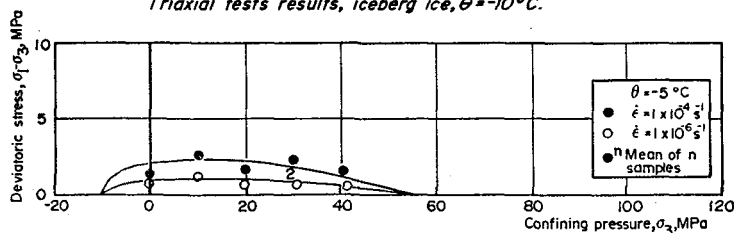


Figure 5 Essais triaxiaux, glace saline, $\theta = -5^\circ\text{C}$.

Triaxial tests results, saline ice, $\theta = -5^\circ\text{C}$.

uniformiser la représentation. Il faut, de toutes façons, faire remarquer que cette étude porte seulement sur le comportement en compression de la glace et que bien peu de choses sont connues sur le comportement de la glace dans le quadrant tension-tension. Il apparaît, d'ailleurs, difficilement possible de présenter un modèle simple qui englobe le comportement de la glace en compression et en tension compte-tenu de son mode de rupture différent pour chacun de ces deux types de contraintes.

De manière à valider cette formulation de la variation de la contrainte en fonction de la pression de confinement, la fonction a été ajustée aux résultats de Jones [1,16]. La figure 6 montre l'excellente adéquation de cette relation avec les valeurs expérimentales de Jones. Il faut rappeler que cette représentation distord volontairement l'axe vertical de manière à mieux évaluer l'ajustement. Aussi, nous avons, pour trois taux de déformation seulement afin de ne pas entraver

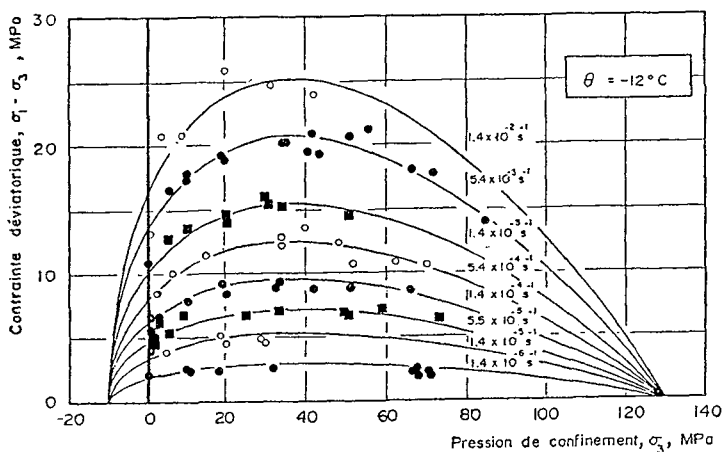


Figure 6 Essais triaxiaux de S. Jones.

S. Jones' triaxial tests.

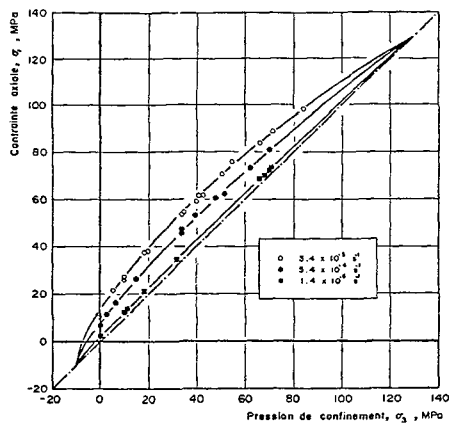
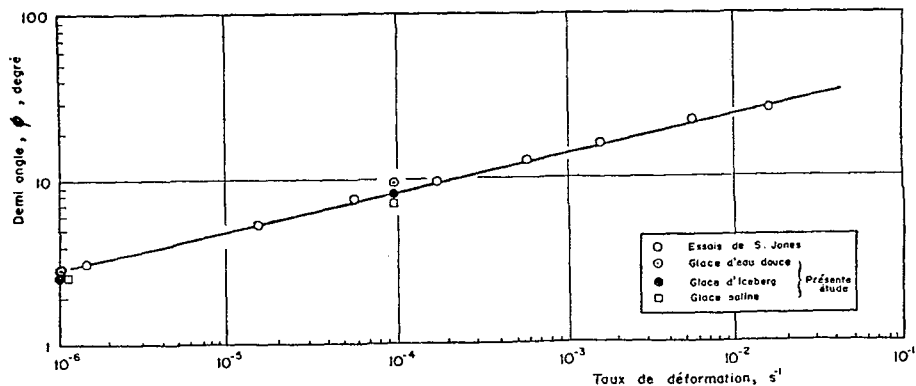
la lisibilité, tracé σ_1 en fonction de σ_3 dans un repère orthonormé (figure 7). On réalise combien la forme de courbe utilisée s'ajuste adéquatement aux résultats présentés.

L'évolution de l'angle ϕ en fonction du taux de déformation est présenté à la figure 8. Une régression linéaire permet d'écrire:

$$\phi = k \epsilon^q$$

avec $q = 0,23$ et $k = 70,7$
(ϕ en degré et ϵ en s^{-1})

Une fois la température et le taux de déformation déterminés, il est possible de prévoir le niveau de résistance de la glace confinée.

Figure 7 Essais triaxiaux de S. Jones.
S. Jones' triaxial tests.Figure 8 Evolution du demi angle ϕ en fonction du taux de déformation.

Evolution of the tail half-angle with respect to strain rate.

4. Conclusion

Les résultats obtenus à partir d'essais triaxiaux effectués sur différentes sortes de glace ont permis de mettre au point un modèle de comportement qui respecte les propriétés physiques fondamentales de la glace. La nouvelle formulation de cette courbe intrinsèque apparaît clairement comme une amélioration des modèles existants. Sa force réside principalement dans sa capacité à prédire adéquatement le comportement de la glace à des pressions de confinement élevées. Le modèle a été développé pour une glace isotrope mais il peut être extrapolé, en se basant sur les modèles antérieurs, à une glace anisotrope. Même s'il reste limité à un état de contraintes multiaxial de compression seulement, il constitue un pas intéressant vers la définition d'une courbe intrinsèque générale de la glace.

Note

Les essais présentés font partie d'essais effectués au Laboratoire de Mécaniques des Glaces de l'Université Laval (Québec) dans le cadre d'une thèse de Ph.D. [11] sous la direction du Dr. B. Michel.

Cette étude a été subventionnée par le Conseil de Recherche en Sciences Naturelles et en Génie du Canada dans le cadre du projet n° A1675 intitulé "Mécanique et Dynamique des Glaces".

Références

- [1] JONES S.J., Third International Conference on Permafrost, Edmonton, Proc., Vol. 1, (1978), 670-674.
- [2] HAUSLER F.U., IAHR 81, Québec, Proc., Vol. 2, (1981), 526-539.
- [3] NAWWAR A.H., NADREAU J.P. and WANG Y.S., POAC 83, Helsinki, Proc., Vol. 3, (1983), 193-202.
- [4] MICHEL B., Ice Mechanics (Les Presses de l'Université Laval, Québec), 1978.
- [5] MICHEL B., POAC 81, Québec, Proc., (1981), 189-204.
- [6] NADREAU J.P. and MICHEL B., IAHR 84, Hamburg, Proc., Vol. 4, (1984), 63-115.
- [7] COON M.D., EVANS R.J. and GIBSON B.H., IAHR 84, Hamburg, Proc., Vol. 3, (1984), 1-16.
- [8] PARISEAU W.G., Tenth Symposium on Rocks Mechanics. Editor: K.E. Gray, Proc., (1968), 267-295.
- [9] SMITH M.B., Ph.D. Thesis (Rice University, Houston), 1974.
- [10] MELLOR M., IUTAM Symposium, Copenhagen, (1980), 217-245.
- [11] NADREAU J.P., Ph.D. Thesis, (Université Laval, Québec), 1985.
- [12] MICHEL B. and RAMSEIER R.O., Can. Geotech. J., Vol. 8, No. 1, (1971), 38-45.
- [13] HAUSLER F.U., Annals of Glaciology, Vol. 4, (1983), 105-109.
- [14] HOBBS P.V., Ice Physics (Clarendon Press, Oxford), 1974.
- [15] EVANS L.F., Nature, Lon. 206, (1965), p.882.
- [16] JONES S.J., Journal of Glaciology, Vol. 20, No. 98, (1982), 171-177.