



**Les structures d'impact sur Europe : implications sur la
rhéologie et la thermique de la croûte de glace. Impact
features on Europa : rheological and thermal states of
the icy crust.**

Loïc Mével, Olivier Grasset, Eric Mercier

► **To cite this version:**

Loïc Mével, Olivier Grasset, Eric Mercier. Les structures d'impact sur Europe : implications sur la rhéologie et la thermique de la croûte de glace. Impact features on Europa : rheological and thermal states of the icy crust.. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série IIa, Sciences de la terre et des planètes, Elsevier, 2001, pp.217-225. <10.S1251-8050(01)01514-2/FLA>. <hal-00166310>

HAL Id: hal-00166310

<https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00166310>

Submitted on 3 Aug 2007

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.

Les structures d'impact sur Europe : implications sur la rhéologie et la thermique de la croûte de glace

Loïc Mével*, Olivier Grasset, Éric Mercier

Laboratoire de planétologie et de géodynamique, UMR CNRS 6112, faculté des sciences et techniques de Nantes, 2, chemin de la Houssinière, BP 92208, 44322 Nantes cedex 3, France

Reçu le 24 novembre 2000 ; accepté le 8 janvier 2001

Présenté par Jean-Paul Poirier

Abstract – Impact features on Europa: rheological and thermal states of the icy crust. The depth of the brittle–ductile transition has been estimated under each graben rounding two ancient impact basins on Europa, *Callanish* and *Tyre*. Surface thermal gradients have been computed and are respectively equal to 4.3 ± 0.4 and 2.4 ± 0.25 K·km⁻¹. These results differ strongly from previous works obtained on other Europa's features. This can be explained by the variation of both the icy grain size and the chemical composition of the crust, but also by the variation of the local deformation rate. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Europa / impact craters / thermal gradients / rheology

Résumé – La profondeur de la transition ductile/cassant a été estimée à l'aplomb des grabens associés à deux bassins d'impact d'Europe, *Callanish* et *Tyre*. Les gradients thermiques de surface ont ainsi pu être calculés et sont respectivement de $4,3 \pm 0,4$ et $2,4 \pm 0,25$ K·km⁻¹. Ces résultats, confrontés aux données antérieures obtenues sur d'autres structures d'Europe, illustrent bien la complexité de la croûte glacée. En plus des probables variations de composition et de taille des grains, nous soulignons ici l'influence de la vitesse de déformation du processus géologique mis en jeu localement sur la profondeur de la transition ductile–cassant. © 2001 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Europe / cratère d'impact / gradient thermique / rhéologie

Abridged version

1. Introduction

With 1565 km in radius, Europa is the smallest of the four Galilean satellites. Its icy surface is largely dominated by linear and circular features and the lack of important craters is significant of a young surface age around 100 Myr old [24, 29]. Europa is a differentiated body composed of an iron core overlaid with a silicate mantle surrounded by an external water layer ranging from 80 to 160 km depth [2]. This water layer is frozen near

the surface and the rheological profile of the ice layer is modeled by a brittle lithosphere overlying a ductile asthenosphere. Many authors invoke the existence of a liquid water layer under the ice crust, possibly maintained by Jovian tidal heat dissipation [4–6, 20, 22, 23, 26].

The morphology and distribution of impact features give insights about both thickness and viscosity of the icy crust [1, 17, 18]. This note applies the method of Allemand and Thomas [1] to two impact features on Europa (*Tyre* and *Callanish*). The thickness of the brittle lithosphere under the basins is estimated and both thermal gradients and post-impact strain rates are then computed. Finally, the results

* Correspondance et tirés à part.

Adresses e-mail : Loic.Mevel@chimie.univ-nantes.fr (L. Mével),
Olivier.Grasset@chimie.univ-nantes.fr (O. Grasset),
Eric.Mercier@chimie.univ-nantes.fr (É. Mercier).

are confronted to previous studies found on the literature in order to investigate the importance of the grain size, the composition and the deformation rates on the rheological structure of the icy crust of Europa.

2. Determination of icy crust thickness and surface thermal gradients

Stages of the formation of impact basins are well known [1, 17, 18]. After instantaneous events at geological time scale, a slow asthenospheric relaxation occurs [18]. Frictional stresses generated at the base of the lithosphere induce failures and long-term formation of concentric annular grabens around the crater (*figure 1*). Both the number and the width of the annular grabens are proportional to the depth of the rheological brittle/ductile transition (BDT) [1, 17]. The depth of the BDT under a graben can be estimated by measuring the widths of concentric grabens [1] (equation (1), *figure 1*).

Deformation regime changes at the BDT from a brittle behavior described by the Mohr–Coulomb equation (equation (2)) to a ductile behavior following an Arrhenius flow law (equation (3)). At the BDT zone, stresses are equivalent in brittle and ductile domains. Thus, combining equations (2) and (3) as well as relations deduced from the Mohr circle (equations (5) and (6)), the temperature at the BDT under each annular graben can be computed as a function of the surface temperature T_s and the ice grain size d (equation (7)).

3. Application to two impact basins on Europa

In this paper, two impact basins rounded by annular grabens [19], *Callanish* and *Tyre*, can be used for studying the upper icy crust of Europa. *Callanish* (16°S & 334°W) exhibits a set of annular grabens over about 50 km in radius and a transient cavity radius of 10 ± 3 km [28] (*figure 2a*). *Tyre* (32°N & 147°W), extends to about 60 to 70 km in radius with a transient cavity of 13 ± 2 km [28] (*figure 2b*).

The measurements of the graben widths have been made along four profiles for both *Callanish* and *Tyre* (*figure 2*). Results are plotted as a function of the distance from the centre of the crater (*figure 2c*). The widths decrease exponentially as distance increases (solid lines in *figure 2c*). This decrease is about three times weaker for *Tyre* than for *Callanish*. On the right hand side of *figure 2c*, the estimated thickness of the BDT are indicated (equation (1)).

Using $\varphi = 30^\circ$ and $C = 1$ MPa [3], the grain-size-sensitive flow law of Goldsby and Kohlstedt [9], $T_{\text{surface}} \sim 106$ K for *Callanish* and ~ 100 K for *Tyre* [25], and a subsurface grain diameter of 100 μm derived from infrared spectroscopic observations (NIMS) on a recent fracture near *Tyre* [8], the post-impact deformation rates $\dot{\epsilon}$ have been computed (equation (7), *figure 3*) for both *Callanish* and *Tyre* ($2.6 \cdot 10^{-18}$ and $2.1 \cdot 10^{-18}$ s^{-1} , respectively). The temperatures under each grabens and thermal gradients have been determined (4.5 and 2.4 $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$, respectively).

Shaded areas in *figure 4* emphasize the possible values of the thermal gradients and deformation rates under the basins in function of surface temperature T_s and grain diameter d . Lower and upper boundaries are defined by the measured surface temperatures from [25], taking into account uncertainties of ± 5 K. On the left, the measured extension around *Callanish* and *Tyre* vary from 7 to 10 %, which implies that the deformation rate cannot exceed 10^{-18} s^{-1} (the opening time of annular grabens agrees with the age of the satellite). These areas correspond to thermal gradients, almost independent of d , extending from 3.9 to 4.75 $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$ for *Callanish* and from 2.15 to 2.65 $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$ for *Tyre*.

4. Discussion and conclusions

Based on the mean surface age of Europa [24, 29], all studied features are relatively young and represent the subsurface thermal state of Europa's icy crust.

Different methods yield different icy crust thickness and thermal gradients on Europa (*table*). Even our own results differ from *Callanish* to *Tyre*. These different estimates can be explained either by the nature, the location and the scale of the feature or by the choice of the method.

Divergence of our results on two areas of about the same age could be interpreted as a global thermal variation from a warmer crust around *Callanish* (16°S) to a colder crust around *Tyre* (32°N). This is consistent with the fact that tide effects have significant influence on the satellite thermal balance [5, 6, 16, 20, 23, 26] and then with the existence of numerous features invoking positive surface thermal anomalies (chaos, lenticulae, domes, wedge-shaped bands) [4, 14, 21, 27].

We can discuss this divergence by proposing several plausible explanations about the icy crust rheology. First, the BDT would correspond to an irregular chemical boundary in the icy crust created by salts (detected on the surface by the NIMS [8, 15]) or silicates concentrated locally. These contaminants could substantially change the ice rheology but in a way which is not well known on Europa [7, 12]. Second, a grain size variation can also generate crustal heterogeneities (a small grain size favours creep mechanisms and increases deformation rates). These physical and/or chemical parameters yield an irregular-3D structure to one or more BDT, explaining the divergences in the *table*.

Nevertheless, the icy crust could be considered homogeneous and then rheologically controlled by both the deformation rate of implied geological process and the thermal profile (creep deformation is faster above positive thermal anomalies) [11, 13]. Then, several depths of BDT could be locally inferred in function of the deformation rate and the thermal profile (i.e. chaos versus impact basins).

Insights about rheological and thermal state of stable areas of the icy crust of Europa have been provided. Post-impact deformation rates are small and depend on the grain size, and the thermal gradients ranging from 2.4

to $4.5 \text{ K}\cdot\text{km}^{-1}$. Finally, a crust model where rheological transitions are controlled by chemical and/or physical

variations and by local deformation rates is expected to explain the differences between the different studies.

1. Introduction

D'un rayon de 1 565 km, Europe est le second et le plus petit des quatre satellites galiléens. Sa surface, constituée principalement de glace Ih (glace hexagonale de basse pression), est parsemée d'un grand nombre de structures linéaires et ponctuelles. La faible densité de cratères permet de déduire un âge moyen de la surface d'environ 100 Ma [24, 29]. Les données gravimétriques et magnétiques acquises lors de la mission *Galileo* laissent supposer qu'Europe est un corps différencié, constitué d'un noyau riche en fer et en soufre, entouré d'un manteau de silicates, lui-même enveloppé d'une couche d'eau de 80 à 140 km d'épaisseur [2]. L'eau forme en surface une croûte de glace (la température de surface T_s est en moyenne de 106 K à l'équateur [25]), dont le profil rhéologique s'apparente à une lithosphère cassante reposant sur une asthénosphère ductile. De nombreux auteurs évoquent même la présence d'un océan liquide en profondeur sous la glace, principalement entretenu par la dissipation de la chaleur induite par les effets de marée du système jovien [4–6, 20, 22, 23, 26].

Allemand et Thomas [1] ont montré, dans le cas de Callisto, qu'il était possible d'obtenir, à partir des bassins d'impact multi-anneaux, des informations sur les caractéristiques des croûtes glacées. Dans le chapitre suivant, les méthodes utilisées pour déterminer la profondeur de la transition ductile–cassant (TDC), la température à la TDC, puis les valeurs des gradients thermiques et des vitesses de déformation post-impact seront brièvement présentées. Dans une seconde partie, ces méthodes seront appliquées à deux structures d'impact multi-anneaux bien imagées de la surface d'Europe (*Tyre* et *Callanish*). Nous discuterons finalement l'importance des variations physico-chimiques de la croûte de glace et des vitesses de déformations impliquées localement ; ces paramètres contrôleraient la structure rhéologique de la croûte d'Europe.

2. Détermination des caractéristiques de la croûte glacée

2.1. Étude de la profondeur du décollement sous les bassins d'impact

Les étapes de la formation d'un bassin d'impact sont aujourd'hui bien connues [1, 17, 18]. À la suite de plusieurs événements instantanés à l'échelle des temps géologiques (excavation, sublimation...),

on assiste à une relaxation de l'asthénosphère, qui flue de façon radiale à une vitesse croissante, à mesure que l'on s'approche de la cavité centrale [18]. Les contraintes de friction générées à la base de la lithosphère entraînent la rupture de celle-ci et la formation à long terme de grabens concentriques autour du cratère (*figure 1*). Il a été mis en évidence que le nombre d'anneaux concentriques, d'une part [17], et la largeur des grabens, d'autre part [1], sont proportionnels à la profondeur du décollement correspondant à la TDC. En particulier, la mesure de la largeur moyenne des grabens concentriques (l) permet de calculer (équation (1)) la profondeur (h) des failles normales constituant les grabens (*figure 1*) :

$$h = \frac{l}{2} \tan\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2}\right) \quad (1)$$

avec φ l'angle de friction interne de la glace.

2.2. Caractéristiques rhéologiques et thermiques à la TDC

Au sein d'un milieu cassant, la déformation est régie par l'équation de Mohr–Coulomb (2) :

$$\tau = \sigma_n \tan \varphi + C \quad (2)$$

avec τ la contrainte tangentielle, σ_n la contrainte normale et C la cohésion du matériau considéré. Dans le milieu ductile, la loi rhéologique du fluage est (équation (3)) :

$$\dot{\epsilon}_r = A(\sigma_1 - \sigma_3)^n \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \quad (3)$$

avec $\dot{\epsilon}_r$ la vitesse de déformation à une distance r du centre du cratère, T la température du matériel ductile à une profondeur donnée, σ_1 et σ_3 les contraintes principales et R la constante des gaz parfaits. Expérimentalement et sur des échantillons dont la taille des grains varie de 3 à 90 μm , Goldsby et Kohlstedt [9] ont déterminé des paramètres A , Q , et n adaptés aux vitesses de déformation planétaires sous faibles pressions de confinement. Dans leur étude, ils ont montré que A est fonction de la taille des grains d , selon la loi (équation (4)) :

$$A = A' d^{-p} \quad (4)$$

avec $A' = 10^{-2,2} \text{ SI}$ et $p = 1,4$. Bien que stationnaire, nous pensons pouvoir utiliser ce régime rhéologique ($Q = 49 \text{ kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$, $n = 1,8$) pour décrire, en première approximation, la relaxation post-impact. Cette loi, par ailleurs largement adoptée dans la littérature [16,

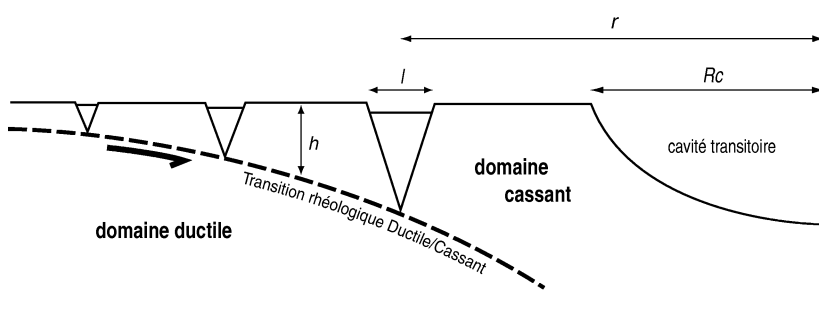


Figure 1. Coupe schématique d’un demi-bassin multi-anneaux, inspirée de Allemand et Thomas [1]. Chaque anneau représente un graben concentrique ouvert par fluage de l’asthénosphère sous-jacente lors de la relaxation. Les grabens s’enracinent à la transition ductile–cassant, dont la profondeur h est proportionnelle à leur largeur l en surface. R_c est le rayon de la cavité transitoire, tandis que r est la distance d’un graben par rapport au centre du cratère.

Figure 1. Schematic profile under a half multi-ringed basin after Allemand and Thomas [1]. Each ring represents a concentric annular graben triggered by the creep of the asthenosphere during relaxation. The roots of these grabens are located at the brittle–ductile transition, whose depth h is proportional to the surface width l . R_c is the radius of the transient cavity, while r is the distance of a graben from the center of the crater.

19, 21], intègre la taille des grains dans le calcul des températures, gradients thermiques et vitesses de déformation.

Les contraintes mises en jeu dans les domaines fragile et ductile sont égales à la TDC. Ainsi, en combinant les équations (2) et (3) ainsi que les relations déterminées à partir du cercle de Mohr (équations (5) et (6)) :

$$\tau = \sin(2\alpha)(\sigma_1 - \sigma_3)/2 \quad (5)$$

$$\sigma_n = [(\sigma_1 + \sigma_3)/2] + [\cos(2\alpha) \times (\sigma_1 - \sigma_3)/2] \quad (6)$$

avec $\alpha = (\pi/4) + (\varphi/2)$ l’inclinaison du plan de faille, la température à la TDC à l’aplomb des différents grabens peut être calculée [1] :

$$T = -\frac{Q}{R} \left(\frac{1}{\ln(\dot{\epsilon}_r) - \ln[A\{(2C/(\sin(2\alpha) + B - B \cos(2\alpha))) + (1-k)\rho gh^m\}]} \right) \quad (7)$$

avec :

$$k = \frac{\sin(2\alpha) - B - B \cos(2\alpha)}{\sin(2\alpha) + B - B \cos(2\alpha)},$$

$$B = \tan \varphi,$$

ρ la masse volumique de la glace et g l’accélération de la gravité.

Dans l’équation (7), la vitesse de déformation $\dot{\epsilon}_r$ n’est pas connue a priori. Dans le cas particulier des cratères d’impact, son expression est donnée par l’équation (8) [18] :

$$\dot{\epsilon}_r = \dot{\epsilon} \left(\frac{R_c}{r} \right)^4 \quad (8)$$

avec $\dot{\epsilon}$ la vitesse de déformation en bordure de la cavité centrale de rayon R_c . La vitesse $\dot{\epsilon}$ peut être estimée pour une taille de grain donnée à partir de

l’équation (7) extrapolée en surface ($h = 0$, $T = T_s$). En effet, lorsque l’on s’éloigne du centre du cratère ($r \rightarrow \infty$), la profondeur de la TDC s’amenuise ($h \rightarrow 0$) et la température à la base de la TDC doit tendre vers T_s . Celle-ci a été mesurée par *Galileo* et s’avère donc assez fiable [25]. Puisque la valeur asymptotique de la température est uniquement fonction de $\dot{\epsilon}$, il n’existe qu’une seule vitesse de déformation plausible pour une taille de grain donnée et une température de surface fixée. Ainsi, pour tout couple (T_s , d), l’équation (7) permet de calculer les températures à l’aplomb des grabens, puisque la vitesse de déformation $\dot{\epsilon}_r$ et la profondeur h de la TDC sont déterminées à partir des mesures de la distance au centre du cratère d’impact (équation (8)) et de la largeur l (équation (1)).

3. Application à deux structures d’impact sur Europe

Sur Europe, les structures *Callanish* et *Tyre* sont des bassins constitués de cratères d’impact [19] cerclés d’anneaux concentriques. *Callanish* (16°S et 334°W) présente une cavité transitoire de rayon 10 ± 3 km [28] et montre une série de grabens d’une remarquable fraîcheur sur près de 50 km de rayon (figure 2a). *Tyre* (32°N et 147°W) est constitué d’une cavité transitoire de 13 ± 2 km [28], entourée de grabens s’étendant sur 60 à 70 km (figure 2b).

Les largeurs des grabens ont été mesurées selon quatre profils sur *Callanish* et *Tyre* (figures 2a et 2b). Il apparaît qu’à une distance donnée du cratère (figure 2c), les grabens de *Callanish* sont en moyenne de 2 km moins larges que ceux de *Tyre*. Malgré une grande dispersion, on observe, lorsque l’on s’éloigne

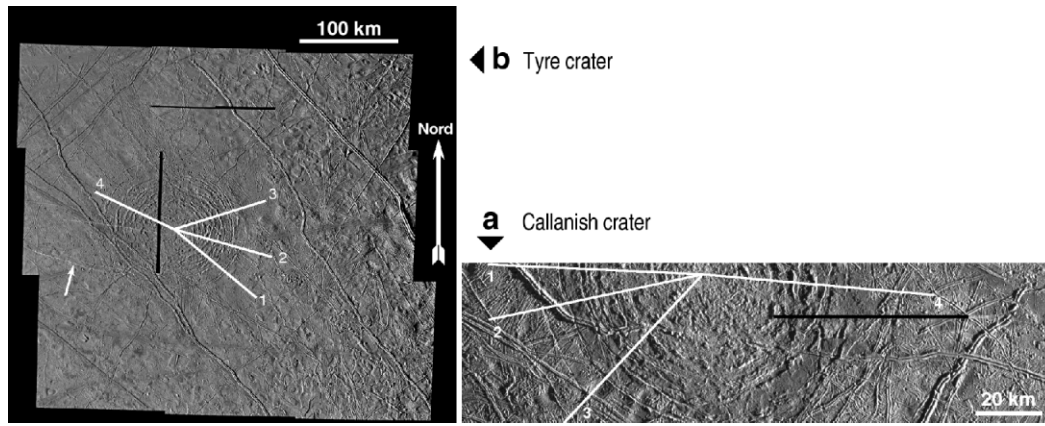
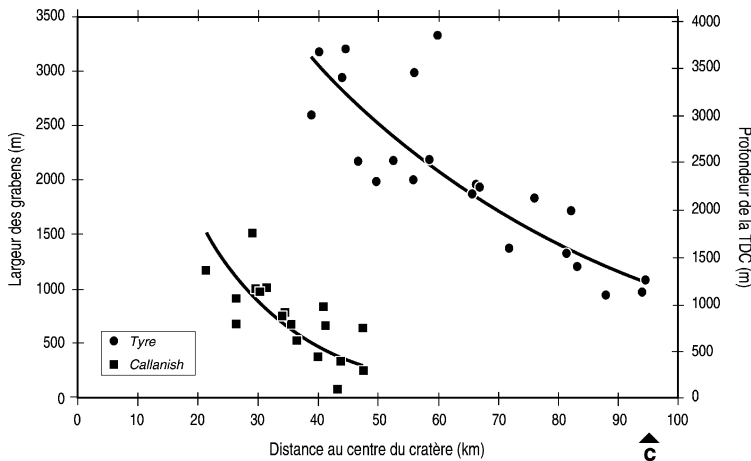


Figure 2. Les deux bassins étudiés : (a) *Callanish* (16°S et 334°W) [combinaison des images E4 2513 et E4 2526]; (b) *Tyre* (32°N et 147°W) [image PIA 01633], la flèche montre une jeune fracture sur laquelle fut mesurée une taille des grains de 100 μm [8]; (c) largeur mesurée des grabens en fonction de la distance au centre du cratère. L'interpolation exponentielle des données brutes paraît la mieux adaptée, car elle fait tendre la largeur des grabens vers zéro quand la distance au centre du cratère augmente.

Figure 2. The two studied impact features: (a) *Callanish* (16°S and 334°W) [combination with E4 2513 and E4 2526 images]; (b) *Tyre* (32°N and 147°W) [image PIA 01633], the arrow shows a young fracture where a subsurface ice grain size of about 100 μm has been measured [8]; (c) measured widths of grabens versus the distance from the center of the crater. The exponential fit of the raw data used in this study agrees with the fact that the width of grabens tends to zero when the distance from the center of the crater increases.



du centre du cratère, une décroissance exponentielle de la largeur des grabens de la forme :

$$l = a e^{-br} \quad (9)$$

avec $a = 5746 \text{ m}$, $b = 0,062 \text{ km}^{-1}$ pour *Callanish* et $a = 6639 \text{ m}$, $b = 0,0193 \text{ km}^{-1}$ pour *Tyre*. La décroissance de la largeur avec la distance est donc trois fois plus lente sur *Tyre* que sur *Callanish*. La profondeur de la TDC à l'aplomb des grabens (représentée sur l'axe droit de la *figure 2c*) est donc variable ; elle peut être calculée en utilisant les coefficients (φ , C) déterminés par Beeman et al. [3] sur la friction de la glace Ih à basses températures et faibles pressions de confinement [$\varphi = 30^\circ$, $C = 1 \text{ MPa}$]. Dans la région de *Callanish*, l'épaisseur de la croûte cassante est très faible. À 20 km du centre du cratère, son épaisseur est d'environ 2 km et décroît rapidement au-dessous de 500 m d'épaisseur, au-delà de 40 km. Tandis que la croûte cassante sous *Tyre* a une épaisseur de 3,5 à 40 km du centre du cratère et décroît plus lentement à mesure que l'on s'en éloigne : à 100 km du centre, son épaisseur reste supérieure à 1 km.

En considérant la loi rhéologique comme dépendante de la taille des grains de Goldsby et Kohlstedt

[9], les températures à l'aplomb des grabens sont calculées à partir de l'équation (7) pour un couple (T_s , d) fixé. D'une part, Geissler et al. [8] ont montré à partir d'observations de spectroscopie infrarouge (NIMS) menées sur une fracture fraîche de la région de *Tyre* (représentée par une flèche sur la *figure 2b*) que le diamètre des grains de subsurface devait être de l'ordre de 100 μm . D'autre part, les températures moyennes de surface T_s aux latitudes de *Callanish* et *Tyre* ont été mesurées et sont respectivement de 106 et 100 K [25]. Les valeurs des vitesses de déformation $\dot{\epsilon}$ sont estimées à partir de l'équation (7) afin que la température de la TDC tende vers T_s quand $h \rightarrow 0$ et $r \rightarrow \infty$. Elles sont respectivement de $2,6 \cdot 10^{-18} \text{ s}^{-1}$ et de $2,1 \cdot 10^{-18} \text{ s}^{-1}$ pour *Callanish* et *Tyre*. La *figure 3* présente la variation de température à la TDC en fonction de sa profondeur pour les vitesses de déformation déterminées ci-dessus et $d = 100 \mu\text{m}$. Les températures augmentent linéairement avec la profondeur, selon des pentes distinctes correspondant à des gradients thermiques de $4,5 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ pour *Callanish* et seulement $2,4 \text{ K} \cdot \text{km}^{-1}$ pour *Tyre*.

Les résultats obtenus dans la *figure 3* peuvent être généralisés à d'autres couples (T_s , d). Les valeurs

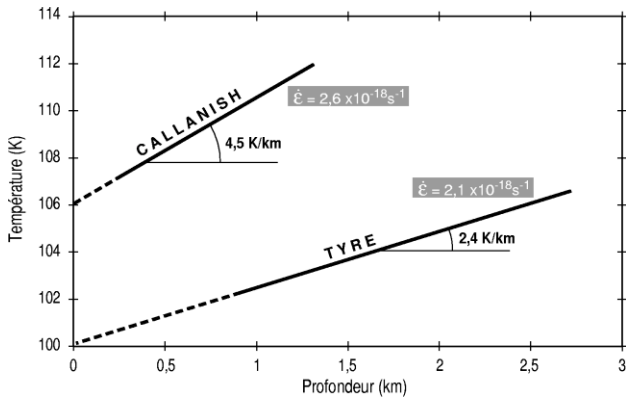


Figure 3. Profil de température en fonction de la profondeur dans le domaine cassant sous *Callanish* et *Tyre* pour $d = 100 \mu\text{m}$ [8] et T_s respectivement de 106 et 100 K [25]. Les vitesses de déformation indiquées sont calculées à partir de l’extrapolation des températures en surface. Les pentes de ces droites indiquent des valeurs de gradients thermiques de $4,5 \text{ K}\cdot\text{km}^{-1}$ pour *Callanish* et de $2,4 \text{ K}\cdot\text{km}^{-1}$ pour *Tyre*.

Figure 3. Temperature variation with depth in the brittle part of the icy crust under *Callanish* and *Tyre* for $d = 100 \mu\text{m}$ [8] and T_s of 106 and 100 K, respectively [25]. Deformation rates required for having these T_s at the surface are indicated on the curves. The slopes represent thermal gradients values of $4.5 \text{ K}\cdot\text{km}^{-1}$ for *Callanish* and $2.4 \text{ K}\cdot\text{km}^{-1}$ for *Tyre*.

des vitesses de déformation en bordure du cratère ($\dot{\epsilon}$) et les gradients thermiques sont présentés sur la figure 4 en fonction de différents couples (T_s, d). Les zones grisées représentent le domaine le plus probable de ces différents paramètres pour *Callanish* et *Tyre*. Elles sont limitées horizontalement par les valeurs des températures moyennes de surface mesurées [25], affectées de $\pm 5 \text{ K}$ d’incertitude, soit respectivement une incertitude de $\pm 0,4$ et $\pm 0,25 \text{ K}\cdot\text{km}^{-1}$ sur les gradients thermiques. À droite, le domaine peut être limité par la vitesse de déformation de 10^{-18} s^{-1} . En effet, comme les deux cratères étudiés présentent des taux de déformation de 7 à 10 %, toute vitesse de déformation inférieure à 10^{-18} s^{-1} nécessite des temps de relaxation supérieurs à l’âge de la planète ! Il n’existe pas, à notre connaissance, de moyens pour contraindre les tailles des grains à la TDC. Celles-ci ont été obtenues en surface sur une fracture fraîche [8] et peuvent ne pas être représentatives de la taille moyenne des grains en profondeur. Aucune limite n’a donc été représentée à gauche du domaine grisé. Cependant, les tailles de grains généralement observées sur les glaciers et banquises sont de l’ordre de quelques dizaines à quelques centaines de microns. Il apparaît donc raisonnable d’imaginer que, dans le cas d’Europe, la glace à la TDC n’existe pas sous forme de grains inférieurs au micron. C’est pourquoi les calculs n’ont pas été effectués en dessous de cette limite. Les vitesses de déformation calculées sont extrêmement faibles, mais augmentent de plus d’un

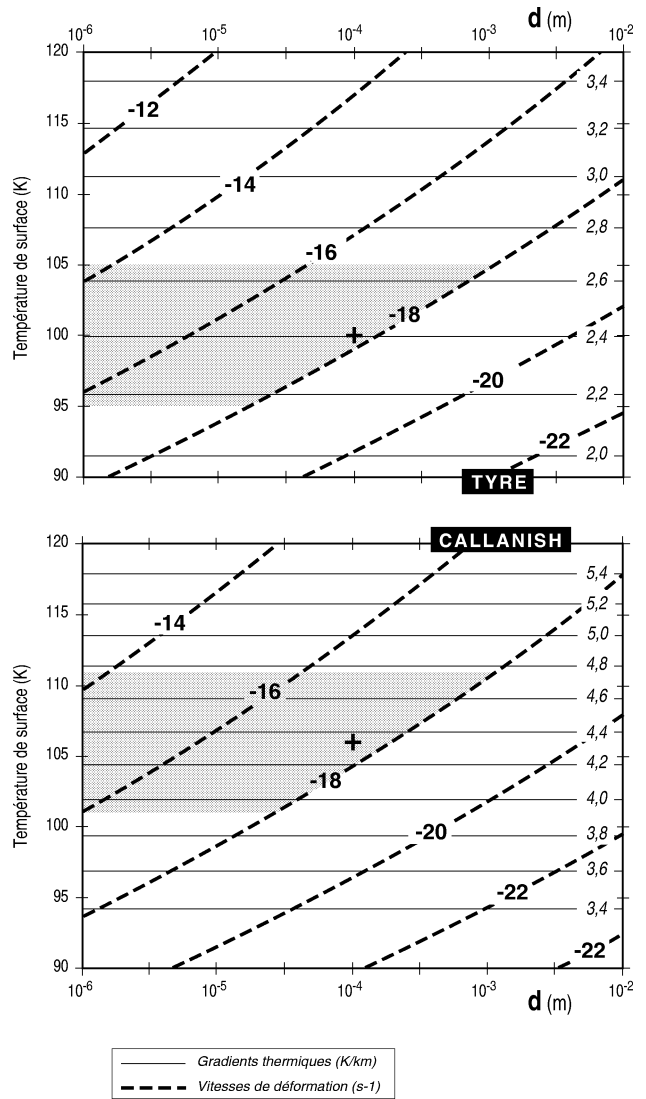


Figure 4. Influence de la taille des grains et de la température de surface sur les valeurs des gradients thermiques (traits pleins) et des vitesses de déformation associées (pointillés) pour *Callanish* et *Tyre*. Les croix correspondent aux T_s de Spencer et al. [25] avec $d = 100 \mu\text{m}$ [8]. Les aires grisées prennent en compte des incertitudes de $\pm 5 \text{ K}$ sur ces températures de surface. Les vitesses de déformation inférieures à 10^{-18} s^{-1} sont exclues de ce domaine, car peu probables en regard du jeune âge de la surface d’Europe. Toutes les températures sont calculées à partir de la loi de fluage de Goldsby et Kohlstedt [9] et des paramètres de friction de Beeman et al. [3].

Figure 4. Influence of grain size and surface temperature on thermal gradients values (solid lines) and on deformation rates (dashed lines) for *Callanish* and *Tyre*. The crosses correspond to T_s of Spencer et al. [25] with $d = 100 \mu\text{m}$ [8]. The shaded areas take into account uncertainties of $\pm 5 \text{ K}$ on these surface temperatures. The deformation rates must be higher than 10^{-18} s^{-1} , because of the relative youth of Europa’s surface. All the calculated temperatures use the grain-size sensitive flow law of Goldsby and Kohlstedt [9] and the frictional data from Beeman et al. [3].

ordre de grandeur lorsque la taille des grains diminue d’un ordre de grandeur. Les valeurs des gradients thermiques ne dépendent pratiquement pas des tailles

de grains et varient en fonction de T_s , de 2,15 à 2,65 K·km⁻¹ pour *Tyre* et de 3,9 à 4,75 K·km⁻¹ pour *Callanish*.

4. Discussion et conclusions

L'étude menée ici concerne deux bassins de grande taille. Leur morphologie — cratères cerclés de multiples anneaux concentriques — est caractéristique d'impacts météoritiques. En tenant compte des vitesses de relaxation déterminées précédemment (*figure 4*) et vu l'âge moyen de la surface d'Europe (100 Ma selon [24, 29]), on peut considérer que les structures étudiées sont récentes (quelques centaines de millions d'années au maximum) et donc représentatives de l'état géothermique subactuel de la croûte glacée d'Europe.

Différentes méthodes ont déjà permis d'estimer l'épaisseur de la croûte et le gradient thermique d'Europe (*tableau*). Il apparaît clairement que les gradients thermiques déduits localement peuvent être très différents des gradients moyens calculés à l'échelle du satellite. On constate, en outre, de gros écarts entre les diverses valeurs proposées dans la littérature et nos deux évaluations, différant elles-mêmes de près d'un facteur 2 et ce, quel que soit le diamètre des grains choisi. Ces valeurs sont fonctions de la structure étudiée, de sa localisation, de son échelle, mais aussi de la méthode utilisée. C'est ce que nous nous proposons de discuter dans les lignes qui suivent.

Nos résultats divergents sur l'épaisseur de la croûte fragile et le gradient thermique, au sein de régions de la croûte sensiblement du même âge, tendent à montrer que *Callanish* (16°S) se situerait globalement dans une zone géothermiquement plus chaude que *Tyre* (32°N). Cette constatation est un argument en faveur de l'hypothèse selon laquelle les forces de marées, dont les effets se manifestent davantage autour de l'équateur, sont un élément important dans le bilan thermique de la planète [5, 6, 16, 20, 23, 26]. Cette conclusion est par ailleurs compatible avec le fait que les régions équatoriales présentent une densité plus forte des structures évoquant des remontées de matériel profond et/ou des anomalies thermiques positives en surface (chaos, lentilles, dômes, bandes cunéiformes) [4, 14, 21, 27].

En ce qui concerne les évaluations des différents auteurs, dont la dispersion ne dépend pas totalement du facteur latitude, il nous semble possible de formuler plusieurs explications plausibles.

La première hypothèse envisageable est que la TDC corresponde à un seuil rhéologique dans la répartition verticale des caractéristiques chimiques et/ou physiques de la croûte glacée. Les données du spectromètre infrarouge embarqué (NIMS) indiquent la présence de sels concentrés en surface autour de grosses

rides ou au sein des chaos [8, 15]. Si cette distribution irrégulière est transposable en profondeur, on peut admettre que cela a une influence sur l'emplacement de la TDC, d'autant plus que des travaux récents [12] révèlent, sur la base d'observations des banquises terrestres, que la présence d'une quantité critique de sels favorise le développement d'un réseau de canalisations des saumures, modifiant fortement le comportement mécanique de la glace. La présence de silicates en mélange dans la glace pourrait, de surcroît, avoir les mêmes conséquences [7]; ces deux paramètres chimiques sont cependant très mal connus au sein de la croûte de glace d'Europe. Par ailleurs, une variation de la granulométrie peut, au même titre que la composition chimique, constituer une source notable d'hétérogénéité crustale. Une taille de grains plus petite faciliterait le fluage et accélérerait de ce fait les déformations. On peut dès lors considérer que ces divers éléments chimiques et physiques peuvent, ensemble ou indépendamment, aboutir à la formation d'une ou plusieurs discontinuité(s) très localisée(s), conférant à la TDC une structure tridimensionnelle très irrégulière et justifiant, au moins en partie, les divergences que l'on peut observer dans le *tableau*.

Il nous semble cependant qu'un facteur supplémentaire peut intervenir dans la dispersion de ces résultats. Il s'agit de la vitesse de déformation. On sait en effet, depuis longtemps [11, 13], que cette vitesse a au moins autant d'influence que la température dans le comportement des matériaux géologiques. Ainsi, même si l'on considère le cas d'une croûte de glace totalement homogène (sur le plan physique et chimique), sa rhéologie serait contrôlée autant par le profil de température local que par la vitesse de déformation du processus géologique envisagé. En conséquence, on pourrait avoir deux ou plusieurs TDC, de profondeurs différentes, coexistant à l'aplomb d'une même localité. À titre d'exemple, on pourrait envisager une remontée rapide de matériel ductile relativement chaud à travers la croûte (par exemple chaos [4, 21]) formant une TDC relativement profonde (du fait de la vitesse de déformation élevée), recoupant au passage une TDC plus superficielle (représentative des fluages lents caractéristiques de l'ouverture des grabens évoqués plus haut). Il suffirait pour cela que l'écart de vitesse de déformation entre la remontée de matériel et le fluage à la base d'un graben soit plus important que l'écart de température dans le contrôle du phénomène.

En conclusion, l'amélioration (par l'utilisation d'une loi rhéologique dépendante de la taille des grains [7]) et l'application à Europe de la méthode initialement proposée par Allemand et Thomas apporte des informations quant à l'état rhéologique et thermique des zones relativement stables de la croûte glacée (bassins d'impact). Les vitesses de déforma-

Tableau. Compilation des résultats obtenus sur différentes structures de la surface d'Europe.**Table.** Compilation of the results obtained on different Europa's features.

Référence	Structure étudiée	Méthode utilisée	Épaisseur de la croûte glacée	Gradient thermique
Squyres et al. [26]	à l'échelle du satellite	fonction de dissipation (Q)	croûte totale ~ 16 km	8 à 12 K·km ⁻¹ (régime conductif)
Ojakangas et Stevenson [20]	à l'échelle du satellite	fonction de dissipation (Q) (avec ou sans contribution du noyau et en tenant compte de l'insolation)	croûte totale < 30 km	5 à 15 K·km ⁻¹ (régime conductif)
Golombek et Banerdt [10]	bandes cunéiformes (<i>wedges-shaped bands</i>) ; (zones relativement jeunes)	rhéologique	3 à 6 km de croûte fragile (lithosphère)	3 à 7 K·km ⁻¹
Pappalardo et al. [21]	chaos, lentilles, dômes (zones jeunes)	convection + contraintes morphostructurales	3 à 10 km de croûte totale (couvercle conductif < 2 km cœur isotherme ~ 2 à 8 km)	15 à 60 K·km ⁻¹
Cette étude	bassins d'impact (zones anciennes)	rhéologique (Allemand et Thomas [1])	Croûte fragile < 3 km (lithosphère)	2 à 5 K·km ⁻¹

tion post-impact calculées sont très faibles et dépendent beaucoup de la taille des grains. Les gradients thermiques varient de 2,4 à 4,5 K·km⁻¹, entre les deux structures situées à des latitudes différentes. En outre, les valeurs proposées ici sont plus faibles que celles calculées différemment pour des structures plus jeunes (par exemple chaos, bandes cunéiformes).

L'ensemble de ces résultats nous amène à envisager un modèle de croûte dont les transitions rhéologiques peuvent être contrôlées à la fois par des variations physico-chimiques de la glace (sels, silicates, taille des grains) et par les vitesses de déformation mises en jeu localement.

Remerciements. Nous remercions J.W. Head et tout le groupe de géologie planétaire de la Brown University pour leur collaboration et les nombreuses discussions qui ont permis l'amélioration de cette étude, ainsi qu'Alain Cossard pour la mise en page des figures. Ce travail a été financé par le Programme national de planétologie.

Références

- [1] Allemand P., Thomas P., Thermal gradient of Callisto constrained by Asgard Basin: rheological and chemical implications, *J. Geophys. Res.* 96 (1991) 20981–20988.
- [2] Anderson J.D., Schubert G., Jacobson R.A., Lau E.L., Moore W.B., Sjögren W.L., Europa's differentiated internal structure: inferences from two Galileo encounters, *Science* 276 (1997) 1236–1239.
- [3] Beeman M., Durham W.B., Kirby S.H., Friction of ice, *J. Geophys. Res.* 93 (1988) 7625–7633.
- [4] Carr M.H., Belton M., Chapman C., Davies M., Geissler P., Greenberg R., McEwen A., Tufts R., Greeley R., Sullivan R., Head J., Pappalardo R., Klaasen K., Johnson T., Kaufman J., Senske D., Moore J., Neukum G., Schubert G., Burns J., Thomas P., Veverka J., Evidence for a subsurface ocean on Europa, *Nature* 391 (1998) 363–365.
- [5] Cassen P., Reynolds R.T., Peale S.J., Is there liquid water on Europa?, *Geophys. Res. Lett.* 6 (1979) 731–734.
- [6] Cassen P., Peale S.J., Reynolds R.T., Tidal dissipation in Europa: a correction, *Geophys. Res. Lett.* 7 (1980) 987–988.
- [7] Durham W.B., Kirby S.H., Stern L.A., Effects of dispersed particulates on the rheology of water ice at planetary conditions, *J. Geophys. Res.* E 97 (12) (1992) 20883–20897.
- [8] Geissler P.E., Greenberg R., Hoppa G., McEwen A., Tufts R., Phillips C., Clark B., Ockert-Bell M., Helfenstein P., Burns J., Veverka J., Sullivan R., Greeley R., Pappalardo R., Head J., Belton M., Denk T., Evolution of lineaments on Europa: clues from Galileo multispectral imaging observations, *Icarus* 135 (1998) 107–126.
- [9] Goldsby D.L., Kohlstedt D.L., Grain boundary sliding in fine-grained ice I, *Scripta Materialia* 37 (1997) 1399–1406.
- [10] Golombek M.P., Banerdt W.B., Constraints on the subsurface of Europa, *Icarus* 83 (1990) 441–452.
- [11] Goodman D.J., Frost H.J., Ashby M.F., The plasticity of polycrystalline ice, *Phil. Mag.* A 43 (1981) 665–695.
- [12] Head J.W., Pappalardo R.T., Brine mobilization during lithospheric heating on Europa: implications for formation of chaos terrain, lenticular texture, and color variations, in: *Lunar Planet. Sci. Conf. XXX*, Lunar and Planetary Institute, Houston, 1999, abstract #1664 [CD-ROM].

- [13] Heard H., Effects of large changes in strain-rate in the experimental deformation of Yule marble, *J. Geol.* 71 (1963) 162–195.
- [14] Lucchitta B.K., Soderblom L.A., *Geology of Europa*, in: Morrison D. (Ed.), *Satellites of Jupiter*, University of Arizona Press, Tucson, 1982, pp. 521–555.
- [15] McCord T.B., Hansen G., Fanale F., Carlson R., Matson D., Johnson T., Smythe W., Crowley J., Martin P., Ocampo A., Hibbitts C., Granahan J., the NIMS Team, Salts on Europa's surface detected by Galileo's Near Infrared Mapping Spectrometer, *Science* 280 (1998) 1242–1245.
- [16] McKinnon W.B., Convective instability in Europa's floating ice shell, *Geophys. Res. Lett.* 26 (1999) 951–954.
- [17] McKinnon W.B., Melosh H.J., Evolution of planetary lithospheres: evidence from multiringed structures on Ganymede and Callisto, *Icarus* 44 (1980) 454–471.
- [18] Melosh H.J., McKinnon W.B., The mechanics of ringed basin formation, *Geophys. Res. Lett.* 5 (1978) 985–988.
- [19] Moore J.M., Asphaug E., Sullivan R., Klemaszewski J., Bender K., Greeley R., Geissler P., McEwen A., Turtle E., Phillips C., Tufts B., Head J., Pappalardo R., Jones K., Chapman C., Belton M., Kirk R., Morrison D., Large impact features on Europa: results of the Galileo nominal mission, *Icarus* 135 (1998) 127–145.
- [20] Ojakangas G.W., Stevenson D.J., Thermal state of an ice shell on Europa, *Icarus* 81 (1989) 220–241.
- [21] Pappalardo R.T., Head J., Greeley R., Sullivan R., Pilcher C., Schubert G., Moore W., Carr M., Moore J., Belton M., Goldsby D., Geological evidence for solid-state convection in Europa's ice shell, *Nature* 391 (1998) 365–368.
- [22] Reynolds R.T., Cassen P.M., On the internal structure of major satellites of the outer planets, *Geophys. Res. Lett.* 6 (1979) 121–124.
- [23] Ross M.N., Schubert G., Tidal heating in an internal ocean model of Europa, *Nature* 325 (1987) 133–134.
- [24] Shoemaker E.M., The age of Europa's surface, in: San Juan Capistrano Research Institute (Ed.), *Proc. Europa Ocean Conf. No. 5*, San Juan Capistrano, 1996, pp. 65–66.
- [25] Spencer J.R., Tamppari L.K., Martin T.Z., Travis L.D., Temperatures on Europa from Galileo Photo Polarimeter Radiometer: nighttime thermal anomalies, *Science* 285 (1999) 150–153.
- [26] Squyres S.W., Reynolds R.T., Cassen P.M., Peale S.J., Liquid water and active resurfacing on Europa, *Nature* 301 (1983) 225–226.
- [27] Sullivan R., Greeley R., Homan K., Klemaszewski J., Belton M., Carr M., Chapman C., Tufts B., Head J., Pappalardo R., Moore J., Thomas P., The Galileo SSI Team, Episodic plate separation and fracture infill on the surface of Europa, *Nature* 391 (1998) 371–372.
- [28] Turtle E.P., Phillips C.B., Collins G.C., McEwen A.S., Moore J.M., Pappalardo R.T., Schenk P.M., the Galileo SSI Team, European impact crater diameters and inferred transient crater dimensions and excavation depths, *Lunar Planet. Sci. Conf. XXX*, Lunar and Planetary Institute, Houston, 1999, abstract #1882 [CD-ROM].
- [29] Zahnle K., Dones L., Levison H.F., Cratering rates on the Galilean satellites, *Icarus* 136 (1998) 202–222.