Auscultation d'un versant rocheux par mesures de déformations thermo-mécaniques

Cécile Clément

LAEGO-INERIS – Nancy-Université, Parc de Saurupt CS 14234 F-54042 Nancy

RESUME. Afin de quantifier l'effet mécanique des variations naturelles de température sur les versants rocheux, un réseau d'auscultation a été installé sur le site des « Rochers de Valabres ». Le dispositif ausculte les températures et les déformations, dans la zone superficielle du massif, en huit points de mesure. Les mesures de température permettent d'évaluer les apports de chaleur, en fonction du temps et de l'espace, tandis que les amplitudes en déformations, hétérogènes, peuvent être reliées aux conditions aux limites mécaniques, propres à chaque station de mesure, et aux variations des conditions aux limites thermiques. Les déformations mesurées permettent également d'évaluer la possibilité de propagation de micro-fractures et donc de fatigue thermique, qui est un facteur préparatoire possible aux éboulements.

MOTS-CLÉS : Thermomécanique, versant rocheux, techniques d'auscultation.

ABSTRACT. In order to quantify the mechanical impact of natural thermal fluctuations on rockslope, a network has been installed on a large slab of the "Rochers de Valabres". The network monitors temperatures and thermal strain in the shallowest part of the slope, at eight measurement points. Thermal data give us information about thermal transfer and the heterogeneous strain magnitudes can be linked to mechanical boundaries conditions of each measurement point and variations of thermal boundaries conditions. Strain data are also input data to evaluate fracture propagation assumptions. This last phenomenon can be a preparatory factor for rockfalls.

KEYWORDS: Thermomechanic, rockslope, monitoring technique.

1. INTRODUCTION : LES VARIATIONS DE TEMPERATURE COMME FACTEUR PREPARATOIRE AUX EBOULEMENTS

Les variations naturelles de température sont supposées être un facteur préparatoire aux éboulements rocheux, mais ce phénomène reste mal connu et peu quantifié. L'effet thermique est parfois invoqué pour expliquer des cas d'effondrements rocheux (Matsuoka & Sakai, 1999, Hall, 1997) mais ce phénomène est difficilement mesurable (Lingle & Nelson, 1982). Des études antérieures ont néanmoins montré que des variations journalières ou saisonnières naturelles de températures sont suffisantes pour générer des mouvements sur les discontinuités préexistantes (Gunzburger & al., 2005, Vlcko & al., 2005) ou pour induire la propagation de micro-fractures (Vargas & al., 2004, Ishikawa & al., 2004). Le LAEGO et l'INERIS mènent des recherches sur cette problématique, dans le cadre de cette thèse et du projet ANR STABROCK, portant sur l'impact des changements climatiques sur la stabilité des versants rocheux. Dans cet objectif, un réseau d'auscultation des déformations thermiques a été implanté sur le versant des « Rochers de Valabres ». Les résultats de l'auscultation sont présentés dans cet article.

2. LE RESEAU D'AUSCULTATION DES DEFORMATIONS THERMOMECANIQUES

Le site des « Rochers de Valabres » est un versant rocheux, formé de gneiss hercynien et situé dans la vallée de la Tinée. Son activité récente a été marquée par deux éboulements successifs (2000 et 2004), survenus à partir du décrochement de blocs superficiels (Figure 1). Depuis 2003, différents dispositifs de reconnaissance et d'auscultation du massif sont déployés et testés sur le massif. En particulier, l'INERIS a procédé à l'installation d'un réseau d'auscultation composé de huit cellules de mesure de déformation, de type CSIRO, et de capteurs de température, au niveau d'une dalle rocheuse et de ses extrémités (Figure 2). Les cellules de déformations sont implantées en forage à des profondeurs comprises entre 0,2 et 0,5 m. Chaque cellule est composée de 12 jauges de déformation, placées dans les sens transverse, axial et diagonal (Figure 2). Le réseau a pour objectif d'apporter des informations quantitatives sur l'effet thermique. Celui-ci est opérationnel depuis avril 2006.

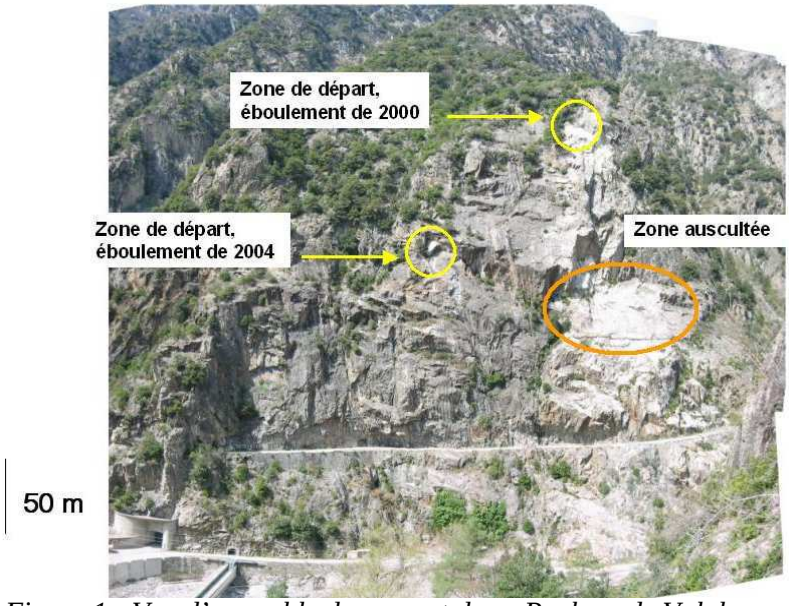

Figure 1 : Vue d'ensemble du versant des « Rochers de Valabres »

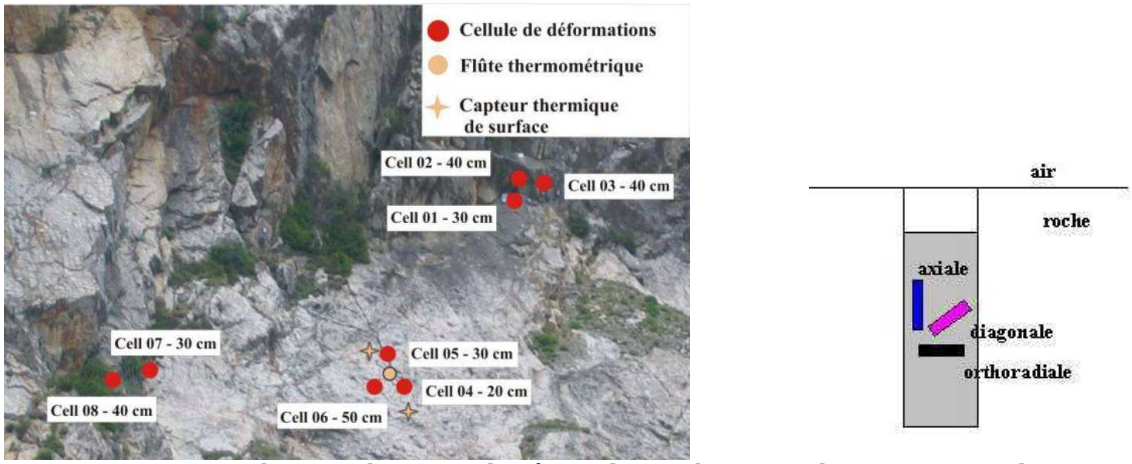

Figure 2 : A gauche : Emplacement du réseau d'auscultation. A droite : Position des jauges de déformation et code couleurs utilisé

3. PROPAGATION DE CHALEUR DANS LA ZONE SUPERFICIELLE DU MASSIF

Les mesures de température sont assurées par des capteurs propres à chaque cellule, ainsi que par une flûte thermométrique et deux capteurs de température de surface situés au centre de la dalle. On supposera que le mode de transmission prépondérant de la chaleur à l'intérieur du massif est la conduction. Les caractéristiques thermomécaniques, propres à ce mode, peuvent être déduites des mesures de température réalisées en fonction de la profondeur (Figure 3). En supposant une sollicitation de surface périodique, les propriétés de décroissance d'amplitude et de déphasage permettent d'obtenir les paramètres conductifs du système capteur-roche, recensées dans le tableau 1.

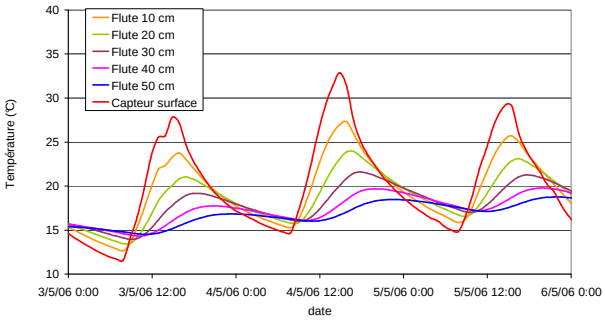

Figure 3 : Mesures de température de la surface jusqu'à 0,5 cm

Paramètre	Symbole	Valeur et unité
Conductivité thermique	K	4,8 $W.m^{-1}.K^{-1}$
Profondeur caractéristique de pénétration	$\delta = \sqrt{2a/\omega}$	0,24 m Pour une pulsation (ω) journalière
Diffusivité thermique	a	2,13. 10^{-6} $m^2.s^{-1}$

Tableau 1 : Paramètres conductifs du système roche-capteurs

A partir des paramètres conductifs établis, l'amplitude quotidienne thermique de surface, responsable de la propagation de chaleur par conduction, peut être estimée, pour chaque cellule, par l'expression suivante :

$$A_0 = A_x e^{x/\delta} \qquad \text{[Eq. 1]}$$

Avec A_0 l'amplitude quotidienne thermique de surface, A_x l'amplitude à la profondeur x (mesurée) et δ la profondeur caractéristique de pénétration pour une pulsation journalière.

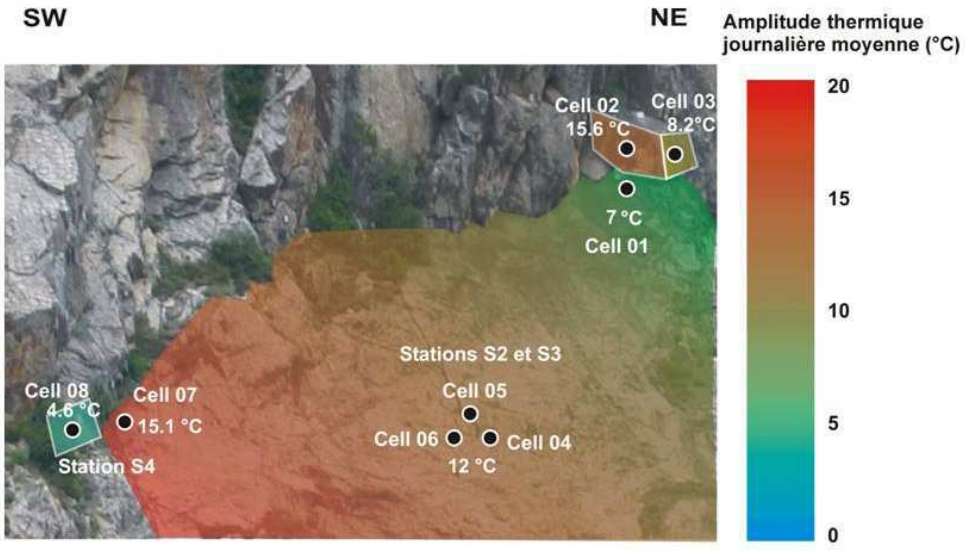

Figure 4 : Amplitudes thermiques journalières moyennes de surface au printemps 2007 interpolées sur l'ensemble de la Grande Dalle

La Figure 4 représente la moyenne des amplitudes thermiques journalières en surface au printemps 2007, pour chaque station, ainsi que son interpolation sur l'ensemble de la dalle. Il s'agit de températures équivalentes, puisque le calcul suppose un apport thermique uniquement par conduction. Ce calcul met en évidence des amplitudes thermiques de surface hétérogènes. Nous pouvons identifier des orientations de facettes rocheuses plus ou moins sensibles aux variations thermiques quotidiennes : les facettes rocheuses orientées SO (Cell. 02 et 07) ont des fortes fluctuations thermiques équivalentes (15 °C d'amplitude) tandis que les facettes NE (Cell. 01 et 08) sont moins exposées (4 à 7 °C). Cette tendance peut s'expliquer par les différences d'ensoleillement dues à la géométrie du site.

4. EFFET MECANIQUE DES VARIATIONS DE TEMPERATURES

Les variations naturelles de température dans le massif produisent à la fois des déformations thermiques et l'apparition de contraintes thermiques. La mesure de cet effet mécanique est délicate et des traitements sur les données sont nécessaires (Clément & al., 2008). Après traitement, les données fournissent des amplitudes de déformation hétérogènes, à l'échelle quotidienne et saisonnière, qui sont une base pour évaluer la possible propagation de fissures préexistantes.

4.1. DEFORMATIONS ET CONTRAINTES THERMIQUES ATTENDUES

En supposant que le forage contenant le système de mesure est placé dans un milieu élastique semi-infini, les déformations thermiques qui en dérivent pour une hausse des températures, sont telles que :

- les déformations axiales (ε_{zz}) sont en élongation, ce qui indique une dilatation de la surface libre. En supposant une température homogène autour du point de mesure, l'amplitude de cette déformation peut être reliée à l'amplitude thermique par l'expression :

$$\varepsilon_{zz} = (1+2\upsilon)\alpha A_x \qquad \text{[Eq. 2]}$$

- les déformations orthoradiales ($\varepsilon_{\theta\theta}$) sont des raccourcissements, ce qui correspond à une contraction radiale du trou cylindrique. L'amplitude de cette déformation est telle que :

$$\varepsilon_{\theta\theta} = -\frac{1-2\upsilon^2}{1-2\upsilon}\alpha A_x \qquad \text{[Eq. 3]}$$

En l'absence de trou (Figure 5), une augmentation de température induirait des contraintes thermiques σ_T, que l'on peut déduire des déformations orthoradiales par l'expression suivante :

$$\sigma_T = \varepsilon_{\theta\theta}\frac{E}{1+\upsilon} \qquad \text{[Eq. 4]}$$

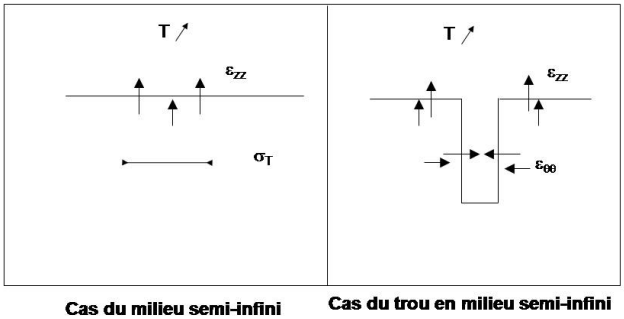

Figure 5 : Conditions aux limites mécaniques supposées, en présence du trou (à droite) et en son absence (à gauche)

4.2. *DEFORMATIONS THERMIQUES MESUREES*

Les données de déformation mesurées au centre de la dalle révèlent un comportement cohérent avec celui énoncé au paragraphe précédent. La figure 6 illustre le cas de la cellule 06, placée à 0,2 m.

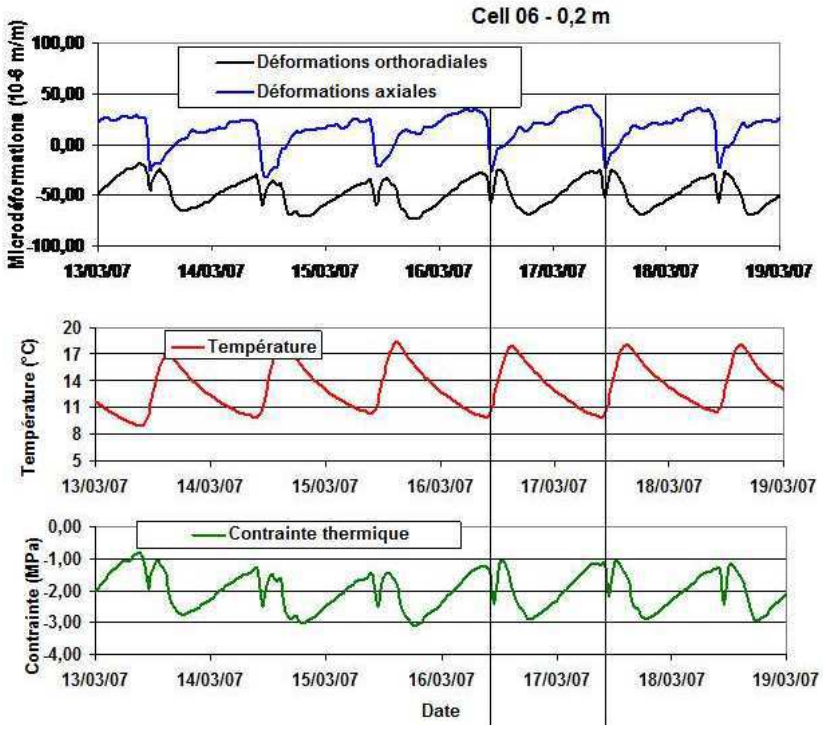

Figure 6 : Mesures de εzz et εθθ) (en haut) et de la température (au centre) à la cellule 06 (0,2 m). Déduction des contraintes thermiques σ_T équivalentes (en bas), à partir des mesures et à l'aide de [Eq. 4]. Le signe négatif indique une compression ou un raccourcissement. Les deux barres verticales permettent d'isoler une journée

A l'échelle quotidienne, les amplitudes en déformation sont hétérogènes. Selon la saison, l'emplacement et la profondeur, les amplitudes quotidiennes moyennes ε_{zz} et $\varepsilon_{\theta\theta}$ sont comprises entre 20 et 100 με (10^{-6} m/m).

Ces amplitudes sont cohérentes avec les conditions aux limites thermiques évoquées au paragraphe 3. C'est ainsi que pour une même profondeur (0,3 m), les déformations mesurées par la cellule 07, dont la facette est très exposée à l'ensoleillement, sont plus importantes que les déformations mesurées par la cellule 04, elles-mêmes supérieures aux mesures de la cellule 01, située dans un emplacement moins ensoleillé. La figure 7 indique, pour les trois stations et pour le printemps 2007, la moyenne des amplitudes quotidiennes de ε_{zz} et $\varepsilon_{\theta\theta}$ mesurées, ainsi que la variation de contrainte thermique σ_T. Cette dernière est comprise entre 1 et 2 MPa.

Ces amplitudes sont également reliées aux conditions aux limites mécaniques. En effet, l'hypothèse du milieu semi-infini est loin d'être respectée pour les cellules placées au niveau de blocs rocheux (cellules 02, 03 et 08). Du fait de la présence de surfaces libres supplémentaires (Figure 8), les déformations orthoradiales mesurées dans le trou, pour ces cellules, sont moindres.

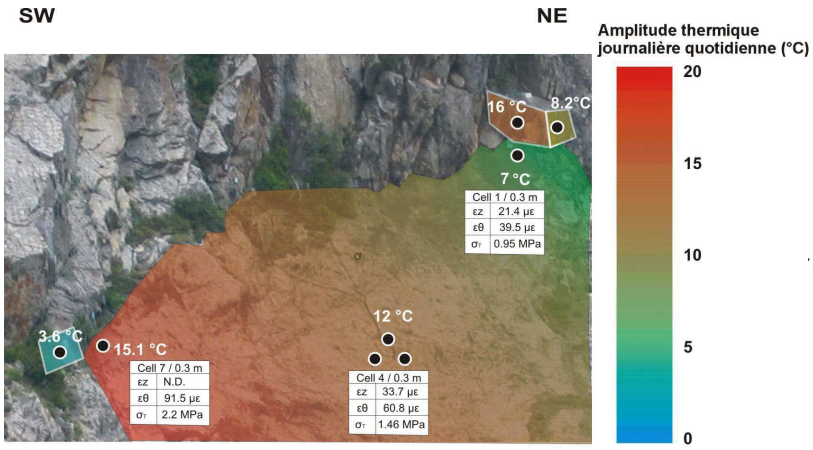

Figure 7 : Moyenne des amplitudes quotidiennes en déformations axiales et orthoradiales mesurées, ainsi que la variation en contrainte thermique équivalente pour le printemps 2007

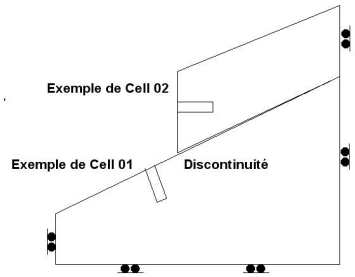

Figure 8 : Conditions aux limites mécaniques dans le cas de cellules placées sur la dalle (Cell. 01) et au niveau d'un bloc rocheux (Cell. 02)

A l'échelle saisonnière, les déformations restent hétérogènes, c'est-à-dire liées aux conditions mécaniques et thermiques, propres à chaque cellule. Elles sont également plus importantes. Le réchauffement total de printemps-été 2007 a produit une élongation axiale ε_{zz}, liée à l'élongation de la surface libre comprise entre 20 et 130 με et un raccourcissement orthoradial $\varepsilon_{\theta\theta}$ compris entre 50 et 300 με, soit une contrainte équivalente σ_T comprise entre 0,6 et 3,8 MPa. Ces fortes valeurs confirment le fait que l'effet mécanique des fluctuations thermiques naturelles est plus important à l'échelle annuelle qu'à l'échelle quotidienne

4.3. POSSIBILITE DE PROPAGATION DE MICROFRACTURES PREEXISTANTES

Malgré une période d'auscultation supérieure à un an, le système n'a pas mesuré de déformations permanentes, signes d'un effet cumulatif. Néanmoins, les fortes valeurs enregistrées rendent plausible la propagation de microfissures préexistantes, dont l'accumulation peut aboutir au phénomène de fatigue thermique, facteur préparatoire aux éboulements. Afin de vérifier cette hypothèse, les théories de la mécanique de la rupture fragile ont été appliquées.

Nous avons supposé l'existence de fissures infiniment fines, des dimensions comprises entre 1000 et 4000 μm, correspondant à la taille des grains du gneiss de Valabres, et alignées selon la surface libre. Ces fissures sont soumises à un champ de contraintes-déformations similaire à celui mesuré lors d'une hausse des températures (Figure 9). Sous l'hypothèse des déformations planes, le calcul du facteur d'intensité des contraintes en mode I (K_1) a été confronté à la tenacité du gneiss (Vasarhely, 1997). La tenacité (K_{IC}) est un paramètre du matériau fonction du confinement, c'est-à-dire de la contrainte appliquée dans la direction de la fissure. Lorsque l'égalité entre K_1 et K_{IC} est vérifiée, la propagation de microfissures est possible.

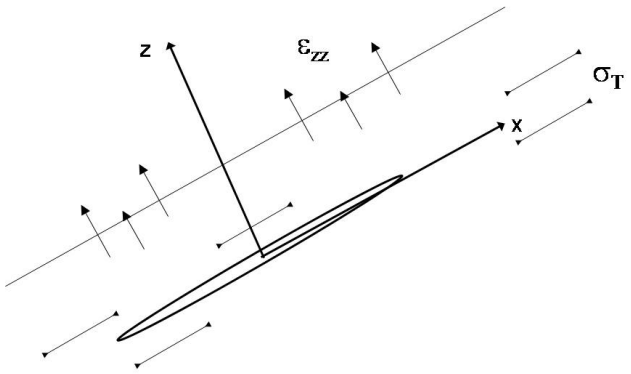

Figure 9 : Représentation schématique d'une fissure infiniment fine soumise à un champ de contraintes-déformations thermiques

L'application du calcul, à partir des mesures du dispositif d'auscultation, montre que :

- à l'échelle quotidienne, la propagation est possible au niveau de la cellule 06, c'est-à-dire dans les 20 premiers centimètres, et pour des dimensions de fissures supérieures à 3 000 µm ;
- à l'échelle annuelle, comme par exemple lors du réchauffement cumulé de printemps-été 2007, la propagation est possible pour la plupart des cellules, c'est-à-dire pour des profondeurs atteignant 50 cm, et pour des dimensions supérieures à 2000 µm (Figure 10).

Ce calcul révèle donc que, malgré l'absence de mesure de déformations permanentes, les grandeurs mesurées rendent possible la propagation de microfissures. La profondeur du phénomène diffère selon l'échelle de temps. On remarque à nouveau que, du fait de sa plus grande pénétration en profondeur, l'impact des variations thermiques à l'échelle annuelle est plus important.

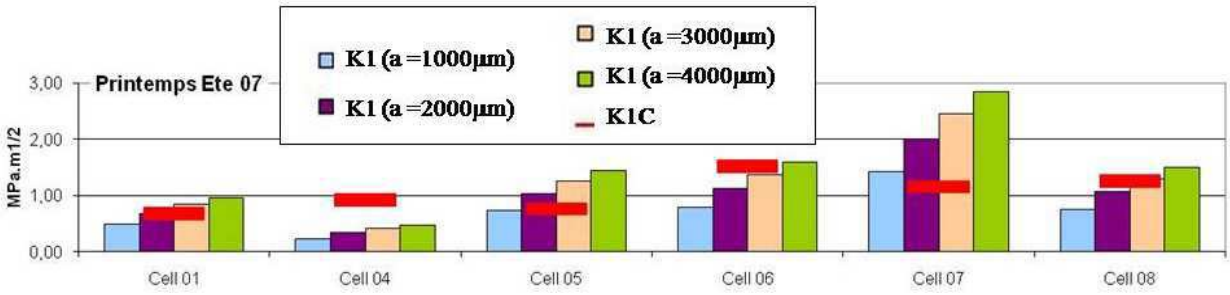

Figure 10 : Calcul de K1 et K1C sur les données cumulées de printemps-été 2007

5. CONCLUSIONS

Le réseau d'auscultation, installé sur le site des Rochers de Valabres, fournit des informations quantitatives sur l'impact des écarts thermiques naturels sur le champ de contraintes-déformations dans la zone superficielle du versant.

Les résultats de l'auscultation révèlent des déformations importantes et donc des contraintes thermiques non négligeables. Les amplitudes des mesures sont hétérogènes et dépendent fortement des conditions thermiques et mécaniques, telles la saison, l'échelle de temps considérée (quotidienne ou annuelle) et l'emplacement du point de mesure (ensoleillement, présence de surfaces libres, etc.).

Par ailleurs, sous certaines conditions, l'application des théories de la mécanique de la rupture sur les données du réseau montre que l'hypothèse de la propagation de microfissures sous chargement thermique est plausible. Cette hypothèse nécessite d'être confirmée à l'aide de calculs analytiques supplémentaires et peut être étendue à d'autres configurations géométriques possibles.

6. BIBLIOGRAPHIE

Clément C, Gunzburger Y., Merrien-Soukatchoff V., Dünner C. (2008). "Monitoring of natural thermal strains using hollow cylinder strain cells: The case of a large rock slope prone to rockfalls". *10th Int. Symp. on Landslides and Engineered Slopes*, July 2008, Xi'an, China.

Gunzburger Y. Merrien-Soukatchoff V., Guglielmi Y. (2005). "Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: Case study of the Rochers de Valabres slope (France) », *Int. J. of Rock Mech. and Min. Sci.*, 42, 3, p. 331-349.

Hall K. (1997)."Rock temperatures and implications for cold region weathering: new data from Viking Valley, Alexander island, Antartica". *Permafrost and Periglacial Proc*., 8, p. 69-90.

Ishikawa M., Kuruashige Y., Hirakawa K. (2004). "Analysis of crack movements observed in an alpine bedrock cliff ». *Earth Surf. Proc. and Landforms*, 29, p. 883-891.

Lingle R., Nelson P.H. (1982). "In situ measurements of stress change induced by thermal load: a case history in granitic rock." *Issues in rock mech.,* 84, p. 837-845.

Matsuoka N., Sakai H. (1999). "Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods". *Geomorphology,* Vol. 28, p. 309-328.

Vargas E. J., Castro J. T., Amaral C., Figueiredo R. P. (2004). "On mechanisms for failure of some rock slopes in Rio de Janeiro, Brazil: thermal fatigue?". P*roc. 9th Int. Symp. on Landslides*, July 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil.

Vlicko J., Jezny M., Pagacova Z. (2005). "Thermal expansion effect on slope deformation recordings at Spis Castle". *Proc of 15th Conf. on Eng. Geology,* April 2005. Erlangen, Germany.

Vasarhely (1997). "Influence of pressure on the crack propagation under mode I loading in anisotropic gneiss". *Rock Mech. & Rock Eng*., 30, p. 59-64.