Nancy-Université
INPL

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.
Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur au même titre que sa version papier. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.
D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite entraîne une poursuite pénale.

Contact SCD INPL : scdinpl@inpl-nancy.fr

LIENS

Code de la propriété intellectuelle. Articles L 122.4
Code de la propriété intellectuelle. Articles L 335.2 – L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

NANCY-UNIVERSITE
INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Ecole Nationale Supérieure des Mines de Nancy
Laboratoire Environnement, Géomécanique & Ouvrages
Ecole Doctorale RP2E

THÈSE

Présentée en vue du grade de

DOCTEUR DE L'I.N.P.L.
en Génie Civil – Hydrosystèmes – Géotechnique

Par

Cécile CLEMENT

Auscultation d'un versant rocheux soumis aux sollicitations thermiques naturelles.

Cas des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes)

Soutenue publiquement le 28 octobre 2008

Devant le jury composé de

Suzanne Lacasse (Rapporteur)
Felix Darve (Rapporteur)
Thierry Villemin (Examinateur)
Jean-Louis Durville (Examinateur)
Christian Franck (Invité)
Véronique Merrien-Soukatchoff (Directeur de thèse)
Yann Gunzburger (Co-directeur de thèse)

REMERCIEMENTS

Un sujet unique, des compétences multiples

La liste de remerciements sera longue… En effet, ce travail de thèse fut également le travail d'une équipe, ce qui a permis d'aborder des disciplines variées et d'exploiter des compétences multiples.

Mes remerciements vont d'abord à mes encadrants : Ma directrice de thèse, Véronique Merrien-Soukatchoff, dont l'encadrement fut complet : des équations d'élasticité en anisotropie, écrites dans un train de nuit autrichien, jusqu'au pousse-pousse au bord du périphérique de Xi'an. Il me faut pareillement remercier mon co-directeur de thèse, Yann Gunzburger, « dénicheur » des Rochers de Valabres. Leurs qualités de rigueur et de précision ont, j'espère, atténué un peu mon gout de l'approximatif… merci sincèrement pour votre encadrement durant ces trois années, votre implication et votre disponibilité.

Je voudrais également témoigner ma reconnaissance à l'équipe de l'INERIS : Benoit Beaufils et Clémence Dünner, dont les investissements sur le site de Valabres ont permis la réalisation de ce travail, Christophe Didier, Christian Franck et Jean-Bernard Kazmierczak, qui ont veillé au bon déroulement de la thèse et fourni un regard critique et utile à mon travail. Merci pour votre confiance, pour le soutien technique, scientifique et financier.

Je voudrais pareillement remercier Suzanne Lacasse et Felix Darve, qui ont accepté d'être rapporteurs de ce travail, et à Jean-Louis Durville et Thierry Villemin, examinateurs et président du jury, pour leurs remarques constructives et le regard pertinent apporté à mon travail.

Il me faut d'ailleurs préciser que ce projet de thèse a bénéficié du soutien du Ministère de l'Ecologie, de l'Energie, du Développement Durable et de l'Aménagement du Territoire au travers du programme EAT-DRS-02 de l'INERIS intitulé « Analyse, prévention et maîtrise des risques de mouvements de terrain ».

Cette thèse s'est également intégrée au programme national STABROCK, financé par le Ministère de l'Equipement dans le cadre du Réseau Génie-Civil et Urbain, et qui porte sur l'étude de l'impact des changements climatiques sur la stabilité des fronts rocheux, via l'étude du site des Rochers de Valabres. Merci à Gloria Senfaute pour son enthousiasme à porter le projet et aux chercheurs et doctorants des laboratoires Géosciences Azur et Géosciences Besançon, du 3S-R de Grenoble, du LCPC et LRCPC, pour les nombreux échanges et discussions sur notre problématique commune.

Je dois aussi beaucoup aux conseils de chercheurs d'horizons variés : M. Michot pour son aide en mécanique de la rupture, M. Brouand pour les analyses minéralogiques, Frantz Lahaie pour ses connaissances pointues en mesures de contraintes, Yves Gueniffey pour l'analyse de données, Judith Sausse pour l'apprentissage de la modélisation gOcad, Farid Laouafa et Alain Thoraval pour les modélisations numériques et Mountaka Souley pour sa passion de l'anisotropie transverse..

Ma reconnaissance va aussi à Mmes Schenck et Milonet pour le soin apporté aux nombreuses relectures de mes documents, et à Brigitte Siatka pour son attention quasi-maternelle apporté à ses jeunes chercheurs rêveurs.

Merci également à Mme Dupont, de L'Oréal-France, et Mme D'Artois, de l'UNESCO, pour le montage du projet « Pour les femmes et la sciences ». L'obtention de cette bourse fut une expérience inoubliable : des interviews médiatiques à l'exposé de mes travaux lors d'une assemblée au siège de l'UNESCO.

Outre la découverte de nouvelles disciplines, cette thèse fut l'occasion de découvrir de nouvelles contrées : Autriche, Suisse, Norvège, Russie, Chine… Merci à Isabelle Lecomte, de m'avoir invité à Oslo, pour exposer mes travaux à NORSAR et au NGI. Merci au service enseignement-recherche de TOTAL pour le financement du congrès jeunes Chercheurs à St-Petersbourg.

Un grand merci également à ceux qui ont partagé mon quotidien. Tout particulièrement, mes compères de bureau : Maxime Cauvin, Diego Mercerat, Jamil Damaj, Ali Saeidi et Abdel Benouanas, qui, même s'ils ne se connaissent pas tous, garderont en mémoire les supplices affligés à notre pauvre plante verte. Merci également à mes compères de café et de RU, Philippe Lopez, Olivier Deck, Thierry Verdel, Bernard Laumonier et Christian Marignac.

Enfin, merci à ma famille et à mon fiancé, dont la présence et le support furent admirables.

SOMMAIRE

Remerciements ---- 3

Sommaire ---- 5

Introduction générale ---- 9

Chapitre 1. Les instabilités de pente : définition, causes, reconnaissance et auscultations par dispositifs géotechniques et géophysiques ---- 11

1 Définitions et classification des instabilités de pentes ---- 12

2 Les causes d'instabilité de pentes ---- 14

3 Panorama des dispositifs de reconnaissance ---- 16

3.1 Les dispositifs géophysiques ---- 16
3.2 Les techniques diagraphiques ---- 17
3.3 Les techniques géodésiques ---- 17
3.4 Les essais in situ ---- 17

4 Panorama des dispositifs d'auscultation et de surveillance ---- 19

4.1 Les dispositifs géotechniques ---- 19
4.2 Les techniques géodésiques ---- 19
4.3 L'auscultation microsismique ---- 21
4.4 La surveillance des grands mouvements de pente ---- 21

5 La reconnaissance et l'auscultation / surveillance des versants à risque d'écroulement rocheux ---- 23

6 Le cas particulier de l'auscultation / surveillance thermomécanique ---- 27

6.1 Pourquoi ausculter les contraintes / déformations thermomécaniques sur les versants ---- 27
6.2 Comment les phénomènes thermiques sont-ils auscultés par la communauté scientifique ? ---- 30

7 Conclusion ---- 32

Chapitre 2. Le site des Rochers de Valabres – Caractérisation du site ---- 33

1 Présentation du site des Rochers de Valabres ---- 34

1.1 Présentation générale et historique du site ---- 34
1.2 Réflexion sur le volume investigué ---- 38
1.3 Bilan des travaux antérieurs ---- 38
1.4 Travaux en cours : le programme STABROCK ---- 39

2 Topographie et géométrie du réseau de fractures : apport d'un Modèle Numérique de Terrain ---- 41

2.1 Principe et réalisation d'une scannérisation laser ---- 41
2.2 Elaboration du Modèle Numérique de Terrain ---- 42

3 Propriétés pétrographiques et minéralogiques du gneiss de Valabres ---- 47

3.1 Propriétés pétrographiques : élaboration et description du log du forage ---- 47
3.2 Propriétés minéralogiques : Analyse de lames minces ---- 50

4 Propriétés mécaniques du gneiss de Valabres ---- 51

4.1 Rappels sur le modèle isotrope transverse ---- 51
4.2 Résultats des essais biaxiaux et uniaxiaux ---- 52
4.3 Discussion : choix des paramètres pour la suite de l'étude ---- 56

5 Mesures de contraintes dans le versant ---- 58

5.1 Généralités sur l'état des contraintes dans les versants et sa mesure ---- 58

5.2 Objectif de la mesure ---- 61
5.3 Principe et description des essais de surcarottage ---- 61
5.4 Traitement des mesures et prise en compte des incertitudes ---- 63
5.5 Analyse du profil de contraintes mesuré : influence du relief et des hétérogénéités ---- 68
5.6 Comparaison avec les modélisations numériques 2D aux éléments finis ---- 73
5.7 Apport de la technique à la caractérisation mécanique du site ---- 78

6 Conclusions : Caractérisation de la zone superficielle du versant ---- 79

Chapitre 3. Auscultation par mesures des déformations thermiques ---- 81

1 Bases de la thermomécanique des roches ---- 82
1.1 Les phénomènes thermiques ---- 82
1.2 Les phénomènes thermomécaniques ---- 85

2 Les phénomènes thermiques peuvent-ils avoir des conséquences sur la stabilité du site des Rochers de Valabres? ---- 87

3 Présentation du réseau d'auscultation des déformations thermomécaniques ---- 92
3.1 Géométrie et caractéristiques du dispositif ---- 92
3.2 Bilan du fonctionnement ---- 95

4 Les paramètres thermiques et thermomécaniques du gneiss de Valabres ---- 96
4.1 Détermination des paramètres thermiques à partir des mesures in situ ---- 96
4.2 Déduction des paramètres thermomécaniques à partir d'essais en laboratoire ---- 98

5 Caractérisation des phénomènes purement thermiques sur le massif ---- 100
5.1 Approche temporelle : calcul des flux et de l'apport de chaleur dans la zone superficielle ---- 100
5.2 Approche spatiale : Déduction des conditions thermiques de surface ---- 106

6 Auscultation des phénomènes thermomécaniques : aspects métrologiques ---- 109
6.1 Géométrie du problème et déformations thermomécaniques attendues ---- 109
6.2 Problèmes métrologiques relatifs à l'utilisation des cellules CSIRO ---- 115
6.3 Réalisation d'essais de dilatation thermique en laboratoire ---- 118
6.4 Traitement des mesures : Elaboration de corrections ---- 122
6.5 Bilan des erreurs de mesure, des corrections et des incertitudes ---- 125

7 Quantification des phénomènes thermomécaniques ---- 127
7.1 Déformations thermiques mesurées à l'échelle quotidienne ---- 127
7.2 Déformations thermiques mesurées à l'échelle saisonnière ---- 135
7.3 Quantification de l'importance des phénomènes thermomécaniques ---- 140

8 Exploration de l'hypothèse de propagation de fissures ---- 142
8.1 Bases de la mécanique de la rupture fragile ---- 142
8.2 Géométrie du problème ---- 145
8.3 Application aux données ---- 151
8.4 Bilan de l'application des théories de la mécanique de la rupture ---- 156

9 Conclusion : Apport et appréciation de la technique testée ---- 157
9.1 Apport de la technique ---- 157
9.2 Appréciations et recommandations techniques ---- 158

Conclusions générales et perspectives ---- 161

Bibliographie ---- 164

Notations mathématiques et physiques utilisées ---- 175

Annexe A. Description du log du forage ---- 179

Annexe B. Description des lames minces extraites du forage ---------- 183

Annexe C. Synthèse des essais mécaniques menés sur le gneiss de Valabres entre 2003 et 2007 ----- 184

Annexe D. Calcul des contraintes par inversion des déformations mesurées lors du surcarottage ----- 186

Annexe E. Modelisation numérique de l'état de contraintes dans le versant : étude paramétrique ------ 190

Annexe F. Modelisation numérique de la flute thermométrique ---------- 195

Annexe G. Calculs analytiques des effets thermomécaniques dans le cas d'un cylindre creux et du trou cylindrique en milieu semi-infini ---------- 197

Annexe H. Mise en évidence d'artefacts de mesure lors des essais de dilatation thermique en laboratoire ---------- 202

Annexe I. Modelisation numérique de la cellule CSIRO placée dans un cylindre et dans un milieu semi-infini ---------- 205

Annexe J. Bilan des déformations thermomecaniques mesurées a l'echelle quotidienne ---------- 211

Annexe K. Calcul Du facteur d'intensité des contraintes K_1 : application aux données mesurées par l'ensemble du réseau a l'echelle quotidienne ---------- 215

INTRODUCTION GENERALE

Contexte et objectifs

Les causes à l'origine des mouvements de versants sont diverses et couplées. Les effets de la pluviométrie, des phénomènes de gel-dégel, des séismes ou des activités anthropiques sont généralement cités pour justifier la préparation ou le déclenchement des instabilités de pentes.

L'étude de ce risque naturel a pris de l'ampleur dans le cadre de la **problématique actuelle du réchauffement climatique**. L'IPCC (Intergovernemental Panel of Climate Change) estime, qu'en 2100, la température moyenne globale sera accrue de 1,5 à 6 °C, selon les scenar ii (IPCC, 2007 dans Bonnard *et al.* 2008, Figure 1). Les perturbations associées à cette hausse des températures, comme l'intensité et la durée des précipitations, l'évapotranspiration, la fonte du permafrost, les effets du gel-dégel, les modifications de la végétation, sont autant de facteurs pouvant entraîner des instabilités de type glissements de terrains et coulées de boue. C'est ainsi que les corrélations entre la pluviométrie et les mouvements de pente en terrain meuble sont fréquemment étudiées, de manière qualitative, par la communauté scientifique (Collison *et al.*, 2000, Dehn *et al*., 2000, Schmidt & Dikau, 2004, Guzetti *et al*., 2002, Coe *et al*., 2003 etc.)

Néanmoins, on constate que **le facteur initial, la température, est généralement oublié**. Pourtant, les variations thermiques exercent **une action continue, lente, quasi-imperceptible mais d'amplitude supposée non-négligeable. Les versants à caractère rocheux affirmé** sont supposés être les plus sensibles à cette action.

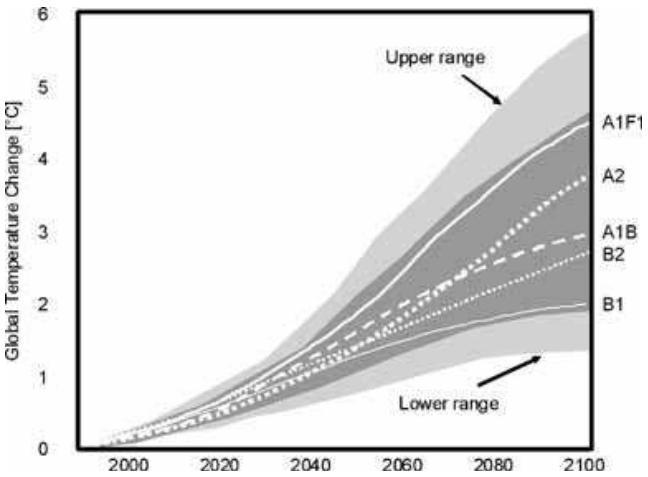


Figure 1 : Evolutions simulées de la température moyenne globale entre 2000 et 2100, basées sur différents scénarii d'émissions de gaz à effet de serre (IPCC 2007).
Les scénarii sont détaillés dans Nakicenovic et al. (2000)

C'est dans ce cadre que la présente thèse s'inscrit. Elle porte en effet sur **la quantification, à l'aide de l'auscultation, de l'impact des sollicitations thermiques naturelles sur un versant rocheux**. Le site laboratoire des Rochers de Valabres, situé dans les Alpes Maritimes, est étudié à titre d'exemple. Le versant fut récemment affecté par deux éboulements rocheux (mai 2000 et octobre 2004), débuté par le glissement d'un bloc superficiel et provoquant un écroulement de volume successif de 1000 m^3 et 40 m^3. Le risque est supposé persistant. Le premier de ces événements ne fut corrélé avec aucun épisode pluvieux, sismique ou de gel-dégel. L'impact des cycles de températures fut alors évoqué (Gunzburger, 2004).

Le phénomène d'éboulement rocheux est défini comme **un mouvement spontané, discontinu et brutal, affectant des matériaux rigides, et initié le long de plans de discontinuités préexistantes**. Lorsque les volumes impliqués sont relativement faibles (quelques mètres cubes, CFMR (2004)), l'aléa peut être réduit par des travaux ponctuels (purges) ou par l'implantation de systèmes de protection (de type ancrages, câbles et filets). Ces dispositifs sont néanmoins insuffisants pour des éboulements de grande ampleur et la mise en œuvre d'une **surveillance,** dans certains contextes de risque, peut s'avérer nécessaire. Du fait du caractère soudain du

phénomène et de la complexité des versants rocheux, **les phases de reconnaissance et d'auscultation, préalables à la surveillance, se doivent d'être importantes**.

Néanmoins, l'auscultation et la surveillance des versants rocheux se heurtent à de nombreuses limitations, telles la soudaineté et la complexité du phénomène, la méconnaissance des découpages rocheux, des zones potentiellement actives risques et des volumes rocheux impliqués.

Dans ce contexte, les objectifs de la présente thèse sont de :

- **progresser dans la compréhension des phénomènes, notamment thermiques,** à l'origine des mouvements de versants rocheux ;
- **quantifier l'impact des sollicitations thermiques naturelles**, dans la zone superficielle du versant, siège des éboulements, en s'appuyant sur **les mesures géométriques et géotechniques collectées sur le site.** Pour cela, les techniques statistiques, d'analyse des données et de modélisations géométriques et numériques seront employées ;
- **apporter un jugement sur les dispositifs déployés** dans le but opérationnel d'améliorer les dispositifs existants, ou de contribuer au développement de futurs dispositifs.

Problématique et démarche adoptée

Dans le cadre de la présente thèse, les travaux entrepris se focalisent sur la connaissance et la caractérisation **des mécanismes et des causes** à l'origine des mouvements de versants rocheux. Les **caractéristiques** de ces mouvements, comme par exemple le volume et l'intensité, ne sont pas abordées directement. Ce choix délibéré est issu de la constatation de la complexité et de la mauvaise connaissance des mécanismes sous-jacents aux écroulements rocheux.

Plus spécifiquement, nous nous concentrerons sur :

- un facteur préparatoire ou déclencheur potentiel : les **sollicitations thermiques naturelles ;**
- un mécanisme en particulier : **la chute de blocs rocheux** prédécoupés par le réseau de fractures et en état d'équilibre instable ;
- un site : le site laboratoire des **Rochers de Valabres**.

Cette approche a été initiée, en 2001, au LAEGO et à l'INERIS dans le cadre de la thèse de Y. Gunzburger (Gunzburger, 2004). Cette démarche est innovante puisque l'importance des effets thermiques sur la stabilité de versant est souvent invoquée comme facteur intervenant dans les écroulements rocheux, mais très rarement quantifiée. **La quantification de ce facteur** est l'un des enjeux de cette thèse.

Afin d'atteindre cet objectif, la **démarche à adopter se doit d'être transverse et pluridisciplinaire** : observations, mesures in situ, essais en laboratoire, modélisations numériques et solutions analytiques. En effet, seule cette transversalité permet d'approcher une compréhension globale du massif et du phénomène ausculté. Nous avons donc cherché à intégrer dans cette étude les informations géologiques, géomécaniques, statistiques et thermiques.

Par ailleurs, les travaux présentés se basent sur **l'utilisation conjointe de différentes méthodes d'investigations in situ** : mesures topographiques, essais mécaniques en grand et réseau d'auscultation des déformations thermomécaniques. L'un des objectifs est de tester et d'évaluer les dispositifs déployés. Les conclusions de ces tests sont une contribution à **l'amélioration des techniques de surveillance opérationnelle** des massifs rocheux instables.

L'approche est menée en **deux temps**. Les travaux ont d'abord consisté à **caractériser** le massif des Rochers de Valabres à l'aide de techniques d'investigation telles la scannérisation laser et la mesure de contraintes par surcarottage (chapitre 2). Cette étape a notamment permis de compléter les connaissances sur la géométrie, les caractéristiques mécaniques et pétrographiques, ainsi que sur l'état de contraintes du versant. La seconde étape s'est concentrée sur **l'auscultation** des déformations induites par les variations thermiques naturelles dans la tranche superficielle du massif (chapitre 3). Au vu de cette double démarche **caractérisation-auscultation**, ainsi que de l'approche instrumentale du projet, il nous a paru nécessaire de présenter, dans le premier chapitre, les dispositifs instrumentaux utilisés par la communauté scientifique pour caractériser et/ou ausculter les instabilités de pente.

CHAPITRE 1. LES INSTABILITES DE PENTE : DEFINITION, CAUSES, RECONNAISSANCE ET AUSCULTATIONS PAR DISPOSITIFS GEOTECHNIQUES ET GEOPHYSIQUES

Les travaux exposés dans la présente thèse sont, en grande partie, basés sur les résultats des dispositifs instrumentaux déployés sur le site des Rochers de Valabres. Afin de situer ces dispositifs dans le champ des moyens disponibles et de mettre en évidence leur originalité, ce chapitre dresse un panorama des dispositifs instrumentaux, généralement employés pour caractériser, ausculter et surveiller les **instabilités de pente**. On regroupe sous le terme générique d' « instabilité de pente » à la fois les instabilités affectant les terrains meubles (glissements - coulées) et celles affectant les massifs rocheux (éboulements - chutes de blocs). Les premières sections de ce chapitre se chargeront de présenter et de distinguer les différents types d'instabilités puis de préciser le type qui caractérise le versant de Valabres (section 1). Les causes des instabilités seront également développées (section 2).

Les sections suivantes (sections 3 et 4) s'attacheront à présenter les **dispositifs expérimentaux, géotechniques et géophysiques**, appliqués à la reconnaissance, l'auscultation et la surveillance des instabilités de pente. Nous distinguerons les techniques de **reconnaissance** des techniques **d'auscultation / surveillance** en nous référant à la terminologie suivante **:**

- **la reconnaissance** est basée sur l'acquisition de connaissances sur un état à un instant donné. Il s'agit d'une **caractérisation instantanée.** C'est ainsi que les techniques de reconnaissance se concentrent sur des études structurales et morphologiques. Ainsi, sont étudiés les réseaux de fractures, les modes et géométries des ruptures, la topographie et l'état de contraintes. Cette reconnaissance peut être **directe** ou **indirecte**, c'est-à-dire via l'interposition d'appareils de mesure. C'est le cas des essais mécaniques et hydrauliques en grand, des diagraphies et des techniques de prospection géophysique. Dans ce présent chapitre, puisque nous nous concentrerons sur les dispositifs instrumentaux, seule la reconnaissance indirecte sera abordée.
- **l'auscultation et la surveillance** s'intéressent plutôt de la composante temporelle ou comportementale, c'est-à-dire du suivi dans le temps du comportement. Il s'agit d'une **caractérisation cinématique**. Ces techniques ont pour but de mesurer les mouvements, les déformations, leur variation, leur accélération et leur corrélation avec les facteurs extérieurs (climatiques, sismiques, etc.) afin de prédire l'évolution à court terme (Ayalew *et al.*, 2005). L'auscultation et la surveillance sont également à distinguer. Bien qu'elles utilisent des outils similaires, les deux méthodes présentent des objectifs différents. **L'auscultation** correspond à une phase **d'observation et de diagnostic du phénomène**, tandis que la **surveillance** est menée à des fins plus décisionnelles, qui s'intègrent dans une **stratégie de pronostic et d'alerte**.

Cette terminologie correspond à celle définie dans le manuel de mécanique des roches (CFMR, 2004) et le guide technique « Surveillance des pentes instables » du LCPC (LCPC, 1994). Cette dernière correspond également à celle communément employée au LAEGO-INERIS.

Les dispositifs présentés dans ce chapitre peuvent être utilisés à la fois sur les instabilités de type glissement (en terrain meuble) et de type effondrement (en terrain rocheux), ou plus spécifiquement sur l'un des deux types. Le bilan bibliographique, présenté dans ce chapitre, révèlera cependant qu'une grande quantité des dispositifs sont déployés sur les glissements de terrains et non sur les sites à risque d'éboulement rocheux, tel le site des Rochers de Valabres. La section 5 permettra de spécifier les techniques utilisées sur les instabilités de ce type et proposera un bilan des techniques de reconnaissance et d'auscultation et de leur possible application sur les versants à risque d'éboulement rocheux (Tableaux 3 et 4).

La section 6 présentera le cas particulier de l'auscultation et la surveillance des contraintes et déformations d'origine thermique, qui est au cœur de la problématique abordée.

1 Définitions et classification des instabilités de pentes

Le terme « instabilité de pentes » recouvre une grande variété de phénomènes. De manière générale, il s'agit de la mise en mouvement, plus ou moins progressive ou brutal, de matériaux (roches ou formations superficielles), sur un versant, à la suite d'une rupture d'équilibre (Girault, 1992). A long terme, ces phénomènes participent à l'aplanissement du relief par érosion.

Il existe de nombreuses classifications des mouvements de versant, dont le contenu ne sera pas discuté ici. Afin de définir les instabilités qui caractérisent le versant des Rochers de Valabres, nous avons conservé la classification synthétique utilisée dans les travaux antérieurs (Gunzburger, 2004). Cette classification, présentée dans le Tableau 1, distingue les instabilités selon leur vitesse, le caractère purement vertical ou non du mouvement, la présence ou l'absence d'une discontinuité de déplacement à la base, (c'est-à-dire l'existence ou non d'une surface de rupture, qui sépare la masse glissée du massif en place) et la déformation interne de la masse mobile.

<table>
<tr><td colspan="2" rowspan="2"></td><td colspan="2">Forte déformation interne</td><td colspan="2">Faible déformation interne (Mouvement « en bloc » ou « rigide »)</td></tr>
<tr><td>Mouvement rapide</td><td>Mouvement lent</td><td>Mouvement rapide</td><td>Mouvement lent</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Mouvement surtout vertical</td><td>Discontinuité des déplacements</td><td></td><td></td><td>CHUTE, EFFONDREMENT, ECROULEMENT</td><td></td></tr>
<tr><td>Pas de discontinuité des déplacements</td><td colspan="4">TASSEMENT, AFFAISSEMENT</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Mouvement à composante horizontale non nulle</td><td>Discontinuité des déplacements</td><td></td><td></td><td colspan="2">GLISSEMENT, BASCULEMENT</td></tr>
<tr><td>Pas de discontinuité des déplacements</td><td>COULEE, ECOULEMENT</td><td></td><td></td><td>FLUAGE, REPTATION</td></tr>
</table>

Tableau 1 : Classification synthétique des instabilités de pente (Gunzburger, 2004, modifié).

Cette classification aboutit à une typologie, volontairement simplifiée, de 5 types d'instabilités : effondrement – tassement – glissement – coulée – fluage. Ces classes sont définies ci-dessous et illustrées sur la Figure 2.

Le **glissement,** selon la définition donnée dans la base de données "Mouvements de terrain" (BDMvt) du BRGM, correspond au déplacement de terrains meubles ou rocheux le long d'une (ou plusieurs) surface(s) de rupture, ou surface de glissement. On distingue, selon la forme de la surface de rupture, les glissements plans et/ou rotationnels. Le mouvement affecte des formations meubles de type sols ou roches très fracturées. Les facteurs aggravants sont l'eau, la sismicité et l'activité anthropique.

Le **tassement et l'affaissement** correspondent à des phénomènes progressifs dus à l'existence de vides ou de matériaux non consolidés, dont l'évolution provoque un abaissement topographique des terrains (Girault, 1992).

La coulée, ou écoulement, est un glissement rapide de matériaux très remaniés. Le mouvement est analogue à celui d'un fluide ou d'un matériau visqueux. Les coulées sont généralement provoquées par des pluies torrentielles.

Le **fluage, ou reptation**, est un mouvement à long terme, dû au comportement visco-plastique des matériaux. Il se développe généralement dans les milieux argileux (Malatrait, 1975).

L'**éboulement, ou écroulement, ou chute** correspond à un mouvement spontané, discontinu et brutal résultant de l'action de la pesanteur. Il affecte des matériaux rigides, c'est-à-dire à caractère rocheux affirmé. Il implique

l'existence de plans de discontinuités préexistants et provoque le détachement d'un volume à partir d'une pente raide et déboisée.

Cependant, les frontières entre ces catégories peuvent être floues puisque « la nature fournit tous les intermédiaires et un même site montre souvent le passage d'un de ces types de mouvements à l'autre dans l'espace et/ou dans le temps. Plus l'échelle est grande, plus les différences s'estompent dans les comportements sinon dans les processus. » (CFMR, 2004).

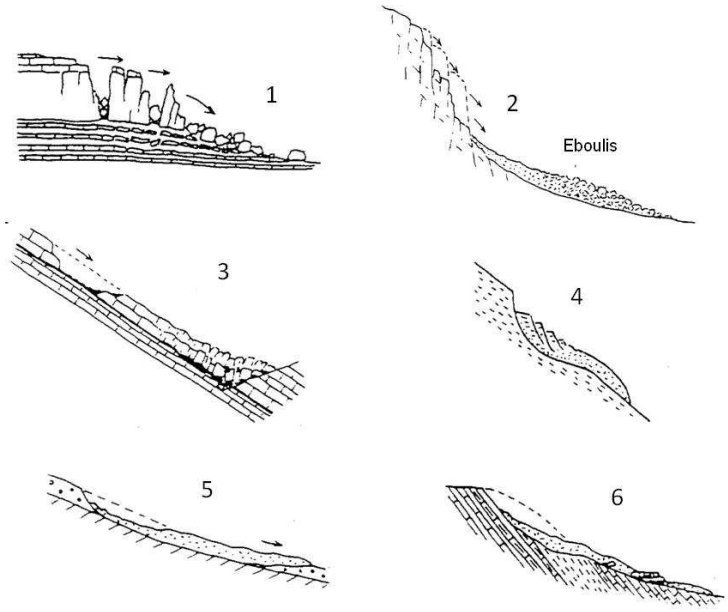


Figure 2 : Représentation schématique des principaux types d'instabilités de pentes, d'après Malatrait (extraits, 1975). 1,2 : éboulements ou écroulements; 3, 4 : glissements; 5, 6 : coulées.

La catégorie des "éboulements" qualifie les instabilités du versant de Valabres, qui est un massif rocheux fracturé. Les épisodes d'instabilités antérieures du site (mai 2000 et octobre 2004) ont débuté par le glissement d'un bloc superficiel provoquant dans sa chute un éboulement en masse (Figure 3). Les caractéristiques du site et son historique sont détaillés dans le chapitre 2. Ces épisodes ont confirmé le caractère potentiellement soudain d'une instabilité de type éboulement, ou écroulement.



Figure 3 : Résultat de l'éboulement survenu en mai 2000 sur le site des Rochers de Valabres

2 Les causes d'instabilité de pentes

Les causes (ou facteurs) des instabilités de pente sont nombreuses, agissent à différentes échelles de temps et d'espace et interagissent les unes avec les autres. On parlera de **couplage et de conjonction de causes**.

Depuis 2002, les recherches menées au LAEGO et à l'INERIS se sont attachées à distinguer les causes selon leur durée d'influence et la distance temporelle les séparant de l'instabilité finale. La terminologie retenue sépare ces causes en facteurs de prédisposition, facteurs préparatoires et facteurs déclencheurs (Gunzburger, 2004). La signification de ces termes est détaillée dans le Tableau 2. Les **facteurs de prédisposition** correspondent aux « faiblesses » de la structure, c'est-à-dire à son état initial plus ou moins "favorable" aux instabilités. Il s'agit notamment de la géométrie du site ou de son état d'altération. **Les facteurs préparatoires** sont des sollicitations ou des causes qui présentent un faible effet mais qui agissent sur une longue période. Leur action est lente, continue et parfois quasiment imperceptible, mais leur sommation au cours du temps peut avoir des conséquences importantes. C'est le cas de l'action répétée des séismes de faibles magnitudes ou des effets du gel-dégel. **Les facteurs déclencheurs** interviennent intensément sur une courte période préalable à l'écroulement. Ils représentent la cause immédiate de l'instabilité.

	Facteurs de prédisposition	**Facteurs préparatoires**	**Facteurs déclencheurs**
Facteurs mécaniques	Nature des matériaux Géométrie du versant Etat de contraintes	Vieillissement, fatigue Gel de l'eau dans les fractures Répétition de micro-séismes Tectonique active	Séisme de forte magnitude
Facteurs hydrogéologiques	Pluviométrie abondante et/ou irrégulière	Altération géochimique Répétition de mises en charge hydraulique	Forte mise en charge hydraulique
Facteurs thermiques	Forts contrastes thermiques	Variations de températures	

Tableau 2 : Classification des facteurs de prédisposition, préparatoires et déclencheurs des instabilités de pente (Gunzburger 2004, modifié)

Le site des Rochers de Valabres présente des facteurs d'instabilité nombreux et couplés. Le versant est « prédisposé » au phénomène d'écroulement rocheux par son réseau dense de discontinuités, une forte pente et un faible couvert végétal. La fonte des glaciers peut également avoir produit un effet de déconfinement. Les facteurs préparatoires et/ou déclencheurs sont dus à sa position géographique que nous détaillerons en chapitre 2. En effet, la vallée alpine de la Tinée est affectée par une sismicité régionale, de rares mais abondantes précipitations et de fortes variations thermiques.

Par conséquent, le site des Rochers de Valabres est défini comme un **versant rocheux complexe**. En effet, la pluralité et le couplage des facteurs responsables de son activité nécessitent d'intégrer à l'étude les informations géologiques, hydrogéologiques, géochimiques, statistiques et géomécaniques. Afin d'aboutir à une compréhension globale du phénomène, la démarche à adopter se doit donc d'être pluridisciplinaire : observations, mesures in situ et en laboratoire, modélisations analogiques et numériques.

Néanmoins, nous nous sommes concentrés sur un facteur, les variations de températures, qui peuvent exercer leur influence comme facteur préparatoires et/ou déclencheurs. Cette limitation a plusieurs origines :

- Le facteur thermique est parfois évoqué pour expliquer des cas d'écroulement rocheux, mais reste **très peu étudié et quantifié**. Inversement, l'évocation et l'étude de l'impact des facteurs hydrogéologiques, comme l'intensité des pluies et la hauteur des nappes, est très abondante dans la littérature, notamment dans le cadre des recherches sur le changement climatique (Farina *et al.*, 2006, Angerer *et*

al., 2004, Ayalew *et al.*, 2005, Lollino *et al.*, 2002, Corsini *et al.*, 2005). Par l'étude du facteur thermique, ce projet de recherche se veut innovant ;

- L'éboulement survenu en mai 2000 (chapitre 2) sur les Rochers de Valabres, ne présentait pas de facteurs déclencheurs évidents. Le jour de l'événement, ainsi que les jours précédents, ni événement sismique significatif, ni précipitations abondantes, ni épisodes de gel/dégel n'ont été relevés. **L'hypothèse d'un impact mécanique des variations thermiques naturelles a alors été évoquée** ;
- Les variations de température ont un **impact superficiel et volumique, au niveau de la matrice rocheuse et des discontinuités.** Il semble ainsi aisé de positionner des dispositifs d'auscultation thermique. Inversement, la mesure de mise en charge hydraulique des fractures est plus ponctuelle et incertaine ;
- Les variations thermiques exercent une **action permanente et continue.** Cette propriété facilite l'auscultation puisqu'il n'est pas nécessaire d'attendre que survienne un épisode sismique ou pluvieux.

Par ailleurs, les cycles thermiques peuvent à la fois agir comme **facteurs préparatoires et déclencheurs** des éboulements. On peut ainsi exprimer le phénomène de deux manières :

- les fluctuations thermiques fragilisent le massif rocheux dont l'éboulement sera déclenché par d'autres causes. Ishikawa *et al.* (2004) ont supposé, à partir de leurs mesures, que les cycles thermiques ont fragilisé une falaise d'andésite, en propageant les fissures, dont les faibles déplacements ont été détectés. Par la suite, le gel et la pluie ont entraîné l'écroulement rocheux ;
- les systèmes de blocs, fragilisés par d'autres facteurs tels que la pluviométrie, le gel ou la sismicité, se trouvent dans un équilibre précaire, ou limite, et seront ainsi plus sensibles à l'action thermique, déclencheur de l'éboulement. Cette hypothèse fut émise pour expliquer l'éboulement de mai 2000 affectant les Rochers de Valabres (Gunzburger, 2004).

3 Panorama des dispositifs de reconnaissance

Les techniques de reconnaissance (ou caractérisation instantanée), appliquées aux pentes, ont pour objectif la description du massif et l'estimation du risque d'instabilité. Ces techniques sont nombreuses et variées, « depuis les méthodes de la géologie traditionnelle, jusqu'à des technologies et métrologies de pointe » (CFMR, 2004). Au vu de l'orientation donnée à cette thèse, nous aborderons uniquement dans cette partie, les reconnaissances indirectes**,** c'est-à-dire les dispositifs instrumentaux utilisés pour caractériser, à un temps donné, une pente instable. Il s'agit donc des techniques de prospection géophysique et géotechnique, des diagraphies, de la télédétection et des essais mécaniques in situ.

3.1 Les dispositifs géophysiques

Les techniques de prospection géophysique visent à mesurer des grandeurs physiques (vitesses de propagation des ondes, résistivité électrique, susceptibilité magnétique, etc.) en surface ou en forage ainsi que leur variation le long d'un profil. Pour l'étude des instabilités de pente, c'est la recherche du contraste des propriétés physiques qui est généralement mise en œuvre. En effet, dans le cas des glissements de terrain, la géophysique peut permettre de distinguer le terrain meuble (ou masse glissée) du substratum rocheux (ou massif en place), mettant en évidence les limites géométriques sur lesquelles un glissement de terrain peut survenir (c'est-à-dire la surface de glissement ou surface de rupture (Frappa & Lebourg, 2001)).

Les techniques de prospection géophysique sont généralement combinées. Frappa & Lebourg (2001) ont ainsi délimité les surfaces de glissement des versants de la vallée d'Aspe par prospection électrique et électromagnétique. De telles mesures combinées se révèlent favorables à l'estimation de l'épaisseur engagée dans le glissement, mais permettent aussi de localiser les circulations d'eau influant sur celui-ci. De même, le glissement de la Clapière (Alpes Maritimes) a été investigué par tomographie électrique et sismique (Jomard *et al.*, 2007, Lebourg *et al.*, 2004, cf. Figure 4) et celui des ruines de Séchilienne (Isère) par prospection électromagnétique et électrique (polarisation spontanée) ainsi que par tomographie sismique (Meric *et al.*, 2004). Des exemples similaires peuvent être cités (Grandjean *et al.*, 2006; Bruno & Marillier 2000 et Bouillon, 2005).

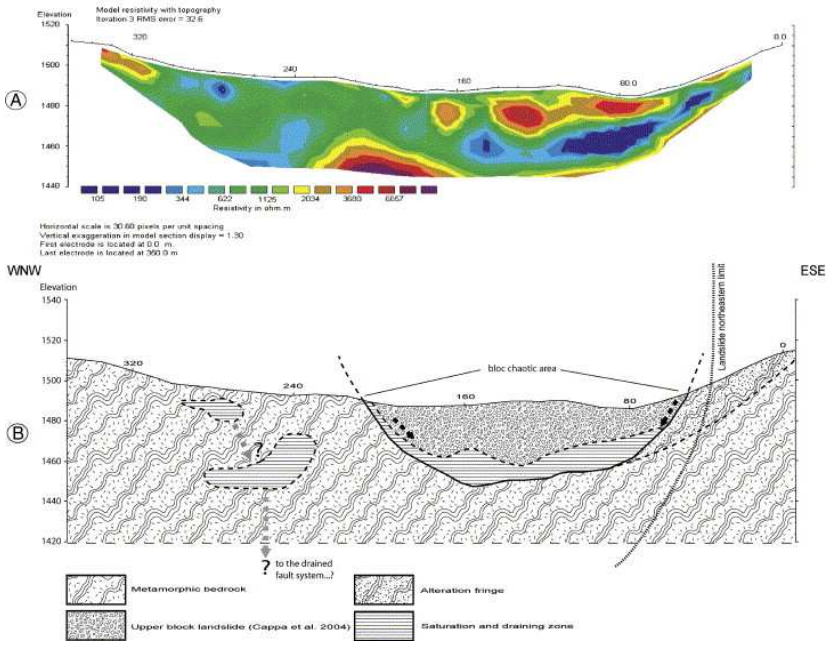


Figure 4 : Tomographie électrique obtenue au Nord-Est du glissement de La Clapière. Les zones conductrices (en bleu) correspondent aux zones de drainage ou aux zones saturées qui sont considérées comme surface de glissement (d'après Jomard et al., 2007).

Du fait de sa faible pénétration dans les terrains meubles, le radar géologique (ou GPR : Ground Penetrating Radar) est uniquement utilisé sur les versants rocheux. Son utilisation permet alors de cartographier les discontinuités (Deparis *et al.*, 2006 ; Jeannin *et al.*, 2006 ; Roch *et al.*, 2006). Le radar géologique est le seul dispositif de prospection géophysique qui pourrait être utilisé sur les Rochers de Valabres.

L'ensemble des auteurs s'accordent sur la facilité (légèreté, faible coût, etc.) d'utilisation de ces dispositifs et leur approche globale sur zones instables, tout en émettant des réserves sur le traitement et l'interprétation délicate des résultats.

3.2 Les techniques diagraphiques

On appelle diagraphie l'enregistrement en continu des propriétés physiques et mécaniques le long d'un forage. Les techniques diagraphiques généralement utilisées pour l'étude des instabilités de pente sont les diagraphies sismiques ou ultrasoniques ainsi que l'imagerie de paroi. Le premier dispositif, basé sur la mesure de vitesses des ondes P et S et le calcul des caractéristiques élastiques dynamiques, permet de détecter les variations lithologiques et d'apprécier le degré d'altération et de fissuration du massif. De même que pour les techniques géophysiques de surface, les diagraphies permettent essentiellement de détecter les variations lithologiques et donc l'éventuel surface de rupture des glissements de terrain (Nakamura, 2004).

3.3 Les techniques géodésiques

Les techniques géodésiques ont pour objectif général la connaissance rapide de la topographie du site. Ces méthodes présentent l'avantage d'offrir une vision d'ensemble de la totalité de l'objet d'étude, permettant la cartographie des réseaux de fractures, le calcul des volumes des compartiments rocheux ou à plus grande échelle, l'aide à la cartographie des aléas (Aste *et al.,* 2006).

Les techniques sont diverses. On peut citer la photogrammétrie, basée sur l'analyse d'images photographiques et la scannérisation laser (ou Lidar) basée sur l'émission et la réception d'un faisceau laser. Cette dernière est utilisée par le LIRIGM (Grenoble) pour évaluer le risque d'éboulement du Rocher du Midi (Deparis *et al*., 2006) et a permis de décrire la géométrie et le volume du compartiment rocheux jugé instable.

A plus grande échelle, l'interférométrie (ou Insar) est une méthode basée sur l'étude des interférences des ondes radar. Cette technique d'imagerie satellitaire, ou aéroportée, est généralement utilisée pour l'élaboration de cartes d'aléas. Ce fut le cas pour l'inventaire des glissements de terrain de la région du bassin de l'Arno en Italie (Farina *et al.,* 2006) ou pour la région des Trois-Gorges en Chine (Fourniadis *et al*., 2007).

3.4 Les essais in situ

Les essais in situ permettent l'acquisition de **propriétés mécaniques et hydrologiques** à l'échelle du massif, telles que les constantes élastiques, les valeurs de résistances et de perméabilité, etc. Les **contraintes naturelles** peuvent également être déduites d'essais mécaniques in situ.

Ces données sont d'une grande importance pour la reconnaissance approfondie du site et ne peuvent pas être obtenues par essais en laboratoire qui ne sont ni dans les conditions in situ (état de contraintes, conditions hydrogéologiques), ni à l'échelle du problème posé par les versants instables (plusieurs hectomètres contre quelques centimètres).

Les **essais hydrauliques**, basés sur la mise en pression d'une zone d'un forage, tel l'essai Lugeon, permettent l'acquisition des perméabilités des terrains ainsi qu'une caractérisation mécanique des discontinuités. Ces essais sont rarement menés pour caractériser les pentes instables. On peut néanmoins citer leur utilisation dans l'étude des glissements argileux le long de la rivière italienne du Basento (Baldassarre *et al*., 1996).

Les **essais mécaniques** sont plus variés. Différents essais in situ permettent l'acquisition des **caractéristiques mécaniques**. On peut citer :

- l'essai au scléromètre, basé sur le rebond à la surface du massif d'un marteau de SChmidt, qui permet d'approcher la résistance en compression simple ;

- l'essai au vérin, basé sur le chargement-déchargement d'une plaque rigide dans le massif, qui permet l'estimation du module d' Young ;
- la mesure par dilatomètre en forage, basée sur la mise en charge radiale d'une portion de forage autour du dilatomètre, sonde permettant la mesure des déformations. Cet essai permet également la mesure du module d'Young.

Ces essais sont menés lors d'investigation préliminaire de talus (Sève *et al*., 1996, Gulla & Nicoletti, 1996). Les résultats sont des données d'entrées pour l'évaluation de l'état de stabilité des versants (calcul à la rupture, modélisations numériques).

Les **contraintes naturelles** peuvent également être approchées lors d'essais mécaniques in situ. Cette mesure reste indirecte puisque l'état de contraintes ne peut être déduit que par les conséquences de son existence, comme les ruptures et les déformations induites. La mesure de contraintes est détaillée dans l'ouvrage très complet d'Amadéi & Stephansson (1997), auquel le lecteur pourra se référer. On distingue les techniques suivantes :

- La mesure par **relaxation des terrains,** basée sur le retrait d'un échantillon du massif. Celui-ci est alors soumis à un « relâchement des contraintes » et sa réponse en déformations est mesurée. La méthode la plus utilisée est le surcarottage, basé sur le surforage d'une carotte instrumentée par cellules de mesures de déformations. Cette technique a été utilisée sur le site des Rochers de Valabres et nous y reviendrons en détail dans le chapitre 2.
- La mesure par **fracturation hydraulique**, basée sur l'injection sous pression d'un fluide dans un forage générant l'ouverture d'une fracture ou la réouverture de fractures préexistantes. Les pressions enregistrées lors de l'amorçage et la fermeture de la fissure permettent d'approcher les contraintes principales mineures et intermédiaires, perpendiculaires à l'axe du forage. Le second cas, nommé essais hydrauliques sur fractures préexistantes (HTPF, Cornet, 1986) nécessite l'existence de multiples fractures d'orientations variées dont les pressions de réactivation permettent de déduire le tenseur des contraintes par résolution d'un problème inverse.
- La mesure par **vérin plat,** basée sur la mise en pression du vérin dans une saignée, dans le but de rétablir la contrainte initiale.

D'autres techniques permettent d'estimer les contraintes naturelles, mais ne sont pas qualifiées d'essais *in situ*. C'est ainsi que les contraintes peuvent être déduites de l'ovalisation des forages ou des ruptures à leur paroi. Les contraintes peuvent également être déduites des mécanismes au foyer des événements sismiques.

Les valeurs obtenues dans ces essais sont généralement difficiles à interpréter en termes de représentativité et de signification. Elles doivent être introduites avec précaution dans les modèles.

4 Panorama des dispositifs d'auscultation et de surveillance

L'auscultation et la surveillance correspondent à la mise en œuvre de mesures in situ acquises en continu ou à intervalles plus ou moins réguliers. Les deux techniques utilisent des outils similaires, qui seront décrits dans cette section, mais présentent des objectifs distincts. Alors que **l'auscultation** correspond à une phase d'investigation du phénomène, comme la quantification du mouvement, la **surveillance** présente un objectif décisionnel, en lien avec la gestion de la sécurité des personnes et des biens. La surveillance d'un site se concentre sur les périodes d'accélération du mouvement, c'est-à-dire sur la distinction entre les plages de variations « normales » des mesures et un éventuel comportement anormal (Merrien-Soukatchoff *et al.*, 2005). Elle cherche à détecter des signes précurseurs d'une instabilité imminente. Pour atteindre un tel objectif, une phase d'auscultation, de longue durée, précède la phase de surveillance.

Toute auscultation (ou surveillance) reste délicate à mettre en œuvre, particulièrement dans le cas d'une auscultation des versants, par nature très hétérogènes et fracturés. Les choix relatifs à la grandeur physique à mesurer, l'emplacement des points de mesure, la fréquence d'acquisition et le choix des appareillages nécessitent une attention particulière afin d'éviter l'acquisition de données difficilement exploitables. Par ailleurs, la maintenance de tels dispositifs de mesure et de transmission est également une lourde charge à considérer.

Seront présentés dans cette section, les différents dispositifs appliqués à l'auscultation et la surveillance d'instabilités de pente. Le cas particulier de la surveillance des grands mouvements de pente sera évoqué en dernier lieu.

4.1 Les dispositifs géotechniques

De part leur capacité à fournir des données de bonne résolution, les inclinomètres, extensomètres et fissuromètres sont les dispositifs les plus fréquemment utilisés pour ausculter les sites instables de petite taille (Ayalew *et al.*, 2005). Ces mesures sont généralement utilisées pour ausculter des mouvements lents et continus de type glissement / coulée.

L'**extensométrie** mesure une déformation linéique sur des bases plus ou moins courtes. La **fissurométrie** identifie et mesure le déplacement le long de discontinuités. Le déplacement ou déformation cumulé est généralement l'indicateur pris en compte (Ayalew *et al.*, 2005, Angerer *et al.*, 2004) et corrélé aux facteurs d'instabilité supposée (pluies, sécheresse, gel/dégel, etc…). L'extensométrie courte base est actuellement en plein essor, notamment grâce au développement des fibres optiques (Baek *et al.*, 2004). Les réseaux denses d'extensomètres permettent ainsi l'intégration des mesures dans une stratégie de surveillance, tel que dans le cas du versant du Lärchberg en Autriche (Angerer *et al.*, 2004).

L'**in clinométrie** mesure des variations d'angle en surface ou en forage. Les réseaux denses d'inclinomètres permettent de définir le comportement général du mouvement, voire de définir la surface de glissement si les instruments sont implantés en forage (Farina *et al.*, 2006, Corsini *et al.*, 2005, Fig. 5). Cette technique est particulièrement appropriée dans le cas de glissements lents à composante rotationnelle. C'est le cas du glissement de Cabella (Italie), ausculté par Lollino *et al.*, 2002, dont le dispositif fut capable de mesurer de grands mouvements (50-100 mm) corrélés aux pics de pluviométrie.

Un réseau dense d'instruments de mesure géotechnique permet aussi de différencier les zones en mouvement des zones stables. Ces techniques nécessitent des corrections thermiques non négligeables.

4.2 Les techniques géodésiques

La géodésie, appliquée à l'auscultation, a pour objectif principal de quantifier les déplacements de la surface des pentes rocheuses (Olalla, 2004). En effet, lorsque les acquisitions sont répétées à intervalles de temps réguliers, les dispositifs permettent le calcul des déformations de surface, et donc l'analyse quantitative des modifications morphologiques des pentes.

Les techniques classiques, telles la tachéométrie et le GPS, ont été utilisées pour ausculter les déplacements de surface de massifs instables. C'est ainsi que des mesures géodésiques par GPS (Global Positionning System)

et EDM (Electronic measurement system) réalisées sur le glissement du volcan de La Palma (Moss *et al*., 1999) ont permis d'élaborer des cartes de vecteurs déplacements. Toutefois, les auteurs ont jugé ce système fortement limité par les nombreuses erreurs de mesure et la faible résolution du dispositif par rapport aux quantités mesurées (1-3 mm). Gunzburger (2004) fait un constat similaire en mettant en évidence sur les erreurs de mesures difficilement corrigeables liées aux variations des propriétés physiques (température, pression, humidité, etc.) de la tranche d'air séparant l'appareil de mesure des points auscultés.

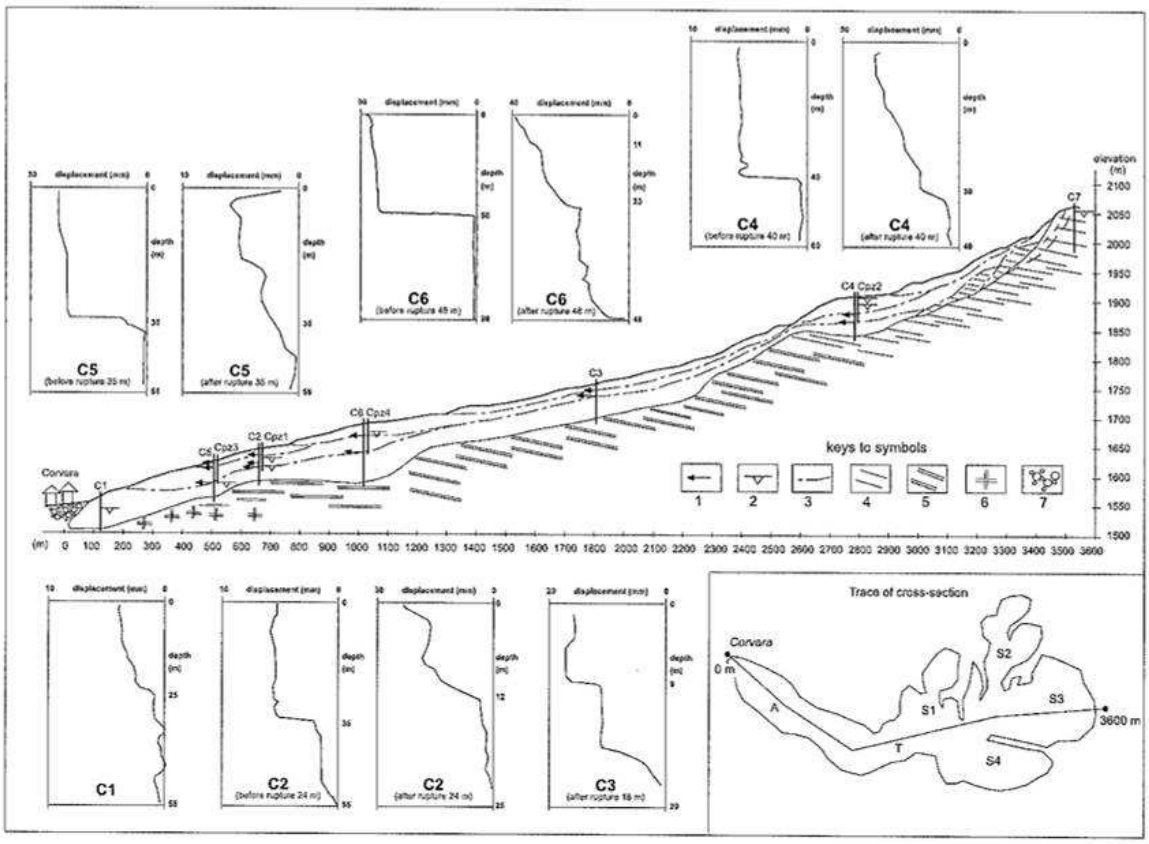


Figure 5 : Glissement de terrain surveillé par inclinométrie en forage et mise en évidence de surfaces de glissement, d'après Corsini et al., 2005.
Section 2D avec la position des forages et du système d'auscultation, ainsi que les déplacements mesurées avec la profondeur. 1 : Sens du glissement ; 2 : Niveau de la nappe; 3 : Surface de glissement ; 4 et 5 : Turbidites ; 6 : Grès ; 7 : Dépôts alluvionaires.

Les techniques plus récentes, telles la scannérisation laser (ou LiDAR), l'interférométrie (InSAR) et la photogrammétrie permettent d'obtenir des résolutions acceptables par rapport aux déplacements attendus (Farina *et al.*, 2006). La comparaison d'images InSAR obtenues par satellites sur plusieurs années permet d'obtenir des cartes de déplacements d'ordre centimétrique (Colesanti *et al.*, 2006, cf. Figure 6) pour l'étude du glissement du Liechtenstein (Alpes). Les techniques photogrammétriques, combinées à des mesures GPS et géophysiques ont été déployées sur le glissement du Gradenbach (Brûck *et al.*, 2006). La télédétection a permis le calcul de vecteurs déplacements au niveau de points caractéristiques tandis que les mesures de prospection sismique fournissent les limites géométriques du glissement. Un tel couplage permet aux auteurs de formuler des hypothèses sur la distribution de la vitesse avec la profondeur et donc sur la cinématique du phénomène.

De même, la scannérisation laser, déployé à plus petite échelle, permet le calcul des déformations de surface. C'est le cas de l'étude des Ruines de Séchilienne (38), où des acquisitions multiples, ainsi que l'étude de leurs différentiels, permettent l'élaboration de cartes de déformation du sol (Kasperski *et al.*, 2006). Les mouvements du versant de la Clapière, dans la vallée de la Tinée, sont suivis par cette même technique. Trois acquisitions successives ont révélé et permis de localiser des déformations notables (Delacourt *et al.*, 2006).

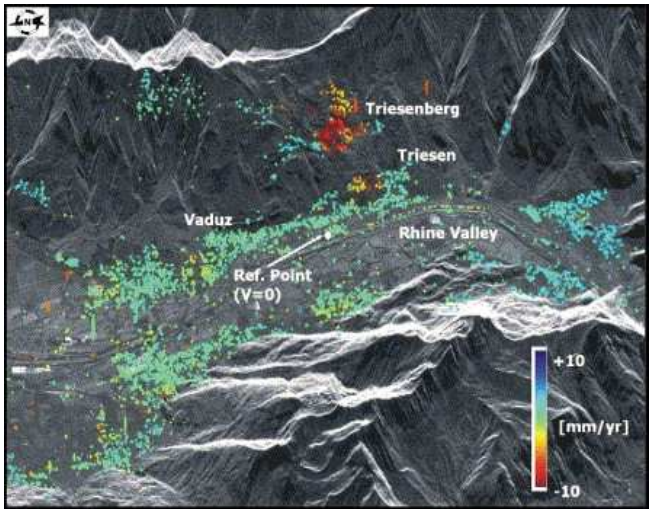


Figure 6 : Modèle géométrique numérique du glissement du Liechtenstein et déplacements de réflecteurs déduits des images satellitaires InSAR (D'après Colesanti et al., 2006)

4.3 L'auscultation microsismique

L'écoute microsismique est basée sur la détection des vibrations de faible amplitude et de haute fréquence, émises notamment par la nucléation d'une fracture ou la réactivation de discontinuités préexistantes. Les caractéristiques des signaux microsismiques fournissent des informations sur la rupture et sur le milieu traversé par les ondes.

L'utilisation de ce type d'instrumentation, généralement déployée en milieu souterrain (Cai *et al.*, 2001, Oye & Roth, 2003, Tezuka *et al.*, 2000, Driad-Lebeau *et al.*, 2005) se développe actuellement dans l'étude des versants rocheux (Roth *et al.*, 2006, Senfaute *et al.*, 2003, Clément *et al.*, 2006, Merrien-Soukatchoff *et al.* 2005, Saetta, 2001). La mise en œuvre d'une auscultation microsismique peut permettre de :

- localiser les foyers sismiques et donc de formuler des hypothèses sur les zones à risque du versant ;
- déterminer les caractéristiques des ruptures par étude des mécanismes sources ;
- détecter des signes précurseurs.

Ce dernier point, qui, dans des conditions spécifiques, permet aux mesures microsismiques de s'intégrer dans une stratégie de surveillance, nécessite une analyse fine de l'activité microsismique dans le temps. La connaissance de son activité doit permettre d'apprendre à détecter une éventuelle évolution anormale ou pathologique, précurseur d'une instabilité.

C'est ainsi que l'auscultation microsismique mise en œuvre sur la falaise maritime crayeuse de Mesnil-Val a permis l'enregistrement d'une activité microsismique accrue, préalablement à un écroulement (Senfaute *et al.*, 2003, Amitrano *et al.*, 2005). Ces enregistrements permettent aux auteurs de définir les signes précurseurs propres au site.

4.4 La surveillance des grands mouvements de pente

La surveillance des grands mouvements de pente de type écroulement en grande masse (volume supérieur à 10.000 m^3, (LCPC, 1994)) nécessite l'implantation de dispositifs denses et variés. Les instruments de mesure sont alors intégrés dans une chaîne de mesure complète qui combine traitement automatique, transmission en temps réel et protocole d'alerte. Les dispositifs géotechniques sont alors couplés. En France, la surveillance des Ruines de Séchilienne, l'un des plus grands phénomènes instables de notre territoire, est assurée par un dispositif de télésurveillance (Duranthon 2006) où sont couplés 33 extensomètres, des instruments de géodésie automatique et un système radar.

De même, la coulée de Corvara (Italie) est auscultée par un dispositif couplé de mesures GPS et de mesures inclinométriques et extensométriques en forage (Corsini *et al.*, 2005). Les auteurs ont montré que les différents

instruments mesurent des intensités et des vitesses de mouvements équivalents, ce qui permet de définir et localiser les volumes rocheux affectés par le glissement, leur évolution temporelle et leur intensité.

De tels dispositifs nécessitent aussi de définir des seuils (de déplacements, de déformations, d'énergie sismique, etc.) qui entraîneront une procédure d'expertise et/ou d'alerte. Cette opération reste très délicate à réaliser. En effet, l'évolution du phénomène est rarement linéaire dans le temps. Il en est de même pour les relations entre les causes (facteurs climatiques par exemple) qui peuvent être nombreuses et couplées, et les conséquences (déformations du massif, Crosta & Agliardi, 2002). Les seuils sont parfois définis à l'aide du « retour d'expérience » d'instabilités antérieures sur le site concerné ou sur des sites similaires. Les expérimentations in situ, dont le but est de provoquer l'instabilité (Senfaute, 1995) permettent aussi l'enregistrement de données-seuil. Sans événement ou expérience de ce type, Crosta & Agliardi (2002) proposent l'utilisation du modèle de Voight (1998,1999), qui est une loi puissance liant la vitesse de déformation et le temps avant l'instabilité majeure, et le calage de ce modèle aux données propres du site surveillé.

5 La reconnaissance et l'auscultation / surveillance des versants à risque d'écroulement rocheux

Les dispositifs instrumentaux, rencontrés dans la bibliographie et évoqués précédemment, s'appliquent généralement à des mouvements de pente de type glissement-coulée. Les versants à risque d'écroulements rocheux font plus rarement l'objet de reconnaissances et d'auscultations instrumentales.

En effet, de nombreuses difficultés, différentes de celles rencontrées dans le cas des glissements, rendent délicates la **reconnaissance** par dispositifs expérimentaux :

- les versants rocheux sont fracturés et hétérogènes, ce qui soulève le problème de la représentativité de la mesure. Par ailleurs, cette particularité rend difficile et imprécise la définition des paramètres mécaniques et des lois de comportement et en particulier celles des discontinuités ;
- la difficulté de caractériser le versant en profondeur, du fait, par exemple, de la mauvaise pénétration des dispositifs géophysiques, et/ou de la difficulté et du coût des sondages. Il en résulte une méconnaissance de l'état du versant dans sa globalité, comme le prolongement et les découpages des discontinuités.

L'auscultation et la surveillance sont également délicates à mener. On peut entre autre citer :

- le caractère brusque de l'aléa. La soudaineté du phénomène est une difficulté majeure, notamment pour la définition de signes précurseurs ;
- la complexité du phénomène, c'est-à-dire la pluralité et la combinaison des facteurs d'instabilités rocheuses (pluie, température, etc.). Cette complexité rend nécessaire l'acquisition et le couplage de données d'entrées variées, sur de longues échelles de temps ;
- la singularité des points de départ des éboulements, due à l'hétérogénéité des découpages rocheux. Cette singularité rend nécessaire une grande densité de points de mesure ;
- la méconnaissance et la difficulté à prévoir le lieu de la prochaine occurrence ainsi que le volume rocheux impliqué ;
- la difficulté à implanter des dispositifs de mesure en zone montagneuse, c'est-à-dire dans des zones souvent difficiles d'accès et non sécurisées.

L'ensemble de ces difficultés explique la rareté des dispositifs expérimentaux mis en place pour caractériser et ausculter les phénomènes d'éboulements rocheux. Les principaux dispositifs instrumentaux de **reconnaissance**, recensés dans la bibliographie, sont la **géodésie et les dispositifs géophysiques**. Ces dispositifs sont essentiellement employés pour **cartographier les réseaux de fractures**. Les techniques récentes, telles la scannérisation laser ou la photogrammétrie, facilitent beaucoup cette tâche (Aste *et al*., 2006, Jeannin *et al.*, 2006). Le dispositif géophysique le plus adapté est le radar géologique (ou GPR) car il présente une bonne pénétration dans les terrains rigides et permet ainsi de cartographier les discontinuités. Le GPR a ainsi été utilisé au Rocher du Midi (Deparis *et al.*, 2006, Fig. 7) ou dans les Alpes allemandes (Sass & Krautblatter, 2007).

Les **dispositifs instrumentaux**, déployés **pour ausculter** les zones à risque d'éboulement, sont la **microsismicité** et **l'auscultation géotechnique**. La microsismicité a été testée sur une falaise maritime (Senfaute *et al.*, 2003) et dans les Alpes Suisses (Spillmann *et al.*, 2007). Ce type d'auscultation détecte les émissions acoustiques issues de l'activation de discontinuités, ce qui permet l'éventuelle mesure de précurseurs de détachement de blocs. Dans le contexte d'un versant, cette auscultation est néanmoins limitée par la forte atténuation des ondes traversant le milieu fracturé et par les multiples perturbations extérieures. Les dispositifs géotechniques tels la fissurométrie et l'extensométrie sont aussi mis en œuvre le long des discontinuités. C'est le cas du versant du Siaix dans les Alpes (Effendiantz, 2005) et de l'éboulement de la Perrière (Rochet, 2005).

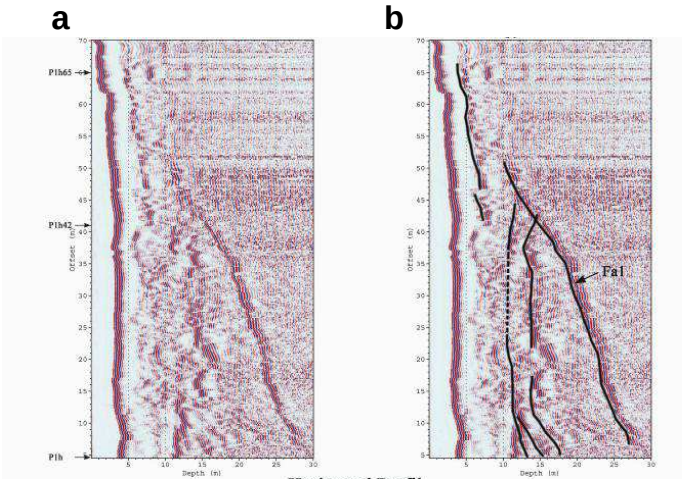


Figure 7 : Mesures GPR réalisées sur le site du Rocher du Midi, d'après Deparis et al. (2006, extraits). Les réflexions des ondes électromagnétiques permettent de repérer les discontinuités.
Extraits du radargramme brut (a) et du radargramme avec l'interprétation des principaux réflecteurs (b).

Les Tableaux 3 et 4 résument l'ensemble des dispositifs et évoquent leur possible application sur les versants à risque d'éboulement rocheux.

Techniques	Type de mesures	Objectif de la mesure lors d'une application aux pentes instables	Application au versant à risque d'éboulement rocheux ?	Avantages	Inconvénients
Dispositifs de caractérisation					
Prospection géophysique : • Sismique réflexion / réfraction • Prospection électriques et électromagnétiques • Géoradar (GPR)	**Mesure des propriétés physiques et de leur variation :** • Vitesses des ondes • Résistivité électrique • Susceptibilité magnétique	Mise en évidence d'interfaces, comme la surface de glissement	Oui, pour la localisation de grandes discontinuités	• Grande échelle d'investigation (m au km) • Rapidité et faible coût de la mesure	• Faible résolution (m) • Mauvaise pénétration en milieux fracturés • Difficulté de caler les résultats de dispositifs différents
Diagraphies : • vidéo • radioactive • ultrasonique	Mesure des propriétés physiques et de leur variation (vitesses d'onde, teneur radioactive, etc.)	Localisation de discontinuités, mise en évidence de contrastes lithologiques	Oui, pour la localisation des discontinuités	• Précision spatiale de la mesure • Rapidité et faible coût de la mesure	Petite échelle d'investigation (nécessite de nombreux points de mesure dans le cas de massifs hétérogènes)
Télédétection : • Tachéométrie • Scannérisation laser • Photogrammétrie • Interférométrie • Mesures GPS	Mesure de distances et d'angles pour obtenir le positionnement des points Mesure de l'émissivité et de la réflectance de la surface	Acquisition de la topographie précise du site	Oui, pour l'étude structurale et géométrique du site : • définition du réseau de fractures • calcul des volumes des blocs	• Rapidité et précision de la mesure • Grande échelle d'investigation (m au km)	Nécessite : • Une bonne réfléctance (absence de végétation) • Une topographie favorable (pas de zones en surplomb) • Des bonnes conditions météorologiques
Essais mécaniques et hydrauliques en grand	Acquisition des propriétés mécaniques et hydrologiques	Données d'entrées pour les calculs de stabilité ou modélisations numériques	Oui	Acquisition de propriétés à l'échelle du massif	• Possible hétérogénéité des mesures • Problème de représentativité • Coûts élevés
Mesure de contraintes : • Surcarottage • Vérin plat • Fracturation hydraulique	Estimation du champ de contraintes	Données d'entrées pour les calculs de stabilité ou modélisations numériques	Oui	Données rares et fondamentales	• Coûts élevés et mesures délicates • Difficulté à extrapoler les résultats et à juger la représentativité de la mesure

Tableau 3 : Bilan des techniques de reconnaissance

Techniques	Type de mesures	Objectif de la mesure lors d'une application aux pentes instables	Application au versant à risque d'éboulement rocheux ?	Avantages	Inconvénients
Dispositifs d'auscultation / surveillance					
Fissuromètrie	Mesure de déplacements	Mesurer le déplacement sur les discontinuités	Oui	Grande Précision (micromètre)	Petite échelle d'investigation (cm)
Extensomètrie : • Extensomètre fibre optique • Cellules de déformations	Mesure des déformations en forage	Mesure des déformations au niveau des discontinuités et/ou au niveau de la matrice rocheuse	Oui	Grande Précision (microdéformations) Echelle d'investigation variable (du cm à m)	Possibilité de dérives
Inclinomètre	Mesure d'angles	Mesure des variations d'angle de la surface ou en forage	Quantification du mouvement et définition de son sens	Grande précision	Nécessite de nombreuses corrections, notamment thermiques. Possibilité de dérives
Géophysique passive : microsismique	Enregistrement de signaux acoustiques induits par la fracturation	Mesure de l'activité microsismique	• Localisation des sources • Définition du mécanisme de rupture • Connaissance de l'activité microsismique du site et définition des signes précurseurs	Mesure volumique. Technique capable de détecter les signes précurseurs d'un éboulement	• Nécessite une longue période d'auscultation pour connaître les caractéristiques du milieu (atténuation / bruits) et pour définir les critères de surveillance et d'alerte (énergie) • Coûts élevés
Télédétection : • Tachéométrie • Scannérisation laser • Photogrammétrie • Interférométrie • Mesures GPS	Mesure du positionnement / topographie	Estimation de la variation temporelle et spatiale de la topographie	Permettent d'élaborer des cartes de déplacements / déformations ou de définir des vecteurs de déplacements	Grande échelle d'investigation	• Grandeur mesurée souvent équivalente ou inférieure à la résolution des équipements • Nécessite une bonne réflectance et des conditions météorologiques favorables

Tableau 4 : Bilan des techniques d'auscultation

6 Le cas particulier de l'auscultation / surveillance thermomécanique

L'un des objectifs de la présente thèse est de quantifier, au moyen d'un réseau d'auscultation, l'impact des sollicitations thermiques naturelles sur un versant rocheux. Nous reviendrons en détail, dans le chapitre 3, sur les phénomènes thermiques susceptibles de préparer ou de déclencher les phénomènes d'instabilité. Dans cette section, nous aborderons les questions suivantes :

- Pourquoi ausculter les contraintes / déformations thermomécaniques sur les versants?
- Comment ces phénomènes sont-ils auscultés par la communauté scientifique?

Nous verrons que, bien que les raisons soient nombreuses, il existe peu d'auscultations de ce type et que celles-ci présentent de nombreuses limites et défaillances.

6.1 Pourquoi ausculter les contraintes / déformations thermomécaniques sur les versants

Les variations de températures produisent à la fois une **dilatation ou une contraction des matériaux**, et donc des **déformations**, mais sont également responsables de l'apparition de **contraintes d'origine thermique**. Ces contraintes sont générées lorsque le milieu, soumis à une variation de température, ne peut pas se déformer, c'est-à-dire lorsque ce dernier n'est pas libre de toutes liaisons. Ces deux phénomènes, **déformations et contraintes thermomécaniques**, sont susceptibles d'avoir des conséquences sur la stabilité des massifs.

Ces phénomènes sont généralement étudiés dans le cadre des ouvrages souterrains, notamment dans le contexte du stockage des déchets nucléaires (Glamheden & Lindblom, 2002, Rejeb *et al.*, 1990). Dans le cas des stabilités de pentes rocheuses, l'impact des variations thermiques est un sujet parfois invoqué pour expliquer des cas d'effondrements rocheux (Matsuoka & Sakai, 1999, Hall, 1997) mais ce phénomène reste peu quantifié. La cause principale est la difficulté de la mesure, dont la grandeur est souvent égale à la résolution des instruments de mesure.

Du point de vue de la thermomécanique des roches proprement dite et des problèmes de stabilité de talus deux effets peuvent avoir des conséquences notables :

- les **mouvements sur les discontinuités préexistantes** ;
- la **fatigue thermique** induisant la nucléation et la propagation de fissures, qui peut être le résultat de l'application cyclique de **contraintes thermomécaniques.**

Ces deux aspects sont discutés dans les sections ci-dessous.

Mouvements sur discontinuités préexistantes

Les écarts thermiques peuvent produire des mouvements sur des discontinuités préexistantes. En effet, la présence de discontinuités ouvertes permet « d'accommoder » la déformation thermomécanique des blocs rocheux. Ce degré de liberté conduit à une réduction des contraintes thermomécaniques par ouverture et fermeture des fractures (Feuga & Vouille, 1982, dans Gunzburger, 2004).

Ces mouvements peuvent être considérés comme **réversibles**, comme ceux observés par Bertolus (1998) sur le site de Coaraze, petit massif calcaire fracturé des Alpes-Maritimes, où les variations de déplacements mesurés ont été attribuées à l'ouverture et la fermeture réversibles des fissures sous l'effet des variations thermiques.

De même, Vlcko *et al.* (2005) estiment que la part réversible des déplacements mesurés par fissurométrie sur le site instable de Spis (Fig. 8 et 9) peut être attribuée aux variations thermiques quotidiennes et annuelles. L'amplitude des ouvertures et fermetures de ces fractures (1 mm /an pour 30-40°C d'amplitude thermique) est importante au regard de l'évolution générale du massif (5 mm en 12 ans).

Ces mouvements sur les discontinuités peuvent également conduire à une **déformation irréversible**. C'est le cas des mouvements affectant le versant de Checkerboard Creek au Canada (Watson *et al.*, 2004). Les auteurs ont mis en évidence une déformation irréversible du massif sous l'effet des variations thermiques annuelles. Le caractère irréversible du phénomène a été expliqué par la géométrie du versant.

Un constat similaire a également été émis par Vlcko *et al.*, 2005, qui estiment qu'une éventuelle part de l'évolution irréversible des mesures acquises sur le site de Spis serait due à la dégradation d'origine thermique du massif, c'est-à-dire à des mouvements irréversibles sur les discontinuités.

Dans le cadre des recherches sur le stockage nucléaire en milieu souterrain granitique, Rejeb *et al.*, (1990) ont mesuré des déformations irréversibles de part et d'autres des fractures préexistantes. Entre 40 et 130 microdéformations ont été mesurées pour un échauffement de 50°C.



Figure 8 : Photographie du château de Spis (Slovaquie). Photographies Cossais (2007)

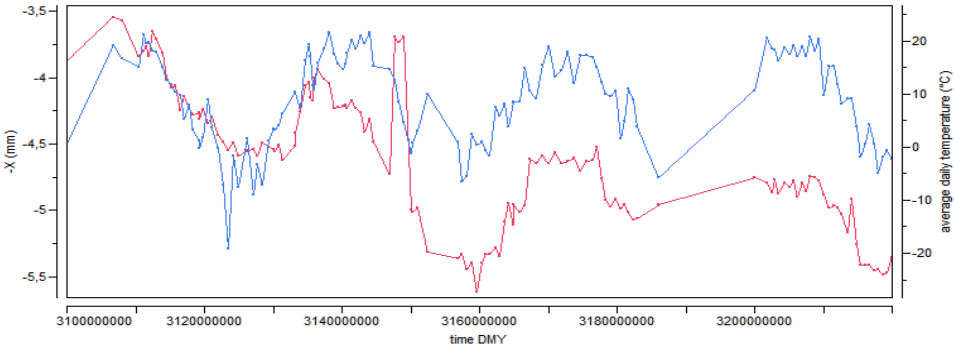


Figure 9 : Ouverture-fermeture d'une fracture du château de Spis mesurée par dilatomètre sur la période du 27 mars 2002 au 6 janvier 2006. En bleu : déplacement en mm. En rouge : température en °C. D'après Cossais (2007).

Fatigue thermique / Fissuration thermique

L'apparition de **contraintes d'origine thermique** est susceptible de produire, à petite échelle (échelle du grain) et à plus long terme, le vieillissement et l'altération de la roche par **fatigue, ou endommagement, thermique**. En effet, les contraintes d'origine thermique contribuent à l'accumulation de la microfissuration thermique dans le temps qui va induire une dégradation des propriétés mécaniques de la roche. La « fatigue thermique » peut être la conséquence de deux phénomènes distincts :

- la **nucléation de microfissures**, par dilatation différentielle des minéraux, due à l'hétérogénéité des paramètres thermomécaniques des minéraux (Berest & Weber, 1988, Fredrich & Wong, 1986) ;
- la **propagation de microfissures** par accumulation des contraintes aux extrémités des fissures jusqu'à atteindre un seuil critique (Ishikawa *et al.,* 2004).

Ces phénomènes sont aggravés lors d'une variation brutale de température (>2°C/min, Hall, 1997). On parlera alors de « choc thermique ». Dans les cas de variations lentes et progressives, ce qui est le cas en milieu naturel et tempéré, c'est **l'aspect cumulatif et répété dans le temps** du phénomène qui a un impact sur la ruine du système (Simmons & Cooper, 1978).

Le premier cas, la nucléation (ou création) de microfissures, est le phénomène le plus couramment cité dans la bibliographie. Selon Fredrich & Wong (1986), la dilatation différentielle des minéraux conduit à de fortes contraintes thermomécaniques puis à une décohésion le long des frontières des grains. Dans le cas des roches

cristallines, la présence de quartz, à fort coefficient de dilatation thermique, est le principal responsable de cette fracturation (Simmons & Cooper, 1978).

Du fait de l'utilisation du marbre pour la construction, la fissuration thermique de celui-ci est plus souvent étudiée. C'est ainsi que Leiss & Weiss (2000) ont montré par le calcul et des expérimentations en laboratoire, que le marbre se « dégrade » au bout d'un certain nombre de cycles thermiques (compris entre 20-130°C). Cette dégradation s'exprime par l'apparition d'une déformation résiduelle, estimée entre 80 et 590 microdéformations (10^{-6} m/m) sur l'ensemble des échantillons. Les auteurs attribuent le phénomène à la nucléation de microfissures intra-granulaires.

De même, le granite est l'objet d'expérimentations thermiques en laboratoire. L'application de cycles thermiques (20-120°C) entraine la nucléation de microfissures, détectées par émissions acoustiques (Yong & Wang, 1980).

De même, Vlcko *et al.* (2005), lors d'essais thermiques sur les échantillons calcaires du château de Spis, observent qu'après plusieurs cycles imposés de température (-5 - 50°C), une déformation résiduelle comprise entre 25 et 80 microdéformations est mesurée.

Toutefois, ces essais sont menés à des températures très élevées (20-130°C pour Leiss & Weiss, (2000), 20-120°C pour Yong & Wong, (1980)), et/ou à des vitesses rapides (0,75-7 °C/min), ce qui ne représente pas des conditions naturelles de fluctuations thermiques quotidiennes et saisonnières. Selon les auteurs, la fissuration thermique n'apparaît qu'à partir du dépassement d'un seuil critique de température. Dans le cas du marbre, cette température est estimée entre 50 et 70°C (Battaglia *et al.,* 1993, cité par Leiss & Weiss, 2000). Dans le cas du granite, un seuil de 60-70°C a également été estimé (Yong & Wang, 1980).

Néanmoins, vu l'évidence d'une dégradation thermique des constructions, les auteurs supposent que le **second phénomène, la propagation de fissures préexistantes** reste plus plausible. Ainsi, selon Leiss & Weiss (2000), « en dessous du seuil de 50-60 °C (c'est-à-dire en conditions naturelles), une déformation résiduelle peut apparaître à l'aide des réseaux de microfissures préexistantes ».

Outre l'apparition de nouvelles fissures, les fluctuations thermiques sont donc susceptibles de faire se propager des fissures préexistantes, **par concentration des contraintes aux extrémités jusqu'à atteindre un seuil critique** (Berest & Weber 1988). Pour étudier ce phénomène**, les théories de la mécanique de la rupture** sont appliquées. Lorsque les fissures préexistantes se propagent aux **frontières des blocs rocheux**, le phénomène entraine alors la **dégradation progressive des ponts rocheux**. Cette dégradation, d'origine thermique, contribue ainsi à la **préparation des éboulements rocheux**. Une telle hypothèse a été formulée par Ishikawa *et al.* (2004) suite à un épisode d'effondrement rocheux sur une falaise andésitique.

Conséquences pour l'auscultation des versants rocheux

Sous certaines conditions, les chroniques de températures naturelles peuvent engendrer un **phénomène cumulatif et irréversible**. Ainsi, la propagation de microfissures et les mouvements sur les discontinuités préexistantes, sont susceptibles d'avoir un rôle sur le phénomène de chutes de blocs. Selon Hsü (1975), cité par Ishikawa *et al.* (2004), « le phénomène de chute de blocs implique de nombreux processus fondamentaux, dont le plus important est la séparation initiale des fragments rocheux de leur socle. Ce phénomène apparaît au niveau des discontinuités préexistantes où les contraintes internes aux blocs rocheux se concentrent ». Les contraintes thermomécaniques ont ici leur importance.

Toutefois, le rôle des différents facteurs reste obscur, les cycles thermiques pouvant à la fois agir comme facteurs préparatoires et déclencheurs des éboulements. On peut ainsi exprimer le phénomène de deux manières :

- les fluctuations thermiques fragilisent le massif rocheux dont l'éboulement sera déclenché par d'autres causes. Ishikawa *et al.* (2004) ont supposé, à partir de leurs mesures, que les cycles thermiques ont fragilisé la falaise d'andésite, en propageant les fissures, dont les faibles déplacements ont été détectés. C'est ensuite que le gel et la pluie ont entraîné l'écroulement rocheux ;
- les systèmes de blocs, fragilisés par d'autres facteurs tels que la pluviométrie, le gel ou la sismicité, se trouvent dans un équilibre précaire, ou limite, et seront ainsi plus sensibles à l'action thermique, déclencheur de l'éboulement. Cette hypothèse fut émise pour expliquer l'éboulement de mai 2000 affectant les Rochers de Valabres (Gunzburger, 2004).

6.2 Comment les phénomènes thermiques sont-ils auscultés par la communauté scientifique ?

La mesure des phénomènes thermomécaniques nécessite à la fois de mesurer :

- les régimes thermiques, c'est-à-dire la mesure des cycles de températures en différents points de l'espace et en fonction du temps ;
- les régimes mécaniques, c'est-à-dire les déplacements, déformations ou rotations induits par les sollicitations thermiques.

La mesure des régimes thermiques est plus souvent réalisée en contexte souterrain, dans le cadre des recherches sur le stockage des déchets nucléaires, des gaz liquéfiés (CO2) (Monsen & Barton, 2001, Glamheden & Lindblom, 2002) ou du développement de la géothermie (Bérard & Cornet, 2003). Des flûtes de capteurs de température sont alors installées en forage entre la surface et plusieurs mètres de profondeur. Cependant, ces applications engendrent des variations thermiques de grandes amplitudes (50-100°C) et ne sont donc pas à l'échelle des fluctuations naturelles.

Les mesures sur parois rocheuses sont plus rares. Plusieurs cas d'études, menées sur l'impact de la fonte du permafrost sur la stabilité des massifs, ont été trouvés dans la bibliographie. Ces travaux ont pour objectif de mesurer l'alternance des cycles gel-dégel, susceptibles de provoquer la chute de blocs rocheux (Fig. 10). Ceux-ci ont permis l'implantation avec succès de thermistors à des profondeurs comprises entre 0 et 60 cm (Deline, 2006, Thorn, 1979, Matsuoka & Sakai, 1999, Coutard & Francou, 1989). Les auteurs ont parfois été confrontés à la difficulté de coupler et d'isoler les capteurs sans perturber les cycles thermiques naturels. Les matériaux tels que le polystyrène et la silicone sont souvent utilisés pour l'isolation et le couplage. Par ailleurs, vu la complexité des différents transferts de chaleur dans l'air et à l'interface air-roche, Hall (1997), insiste sur l'importance de mesurer les températures dans les roches, c'est-à-dire en proche surface ou en profondeur.



Figure 10 : Eboulement en août 2003 sur le versant sud des Arêtes de Rochefort (massif du Mont Blanc), imputé à la forte dégradation du permafrost lors de l'été 2003 (Deline, 2006)

La mesure des déplacements / déformations thermomécaniques est assurée par des dispositifs géotechniques évoqués dans la section 3.1, c'est-à-dire extensomètre, cellules de déformation, fissuromètres et inclinomètres. Ces instruments permettent de mesurer les rotations, déplacements et déformations d'origine thermique de la matrice rocheuse, en surface ou en forage (cas des inclinomètres, extensomètres et cellules de déformation) ou l'ouverture / fermeture des discontinuités (cas des fissuromètres et extensomètres). La propagation de discontinuités sur une falaise d'andésite, en partie attribuée aux variations thermiques, a été détectée par fissurométrie par Ishikawa *et al.* (2004). Cette même technique est déployée sur le massif calcaire de Spis (Vlcko, 2004). A plus grande échelle, Waston *et al.* (2004) ont implanté un réseau dense d'inclinomètres et d'extensomètres en forage et sur la surface pour une caractérisation d'ensemble des mouvements thermomécaniques du massif de Checkerboard Creek.

Néanmoins, bien que rarement évoquées par les auteurs, trois limitations importantes doivent être prises en considération pour l'implantation des dispositifs de mesure :

- **Les phénomènes thermomécaniques présentent une amplitude relativement faible**. Les déplacements et déformations thermomécaniques sont à l'échelle du micromètre (entre 10^{-4} et 10^{-6} m) et de la microdéformation (entre 10^{-4} et 10^{-6} m/m). Par conséquent, une attention particulière doit être apportée à la précision et la résolution et des appareils. Ceux-ci ont généralement des précisions et résolutions d'environ 10^{-6} m ou m/m ;
- **Les instruments de mesure peuvent eux-mêmes êtres affectés par les variations thermiques**. En effet, les circuits électriques sont sensibles aux variations de températures et les matériaux qui constituent l'appareil peuvent également se dilater ou se contracter. Il en résulte alors des déformations apparentes ou des dysfonctionnements du système. On parlera d'artefacts thermiques. Une attention doit donc être portée sur les éventuels équilibrages automatiques du système et, en leur absence, sur les corrections à appliquer ;
- **L'auscultation des phénomènes thermiques est un projet à long terme**. En effet, le caractère cumulatif a une grande importance dans le phénomène d'altération. Par conséquent, les dispositifs se doivent d'être durables et stables dans le temps, ce qui est problématique dans un contexte montagneux soumis à des conditions extérieures, notamment climatiques, difficiles (orage, pluie, etc.). L'apparition de dérives du système peut rendre les données inexploitables.

L'auscultation des phénomènes thermiques s'avère donc particulièrement délicate. C'est ainsi que les premières investigations se sont heurtées à des erreurs de mesures supérieures aux grandeurs mesurées. Ce fût le cas notamment des études réalisées par Lingle & Nelson (1982), menées sur les mesures des variations de déformations induites par sollicitation thermique d'un massif calcaire. Les auteurs sont arrivés à la conclusion que les dispositifs utilisés (extensomètres et jauges) ne présentaient pas encore la résolution nécessaire à l'auscultation des déformations thermomécaniques.

De même, les mesures par tachéométrie des déplacements thermiques de la surface, réalisées sur le versant de Valabres (Gunzburger 2004, cf. chapitre 2), se sont heurtées à des écarts entre grandeur mesurée et résolution du système.

7 Conclusion

Ce bref état de l'art montre la diversité des dispositifs instrumentaux utilisés pour caractériser et ausculter les instabilités de pente. Néanmoins, leurs applications aux phénomènes d'éboulement rocheux restent peu fréquentes. Cette rareté a de nombreuses causes comme la difficulté à appréhender le comportement mécanique d'un milieu fracturé et hétérogène, le caractère soudain et brutal du phénomène qui rend difficile la mesure de précurseurs, la complexité des facteurs responsables et les nombreuses incertitudes portant sur les découpages rocheux et la localisation des zones à risque.

L'auscultation des phénomènes thermiques, sur laquelle nous reviendrons au chapitre 3, est rarement mise en œuvre. L'impact mécanique des fluctuations thermiques est pourtant non négligeable puisqu'elles sont susceptibles de générer des mouvements sur les discontinuités préexistantes et/ou d'engendrer un phénomène de fatigue thermique par propagation de fissures. Néanmoins, parce que l'amplitude de ces phénomènes est faible, et parce que sa détection nécessite une longue période de mesures, l'auscultation de ces effets est ardue.

Dans ce contexte délicat et au vu des enjeux d'une éventuelle surveillance opérationnelle des versants rocheux à risque d'éboulement, les Rochers de Valabres ont été choisis comme **Site Laboratoire**. Cette qualification indique que différentes techniques d'investigation et d'auscultation sont testées sur ce site. La démarche illustre la difficulté du choix et du dimensionnement des dispositifs instrumentaux à mettre en œuvre.

En outre, avant de mettre au point une auscultation et d'en assurer le traitement et l'interprétation des données, il est préférable de disposer d'un « modèle » du site, c'est-à-dire d'apprécier ses caractéristiques intrinsèques (géométrie, propriétés mécaniques, etc.) et d'identifier clairement le phénomène d'instabilité à surveiller (contours, profondeur, mécanismes). C'est pourquoi le chapitre suivant porte sur la description et la caractérisation du site des Rochers de Valabres, à l'aide de relevés géodésiques et de mesures de contraintes.

CHAPITRE 2. LE SITE DES ROCHERS DE VALABRES – CARACTERISATION DU SITE

Les travaux présentés dans ce chapitre concerneront **la description et la caractérisation** du site des Rochers de Valabres.

Le développement de la thématique "risques naturels" et plus spécifiquement des mouvements de versants rocheux, au LAEGO et à l'INERIS, a conduit au choix d'un « laboratoire naturel en grand ». Un tel site permet d'appliquer sur un cas réel les considérations théoriques. Il permet également de mettre en œuvre différentes techniques d'investigation et d'auscultation, plus ou moins courantes, dans l'objectif méthodologique de comparer leurs apports respectifs à la caractérisation du phénomène.

L'un des atouts du site des Rochers de Valabres fut son caractère « actif », c'est-à-dire le fait d'avoir connu des périodes d'activité antérieures visibles et/ou connues. Nous reviendrons sur l'historique des éboulements connus dans la section 1.1. Les dimensions et le mécanisme de ces éboulements ont notamment guidé le choix relatif à la zone investiguée (section 1.2). Le site a été choisi en 2002 dans le cadre de la seconde année de thèse de Y. Gunzburger. Ce choix a été reconduit dans le cadre d'un projet national ANR-RGCU, intitulé STABROCK, qui regroupe plusieurs instituts et organismes de recherche. Le bilan des travaux de recherche antérieurs et en cours sera évoqué dans les sections 1.3 et 1.4.

Ce chapitre décrira également les **caractérisations** du site, menées lors de cette thèse. Celles-ci ont permis de compléter nos connaissances sur la **topographie**, les **paramètres mécaniques et pétrographiques** et **l'état de contraintes** du versant. Deux dispositifs instrumentaux ont notamment été déployés à cette fin : la mesure topographique par **scannérisation laser,** ou Lidar (section 2), et la **mesure de contraintes par surcarottage** (section 5). La première a permis l'élaboration d'un Modèle Numérique du Terrain, qui fournit des informations précises sur la géométrie du massif, le réseau de discontinuités et le volume des blocs rocheux. Néanmoins, c'est sur la seconde, l'essai de mesure de contraintes par surcarottage, que nous insisterons le plus. Cet essai est original, puisque l'état de contrainte est rarement mesuré dans les versants, mais aussi parce que le traitement fut singulier du fait du contexte (anisotropie du milieu, hétérogénéités) qui produit de nombreuses sources d'incertitudes. Le résultat de cette mesure est une caractérisation de la zone investiguée et la fourniture d'une donnée de calage pour les modélisations numériques et l'interprétation des données de l'auscultation thermomécanique.

Dans l'ensemble de ce chapitre, la convention habituellement utilisée en mécanique des roches sera appliquée, c'est-à-dire un **signe positif** pour les contraintes en **compression** et un **signe négatif** pour les contraintes en **traction.**

1 Présentation du site des Rochers de Valabres

1.1 Présentation générale et historique du site

Les « Rochers de Valabres » constituent la rive droite des Gorges de Valabres, dans la moyenne vallée de la Tinée (Alpes Maritimes, 06). Le site est situé en moyenne montagne, entre les communes de Saint Sauveur sur Tinée (altitude : 500 m) et Isola (altitude : 860 m). La Figure 11 présente le contexte géographique des Gorges de Valabres.

Le climat des Alpes Maritimes est très varié. Dans les zones de moyennes montagnes, le climat est montagnard mais est tempéré par la proximité de la mer méditerranée. L'ensoleillement est très important, on compte presque 300 jours de soleil par an. Le maximum en été est en moyenne de 32°C et le minimum atteint -7°C en hiver (moyenne des minimas et maximas des données METEO-FRANCE de la station Valdeblore de 2003 à 2006). Les petites gelées ne sont pas exclues en hiver. Les différences de température dues à une mer chaude en automne sont à l'origine de violents orages et de fortes précipitations, avec souvent à la clé crues et inondations. La hauteur des précipitations est d'environ 530 mm/an (moyenne des données METEO-France de la station St Sauveur/Tinée).

Comme dans toute vallée alpine, les facteurs d'instabilité sont donc nombreux. Les précipitations sont rares mais fortes et les variations thermiques sont élevées. A ces conditions climatiques, se rajoute une sismicité régionale importante. La vallée de la Tinée présente, en outre, une topographie marquée et, par endroits, un faible couvert végétal. Par conséquent, la vallée est le siège d'instabilités gravitaires variées, de la chute ponctuelle de blocs jusqu'aux mouvements de versants de grande ampleur. Certains mouvements, comme le glissement de la Clapière et l'éboulement du Pra, présentent des enjeux importants et font déjà l'objet de programmes de recherche et d'instrumentations opérationnelles (GIS-CURARE, 2005 et 2006).

Comparé à l'ensemble de la vallée de la Tinée, les Gorges de Valabres présentent 2 particularités :

- L'orientation : la vallée présente une orientation moyenne d'environ N160°E en amont comme en aval des Gorges de Valabres. Au niveau de celles-ci, elle adopte une orientation N45°E, du fait probablement de la présence d'un réseau de failles NE-SO, mais aussi de la présence d'un tributaire important en rive gauche (ruisseau de Mollières) ;
- L'encaissement : Les Gorges de Valabres sont particulièrement étroites, ce qui contraste avec l'ensemble de la vallée de la Tinée, élargie par l'importante érosion glaciaire quaternaire.

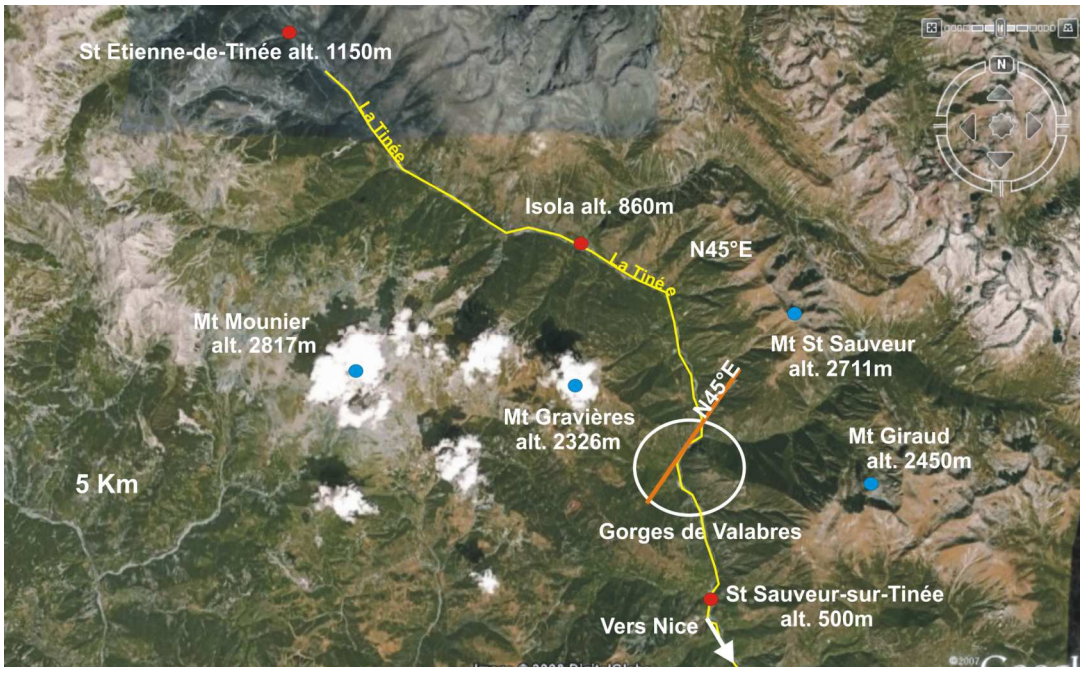


Figure 11 : Contexte géographique des Gorges de Valabres. Extrait de Google Earth™

La rive droite des Gorges de Valabres est un vaste front rocheux, d'une hauteur de 1000 m environ (de la vallée jusqu'à la première crête, cf. Fig. 12). La zone étudiée, dite les "Rochers de Valabres" est située en bas du flanc dans une zone déboisée de dimensions d'environ 200m*200m, affectée et fragilisée par des éboulements successifs (Fig. 13). Différentes dalles rocheuses se distinguent par les termes « Grande Dalle », « Dalle Supérieure » et « Dalle noire ». Le site est constitué de gneiss appartenant au socle Hercynien (Primaire supérieur, ~300 Ma). La zone instrumentée des Rochers de Valabres est également figurée sur la Figure 13.



Figure 12 : Localisation des Rochers de Valabres. Extrait de Google Earth™

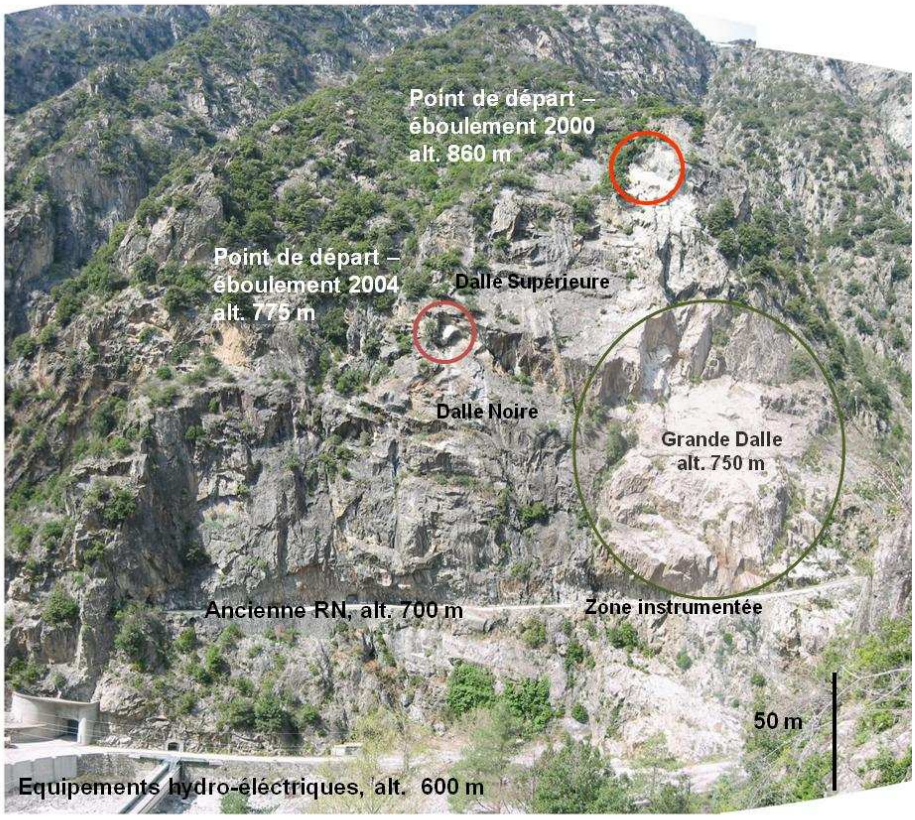


Figure 13 : Vue des Rochers de Valabres à partir du versant opposé. Cliché : V. Merrien-Soukatchoff

L'activité du site a récemment été marquée par deux événements notables :

- le 13 mai 2000, le décrochement d'un bloc a entraîné l'éboulement d'un volume important d'environ 2000 m^3. Cet effondrement a causé d'importants dégâts sur le viaduc de la RD 2205 et l'ancienne route nationale, nécessitant une interruption totale du trafic routier pendant plusieurs semaines (Fig. 14) ;
- le 29 octobre 2004, un second éboulement a mobilisé un volume de l'ordre de 40 m^3. Les dégâts ont essentiellement été constatés au niveau des équipements appartenant à EDF (Fig. 15).

En outre, les « Rochers de Valabres » ont vraisemblablement été affectés par des éboulements antérieurs, non datés, mais dont les conséquences, comme le « dièdre inversé » à la jonction entre la « Grande Dalle » et la « Dalle supérieure », sont encore visibles.

En 2002, le site des Rochers de Valabres a été choisi, parmi 26 sites recensés, comme site laboratoire. Les motivations qui ont guidé le choix du site sont nombreuses :

- le site est accessible facilement et en toute saison : Sa position en moyenne montagne (entre 600 et 1400 m d'altitude) le rend accessible même en période hivernale. La vallée de la Tinée peut être atteinte à partir de la ville de Nice. De plus, la présence d'une ancienne route nationale, en corniche et très étroite, désaffectée au profit de la route départementale garantit un accès permanent (Fig. 13) ;
- la présence d'une usine hydroélectrique EDF, situés en aval du site, et de son vaste réseau de galeries au sein du massif offre une vision tridimensionnelle tout en permettant un stockage du matériel ;
- les connexions aux réseaux électrique et téléphonique sont facilitées par la présence de l'usine EDF et du hameau à proximité.

D'un point de vue scientifique, le versant présente également de nombreux atouts :

- le versant est actif : des mouvements passés sont connus. De plus, la présence évidente de facteurs de prédisposition (système de fractures à pendage vers la vallée) ainsi que des sollicitations importantes (écarts thermiques, pluviométrie, sismicité régionale) laissent présager des mouvements futurs ;
- le site présente un caractère « rocheux » très affirmé : les blocs peu déformables sont séparés par des discontinuités très déformables ;
- la taille du versant est raisonnable. Il est possible de définir des zones d'étude de taille modérée avec des limites claires ;
- l'uniformité géologique et géomorphologique de la vallée de la Haute Tinée permet d'envisager des comparaisons entre le site et d'autres versants instables de la vallée.



Figure 14 : A gauche : Zone de départ et photographies de l'éboulement survenu en mai 2000. A droite : dégâts occasionnés sur le viaduc et article de la presse régionale. Clichés : CETE Nice.



Figure 15 : Eboulement survenu en octobre 2004. En haut : Etat de la paroi avant (à gauche) et après (à droite) l'éboulement. En bas : Eboulis à hauteur des équipements hydroélectriques.

1.2 Réflexion sur le volume investigué

Les travaux menés sur le site, et plus particulièrement l'instrumentation, se concentrent sur la **zone dite superficielle du site des Rochers de Valabres, c'est-à-dire à des profondeurs d'ordre métrique à décamétrique**. Outre les contraintes d'ordres techniques, cette limitation a plusieurs arguments :

- Les instabilités de mai 2000 et octobre 2004 ont débuté à partir du glissement d'un **unique bloc superficiel.** Ce glissement a ensuite entrainé dans sa chute un écroulement de masse. Les arêtes de ces blocs présentaient des dimensions comprises entre **5 et 10 mètres** de large. La déstabilisation initiale, ou rupture d'équilibre, est donc superficielle ;
- **L'impact des variations thermiques** naturelles est principalement superficiel. En considérant les propriétés thermiques du gneiss et les données climatiques régionales, les fluctuations quotidiennes ne sont plus perceptibles au-delà de **50 cm** (moins de 10% de l'amplitude de déformations de surface). Les fluctuations annuelles ont un impact à des profondeurs supérieures. En effet, il faut atteindre la profondeur de **10 m** pour percevoir moins de 10% de l'amplitude de déformations de surface ;
- Enfin, cette zone superficielle est le siège d'un **état de contraintes complexe et hétérogène** (Haimson, 1979 et Amadéi & Stephansson, 1997). Outre l'importance des variations thermiques, cet état de contraintes est également particulièrement sensible à la **topographie et à la fracturation**. Les Rochers de Valabres présentent un relief particulièrement « rugueux » (alternance de dalles en marche d'escalier) qui perturbent le champ de contraintes. Des modélisations numériques aux éléments finis (Merrien-Soukatchoff *et al.*, 2006) avaient révélé qu'à une certaine profondeur, égale au double de la rugosité topographique, les effets de la surface sur l'état de contrainte ne sont plus ressentis, c'est-à-dire que les isocontours des contraintes principales deviennent réguliers. Dans le cas des Rochers de Valabres, cette profondeur est égale à **20 m.**

L'ensemble de ces remarques a conduit à focaliser notre attention sur une investigation et une auscultation dans la tranche superficielle. C'est ainsi que les essais in situ ont été menés dans un forage de 18 mètres de long et que l'auscultation thermomécanique est basée sur des mesures réalisées de la surface à 50 cm de profondeur.

1.3 Bilan des travaux antérieurs

Le site des Rochers de Valabres est investigué depuis 2002. Dans un premier temps, le LAEGO, l'INERIS et Géosciences Nice et Géosciences Besançon ont entrepris les travaux suivants :

- La thèse de Y. Gunzburger, réalisée au LAEGO et à l'INERIS, s'est attachée à étudier le facteur de prédisposition géométrique et le rôle des variations thermiques (Gunzburger, 2004 et 2005). C'est ainsi que des calculs numériques à l'équilibre limite et aux éléments discrets ont montré le rôle de la géométrie du réseau de fractures comme facteur de prédisposition. Les fluctuations thermiques ont été abordées par calculs analytiques et par modélisations thermomécaniques. L'impact de ces variations a également été évalué au moyen de campagnes de mesures tachéométriques, menées au cours de l'été 2003, puis de l'hiver 2004.
- L'INERIS s'est impliqué dans le déploiement d'un réseau d'écoute microsismique, composé de cinq stations. Celui-ci fut opérationnel de 2003 à 2007. L'analyse de ses enregistrements a permis :
    - de prendre connaissance de l'activité microsismique « régulière » du massif. La connaissance de cette activité doit permettre d'apprendre à détecter une éventuelle évolution anormale ou pathologique, précurseur d'une instabilité (Merrien-Soukatchoff *et al.*, 2005) ;
    - d'émettre des hypothèses sur les liens entre l'occurrence des signaux microsismiques et les sollicitations climatiques et sismiques. Les techniques d'analyse de données ont alors été appliquées (Clément *et al.,* 2006a) ;
    - de localiser les foyers sismiques d'une sélection d'événements et de les corréler avec le réseau de discontinuités (Clément *et al.,* 2006b) ;
    - de mettre en évidence les limites de cette auscultation, comme le faible rayon d'action des sondes, dû à une forte atténuation du milieu (expliquée par le réseau dense de discontinuités) et la difficulté de qualifier et classer les événements.

- Le laboratoire Géosciences Azur a implanté un réseau d'auscultation inclinométrique (Guglielmi, 2005) qui fournit les directions et les ordres de grandeur des rotations des différentes dalles ;
- Le laboratoire Géosciences Besançon a entrepris le suivi de la chimie de l'eau et du débit des infiltrations et des sources, dans le but d'estimer les propriétés hydrauliques du versant et d'établir des liens entre hydrogéologie et mouvements gravitaires (Binet 2006).

1.4 Travaux en cours : le programme STABROCK

La présente thèse s'intègre en partie au sein d'un plus vaste projet : le programme national STABROCK, débuté en 2006, et qui porte sur l'étude de l'impact des changements climatiques sur la stabilité des fronts rocheux par une combinaison entre observation, expérimentation et modélisation (Senfaute *et al.,* 2007). L'objectif est d'aboutir à une meilleure compréhension des mécanismes thermiques et hydrologiques à l'origine des mouvements de versants rocheux. Le but opérationnel est ainsi d'acquérir les enseignements nécessaires pour la définition et la mise au point de systèmes de surveillance du risque d'éboulement qui seront utiles aux services chargés de la gestion du risque. A cette fin, les Rochers de Valabres ont été choisis comme site pilote. Le programme, financé par le Ministère de l'Equipement dans le cadre du Réseau Génie-Civil et Urbain, fédère les compétences de l'INERIS, du LAEGO, des laboratoires Géosciences Azur et Géosciences Besançon, du laboratoire 3S (Sol, Solides, Structures) de Grenoble, des Laboratoires Central et Régional des Ponts-et-Chaussées et de la société Sites. Dans le cadre de ce programme, l'INERIS et le LAEGO interviennent dans les thématiques relatives à l'instrumentation et à la modélisation. Les expérimentations menées lors du projet, et positionnées sur la Figure 16, sont les suivantes :

- L'auscultation microsismique, par la poursuite de l'analyse de ces données ;
- L'auscultation thermomécanique ;
- La mesure de contraintes par surcarottage ;
- La mesure diagraphique et tomographique en forage ;
- La mesure topographique par scannérisation laser.

L'auscultation thermomécanique, la mesure de contrainte et la mesure topographique s'intègrent dans cette thèse et seront donc détaillées par la suite.

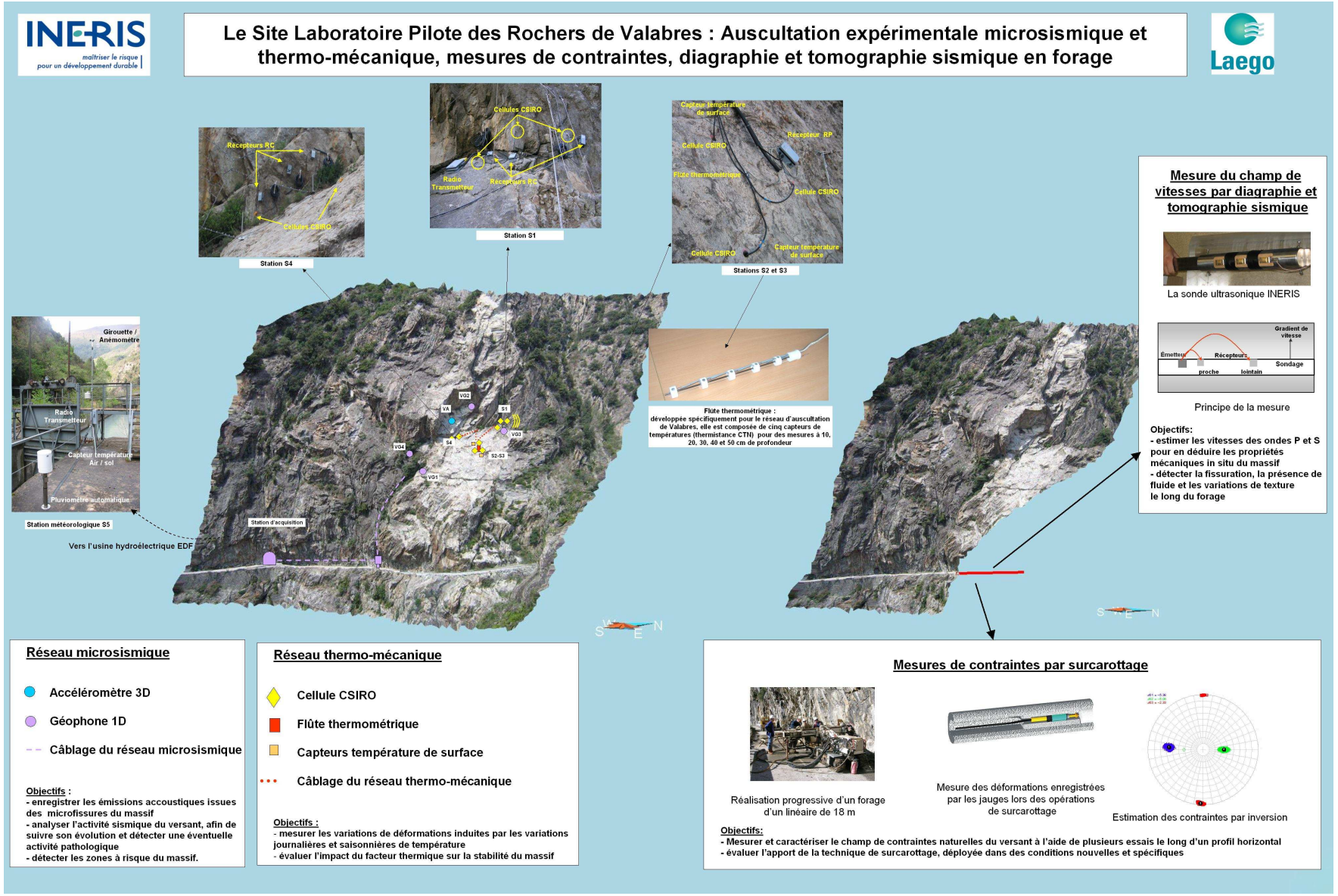


Figure 16 : Localisation et objectifs des dispositifs d'auscultation et de caractérisation déployés sur le site des Rochers de Valabres.

2 Topographie et géométrie du réseau de fractures : apport d'un Modèle Numérique de Terrain

La première étape de caractérisation du site fut sa représentation spatiale par élaboration d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Le modèle virtuel est un outil indispensable pour les travaux ultérieurs. Il permet l'extraction de cartes topographiques, de coupes 2D et de nuages de points 3D nécessaires à l'élaboration de modèles numériques. Dans notre cas, le modèle virtuel fut également le support pour cartographier les réseaux de fractures, et calculer les volumes des compartiments rocheux. Le MNT est issu d'un relevé topographique par scannérisation laser.

2.1 Principe et réalisation d'une scannérisation laser

La scannérisation laser est une technologie nouvelle, apparue au début des années 90. Egalement nommée LiDAR (Light Detection And Ranging), il s'agit d'un scanner laser haute résolution, dont le fonctionnement est basé sur le balayage de la surface par un faisceau laser. L'enregistrement de la réflexion du faisceau sur la surface permet de déterminer la position dans l'espace 3D d'un très grand nombre de points qui constituent le MNT (Modèle Numérique de Terrain) ou DEM (Digital Elevation Model). L'erreur de positionnement est inférieure à 1 cm.

Pour une meilleure résolution, le relevé nécessite l'implantation de cibles réfléchissantes, des conditions climatiques favorables et une surface déboisée.

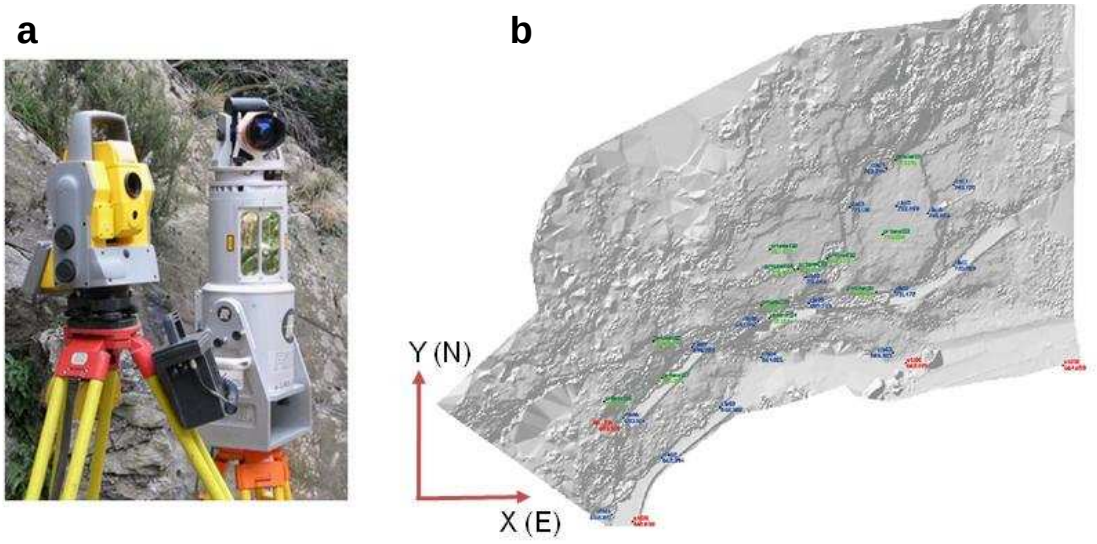


Figure 17 : a : Tachéomètre (à gauche) et dispositif RIEGL (à droite) utilisés pour le scan laser. b : semis de points vus en plan et position des réflecteurs (points verts et bleus) et des références (points rouges). Images ATM3D.

Deux relevés topographiques par scannérisation laser ont été réalisés sur le site, par la société ATM3D, en juillet 2003 puis décembre 2006. Le repère utilisé pour la projection comporte l'axe des X et des Y dans le plan horizontal, vers l'Est et le Nord respectivement. L'axe des Z est vertical.

Les caractéristiques du semis de points obtenu lors du dernier relevé sont les suivantes :

- les points forment un volume d'environ 200 m (longueur : axe des X) sur 200 m (largeur : axe des Y) et 150 m (hauteur : axe des Z) ;
- les points ont été échantillonnés avec une densité de 1 point tous les 20 cm environ ;
- les positions de 720 000 points ont été mesurées.

2.2 Elaboration du Modèle Numérique de Terrain

Le semis de points a été exporté vers le géomodeleur gOcad®, commercialisé par la société Paradigm. Afin d'aboutir à un Modèle Numérique de Terrain, divers traitements, réalisés dans le cadre de la thèse, ont été nécessaires.

La première opération consista en un filtrage. En effet, le nuage de points est particulièrement précis au niveau des affleurements rocheux, au contraire des zones où la couverture végétale est présente. Il a donc été nécessaire de filtrer les zones arborées ainsi que les points correspondants à la réflexion des infrastructures (lignes électriques, barrières et filets de protection).

Une surface maillée 3D, couvrant l'ensemble du versant, a été élaborée par triangulation des nuages de points filtrés (Fig.18). Cette surface a ensuite été calée et intégrée dans un MNT régional, à l'échelle de la vallée, acquis à l'IGN (Fig. 19). Sur la surface maillée, une photographie rectifiée a été « drapée » (Fig. 20).

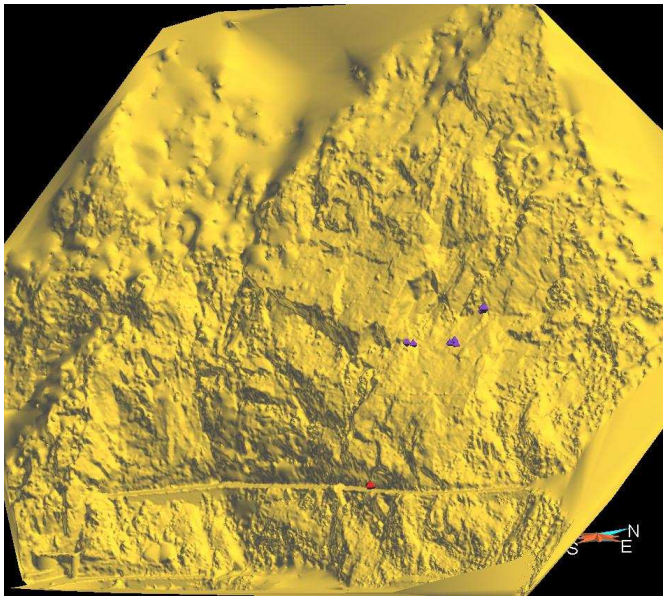


Figure 18 : Surface maillée 3D (en violet : position des stations de mesures thermomécaniques ; en rouge : position du forage de mesure des contraintes)

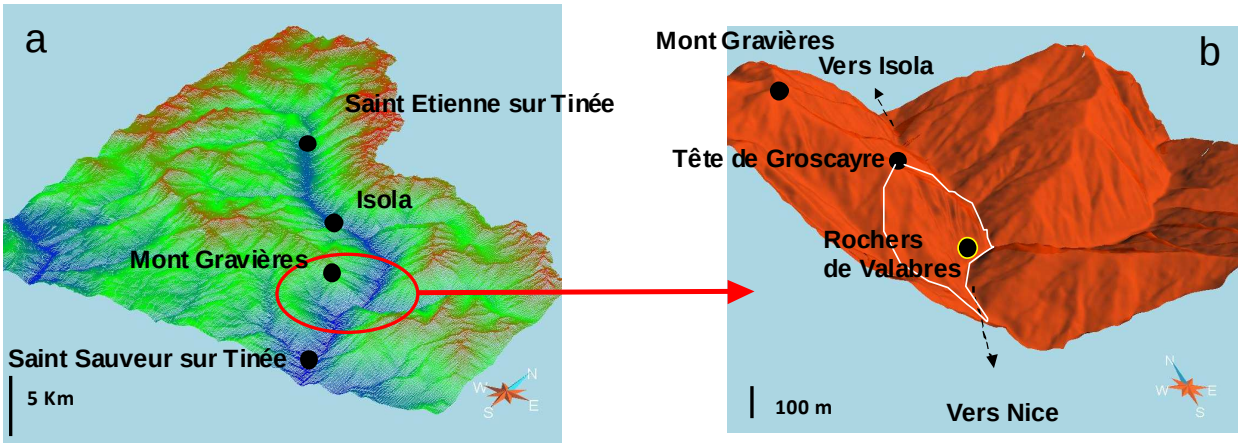


Figure 19 : Intégration du MNT à l'échelle de la vallée de la Tinée (a) et zoom sur les Gorges de Valabres (b)

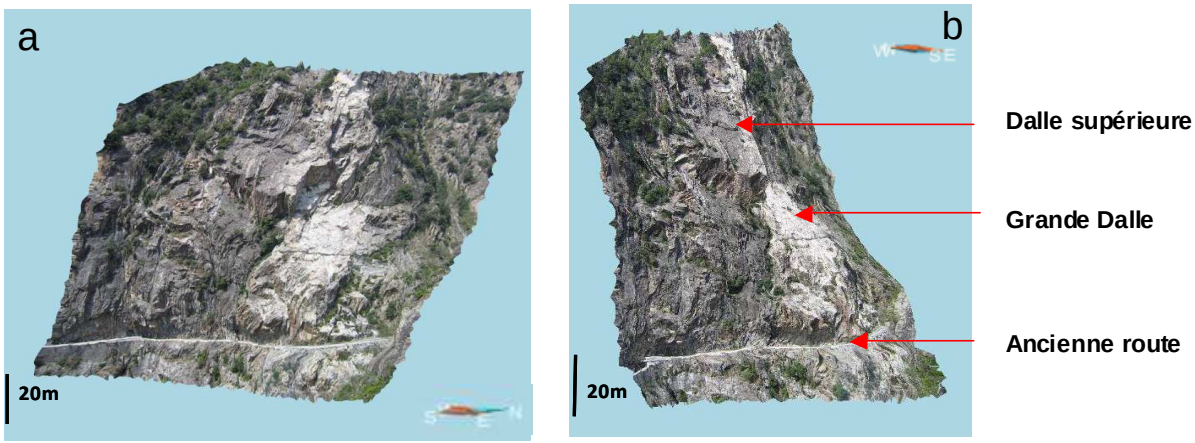


Figure 20 : Drapage d'une photographie sur la surface du MNT.
Vue vers l'aval et le SW (a) et vue vers l'amont et le NE (b)

Le MNT à l'échelle de la vallée permet de visualiser en trois dimensions la position singulière du site dans la vallée. Les caractéristiques géométriques des gorges peuvent être quantifiées. Outre l'orientation particulière de celles-ci (N45°E), nous noterons aussi leur resserrement : 50 m en moyenne en fond de vallée contre 100-150 m entre Isola et St Etienne de Tinée.

La forme particulière du flanc NO peut être également à appréciée. En considérant le volume, de dimensions 1500m*1500m*1000m, limité par un trait blanc sur la Fig. 19, qui intègre la tête de Groscayre jusqu'au fond des gorges, la forme est résolument concave. A l'inverse, à l'aplomb de la grande dalle, au niveau de la zone instrumentée (Fig. 13 et 20), la forme est plutôt convexe.

Réseau de discontinuités

Sur le MNT obtenu par relevé scannérisation laser, la morphologie du versant apparait très nettement. Nous conservé dans ce mémoire la typologie utilisée lors de l'étude de fracturation menée par Gunzburger (2004). L'étude avait alors mis en évidence 8 familles de fractures, regroupées en 3 groupes, détaillées sur la Figure 21. Les 3 groupes se caractérisent comme suit :

- les familles F4 et F5 correspondent à des discontinuités d'azimut approximativement parallèles à la direction des gorges (N45°E) et à pendage vers la vallée ;
- les familles F1, F2 et F3 sont des discontinuités sub-verticales dont l'azimut est très variable (de N30°E à N150°E environ) ;
- les familles F6, F7 et F8 correspondent à des discontinuités d'azimut approximativement parallèles à la direction des gorges (N45°E) et à pendage vers l'intérieur du massif.

Le réseau de discontinuités conduit à un découpage du site en blocs ou dièdres. Ce réseau joue un rôle de facteur de prédisposition aux éboulements. Des calculs à l'équilibre limite, menés sous RESOBLOK (Gunzburger 2004), avaient confirmé l'hypothèse que des blocs soient potentiellement instables (c'est-à-dire géométriquement déplaçables). Le mécanisme principal impliqué est le glissement plan, sur les discontinuités F4 et F5, comme ce fut le cas pour les éboulements de 2000 et 2004.

Les différentes discontinuités évoquées sont visibles sur le MNT où elles forment des « facettes topographiques» (cf. Figure 22). Celles-ci ont été prolongées en profondeur dans le modèle, selon leur direction moyenne, ce qui permet de visualiser le réseau de fractures dans l'espace tridimensionnel (cf. Figure 23). Le prolongement n'est toutefois envisageable que sur quelques dizaines de mètres, la structure tridimensionnelle du réseau n'étant pas connue de manière déterministe.

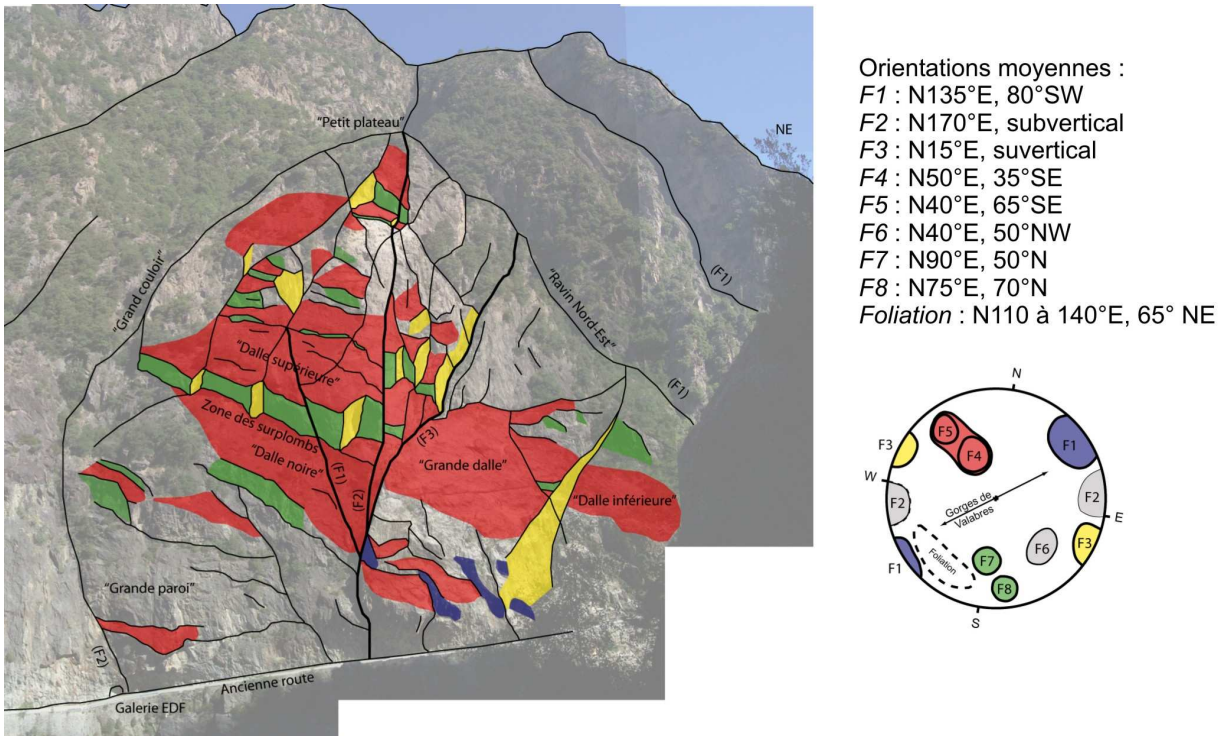


Figure 21 : A gauche : localisation des familles de discontinuités sur une photographie.
A droite : caractéristiques et projection stéréographique, d'après Gunzburger (2004)

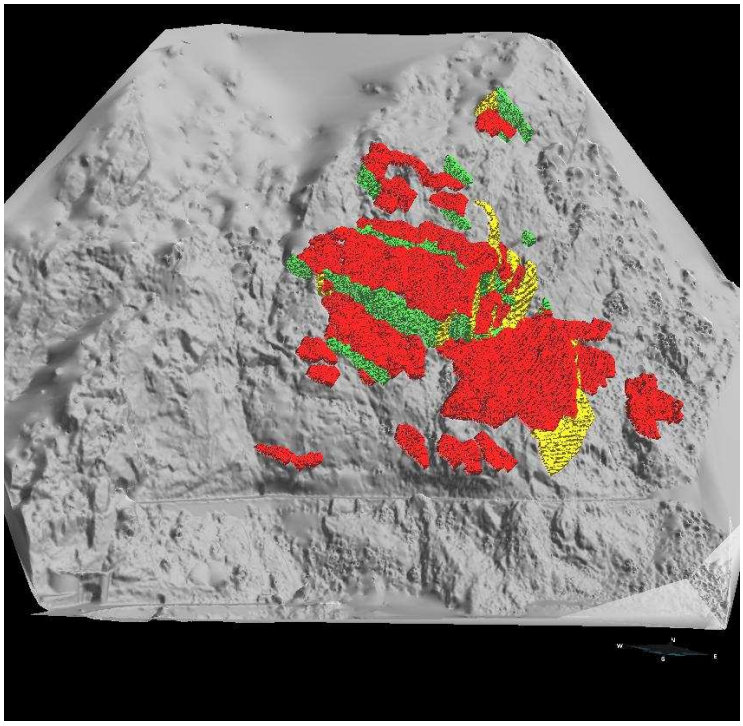


Figure 22 : localisation d'une sélection de discontinuités sur le MNT.
Le code couleur est identique à celui de la Figure 21

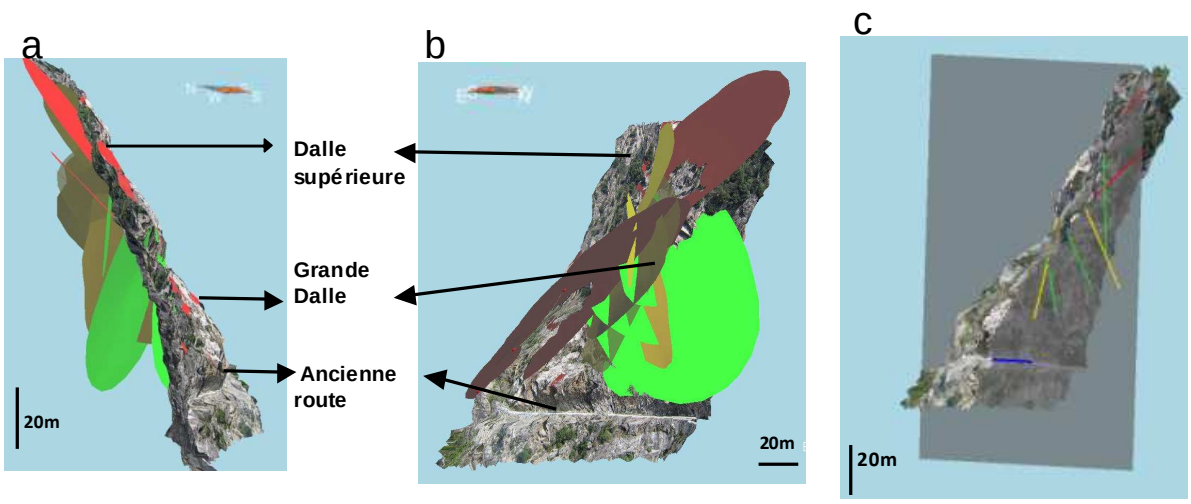


Figure 23 : Prolongement du réseau de fractures en profondeur. Vue de côté, en direction du NE (a), vue de derrière en direction du SW (b) et: intersection du réseau dans un plan 2D (c).

.

Volume des blocs rocheux effondrés

Les deux blocs rocheux, dont le glissement initial a provoqué les effondrements de 2000 et 2004, peuvent être cartographiés et leur volume estimé.

L'effondrement de mai 2000 est antérieur aux relevés de 2003 et 2006. Néanmoins, le dièdre inversé, mis à nu après l'éboulement reste source d'informations. Celui-ci est représenté sur la Figure 24, par une projection de la surface maillée dans le plan horizontal (X, Y) et par le tracé d'isohypses. De forme trapézoïdale, sa largeur est de 17 m, sa profondeur de 7 m et sa hauteur de 12 m. Le volume du bloc (c'est-à-dire du négatif du dièdre) est ainsi estimé à 1100 m^3.

Les dimensions du bloc rocheux impliqué dans l'effondrement d'octobre 2004 peuvent être estimées par observations des différentiels entre le relevé laser de 2003 et de 2004. Parce que le dièdre inversé est en surplomb, celui-ci est représenté par une projection dans le plan vertical (X, Z) sur la Figure 25. Les isohypses sont tracées selon l'axe des Y. Elles fournissent donc une indication de la profondeur. Le bloc présente également une forme en trapèze. Sa hauteur est d'environ 5 m, sa profondeur 2 m et sa largeur varie entre 2 et 5 m. Le volume estimé est égal à 40 m^3.

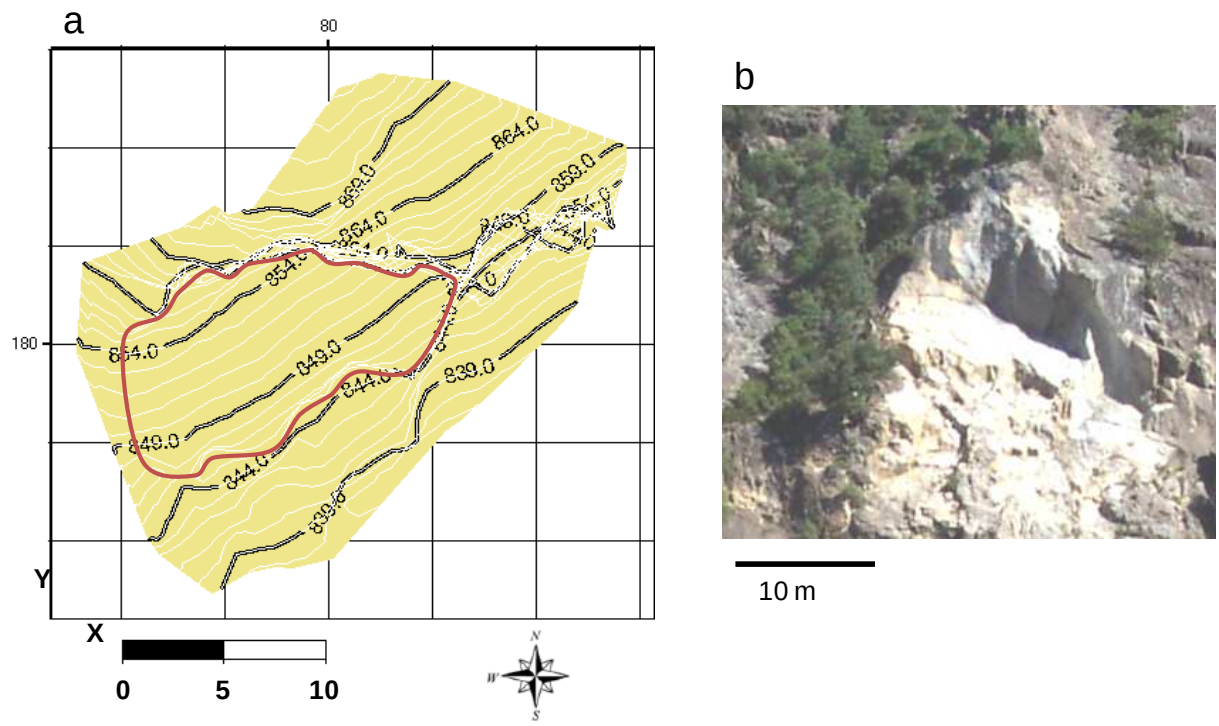


Figure 24 : Projection dans le plan (X,Y) du dièdre inversé, correspondant au glissement du bloc rocheux impliqué dans l'éboulement de 2000 (a) et Photographie de la zone (b).

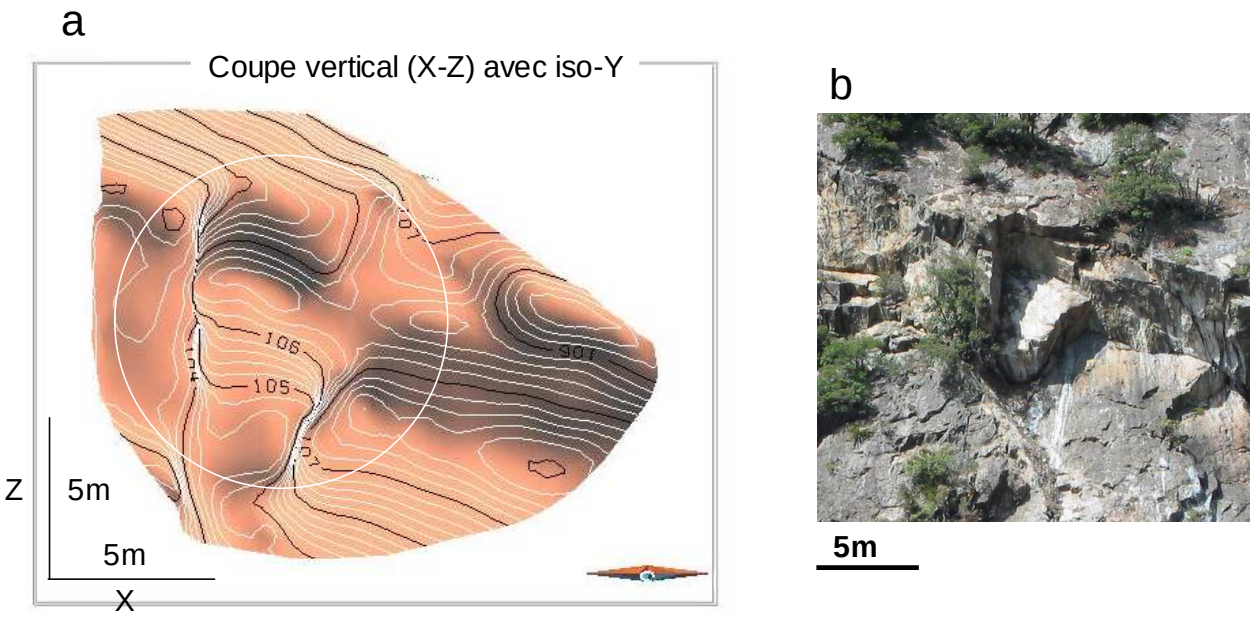


Figure 25 : Projection dans le plan (X,Z) du dièdre inversé, correspondant au glissement de 2004 (a) et Photographie de la zone (b).

3 Propriétés pétrographiques et minéralogiques du gneiss de Valabres

Les essais de mesure par surcarottage, que nous détaillerons dans la section 5, ont été menés le long d'un forage d'une longueur de 18 m environ, réalisé depuis l'ancienne route (Dünner *et al.,* 2006, 2007, Clément *et al*., 2008). Six points de mesures ont été réalisés le long du forage, depuis la surface vers le cœur du versant, à des distances de la surface libre égales respectivement à 2,45 ; 4,35 ; 6,35 ; 10,25 ; 15,75 et 18,35 m. Ces essais ont permis l'extraction de plus de 18 m de carottes, qui ont été observées afin d'en dégager les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques. Bien que ces observations restent ponctuelles, elles sont néanmoins une source d'informations importante sur le gneiss qui constitue les Rochers de Valabres. Le résultat de ces analyses complète nos connaissances sur le massif rocheux de Valabres et représente également une information importante pour l'interprétation des mesures de contraintes.

3.1 Propriétés pétrographiques : élaboration et description du log du forage

L'examen pétrographique des 18 mètres de carottes forés lors de l'essai de surcarottage, a permis de caractériser globalement le gneiss de Valabres, mais aussi de relever **les variations de texture et la fracturation à l'échelle du forage**. En effet, cette description sera utile à l'analyse et l'interprétation des mesures de contraintes puisque la foliation est une donnée d'entrée pour le calcul des contraintes et que l'état de fracturation et d'altération a un impact sur cet état.

L'alignement des carottes du forage, ainsi que l'ensemble de leur description sont présentés dans l'Annexe A. Un exemple, décrivant la zone entre 9,5 et 14 m est présenté sur la Figure 26. Les zones du forage dans lesquelles la mesure de contraintes a été réalisée ont pu être orientées grâce à la mesure inclinométrique réalisée lors des essais. Une partie des carottes intermédiaires a pu être orientée à partir de ces mêmes carottes lorsqu'une cohérence de la foliation ou un emboîtement des fractures étaient visibles. Toutefois, l'irrégularité de la foliation (plissement, variation du pendage, zones migmatitiques), ainsi que la présence de zones fortement fracturées, n'ont permis d'orienter, avec certitude, qu'environ 10 m linéaires de carottes. Pour les longueurs non orientées, les relevés de fractures/foliation sont donc des suppositions, et apparaissent en pointillés dans la description du log.

Examen général

Le gneiss est une roche, composée d'une alternance de lits clairs, composés de quartz et feldspaths et de lits sombres, plus ou moins continus, riches en micas, chlorites, amphibolites et pyroxènes (Lameyre, 1986). Il s'agit d'une roche métamorphique, formée dans des conditions de haute pression et température, conduisant au développement de la foliation. Le gneiss qui constitue les Rochers de Valabres appartient au socle hercynien de l'Argentera-Mercantour (Primaire supérieur, ~300 Ma). Il s'agit de paragneiss migmatitiques, connus localement sous le nom de « série d'Anelle » (notice de carte géologique BRGM n°920).

Le gneiss de Valabres présente une foliation très marquée. A l'échelle régionale, cette foliation présente une orientation générale comprise entre 110°-140°NE et un pendage de 65°N. Néanmoins, à l'échelle du forage, les **feuillets sont ondulés et souvent discontinus**. Par conséquent, il est délicat de déterminer avec précision l'orientation propre à chaque zone de mesure. Cette caractéristique aura des conséquences sur le calcul de l'état de contraintes.

En outre, l'examen général des carottes révèle un gneiss très migmatitique, c'est-à-dire ayant subi un fort taux de fusion partielle. La roche a subi, après sa formation, des conditions de très hautes températures. Cette fusion a aboutit à la déstructuration de la foliation, citée ci-dessus. Les feuillets minéralogiques sont ainsi interrompus par la présence de grandes lentilles quartzo-feldspathiques.

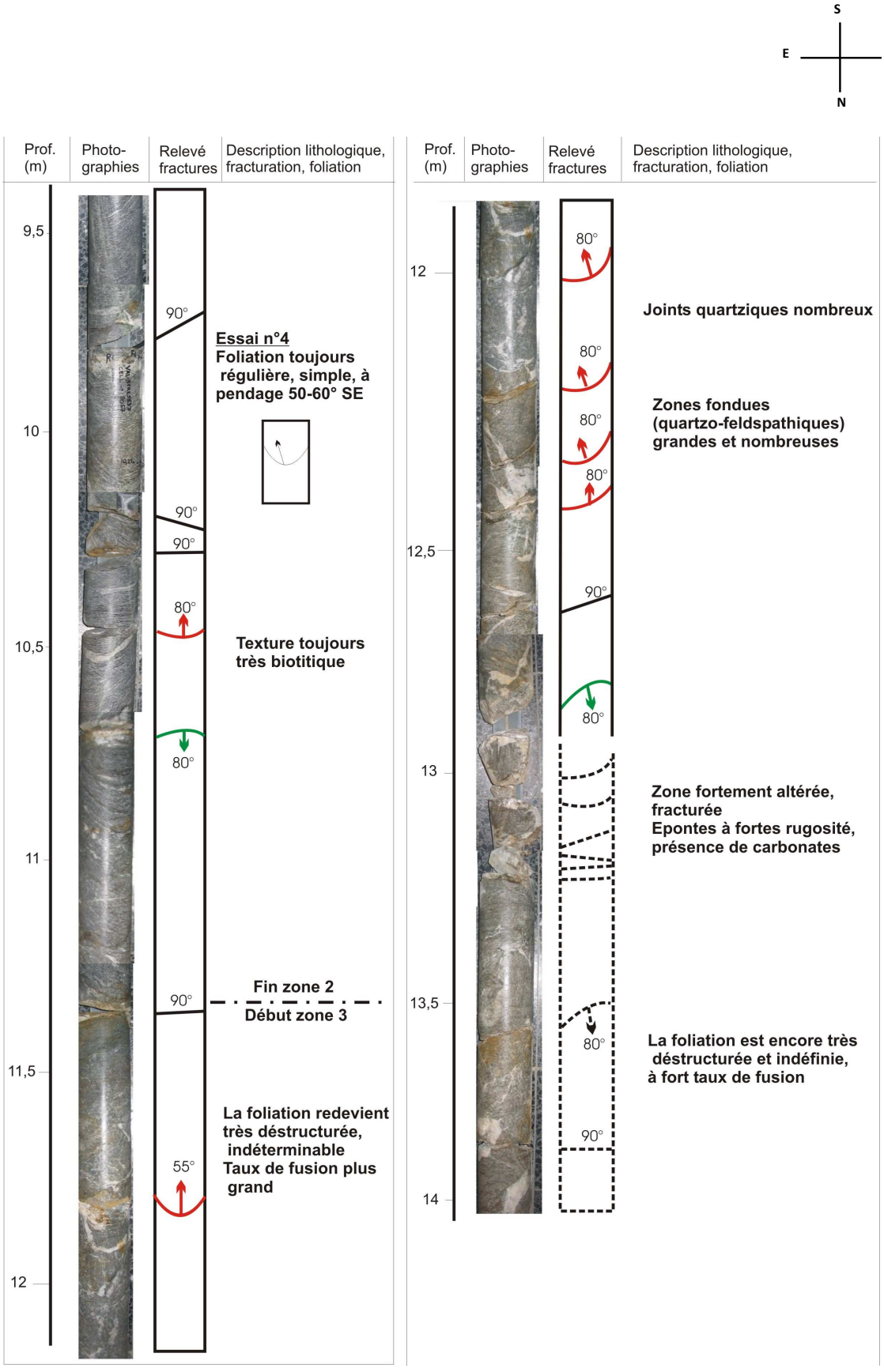


Figure 26 : Description et photographies du log du forage entre 9,5 et 14 m

Relevé de fracturation

Les fractures naturelles du forage (en opposition avec les fractures artificielles, générées par le forage) présentent des épontes rugueuses, altérées, oxydées avec présence de calcite.

Sur les longueurs orientées, les fractures relevées présentent, pour la plupart, une direction perpendiculaire au forage, entre N70° et N110° environ (le forage est orienté vers le Nord). Le pendage varie entre 50° et 80°. Ce réseau de fractures est en adéquation avec les familles déterminées préalablement (section 2.2). On distingue ainsi :

- des fractures à pendage vers l'intérieur du massif (pendage NO), de direction N60-70°, pouvant appartenir aux familles F7-F8. Ces fractures sont représentées en vert (Fig. 26) ;
- des fractures à pendage vers la vallée (pendage SE), de direction N40-50°, susceptibles d'appartenir aux familles F4-F5. Ces fractures sont représentées en rouge.

Variations de texture

L'examen du log dans son intégralité a mis en évidence des zones de textures différentes. Il est ainsi possible de proposer un découpage du forage comme suit :

- **zone 1, entre 1 m et 8,5 m** : **zone à foliation plissée**, interrompue par des lentilles fondues (migmatisées) et des joints quartziques ;
- **zone 2, entre 8,5 m et 11,5 m : zone biotitique**, à foliation régulière et fine, de pendage moyen orienté SE. Dans cette zone, la modification de la minéralogie est frappante : le gneiss présente un plus fort taux de biotite (mica noir). Sa foliation est moins déstructurée, plus régulière. Cette zone est parcourue de veines chloritiques ;
- **zone 3, entre 11,5 m et 15,5 m** : **zone altérée**. Cette zone présente une grande densité de fractures ouvertes, calcifiées à épontes rugueuses. La foliation est imperceptible car le taux de fusion est très important dans cette zone ;
- **zone 4, entre 15,5 m et 16,5 m** : **zone brèchique**. Sur une courte longueur, le forage traverse une zone brèchique (ou cataclastique), où des clastes de gneiss sont liés dans une matrice chloritique ;
- **zone 5, entre 16,5 m et 18,5 m** : **zone à foliation plissée**. Cette zone est similaire à la zone 1.

La Figure 27 illustre ce découpage et localise également les 6 essais de mesure de contraintes menés à des profondeurs égales à 2,45, 4,35, 6,35, 10,25, 15,75 et 18,35 m.

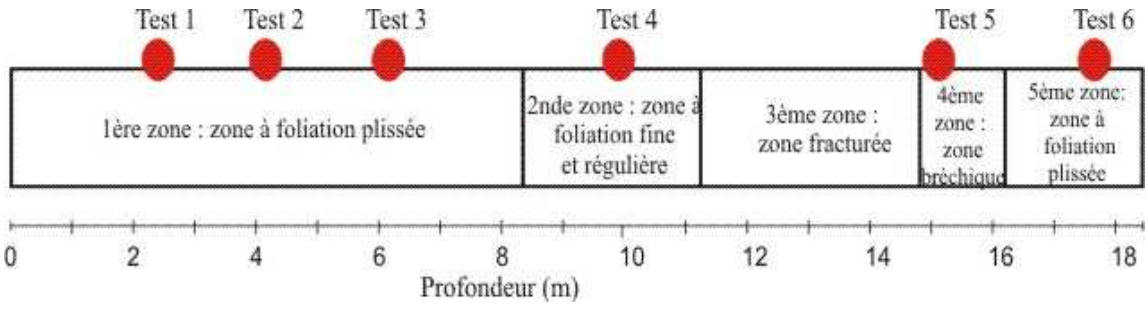


Figure 27 : Découpage du forage en cinq zones de textures différentes

3.2 Propriétés minéralogiques : Analyse de lames minces

L'analyse des propriétés pétrographiques de la matrice rocheuse du gneiss de Valabres a également été menée par une analyse au microscope polarisant de lames minces. Six lames minces, extraites à proximité des zones où les 6 essais de surcarottage ont été menés, ont été taillées et observées. Les détails de l'observation de chaque lame figurent dans l'Annexe B. Le microscope polarisant (ou microscope polariseur analyseur) permet l'observation et l'identification des minéraux présents, l'analyse de leurs caractéristiques (disposition, degré d'altération, etc.) et de leur arrangement selon des plans.

L'observation générale des lames confirme le caractère fortement folié et migmatitisé du gneiss de Valabres. Sa composition minéralogique est une alternance de lits sombres (mica de type muscovite - chlorite) et clairs (quartz-feldspath plagioclase), détaillée sur la Figure 28.

Les caractéristiques des minéraux observés dans l'ensemble des lames (excepté la lame n°5 taillée dans la zone 4 brèchique) présentent les caractéristiques suivantes :

- les minéraux de quartz sont **fortement altérés et fracturés** (leur extinction en Lumière Polarisée Analysée n'est pas uniforme mais ondulante, ce qui est caractéristique des roches déformées). Des minéraux de calcite sont insérés dans les fractures de quartz ;
- les feldspaths plagioclases présentent aussi de **nombreuses marques d'altération** : le clivage, habituellement très visible dans les plagioclases, est ici « brouillé ». Les plagioclases observés dans les lames de Valabres tendent à se « séricitiser », c'est-à-dire à s'altérer en micas, sous l'action de l'eau ;
- une forte proportion de chlorite est présente dans les lits sombres, généralement composés de micas. En effet, la chlorite est issue de l'altération du mica noir (ou biotite) ;
- **des inclusions fluides** sont visibles, en proportions différentes, dans chacune des six lames observées.

L'examen des lames révèle donc une structure foliée, issue du métamorphisme et met en évidence **un matériau altéré et fracturé au niveau minéralogique.** L'altération des minéraux est une altération chimique (séricitisation des plagioclases), due à une importante circulation d'eau. La fracturation est la conséquence de la déformation mécanique de la roche. L'altération chimique et la microfracturation sont postérieures à la migmatisation, elle-même postérieure à la foliation, issue d'un métamorphisme ancien.

Le bilan des analyses pétrographique et minéralogique est comparable. En effet, les deux méthodes mettent en évidence des variations texturales similaires, permettant le découpage en cinq zones (Fig. 27).

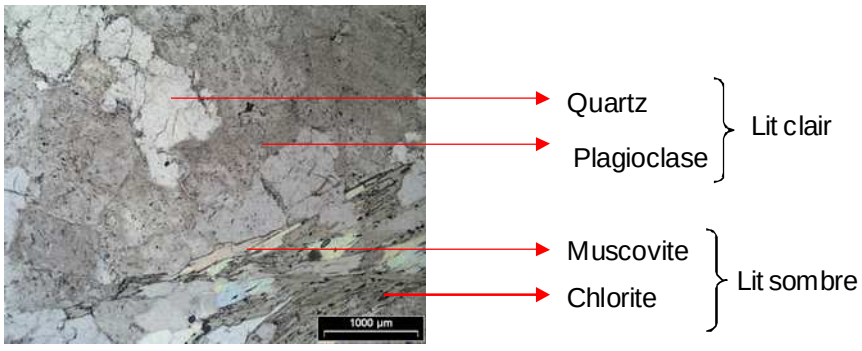


Figure 28 : Extrait de la lame n°1 (essai n°1, pro fondeur 2m45) en LPnA (Lumière Polarisée non Analysée)

4 Propriétés mécaniques du gneiss de Valabres

Du fait de sa foliation minéralogique, le gneiss de Valabres est anisotrope. Son comportement est abordé à l'aide de la **théorie de l'élasticité transversalement isotrope.** Les principaux points de ce modèle seront détaillés dans la section 4.1. Les paramètres mécaniques transverses isotropes du gneiss de Valabres ont été obtenus par des essais biaxiaux et uniaxiaux en laboratoire (section 4.2). Les résultats mettent en évidence une dispersion de ces paramètres ainsi qu'un effet d'échelle notable. Les paramètres obtenus seront utiles pour la suite de l'étude car ils sont nécessaires pour le calcul des contraintes, les modélisations numériques et l'interprétation des résultats de l'auscultation. Les choix relatifs à ces paramètres seront détaillés dans la section 4.3.

4.1 Rappels sur le modèle isotrope transverse

Dans le cas d'une roche anisotrope et en l'absence de linéation, le comportement élastique linéaire est décrit par le modèle de l'élasticité transverse isotrope (Amadéi, 1996). Ce modèle implique que les propriétés soient isotropes dans le plan de la foliation. Dans le repère (O, X, Y, Z) avec (O,Y,Z) confondu dans le plan isotrope (cf. Figure 29), la loi de Hooke généralisée s'exprime par :

$$[\varepsilon]_{(X,Y,Z)} = [M] \,.\, [\sigma]_{(X,Y,Z)} \qquad \text{[Eq_1]}$$

$$\begin{pmatrix} \varepsilon xx \\ \varepsilon yy \\ \varepsilon zz \\ \varepsilon yz \\ \varepsilon zx \\ \varepsilon xy \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1/E_1 & -\nu_{21}/E_2 & -\nu_{21}/E_2 & 0 & 0 & 0 \\ -\nu_{12}/E_1 & 1/E_2 & -\nu_{23}/E_2 & 0 & 0 & 0 \\ -\nu_{12}/E_1 & -\nu_{23}/E_2 & 1/E_2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1/G_{23} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1/G_{12} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1/G_{12} \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} \sigma xx \\ \sigma yy \\ \sigma zz \\ \sigma yz \\ \sigma zx \\ \sigma xy \end{pmatrix} \qquad \text{[Eq_2]}$$

E_1 et E_2 sont les modules de Young pour des contraintes appliquées perpendiculairement et parallèlement au plan de foliation. ν_{12}, ν_{21} et ν_{23} sont les coefficients de Poisson et G_{12} et G_{23} les modules de cisaillement.

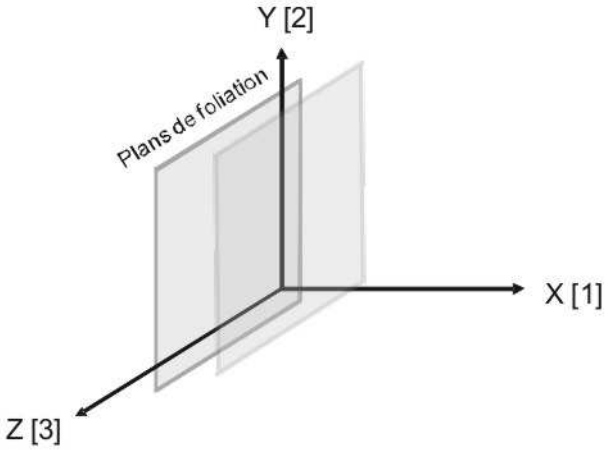


Figure 29 : Repère (O, X, Y, Z) orienté selon la foliation avec (O,Y,Z) confondu dans le plan isotrope. L'axe des X correspond à l'indice 1 utilisé pour référencer les paramètres mécaniques. Les axes des Y et des Z correspondent respectivement aux indices 2 et 3.

Pour caractériser le matériau, c'est-à-dire pour connaître le contenu de la matrice [M], sept modules sont donc nécessaires (E_1, E_2, ν_{12}, ν_{21}, ν_{23}, G_{12} et G_{23}). Néanmoins, uniquement cinq sont indépendants (E_1, E_2, ν_{12}, ν_{23}, et G_{12}) du fait des expressions suivantes :

$$\frac{\upsilon_{12}}{E_1} = \frac{\upsilon_{21}}{E_2} \qquad \text{[Eq_3]}$$

et $$G_{23} = \frac{E_2}{2(1+\upsilon_{23})} \qquad \text{[Eq_4]}$$

La mesure de ces cinq coefficients nécessite pour leur détermination la réalisation d'essais dans trois directions : parallèle, perpendiculaire et diagonale au plan isotrope (ou plan de foliation). Ces propriétés mécaniques peuvent être acquises en laboratoire par des méthodes dites statiques (traction ou compression uniaxiale, biaxiale, triaxiale, multiaxiale ou diamétrale) ou dynamiques (essais ultrasoniques). Dans le cas de notre étude, les paramètres ont été obtenus par essais en compression uniaxiale et biaxiale.

4.2 Résultats des essais biaxiaux et uniaxiaux

Depuis 2002, suite à la sélection des Rochers de Valabres comme site laboratoire, des essais en laboratoire (essais en compression uniaxiale et acoustiques) ainsi que des relevés et mesures in situ (mesures au scléromètre, au SCARABEE, calcul du RMR) ont été menés afin d'appréhender les propriétés mécaniques du massif. Ces essais ont révélé un comportement élastique linéaire avant rupture, une rupture de type fragile, une grande résistance et une anisotropie marquée. L'ensemble des résultats obtenus est donné dans l'Annexe C.

Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes concentrés sur la définition des paramètres mécaniques des **carottes du forage** extraites lors de l'essai de surcarottage. Deux zones ont été caractérisées par **essais en compression uniaxiale et biaxiale** : il s'agit des carottes extraites lors de **l'essai 1 (à 2,45 m)** et de **l'essai 5 (à 15,75 m).** Ces carottes contiennent en leur centre une cellule de mesures de déformations de type CSIRO Hi 12 dont les mesures seront utilisées lors de l'interprétation des essais biaxiaux. Préalablement à la description des essais biaxiaux et uniaxiaux, nous détaillons les caractéristiques de ce dispositif de mesure.

La cellule de mesure de déformations CSIRO Hi 12

La cellule CSIRO est une cellule de mesure de déformations qui est utilisée lors des essais biaxiaux et lors des mesures de contraintes par surcarottage (section 5). Elle constitue également la base de l'auscultation thermomécanique détaillée dans le Chapitre 3. Une illustration de la cellule est présentée sur la Figure 30. La connaissance de ses caractéristiques propres est indispensable à la compréhension de la suite de l'étude.

La cellule CSIRO Hi 12, décrite par Worotnicki (1993), comprend 12 jauges d'extensométrie, d'une longueur de 10 mm, regroupées sous forme de trois rosettes (désignées A, B, et C sur la Figure 31), et incorporées dans la paroi d'un corps cylindrique creux et souple en époxy. Les jauges sont réparties autour de la paroi selon des directions axiales, tangentielles (ou orthoradiales), et diagonales (à 45°/135°) par rapport à l'axe l ongitudinal de la cellule. 2 jauges mesurent ainsi les déformations axiales (ε_{zz}), 5 jauges les déformations orthoradiales ($\varepsilon_{\theta\theta}$) et 5 jauges les déformations diagonales ($\varepsilon_{45/135}$). Elles sont indexées de 1 à 12 selon le schéma de la Figure 31. Un capteur de température est également placé dans le corps de la cellule.

La cellule est mise en place dans le massif rocheux, ou dans une carotte, au sein d'un trou de diamètre 38 mm. Elle est scellée aux parements du trou par une résine époxy, d'épaisseur 1 mm, et de mêmes propriétés mécaniques que l'époxy constituant le corps de la cellule. Chaque jauge de déformation est reliée par câble à une chaîne d'acquisition, qui convertit les variations de résistance de la jauge en déformations.

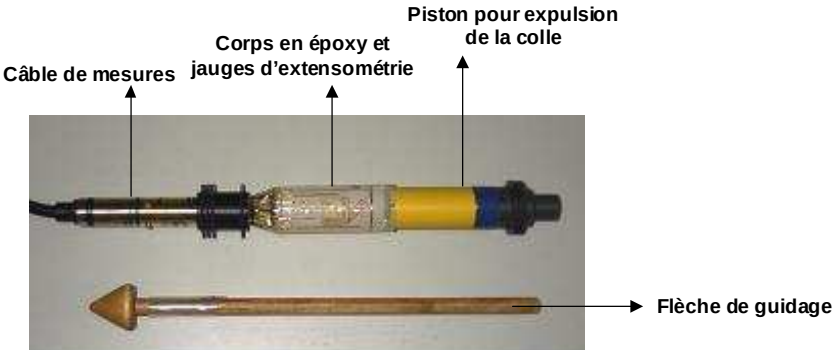


Figure 30 : Photographie et description de la cellule CSIRO HI 12

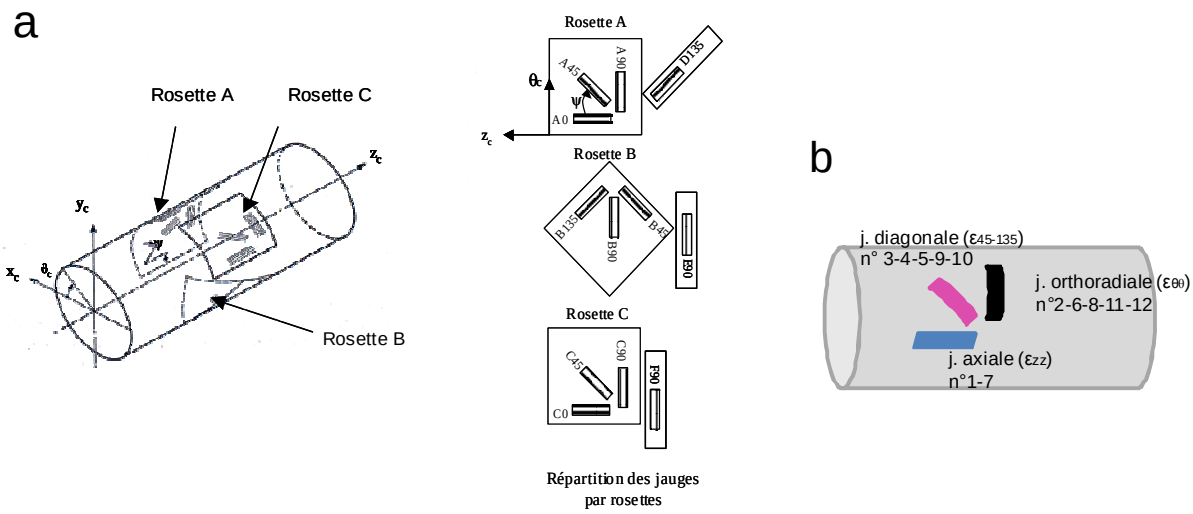


Figure 31 : Schéma de principe de la cellule CSIRO Hi 12. Emplacement des trois rosettes A, B et C sur la cellule (a) et indexation des jauges et code couleur utilisé selon l'orientation (b).

Essais biaxiaux

L'essai biaxial correspond à un essai mené dans une chambre (ou cellule) dite de Hoek (Figure 32) dans laquelle une compression radiale est appliquée alors qu'aucune charge ou aucun déplacement n'est imposé dans l'axe du cylindre. La carotte surforée lors du surcarottage, c'est-à-dire contenant une cellule CSIRO en son centre, est placée dans la cellule de Hoek et les déformations engendrées par les cycles de charge-décharge sont enregistrées par la cellule CSIRO.

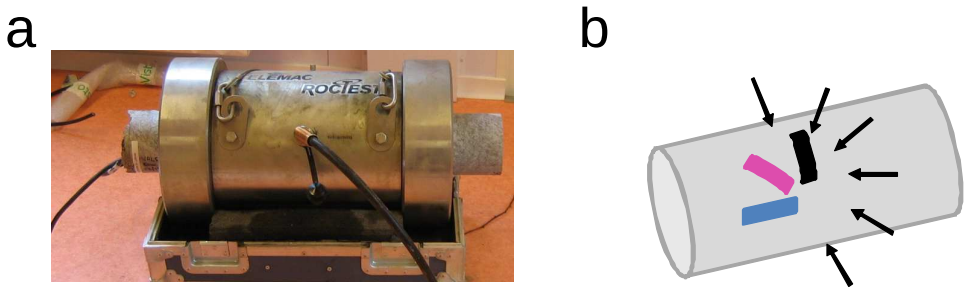


Figure 32 : Photographie de la cellule de Hoek contenant la carotte n°1 (a) et schéma de principe de l 'essai (b)

Deux carottes surforées, sur les six disponibles, ont pu être utilisées. Il s'agit des carottes des essais 1 et 5, de profondeur respective 2,45 m et 15,75 m (diamètre : 120 mm et longueur : 600 mm). En effet, les autres carottes, plus fracturées, ne présentaient pas la longueur minimale permettant l'introduction dans la cellule de Hoek. La **carotte n°1** présente une foliation marquée mais fortement plissée et courbée, et est considérée comme **isotrope transverse.** En outre, des zones recristallisées (ou fusionnées) y sont visibles. Inversement, **la carotte n°5** présente une structure brèchique, sans foliation apparente et est donc considérée comme **isotrope.**

Une limitation importante de l'essai biaxial résulte dans le fait que l'opération n'est pas menée dans le repère isotrope mais dans **le repère de l'essai**. L'essai ne permet donc pas de déterminer la matrice élastique transverse isotrope dans son intégralité. Seuls les **modules apparents** (E_{eq} : module de Young et v_{eq} : coefficient de Poisson), sous **l'hypothèse d'isotropie**, peuvent être déterminés. Cette hypothèse n'est pas restrictive pour la carotte n°5, réalisée dans une zone brèchique, mais elle n'est pas valable pour la carotte n°1. Les modules apparents E_{eq} et v_{eq} sont déterminés par les expressions suivantes (Worotnicki, 1993):

$$E_{eq} = K_1 \frac{P}{\varepsilon_{\theta\theta}} \frac{2}{(1 - R_i / R_0)^2} \qquad \text{[Eq_5]}$$

$$\upsilon_{eq} = -K_1 \frac{\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{\theta\theta}} \qquad \text{[Eq_6]}$$

où P représente la pression appliquée radialement, $\varepsilon_{\theta\theta}$ la déformation mesurée pour chaque jauge orthoradiale, ε_{zz} la déformation mesurée pour chaque jauge axiale, R_i et R_o les diamètres internes et externes de la carotte et K_1 un facteur correctif, tel que K_1 = 1.12, prenant en compte les propriétés mécaniques de la cellule CSIRO et de sa colle époxy (Worotnicki, 1993).

Deux cycles de charge-décharge ont été appliqués. La déformation des jauges en fonction de la contrainte appliquée est visible sur la Figure 33. Les courbes du graphique de la Figure 33 montrent que les mesures des jauges axiales, ortho-radiales et diagonales se distinguent par leur amplitude et sont dispersées, ce qui confirme l'état d'hétérogénéité de la carotte. Toutes les relations contrainte-déformation montrent un comportement réversible et les courbes suivent une évolution plus ou moins linéaire. Ces caractéristiques permettent de supposer un **comportement élastique linéaire.**

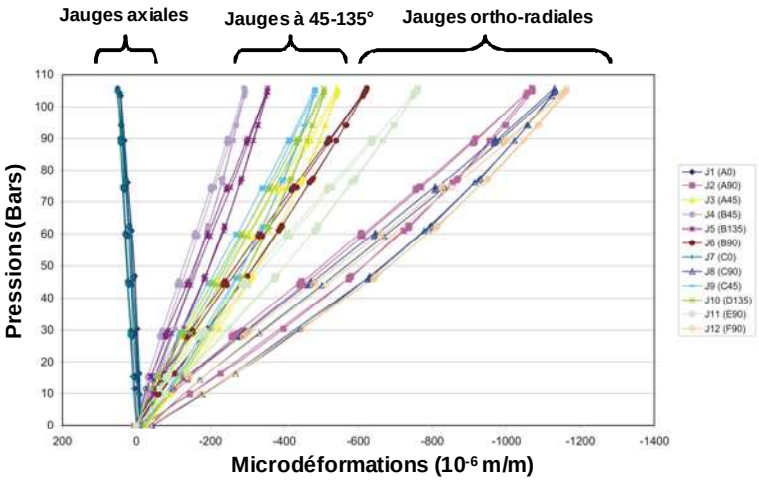


Figure 33 : Déformations mesurées lors des cycles de charge-décharge appliqués sur la carotte n°5.

E_{eq} et v_{eq} sont estimées pour chaque jauge et pour chaque cycle, soit 10 estimations pour E_{eq} et 4 pour $v_{eq.}$ Le bilan des estimations est reporté dans le Tableau 5. Ce dernier montre que l'interprétation en milieu isotrope de ces essais conduit à des coefficients de Poisson très faibles : les déformations des jauges axiales sont faibles comparées à celles des jauges transverses. On remarque aussi une grande variabilité des valeurs des paramètres élastiques au sein de la même carotte : les écarts entre les valeurs minimales et maximales sont importants. Ceci peut s'expliquer par l'hétérogénéité des carottes : brèche, foliation plissée, zones fusionnées, etc.

Paramètres élastiques apparents	Min	Max	Moyenne	Ecart-type	Nombre de valeurs
Test 1					
E_{eq}: module de Young (GPa)	18,2	33,6	27,5	5,6	10
v_{eq} : coefficient de Poisson	0,06	0,19	0,12	0,07	4
Test 5					
E_{eq}: module de Young (GPa)	23,1	42,1	29,7	7,8	10
v_{eq}: coefficient de Poisson	0,05	0,06	0,05	0,003	4

Tableau 5 : Résultats des essais biaxiaux

Essais uniaxiaux

Afin de disposer de la matrice d'élasticité isotrope transverse dans son intégralité, c'est-à-dire afin de déterminer les 5 paramètres indépendants (E_1, E_2, ν_{12}, ν_{23} *et* G_{12}), des essais en compression uniaxiale ont été menés sur des éprouvettes taillées selon des orientations précises par rapport au plan d'anisotropie.

8 échantillons (diamètre : 38 mm, longueur : 76 mm), ont été prélevés dans le forage à proximité des carottes n°1 et n°5, aux points cibles 2,88 m et 15,5m. Les échantillons ont été ensuite taillés dans des directions axiales, transversales et obliques, puis équipées de jauges d'extensométrie. Notons que les éprouvettes taillées à proximité de la carotte n°5 ne présentaient pas le caractère brèchique mais des plans de foliation visibles. L'ensemble des éprouvettes est donc considéré comme isotrope transverse.

L'essai en compression uniaxiale a été mené sur chaque éprouvette jusqu'à la rupture avec un enregistrement simultané des déformations axiales (ε_a), radiales (ε_r), et volumiques (ε_v avec $\varepsilon_v = \varepsilon_a + 2\,\varepsilon_r$). L'enregistrement de ces déformations est présenté sur la Figure 34. Ces courbes confirment que le gneiss de Valabres est un matériau élastique linéaire avant rupture (linéarité et réversibilité des courbes), peu fissuré à l'échelle de l'échantillon (phase de serrage peu marquée et seuil de dilatance non apparent). En outre, le matériau est résistant (résistance à la compression élevée, de moyenne 75 MPa) et sa rupture est de type fragile (rupture brutale, pas de déformation axiale inélastique). Les essais ont également permis de vérifier l'isotropie transverse du matériau, c'est-à-dire la symétrie de la matrice d'élasticité.

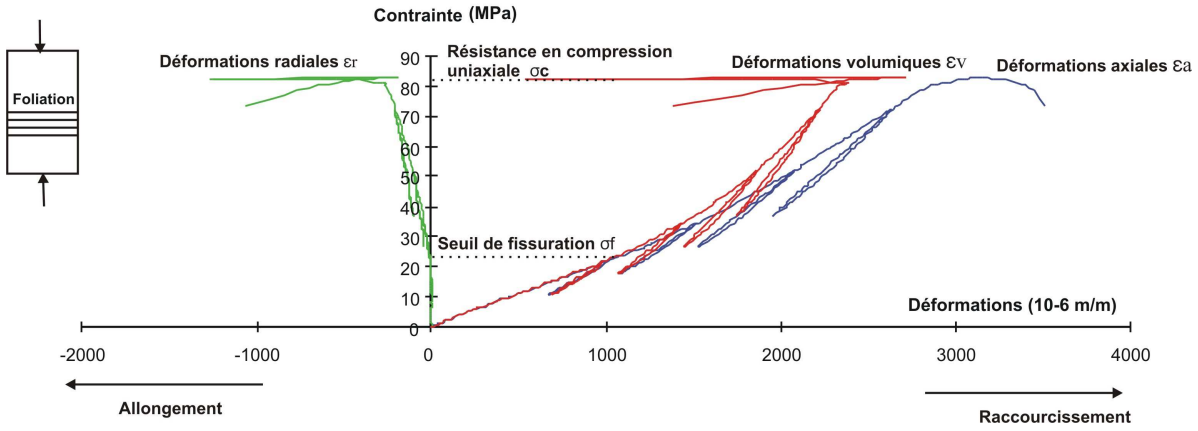


Figure 34 : Courbes contraintes-déformations obtenues lors d'un essai en compression uniaxiale sur une éprouvette transversale au plan de foliation

Les 5 paramètres isotropes transverses (E_1, E_2, ν_{12}, ν_{23} *et* G_{12}) ont été calculés à l'aide de la portion linéaire de chaque cycle de charge-décharge (cf. Tableau 6). Le jeu de paramètres mécaniques met en évidence :

- une anisotropie marquée, avec un rapport d'anisotropie $R=E_2/E_1$ voisin de 1,4 (point cible 2,88 m) et 1,2 (point cible 15,5 m) ;
- des modules de Young plus élevés que lors des essais biaxiaux ;

- un effet de Poisson peu marqué : les déformations latérales, en extension, restent faibles par rapport aux déformations axiales. Les coefficients de Poisson sont compris entre 0,05 et 0,17. Cette remarque avait déjà été émise lors des essais biaxiaux ;
- une forte dispersion des modules.

	Modules mécaniques	Min	Max	Moyenne	Ecart-type	Nombre de valeurs
Point cible 2,88 m (Essai 1)	E_1 **(GPa)**	32,2	48,50	41	5,2	7
	E_2 **(GPa)**	56,20	60,37	58	1,5	4
	ν_{12}	0,09	0,15	0,13	0,02	7
	ν_{23}	0,12	0,17	0,15	0,02	4
	G_{12} **(GPa)**			20		1
Point cible 15,5 m (Essai 5)	E_1 **(GPa)**	32.2	51.50	41	8,4	
	E_2 **(GPa)**	45,4	58,40	51,8	5,7	4
	ν_{12}	0,05	0,16	0,10	0,04	4
	ν_{23}	0,09	0,16	0,13	0,03	4
	G_{12} **(GPa)**			19		1

Tableau 6 : Paramètres mécaniques obtenus lors des essais en compression uniaxiale

4.3 Discussion : choix des paramètres pour la suite de l'étude

Les différents essais réalisés sur le gneiss de Valabres confirment le fait que le matériau est fortement anisotrope, très résistant, et présente un comportement élastique linéaire avant rupture de type fragile. Les paramètres mécaniques doivent s'exprimer dans un repère isotrope transverse. Toutefois, les deux types d'essais réalisés, biaxiaux et uniaxiaux, mettent en évidence des paramètres mécaniques dispersés et posent le problème de l'échelle d'investigation. En effet :

- les essais biaxiaux permettent de déterminer des paramètres apparents (E_{eq} et ν_{eq}) sous l'hypothèse d'isotropie. Ils sont donc incomplets mais permettent d'approcher les modules mécaniques à l'échelle de l'essai de surcarottage, puisque la carotte, issue directement de l'essai, correspond à la fois au volume rocheux investigué (environ 10^{-3} - 10^{-2} m^3, Bertrand, 2001) et à son état (d'altération, d'hétérogénéité, etc.) au point de mesure ;
- les essais uniaxiaux permettent la détermination de l'ensemble des paramètres isotropes transverses ($E_1, E_2, \nu_{12}, \nu_{23}$ *et* G_{12}) mais ne correspondent pas à l'échelle investiguée (10^{-4} contre 10^{-2} -10^{-3} m^3).

Les paramètres mécaniques de la matrice rocheuse seront nécessaires à plusieurs reprises dans la suite de l'étude. Ils seront indispensables au calcul des contraintes après l'opération de surcarottage. Ils interviendront également lors de l'interprétation des mesures issues de l'auscultation thermomécanique. Enfin, ils représenteront une donnée d'entrée pour les modélisations numériques. Les décisions relatives à ces trois cas sont les suivantes :

Pour le calcul des contraintes, les paramètres mécaniques obtenus par essais biaxiaux sont les plus judicieux puisqu'ils correspondent aux points investigués. Néanmoins, l'évidence d'un matériau anisotrope pose problème. Il a donc été décidé que :

- dans le cas d'un point de mesure situé dans une **carotte isotrope** (cas de la zone 4 brèchique), les paramètres mécaniques moyens obtenus par essai biaxial (E_{eq} et ν_{eq}) sont suffisants et seront conservés ;
- dans le cas d'un point de mesure situé dans une **carotte isotrope transverse**, les paramètres mécaniques seront déduits des 2 types d'essais mécaniques (biaxiaux et uniaxiaux) menés sur, ou à

proximité, de la carotte de l'essai 1. Les paramètres isotropes transverses seront déduits des paramètres apparents E_{eq} et ν_{eq} (déduits de l'essai biaxial) et du rapport d'anisotropie $R=E_2/E_1$ (déduit des essais uniaxiaux) ;

Pour l'interprétation des mesures de l'auscultation thermomécanique, les paramètres mécaniques obtenus par essais biaxiaux (essai 1) seront également conservés. En effet, contrairement aux essais de surcarottage, et du fait des difficultés d'ordre technique, il n'a pas été possible d'orienter les points de mesure par rapport à la foliation. Les mesures seront donc généralement moyennées par type de jauge de même orientation mais de positions différentes. En outre, bien que les essais biaxiaux ne correspondent pas aux points investigués, ces derniers nous semblent plus réalistes que les essais uniaxiaux, menés dans des parties particulièrement saines et ne correspondant donc pas à l'état global de la matrice rocheuse in situ (qui comprend des zones migmatitiques, des joints quartziques et des veines chloritiques etc.).

Pour la **réalisation des modélisations numériques mécaniques** (section 5.6, chapitre 2), les valeurs des modules obtenues par essais mécaniques ne seront pas été utilisées. En effet, nous avons fait le choix de travailler sur des modèles continus de grande échelle (1400 m de hauteur pour 875 m de largeur). Les paramètres mécaniques sont alors ajustés pour correspondre à un volume rocheux homogène fictif à grande échelle. Ces derniers ont été obtenus par la technique de classification de masses rocheuses GSI (Geological Strength Index, Hoek & Brown, 1988).

5 Mesures de contraintes dans le versant

Dans le but de **caractériser la zone superficielle** du versant telle qu'elle a été décrite dans la section 1.2 et d'étudier **l'impact des variations thermiques sur le champ de contraintes-déformations**, il paraît intéressant d'estimer **l'état de contrainte initiale du versant** dans cette même zone. Par conséquent, des mesures de contraintes ont été menées, par la technique de surcarottage, dans un forage subhorizontal au pied du versant des Rochers de Valabres.

Outre cet objectif général, ces essais sont également originaux puisque l'état de contrainte, à faible profondeur, dans un versant naturel, est une donnée particulièrement rare et délicate à obtenir (section 5.1).

Après une description des objectifs et de la réalisation des essais (sections 5.2 et 5.3), nous verrons que la détermination des tenseurs de contraintes est affectée d'incertitudes importantes, du fait de la variabilité spatiale des paramètres et des erreurs commises lors de l'expérimentation. Par conséquent, la réalisation d'un plan d'expérience, c'est-à-dire une exploration de l'influence sur le calcul des incertitudes des paramètres d'entrée, s'est avérée nécessaire (section 5.4). Cette étude a pour objectif d'analyser la sensibilité des résultats et de fournir une barre d'erreurs aux mesures.

Les résultats obtenus mettront en évidence un profil de contraintes non-linéaire et des magnitudes élevées, en dépit de la proximité de la surface libre. En outre, et comme attendu, l'influence de la topographie et des hétérogénéités locales est remarquable (section 5.5). Ces mesures seront également confrontées à des modélisations bidimensionnelles aux éléments finis (section 5.6) et permettront de porter un jugement sur l'intérêt et la faisabilité de la technique pour la caractérisation mécanique d'un tel site (section 5.7).

5.1 Généralités sur l'état des contraintes dans les versants et sa mesure

Etat de contraintes dans les versants

De manière générale, l'état de contraintes dans un massif dépend d'une multitude de paramètres. Les **contraintes dites naturelles**, ou initiales, résultent d'un équilibre complexe lié au contexte tectonique, à la topographie et aux conditions aux limites (présence ou absence de surface libre), aux éléments structuraux (fractures, discordances, hétérogénéités, etc.) et au comportement rhéologique du matériau (Amadéi & Stephansson, 1997). **Les variations de cet état dans le temps** sont possibles à plusieurs échelles. A l'échelle des temps géologiques, la tectonique modifie les contraintes en place tandis qu'à plus court terme, l'action anthropique (excavation, renforcement, etc.) et l'effet des chargements hydromécaniques, thermiques et sismiques sont plus communément cités (CFMR, 2000).

La connaissance de l'état de contraintes, naturel et de ses variations, est nécessaire aux dimensionnements des ouvrages (fondations, renforcement des tunnels, etc.) et lors de l'étude de la stabilité des talus et versants. Pour cela l'amplitude des contraintes est généralement comparée à la résistance du massif (résistances à la compression et à la traction) (Hoek, 2006).

En effet, la **stabilité d'un versant est notamment contrôlée par son état de contraintes**. Un état de contraintes anisotrope est susceptible d'être un facteur de prédisposition à des instabilités de type effondrement et glissement (Amadéi & Stephansson, 1997). C'est ainsi que Panthi & Nilsen (2006) ont démontré, par modélisation numérique, qu'un un rapport élevé entre contraintes majeure et mineure à proximité de la surface libre a un impact significatif sur la stabilité présente et future d'un versant. La Figure 35 met en évidence cet état sur le versant d'Heggura (Norvège), composé de mica-gneiss, et sa corrélation avec les zones potentiellement instables. De même, Obara *et al*. (2000) ont mis en évidence l'important rôle de la contrainte horizontale sur la stabilité des versants rocheux.

Néanmoins, bien que la connaissance de l'état de contraintes dans les versants soit un atout important, son calcul et sa mesure sont particulièrement délicats. En effet, **les considérations généralement émises dans le contexte souterrain ne sont plus valables dans le cas des pentes**, notamment dans le cas des pentes irrégulières. C'est ainsi que :

- le tenseur des contraintes ne s'oriente pas selon les axes verticaux et horizontaux (orientation géostatique) mais s'aligne en fonction de la pente. A proximité de la surface libre du massif, on suppose

que la contrainte principale majeure s'aligne le long de la pente tandis que la contrainte mineure est normale à cette dernière et tend vers zéro. Avec la profondeur, l'orientation de contrainte majeure tend vers la verticale ;

- l'amplitude de la contrainte principale majeure n'est pas égale au poids du recouvrement vertical et la contrainte mineure n'est pas directement déduite du coefficient de Poisson (Terzaghi & Richard, 1952). Dans le cas des pentes, les magnitudes sont très variables et on admet généralement l'existence d'une forte contrainte majeure horizontale au niveau de la vallée (zone concave) et une faible en sommet de montagne (zone convexe) ;
- Enfin, dans le cas des versants en zone montagneuse, l'histoire tectonique est complexe (orogénèse, formation et retrait des glaciers, érosion) et, par conséquent, les considérations théoriques sont rarement vérifiées.

Ces considérations sont résumées sur la Figure 36, tirée de Goodman (1980).

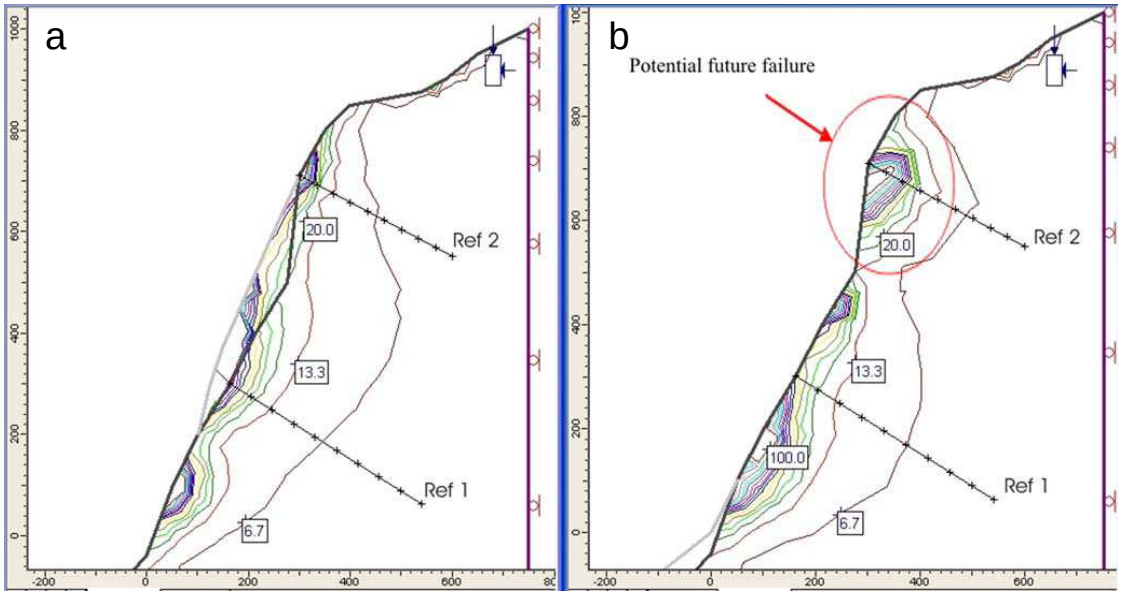


Figure 35 : Topographie avant (a) et après (b) l'effondrement du versant d'Heggura et iso-contours représentant le rapport contrainte majeure sur mineure (en %). Le calcul numérique a été calé à l'aide des mesures de contraintes par surcarottage réalisées dans un tunnel traversant le massif. Le résultat met en évidence un état de contrainte anisotrope à proximité de la surface et une corrélation avec une zone potentiellement instable (présence de discontinuités très ouvertes).
Les lignes horizontales et verticales sont en mètres. D'après Panthi & Nilsen (2006)

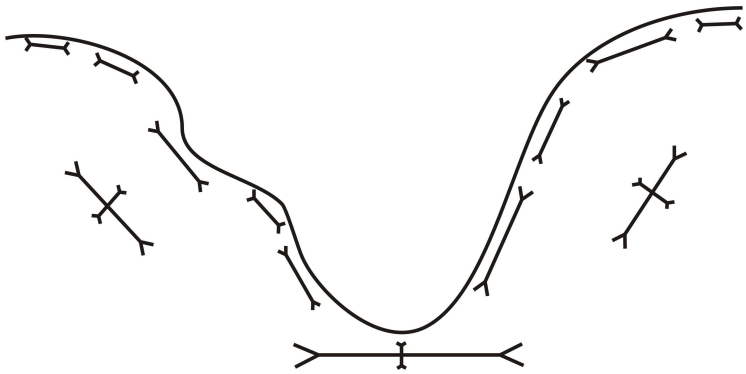


Figure 36 : Représentation schématique des contraintes principales en zone montagneuse. Au centre du massif, la direction principale majeure s'oriente parallèlement à la ligne de plus grande pente. A proximité de la surface libre, la contrainte majeure est alignée avec la pente tandis que la mineure tend vers zéro. En fond de vallée et au niveau du sommet, la contrainte majeure est horizontale, respectivement forte et faible.

Par ailleurs, nous nous intéressons à la **zone superficielle des versants**. Or, on considère généralement que l'état de contraintes en zone superficielle et plus complexe et hétérogène qu'en profondeur (Haimson, 1979, Amadéi & Stephansson, 1997). Il faut également noter que les sollicitations d'origine thermique et hydraulique ainsi que l'état de fracturation, ont un impact important en surface et que cet impact décroit avec la profondeur. Par conséquent, **alors que les contraintes dites initiales (ou naturelles) sont peuvent être faibles (notamment à cause de l'altération et des discontinuités ouvertes à proximité de la surface topographique), les variations de contraintes sont potentiellement élevées**.

On remarque également que **peu de solutions analytiques existent** pour estimer les contraintes initiales, en zone superficielle et dans le cas des versants, et que celles-ci sont limitées aux surfaces régulières ou semi-infinies (Ling, 1947, Akhpatelov & Ter-Martirosyan, 1971 et Pan & Amadéi, 1994). Dans le cas de topographies tridimensionnelles, irrégulières et complexes, la modélisation numérique est la meilleure alternative pour estimer les contraintes initiales. Néanmoins, celle-ci nécessite des données d'entrée ou de calage, fournies par la mesure.

Mesure de l'état de contraintes dans les versants

La mesure de contraintes dans les versants est rare, en particulier dans les zones superficielles. En effet, quelle que soit la structure investiguée, la mesure de contraintes est une opération couteuse et délicate, dont la signification des résultats est souvent remise en question, notamment du fait de la dispersion des mesures (CFMR, 2000). Les principales limitations sont les suivantes :

- les **contraintes ne sont pas mesurables directement**. Elles sont donc déduites d'autres grandeurs (déformations, pression d'injection, etc.), qui sont influencées par les variations de contraintes. Cette opération nécessite alors de formuler des hypothèses de calcul qui peuvent s'avérer inexactes, comme le comportement isotrope et/ou élastique linéaire du matériau, ou la verticalité de la contrainte majeure ;
- **l'échelle de la mesure est très variable** selon la technique (de 10^{-3} m^3 pour le surcarottage à 10^{+1} m^3 pour le vérin plat, Amadéi & Stephansson, 1997, Bertrand, 2001). A cette limitation, se rajoute **l'hétérogénéité du champ de contraintes**, puisque ce dernier est influencé par de nombreux paramètres (évolution avec la profondeur, impact des hétérogénéités et des discontinuités, etc.). Ces deux caractéristiques posent le problème de représentativité puisque l'équilibre entre l'échelle de la mesure et le volume élémentaire représentatif est rarement atteint.

Les techniques de mesure de contraintes sont diverses. Nous les avons citées en section 3.4. Elles sont rappelées ci-dessous :

- La mesure par **relaxation des terrains,** qui fut celle employée sur le site des Rochers de Valabres. La technique et basée sur la déduction des contraintes à partir des déformations générées par le relâchement des contraintes ;
- La mesure par **fracturation ou simulation hydraulique**, basée sur l'injection, sous forte pression, d'un fluide dans un forage générant l'ouverture d'une fracture ou la réactivation de fractures préexistantes. Les pressions nécessaires à l'opération permettent d'approcher les contraintes ;
- La mesure par **vérin plat,** basée sur la mise en pression du vérin dans une saignée, dans le but de rétablir la contrainte initiale.

Les techniques utilisées dans le cas des versants trouvées dans la bibliographie sont la mesure par relaxation des terrains et la fracturation hydraulique. Néanmoins, la plupart des exemples relevés dans la bibliographie ont été menées dans les talus artificiels, comme des mines à ciel ouvert et les remblais (Obara *et al.*, 2000, Bozzano *et al.*, 2006, Demin *et al.*, 2003, Kang *et al.*, 2002), c'est-à-dire dans des structures à topographie simple et régulière. Les cas de mesures menées dans des versants naturels et/ou en zone montagneuse, trouvés dans la bibliographie (Mayeur & Fabre, 1999, Broch & Sørheim, 1984) ont souvent été menés à des profondeurs importantes (entre 100 et 1000 m). Le seul cas de mesure réalisé à faibles profondeurs (0-6m), dans un glissement meuble, a conclu à la dispersion et la difficulté d'interprétation des mesures (Sève *et al.,* 1996).

5.2 Objectif de la mesure

Dans le contexte délicat décrit ci-dessus, six essais de mesures de contraintes par la technique du surcarottage, ont été réalisés le long du forage décrit précédemment (Figure 38). Ces mesures ne s'intègrent pas dans une étude de stabilité proprement dite mais ont pour objectifs de :

- fournir un ordre de grandeur de l'état des contraintes dans la zone superficielle du versant. La mesure s'intègre dans l'étape de **caractérisation** du site. Cet ordre de grandeur est également utile pour la suite de l'étude puisque **les mesures, ainsi que leurs incertitudes, pourront être comparées aux calculs numériques, ainsi qu'aux déformations d'origine thermique mesurées** dans la zone superficielle ;
- confronter les mesures aux hypothèses *a priori,* énoncées dans la section précédente *;*
- juger de la faisabilité de la mesure, déployée en milieu montagneux, et de son intérêt pour caractériser les versants. En effet, la réussite de l'essai permettra d'envisager la transposition de la technique à d'autres versants rocheux.

5.3 Principe et description des essais de surcarottage

Principes de l'essai de surcarottage

L'essai de surcarottage est une technique de mesure par **relaxation des terrains,** c'est-à-dire basée sur le relâchement total des contraintes locales après foration. Cette technique est généralement utilisée en contexte minier (Fouial *et al.*, 1998, Lahaie *et al*., 2003), en caractérisation des réservoirs (Glamheden & Curtis, 2006) et lors des études sur le stockage des déchets nucléaires (Heusermann *et al.*, 2003, Ask, 2006, Cooling *et al.*, 1988).

La technique consiste à réaliser dans le massif un sondage de grand diamètre (sondage principal, ici de 146 mm), prolongé par un sondage de plus petit diamètre ("trou Ex". de diamètre 38 mm) au sein duquel est installée une cellule de mesure de déformations. La procédure est détaillée sur la Figure 37. Dans le cas de cette étude, la cellule employée est la cellule CSIRO Hi 12, décrite en section 4.2.

Après collage de la cellule dans le trou Ex., on procède au surcarottage dans le prolongement du sondage principal, ce qui a pour effet d'annuler les contraintes dans l'anneau surforé. Le volume de la carotte, ainsi isolé du champ de contraintes initiales, s'accroît et les déformations, générées aux parois du sondage Ex. sont enregistrées par les 12 jauges qui constituent la cellule CSIRO (Amadéi, 1983). Les déformations sont ensuite inversées, pour obtenir les contraintes *in situ* dans la zone de mesure. Cette inversion nécessite de formuler des hypothèses sur la géométrie du problème et la rhéologie du matériau. Les expressions matricielles utilisées pour l'inversion sont détaillées dans l'Annexe D.

Le nombre important de jauges (12) ainsi que leur position selon des orientations diverses permet de déduire le tenseur tridimensionnel des contraintes à l'aide d'un unique point de mesure. Dans le cas d'une série d'essais le long d'un profil, le gradient des contraintes, ainsi que ses anomalies peuvent donc être détectés. Par ailleurs, le volume investigué par la technique est d'environ 10^{-3} - 10^{-2} m^3 (Amadéi & Stephansson, 1997, Bertrand, 2001). La mesure est donc fine et ponctuelle, ce qui peut également poser des problèmes de représentativité du résultat.

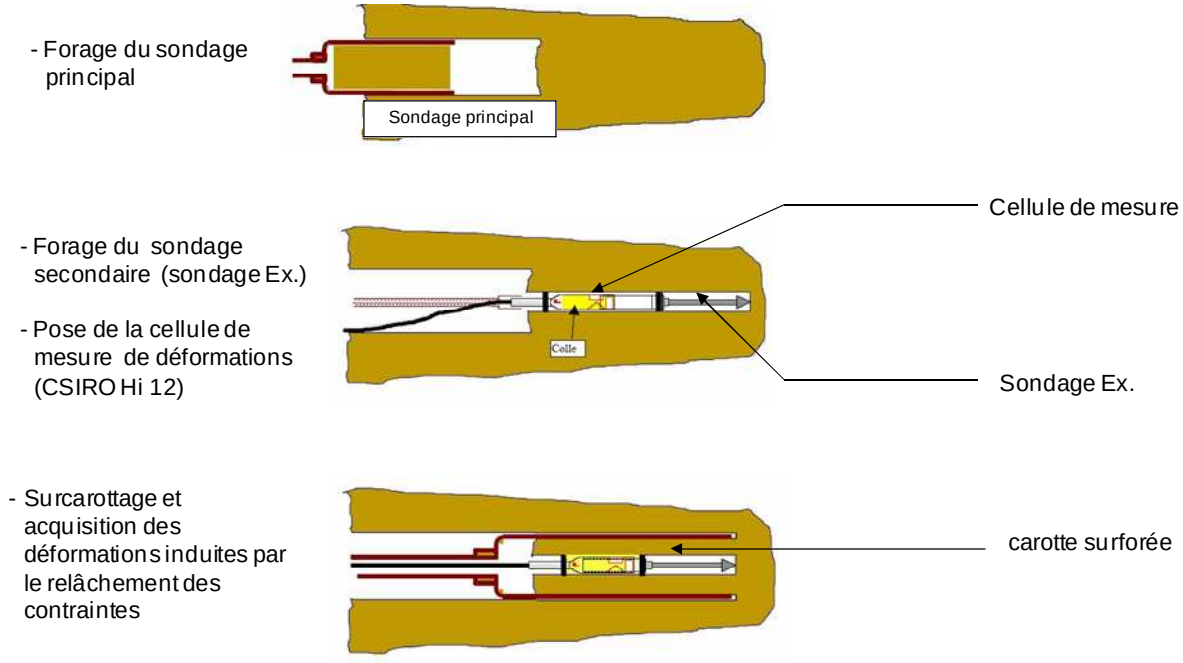


Figure 37 : Schéma de principe de la méthode de surcarottage (d'après Dünner, 2005)

Réalisation des essais sur le site des Rochers de Valabres

Les essais de surcarottage, menés sur le site des Rochers de Valabres, ont consistés à réaliser six points de mesures le long du forage, orienté N-S et implanté sur l'ancienne route, au droit de la « Grande Dalle » et de la « Dalle supérieure ». Six points de mesures ont été effectués avec l'avancement du forage, depuis la surface vers l'intérieur du versant, à des distances du parement respectivement égales à 2,45, 4,35, 6,35, 10,25, 15,75 et 18,35 m, ce qui correspond à des hauteurs verticales de recouvrement comprises entre 15 et 45 m (cf. Figure 38). Les essais menés à Valabres sont détaillés dans Dünner *et al.* (2006).

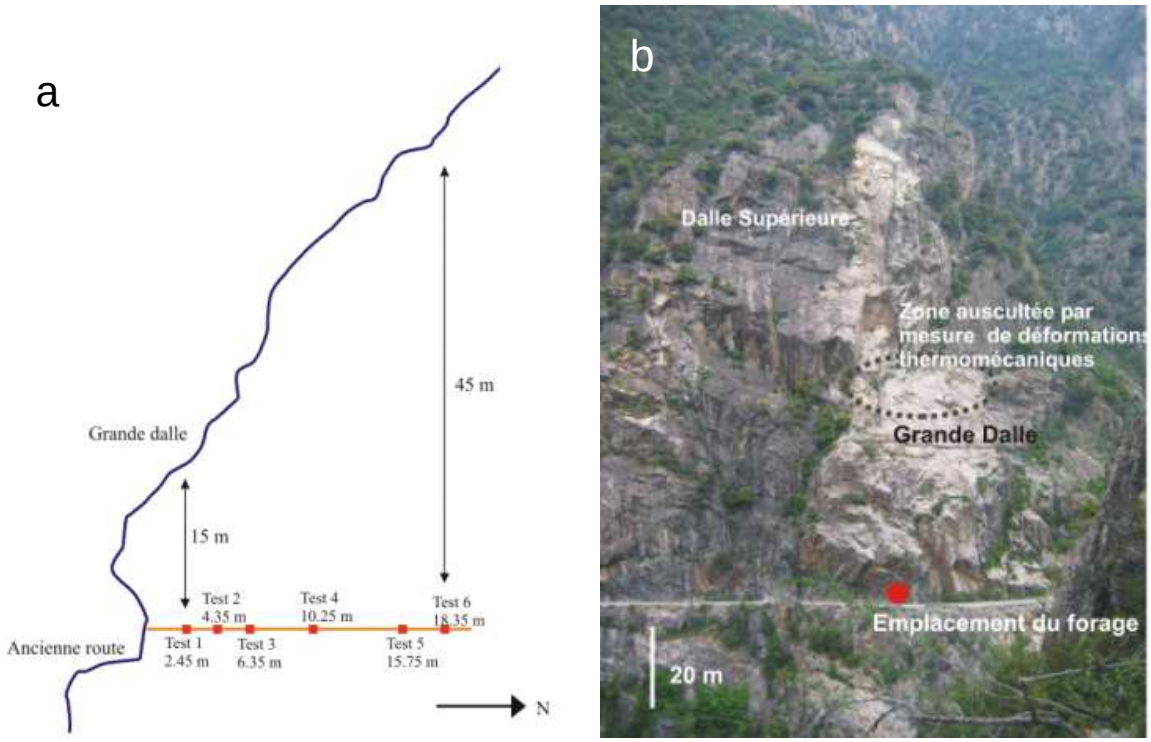


Figure 38 : a : position des six points de mesures dans le forage et topographie 2D de la pente.
b : Emplacement de la tête du forage sur une photographie.

Pour chacun des six essais, les déformations ont été enregistrées avant le surcarottage et jusqu'à stabilisation des courbes après le passage du carottier. Les courbes de déformations obtenues sont fournies sur la Figure 39. Ces dernières sont d'allure satisfaisante : les courbes présentent une élongation progressive, du fait de l'expansion volumique de la carotte, les jauges se distinguent en fonction de leur orientation et la stabilisation des courbes a été atteinte, ce qui signifie qu'aucun artefact apparent n'a perturbé la mesure.

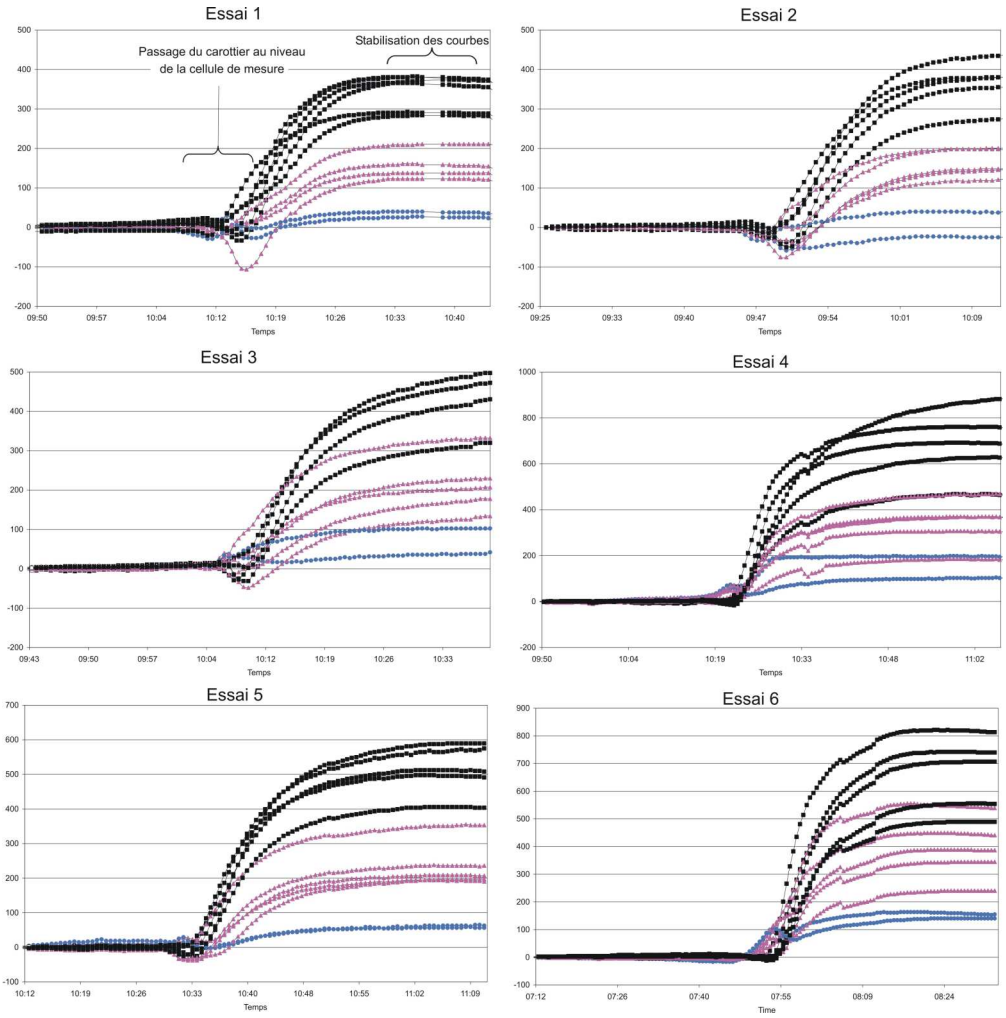


Figure 39 : Courbes de déformations enregistrées en fonction du temps pour chacun des six essais. Les mesures des jauges orthoradiales sont figurées par des carrés noirs, celles des jauges diagonales par des triangles roses, et celles des jauges axiales par des ronds bleus.

5.4 Traitement des mesures et prise en compte des incertitudes

Convention et notations utilisées

La convention utilisée dans cette section est celle de la géotechnique, c'est-à-dire les compressions comptées sont positives, et les tractions sont comptées négatives. L'état de contraintes est défini par 6 valeurs (les 3 termes diagonaux du tenseur et les 3 termes non diagonaux), ou par ses 3 composantes principales c'est-à-dire : σ_1 la contrainte majeure (la plus compressive), σ_2 la contrainte intermédiaire et σ_3 la contrainte mineure (la moins compressive), avec $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$.

Mode de calcul

Le tenseur des contraintes est calculé, sous l'hypothèse d'élasticité, par inversion de la loi de Hooke généralisée, qui lie le tenseur des déformations au tenseur des contraintes par l'expression :

$$[\varepsilon]_{(X,Y,Z)} = [M] \,.\, [\sigma]_{(X,Y,Z)} \qquad \text{[Eq_1]}$$

Dans la matrice *[M]* figurent les paramètres élastiques du matériau. Dans le cas d'une roche isotrope transverse, elle est construite à l'aide des données d'azimut et de pendage du plan de foliation dans le repère de l'essai. Le détail de l'opération, ainsi que les expressions matricielles sont présentés dans l'Annexe D.

Le système linéaire de l'[Eq_1] est surdéterminé puisqu'il comporte 6 inconnues (6 composantes du tenseur de contraintes) et 12 valeurs de déformations. Ce problème peut être résolu par la technique des moindres carrés, mise en œuvre avec le logiciel SYTGEOstress®, codé sous Mathematica, et développé par l'INERIS et le LAEGO.

Le calcul des contraintes nécessite la connaissance préalable des **paramètres mécaniques et de la géométrie du problème**. Ces paramètres d'entrée dépendent du comportement, isotrope ou non. En effet :

- dans le cas d'un matériau à **comportement isotrope**, seules **2 données d'entrée** sont nécessaires. Il s'agit des **2 paramètres mécaniques** de l'élasticité isotrope : le module de Young E et le coefficient de Poisson ν ;
- dans le cas d'un matériau à **comportement isotrope transverse**, **7 données d'entrées** sont nécessaires : Il s'agit des **5 paramètres mécanique**s isotropes transverses indépendants (E_1, E_2, ν_{12}, ν_{23} et G_{12}) et des **2 paramètres géométriques** décrivant l'orientation du plan de foliation dans le repère de l'essai, c'est-à-dire l'azimut (A) et le pendage (D) du plan.

Incertitudes sur les données d'entrées

L'acquisition de ces paramètres d'entrée, au niveau de ces 6 points de mesure, est entachée de nombreuses incertitudes. Les sources d'incertitudes et de dispersion sont les suivantes :

- la dispersion des paramètres mécaniques, due à l'importante hétérogénéité de la roche ;
- l'incertitude et la dispersion de l'orientation du plan de foliation (foliation plissée et discontinue), et donc une incertitude sur les paramètres géométriques ;
- l'incertitude sur les propriétés mécaniques, causée par le recours à deux types d'essai et la dispersion d'un essai à l'autre ;
- la méconnaissance des propriétés mécaniques au niveau des essais 2, 3, 4 et 6, où aucun essai en laboratoire (ni uniaxiaux, ni biaxiaux) n'a été réalisé.

Les incertitudes sur les paramètres d'entrées sont donc une combinaison de la variabilité naturelle de la roche, des incertitudes de mesures et des effets d'échelle de mesures.

Ces incertitudes sont susceptibles d'avoir un impact non négligeable sur l'opération d'inversion. Ainsi, plusieurs auteurs se sont attachés à quantifier les erreurs commises sur le calcul des contraintes principales lorsque l'anisotropie est mal définie, voire négligée (Amadéi & Stephansson, 1997). Hooker & Jonhson (1969) ont estimé des erreurs de 25% sur le module des contraintes et de 25° sur les orientations. De même, Amadéi (1996) et Lahaie (2005) ont respectivement calculé des erreurs de 33% et 40 %.

Réalisation d'un plan d'expérience

En conséquence, une **démarche de plan d'expérience a été entreprise**. Cette méthode permet d'explorer les réponses possibles (dans notre cas : module et orientation des contraintes principales) en fonction des paramètres d'entrée (mécaniques et géométriques), dont les variations sont issues de simulations judicieusement choisies. Les variables de sortie (réponses) forment des surfaces, nommées surfaces de réponse, dans l'espace des paramètres d'entrée. Une telle opération permet de **quantifier l'impact de chaque donnée d'entrée sur les résultats** (module et orientation des contraintes) et **fournit des domaines de variations à ces derniers.**

Dans cette section, le terme « intervalle, ou domaine de variation » correspond à l'intervalle (écart entre le maximum et le minimum) des paramètres d'entrées, c'est-à-dire celui utilisé pour générer ces derniers par simulation de Monte Carlo, ou celui des données de sorties. Rappelons que la simulation de Monte Carlo est la réalisation d'un grand nombre de tirages aléatoires dans une distribution de probabilité (distribution gaussienne dans le cadre de cette opération).

La démarche adoptée est illustrée sur la Figure 40. Elle a donc consisté à réaliser des séries d'inversion des mesures en introduisant des **paramètres d'entrée variables, générées par simulation de Monte Carlo**. Après

chaque série de simulations, **les données de sortie calculées sont les contraintes principales, c'est-à-dire leurs modules, azimuts et pendages**. Pour chaque essai, 500 simulations ont été réalisées.

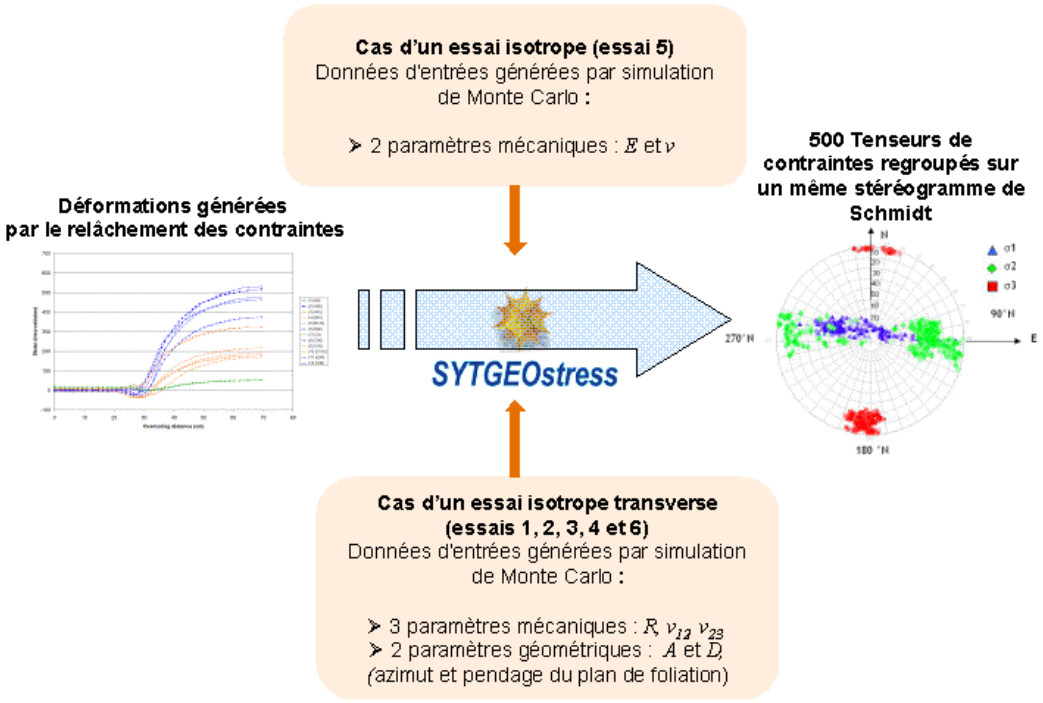


Figure 40 : Représentation schématique de la procédure employée

Une telle technique statistique, impliquant optimisation par la méthode des moindre carrés et simulation de Monte Carlo, a déjà été mise en œuvre lors du traitement des mesures de contraintes par fracturation hydraulique (Cornet & Valette, 1984 ; Walter *et al.*, 1990). Ces méthodes produisent des intervalles de variation des amplitudes et orientations des contraintes principales qui sont, par la suite, utiles pour l'interprétation des mesures et la détermination de la résolution à obtenir pour les modèles numériques.

Comme les données d'entrée sont nombreuses (2 pour une zone isotrope, 7 pour une zone isotrope transverse), des simplifications se sont avérées nécessaires. Les données d'entrée, choisies et introduites pour le plan d'expérience, sont alors les suivantes :

- dans le cas de **l'essai 5, mené dans une zone considérée comme isotrope**, seuls les 2 paramètres mécaniques E et ν sont introduits et générés par simulation de Monte-Carlo ;
- dans le cas des **essais 1, 2, 3, 4 et 6**, pour lesquels la foliation est apparente et qui sont donc considérés comme **isotrope transverse,** les paramètres mécaniques sont déduits des essais mécaniques réalisés au niveau de la **carotte de l'essai 1**. Afin de réduire la quantité de paramètres mécaniques à introduire, les hypothèses suivantes sont émises :
  - le module de cisaillement G_{12} est calculé par l'approximation empirique de St Venant (Amadéi, 1996) :

$$\frac{1}{G_{12}} = \frac{1+2\nu_{12}}{E_1} + \frac{1}{E_2} \qquad \text{[Eq_7]}$$

  - E_1 et E_2 sont déduits d'une valeur fixe de E_{eq} (27,5 GPa, déduit des essais biaxiaux) et du rapport d'anisotropie $R=E_2/E_1$ (déduit des essais uniaxiaux) dont la valeur est variable.

  Par conséquent, **le nombre de paramètres mécaniques est réduit à 3 (R, ν_{12}, ν_{23})** au lieu des 5 paramètres initialement prévus (E_1, E_2, ν_{12}, ν_{23} et G_{12}).

  Les paramètres géométriques (azimut A et pendage D de la foliation) des essais 1, 2, 3, 4 et 6, ainsi que leur variabilité, sont propres à chaque zone.

Les données d'entrée sont générées par simulation de Monte Carlo dans des domaines de variation, correspondant à la variabilité observée sur site et sur les résultats en laboratoire. Ces intervalles sont présentés dans les Tableaux 7 et 8.

	Paramètres mécaniques	Min.	Max.
Tests 1, 2, 3, 4 et 6 (isotrope transverse)	$R = E_2/E_1$	1,16	1,9
	v_{12}	0,06	0,19
	v_{23}	0,12	0,17
Test 5 (isotrope)	E (GPa)	23,1	42,1
	v	0,05	0,06

Tableau 7 : Domaines de variation des paramètres mécaniques

Paramètres géométriques (orientation des plans de foliation)	A : Azimut (°N)		D : Pendage (°)	
	Min	Max	Min	Max
Test 1	0	360	30	65
Test 2	0	360	65	90
Test 3	0	360	10	60
Test 4	0	360	50	65
Test 5	0	360	60	90

Tableau 8 : Domaines de variation des paramètres géométriques

Les résultats de la procédure sont appréhendés qualitativement par visualisation des surfaces de réponse et quantitativement par régressions multiples. La régression multiple est appliquée sur une base standardisée, c'est-à-dire avec des variables centrées réduites, et lie la magnitude (m_σ_1), l'azimut (az_σ_1) et le pendage (pe_σ_1) de la contrainte principale aux données d'entrées (R, v_{12}, v_{23}, A et D, dans les cas isotropes transverses), supposées indépendantes, selon l'expression :

$$y = b_0 + b_1 R + b_2 v_{12} + b_3 v_{23} + b_4 A + b_5 D \qquad \text{[Eq_8]}$$

Où y représente la donnée de sortie (m_σ_1, az_σ_1 ou pe_σ_1) centrée et réduite et b_0, b_1... b_5, sont les coefficients de régression, qui peuvent être considérés comme le « poids » de chaque paramètre d'entrée. Notons qu'il s'agit d'une interpolation bien que nous ne prouvons pas que la relation soit effectivement linéaire

Afin de s'assurer de l'adéquation du modèle, l'indicateur R^2, ou coefficient de détermination, est calculé pour chaque régression multiple selon la formule :

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n} (\hat{y}_i - \overline{y})^2}{\sum_{i=1}^{n} (y_i - \overline{y})^2} \qquad \text{[Eq_9]}$$

où $\overline{y}$, y_i et $\hat{y}_i$ sont respectivement la moyenne, la valeur réelle et celle prédite par la régression, de la donnée de sortie. R^2 est compris entre 0 et 1. Une valeur proche de 1 indique une bonne adéquation, c'est-à-dire une variabilité de y bien expliquée par la régression multiple.

Exemple d'application à l'essai 1

L'application de la méthode à l'essai 1, pour la contrainte principale majeure, fournit les résultats présentés dans le Tableau 9. Ce dernier met en évidence une combinaison complexe des données d'entrée :

- les modules des contraintes sont fortement dépendants des paramètres mécaniques. Le facteur d'anisotropie R présente le poids le plus élevé ;
- les variations d'azimut des contraintes sont liées au facteur R et au pendage du plan de foliation. v_{23} a aussi un impact significatif ;
- les variations de pendage des contraintes sont dépendantes de v_{23} et des paramètres géométriques ;
- les fortes valeurs de R^2 montrent une bonne adéquation du modèle de régression multiple.

	Constante	$R = E_2/E_1$	v_{12}	v_{23}	Azimut de la foliation : A	Pendage de la foliation : D	R^2
Module de σ_1	-0,11	**0,62**	**-0,46**	**0,30**	-0,13	0,02	0,98
azimut σ_1	0,49	**-0,39**	-0,04	**-0,15**	-0,02	**-0,80**	0,96
Pendage de σ_1	-0,13	0,01	-0,05	**-0,29**	**0,20**	**-0,36**	0,89

Tableau 9 : Résultats de la régression linéaire multiple. Calcul des coefficients de régression.

Un exemple de surface de réponse, représentant la variabilité de σ_1 pour l'essai 1, en fonction de R et v_{12}, est donné sur la Figure 41. On peut y observer que le module de σ_1 augmente pour des valeurs croissantes de R et décroissantes de v_{12}. Cette représentation tridimensionnelle ne prend pas en compte les autres paramètres (variations de v_{23}, A et D), ce qui explique l'aspect irrégulier de la surface.

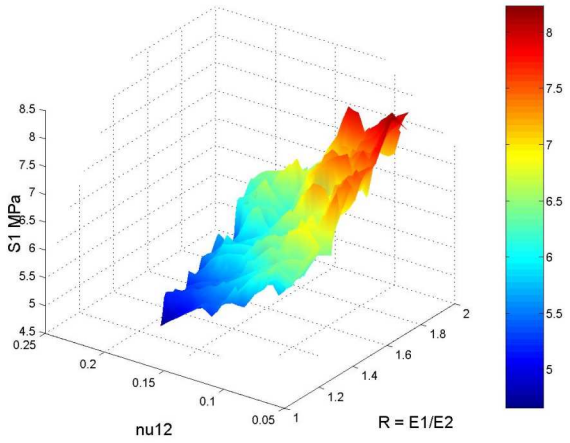


Figure 41 : Surface de réponse du module de σ_1 en fonction de R et v_{12}

Enfin, les résultats de la simulation pour l'essai 1 sont représentés par projection sur un diagramme polaire sur la Figure 42 (stéréogramme de Schmidt, hémisphère supérieur, avec OX : Nord, OZ : Est). Les différentes positions calculées de la contrainte majeure (σ_1) sont représentées par un nuage de triangles bleus, la contrainte intermédiaire (σ_2) par des losanges verts et la contrainte mineure (σ_3) par des carrés rouges. On observe sur ce diagramme un regroupement des simulations de σ_1 et σ_2. Leurs positions sont confondues en un seul plan N90 – N 270°, dans lequel les pendages sont variables et le s modules proches. Cette singularité se retrouve en différents points de mesure et nous y reviendrons ultérieurement.

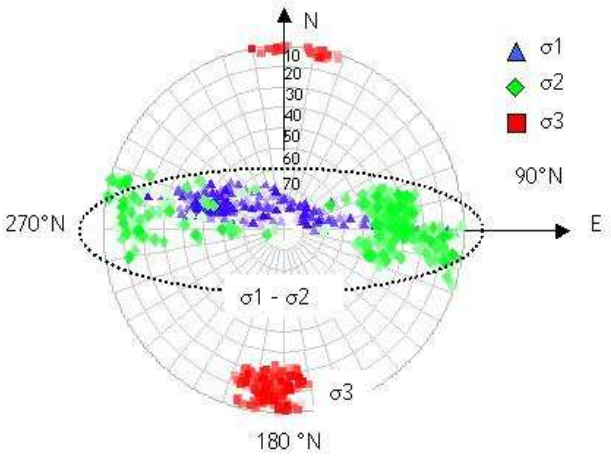


Figure 42 : Diagramme polaire, hémisphère supérieur – Essai 1 (2,45 m)

Application à l'ensemble du profil et intervalles de variation produits

L'application du plan d'expérience sur l'ensemble des essais produit les résultats représentés dans le Tableau 10. Les conséquences sur les tenseurs de contraintes, en termes de variabilité, sont les suivantes :

- les modules déterminés présentent un écart-type moyen d'environ 0,5 MPa (essai 1 à 3) et jusqu'à 0,9 MPa (essais 4, 5 et 6), soit 15 à 25 % des modules ;
- la variabilité sur l'azimut est faible. L'écart type est de l'ordre de 11° (sur 360°) pour les essais 1 à 4 mais atteint 45°pour l'essai 6 ;
- la variabilité sur le pendage est forte, avec un écart-type moyen (hors essai 5) de 9°;
- l'essai 5 présente peu d'incertitude sur l'azimut et le pendage. En effet, cet essai a été traité sous l'hypothèse d'un comportement isotrope, ce qui réduit fortement les incertitudes sur les paramètres d'entrée.

	Contraintes Principales	Module (MPa) / écart-type	Azimut (°N) / écart-type	Pendage (°) / écart-type
Essai 1	σ_1	6.3 / 0.8	290 / 15	56 / 15
	σ_2	5.3 / 0.6	90 / 10	32 / 16
	σ_3	2.2 / 0.2	184 / 5	9 / 6
Essai 2	σ_1	5.5 / 0.7	265 / 30	58 / 12
	σ_2	4.5 / 0.6	86 / 7	32 / 12
	σ_3	1.3 / 0.2	176 /6	2 / 2
Essai 3	σ_1	6.6 / 0.9	272 /16	51 / 16
	σ_2	5.2 / 0.6	107 / 11	38 / 16
	σ_3	1.9 / 0.2	12 / 3	6 / 4
Essai 4	σ_1	10 / 1.2	80 / 4	37 / 4
	σ_2	7.1 / 1	301 / 23	42 / 10
	σ_3	4.4 / 0.5	203 / 40	24 / 9
Essai 5	σ_1	7.6 / 1.3	284 / 0.1	37 / 0.01
	σ_2	6.3 / 1.1	100 / 0.03	53 / 0.01
	σ_3	2 / 0.3	193 / 0.05	2 / 0.01
Essai 6	σ_1	11.8 / 1.4	89 / 18	66 / 5
	σ_2	9.5 / 1.3	230 / 46	19 / 9
	σ_3	5.9 / 0.6	301 / 71	9 / 6

Tableau 10 : Résultats des mesures de contraintes :
Valeurs moyennes et écarts types des modules et orientations des contraintes

5.5 Analyse du profil de contraintes mesuré : influence du relief et des hétérogénéités

Le profil de contraintes, déterminé par plan d'expérience, est détaillé sur les Figures 43 et 44. Sur la Figure 43, les orientations des contraintes principales calculées sont représentées par projection stéréographique (partie haute de la figure) et les modules, ainsi que leur variabilité, sont donnés grâce à la représentation en « boîte à moustaches » (partie basse de la figure).

Sur la Figure 44, la topographie 2D de la zone, une représentation schématique des tenseurs des contraintes et, en parallèle, le découpage du log du forage ont été rajoutés.

Observations générales

Le profil des contraintes ainsi obtenu, est à analyser au regard des a priori émis au sujet des contraintes dans les versants dans la section 5.1 :

- les **modules des contraintes sont élevés** : σ_1 varie de 6 à 11 MPa de la surface à l'extrémité du forage. σ_2 varie de 5 à 9 MPa et σ_3 de 2 à 6 MPa. Ces valeurs sont près de 10 fois supérieures aux poids verticaux des terrains (de 0,3 à 1,1 MPa pour un recouvrement vertical compris entre 15 et 45 mètres). Elles sont également en désaccord avec l'hypothèse d'une zone superficielle à faibles contraintes initiales, mais sont en accord avec les valeurs obtenues par modélisations numériques décrites dans la section suivante ;
- **les modules n'augmentent pas de manière monotone** avec la profondeur : on observe une hausse marquée à l'essai 4 puis une chute au niveau de l'essai 5. Ces variations sont perceptibles malgré les intervalles d'erreur introduits ;
- **l'orientation de la contrainte principale majeure ne s'aligne pas dans le sens de plus grande pente** de la Grande Dalle (40-50°N, 50-70°SE), placée au- dessus du forage mais présente une orientation verticale (essais 1, 2, 3 et 6) ou quelconque (essais 4 et 5). Par contre, **à proximité de la surface libre** (essais 1 à 3, entre 2,45 et 6,35 m), **cette orientation correspond à celle de la paroi verticale** située au niveau de la route.

La variabilité des paramètres mécaniques et d'orientation conduit à une incertitude sur l'orientation des contraintes qui s'exprime par **l'apparition de plans dans lesquels deux composantes se confondent**. C'est le cas du plan vertical E-O, visible aux essais 1 à 3, où se confondent σ_1 et σ_2. C'est également le cas des plans formés par σ_2 et σ_3 pour les essais 4 et 6. Ceci s'explique par le fait que les deux contraintes concernées ont pratiquement la même magnitude et que l'ellipsoïde des contraintes a une section quasi-circulaire.

Interprétation détaillée des essais

Le profil de contraintes peut être détaillé de la manière suivante :

- <u>les tenseurs des contraintes aux essais 1 à 3</u>

Les **tenseurs des contraintes, calculés aux essais 1 à 3, sont semblables en termes de modules et d'orientation**. En effet, les modules présentent un gradient très faible (environ 1 MPa de l'essai 1 à 3 pour σ_1). En ce qui concerne les orientations, on observe une contrainte mineure σ_3 orientée horizontalement, perpendiculairement à la surface libre tandis que les contraintes majeure σ_1 et intermédiaire σ_2 se confondent dans un plan vertical E-O. Ce **plan vertical correspond à la pente locale** au niveau de l'ancienne route.

- <u>le tenseur des contraintes à l'essai 4</u>

L**'essai 4 est plus singulier**. Il est marqué par une **forte augmentation des modules** des contraintes (σ_1 augmente de 6,6 à 10 MPa) et par un **changement des orientations**. Les orientations de σ_2 et σ_3 sont fortement variables, et comprises dans un plan N-S. La contrainte majeure σ_1 présente une position moins variable avec un azimut de N 80° et un pendage de 37°. Ce tenseur pa rticulier ne correspond à aucune orientation de discontinuité ou de dalle de surface.

- <u>le tenseur des contraintes à l'essai 5</u>

L'essai 5 présente des orientations peu variables car son traitement est singulier (l'hypothèse d'un comportement isotrope implique une variabilité moindre des données d'entrée). En outre, il correspond **à une chute des modules, qui est concomitante à une double anomalie géologique** détectée autour de ce point, éventuellement responsable des faibles valeurs obtenues : une importante zone fracturée (3ème zone, cf. Fig. 44) précède la zone brèchique (4ème zone) dans laquelle l'essai a été mené. Du fait de la présence de zones géologiques particulières, **cet essai est considéré comme une anomalie** ponctuelle dans le profil.

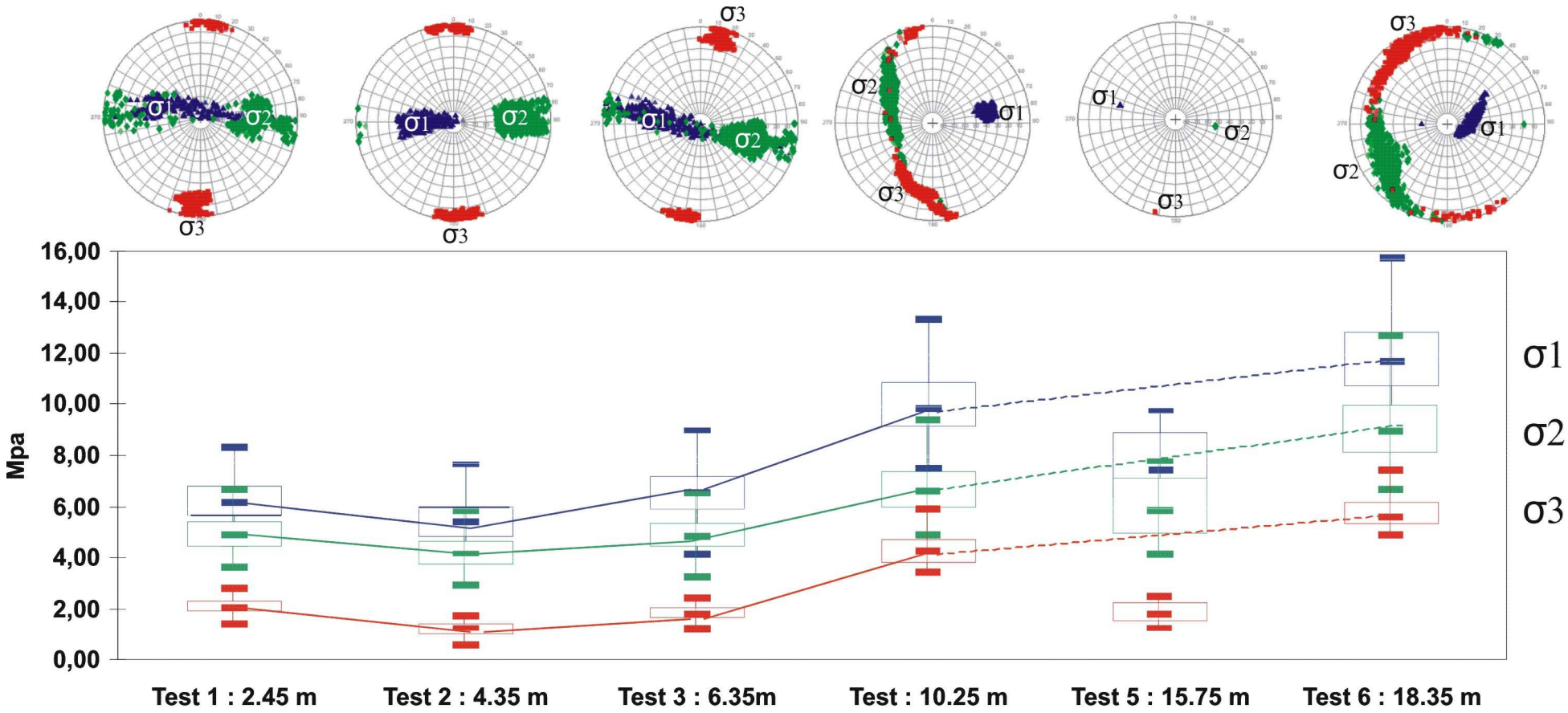


Figure 43 : Profil de contraintes des essais 1 à 6. En haut : stéréogrammes polaires – Hémisphère supérieur.

En bas : Modules des contraintes principales représentés à l'aide de boîtes à moustaches : la boîte centrale est limitée par le 1er quartile (Q1 = 25% des simulations) et le 3ème quartile (Q3 = 75 % des simulations). Les courbes en trait plein croisent les valeurs médianes.

Les extrémités de la construction sont limitées par les écarts interquartiles.

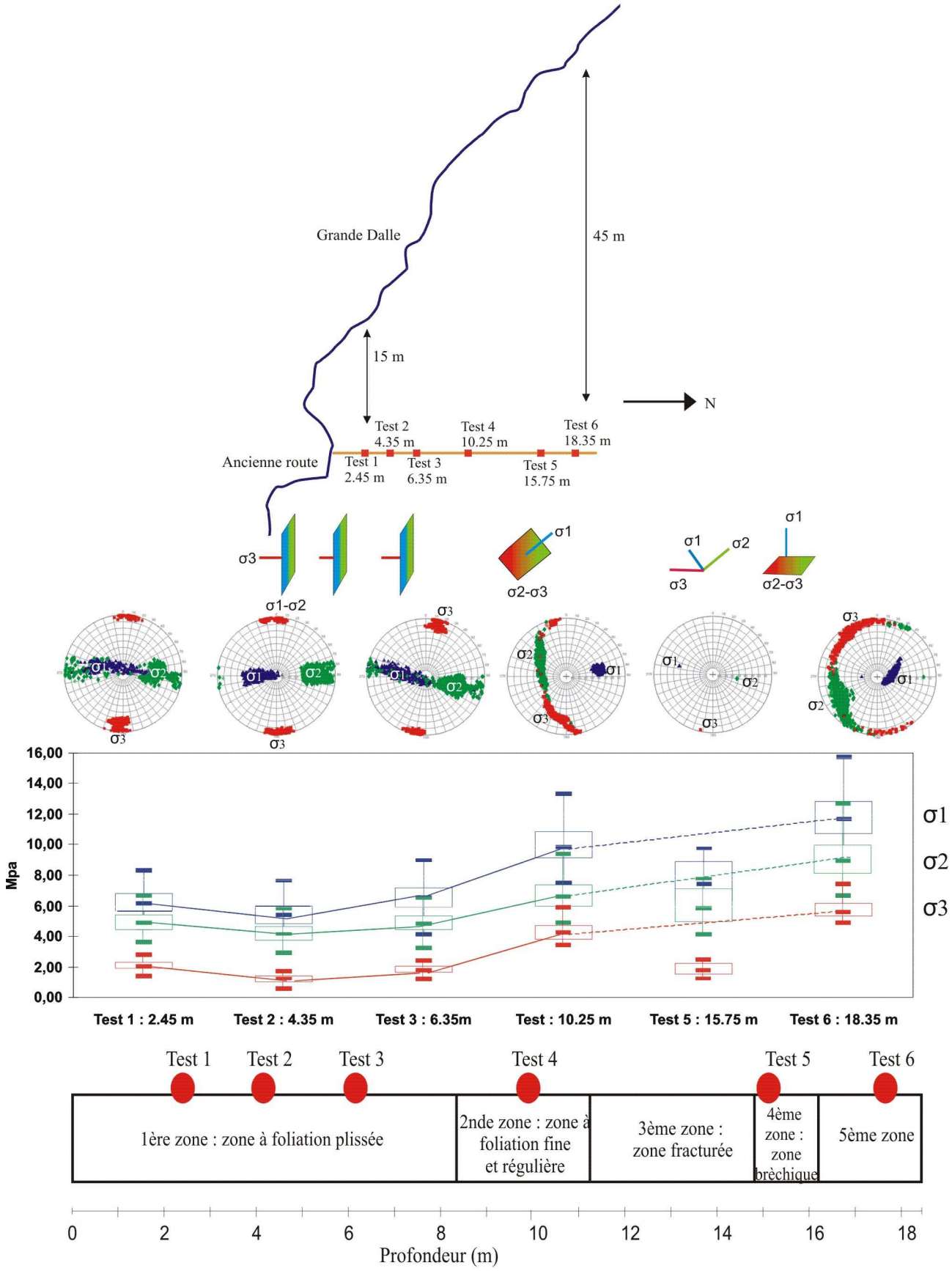


Figure 44 : Bilan général du profil : Topographie, représentation schématique des tenseurs, stéréogrammes, profil de contraintes et description pétrographique du forage

- le tenseur des contraintes à l'essai 6

A l'essai 6, **l'orientation du tenseur des contraintes devient géostatique** : la contrainte majeure σ_1 est quasi-verticale tandis que les contraintes mineures et intermédiaires se confondent dans un plan horizontal. Deux hypothèses peuvent être formulées pour expliquer cette orientation :

- Cet essai correspond à la profondeur où le relief n'a plus qu'un impact modéré et donc le tenseur s'aligne selon les axes verticaux et horizontaux, comme dans un milieu tabulaire. Néanmoins, cette hypothèse n'est pas confirmée par les modélisations numériques (section 5.6) qui indiquent une profondeur supérieure pour des orientations verticales et horizontales des contraintes ;
- Cet essai est isolé de l'influence du relief par la présence de zones perturbées, c'est-à-dire de zones fracturées et bréchique.

Comme attendu pour des mesures réalisées dans un versant et à faibles profondeurs, l'état de contraintes mesuré est fortement influencé par le relief et les hétérogénéités texturales. Ces deux notions sont discutées ci-dessous.

Impact de la topographie

L'influence de la topographie est particulièrement nette et s'exprime à deux reprises :

- **aux essais 1 à 3, pour lesquels apparaît un plan isotrope vertical parallèle à la surface libre** (paroi verticale au niveau de la route), dans lequel se confondent σ_1 et σ_2. Ce tenseur confirme le fait que la contrainte majeure est, à faible profondeur, dans l'alignement de la topographie tandis que la contrainte mineure est normale à celle-ci (Goodman, 1980). Une telle observation est également en accord avec Haimson (1979) et Cooling *et al.* (1988), qui ont mesuré des contraintes, à faibles profondeurs, dans l'alignement du relief ;
- **à l'essai 6 où les orientations des axes principaux du tenseur des contraintes devient géostatique**, ce qui soulève l'hypothèse que l'influence topographique décroît avec la profondeur. Des modélisations numériques aux éléments finis, réalisées pendant la phase de dimensionnement de l'expérimentation (Merrien-Soukatchoff *et al.*, 2006), avaient révélé que les effets de la surface ne sont plus ressentis au-delà d'une profondeur égale au double de la rugosité topographique. A cette profondeur, égale à 20 m dans le cas des Rochers de Valabres, ce qui correspond approximativement à l'essai 6, les isocontours des contraintes principales deviennent réguliers. Néanmoins, dans notre cas, il ne s'agit pas des isocontours mais des orientations. Or, une orientation géostatique à une telle profondeur n'est pas en accord avec les modélisations numériques, évoquées dans la section suivante, ni avec la bibliographie. C'est ainsi que Mayeur & Fabre (1999) ont estimé, dans le cas du massif alpin d'Ambin, que l'hypothèse d'une verticalité de la contrainte principale était vérifiée à des profondeurs supérieures à 400-450 m. Notons néanmoins que la géométrie du massif d'Ambin est différente de celle des Rochers de Valabres. Savage *et al*. (1985) ont également évalué, par calculs analytiques, des profondeurs supérieures et fonction du relief.

Impact des hétérogénéités

L'effet des hétérogénéités (discontinuités et variation texturales) peut être remarqué au niveau de l'essai 5, où les modules de contraintes sont plus faibles, ce qui produit une rupture dans le profil. En effet, la présence d'hétérogénéités est susceptible de perturber les modules et les orientations du champ de contraintes in situ, ce qui entraîne une forte dispersion des mesures (Amadéi & Stephansson, 1997). De nombreux cas de perturbations du champ de contraintes à proximité d'une hétérogénéité (discontinuités, variations texturales, discordance) sont reportés dans la littérature (Ask, 2006, Stephansson, 1993). Dans notre cas, une large zone fracturée précède une zone brèchique, dans laquelle l'essai 5 a été mené, et peut être responsable de l'anomalie de contraintes observée à cette profondeur. Bien qu'il soit difficile d'exprimer une relation de causalité exacte, nous pouvons supposer que ces zones ont un effet réel, et doivent être prises en considération.

5.6 Comparaison avec les modélisations numériques 2D aux éléments finis

Les résultats des mesures de contraintes par surcarottage soulèvent plusieurs interrogations auxquelles la modélisation numérique peut apporter des éléments de réponse :

- Les **magnitudes élevées** (entre 6 à 11 MPa pour $\sigma 1$) sont-elles réalistes pour des mesures réalisées à proximité de la surface ?
- Les **orientations des tenseurs** des contraintes sont-elles expliquées uniquement par la topographie ?
- La modélisation peut-elle être abordée à l'aide d'un **Modèle Continu Equivalent** (MCE), en conservant **l'hypothèse d'élasticité** ?
- Peut-on se contenter d'une **modélisation bidimensionnelle** pour rendre compte de l'état de contraintes mesuré ?

Les modélisations numériques, qui sont détaillées ci-dessous, ne visent pas à reproduire avec exactitude les tenseurs de contraintes mesurés mais ont pour finalité d'être des outils pour leur interprétation, en fournissant des ordres de grandeur et en testant les différents paramètres susceptibles d'influencer les valeurs.

Etude paramétrique

Afin de répondre aux questions posées et de reproduire au mieux les mesures, plusieurs modèles ont été élaborés au travers d'une étude paramétrique.

Les paramètres, qui peuvent avoir des conséquences sur les mesures et qui ont été testés sont :

- les **paramètres géométriques**. Pour cela, différentes coupes verticales ont été extraites du Modèle Numérique de Terrain. Toutefois, l'étude paramétrique dans son intégralité a été menée uniquement sur une coupe verticale bidimensionnelle située au niveau du forage de surcarottage ;
- la **loi de comportement** : les comportements élastique et élastoplastique ont été testés ;
- la prise en compte, ou non, de l'**anisotropie** ;
- le **mode de chargement** : l'état de contrainte du versant peut être obtenu en appliquant au modèle la gravité (versant chargé par son propre poids) ou une force de déconfinement, qui correspondrait au creusement de la vallée.

Afin de tester l'ensemble de ces paramètres, le code aux éléments finis CESAR-LCPC-v4 (logiciel diffusé par Itech) a été utilisé.

Notons également que, du fait du nombre important de discontinuités observables et de la méconnaissance de leurs propriétés mécaniques, la **fracturation du site n'a pas été intégrée**, ni de manière déterministe, ni de manière statistique. Le choix s'est directement porté sur un **modèle continu équivalent,** ou milieu homogène fictif. Dans le cas d'un tel modèle, les paramètres mécaniques sont ajustés afin de prendre en compte l'existence de fractures nombreuses et indéterminées, ce qui aboutit à un comportement mécanique supposé reproduire celui d'un matériau réel fracturé.

Les résultats de cette étude ne sont pas détaillés dans cette section mais dans l'Annexe E. Le résultat principal est **qu'un modèle, à grande échelle (1400 m de hauteur pour 875 m de largeur), en milieu élastique, isotrope, et chargé par la gravité permet de s'approcher des ordres de grandeur des contraintes mesurées.** C'est ce dernier qui est développé dans les sections suivantes.

Elaboration du modèle

La modélisation est réalisée sous l'hypothèse des **déformations planes**, c'est-à-dire que l'on considère le modèle infini dans la troisième direction de l'espace. Cette hypothèse peut être émise car le versant présente une large extension.

La topographie est extraite du Modèle Numérique de Terrain du versant, présenté en section 2 (Figure 45). Nous présenterons le **cas de 4 coupes extraites** au niveau du forage (coupe B) ou à sa proximité (Coupes A, C et D, Figure 46). Les coupes présentent une taille de **1400 m de hauteur pour 875 m de largeur**. Cette taille importante permet d'appliquer les conditions aux limites à des distances suffisamment importantes pour ne pas

influencer la zone d'étude (Merrien-Soukatchoff & Omraci, 2000), et de prendre en compte l'ensemble du poids des terrains.

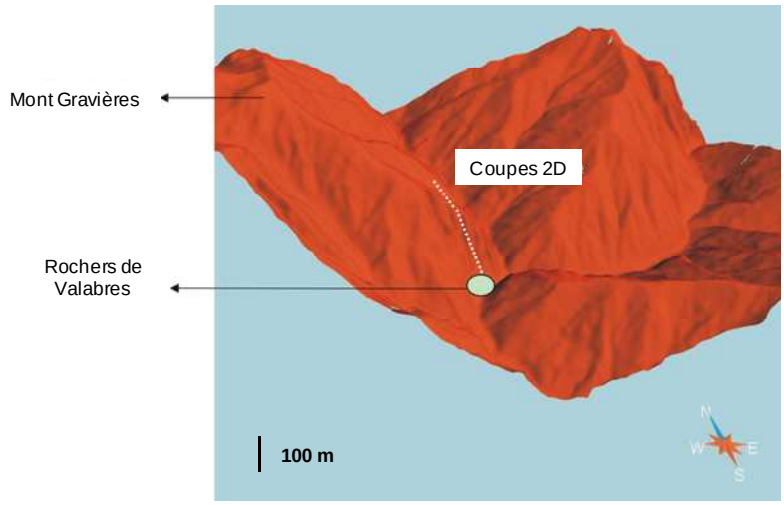


Figure 45 : Emplacement des coupes sur le Modèle Numérique du Terrain (à l'échelle de la vallée).

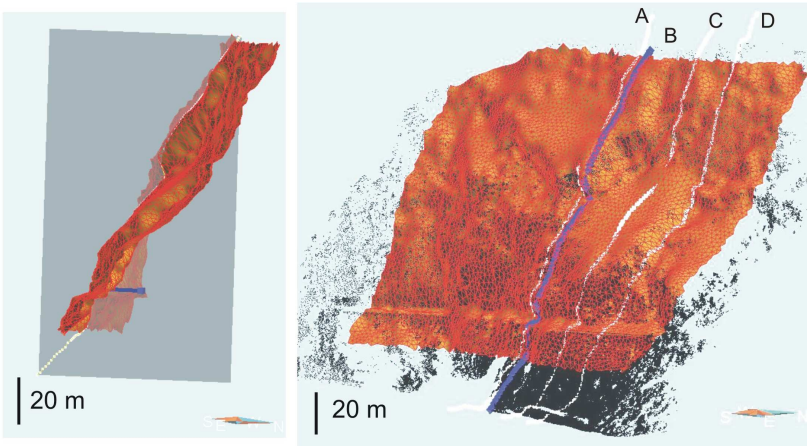


Figure 46 : Modèle Numérique de Terrain à l'échelle des Rochers de Valabres. Extraction des 4 coupes A, B, C et D. La coupe B correspond à la position du forage.

Les conditions aux limites ont été fixées en **déplacements normaux nuls,** c'est-à-dire que sont imposés des déplacements verticaux nuls sur la limite inférieure et des déplacements horizontaux nuls sur les deux limites latérales. Ceci revient à considérer que les limites latérales (fond de la vallée, sommet du modèle) sont des axes de symétrie. En effet, on peut considérer que, dans le plan de coupe, le versant opposé au site présente une géométrie similaire. Il en va de même pour le versant présent de l'autre côté du sommet du modèle.

Afin d'augmenter la précision des calculs sans demander des temps de calculs trop élevés, et puisque les dimensions du modèle à réaliser sont importantes et la zone d'étude petite, le **maillage des modèles est fin dans la zone du forage et augmente progressivement jusqu'aux bords du modèle**. Ce maillage progressif a été réalisé grâce à l'insertion d'un élément linéique en arc de cercle. La taille des mailles est comprise entre 1 et 5 m au niveau des Rochers de Valabres, et peut atteindre 200 m à l'extrémité du modèle. La géométrie finale de la coupe B et son maillage sont représentées sur la Figure 47.

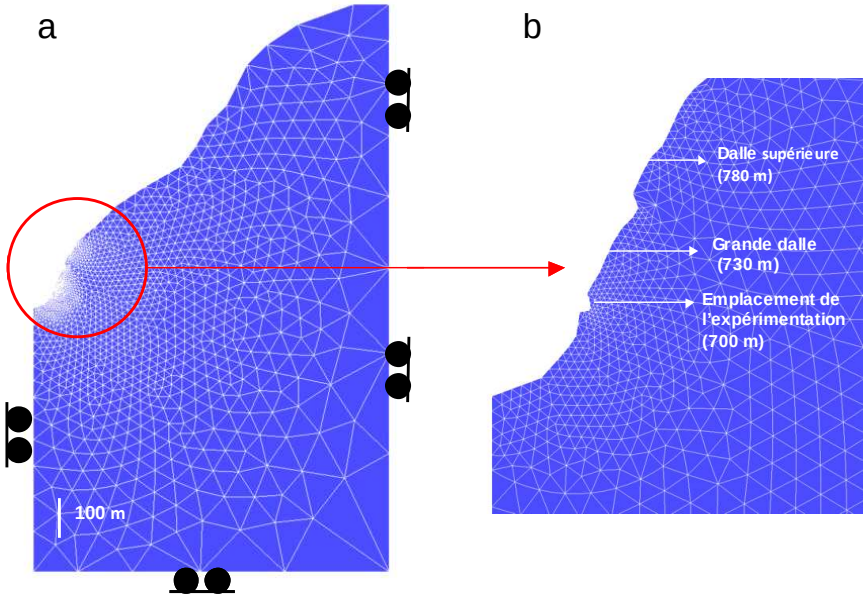


Figure 47 : Géométrie et maillage de la coupe B. A gauche : coupe complète. A droite : zoom au niveau du forage de surcarottage

Le comportement du milieu est supposé **élastique linéaire**. Puisqu'il s'agit d'un milieu continu équivalent, les propriétés mécaniques doivent être adaptées afin de prendre en compte l'ensemble de la masse rocheuse. A cette fin, la méthode de classification des masses rocheuses, intitulée GSI (Geological Strength Index, Hoek & Brown, 1988, 1997) a été appliquée.

Par cette technique, le module de Young de la masse rocheuse E_{rm} est estimé par l'expression empirique déduite par Hoek & Diederichs (2006):

$$E_{rm} = E_i \left(0.02 + \frac{1 - D/2}{2 + e^{((60+15D-GSI)/11)}} \right) \qquad \text{[Eq_10]}$$

avec :

- E_i, la valeur du module de Young pour une roche intacte (E_i = 46,6 GPa déduit des essais uniaxiaux) ;
- GSI, la valeur du "Geological Strength Index" pour la masse rocheuse. La valeur GSI = 65 a été choisie, ce qui correspond à une masse rocheuse découpée par 3 familles de discontinuités ;
- D, le " Disturbance Factor", qui est un indicateur qualitatif qui dépend de la qualité de l'abattage et/ou de l'impact du relâchement des contraintes. Dans le cas des versants, D varie de 0,7 à 1, avec 1 pour un site très perturbé. Nous avons choisi D=0,7.

L'ensemble des paramètres mécaniques introduits est donné dans le Tableau 11.

Paramètres	Valeurs	Source
E_{rm} : Module de Young de la masse rocheuse (GPa)	10	Classification GSI
v : Coefficient de Poisson	0,24	-
ρ : Masse volumique (kg.m^{-3})	2700	Essais en laboratoire

Tableau 11 : Paramètres mécaniques introduits dans les modèles numériques

L'état de contraintes initial a ensuite été obtenu en appliquant un chargement par gravité sur les 4 coupes. Les tenseurs des contraintes sont extraits le long d'une ligne, correspondant au forage, c'est-à-dire tracée de la route jusqu'à une profondeur de 20 m. La comparaison entre les tenseurs des contraintes mesurées et calculés est présentée ci-après.

Comparaison des modules entre les contraintes mesurées et calculées

Afin de comparer les modules des contraintes mesurées et calculées, la Figure 48 permet de visualiser la magnitude de la contrainte principale majeure σ_1 sous forme d'isocontours au niveau de la coupe B. La Figure 49 présente sur un même graphique le profil des modules de σ_1 pour les coupes A, B, C et D, ainsi que les modules de σ_1 mesurées.

Les Figures 48 et 49 montrent que les modélisations aboutissent, au niveau du forage, à **des magnitudes de σ_1 comprises entre 6 et 8 MPa**. Les modules évoluent avec un très faible gradient : entre 0,8 et 1,2 MPa pour les coupes C et A respectivement. Inversement, les mesures avaient mis en évidence des modules entre 6 et 11 MPa avec de fortes variations (hausse de 3,4 MPa des essais 3 à 4). Bien que les profils ne soient pas similaires, **les modules mesurés et calculés sont du même ordre de grandeur**, notamment pour les essais 1, 2, 3 et 5. Néanmoins**, les modèles ne permettent pas d'expliquer les variations** telles que la hausse du module des contraintes à l'essai 4.

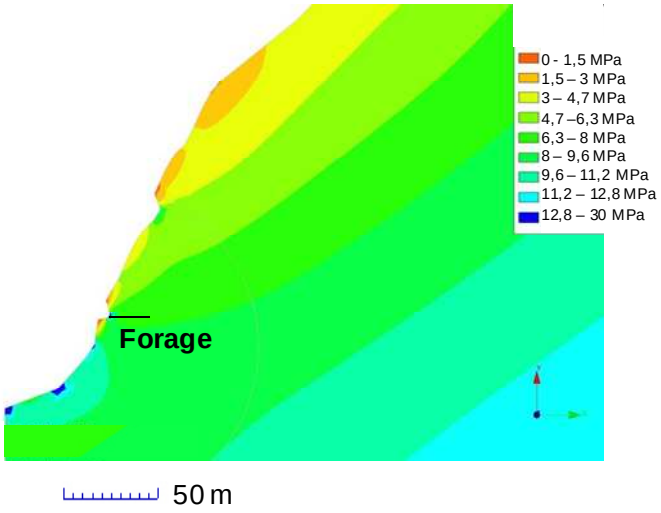


Figure 48 : Isocontours du module de σ_1 au niveau de la coupe B.

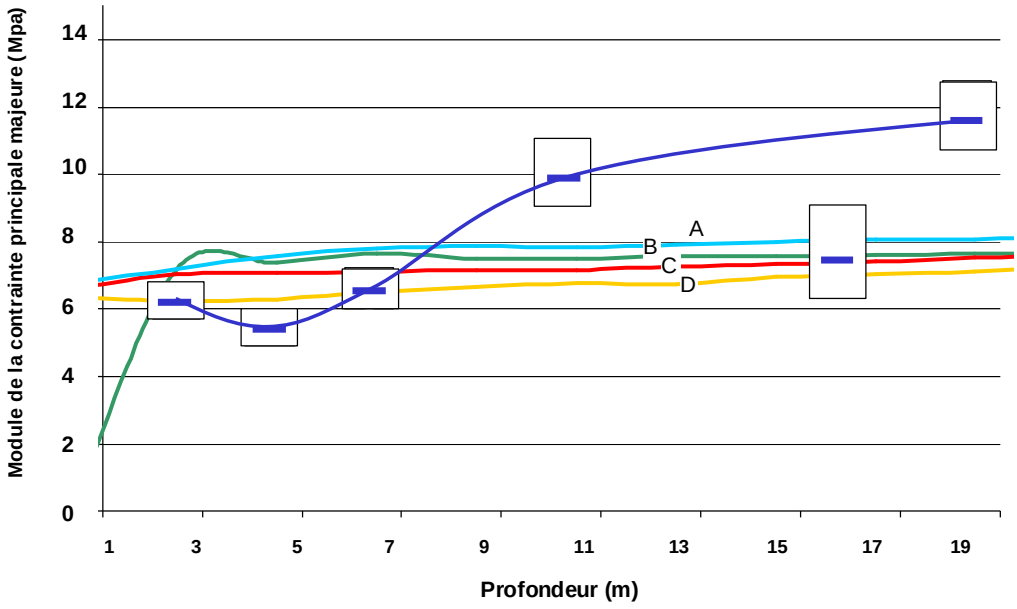


Figure 49 : Profils des modules de σ_1 calculés au niveau des coupes A, B, C et D. Comparaison avec les mesures représentées par le rectangle central des boîtes à moustaches (limité par le 1er et 3ème quartiles Q1 et Q3) et la médiane.

Les modèles montrent que de **fortes magnitudes des contraintes, à proximité de la surface libre d'un versant, ne sont pas anormales**. En effet, **l'ensemble du poids du terrain (de la crête jusqu'aux points considérés) aboutit à de fortes contraintes,** même en présence d'une pente.

Comparaison des orientations entre les contraintes mesurées et calculées

Les orientations des axes principaux des tenseurs obtenues par modélisation numérique sont représentées sur la Figure 50. On y observe des axes parallèles à la paroi verticale sur les deux premiers mètres puis un alignement progressif dans la direction de la Grande Dalle (pendage 50 à 70°). La contrainte principale majeure n e devient verticale qu'à des distances de la paroi supérieures à 300 m. **Ces caractéristiques sont en accord avec les considérations émises dans la section 5.1. mais ne correspondent pas complètement aux orientations mesurées**.

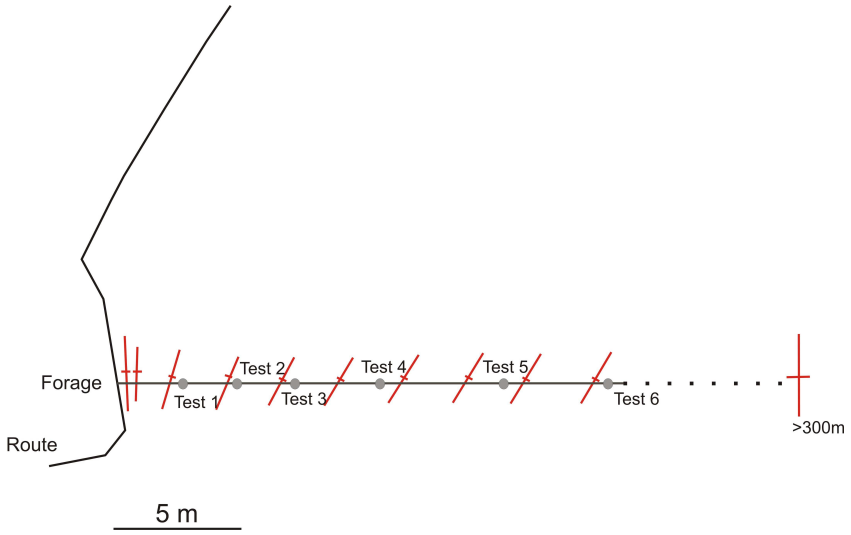


Figure 50 : Représentation schématique des tenseurs de la surface à 300 m de profondeur

En effet, le premier essai de surcarottage, réalisé à 2,45 m, fournit un résultat similaire, c'est-à-dire une contrainte majeure d'orientation verticale et une mineure horizontale. Au-delà de l'essai 1, les orientations présentent une orientation verticale ou quelconque, et ne s'aligne donc pas dans le sens de la pente de la Grande Dalle.

En outre, l'hypothèse d'une orientation géostatique à l'essai 6 qui correspond à la limite d'influence de la topographie est infirmée, puisque, d'après les résultats de la modélisation, cette limite est très supérieure.

Par conséquent, le modèle 2D n'explique pas à lui-seul les orientations des contraintes principales mesurées. L'hypothèse d'un impact important des hétérogénéités peut être avancée, notamment pour appréhender les variations de modules et d'orientations et l'éventuelle "isolation" du tenseur à l'essai 6.

Un modèle continu, bidimensionnel, à comportement élastique linéaire, est a priori suffisant pour approcher les ordres de grandeur des contraintes, mais ne permet pas d'expliquer les contrastes de modules et d'orientations le long du profil. Nous avons donc conscience que, afin de gagner en précision, Il est nécessaire d'intégrer les discontinuités et les hétérogénéités (dans un modèle réalisé sous un code aux éléments distincts par exemple), mais ceci soulève le problème de la méconnaissance de ces structures en profondeur. En outre, l'hypothèse simplificatrice des déformations planes peut paraître insatisfaisante puisque la topographie du versant, mise en évidence par le Modèle Numérique de Terrain, est clairement tridimensionnelle (alternance de dalles rocheuses en paliers). Des modèles tridimensionnels du site sont prévus, par les laboratoires du L3S, de l'INERIS et du LCPC, dans le cadre du programme STABROCK et permettront certainement d'apporter des éléments de réponse.

5.7 Apport de la technique à la caractérisation mécanique du site

La mise en œuvre de la technique de surcarottage pour l'étude d'un versant est originale, mais elle s'avère délicate. Dans cette section, l'intérêt de cette technique pour la caractérisation du site et, plus généralement, pour l'étude des versants est présenté.

Apport pour la caractérisation mécanique du massif

Les mesures de contraintes ont permis de mieux définir la zone superficielle du versant. La zone investiguée (2 à 18 m) est ainsi le siège **d'un état de contraintes élevées, résultant du poids de l'ensemble de la hauteur du versant** jusqu'à sa crête. Pour la suite de l'étude du site, il est donc nécessaire de prendre en compte l'intégralité du versant.

La zone étudiée est néanmoins hétérogène et marquée par une forte rotation des axes principaux des contraintes. Cependant, il est difficile de définir une limite où ces effets de surface disparaissent (c'est-à-dire où les orientations se stabilisent).

Les résultats des mesures révèlent également que les **hétérogénéités ont un rôle majeur sur l'état de contraintes**, et sont probablement partiellement responsables des variations de modules et d'orientations mesurées. C'est ainsi que la présence de la double anomalie (zone fracturée et brèchique) induit une chute de plusieurs MPa sur le profil des contraintes. Il semble donc nécessaire de prendre en compte les hétérogénéités pour la suite de l'étude. Toutefois, les mesures n'ont pas permis de les dimensionner, ce qui demanderait des investigations supplémentaires.

Outre une meilleure connaissance de la zone superficielle du massif, les mesures de contraintes sont également une donnée intéressante pour les modélisations numériques. Les résultats permettent de discuter de la géométrie à utiliser et de la précision attendue. En effet, **la variabilité des résultats, obtenue grâce au plan d'expérience, permet de donner un ordre de grandeur de la précision à rechercher dans les modèles.** Nous avons obtenu des écarts type moyens des modules des contraintes principales compris entre +/- 0,5 MPa et +/- 0,9 MPa, soit 15 à 25% des modules. Cela signifie que si l'écart entre les résultats de modèles différents (du fait des paramètres mécaniques introduits ou des lois de comportements utilisées) sont de cet ordre de grandeur, il restera délicat de privilégier un de ces modèles.

Intérêt de la mesure - Représentativité des résultats

La mesure de contrainte par surcarottage est une mesure intéressante qui permet de définir **un ordre de grandeur des contraintes et de juger de l'importance du poids des terrains et des hétérogénéités**. Dans notre cas, cette mesure présente également l'intérêt de pouvoir être comparée aux variations de contraintes et de déformations induites par les variations thermiques qui font l'objet du chapitre suivant.

Toutefois, cette mesure soulève **le problème persistant de la représentativité de la mesure et de sa transposition à l'ensemble du versant.** Rappelons que la mesure par surcarottage investigue un volume assez réduit (10^{-3} - 10^{-2} m^3), inférieur ou égal aux hétérogénéités détectées le long du forage. Il s'agit donc d'une mesure locale, dont les enseignements sont difficilement transposables à l'ensemble du versant, voire à un autre versant.

Par ailleurs, par cette technique, il n'est pas possible de discriminer, dans les magnitudes mesurées, la part des « contraintes initiales » de la part produite par le chargement hydromécanique ou thermique, puisque la mesure est réalisée à un instant donné.

6 Conclusions : Caractérisation de la zone superficielle du versant

En guise de conclusion de ce second chapitre, nous résumerons l'ensemble des enseignements acquis, grâce aux différentes techniques de reconnaissance et relatives à la zone superficielle du massif dans laquelle l'auscultation, détaillée au chapitre suivant, sera menée. Ces enseignements sont les suivants :

- La topographie de la zone superficielle, appréhendée par scannérisation laser, est une alternance de dalles, découpées par trois familles majeures de discontinuités. Le découpage produit des blocs rocheux dont les dimensions sont comprises entre 5 et 15 m, ce qui peut produire des volumes variant entre quelques m^3 et 1000 m^3. Ces blocs sont potentiellement instables et le principal phénomène impliqué est le glissement le long des plans de discontinuités F4-F5.
- L'ensemble du versant est constitué de gneiss. Néanmoins, l'analyse des carottes extraites du forage, a montré qu'au niveau de la zone investiguée la formation s'avère hétérogène dans sa texture. On observe par exemple de nombreuses zones fondues ou brèchique et une foliation ondulée et irrégulière.
- Les propriétés mécaniques ont été déterminées et analysées selon le modèle de l'élasticité transverse. A l'échelle de l'échantillon, le comportement est élastique linéaire, à rupture fragile et grande résistance. L'effet de Poisson est très peu marqué et les propriétés sont dispersées, fonctions de l'échelle et du point considéré.
- La mesure par surcarottage indique une zone superficielle à fortes contraintes, due à l'ensemble du versant depuis sa crête. La zone est marquée par une forte rotation des axes principaux et une dispersion des modules. A faibles profondeurs, l'effet topographique est très marqué et l'impact des hétérogénéités est important.

Ces enseignements sont également à prendre compte pour la mise en œuvre et l'interprétation de l'auscultation thermomécanique. Nous retiendrons ainsi que :

- **la zone présente de nombreux facteurs de prédisposition à une instabilité de type écroulement rocheux**. En effet, le massif est découpé en système de blocs, dont des cas de glissement sont connus, et on a mesuré de fortes contraintes initiales à proximité de la surface libre. Ces "faiblesses" laissent supposer que les cycles naturels de température peuvent préparer, voire déclencher, une instabilité dans cette **zone déjà fragilisée par un réseau dense de discontinuités et un fort état de contraintes** ;
- **la précision des mesures thermomécaniques sera délicate à obtenir car la zone superficielle s'avère complexe et source d'incertitudes**. Les étapes de caractérisation ont ainsi mis en évidence une dispersion des modules élastiques, une anisotropie délicate à définir et des hétérogénéités visibles et influençant l'état de contraintes.

CHAPITRE 3. AUSCULTATION PAR MESURES DES DEFORMATIONS THERMIQUES

Après une première étape de caractérisation du massif des Rochers de Valabres, ce chapitre vise à détailler **l'auscultation des déformations induites par les variations thermiques naturelles dans la tranche superficielle du massif (jusqu'à 50 cm).**

Cette opération d'auscultation a pour objectif de **quantifier l'importance du phénomène et son rôle probable sur les instabilités de versants.** L'objectif est également de juger de la faisabilité et des limites de l'auscultation des phénomènes thermomécaniques, par l'implantation d'un réseau d'auscultation expérimentale sur les Rochers de Valabres.

Rappelons que deux phénomènes thermomécaniques peuvent contribuer à l'occurrence des instabilités de versants rocheux et ont été développés en section 6.1 (Chapitre 1) :

- les **mouvements sur les discontinuités préexistantes** : les déformations (ouverture, fermeture et cisaillement) sur les discontinuités ouvertes peuvent être de **nature réversible ou irréversible,** et peuvent alors jouer un rôle dans le détachement des blocs rocheux ;
- **la fatigue, ou endommagement thermique :** ce phénomène correspond à l'impact et à l'accumulation de la fissuration thermique dans le temps, en partie responsable de **la dégradation de la matrice rocheuse et/ou des ponts rocheux**. En effet, l'application de **contraintes thermomécaniques** peut induire **la nucléation et la propagation** de microfissures. **Le second phénomène, la propagation de fissures, est le plus plausible dans un contexte thermique naturel.** Il se produit lorsque l'accumulation des contraintes aux extrémités des fissures atteint un seuil critique.

Dans notre cas d'étude, c'est-à-dire dans des conditions naturelles de fluctuations thermiques, quotidiennes et saisonnières, les amplitudes des deux phénomènes évoqués restent faibles**. C'est alors l'aspect cumulatif et répété dans le temps du phénomène qui aura un impact** sur la ruine du système.

Après une brève présentation des bases de la thermomécanique des roches (section 1), nous explorerons, par calculs numériques, l'hypothèse que les mouvements sur les discontinuités préexistantes engendrent des instabilités sur le site de Valabres (section 2).

Puis nous présenterons les **caractéristiques du réseau d'auscultation** installé sur le site (section 3) et les **propriétés thermiques et thermomécaniques du massif** (section 4), notamment déduites des mesures du réseau et d'essais en laboratoire.

Les deux types de données (températures et déformations) seront d'abord traités séparément. **Les phénomènes purement thermiques sur le versant** seront évoqués grâce aux données de températures (section 5). Ces dernières permettront de discuter des différents modes d'échange de chaleur et des conditions aux limites thermiques. Puis nous verrons que **l'interprétation des données de déformations a nécessité la mise en œuvre de traitements et de corrections**, définis à l'aide d'essais en laboratoire et de calculs analytiques (section 6).

Après traitements, les données du réseau d'auscultation seront interprétées à l'échelle quotidienne et à l'échelle saisonnière, par l'application des techniques d'analyse des données. Ces données permettront alors **de quantifier l'importance du phénomène thermomécanique,** en termes de déformations, de contraintes additionnelles, et de profondeurs (section 7). Elles fourniront également une **base pour vérifier l'hypothèse de propagation de microfissures**, par application des théories de la mécanique de la rupture fragile (section 8).

Dans l'ensemble de ce chapitre, et contrairement au chapitre précédent, nous appliquerons la convention utilisée en mécanique, c'est-à-dire un **signe négatif** pour les contraintes en **compression** et les déformations en **raccourcissement** et, inversement, un **signe positif** pour les contraintes en **traction** et les déformations en **élongation**. Cette inversion est due à l'application des théories de la mécanique de la rupture dans la section 8.

1 Bases de la thermomécanique des roches

Cette partie présente les bases essentielles de la thermomécanique et de son application aux roches. Nous séparerons **les phénomènes thermiques**, et plus spécifiquement l**e transfert par conduction**, des **phénomènes thermomécaniques**, c'est-à-dire l'interaction entre phénomènes thermiques et mécaniques.

1.1 Les phénomènes thermiques

Le transfert de chaleur, ou transfert thermique, est un transit d'énergie sous forme microscopique. On parle "d'équilibre thermique" lorsque deux corps présentent la même température. En cas d'inégalité, le corps le plus chaud cède de l'énergie au corps le plus froid : il y a transfert thermique.

Les différents modes de transferts thermiques

On distingue classiquement trois modes principaux de transfert de chaleur :

- Le **transfert par rayonnement ou radiation**. Il s'agit d'un mode sans support matériel, pouvant se réaliser dans le vide. Il se réalise sous la forme **d'un rayonnement électromagnétique**. L'exemple caractéristique de ce type de transfert est le rayonnement du soleil. Les phénomènes relatifs à ce mode sont nombreux : un corps, porté à une certaine température, émet un rayonnement thermique. On parlera du **rayonnement du corps noir**. Ce rayonnement peut être **réfléchi** par le corps récepteur et/ou **absorbé**, pour être ensuite transmis.
- Le **transfert par convection,** qui correspond à un transport d'énergie par mouvement de matière dans un fluide (liquide ou gaz). Il peut s'agir de **convection libre**, lorsque le mouvement est naturellement induit par des différences de densité du fluide, liées à l'hétérogénéité du champ de températures, ou de **convection forcée** lorsque le mouvement est induit artificiellement.
- Le **transfert par conduction.** Ce mode correspond à un transfert de chaleur par contact, lié à l'excitation atomique de proche en proche, dans un milieu continu et de même phase. Ce mode conduit à l'uniformisation des températures.

Dans le cas des roches, le transfert par radiation intervient à l'interface air-roche. Le rayonnement, issu du soleil et de l'atmosphère, est réfléchi, en fonction de l'albédo du massif et absorbé pour être transmis dans la masse rocheuse. Le massif rocheux rayonne également (rayonnement du corps noir). Le phénomène de convection intervient au niveau de la surface libre ou des discontinuités, par l'action du vent et de la circulation des eaux. Enfin, le **transfert par conduction se produit à l'intérieur de la masse rocheuse. Il s'agit alors du mode de transmission prépondérant de la chaleur**. La chaleur transmise par conduction a deux origines. A la surface, la chaleur provient de l'atmosphère, transmise au massif par rayonnement et convection. En profondeur, il y a transfert de chaleur par production géothermique, également nommée production radiogénique, de la croûte terrestre. L'ensemble des transferts au niveau d'un massif rocheux est illustré sur la Figure 51.

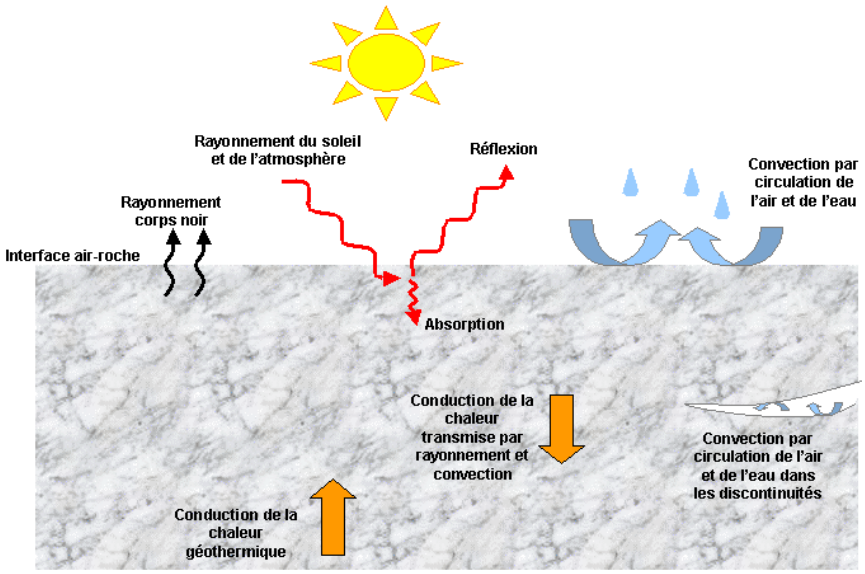


Figure 51 : Les différents modes d'échange de chaleur dans un massif rocheux

Le cas du transfert par conduction

Le transfert par conduction obéit à la **loi de Fourier**, qui relie la densité de flux de chaleur q (ou densité de flux thermique en W/m^2) au gradient de température T par l'intermédiaire de **la conductivité thermique** k (W.m^{-1}.℃ $^{-1}$). La loi s'exprime par :

$$\vec{q} = -k \cdot \overrightarrow{grad\ T} = -k \frac{d\vec{T}}{dx} \qquad \text{[Eq_11]}$$

La densité de flux thermique q ne doit pas être confondue avec le flux thermique Q (W) qui correspond au transfert d'énergie au travers d'une surface, selon l'expression :

$$Q = -k \frac{dT}{dx} S \qquad \text{[Eq_12]}$$

Dans les deux expressions précédentes, le signe négatif indique que le transfert est réalisé des zones chaudes vers les zones froides.

Si les caractéristiques du matériau sont homogènes et si le seul flux de chaleur provient uniquement de la conduction (ni source ou puits de chaleur dans le matériau), le principe de conservation de l'énergie permet de déduire **l'équation de la chaleur**, qui fait intervenir la **diffusivité thermique** a (m^2.s^{-1}) :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a.\Delta T \qquad \text{[Eq_13]}$$

avec a, telle que :

$$a = \frac{k}{\rho c_p} \qquad \text{[Eq_14]}$$

et ρ la masse volumique du matériau (kg.m^{-3}), c_p sa capacité calorifique par unité de masse (J.kg^{-1}.K^{-1}).

Propagation par conduction d'une sollicitation thermique sinusoïdale de surface

Dans le cas des variations thermiques naturelles, nous simplifierons souvent les chroniques de températures en supposant des chroniques sinusoïdales, appliquées à la surface libre du massif rocheux et exprimées sous la forme :

$$T(x=0,t)=T_0+A\cdot\cos(\omega t) \qquad \text{[Eq_15]}$$

avec $\omega=\frac{2\cdot\pi}{\tau}$ la pulsation (s^{-1}), τ la période (s), T_0 (℃) la température moyenne et A (℃) l'amplitude.

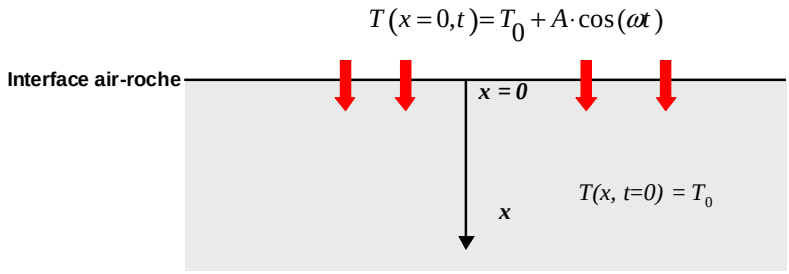


Figure 52 : Géométrie d'un milieu semi-infini soumis à une température extérieure

Sous cette hypothèse, la résolution de l'équation de chaleur pour un milieu semi-infini (cf. Figure 52) aboutit au géotherme suivant :

$$T(x,t)=T_0+Ae^{-x/\delta}\cdot\cos\left(\omega\cdot t-\frac{x}{\delta}\right) \qquad \text{[Eq_16]}$$

avec x, la profondeur et $\delta=\sqrt{2a/\omega}$, la profondeur caractéristique de pénétration.

Ce géotherme met en évidence une atténuation des amplitudes thermiques avec la profondeur, par la présence d'un terme exponentiel ($e^{-x/\delta}$) et un déphasage croissant des extremums (terme $\frac{x}{\delta}$).

Un exemple de champ de température produit par une variation sinusoïdale de surface, de pulsation quotidienne, avec T_0 = 0℃ et A = 10℃, est donné sur la Figure 53.

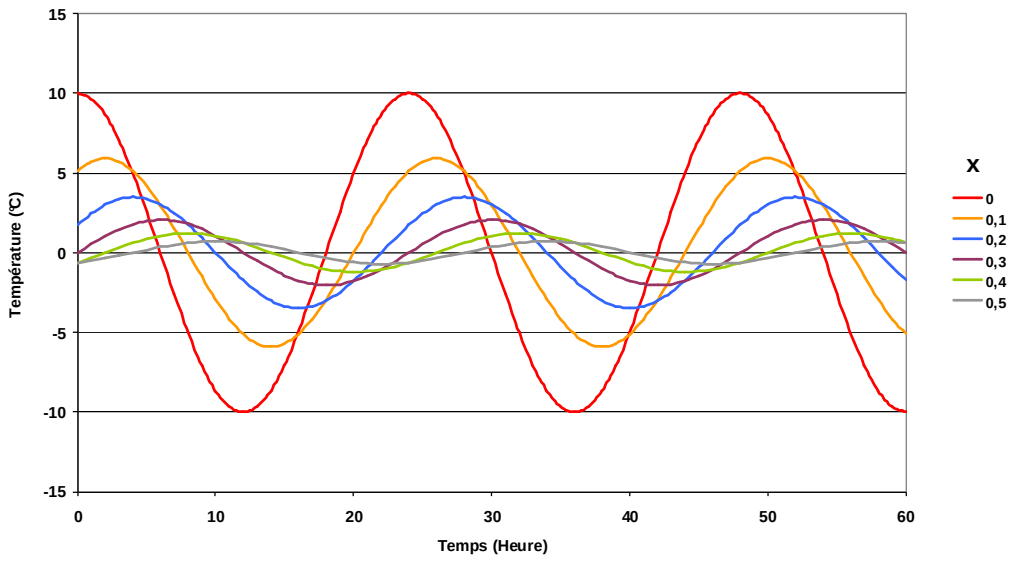


Figure 53 : Evolution de la température en fonction du temps et de la profondeur selon le géotherme (Eq_16). Notez le déphasage et l'atténuation des variations avec la profondeur.

1.2 Les phénomènes thermomécaniques

Les phénomènes thermiques, évoqués ci-dessus, ont un impact mécanique sur les matériaux. **La prise en compte de cette interaction, ou couplage, est du ressort de la thermomécanique.**

Les phénomènes thermiques peuvent avoir deux types de conséquences mécaniques :

- Les **variations de température peuvent induire une modification du comportement des matériaux**. En effet, les caractéristiques mécaniques des roches varient avec la température. Ces phénomènes peuvent souvent être négligés lorsque les variations de températures sont faibles. Ce sera le cas dans notre étude.
- Les variations de température produisent une dilatation ou une contraction des matériaux. Lorsque le **milieu est libre et que les variations de températures sont homogènes, seules des déformations seront induites**. Dans le cas d'un **milieu empêché de se déformer et/ou dans le cas d'une variation de température non uniforme**, l'absence de déformations conduit à **l'apparition de contraintes additionnelles d'origine thermique**. Dans la nature, le milieu n'est jamais ni totalement libre, ni totalement bloqué, et il apparaît **des déformations et des contraintes thermomécaniques, dont les expressions dépendront des conditions aux limites mécaniques et thermiques**.

Le paramètre fondamental de la thermomécanique est le **coefficient de dilatation thermique linéaire** α ($C^{\circ -1}$) qui exprime le rapport entre la déformation et la variation de température. Il intervient dans les expressions décrivant les déformations et les contraintes thermomécaniques.

Déformations thermomécaniques

Dans le cas d'une variation de température ΔT, un solide homogène, isotrope et libre de toute liaison, subit une déformation isotrope proportionnelle à la variation de température telle que :

$$\varepsilon_{ij} = \alpha.\Delta T.\delta_{ij} \qquad \text{[Eq_17]}$$

Dans le cas unidimensionnel, cette expression devient :

$$\frac{\Delta l}{l} = \alpha \cdot \Delta T \qquad \text{[Eq_18]}$$

Dans le cas tridimensionnel, la déformation correspond à la variation de volume telle que :

$$\frac{\Delta V}{V} = 3\alpha.\Delta T \qquad \text{[Eq_19]}$$

Dans le cas d'une sollicitation sinusoïdale appliquée en surface d'un milieu semi-infini, le champ de température représenté sur la Figure 53 produit un champ de déformation sinusoïdale et de même période selon l'axe normal à la surface (x) tel que :

$$\varepsilon_{xx}(x,t) = -\sqrt{2}\frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}\alpha A e^{-\frac{x}{\delta}} \sin\left(\frac{\omega t}{2} - \frac{x}{\delta}\right).\left[\sin\left(\frac{\omega t}{2}\right) + \cos\left(\frac{\omega t}{2}\right)\right] \qquad \text{[Eq_20]}$$

Contraintes thermomécaniques

Nous avons vu qu'une variation de température induit des déformations selon l'expression [Eq_17]. Néanmoins, **dans le cas dans le cas d'un milieu empêché de se déformer, c'est-à-dire non libre de toute liaison**, l'absence de déformations conduit à l'apparition de **contraintes additionnelles d'origine thermique (ou contrainte thermomécanique)** dans le solide.

Dans le cas d'un matériau dont tous les déformations sont bloquées et soumis à une variation de température uniforme ΔT, la contrainte thermomécanique s'exprime par :

$$\Delta \sigma_{ij} = -(3\lambda + 2\mu)\alpha \Delta T \cdot \delta_{ij} = -\frac{E}{(1-2\upsilon)}\alpha \Delta T \cdot \delta_{ij} \qquad \text{[Eq_21]}$$

où $\Delta\sigma_{ij}$ désigne la variation de contrainte, λ et μ les coefficients de Lamé, E le module d'Young, et υ le coefficient de Poisson.

L'apparition des contraintes d'origine thermique a une importance dans le phénomène de **fatigue thermique** puisque sa concentration peut provoquer la propagation de fissures préexistantes. Ce phénomène sera évoqué dans la section 8.

Application aux massifs rocheux

Dans les cas réels, les variations de température sont rarement homogènes et le matériau n'est jamais, ni totalement libre, ni totalement bloqué. Il en résulte à la fois des déformations et des contraintes d'origine thermique. Les expressions données ci-dessus sont donc rarement applicables mais restent des bases pour vérifier les ordres de grandeur mesurés ou attendus.

Les déformations et contraintes thermomécanique peuvent contribuer à la préparation ou au déclenchement des instabilités rocheuses par deux phénomènes, qui ont notamment été développés au chapitre 1. Il s'agit **des mouvements sur les discontinuités préexistantes et du phénomène de fatigue thermique**. Dans les deux cas, **l'action répétée et cumulative** des deux processus peut aboutir à un impact non négligeable sur le massif rocheux.

L'application des théories de la thermomécanique aux massifs rocheux nécessite **la connaissance des paramètres physiques (ρ), élastiques (E et υ), thermiques (k, Cp, a) et thermomécaniques (α).** Les paramètres thermiques et thermomécaniques sont variables d'une roche à l'autre, mais peuvent également être variables au sein d'une même roche anisotrope, hétérogène et fissurée. Par ailleurs, les conditions de pression et température modifient également les propriétés, notamment la diffusivité thermique (Seipold & Huenges, 1998). Ces variations de conditions peuvent ainsi être responsables des écarts entre les mesures des paramètres *in situ* et en laboratoire. Néanmoins, ces variations restent faibles comparées à la dispersion des propriétés mécaniques (Berest & Weber, 1988).

Dans le cas du gneiss, formé d'une alternance de lits minéralogiques, les paramètres thermomécaniques peuvent être anisotropes. Notons ainsi que les coefficients de dilatation thermiques peuvent varier dans un rapport pouvant atteindre 2 selon la direction. La cause est notamment due à la forte dilatation du quartz (α = 10. 10^{-6} °C $^{-1}$) comparée à la dilatation des micas (α = 5. 10^{-6} °C $^{-1}$). Néanmoins, les mesures sur site, menées à des fins d'auscultation, ne sont pas orientées selon les plans de foliation et nous avons montré, au chapitre 2, que cette dernière est irrégulière. Nous devons donc recourir à des paramètres apparents isotropes, propres aux points de mesure.

2 Les phénomènes thermiques peuvent-ils avoir des conséquences sur la stabilité du site des Rochers de Valabres?

Nous explorerons dans cette section, **par calcul numérique, l'impact des variations thermiques sur la stabilité du versant en nous concentrant à nouveau sur la tranche superficielle du massif**.

Un bloc rocheux, de faibles dimensions (2x3x3 m^3), situé au Nord-Est de la Grande Dalle, **et séparé de la dalle par une discontinuité ouverte** (Figure 54) est modélisé. Une station du dispositif d'auscultation, décrit dans la section 3 suivante, est implantée autour de ce bloc. Celui-ci est soumis à des variations thermiques de surface homogènes et sa réponse en déformations et déplacements est étudiée. Afin de pouvoir modéliser la réponse de la matrice rocheuse, mais également des discontinuités, le code aux éléments distincts bidimensionnel UDEC, développé par Itasca (UDEC, Itasca Consulting Group, 2003), a été utilisé.

Seul le **premier phénomène thermomécanique évoqué sera donc abordé : les mouvements (ouverture / fermeture) sur les discontinuités préexistantes.** Les principaux résultats montreront que, sous l'hypothèse de paramètres des joints judicieusement choisis, la géométrie du bloc est favorable à une "instabilité" d'origine thermique, c'est-à-dire à un mouvement irréversible du bloc.

Notons que l'exploration par calculs numériques des effets thermomécaniques sur la stabilité du versant de Valabres a déjà été abordée par Gunzburger (2004). De ces travaux antérieurs, nous retiendrons que :

- dans le cas de variations de températures sinusoïdales de moyenne constante, les contraintes d'origine thermiques varient d'un point à l'autre du massif. Comme il n'est pas possible d'introduire de telles contraintes initiales dans le code UDEC, il est nécessaire d'atteindre ce régime par des calculs préliminaires (ou pré-périodiques). On parlera d'équilibrage thermique : les déformations sont alors réversibles et sinusoïdales. Dans le cas d'un calcul purement thermo-élastique, ce régime est très rapidement atteint (quelques heures pour des profondeurs inférieures à 0,5 m) et il n'est pas nécessaire de réaliser de calculs pré-périodiques ;
- si des critères de plasticité sont introduits pour les discontinuités (comportement élastoplastique), des déformations irréversibles peuvent apparaître le long de celles-ci, générant un déplacement d'ensemble du bloc rocheux. Toutefois, ces discontinuités doivent être situées à une faible profondeur pour que les sollicitations thermiques soient ressenties. De plus, les mouvements le long des discontinuités ne se produisent que si les critères de plasticité choisis sont tels que le système proche de la limite de l'équilibre élastique initial en l'absence de sollicitation thermique.

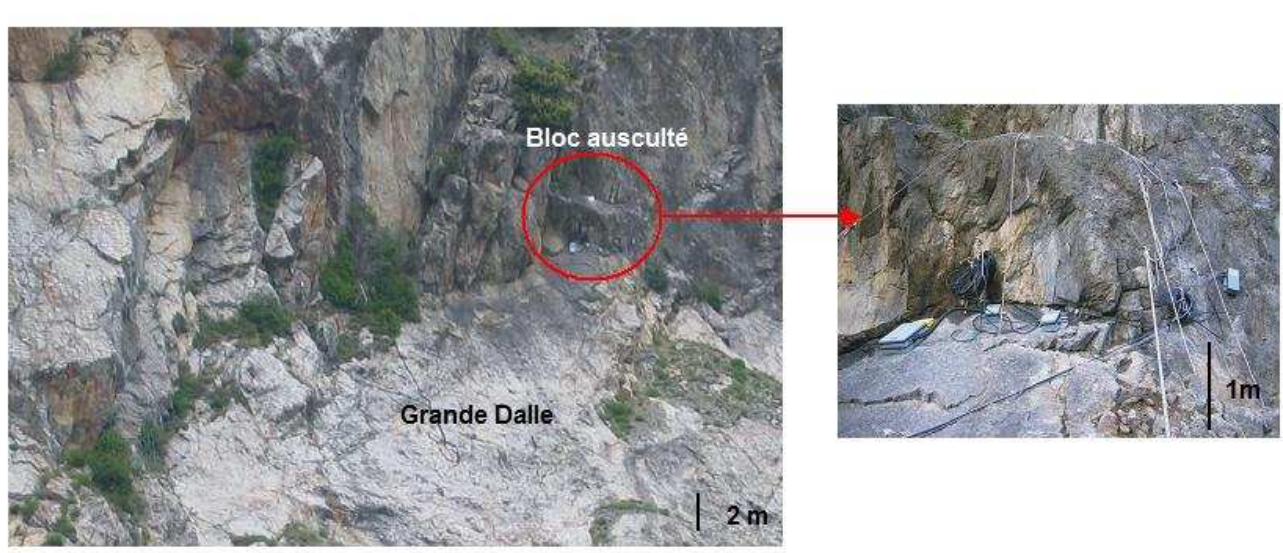


Figure 54 : Photographie de la Grande Dalle et du bloc ausculté

Pour cela, une coupe bidimensionnelle, traversant le bloc et dans le sens de plus grande pente, a été exportée du Modèle Numérique de Terrain (Figure 55) vers le logiciel UDEC. Ses dimensions sont identiques à celles des modèles purement mécaniques (1400 m de hauteur pour 875 m de largeur), détaillés dans la section 5.6. De même, les conditions aux limites sont fixées en déplacements normaux nuls et les calculs sont réalisés selon l'hypothèse des déformations planes.

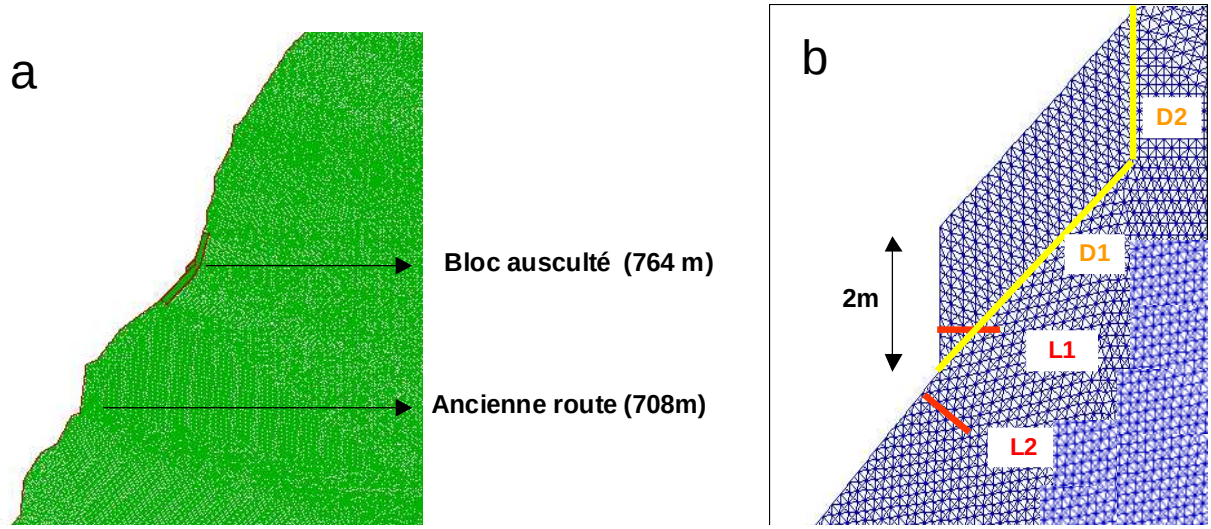


Figure 55 : Géométrie du modèle à l'échelle du versant (a) et l'échelle du bloc (b). En rouge, l'emplacement des points étudiés. En jaune, les discontinuités.

Puisque la distance de pénétration des variations thermiques est faible et que les calculs doivent être précis dans la zone superficielle, le maillage doit être particulièrement fin à proximité de la surface. Pour cela, une frange, délimitée par des joints fictifs, a été introduite entre 0 et 3 m de profondeur par rapport à la surface libre. La taille des mailles est de 0,2 m pour la frange de raffinement, puis atteint progressivement 20 m au bord du modèle.

Deux discontinuités qui découpent le bloc rocheux ont été introduites. Il s'agit des discontinuités *D1* et *D2*, visibles sur la Figure 55. Notons que ces dernières sont visibles à l'affleurement rocheux mais leur prolongement en profondeur n'est pas connu. Durant le calcul, les déformations, déplacements et températures sont enregistrés le long de deux séries de points alignés sur les segments *L1* et *L2*. Le segment *L1* débute au niveau du bloc rocheux et se poursuit en croisant la discontinuité *D1*. Les points du segment sont situés tous les 10 cm, de la surface à 1 m de profondeur. Le segment *L2* est positionné au niveau de la Grande Dalle et ses points sont placés à des distances de 10, 20, 30, 40, 50, 60 et 100 cm de la surface libre.

Dans un premier temps, le modèle subit une phase de consolidation élastique afin d'aboutir à un état d'équilibre mécanique uniquement soumis à la gravité, ce qui fournit les conditions initiales des modèles. La matrice rocheuse et les discontinuités sont alors considérées comme élastiques. Une fois l'équilibre élastique atteint, une seconde phase est appliquée au modèle. Les discontinuités sont alors considérées comme élastoplastique : les critères de plasticité (C, la cohésion, φ, l'angle de frottement et Rt, la résistance en traction) sont choisis de sorte que le modèle soit à la limite de l'apparition de déformations plastiques (limite élastique). Pour cela, la cohésion et la résistance à la traction sont progressivement diminuées. Enfin, une sollicitation thermique sinusoïdale est appliquée à la surface du modèle sous la forme d'une chronique journalière d'expression :

$$T(x=0,t)=T_0+A\cdot\cos(\omega t) \qquad \text{[Eq_15]}$$

avec :

- ω la pulsation. Pour une chronique journalière τ = 24 h = 86400s, d'où ω = 7,3.10^{-5} s^{-1}
- T_0 (°C) la température initiale, telle que T_0 = 0°C
- et A (°C) l'amplitude, telle que A = 8°C

Les paramètres mécaniques utilisés dans le modèle sont donnés dans le Tableau 12.

	Paramètres	Valeurs
Caractéristiques thermoélastiques de la matrice rocheuse	Masse volumique ρ	2700 $kg.m^{-3}$
	Module de Young E	10 GPa
	Coefficient de Poisson ν	0,24
	Conductivité thermique k	3 $W.m^{-1}.K^{-1}$
	Capacité calorifique massique Cp	836 $J.kg^{-1}.K^{-1}$
	Coefficient de dilatation α	7. 10^{-6} K^{-1}
Caractéristiques élastiques et critères de plasticité de la discontinuité D1	Raideur normale Kn	5 $GPa.m^{-1}$
	Raideur tangentielle Ks	0,5 $GPa.m^{-1}$
	Cohésion C	0 kPa
	Angle de frottement φ	50
	Résistance en traction Rt	0 kPa
Caractéristiques élastiques et critères de plasticité de la discontinuité D2	Raideur normale Kn	50 $GPa.m^{-1}$
	Raideur tangentielle Ks	5 $GPa.m^{-1}$
	Cohésion C	300 kPa
	Angle de frottement φ	50
	Résistance en traction Rt	20 kPa
Caractéristiques élastiques et critères de plasticité des joints fictifs	Raideur normale Kn	5.10^2 GPa/m
	Raideur tangentielle Ks	5.10^2 GPa/m
	Cohésion C	1.10^{11} GPa
	Angle de frottement φ	80°
	Résistance en traction Rt	1.10^{11} GPa

Tableau 12 : Propriétés mécaniques utilisées. Les modules élastiques de la matrice sont issus de la section 4. Les propriétés thermiques et les caractéristiques élastiques des joints sont extraites des travaux de Gunzburger (2004). Les propriétés plastiques des discontinuités correspondent à la limite élastique du système.

L'application de la chronique de température au modèle produit un champ de température en accord avec les principes généraux de la section 1, c'est-à-dire présentant une atténuation et un retard de période croissant avec la profondeur. Un exemple, correspondant aux températures calculées au niveau du segment $L2$, est représenté sur la Figure 56.

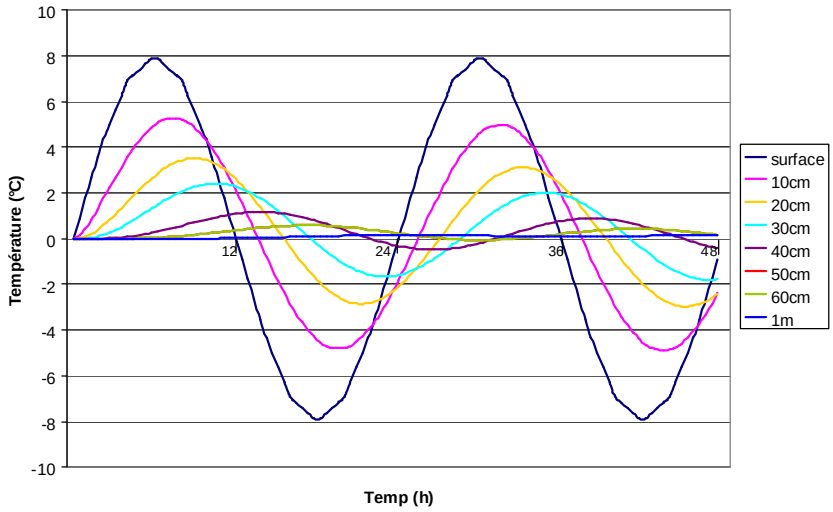


Figure 56 : Evolution dans le temps des températures à différentes profondeurs au niveau du segment L2 et sur une période de 2 jours.

Au niveau du segment *L2*, l'évolution des déformations et déplacements, produits par les variations thermiques, est comparable au cas du milieu semi-infini, c'est-à-dire des **déplacements et déformations réversibles.** L'amplitude des déplacements normaux en surface est de 36.10^{-6} m. L'amplitude des déformations normales en surface est de 117.10^{-6} m/m (117 microdéformations). Sur la Figure 57, les déformations horizontales (ε_{xx}), dont l'amplitude de surface est de 95.10^{-6} m/m, sont représentées.

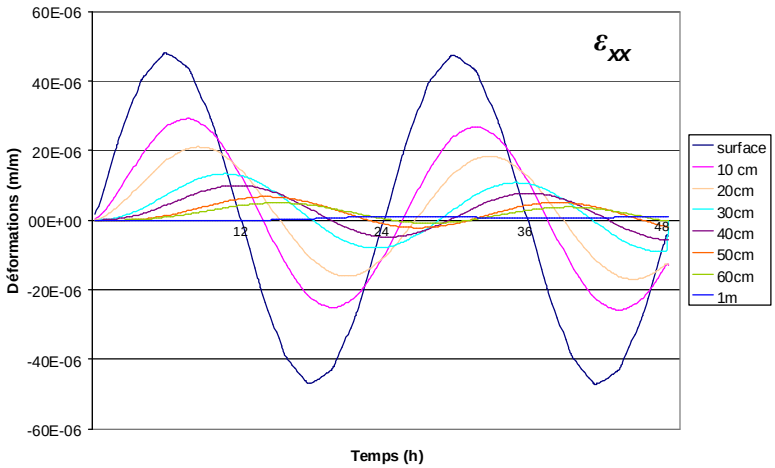


Figure 57 : Evolution dans le temps des déformations horizontales (ε_{xx}), entre la surface et 1 m de profondeur, au niveau du segment L2.

Les variations thermomécaniques le long du **segment *L1*** sont différentes : les déformations normales sont plus élevées et atteignent 160.10^{-6} m/m en surface. En outre, **les déplacements** des points situés entre 0 et 50 cm de profondeur **ne sont plus réversibles** : les déplacements horizontaux, représentés en Figure 58, n'adoptent plus une allure sinusoïdale centrée sur zéro, mais sont affectés d'une dérive vers le bord gauche du modèle (déplacements négatifs). **Le bloc subit donc un déplacement d'ensemble irréversible, généré par l'ouverture de la discontinuité D2 et un cisaillement le long de D1** (cf. Figure 59).

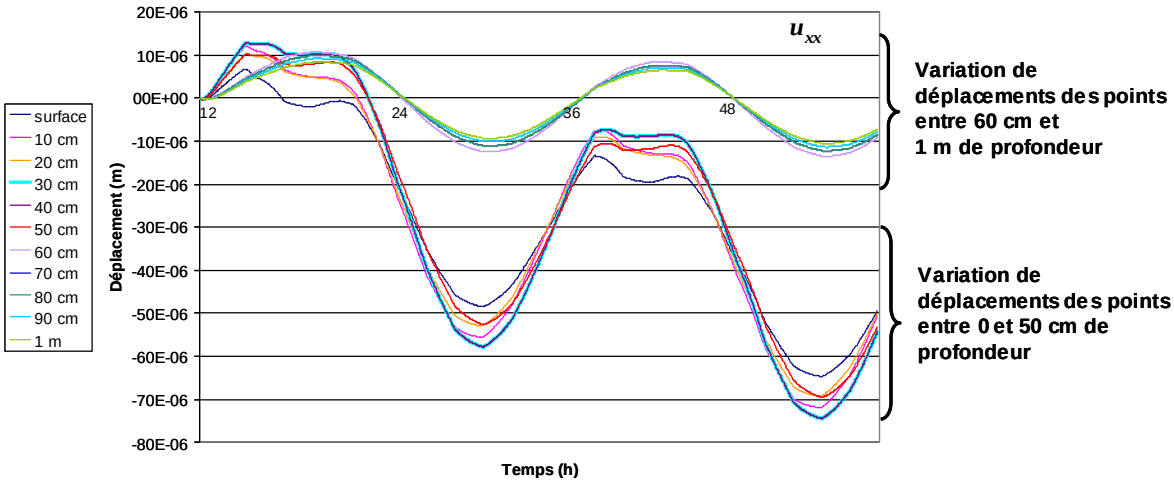


Figure 58 : Evolution dans le temps des déplacements horizontaux (uxx) à différentes profondeurs au niveau du segment L1.

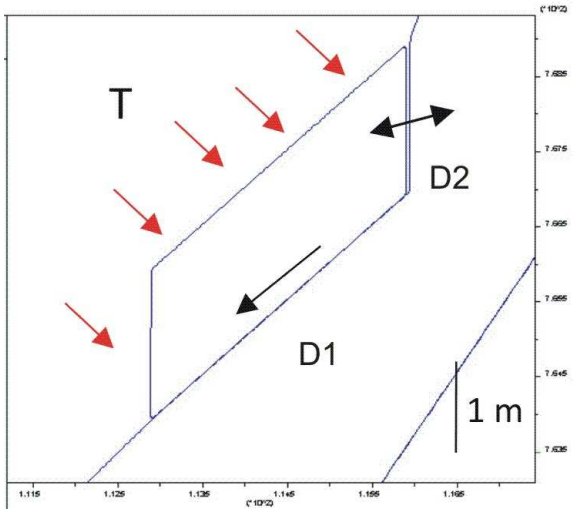


Figure 59 : Ouverture de la discontinuité D2 et cisaillement le long de D1

3 Présentation du réseau d'auscultation des déformations thermomécaniques

Le réseau d'auscultation des déformations thermomécaniques a été installé fin 2005 pour une acquisition opérationnelle en avril 2006. Nous verrons dans un premier temps la géométrie et les caractéristiques du dispositif ainsi que le bilan de son fonctionnement.

3.1 Géométrie et caractéristiques du dispositif

Le réseau est composé de 8 cellules de mesures de déformation (cellules CSIRO Hi 12, dont le fonctionnement est détaillé en section 4.2, chapitre 2). Les mesures de températures sont assurées par des capteurs de température propres à chaque cellule CSIRO, ainsi que par une flûte thermométrique et deux capteurs de température de surface (moins d'1 cm de profondeur). Les cellules et la flûte thermométrique ont été installées dans des forages courts (de 20 à 50 cm de long), de diamètre 38 mm et perpendiculaires à la surface du versant. L'illustration du dispositif et la géométrie du réseau sont présentées sur les Figures 61, 62 et 64.

L'ensemble du dispositif est relié, via des radio-transmetteurs, à une centrale d'acquisition, située à l'entrée de la galerie hydroélectrique et qui transmet les données à l'INERIS à Nancy. Une station météorologique a été également installée en rive gauche de la Tinée, au niveau des installations hydroélectriques d'EDF.

Les stations de mesure du réseau sont implantées sur la « Grande Dalle » ou à ses extrémités (cf. Fig.14). On distingue quatre stations :

- la station *S1*, comprend 3 cellules de déformation, implantées au niveau d'un bloc rocheux, d'une hauteur de 2 m environ, situé au Nord-Est de la Dalle. La première cellule (*Cell. 01*) est placée dans un forage vertical au niveau de la « Grande Dalle ». Les suivantes (*Cell. 02* et *Cell. 03*) sont implantées dans des forages horizontaux sur les facettes du bloc. Le bloc est séparé de la dalle par une discontinuité ouverte et à pendage vers la vallée, dans laquelle une percolation d'eau a occasionnellement été constatée ;
- la station *S2* (ou station thermométrique) est composée de la flûte thermométrique qui comprend 5 capteurs de température, pour des mesures à 10, 20, 30, 40 et 50 cm de profondeur, ainsi que de 2 capteurs de surface. La station est située au centre de la dalle ;
- la station *S3* est implantée dans la même zone que la station S2. Elle est constituée de 3 cellules de déformations (*Cell. 04*, *05* et *06*), placées dans des forages verticaux ;
- la station *S4* est située au Sud-Ouest de la dalle, au niveau d'une paroi verticale, à l'intersection de la « Grande Dalle » et de la « Dalle Intermédiaire ». Elle est constituée de 2 cellules de déformation (*Cell. 07* et *Cell. 08*), situées respectivement dans un forage vertical au niveau de la dalle et dans un forage horizontal sur la paroi verticale.

L'ensemble des équipements de mesure ainsi que les profondeurs des forages et les caractéristiques des emplacements (azimut et pendage de la surface rocheuse auscultée) sont résumés dans le Tableau 13.

Rappelons également que chaque cellule de mesure est constituée de 12 jauges d'extensométrie collées sur la paroi du forage : 5 jauges sont placées selon une direction orthoradiale à l'axe du forage, 2 dans le sens axial et 5 sont diagonales. Les orientations et numéros attribués à chaque jauge sont rappelés sur la Figure 60.

Par ailleurs, dans les sections suivantes (sections 4 à 8), **l'emplacement des stations *S2-S3* (centre de la Grande Dalle) sera régulièrement assimilé à un milieu semi-infini**. Cette hypothèse simplificatrice permettra notamment le développement de solutions analytiques qui seront comparées aux modélisations numériques et aux mesures. L'hypothèse du milieu semi-infini peut être justifiée par le fait que les stations *S2-S3* sont situées dans une zone relativement saine (peu de discontinuités apparentes autour des forages) et que les dimensions de la Grande Dalle sont très supérieures aux dimensions des forages. Néanmoins, cette approche n'est pas entièrement juste puisque la Grande Dalle, et l'ensemble de la zone instrumentée, présentent une forme convexe (cf. section 2, chapitre 2) et puisqu'un large réseau de discontinuités découpe le massif.

Dispositif			Profondeur (cm)	Orientation de la face rocheuse auscultée	
Type	**Station**	**Numéro**		**Azimut**	**Pendage**
Cellule de mesures de déformations	***S1***	***Cell. 01***	30	N50°E	55°SE
		Cell. 02	40	N120°E	90°
		Cell. 03	40	N45°E	80°SE
	S3	***Cell. 04***	30	N50°E	45°SE
		Cell. 05	50		
		Cell. 06	20		
	S4	***Cell. 07***	30	N50°E	60°SE
		Cell. 08	40	N30°E	90°
Capteur de températures	**Flûte thermométrique**	**-**	Capteurs à 10, 20, 30, 40 et 50	N50°E	45°SE
	Capteur de surface	**n°1**	0		
	Capteur de surface	**n°2**	0		

Tableau 13 : Bilan et caractéristiques des capteurs du réseau d'auscultation thermomécanique

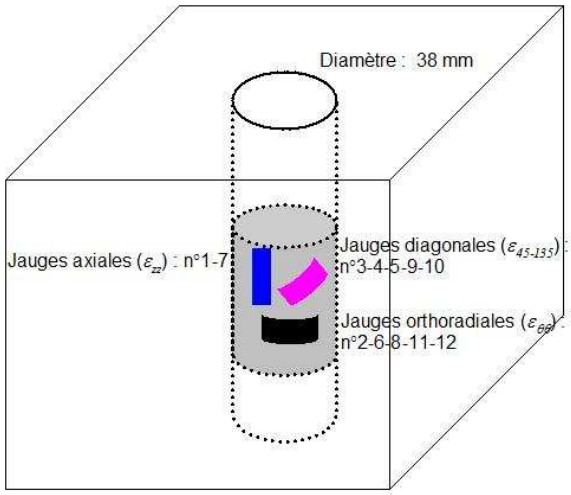


Figure 60 : Schéma de la position des jauges d'extensométrie sur le corps de la cellule CSIRO

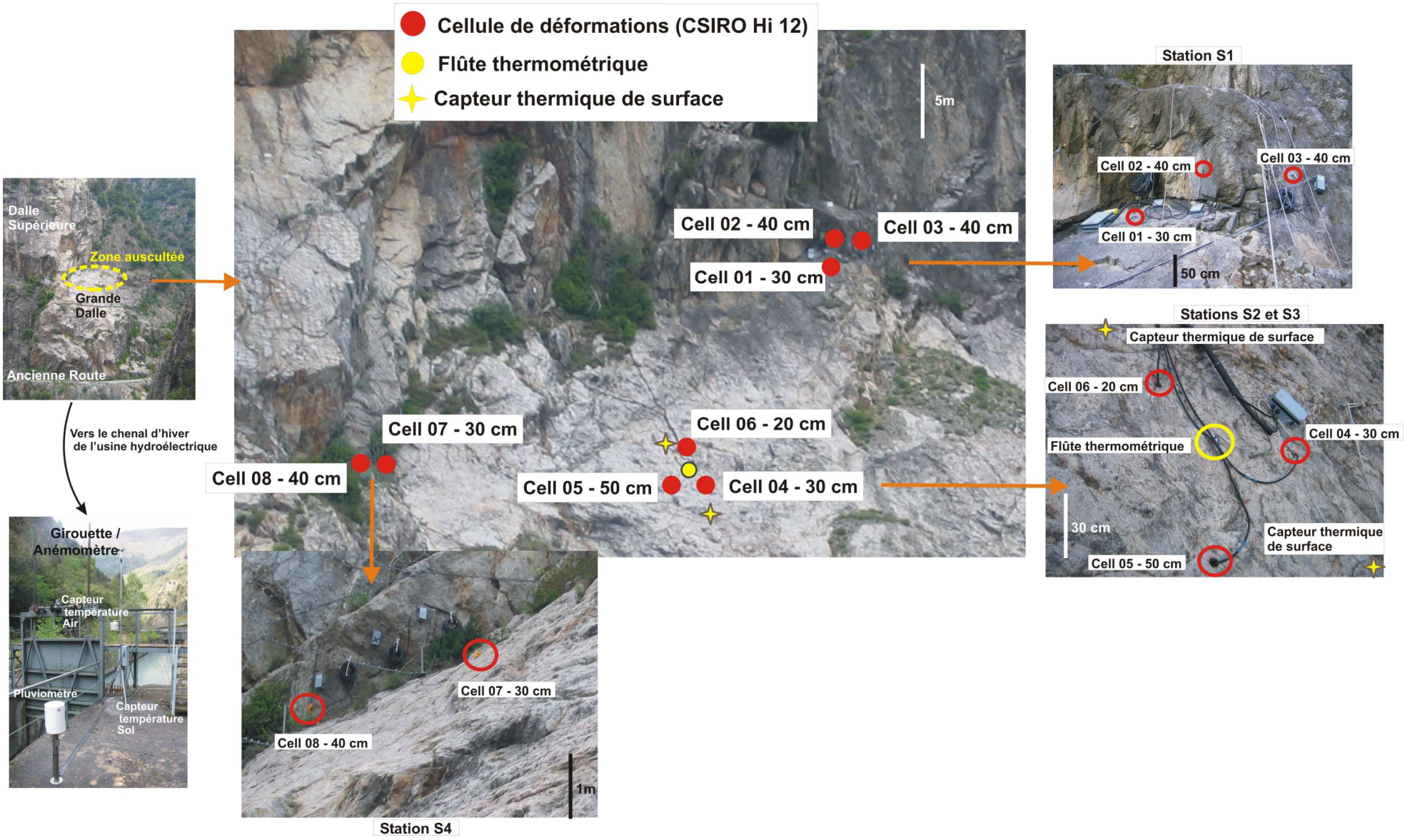


Figure 61 : Photographies et implantation du réseau d'auscultation

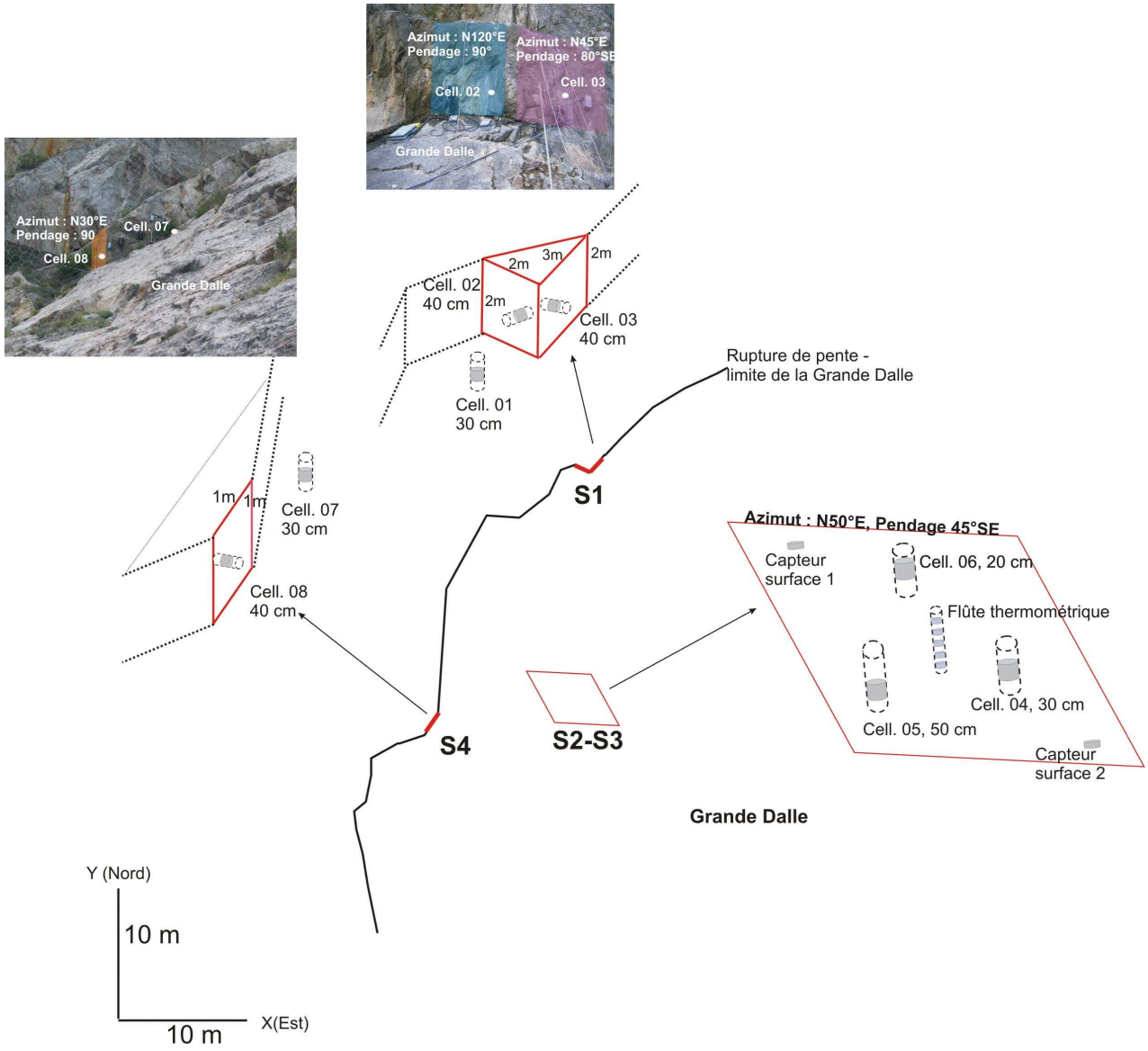


Figure 62 : Représentation schématique du réseau d'auscultation

3.2 Bilan du fonctionnement

Le dispositif d'auscultation est opérationnel depuis le 28 avril 2006. A la rédaction de ce mémoire, nous disposons des mesures enregistrées entre le 28 avril 2006 et le 14 mai 2008. Du fait des arrêts d'acquisition, le réseau a ausculté le versant pendant 437 jours et la plus long période d'auscultation continue compte 182 jours. La Figure 63 résume les périodes d'acquisition.

Chaque cellule dispose de 12 jauges. Néanmoins, certaines jauges ont été déclarés hors-service depuis le début de l'acquisition. Au cours du temps, le nombre de jauges en service a ensuite diminué car celles-ci se désolidarisent (mauvais ou absence de couplage, Amadéi & Stephansson, 1997). Le taux de fonctionnement de chaque cellule (nombre de jauges en service sur la totalité) varie ainsi entre 25 et 100%.

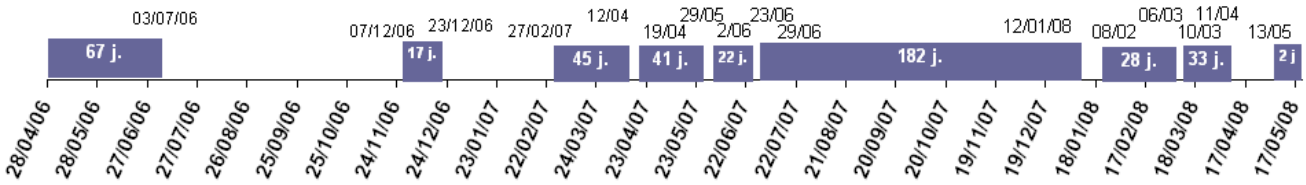


Figure 63: Représentation schématique des périodes d'acquisition

4 Les paramètres thermiques et thermomécaniques du gneiss de Valabres

Afin d'interpréter les mesures du réseau d'auscultation et d'appliquer les théories de la thermomécanique, il est nécessaire de disposer des paramètres thermiques et thermomécaniques du gneiss de Valabres. Les propriétés, impliquées dans la conduction et utilisées jusqu'alors, provenaient des grandeurs trouvées dans la bibliographie (Gunzburger, 2004). Le Tableau 14 les recense.

Paramètre	Valeur et unité
Conductivité Thermique k	3 $W.m^{-1}.°C^{-1}$
Profondeur caractéristique de pénétration $\delta = \sqrt{2a/\omega}$	0,19 m pour une pulsation journalière
Capacité calorifique massique Cp	836 $J.kg^{-1}.C^{°-1}$
Coefficient de dilatation thermique α	7.10^{-6} $C^{°-1}$
Diffusivité thermique a	1,3 10^{-6} $m^2.s^{-1}$

Tableau 14 : Paramètres thermomécaniques du gneiss extraits de la bibliographie (Berest & Weber, 1988 ; Rejeb & al., 1990 ; Goy, (1996) ; CFMR, 2000 et Janio Castro de Lima & Braga Paraguassu, 2004 d'après Gunzburger, 2004).

Ces paramètres thermomécaniques ont été précisés pour le gneiss de Valabres grâce aux méthodes suivantes :

- l'étude des profils de température issus de la station thermométrique $S2$ ont permis d'obtenir les paramètres k, δ et a.
- des mesures en laboratoire du coefficient de dilatation thermique α ont été menées à l'université de Bratislava en avril 2007.

Ces deux méthodes sont exposées dans les sections 4.1 et 4.2 suivantes.

4.1 Détermination des paramètres thermiques à partir des mesures in situ

Les paramètres thermiques du milieu, c'est-à-dire k, Cp et a peuvent être déduits des courbes de températures mesurées par la station thermométrique $S2$, qui se compose de 2 capteurs de surface et de la flûte thermométrique, dont les capteurs sont situés à 10, 20, 30, 40 et 50 cm de profondeur (Figure 64). Un exemple de cycles mesurés est représenté sur la Figure 65.

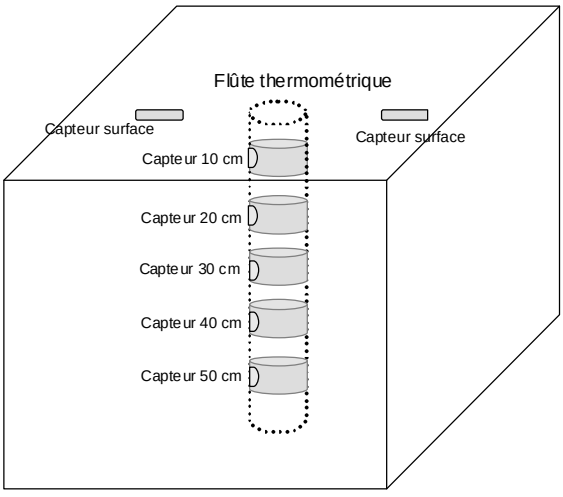


Figure 64 : Représentation schématique de la station thermométrique S2

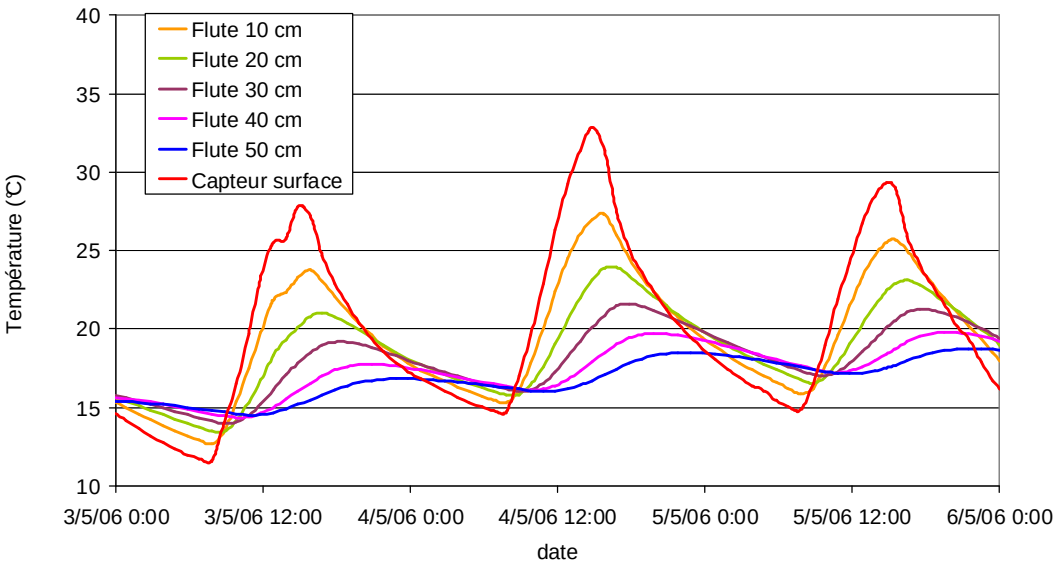


Figure 65 : Mesures de températures à la station thermométrique S2

En supposant que l'environnement de la station est similaire à un milieu semi-infini et que les variations mesurées s'approchent d'un régime thermique sinusoïdal tel que :

$$T(x,t) = T_0 + Ae^{-x/\delta} \cdot \cos\left(\omega \cdot t - \frac{x}{\delta}\right) \qquad \text{[Eq_16]}$$

Le géotherme permet de déduire la profondeur caractéristique de pénétration δ grâce aux phénomènes de déphasage et d'atténuation avec la profondeur. Les deux expressions nécessaires sont les suivantes :

$$\delta = \frac{(x_2 - x_1)}{\ln(A_1) - \ln(A_2)} \qquad \text{déduite de l'atténuation d'amplitude} \qquad \text{[Eq_22]}$$

$$\text{et } \delta = \frac{(x_2 - x_1)}{(t_2 - t_1)\omega} \qquad \text{déduite du déphasage} \qquad \text{[Eq_23]}$$

avec x_1 et x_2, les profondeurs de deux capteurs de températures telles que $x_2 > x_1$, A_1 et A_2 les amplitudes thermiques des deux capteurs, t_1 et t_2 les temps correspondant à 2 extremums successifs.

En considérant les cycles journaliers de température (τ = 24 h, soit ω = 7,27.10^{-5} s^{-1}), et en utilisant les deux capteurs les plus éloignés (capteur de surface et capteur à 50 cm de profondeur), la moyenne du calcul sur une période de 9 jours (cf. Tableau 15), permet d'estimer la **profondeur de pénétration δ à 0,24 m**.

Par déduction, la **diffusivité thermique** est estimée à a **= 2,13.10^{-6} m^2.s^{-1}**, à l'aide de l'expression :

$$\delta = \sqrt{2a/\omega} \qquad \text{[Eq_24]}$$

De même, sachant que :

$$k = a\rho C_p \qquad \text{[Eq_25]}$$

avec C_p = 836 J.kg^{-1}.K^{-1}, la **conductivité thermique k** est égale à **4,8 W.m^{-1}.K^{-1}**.

Date	A_1 (°C)	A_2 (°C)	x_2-x_1 (m)	δ (m)	a ($m^2.s^{-1}$)
4/05/06	18,13	2,46	0,5	0,250	$2,28.10^{-6}$
11/05/06	19,70	2,61	0,5	0,247	$2,23.10^{-6}$
19/05/06	18,79	2,56	0,5	0,251	$2,29.10^{-6}$
24/05/06	15,11	1,78	0,5	0,234	$2,00.10^{-6}$
27/05/06	17,46	2,30	0,5	0,246	$2,22.10^{-6}$
11/06/06	17,34	2,25	0,5	0,244	$2,18.10^{-6}$
15/06/06	15,61	2,00	0,5	0,243	$2,16.10^{-6}$
22/06/06	13,02	1,56	0,5	0,235	$2,02.10^{-6}$
24/06/06	14,87	1,55	0,5	0,221	$1,78.10^{-6}$
Moyenne δ = 0,241 m et a = 2,128. 10^{-6} $m^2.s^{-1}$					

Tableau 15 : Calcul par atténuation d'amplitude thermique (d'après [Eq_22]).

Ces paramètres sont supérieurs aux valeurs trouvées dans la bibliographie (cf. Tableau 14). Le coefficient de diffusivité thermique obtenu par ce calcul est en effet égal à $2,13.10^{-6}$ $m^2.s^{-1}$ contre $1,3.\ 10^{-6}$ $m^2.s^{-1}$ comme évoqué dans la littérature.

Il semble que cet écart a pour origine l'existence même de la flûte thermométrique qui est composée de téflon et d'aluminium et qui est placée dans un forage dont l'ouverture est bouchée par du téflon. La présence de ce trou et les phénomènes associés, c'est-à-dire l'homogénéisation par convection de l'air et l'isolation par le téflon, aboutissent à une meilleure propagation de la température en comparaison au massif rocheux continu. Par conséquent, les paramètres thermiques obtenus par le calcul précédent sont des **paramètres thermiques « apparents », propres au couplage entre la roche et le système de mesure**. Cette hypothèse est explorée, dans l'Annexe F, par calculs numériques aux éléments finis.

4.2 Déduction des paramètres thermomécaniques à partir d'essais en laboratoire

La mesure du coefficient de dilatation thermique α a été réalisée dans le laboratoire de l'Université de Bratislava. Les détails des essais de laboratoire peuvent être trouvés dans le mémoire de Master-Recherche de Cossais (2007).

Les essais ont consisté à mesurer les déformations longitudinales de 6 éprouvettes de gneiss de Valabres (hauteur : 50 mm, diamètre : 30 mm) soumises, dans une enceinte climatique, à des variations thermiques contrôlées. 2 à 4 cycles de 30-40°C d'amplitude ont été appliqués sur les échantillons pendant des périodes de 24h. Le coefficient de dilatation α est déduit de l'expression :

$$\alpha = \frac{\Delta L}{L_0 \Delta T} \qquad \text{[Eq_26]}$$

avec L_0 la longueur initiale de l'échantillon, ΔL l'élongation/raccourcissement de l'échantillon et ΔT la variation thermique imposée.

Les courbes de déformations des échantillons en fonction de la température révèlent la présence d'une déformation résiduelle (ΔL_r) comprise entre 25 et 80 microdéformations, que Vlcko *et al.* (2005) attribuent à la propagation de microfissures thermiques. Du fait de l'apparition d'une telle déformation permanente, le coefficient de dilatation thermique a été calculé à partir de l'élongation ΔL mesurée lors des demi-cycles de hausse des températures (Figure 66).

Sur 6 échantillons testés, seuls 2 présentent des mesures de bonne qualité et ont été conservés pour le calcul de α. Le coefficient de dilatation moyen obtenu est égal à $7,5.\ 10^{-6}$ °C $^{-1}$, c'est-à-dire du même ordre de grandeur

que celui issu de la bibliographie. Néanmoins, les essais n'ont pas été réalisés avec une orientation déterminée par rapport au plan de foliation et nous ne disposons donc pas des valeurs des coefficients de dilatation thermique anisotrope. Les résultats sont présentés dans le Tableau 16.

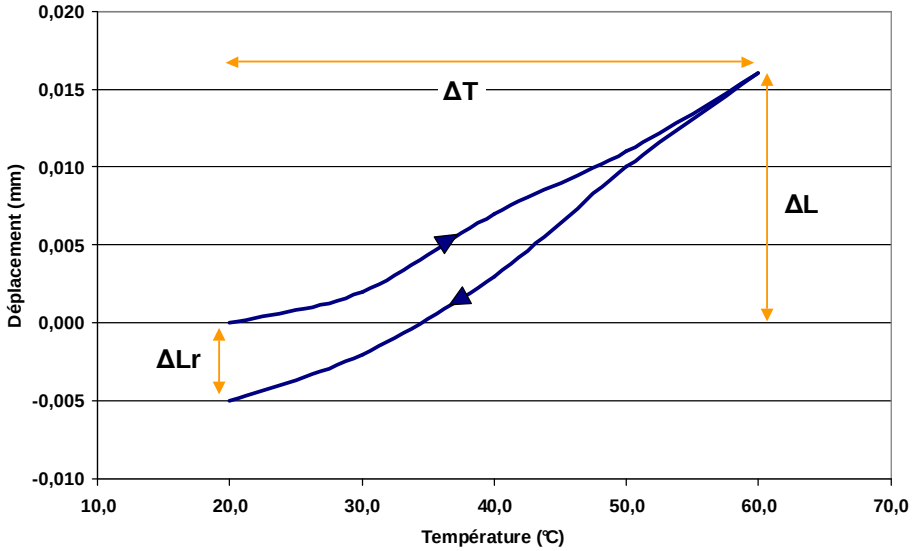


Figure 66 : Evolution de la dilatation de l'échantillon 2 en fonction de la température

Echantillon	**1**	**2**
α : **Coefficient de dilatation thermique pour chaque cycle (10^{-6} °C $^{-1}$)**		
Cycle 1	6,4	7,8
Cycle 2	6,7	8,2
Cycle 3	7,9	8,3
Cycle 4	6,9	7,8
α : **Coefficient de dilatation thermique moyen pour chaque échantillon (10^{-6} °C $^{-1}$)**		
	6,99	8,06
Coefficient de dilatation thermique pour les deux échantillons		
7,5. 10^{-6} °C $^{-1}$		

Tableau 16 : Coefficients de dilatation thermique mesurés sur les échantillons 1 et 2

5 Caractérisation des phénomènes purement thermiques sur le massif

Avant d'aborder les phénomènes thermomécaniques par l'analyse conjointe des données de déformations et de températures, **les phénomènes purement thermiques sont exposés** dans cette section. Pour cela, **l'ensemble des données de températures enregistrées par le réseau** sont analysé. Ces données proviennent de :

- la station thermométrique *S2*, qui est composée de la flûte thermométrique (mesures entre 10 et 50 cm) et de deux capteurs de surface. La station est placée au centre de la Grande Dalle et est assimilée à un milieu semi-infini ;
- des capteurs de température propres à chaque cellule de mesure de déformation CSIRO, ce qui fournit 8 capteurs supplémentaires dispersés au centre et aux extrémités de la Grande Dalle.

Cette densité de capteurs permet de caractériser les phénomènes thermiques par deux approches :

- **approche temporelle** : au niveau de la station thermométrique *S2*, la répartition spatiale des capteurs (placés tout les 10 cm) permet **d'étudier, l'évolution au cours du temps des transferts de chaleur dans la tranche superficielle du massif** (jusqu'à 50 cm). Dans ce but, **un calcul des densités de flux de chaleur traversant la zone par conduction** est réalisé (section 5.1). Ce calcul permet alors de faire des hypothèses sur les autres modes de transfert à l'interface air-roche ;
- **approche spatiale :** les mesures de température sur l'ensemble du réseau permettent d'étudier la **répartition spatiale de l'apport de chaleur sur la dalle rocheuse**. Afin de pouvoir comparer les différents points auscultés, **l'amplitude thermique quotidienne équivalente en surface, responsable de l'amplitude mesurée en profondeur, est calculée**. Cette grandeur met en lumière les zones plus ou moins exposées aux sollicitations thermiques (section 5.2).

Cette caractérisation des phénomènes thermiques est utile à l'interprétation des mesures mécaniques puisqu'elle fournit des indications sur les conditions aux limites thermiques. Ces indications permettent notamment d'expliquer les hétérogénéités des mesures de déformations.

5.1 Approche temporelle : calcul des flux et de l'apport de chaleur dans la zone superficielle

Calcul des densités de flux au niveau de la station thermométrique

La densité de flux de chaleur q est une grandeur (W.m^{-2}) qui s'exprime à l'aide de la loi de Fourier, qui lie la quantité de chaleur transférée par unité de temps et de surface :

$$\vec{q} = -k \cdot \overrightarrow{grad\ T} = -k \frac{d\vec{T}}{dx} \qquad \text{[Eq_11]}$$

Afin de caractériser l'apport (et la perte) de chaleur traversant la tranche superficielle, la densité de flux q peut être calculé aux extrémités de l'épaisseur auscultée. Néanmoins, il n'est pas possible de calculer directement le gradient thermique au niveau de la station thermométrique *S2*, puisque les points de mesures sont discontinus dans l'espace (mesure tout les 10 cm). Par conséquent, cette quantité est estimée au moyen du taux d'accroissement (approximation linéaire) entre deux points de mesure de température situés à des profondeurs voisines. Le calcul de q est ainsi réalisé, à chaque pas d'acquisition, au niveau de la surface (à 5 cm environ par un calcul réalisé entre 0 et 10 cm) et en profondeur (à 45 cm environ par un calcul réalisé entre 40 et 50 cm), à l'aide des expressions suivantes :

$$q_{5cm} = -k \frac{dT}{dx} \approx -k \frac{\Delta T}{\Delta x} = -k \frac{(T_{10\,cm} - T_{0\,cm})}{(x_{10\,cm} - x_{0\,cm})}$$

$$q_{45\,cm} = -k \frac{dT}{dx} \approx -k \frac{\Delta T}{\Delta x} = -k \frac{(T_{50\,cm} - T_{40\,cm})}{(x_{50\,cm} - x_{40\,cm})}$$

Ce calcul est illustré par deux cas extrêmes : une période de fortes hausses des températures (juin 2007, Figure 67) et une période de fortes baisses (novembre 2007, Figure 68).

Dans le cas de juin 2007, la courbe d'évolution de la densité de flux (Figure 67) met en évidence :

- **au niveau de la surface (5 cm) :** les densités de flux sont positives durant une longue période (de 8 à 19h), ce qui correspond à un apport de chaleur. Le pic est supérieur à +200 W.m^{-2}. On observe ensuite des densités de flux négatives (donc une perte de chaleur) de 20 à 7h ;
- **En profondeur (45 cm) :** la densité de flux reste positive toute la journée. A cette profondeur, l'apport de chaleur est permanent (le transfert de chaleur se fait donc toujours vers la profondeur).

Le bilan de ce transfert est réalisé en intégrant la courbe d'évolution de la densité de flux. L'intégration sur une période d'un mois permet de connaître les quantités de chaleur reçues par unités de surface (J.m^{-2}, cf. Fig. 67). Ce bilan montre que l'apport de chaleur est supérieur en profondeur ($\int q_{45cm}\,dt = 22.10^{6}\,J.m^{-2}$) qu'en surface ($\int q_{5cm}\,dt = 15{,}6.10^{6}\,J.m^{-2}$) puisque cette dernière est davantage soumise au refroidissement nocturne.

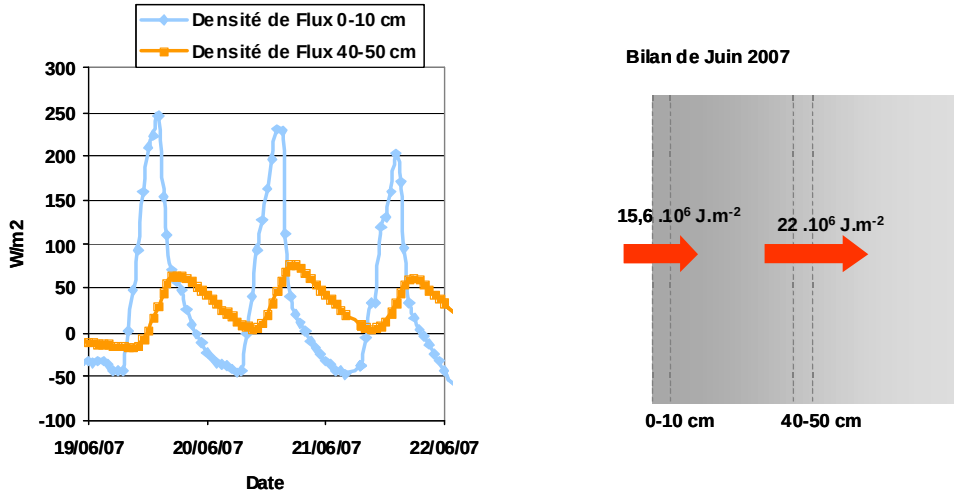


Figure 67 : Courbes d'évolution des densités de flux et résultat de l'intégration des courbes sur la période de juin 2007

La différence entre les deux tranches de profondeur considérées (5 cm) et (45 cm) indique qu'il y a **eu une accumulation de chaleur entre ces deux profondeurs durant cette période**. Celle-ci peut s'exprimer au moyen de la quantité moyenne de chaleur reçue par unité de masse H (J.kg^{-1}), sur la période considérée, telle que :

$$H = \frac{\int q(x+\delta x)dt - \int q(x)dt}{\rho.\delta x} = \frac{\int q_{45\,cm}\,dt - \int q_{5\,cm}\,dt}{\rho.(x_{45\,cm} - x_{5\,cm})} \qquad \text{[Eq_27]}$$

Pour le mois de juin 2007, cette quantité est égale à 6 kJ.kg^{-1}.

Le même raisonnement est appliqué au mois de novembre 2007 et fournit les résultats suivants (Figure 68) :

- **au niveau de la surface (5 cm) :** l'apport de chaleur est plus faible : les densités de flux sont positives de 12 à 16h. Le pic est équivalent au précédent (supérieur à +200 W.m^{-2}). Les densités de flux sont ensuite négatives de 17 à 6h ;

- **en profondeur (45 cm) :** la densité de flux reste négative toute la journée. A cette profondeur, la perte de chaleur est permanente.

Pour le mois de novembre 2007, la perte de chaleur entre ces deux profondeurs et par unité de masse est égale à – 27 kJ.kg^{-1}.

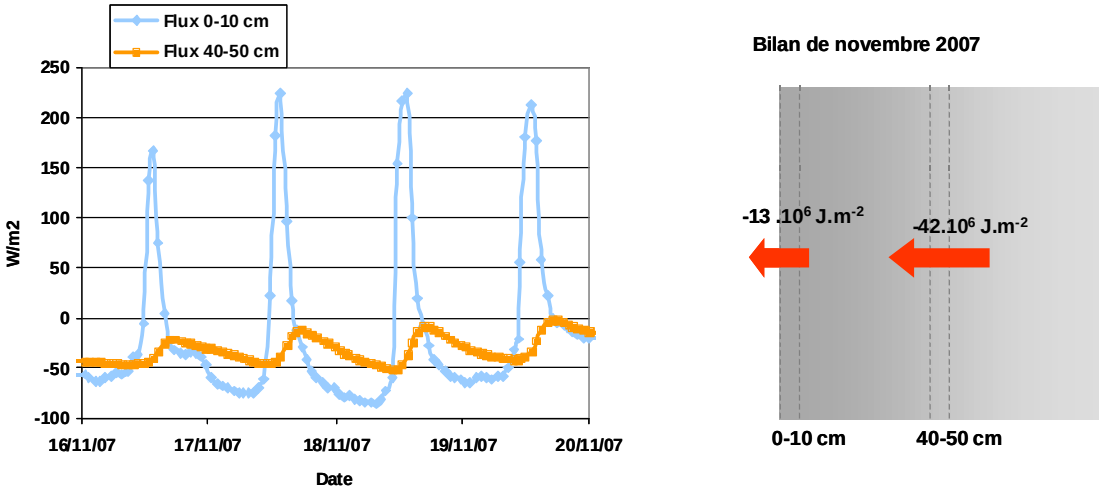


Figure 68 : Courbes d'évolution des densités de flux et résultat de l'intégration des courbes sur la période de novembre 2007

L'application du raisonnement à l'ensemble des périodes d'acquisition aboutit à la Figure 69, qui représente le résultat des intégrations des densités de flux, et à la Figure 70, qui indique les quantités de chaleur par unité de masse sur les périodes d'un mois. Sous l'hypothèse d'un climat stable (absence de réchauffement climatique global), nous devrions approcher d'un bilan annuel quasi-nul (somme des quantités de chaleur accumulée et perdue nulle). Toutefois, du fait des arrêts d'acquisition, nous ne disposons pas d'une année entière d'acquisition,

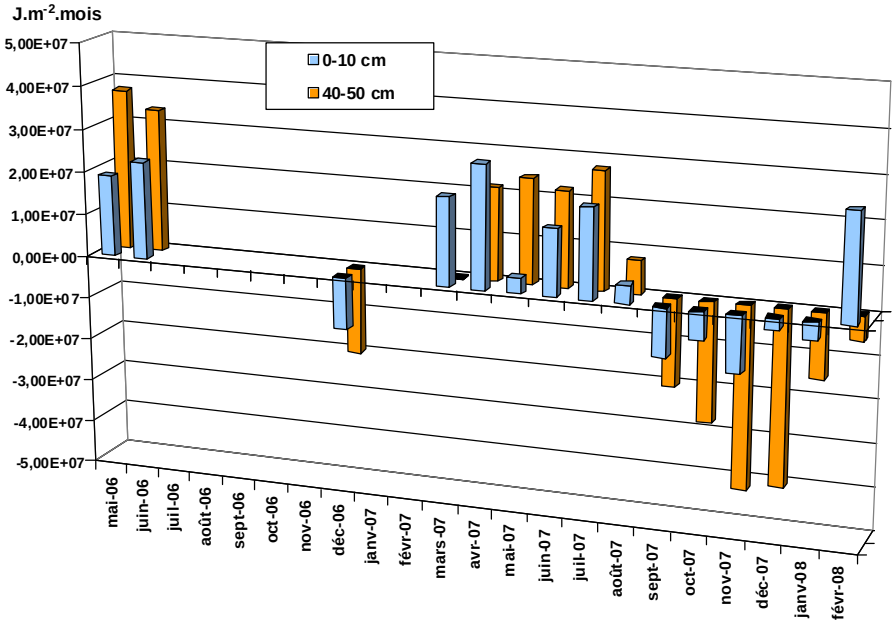


Figure 69 : Résultat de l'intégration des densités des flux par mois aux profondeurs 5 et 45 cm.

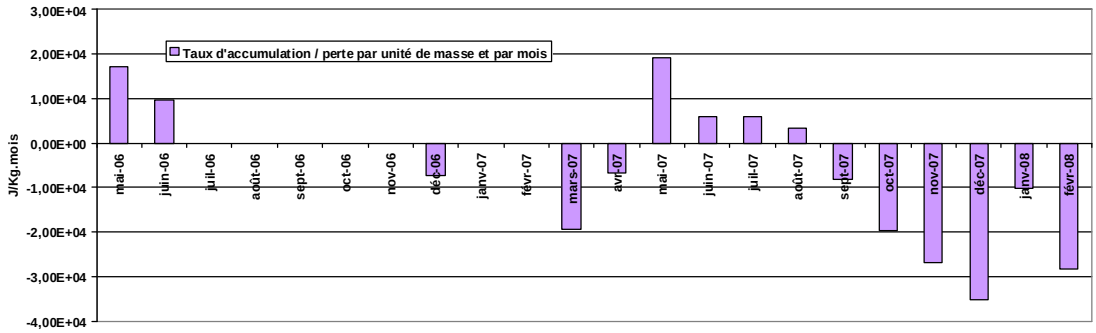


Figure 70 : Quantité de chaleur par unité de masse, entre les profondeurs 5 et 45 cm, sur des périodes d'un mois

Différents modes d'échange de chaleur sur le site

Outre l'information quantitative sur les transferts de chaleur par conduction dans la tranche superficielle, le calcul des densités de flux permet de formuler des hypothèses sur les transferts à l'interface air-roche. Des travaux ont été réalisés sur cette thématique par des élèves de l'Ecole des Mines de Nancy (Cazals, Claus & Vigier 2007).

En effet, **les échanges thermiques qui s'opèrent à la surface rocheuse sont induits par convection et rayonnement, et leur résultante est responsable de la chaleur transmise par conduction dans le massif rocheux**. En utilisant les densités de flux en conduction, calculés précédemment, il est alors possible de **quantifier chacun des flux échangés à la surface**.

L'étude a été menée en considérant la facette rocheuse auscultée par la station $S2$ (centre de la Grande Dalle) et pour des journées choisies en mai et décembre 2006.

Les deux modes opérant à la surface sont les suivants :

- **le rayonnement du corps gris** obéissant à la loi de Stefan-Boltzmann. L'énergie rayonnée par un corps de surface *S* est :

  $$E = e.S.\sigma.T^4 \qquad \text{[Eq_28]}$$

  avec e l'émissivité (comprise entre 0 pour un corps non émissif et 1 pour un corps noir), σ la constante de Stefan-Boltzmann (5,67.10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}) et T la température absolue.

  Les phénomènes impliqués dans le rayonnement sont complexes. En effet, la surface rocheuse reçoit le rayonnement du soleil et de l'atmosphère mais rayonnera également. Le rayonnement principal est celui du soleil mais celui-ci est également absorbé et/ou réfléchi par l'air, les nuages et les particules en suspension. Ces particules participent également au phénomène de diffusion et produisent un "rayonnement diffus".

  Le rayonnement reçu à la surface rocheuse est ensuite réfléchi, en fonction de l'albédo du matériau, et absorbé. L'ensemble de ces phénomènes est résumé sur la Figure 71.

- **La convection**, qui implique un mouvement de matière. Dans notre cas, il s'agira de l'action du vent. Le flux de chaleur échangé par convection au niveau d'une interface fluide-solide est exprimé par la loi de Newton :

  $$\phi = hS\,(Ts - Tf\,) \qquad \text{[Eq_29]}$$

  avec T_s et T_f les températures respectives du solide et du fluide, *S* la surface et *h*, le coefficient d'échange thermique par convection (W.K^{-1}.m^{-2}).

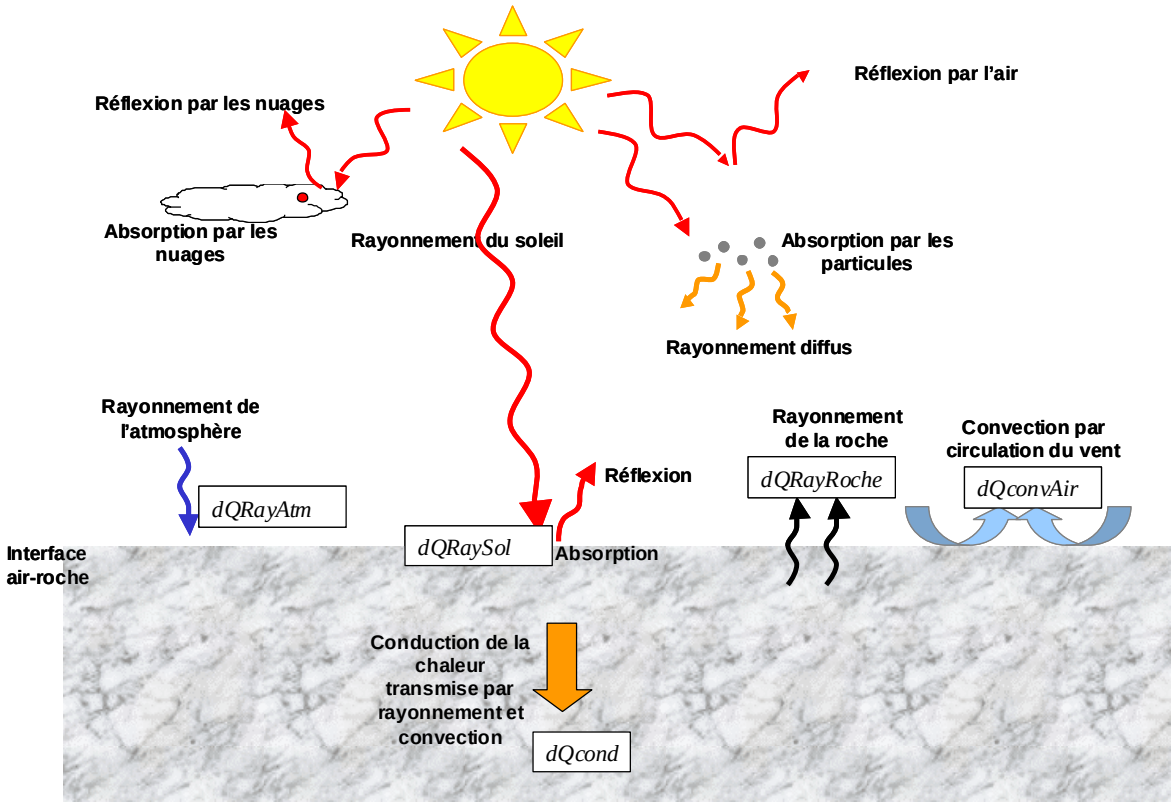


Figure 71 : Bilan des transferts dans l'atmosphère et au niveau de l'interface air-roche

L'objectif étant de quantifier l'apport ou la perte de chaleur relative à chaque mode de transfert, il est nécessaire de formuler un bilan d'énergie pour la surface rocheuse. Sous l'hypothèse de conservation de l'énergie (ni perte, ni accumulation au niveau de la surface) et d'un rayonnement diffus négligeable, **ce bilan d'énergie pour un volume rocheux élémentaire s'exprime par** :

$$dQcond = dQRaySol + dQRayAtm - dQRayRoche - dQConvAir \quad \text{[Eq_30]}$$

avec :

- $dQcond$ le flux de chaleur transmis par conduction au sein de la roche. Cette grandeur est la seule déduite des mesures par application de la loi de Fourier ([Eq_11]). Il s'agit donc de la **donnée d'entrée principale, qui permettra de caler les suivantes** ;
- $dQRaySol$ qui correspond au rayonnement solaire reçu et absorbé par la roche. En ne considérant que les journées ensoleillées, c'est-à-dire sans nébulosité, il est possible de négliger l'absorption et la réflexion des nuages, de l'air et des particules. Dans ce cas, $dQRaySol$ peut s'exprimer à l'aide de l'expression :

  $$dQRaySol = Cs.A.\cos Z \quad \text{[Eq_31]}$$

  avec Cs, la constante solaire (=1326-1415 W.m^2), A l'absorption finale de la surface rocheuse (liée à l'albédo) et Z la hauteur solaire. Cette dernière dépend de la position du soleil et de l'emplacement du point considéré (latitude, longitude et orientation de la surface) ;
- $dQRayAtm$, le rayonnement de l'atmosphère ;
- $dQRayRoche$, le rayonnement de la roche ;
- $dQConvAir$, la chaleur reçue ou perdue par convection associée au vent.

$dQRaySol$ et $dQRayAtm$ sont des apports et sont donc comptés positivement. $dQRayRoche$ est une perte et $dQConvAir$ peut correspondre à un apport ou une perte.

Les expressions [Eq_28], [Eq_29], et [Eq_31] permettent de reformuler le bilan d'énergie de la manière suivante :

$$dQcond = Cs.A.\cos Z.dS + \sigma(e_{atm} T_{air}^{4} - e_{roche} T_{surface}^{4})dS - h(T_{surface} - T_{air})dS \quad \text{[Eq_32]}$$

De nombreux paramètres doivent donc être déterminés :

- A l'absorption finale de la surface rocheuse, e_{atm} et e_{roche} l'émissivité de l'atmosphère et de la roche. Ces paramètres sont connus
- Z, la hauteur solaire, variable dans le temps et obtenues par des calculs astronomiques ;
- T_{air} et $T_{surface}$, mesurées par le dispositif d'auscultation ;
- h, le coefficient d'échange thermique par convection, déduit de la vitesse du vent, mesurée également par le réseau, à l'aide d'une formule empirique.

L'application du bilan d'énergie sur des journées de mai et décembre 2006 a montré qu'il était nécessaire d'ajuster des paramètres tels que A, e_{atm}, e_{roche} et h. L'incertitude sur ces paramètres est grande.

L'application du modèle sur deux journées de mai 2006 est illustrée par la Figure 72. Le cas d'une journée de décembre 2006 est représenté sur la Figure 73. Les courbes des différents flux (*dQRaySol, dQRayAtm dQRayRoche dQConvAir)* sont tracées puis sommées (*dQcond* calculé) pour être comparées aux mesures (*dQcond* mesuré).

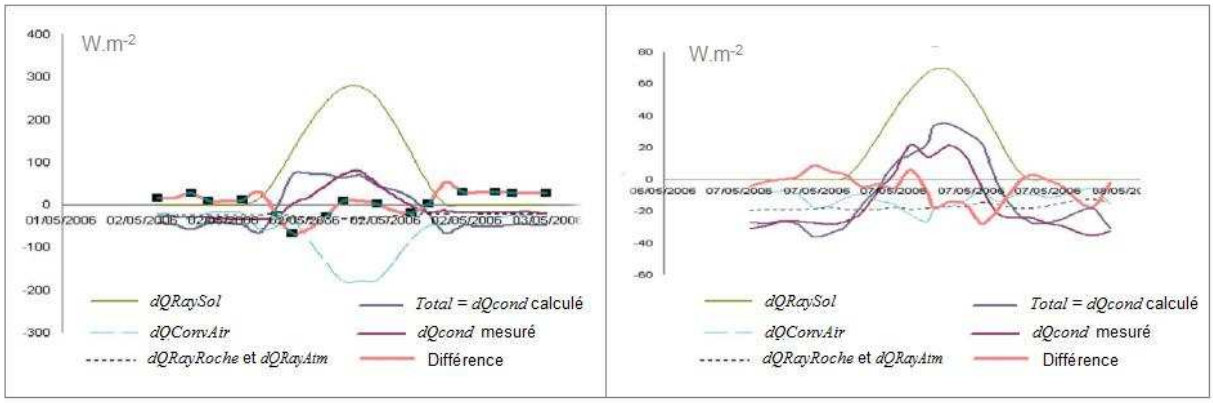


Figure 72 : Application du modèle sur les journées des 2 et 7 mai 2006. Le 2 mai fut une journée très ensoleillée (dQRaySol = 300W.m^{-2}) mais fortement contrôlée par la convection (dQConvAir = -200 W.m^{-2}).

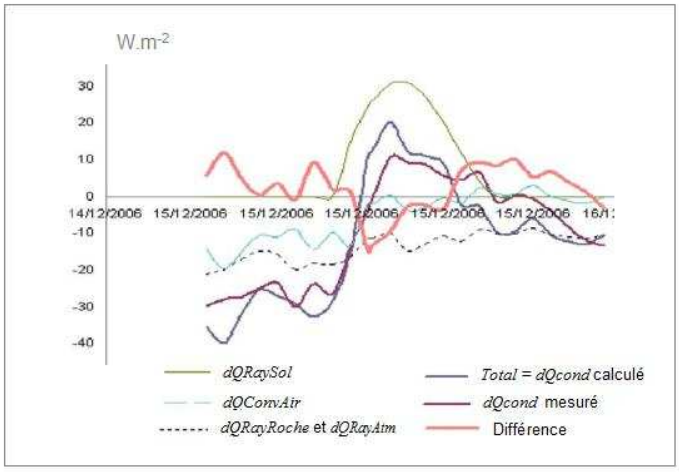


Figure 73 : Application du modèle sur la journée du 15 décembre 2006.

Les conclusions de l'application de cette étude sont les suivantes :

- **De jour, l'apport au massif rocheux est essentiellement contrôlé par le rayonnement solaire**, excepté pour les journées à forte nébulosité et lors des périodes hivernales. Cette observation est capitale dans notre cas d'étude car **l'apport du rayonnement est fortement conditionné par l'orientation de la facette rocheuse**. **Or, les orientations des facettes rocheuses auscultées par le réseau sont différentes, ce qui induit des conditions thermiques de surface très hétérogènes**. Cette hétérogénéité sera mise en évidence dans la section 5.2 suivante ;
- **De nuit, le transfert de chaleur est gouverné par le rayonnement de la roche** (restitution de la chaleur accumulée par rayonnement du corps noir) ;
- **dans les deux cas, c'est-à-dire de jour comme de nuit, la convection peut jouer un rôle prépondérant**. Son action est irrégulière, car les vitesses du vent sont très variables d'un jour à l'autre. Cependant, les jours de vents forts, son apport peut être du même ordre de grandeur que le flux solaire absorbé. Néanmoins, sa prise en compte dans le modèle est délicate, du fait des incertitudes sur le paramètre h.

5.2 Approche spatiale : Déduction des conditions thermiques de surface

Le calcul des densités de flux n'est pas réalisable en chaque point de mesure puisque seule la station *S2* dispose de mesures de températures à différentes profondeurs. Néanmoins, il est intéressant de **comparer les conditions thermiques de chaque facette rocheuse auscultée**. Pour cela, et parce que les profondeurs de mesure sont diverses, **nous nous sommes concentrés sur les conditions thermiques de surface en calculant l'amplitude thermique quotidienne équivalente de surface A_0.** Cette grandeur permet de mettre en lumière les zones plus ou moins exposées aux sollicitations thermiques

L'amplitude thermique quotidienne équivalente de surface, A_0, correspond à l'amplitude de surface nécessaire pour induire celle mesurée en profondeur par le dispositif. Cette grandeur est déduite de l'atténuation des amplitudes avec la profondeur qui s'exprime par :

$$A(x) = A_0 e^{-x/\delta} \qquad \text{[Eq_33]}$$

d'où $$A_0 = A(x) e^{x/\delta}$$

avec x la profondeur et δ = 0,24 m la profondeur caractéristique de pénétration. Rappelons que cette expression est issue de l'hypothèse d'une sollicitation thermique sinusoïdale en surface.

Un exemple de calcul est fourni sur les Figures 74 et 75 qui représentent les amplitudes journalières moyennes mesurées aux différents capteurs en fonction de la profondeur, et pour les périodes d'avril-mai-juin 2006. Nous remarquons sur la Figure 74 que l'atténuation des amplitudes à la station thermométrique est en adéquation avec l'expression [Eq_33]. Le tracé de cette même [Eq_33] en chaque point de mesure aboutit à la Figure 75 où l'intersection des courbes avec l'axe des ordonnées permet de relever les valeurs de A_0 pour chaque point de mesure. Ces dernières sont hétérogènes et varient entre 4,5 et 17,5 °C.

Notons que le paramètre δ = 0,24 m a été qualifié de paramètre « apparent » car il est propre au système, c'est-à-dire à la présence du trou et de ses phénomènes de convection induits. Bien que les forages contenant les cellules CSIRO soient différents de celui de la flûte thermométrique (absence de téflon), nous observons sur la Figure 74 que les mesures des capteurs des cellules CSIRO de la station *S3* (*Cell. 04-05-06*) implantée dans la même zone, s'alignent sur la courbe d'atténuation de la flûte. Nous utiliserons donc pour les cellules CSIRO les mêmes paramètres thermiques apparents.

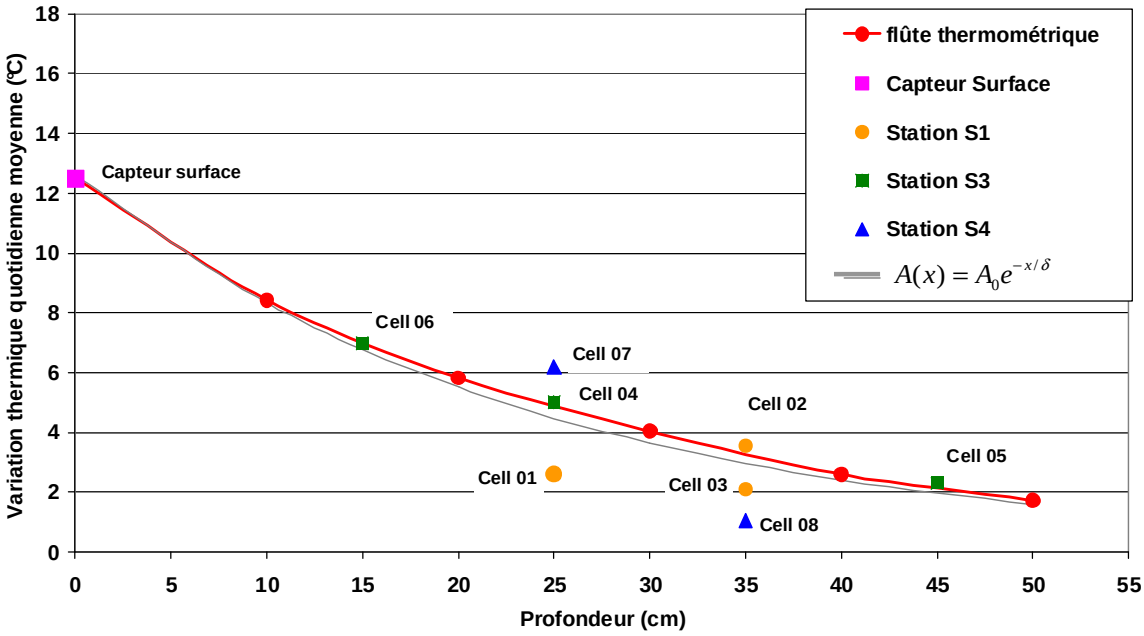


Figure 74 : Amplitude thermique journalière moyenne aux différents capteurs pour le printemps 2006 (avril-mai-juin). Les capteurs de température des cellules CSIRO sont situés 5 cm au-dessus des jauges de déformations : les profondeurs indiquées sont donc inférieures à celles annoncées dans le Tableau 13.

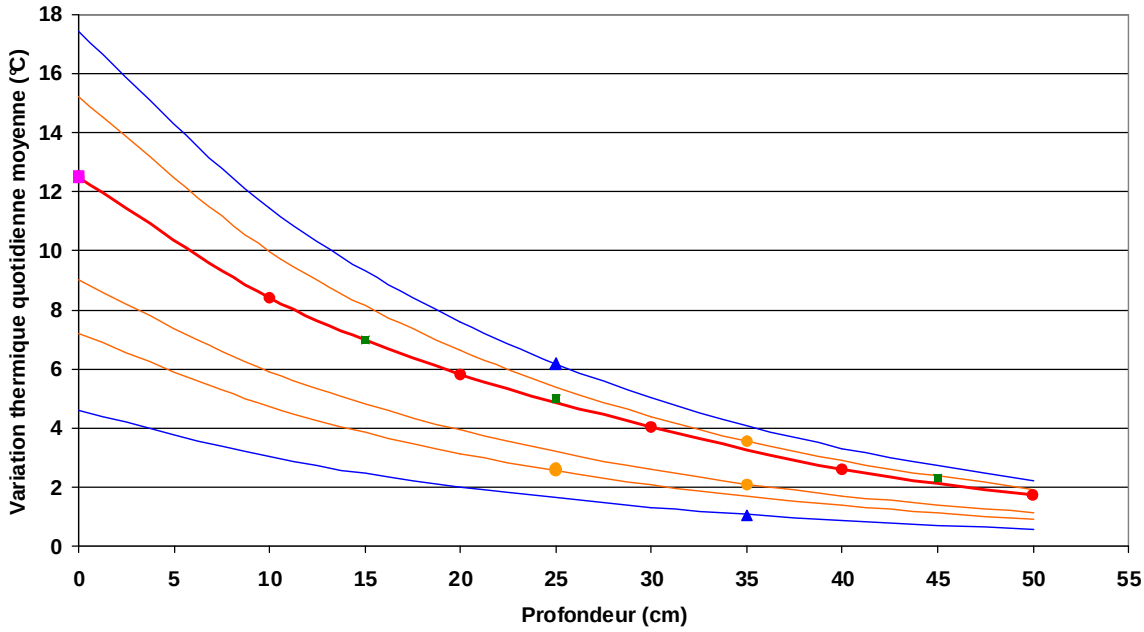


Figure 75 : Représentation de l'atténuation des amplitudes thermiques calculées pour chaque capteur (valeurs et légende identiques à celles de la Fig. 74) pour le printemps 2006 (avril-mai-juin) et extrapolation en surface.

Les amplitudes thermiques équivalentes de surface ainsi obtenues ont été représentées, en chaque point de mesure, sur une photographie du site, et extrapolées à l'ensemble de la dalle. Les Figures 76 et 77 représentent ainsi la répartition spatiale des amplitudes thermiques de surface A_0, moyennées sur les saisons d'été 2007 (juin-juillet-aout) et d'hiver 2006 (décembre).

Ces figures révèlent des variations thermiques équivalentes de surface très hétérogènes. Nous pouvons distinguer **des facettes rocheuses plus ou moins sensibles aux variations thermiques quotidiennes en fonction de leur orientation**. Sur la Figure 76, correspondant à l'été 2007, on observe **que les facettes**

rocheuses orientées Sud-Ouest (Cellules 02 et 07) sont soumises à de fortes fluctuations thermiques (15 à 18℃ d'amplitude) tandis que les facettes orientées Nord-Est (Cellules 01 et 08) sont moins sollicitées thermiquement (4 à 7℃).

Inversement, sur la figure de l'hiver 2006 (Fig. 77), les variations thermiques calculées au niveau de la Grande Dalle (stations S2, S3, Cellules 01 et 07) sont quasi-homogènes (7℃).

Cette différence saisonnière peut s'expliquer par **l'importance des apports du rayonnement solaire,** comme indiqué à la section précédente. Celui-ci est variable selon l'orientation des facettes et selon la projection de l'ombre du versant opposé sur la dalle. Dans le cas des **périodes d'été, cet apport est prépondérant**. En hiver, l'ombre du versant opposé est plus étendue, l'apport du rayonnement solaire diminue tandis que l'apport de la convection reste important, d'où une homogénéisation des températures équivalentes sur la Grande Dalle.

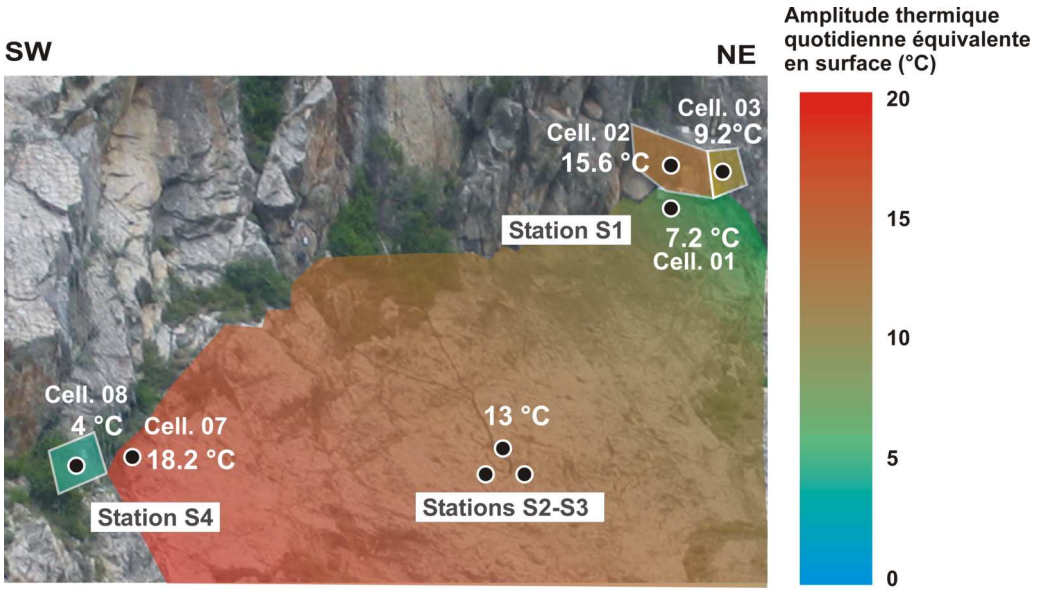


Figure 76 : Amplitudes thermiques quotidiennes équivalentes en surface (A_0) moyennées sur la période d'été 2007 et interpolées sur l'ensemble de la dalle.

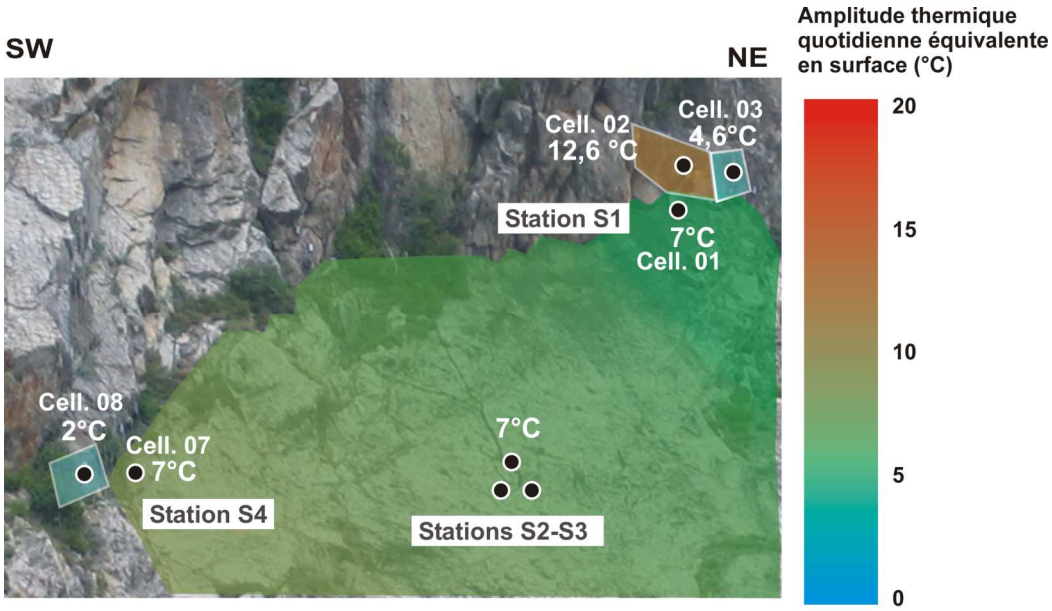


Figure 77 : Amplitudes thermiques quotidiennes équivalentes en surface (A_0) moyennées sur la période d'hiver 2006 et interpolées sur l'ensemble de la dalle.

6 Auscultation des phénomènes thermomécaniques : aspects métrologiques

Avant d'aborder l'impact mécanique des phénomènes thermiques naturels, à partir des données de déformation acquises par le réseau d'auscultation, des traitements ont été nécessaires pour rendre exploitables les données. Ces aspects métrologiques peuvent sembler fastidieux mais sont indispensables à la compréhension des mesures. En outre, les difficultés rencontrées sont une donnée pour l'amélioration du réseau ou le développement d'un outil similaire.

Dans un premier temps, nous exposerons la géométrie du problème et les déformations thermomécaniques attendues, à l'aide de modélisations numériques et de solutions analytiques (section 6.1). Les mesures étant éloignées de ces déformations "théoriques", nous avons recherché les causes de cette différence. Le dispositif expérimental a été testé au laboratoire, ce qui a permis de mettre en évidence des artefacts propres au système de mesure (section 6.2). Des corrections ont été élaborées grâce à la réalisation des essais en laboratoire et de calculs analytiques (section 6.3).

6.1 Géométrie du problème et déformations thermomécaniques attendues

Les déformations thermomécaniques sont mesurées par des cellules CSIRO placées dans des forages et implantées au centre de la dalle (station *S2*) ou à ses extrémités (stations *S1* et *S4*). L'emplacement de la station *S2*, au centre de la dalle, peut être assimilé à un milieu semi-infini. En effet, les dimensions de la Grande Dalle sont très supérieures aux dimensions des forages et la zone est relativement saine (peu de discontinuités apparentes autour des forages). Les stations aux extrémités (stations *S1* et *S4*) présentent une géométrie plus complexe. Dans cette section, les solutions analytiques et les modélisations numériques seront uniquement appliquées au cas milieu semi-infini.

Rappelons que la cellule CSIRO mesure des déformations axiales (ε_{zz}), orthoradiales ($\varepsilon_{\theta\theta}$) et diagonales ($\varepsilon_{45\text{-}135}$), à l'aide de jauges d'extensométrie placées selon des orientations diverses (Figure 78). Seules les déformations axiales (ε_{zz}) et orthoradiales ($\varepsilon_{\theta\theta}$) seront interprétées. Dans cette section, nous chercherons à comprendre et quantifier ces déformations lors des variations thermiques.

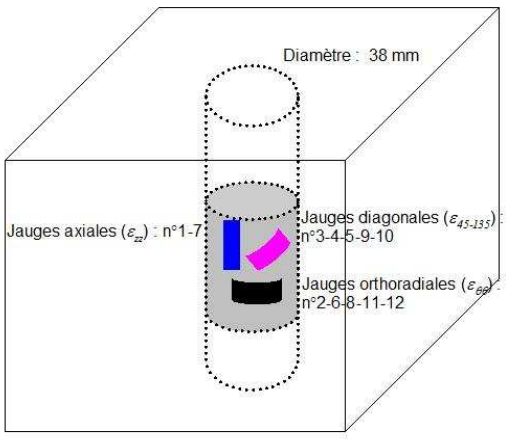


Figure 78 : Géométrie de la cellule CSIRO

Cas du milieu semi infini

Dans le cas d'un **milieu élastique semi-infini**, les effets thermomécaniques produits par une **augmentation homogène des températures (en régime permanent)**, sont telles que :

- la dilatation de la surface libre, seul degré de liberté, induit **des déformations (ε_{zz}) en élongation** ;
- des **contraintes additionnelles d'origine thermique σ_T, en compression,** apparaissent dues à l'absence de déformations transverses (les conditions aux limites sont considérées comme bloquées).

Ce comportement correspond à la Figure 79a.

Dans le cas d'un **trou situé dans le milieu semi-infini supposé élastique**, contenant le système de mesure, et toujours pour une hausse homogène des températures, les effets thermomécaniques sont tel que :

- les **déformations axiales (ε_{zz}) sont en élongation** du fait de la dilatation perpendiculairement à la surface libre. Ces déformations sont enregistrées par les **jauges axiales.** La valeur de cette déformation peut être reliée à la variation thermique Ax par l'expression :

$$\varepsilon_{zz} = (1+2\upsilon)\alpha A_x \qquad \text{[Eq_34]}$$

  avec α le coefficient de dilatation thermique et υ le coefficient de Poisson.
- autour des parois du trou, des **déformations orthoradiales** ($\varepsilon_{\theta\theta}$) **en raccourcissement** apparaissent, du fait de la contraction parallèle à la surface libre (contraction radiale du trou). Ces déformations sont enregistrées par les **jauges orthoradiales** et sont telle que :

$$\varepsilon_{\theta\theta} = -\frac{1-2\upsilon^2}{1-2\upsilon}\alpha A_x \qquad \text{[Eq_35]}$$

- **aux limites du modèle,** puisque les déplacements y sont considérés comme bloqués**, des contraintes additionnelles d'origine thermique σ_T en compression apparaissent**. Or, les contraintes appliquées à l'infini sont proportionnelles aux déformations orthoradiales du trou par l'expression suivante (Hoek, 2006) :

$$\sigma_T = \varepsilon_{\theta\theta}\frac{E}{1+\upsilon} \qquad \text{[Eq_36]}$$

Ce comportement correspond à la Figure 79b. Les démonstrations de ces solutions sont présentées dans l'Annexe G.

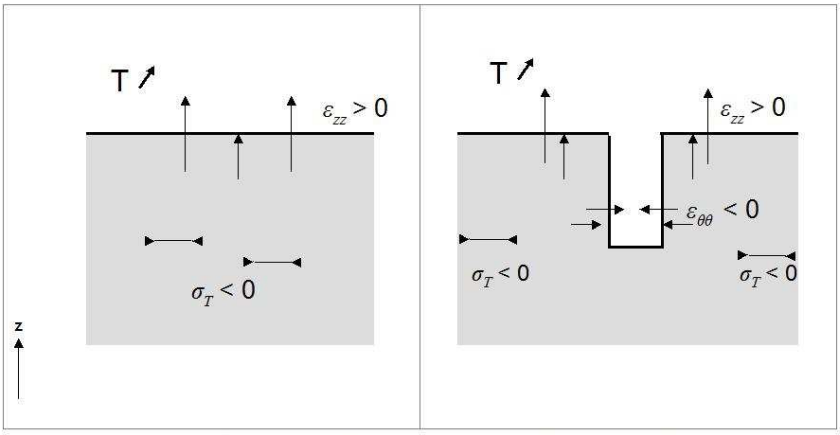


Figure 79 : Contraintes et déformations thermomécaniques dans un milieu semi-infini, en absence du trou (a) et en sa présence (b).

Le comportement décrit ci-dessus correspond à une hausse de température. Le comportement sera inverse en cas de baisse des températures, c'est-à-dire un raccourcissement des déformations axiales (ε_{zz}), une élongation des déformations orthoradiales ($\varepsilon_{\theta\theta}$) et des contraintes σ_T en traction.

Modélisation numérique en régime permanent

Afin d'illustrer ce comportement, la réponse du milieu semi-infini en présence et en absence du trou, à une hausse homogène des températures (c'est-à-dire appliquée à l'ensemble de la matrice), a été modélisée à l'aide du code de calcul aux éléments finis QuickField™. Il s'agit d'un logiciel de modélisation des champs (thermique, électrique, etc.), développé par Terra Analysis (2006).

Dans le premier cas, un milieu de dimensions 1,2 x 1,6 m a été modélisé sous l'hypothèse d'axisymétrie. Dans le second cas, un trou, de diamètre 38 mm et de profondeur 0,5 m, a été placé dans le milieu. L'axe du forage est considéré comme axe de symétrie. Les déplacements axiaux et radiaux ont été bloqués respectivement sur le bord bas et gauche du modèle (Figure 80). La température initiale de l'ensemble des modèles a été fixée à 0°C, et les limites sont supposées adiabatiques. L'ensemble des modèles a ensuite été soumis à une hausse de température de 10°C. Les paramètres thermomécaniques utilisés s ont listés dans le Tableau 17.

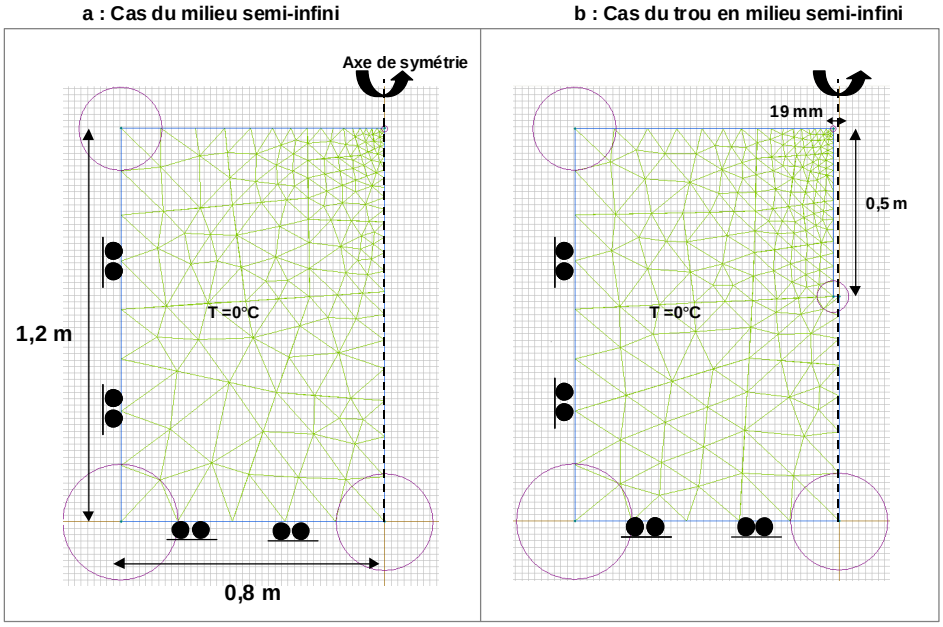


Figure 80 : Géométrie des modèles : cas du milieu semi-infini (a) et du trou en milieu semi-infini (b).

Module de Young : E (GPa)	27
Coefficient de Poisson : ν	0,12
Coefficient de dilatation thermique : α (C^{o-1})	$7{,}5.10^{-6}$

Tableau 17 : Paramètres thermomécaniques employés pour la modélisation. Les paramètres du gneiss sont issus des essais biaxiaux (Tableau 5) et des essais en dilatation thermique (Tableau 16).

Le Tableau 18 résume les déformations et contraintes thermomécaniques obtenues pour les deux modèles. En considérant les déformations et contraintes au niveau de la matrice rocheuse et au niveau de la paroi du forage, nous remarquons qu'après un **réchauffement de 10°C** :

- ε_{zz} **est en élongation. La déformation est uniforme dans le milieu et de même amplitude en présence et en absence du trou**. Sa valeur est d'environ 100 με, ce qui correspond à l'ordre de grandeur fourni par l'application numérique de l'expression [Eq_34] :

$$\varepsilon_{zz} = (1+2\upsilon)\alpha.A_x = 9{,}3.10^{-6}.A_x = 93\,\mu\varepsilon$$

- $\varepsilon_{\theta\theta}$ **est en raccourcissement et sa valeur absolue décroît rapidement lorsque l'on s'éloigne parois du forage**. Sa valeur, comprise entre -90 et -100 με, correspond également à l'application numérique de [Eq_35] :

$$\varepsilon_{\theta\theta} = -\frac{1-2\upsilon^2}{1-2\upsilon}\alpha.A_x = -9{,}6.10^{-6}.A_x = -96\,\mu\varepsilon$$

- **σ_T est en compression. Excepté autour des parois du forage où elle tend vers zéro, sa valeur (-2,29 MPa) est équivalente entre les deux modèles**. De même, elle correspond à l'application numérique de [Eq_36] :

$$\sigma_T = \varepsilon_{\theta\theta} \frac{E}{1+\upsilon} = -2{,}3MPa$$

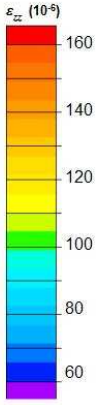
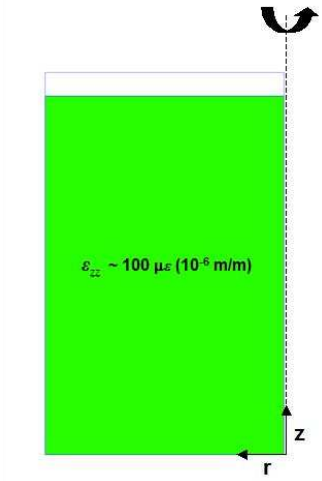
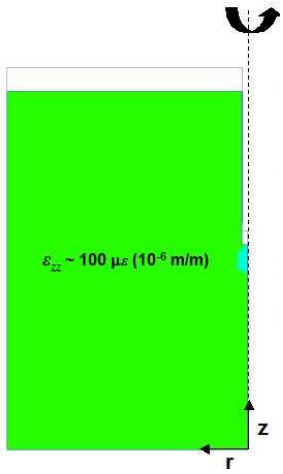
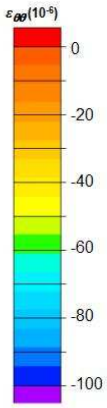
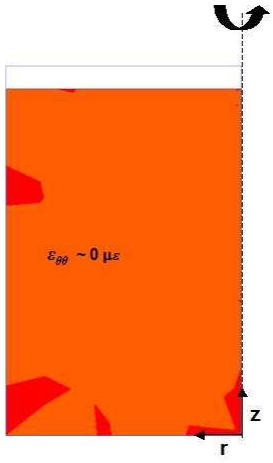
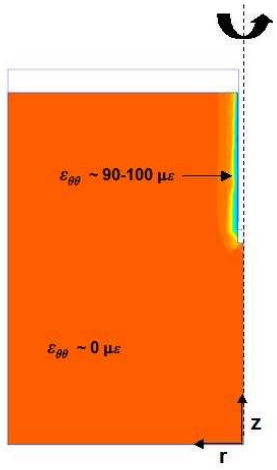
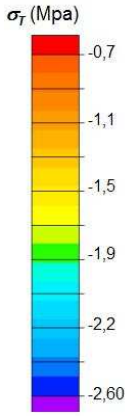
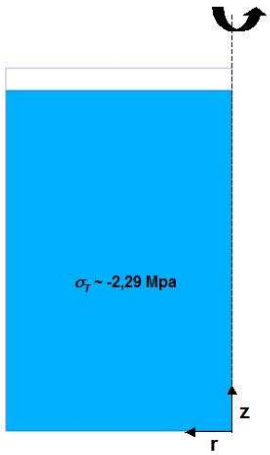
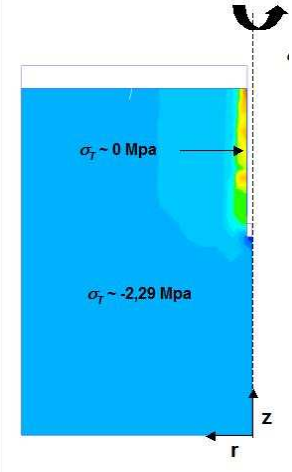
Grandeurs	Légende	cas du milieu semi-infini	cas du trou en milieu semi-infini
ε_{zz}			
$\varepsilon_{\theta\theta}$			
$\sigma_T (=\sigma_{\theta\theta})$			

Tableau 18 : Déformations et contraintes calculées dans le cas du milieu semi-infini et dans le cas du trou en milieu semi-infini

Modélisation numérique en régime transitoire

La modélisation du milieu en régime permanent permet d'obtenir un état de référence. Néanmoins, **les mesures enregistrées par le réseau résultent d'une sollicitation périodique de surface (régime transitoire).** Afin de pouvoir comparer les contraintes et déformations induites par les deux régimes, **une modélisation du forage dans le milieu semi-infini et soumis à une chronique des températures, a été réalisé**. Peu de logiciels de calcul permettent d'appliquer une sollicitation variable tout en assurant le couplage thermomécanique. Le choix s'est alors porté sur le logiciel COMSOL Multiphysics® (COMSOL, 2007)

Afin de limiter l'erreur produite par l'utilisation de deux logiciels différents**, la géométrie du modèle précédent a été conservée**. La température initiale est égale à 10°C et une s ollicitation sinusoïdale a été appliquée à la surface du modèle selon l'expression :

$$T(t) = T_0 + A.\cos(\omega t) \qquad \text{[Eq_15]}$$

avec ω la pulsation journalière, telle que ω = 7,3.10^{-5} s^{-1}, T_0 = 10°C, la température moyenne, et A = 10°C l'amplitude.

La chronique de température a été appliquée pendant 8 jours, ce qui permet d'atteindre un régime périodique permanent. **Un point de la paroi du forage, situé à 20 cm de la surface libre, c'est-à-dire correspondant à l'emplacement de la cellule 06 a été suivi**. Le Tableau 19 représente les amplitudes de températures, de déformations axiales et orthoradiales calculées au niveau du point ainsi que les isovaleurs calculées sur l'ensemble du modèle en fin de calcul.

De même que dans le cas de la modélisation en régime permanent, **les hausses de température produisent une élongation axiale et un raccourcissement orthoradial, et inversement**. Cependant, les températures et les déformations axiales ne sont plus homogènes dans le milieu, mais varient de la surface jusqu'à environ 50 cm de profondeur.

En outre, en considérant les amplitudes journalières, en températures ou en déformations, on remarque que :

- l'amplitude quotidienne en température, au point considéré (20 cm de profondeur), est telle que Ax = 8°C ;
- l'amplitude de ε_{zz} est d'environ 78 με ;
- l'amplitude de $\varepsilon_{\theta\theta}$ est d'environ 87 με.

Bien que les solutions analytiques soient définies pour une hausse homogène des températures, on remarque que leur application numérique fournit une bonne approximation des amplitudes calculées en régime thermique sinusoïdal. C'est ainsi que :

- Pour une amplitude thermique de 8°C, l'application numérique de l'expression [Eq_34] fournit une amplitude de la déformation axiale égale à 74,4 με, ce qui correspond à l'ordre de grandeur de l'amplitude quotidienne issue de la modélisation (78 με). En effet :

$$\left|\varepsilon_{zz}\right| = \left|(1+2\upsilon)\alpha\right|.A_x = 9{,}3.10^{-6}.A_x = 74{,}4\,\mu\varepsilon$$

- De même, l'application numérique de [Eq_35] fournit une amplitude de la déformation orthoradiale égale à 76,8 με contre 87 με déduit de la modélisation. En effet :

$$\left|\varepsilon_{\theta\theta}\right| = \left|-\frac{1-2\upsilon^2}{1-2\upsilon}\alpha\right|.A_x = 9{,}6.10^{-6}.A_x = 76{,}8\,\mu\varepsilon$$

Par conséquent, l'utilisation de ces solutions analytiques, qui sont une bonne approximation de notre problème, peut représenter un outil pour vérifier la cohérence de nos mesures. L'erreur relative commise est comprise entre 5 et 13%

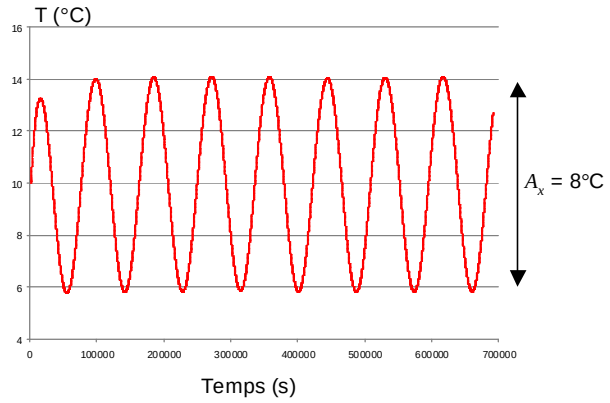
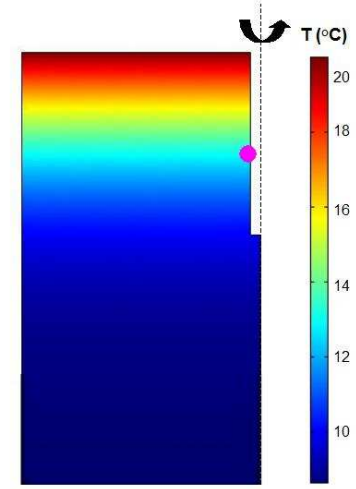
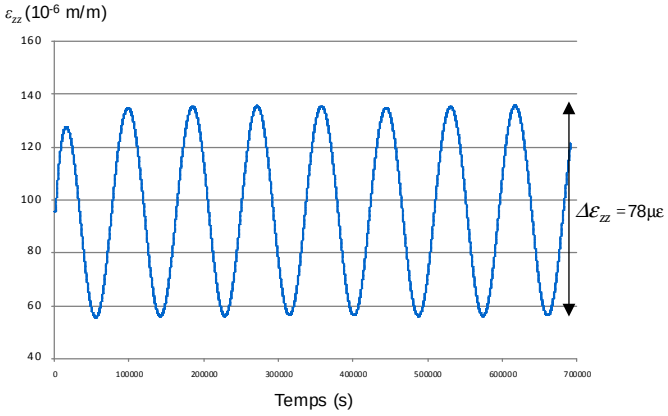
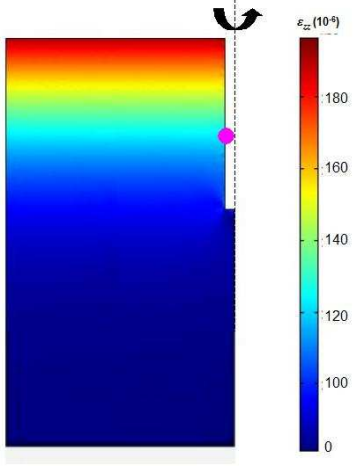
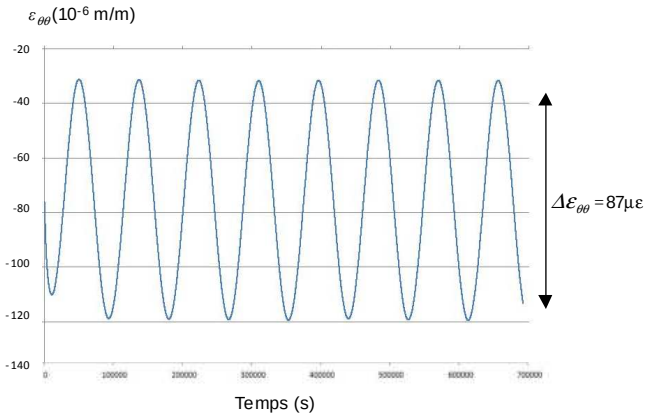
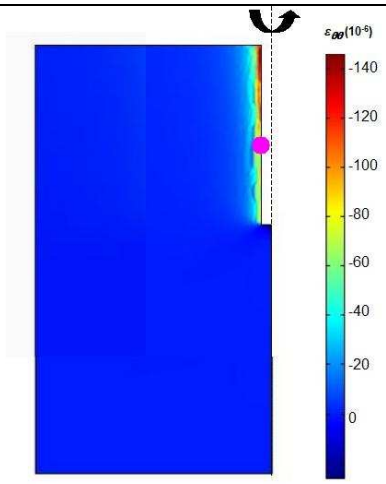
	Graphique des variations	Isovaleurs à t = 8j.
Température		
ε_{zz}		
$\varepsilon_{\theta\theta}$		

Tableau 19 : Colonne de gauche : chroniques de températures et déformations calculées au niveau de la paroi du forage et à 20 cm de profondeur. Colonne de droite : Isovaleurs de températures et de déformations à t = 8j. Le point ausculté est figuré en rose.

6.2 Problèmes métrologiques relatifs à l'utilisation des cellules CSIRO

L'analyse des déformations mesurées par le réseau d'auscultation de Valabres révèle plusieurs anomalies et dysfonctionnements. Les plus notables sont l'amplitude des déformations orthoradiales, qui sont plus importantes que celles calculées par les solutions analytiques et les modélisations numériques, ainsi que la présence d'une dérive dont il est difficile de préciser l'origine (dérive réelle ou dérive instrumentale). Après un bref aperçu des données enregistrées par le réseau, nous verrons que l'utilisation des cellules CSIRO, à des fins d'auscultation, soulève des difficultés, et que ces dernières ont déjà été discutées dans la bibliographie.

Les données de déformations brutes mesurées par le réseau

Afin de fournir un aperçu des mesures à l'échelle quotidienne et à l'échelle annuelle, les Figures 81 et 82 sont présentées. La Figure 81 représente les déformations mesurées par les jauges axiales et orthoradiales de la cellule 04 au cours du mois d'avril 2006. La Figure 82 présente la moyenne des déformations mesurées par les jauges axiales et orthoradiales de la cellule 05 sur la période d'avril 2006 à juillet 2007. Dans les deux cas, les mesures sont des mesures relatives : les microdéformations négatives correspondent à des raccourcissements des jauges, et inversement les mesures positives correspondent à des élongations par rapport au temps initial de l'acquisition.

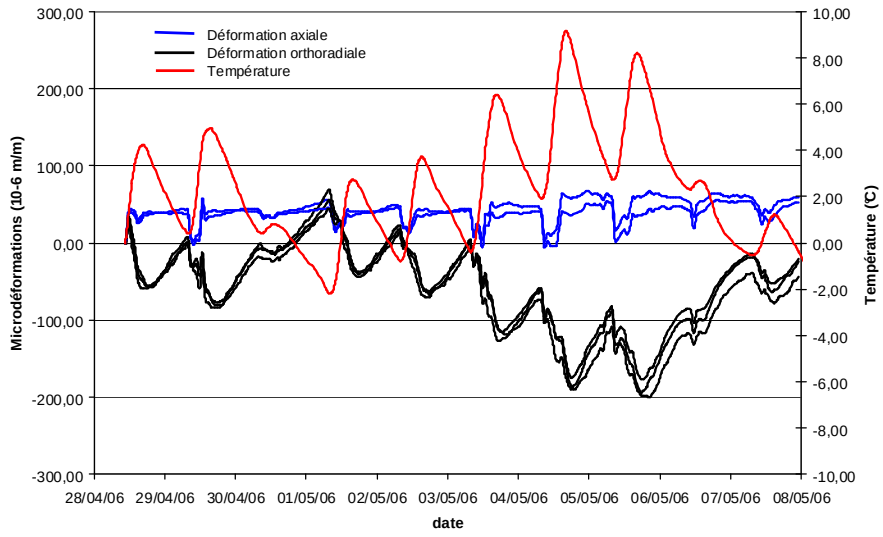


Figure 81 : Mesures relatives des déformations et températures à la cellule 04, en rouge la température, en bleu, et noir les variations respectives des jauges axiales et orthoradiales.

Nous remarquons sur les figures 81 et 82 un comportement global conforme aux calculs, c'est-à-dire, lors des phases de réchauffement, un raccourcissement des jauges orthoradiales pour une élongation des jauges axiales, et inversement.

Néanmoins, l'observation des données soulève deux problèmes majeurs :

- les déformations orthoradiales sont bien plus importantes que les déformations axiales (ε_{zz}) et s'éloignent donc des solutions analytiques discutées dans la section précédente. La Figure 83 représente les amplitudes quotidiennes en déformations mesurées par la cellule 04, en fonction des amplitudes thermiques au même point de mesure. La régression linéaire entre ces deux amplitudes, ainsi que le parallèle avec les solutions analytiques montre que les amplitudes en déformations orthoradiales sont particulièrement élevées ;
- une dérive instrumentale des jauges, c'est-à-dire une évolution anormale et incontrôlée, est possible. Comme indiqué sur la Figure 82, la déformation cumulée au printemps 2006 est largement supérieure à celle mesurée au printemps 2007. Ceci est particulièrement visible pour les déformations orthoradiales.

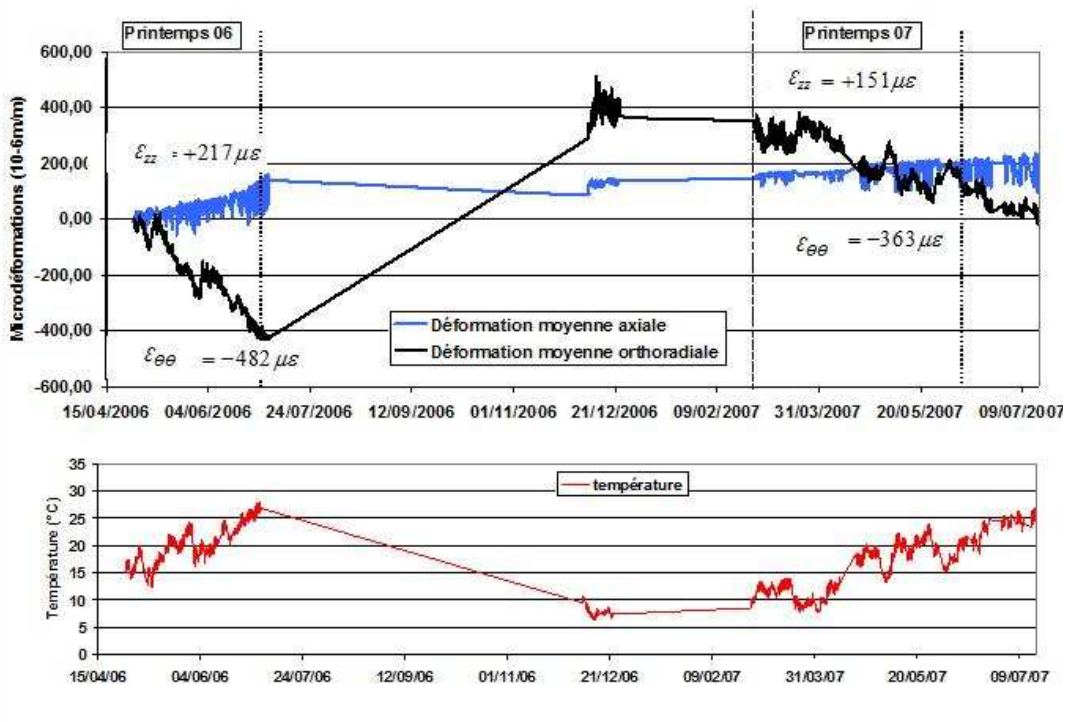


Figure 82 : Mesures moyennes en déformation axiale et orthoradiale et mesure de la température à la cellule 05, d'avril 2006 à juillet 2007.

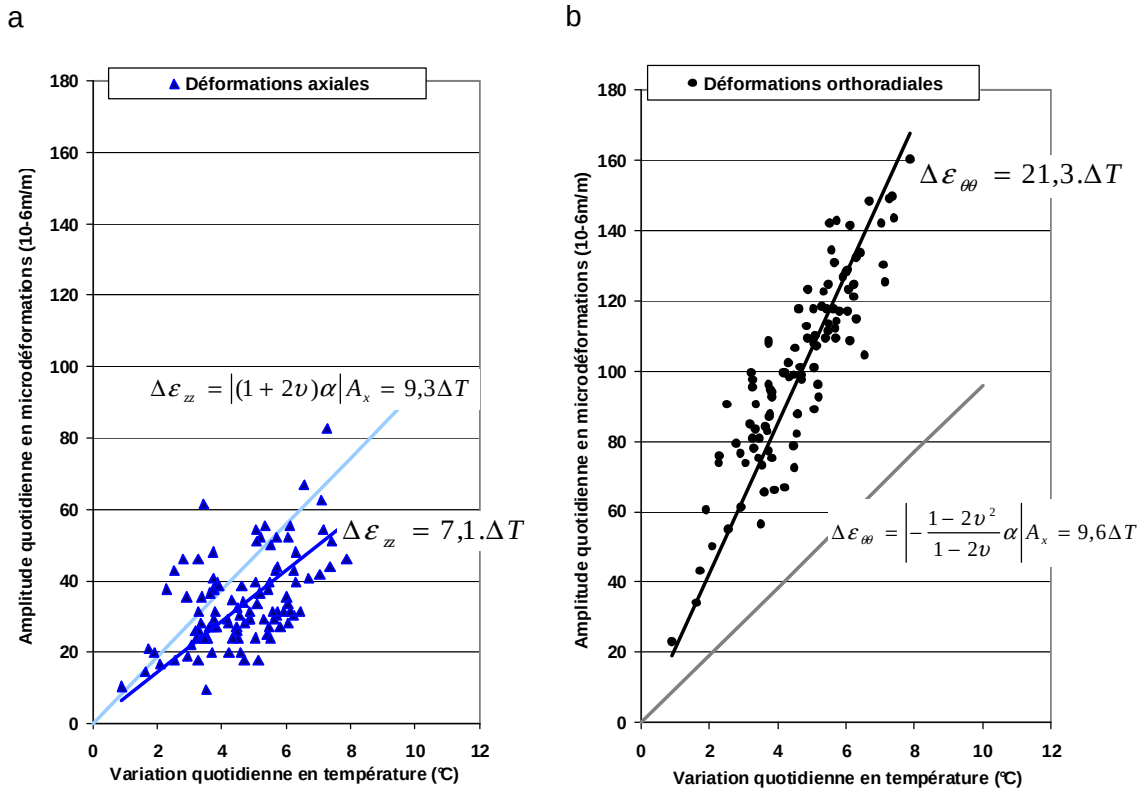


Figure 83 : Relation linéaire entre les amplitudes quotidiennes en température et en déformation axiales (a) et orthoradiales (b) pour la cellule 04 et pour la période du printemps 2006. Chaque point correspond à une journée. Comparaison avec les tracés de l'application numérique des solutions analytiques [Eq_34] et [Eq_35].

L'ensemble de ces observations entraîne les interrogations suivantes :

- Une dérive sur les cellules CSIRO a-t-elle déjà été observée par certains auteurs ? Quelles sont les causes avancées ?
- les variations thermiques ont-elles un impact sur le dispositif de mesure lui-même ? Si tel est le cas, cet impact peut-il expliquer les fortes amplitudes mesurées sur site ?
- y-a-t-il d'autres problèmes instrumentaux non révélés jusqu'alors ?

Afin de répondre à ces questions, une étude bibliographique et des essais thermiques en laboratoire ont été menés.

Bilan bibliographique de l'auscultation par cellules CSIRO

L'auscultation par implantation de cellules CSIRO est une pratique très spécifique et peu de publications discutent de cet usage. Néanmoins, nous avons conscience qu'une auscultation à long terme est sujette à des erreurs associées aux dérives et instabilités du système de mesure, mais aussi aux effets des conditions extérieures, notamment climatiques.

C'est ainsi que la lecture de différentes notes techniques et de communications spécialisées a permis de mettre en lumière les points suivants :

- **les dérives sur des mesures réalisées par cellules CSIRO ont déjà été observées** (Walton & Worotnicki, 1986, Amadéi & Stephansson, 1997, Lahaie 2005, Kohlbeck & Sceidegger, 1986). Elles sont dues à une combinaison entre l'absorption d'humidité (qui induit un gonflement), la polymérisation continue de la colle (qui provoque des variations de volume dans le temps) et le vieillissement de celle-ci ;
- vu les diverses valeurs mesurées par les auteurs, **les dérives semblent propres à chaque site**. Par ailleurs, les auteurs précisent que les dérives ne sont plus perceptibles au-delà de 3 mois à 1 an. Ces périodes correspondraient au temps de stabilisation de la colle et à l'absorption totale de l'humidité ;
- **les effets thermiques sur la déformation propre des cellules CSIRO ne sont pas négligeables** (Doe *et al.*, 1983 ; Gregory *et al.*, 1983). **L'époxy, composant essentiel de la cellule, en est le principal responsable** ;
- des essais thermiques, menés par différents auteurs (Garritty *et al.,* 1985 ; Walton & Worotnicki, 1986) ont mis en évidence des comportements surprenants des jauges orthoradiales. Ces essais thermiques ont été réalisés sur des carottes creuses, non confinées, et comportant une cellule CSIRO en leur centre. Lors d'une hausse des températures, les jauges orthoradiales ont mesuré un raccourcissement (contraction du cylindre creux), c'est-à-dire un comportement inverse à celui attendu. Rappelons que les rayons internes et externes du cylindre creux se déforment dans le même sens (élongation dans les deux cas lors d'un réchauffement, Noda *et al.,* 2003). Ce comportement, « inverse » à celui escompté, est expliqué par les auteurs comme une **combinaison différentielle des déformations de la cellule et de la roche.** Ce phénomène est détaillé dans la sous-partie 6.3 ;
- selon le circuit électrique des jauges, utilisées dans la cellule, l'effet thermique sur le système électrique n'est pas négligeable (modification de la résistance des jauges entraînant des artefacts de déformations, Garritty *et al.*, 1985).

Au vu des problèmes affectant nos mesures (dérive potentielle et fortes déformations orthoradiales), nous retiendrons ainsi que :

- **Les dérives des mesures des cellules CSIRO existent et ont une durée limitée : le temps de stabilisation de la colle. Parce qu'elles résultent de causes multiples, il est délicat de chercher à les corriger ;**
- **Les cellules CSIRO sont elles-mêmes affectées par les variations thermiques. L'époxy, principal composant de la cellule et de la colle, se déforme également lors des variations de températures ce qui produit une déformation différentielle.**

Afin de **comprendre et de quantifier ces deux effets, mais aussi dans le but d'élaborer des corrections**, des **essais thermique en laboratoire** ont été réalisés et sont décrits dans la sous-partie suivante.

6.3 Réalisation d'essais de dilatation thermique en laboratoire

Afin de mettre en évidence les dérives et l'effet thermique sur les cellules CSIRO elles-mêmes, des essais de dilatation thermique ont été réalisés sur **des cylindres creux soumis à des variations thermiques contrôlées**.

Les essais ont été menés sur des carottes de PMMA (PolyMethyl MethAcrylate ou « plexiglas ») et de gneiss de Valabres. Le PMMA a été choisi comme référence car c'est un matériau homogène, dont les propriétés mécaniques et thermiques sont connues et proches de celle de l'époxy. Les paramètres thermomécaniques du PMMA et de l'époxy sont listés dans le Tableau 20.

Chaque carotte contient une cellule CSIRO en son centre et des jauges d'extensométrie supplémentaires (dites jauges externes) ont été ajoutées sur les faces externes des carottes, dans des directions axiales et orthoradiales (cf. Figure 84).

Nous supposerons que :

- les jauges externes mesurent les véritables déformations des matériaux (gneiss et PMMA). Ces déformations seront nommées ε_{ext} ;
- les jauges de la cellule CSIRO mesurent les déformations du matériau **et** les déformations propres du système de mesure (cellule CSIRO + colle). Ces déformations "combinées" seront nommées ε_{int} .

Les carottes ont été soumises à des variations thermiques contrôlées dans une armoire climatique. L'un des régimes appliqués est schématisé sur la Figure 85.

	Paramètres			
	Coefficient de dilatation thermique α ($°C^{-1}$)	**Coefficient de diffusivité thermique a ($m.s^{-2}$)**	**Module de Young E (GPa)**	**Coefficient de Poisson : ν**
PMMA	65.10^{-6}	$0,11.10^{-6}$	2,46	0,36
Epoxy	70.10^{-6}	-	2,6	0,4
Gneiss	$7,5.10^{-6}$	$1,3.10^{-6}$	27	0,12

Tableau 20 : Paramètres thermomécaniques des différents matériaux. Les paramètres du PMMA sont issus de EPG-Strasbourg (2005).

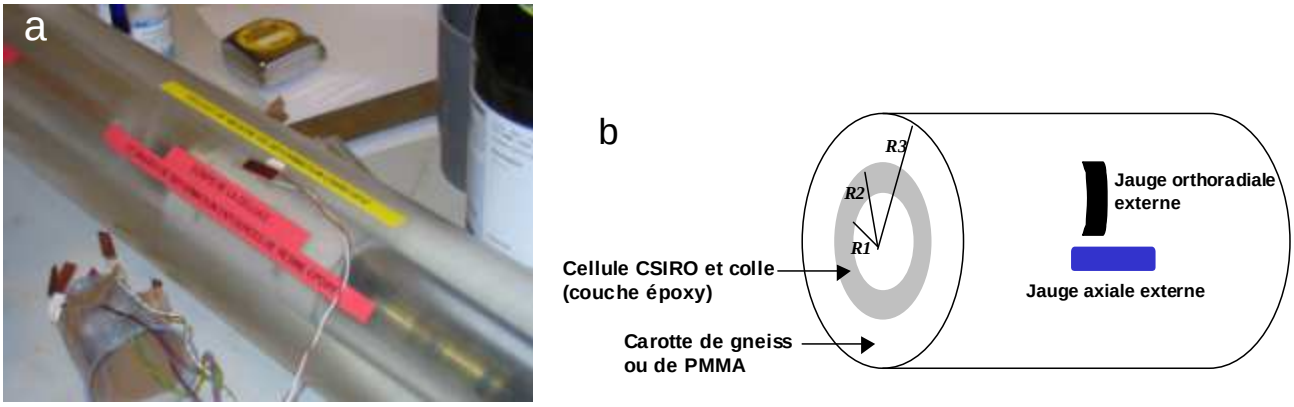


Figure 84 : Photographie (a) et schéma (b) d'une carotte instrumentée par une cellule CSIRO et des jauges d'extensométrie. $R1$ est le rayon interne ($R1 = 17,5.10^{-3}$ m), $R2$ est le rayon du trou pilote ($R2 = 19.10^{-3}$ m) et $R3$ le rayon externe de la carotte ($R3 = 73.10^{-3}$ m)

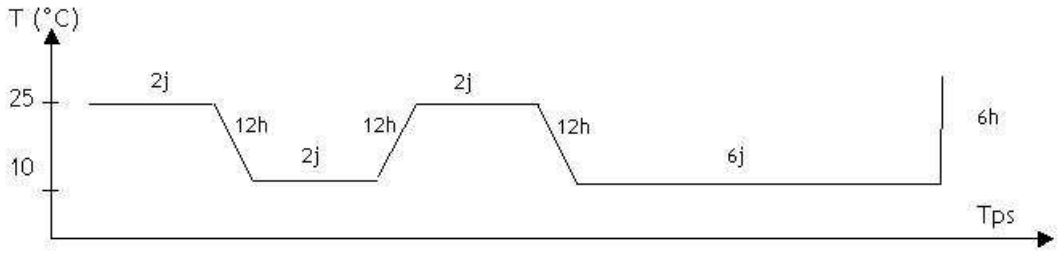


Figure 85 : Variations thermiques imposées

Les mesures réalisées lors des essais thermiques ont permis d'estimer la dérive et l'effet thermique sur le capteur. Elles ont également permis de mettre en évidence des artefacts, susceptibles de provoquer des erreurs sur les mesures in situ. Ce dernier point est détaillé dans l'Annexe H.

Estimation de la dérive

La dérive des cellules CSIRO peut être estimée lorsqu'un palier, à température constante, a été maintenu pendant 6 jours. Ce temps est suffisant pour permettre à la température d'être homogène dans la carotte. En effet, le temps caractéristique de la conduction thermique peut être estimé par :

$$t^* = \frac{L^2}{a} = 4099s = 68\,\text{min} \qquad \text{pour le gneiss} \qquad \text{[Eq_37]}$$

$$= 48445s = 807\,\text{min} = 13h \qquad \text{pour le PMMA}$$

avec a le coefficient de diffusivité thermique et L la distance caractéristique à parcourir. Dans le cas du cylindre creux, L correspond au rayon externe $R3$ = 73.10^{-3} m.

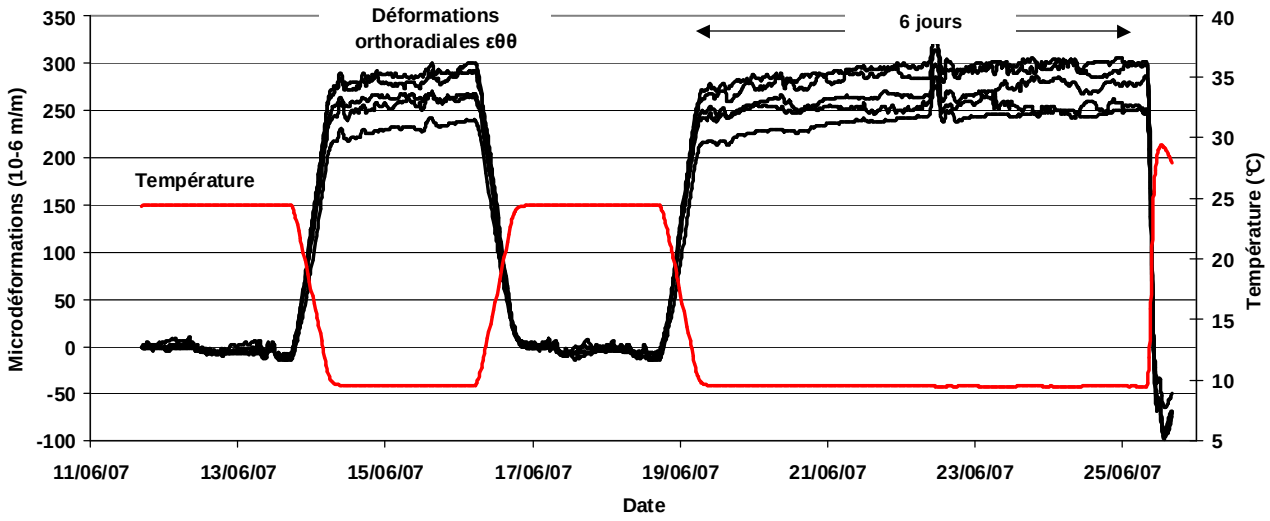


Figure 86 : Déformations orthoradiales (en noir) et variations thermiques (en rouge) mesurées par la cellule CSIRO incluse dans la carotte de gneiss.

La dérive apparaît sur les mesures de la cellule CSIRO de la carotte de gneiss et non sur les mesures des jauges externes (cf. Figure 86). La dérive affecte plus particulièrement les jauges orthoradiales et est ainsi comprise entre **1 et 4 με/j**. Cette dérive est supérieure à celle mesurée en laboratoire par Walton & Worotnicki (1986) mais reste inférieure à celle estimée pour des mesures in situ (Walton & Worotnicki, 1986 ; Lahaie 2005).

Le bilan bibliographique avait conclu que les dérives résultaient d'une combinaison d'effets (humidité, polymérisation et vieillissement de la colle) et que leurs valeurs étaient propres à chaque cas. Dans le cas présent, nous n'avons pas contrôlé l'humidité, qui varie selon les variations de température. Ces conditions d'humidité sont

différentes en laboratoire et in situ, et par conséquent, il est difficile d'extrapoler les valeurs de dérive avancées aux mesures in situ.

Effet de la température sur la cellule

Les carottes creuses sont libres de toutes liaisons. Sous l'effet d'une hausse homogène de la température, les parois internes et externes doivent donc se déformer selon les expressions suivantes (Noda *et al.,* 2003) :

$$\varepsilon_{zz.ext} = \varepsilon_{zz.\mathrm{int}} = \alpha.\Delta T \qquad \text{[Eq_38]}$$

$$\varepsilon_{\theta\theta.ext} = \varepsilon_{\theta\theta.\mathrm{int}} = \alpha.\Delta T \qquad \text{[Eq_39]}$$

Ces expressions indiquent que l**es rayons internes et externes du cylindre creux se déforment dans le même sens : en élongation lors d'un réchauffement et en raccourcissement lors d'un refroidissement**

L'équation [Eq_38] **est vérifiée par les mesures des jauges axiales**, qu'elles soient installées sur la cellule CSIRO ou sur les faces externes, dans le cas de la carotte de PMMA et de gneiss.

L'équation [Eq_39] **est également vérifiée par les mesures des jauges orthoradiales, mais uniquement dans le cas de la carotte de PMMA.**

Par contre, **les mesures des jauges orthoradiales de la carotte de gneiss ne sont pas en accord avec la solution proposée par** [Eq_39]. En effet, lors du refroidissement, les jauges orthoradiales de la cellule CSIRO de la carotte de gneiss, présentent une élongation (d'environ 250-300 με), alors qu'un raccourcissement était attendu, comme c'est le cas de la carotte de PMMA. Cette incohérence est illustrée par la Figure 87.

Cette dernière observation montre qu'il existe bien un effet de la température sur la cellule. Cet effet peut être décrit à l'aide des deux hypothèses suivantes :

- **1ère hypothèse** : les déformations axiales mesurées par la cellule CSIRO ($\varepsilon_{zz\ int}$) sont contrôlées par les déformations axiales du matériau encaissant ($\varepsilon_{zz\ ext}$) selon l'expression :

$$\varepsilon_{zz.ext} = \varepsilon_{zz.\mathrm{int}} = \alpha.\Delta T \qquad \text{[Eq_38]}$$

- **2nde hypothèse** : les déformations orthoradiales mesurées par la cellule CSIRO ($\varepsilon_{\theta\theta\ int}$) sont une résultante des dilatations thermiques de la roche et de l'époxy (cellule CSIRO) et doivent donc être corrigées. Dans ce cas, les déformations orthoradiales répondent à l'expression (démonstration dans l'Annexe G):

$$\varepsilon_{\theta\theta\mathrm{int}} = \Delta T\left(\alpha_2 - (\alpha_1 - \alpha_2)(1+\upsilon_1)\frac{R_2^{\,2} - R_1^{\,2}}{R_2^{\,2}(1-2\upsilon_1) + R_1^{\,2}}\right) \qquad \text{[Eq_40]}$$

Cette expression est valable sous l'hypothèse que $E_{roche} >> E_{epoxy}$, avec α_1 et α_2, les coefficients de dilatation thermique de l'époxy et de la roche, R_1 et R_2, les rayons interne et externe de la cellule et ν_1 le coefficient de Poisson de l'époxy. La convention utilisée est illustrée sur la Figure 88.

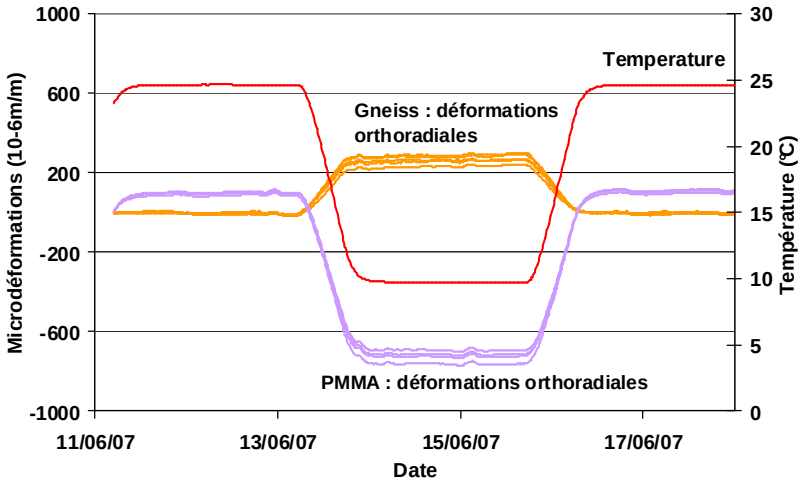


Figure 87 : Déformations orthoradiales mesurées par les cellules CSIRO incluses dans les carottes de gneiss et de PMMA.

L'expression [Eq_40] indique que si le contraste entre les coefficients de dilatation thermique des deux matériaux est fort, leur dilatation différentielle peut produire un comportement inverse à celui escompté. C'est le cas de la carotte de gneiss qui présente un tel comportement (une élongation des jauges lors du refroidissement et vice versa) sur l'ensemble des mesures acquises lors des essais thermiques. Inversement, les propriétés thermiques de l'époxy et du PMMA étant proches, ce comportement inverse n'apparaît pas. La Figure 89 illustre les deux cas.

Les deux hypothèses, énoncées précédemment, ont initialement été proposées dans Walton & Worotnicki (1986). Leurs conséquences, exposées au paragraphe précédent, sont en accord avec les comportements relevés lors des essais thermiques présentés par Garritty et al. (1985) et Walton & Worotnicki (1986). Elles sont également vérifiées par la modélisation numérique d'un cylindre contenant la cellule CSIRO, présentée dans l'Annexe I.

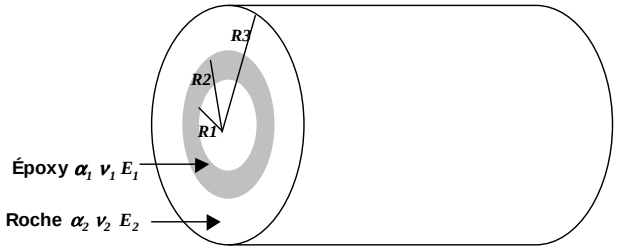


Figure 88 : Coupe schématique et convention utilisée pour les paramètres thermomécaniques.

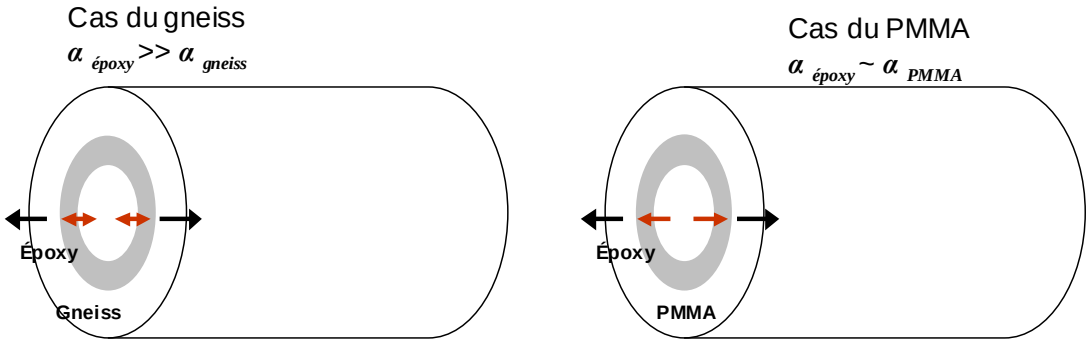


Figure 89 : Comportement des deux matériaux lors d'une hausse des températures. Dans le cas où $\alpha_2 << \alpha_1$ (cas du gneiss), le cylindre de roche se dilate mais l'époxy, à fort coefficient de dilation, se déplace vers le centre du cylindre, induisant des mesures en raccourcissement.

6.4 Traitement des mesures : Elaboration de corrections

Au vu des observations et des hypothèses émises à la section précédente, des corrections peuvent être élaborées pour s'affranchir de l'artefact produit par la déformation propre de la cellule. Ces corrections nécessitent le développement de solutions analytiques, que nous présenterons dans cette section. Le bilan des traitements à appliquer aux mesures in situ sera ensuite détaillé.

Développements de solutions analytiques

Les essais ont été menés sur des cylindres creux. Or, nous avons besoin de corrections pour les mesures in situ, c'est-à-dire réalisées sur les parois d'un trou cylindrique placé dans un milieu supposé semi-infini.

Le Tableau 21 présente les solutions analytiques (démontrées dans l'annexe G) obtenues pour les déformations axiales et orthoradiales pour :

- le cylindre creux dans l'hypothèse de déformations axiales en dilatation libre ($\varepsilon_{zz} = \alpha \Delta T$), dans le cas d'un unique matériau (gneiss) ou de deux matériaux (époxy et gneiss) ;
- le trou cylindrique, dans un milieu semi-infini, sous l'hypothèse de déformations axiales exprimée selon l'équation [Eq_34] , dans le cas d'un unique matériau (gneiss) ou de deux matériaux (époxy et gneiss).

La colonne de gauche du Tableau 21 correspond aux déformations de la roche seule, dans les conditions du cylindre ou d'un milieu semi-infini. Nous les nommerons $\varepsilon_{_réelle}$. La colonne de droite correspond aux déformations mesurées par la cellule CSIRO, c'est-à-dire la résultante des déformations de la roche et de l'époxy. Nous les nommerons $\varepsilon_{_CSIRO}$. Puisque nous cherchons à étudier les déformations réelles du massif, il est nécessaire d'élaborer des corrections permettant de calculer $\varepsilon_{_réelle}$ à partir de $\varepsilon_{_CSIRO}$.

La différence entre le cylindre creux et le trou en milieu semi-infini est due aux conditions limites mécaniques différentes. Alors que le cylindre creux est libre de ses mouvements, le trou est placé dans un milieu semi-infini.

La conséquence majeure est que, lors d'un réchauffement, et parce que le contraste du coefficient de dilatation α entre le gneiss et l'époxy est fort, les comportements suivants seront observés :

- Dans le cas du cylindre creux, le cylindre se dilate mais la dilatation de l'époxy induit des mesures orthoradiales de la cellule CSIRO en raccourcissement ;
- Dans le cas du trou en milieu semi-infini, les déformations orthoradiales des parois sont en raccourcissement. Les jauges orthoradiales de la cellule CSIRO mesurent également un raccourcissement, mais de valeurs plus élevées, du fait de la forte dilatation de l'époxy.

La Figure 90 illustre ces deux cas. Les modélisations numériques de la cellule CSIRO dans le contexte d'un cylindre et d'un milieu semi-infini, détaillées dans l'Annexe I, confirment ce comportement.

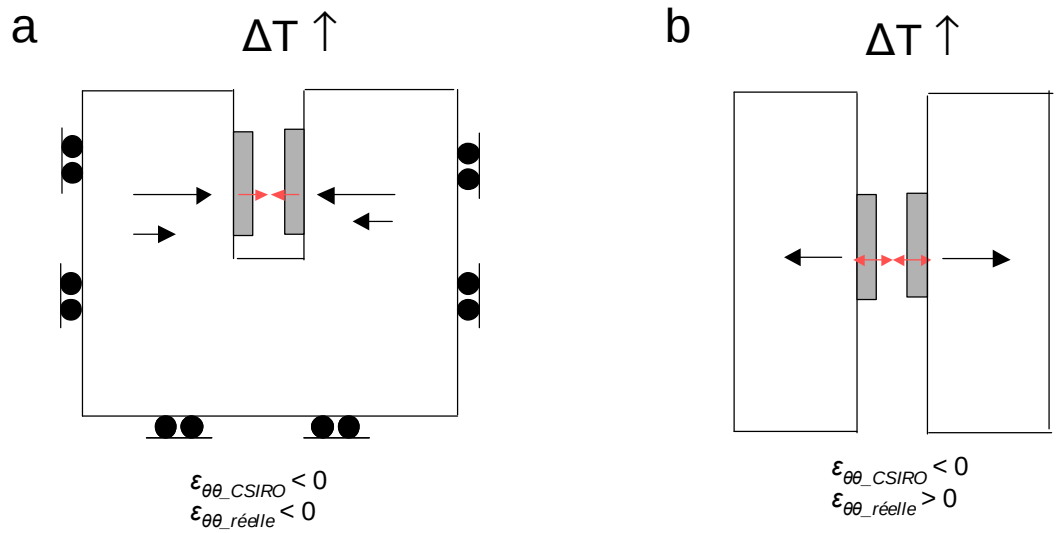


Figure 90 : Coupes schématiques des conditions in situ (a) et au laboratoire (b).

Elaboration du facteur correctif K

Les facteurs correctifs, qui doivent permettre d'exprimer les déformations de la roche ($\varepsilon_{_réelle}$) à partir des mesures acquises par la cellule CSIRO ($\varepsilon_{_CSIRO}$), sont issus du raisonnement ci-dessous.

Dans le cas du cylindre creux, les mesures orthoradiales de la cellule CSIRO s'expriment par :

$$\varepsilon_{\theta\theta\text{int}} = \varepsilon_{\theta\theta_CSIRO} = \Delta T\left(\alpha_2 - (\alpha_1 - \alpha_2)(1+\upsilon_1)\frac{R_2^{\,2} - R_1^{\,2}}{R_2^{\,2}(1-2\upsilon_1) + R_1^{\,2}}\right) \qquad \text{[Eq_41]}$$

$\varepsilon_{\theta\theta_CSIRO}$ peut alors s'exprimer en fonction de $\varepsilon_{\theta\theta_réelle}$:

$$\varepsilon_{\theta\theta_CSIRO} = \alpha_2\Delta T - (\alpha_1 - \alpha_2)(1+\upsilon_1)\frac{R_2^{\,2} - R_1^{\,2}}{R_2^{\,2}(1-2\upsilon_1) + R_1^{\,2}}\Delta T \qquad \text{[Eq_42]}$$

$$\varepsilon_{\theta\theta_CSIRO} = \varepsilon_{\theta\theta_réelle} - K\Delta T$$

$$\text{avec } \varepsilon_{\theta\theta_réelle} = \alpha_2\Delta T$$

L'application numérique (valeurs au Tableau 20 et Figure 84) aboutit au facteur correctif K à appliquer aux mesures en laboratoire :

$$K = -0,2(\alpha_1 - \alpha_2)\Delta T = 12,5\,\mu\varepsilon\ /°C \qquad \text{[Eq_43]}$$

Dans le cas du trou cylindrique en milieu semi-infini, le facteur correctif devient :

$$K = -(0,2\alpha_1 + 0,113\,\alpha_2)\Delta T = -15\,\mu\varepsilon\ /°C \qquad \text{[Eq_44]}$$

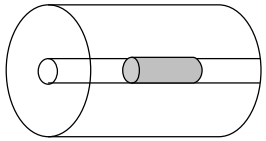
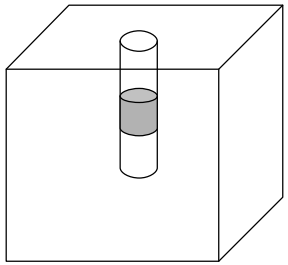
	Déformations réelles de la roche = cas d'un unique matériau (roche)	Déformations mesurées par la cellule CSIRO = Cas du couplage de deux matériaux (roche – époxy)
Cylindre 	$\varepsilon_{\theta\theta} = \alpha\Delta T$ $\varepsilon_{ZZ} = \alpha\Delta T$	$\varepsilon_{\theta\theta} = \Delta T\left(\alpha_2 - (\alpha_1 - \alpha_2)(1+\upsilon_1)\frac{R_2^{\,2} - R_1^{\,2}}{R_2^{\,2}(1-2\upsilon_1) + R_1^{\,2}}\right)$ $\varepsilon_{ZZ} = \alpha\Delta T$
Trou cylindrique dans un milieu semi-infini 	$\varepsilon_{\theta\theta} = -\alpha\frac{(1-2\upsilon^2)}{1-2\upsilon}\Delta T$ $\varepsilon_{zz} = (1+2\upsilon)\alpha\Delta T$	$\varepsilon_{\theta\theta} = \Delta T\,\frac{R_1^{\,2}(2\upsilon_2 - 1)(\alpha_1(1+\upsilon_1) - \alpha_2\upsilon_1(1+2\upsilon_2)) + R_2^{\,2}(-\alpha_1(1+\upsilon_1)(2\upsilon_2 - 1) + \alpha_2(2 - 3\upsilon_1 + 4(2\upsilon_1 - 1)\upsilon_2^{\,2}))}{(R_1^{\,2} + R_2^{\,2}(1-2\upsilon_1))(2\upsilon_2 - 1)}$ $\varepsilon_{zz} = (1+2\upsilon)\alpha\Delta T$

Tableau 21 : Bilan des solutions analytiques

6.5 Bilan des erreurs de mesure, des corrections et des incertitudes

L'étude bibliographique et les essais en laboratoire ont montré que les mesures de déformations acquises par les cellules CSIRO sont affectées par de multiples erreurs. Ces erreurs peuvent, ou non, être corrigées. Les sources d'erreurs, et leurs éventuelles corrections, sont les suivantes :

- **la résolution** de la cellule de mesure, c'est-à-dire la plus petite grandeur mesurable. Dans le cas des cellules CSIRO, la résolution, transmise par le fournisseur, est de 2 με (microdéformations) ;
- **la précision** de la mesure, c'est-à-dire la dispersion statistique ou erreur de nature aléatoire. Dans le cas des cellules CSIRO, la précision est également donnée par le fournisseur. Elle est égale à 5 με ;
- **l'effet mécanique des variations thermiques sur la cellule** CSIRO, du fait de la déformation propre de la cellule et de la colle époxy. Il s'agit d'une **erreur systématique**, produite, dans ce cas, par un défaut du système. Cette erreur a été mise en évidence dans la section précédente et elle est corrigeable à l'aide du facteur correctif K. Le facteur K est fonction de la variation thermique (K = -15 με/℃) et est appliqué à partir du temps initial de l'acquisition et uniquement pour les jauges orthoradiales ;
- **l'effet électrique des variations thermiques sur les jauges de mesure**. En effet, les variations de températures modifient la résistance du cuivre qui compose les jauges. Une correction, de faible amplitude (0,19 με/℃) est appliquée. Cette dernière est déduite des abaques transmis par le fournisseur ;
- **les artefacts instrumentaux** décrits dans l'annexe H (phénomène de ripage et saut des déformations). Ces artefacts sont occasionnels et peuvent invalider une période de mesure puisque l'erreur produite peut être comprise entre 30 et 1500 με (d'après les essais en laboratoire). Lorsqu'ils sont visibles, les artefacts peuvent être corrigés par l'expérimentateur mais ces corrections sont empiriques (suppression d'une plage de données par exemple) ;
- **la dérive**. Les essais thermiques en laboratoire ont mis en évidence une dérive comprise entre 1 et 4 με/j. Cependant, cette dérive est partiellement produite par les conditions (notamment hygrométriques) du laboratoire, qui sont différentes de celles in situ. Par conséquent, sa valeur ne peut pas être utilisée pour élaborer une correction.

La Figure 91 représente les déformations orthoradiales, mesurées à la cellule 02 avant et après l'application de l'ensemble des corrections. Celles-ci réduisent d'environ 20% à 50% l'amplitude des déformations orthoradiales mesurées, **ce qui réduit fortement la signification des mesures initiales**.

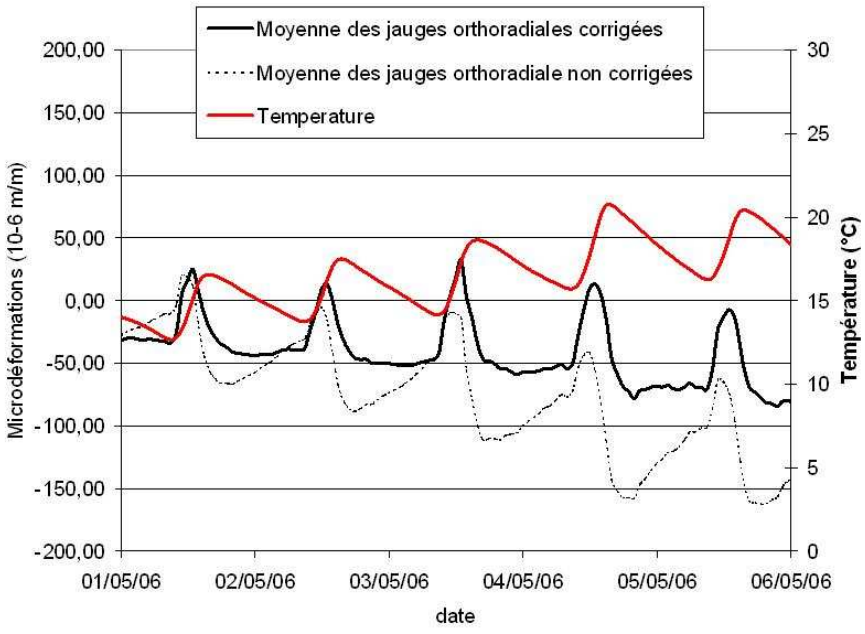


Figure 91 : Mesures orthoradiales avant et après corrections pour la cellule 02 durant la période du 01/05/06 au 06/05/06.

Après l'application de l'ensemble des corrections évoquées, des erreurs et incertitudes persistent sur les mesures finales. En effet, les erreurs dues à la résolution et à la précision de la cellule CSIRO ne sont pas corrigeables. A ces erreurs, se rajoute l'incertitude sur le facteur K. En effet, ce facteur est fonction des paramètres mécaniques et thermomécaniques de l'époxy et de la roche. Or, du fait de son état hétérogène et anisotrope, les paramètres du gneiss, obtenus par essais en laboratoire (Tableaux 5 et 16), présentent une forte variabilité. La propagation de cette variabilité dans le calcul du facteur K aboutit à une erreur dK = 0,54 με/℃.

L'ensemble de ces erreurs ne peut pas être sommé dans le cadre d'un **calcul d'erreurs**, ou **calcul d'incertitudes, puisque les unités sont différentes** (με, με/℃, με/j). Les valeurs de l'ensemble des erreurs, avant et après application des corrections, sont résumées dans le Tableau 22.

Type d'erreurs / valeurs		Avant traitement : Déformations non corrigées	Après traitement : Déformations corrigées
Non corrigeables	Résolution	2 με	2 με
	Précision	5 με	5 με
	Dérive	Non déterminée (entre 1 et 4 με/j en laboratoire)	Non déterminée (entre 1 et 4 με/j en laboratoire)
Corrigeable	Effet mécanique sur la cellule (déformation propre de l'époxy)	K = -15 με/℃	dK = 0,54 με/℃
	Effet électrique sur les jauges	0,19 με/℃	-
	Artefacts instrumentaux	30-1500 με	-

Tableau 22 : Bilan des erreurs sur les déformations avant et après corrections.

7 Quantification des phénomènes thermomécaniques

Afin de quantifier l'impact mécanique des sollicitations thermiques, **les mesures de déformations du réseau, après application des corrections, ont été étudiées à deux échelles de temps** :

- **à l'échelle quotidienne (ou à "court terme"), c'est-à-dire sur des périodes de 24h**. Nous verrons que l'amplitude des déformations quotidiennes sont relativement faibles mais sont corrélables aux conditions aux limites thermiques et mécaniques. Pour cela, des techniques d'analyse de données sont utilisées (section 7.1) ;
- **à l'échelle saisonnière (ou à "moyen terme"), c'est-à-dire sur une période de 365 jours.** Cette échelle de temps est délicate à étudier car l'impact sur les données des dérives et des erreurs est fort. Néanmoins, l'analyse des données révèle des déformations et des contraintes élevées, et donc un impact mécanique important à cette échelle (section 7.2).

A l'aide des valeurs fournies par les mesures à ces deux échelles, nous pourrons fournir des informations quantitatives sur le phénomène, c'est-à-dire les contraintes et déformations d'origine thermique et les profondeurs d'influence (section 7.3).

En outre, afin de synthétiser l'information, chaque année d'auscultation sera découpée en saison, selon le schéma suivant :

- **Printemps :** mars **-** avril - mai ;
- **Eté :** juin - juillet - aout ;
- **Automne :** septembre - octobre - novembre ;
- **Hiver :** décembre - janvier - février.

Pour illustrer les propos de cette section, les données les plus significatives, extraites d'une saison, ou d'une cellule, seront généralement exposées mais le lecteur trouvera dans l'Annexe J l'ensemble des données.

7.1 Déformations thermiques mesurées à l'échelle quotidienne

Les déformations à l'échelle quotidienne, c'est-à-dire sur des périodes de 24h, sont abordées au moyen de deux grandeurs (ou indicateurs) :

- l'amplitude quotidienne des déformations, que nous nommerons I_1 ;
- le coefficient de dilatation thermique apparent qui correspond au rapport entre l'amplitude des déformations et l'amplitude thermique. Nous la nommerons I_2.

La première permet de mettre en évidence les zones subissant les plus grandes déformations. Ces dernières correspondent généralement aux zones les plus exposées aux variations thermiques (faibles profondeurs et/ou zones ensoleillées). La seconde, parce qu'elle s'affranchit des variations thermiques, devrait refléter les conditions mécaniques des points auscultés.

Pour chaque cellule, le calcul des deux indicateurs est réalisé à partir des courbes représentant respectivement la moyenne des enregistrements des jauges orthoradiales et axiales.

Amplitudes quotidiennes en déformations mesurées

Pour chaque cellule et pour chaque type de déformations (axiales ou orthoradiales), l'amplitude des déformations quotidiennes (en microdéformations : με) est calculée. Cet indicateur n°1, ou I_1, s'exprime par :

$$I_1 = \varepsilon_{\max} - \varepsilon_{\min} \qquad \text{[Eq_45]}$$

Cet indicateur peut être moyenné sur des périodes variables : à l'échelle du mois, de la saison, de l'année, etc. Son calcul est illustré sur la Figure 92. De ce calcul sont exclues les mesures :

- orthoradiales de la cellule 03 car aucune jauge de cette orientation ne fonctionne ;
- de la cellule 08 dont les variations quotidiennes sont perturbées par un artefact instrumental ("saut" des déformations ou artefact 2, décrit dans l'Annexe H).

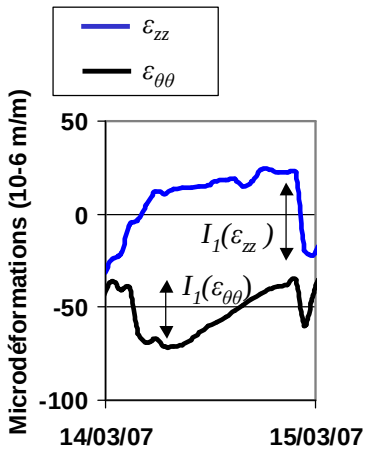


Figure 92 : Exemple de déformations axiales et orthoradiales (moyenne de l'ensemble des jauges) mesurées par la cellule 06 le 14/03/07 et calcul de I_1

La Figure 93 représente les amplitudes pour chaque cellule, moyennée sur la saison de printemps 2006, en fonction de la profondeur. **Comme attendu, les amplitudes des déformations axiales et orthoradiales décroissent avec la profondeur, dans des intervalles compris entre 36 et 160 pour $I_1(\varepsilon_{zz})$, et 35 et 115 pour $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$.**

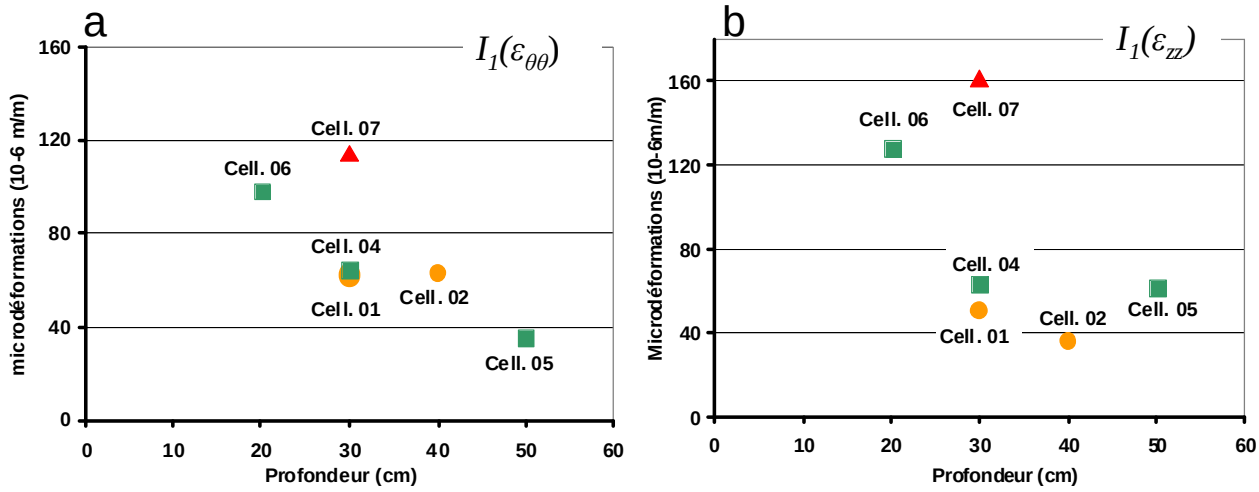


Figure 93 : Calcul de l'indicateur n°1 : Amplitudes quotidiennes moyennes des déformations orthoradiales (a) et axiales (b) en fonction de la profondeur, pour la période du printemps 2006 sur l'ensemble du réseau

En outre, malgré cette tendance, nous remarquons une dispersion marquée pour une même profondeur. Ainsi, à une profondeur de 30 cm, les amplitudes $I_1(\varepsilon_{zz})$ varient de 160 με pour la cellule 07 à 50 με pour la cellule 01 avec une valeur intermédiaire de 63 με pour la cellule 04. **Cette dispersion est évidemment à relier avec les conditions thermiques**, qui sont figurées, pour la période considérée, sur la Figure 94. Comme évoqué dans la section 5.2, les facettes orientées Sud-Ouest, telles que celle correspondant à la cellule 07 sont soumises à de fortes fluctuations thermiques tandis que les facettes orientées Nord-Est (Cellule 01), le sont beaucoup moins.

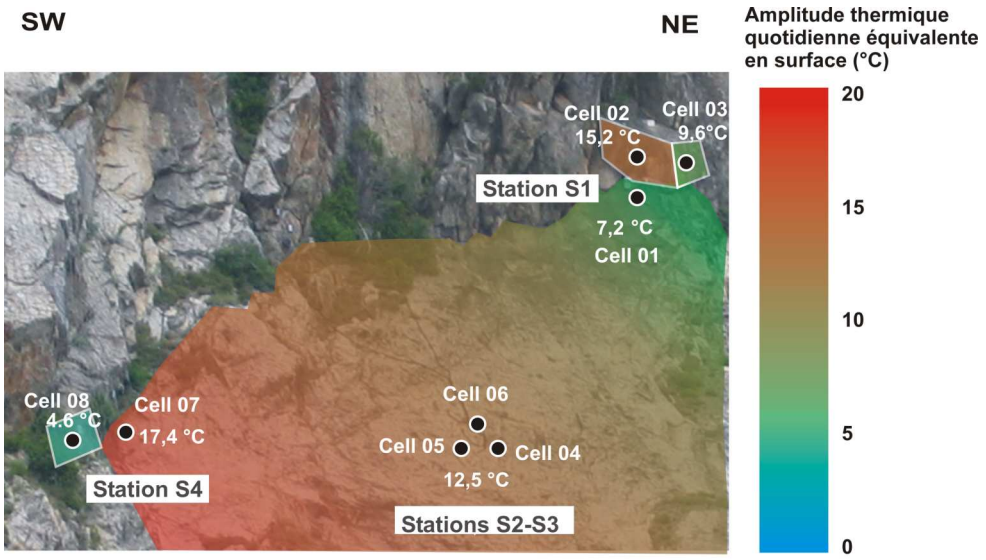


Figure 94 : Amplitudes thermiques quotidiennes équivalentes en surface (A_0) moyennées sur la période de printemps 2006 et interpolées sur l'ensemble de la dalle.

Les amplitudes quotidiennes de déformations mesurées, peuvent également avoir des conséquences à proximité des blocs rocheux. Ainsi, lors des phases de refroidissement, les mesures orthoradiales sont en raccourcissement, ce qui indique des contraintes de traction dans le milieu (Fig. 95), comme expliquées dans la section 6.1. Nous pouvons formuler l'hypothèse que ces contraintes peuvent exercer une action répétitive et cumulée et contribuer à la dégradation de la matrice rocheuse et/ou des ponts rocheux par fatigue. Cette hypothèse sera explorée dans la section 8.

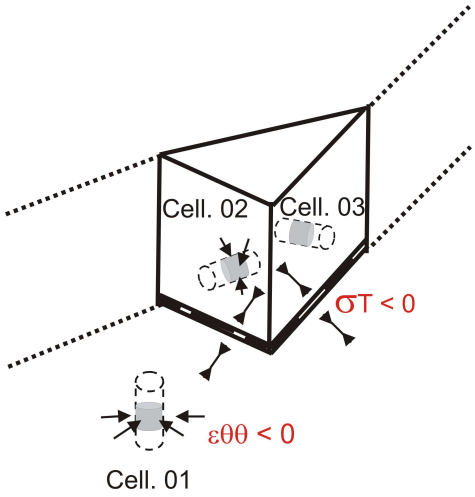


Figure 95 : Représentation schématique du bloc, des cellules de la station S1, des déformations orthoradiales mesurées en raccourcissement et des contraintes en traction susceptibles d'agir au niveau des ponts rocheux.

Comparaison avec les solutions analytiques

Les amplitudes des déformations I_1 peuvent être comparées aux solutions analytiques développées dans la section 6.1. Nous avions alors démontré que l'application de ces solutions fournissait une bonne approximation des amplitudes calculées en régime thermique transitoire et dans l'hypothèse d'un milieu semi-infini. Nous avions également vu dans la section 5.2 (p. 108-109) que les amplitudes thermiques mesurées au centre de la dalle (stations $S2$ et $S3$) sont fidèles à l'expression :

$$A(x) = A_0 e^{-x/\delta} \qquad \text{[Eq_33]}$$

avec A_0 l'amplitude thermique de surface, x la profondeur et δ = 0,24 m la profondeur caractéristique de pénétration.

Les amplitudes quotidiennes axiales et orthoradiales peuvent alors s'exprimer en fonction de cette courbe d'atténuation et des expressions [Eq_34] et [Eq_35] par :

$$\Delta\varepsilon_{zz} = \left|(1+2\upsilon)\alpha\right| A(x) = \left|(1+2\upsilon)\alpha\right| A_0 e^{-x/\delta} \qquad \text{[Eq_34]}$$

$$\Delta\varepsilon_{\theta\theta} = \left|-\frac{1-2\upsilon^2}{1-2\upsilon}\alpha\right| A(x) = \left|-\frac{1-2\upsilon^2}{1-2\upsilon}\alpha\right| A_0 e^{-x/\delta} \qquad \text{[Eq_35]}$$

avec α = 7,5. 10^{-6} °C $^{-1}$ le coefficient de dilatation thermique et ν = 0,12 le coefficient de Poisson.

Les amplitudes des déformations et des températures mesurées à la station *S3* (Cellules 04, 05 et 06) sont ainsi comparées aux applications numériques des expressions [Eq_33], [Eq_34] et [Eq_35] sur la Figure 96. Nous y observons une bonne adéquation des amplitudes thermiques mesurées et calculées. A l'inverse, les amplitudes des déformations, axiales et orthoradiales, mesurées aux cellules 04, 05 et 06 sont supérieures aux valeurs obtenues par les solutions analytiques.

Cette différence pourrait s'expliquer par plusieurs hypothèses dont il est difficile de juger de l'importance relative :

- l'hypothèse simplificatrice du milieu semi-infini, émise pour l'élaboration des solutions analytiques, ne correspond pas parfaitement à la géométrie *in situ* ;
- de même, les solutions analytiques, bien qu'elles fournissent une bonne approximation dans le cas d'un régime sinusoïdal ne sont peut-être pas adéquates dans le cas d'un régime transitoire non-sinusoïdal ;
- les valeurs de α et ν pourraient sous-estimées.

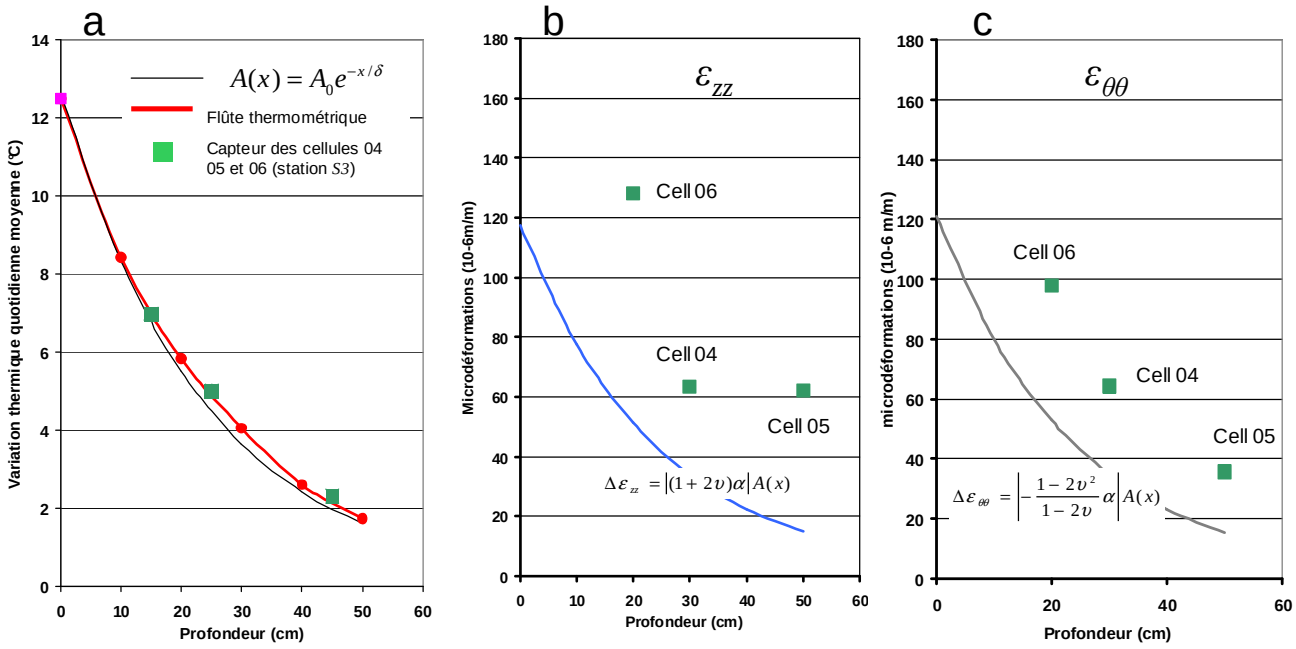


Figure 96 : Amplitudes thermiques (a) et amplitudes en déformations quotidiennes axiales (b) et orthoradiales (c) mesurées à la station S3 pour la période de printemps 2006.
Tracés des expressions [Eq_33], [Eq_34] et [Eq_35]

Analyse en composantes principales

Afin de vérifier que les amplitudes quotidiennes en déformations I_1 sont bien conditionnées par les amplitudes thermiques, une Analyse en Composantes Principales (ACP) a été appliquée sur la base de données de mesures en déformation. L'ACP est une technique statistique descriptive, permettant de réduire un système complexe, comportant de nombreuses variables, en un système de plus petite dimension, en ne conservant que les dimensions les plus significatives. Les composantes principales sont des variables synthétiques, combinaisons linéaires des variables initiales, et les individus sont projetés dans des plans définis par ces nouvelles variables indépendantes (Bouroche & Saporta, 2002). La méthode permet ainsi de mettre en évidence l'influence relative et combinée des différentes variables sur un phénomène.

Les variables pouvant exercer une influence sur l'amplitudes des déformations quotidiennes sont : les amplitudes thermiques aux points de mesure, la position du point de mesure, c'est-à-dire sa profondeur et l'azimut-pendage de la facette auscultée. Notons qu'il existe une corrélation entre ces variables. En effet, l'amplitude thermique au point de mesure est dépendante de la profondeur et de l'orientation de la facette auscultée. Par ailleurs, à ces variables, nous avons ajouté la variable "Date" afin de s'assurer de l'absence de dérive ou d'accumulation d'erreurs à cette échelle de temps. Le Tableau 23 résume les variables introduites dans l'analyse.

L'ACP a été appliquée à la période d'acquisition d'avril 2006 à décembre 2007, ce qui correspond à 332 jours d'acquisition, et sur l'ensemble des amplitudes quotidiennes orthoradiales du réseau ($I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$). Le logiciel Statgraphics 5.1 a été utilisé pour réaliser l'analyse. Afin de s'affranchir des échelles de données hétérogènes, la base de données a été standardisée, c'est-à-dire composée de variables centrées réduites.

Numéro de la cellule	Individus = variables à expliquer	Variables explicatives				
	I_1 : amplitude quotidienne en déformations	Ax : Amplitude thermique quotidienne au point de mesure	Profondeur	Azimut (N°E)	Pendage (°SE)	Date
Cell. 01	Variable quotidienne	Variable quotidienne	30	50	55	Variable quotidienne
Cell. 02			40	120	90	
Cell. 04			30	50	45	
Cell. 05			50	50	45	
Cell. 06			20	50	45	
Cell. 07			30	50	60	
Cell. 08			40	30	90	

Tableau 23 : Bilan des variables introduites dans l'ACP.

Le cercle des corrélations, ainsi que le plan de projection, obtenu par l'ACP, sont représentés sur les Figures 97 et 98. Le cercle des corrélations (Fig. 97) représente les cinq variables explicatives et leurs contributions aux axes principaux 1 et 2. Le pourcentage d'inertie de chaque axe est de respectivement de 29,35 et 37,92 %, ce qui indique que les deux composantes principales expliquent 67,3% de la variabilité des données d'origine. La contribution des variables explicatives sur les composantes principales est indiquée dans le Tableau 24.

Le plan de projection (Fig. 98) représente la projection des individus, ou variables à expliquer (c'est-à-dire les amplitudes de déformations), dans le plan composé de deux composantes principales orthogonales, combinaison linéaire des cinq variables explicatives.

	Composante 1 (horizontale)	Composante 2 (verticale)
Amplitude thermique	-0,48	-0,53
Profondeur	0,59	0,25
Azimut	0,56	-0,37
Pendage	0,28	-0,70
Date	0,05	0,11

Tableau 24 : Contribution des variables explicatives

La formation du cercle des corrélations (Figure 97 et Tableau 24) entraîne les remarques suivantes :

- la variable "Date" présente une faible contribution ce qui permet d'exclure l'hypothèse d'erreurs ;
- les variables "Amplitude thermique" et "Profondeur" ont une influence inverse, ce qui est cohérent puisque l'amplitude décroît avec la profondeur ;
- il est difficile de donner une signification aux deux composantes puisque les variables s'y projettent avec des poids équivalents.

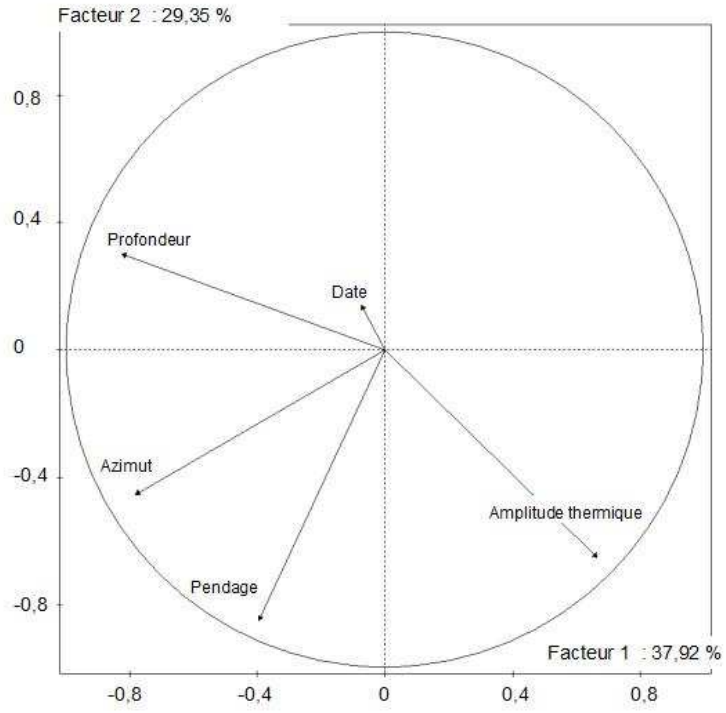


Figure 97 : Cercle des corrélations pour les axes 1 et 2

La répartition des individus dans le plan de projection formé par les deux axes principaux 1 et 2 est significative (Fig. 98). En effet :

- les individus s'alignent dans la même direction que celle des variables "Amplitude thermique" et "Profondeur" dans le cercle des corrélations. Ceci signifie que les déformations sont essentiellement corrélées aux variations thermiques, et donc aux profondeurs ;
- les individus sont groupés en fonction de leur provenance, c'est-à-dire de la cellule de mesure. Ce tri est le produit de l'influence des variables « Azimut » et « Pendage ».

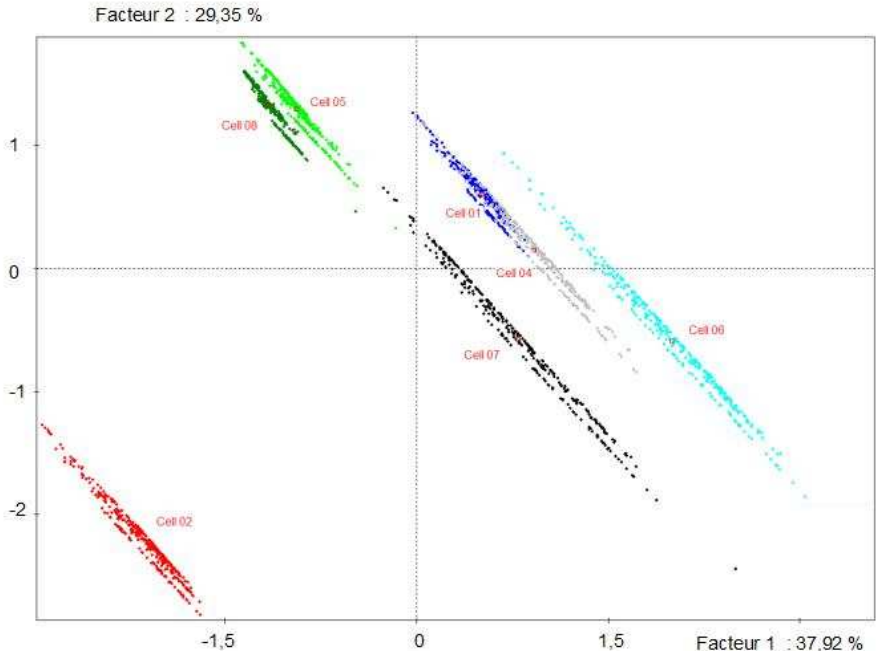


Figure 98 : Projection des individus dans le plan factoriel 1-2

Par conséquent, et comme attendu, le bilan de cette analyse confirme que les amplitudes de déformations quotidiennes sont essentiellement dépendantes des amplitudes thermiques. Les autres variables explicatives (date, azimut et pendage) présentent une plus faible influence.

Coefficient de dilatation thermique apparent

Afin de mettre en évidence les conditions mécaniques des points auscultés (milieu semi-infini, présence de surfaces libres, etc.), le coefficient de dilatation thermique apparent, nommé I_2 , est calculé. Ce coefficient correspond au rapport entre l'amplitude quotidienne en déformation (c'est-à-dire $I_1 = \varepsilon_{max} - \varepsilon_{min}$, exprimé en microdéformations) et l'amplitude thermique quotidienne ($T_{max} - T_{min}$) mesurée à la cellule.

Pour exprimer le coefficient I_2, une régression linéaire entre les amplitudes quotidiennes de température et de déformation est réalisée pour chaque cellule. Le coefficient de régression correspondra alors à l'indicateur n°2 (I_2). L'exemple de la cellule 06, pour le printemps 2007 est représenté sur la Figure 99. Pour les mêmes raisons qu'évoquées précédemment, les mesures orthoradiales de la cellule 03 et l'ensemble des mesures de la cellule 08 sont exclues du calcul.

L'emplacement de la cellule 06, qui appartient à la station de mesure *S3* au centre de la Grande Dalle, est assimilable au milieu semi-infini. Par conséquent, ces déformations peuvent être comparées aux solutions analytiques. Il en est de même pour les cellules 01 et 07 et l'ensemble des cellules de la station *S3*. A l'inverse, **les cellules 02, 03 et 08 sont placées sur des blocs rocheux, séparés de la dalle par des discontinuités ouvertes.** Les deux cas sont illustrés sur la Figure 100.

Dans le cas des cellules 02, 03 et 08**, les discontinuités et la présence de surfaces libres (géométrie du bloc) représentent des degrés de liberté supplémentaires, ce qui permet de limiter les contraintes thermomécaniques induites**. Or, nous avons vu dans la section 6.1 que les déformations orthoradiales mesurées présentaient une relation de proportionnalité avec contraintes d'origine thermique appliquées à l'infini [Eq_36].

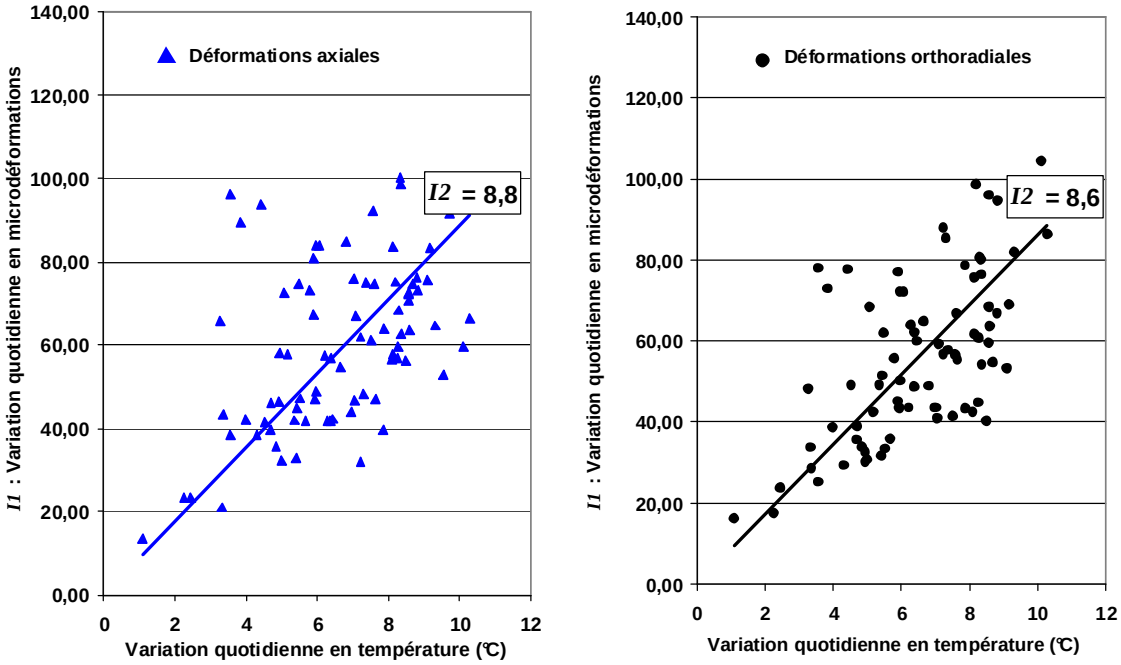


Figure 99 : Calcul de I_2 : Régression linéaire entre les amplitudes quotidiennes en température et en déformation axiales et orthoradiales pour la cellule 06 et pour la période du printemps 2007.

Par conséquent, nous pouvons formuler **l'hypothèse que $I_2(\varepsilon\theta\theta)$ calculé aux cellules 02, 03 et 08 soit inférieur à $I_2(\varepsilon\theta\theta)$ calculé aux cellules 01, 04, 05, 06 et 07 (milieu semi-infini)** et d'autant plus inférieur aux solutions analytiques. Cependant les cellules 03 et 08 dysfonctionnent fortement et, comme l'illustre le Tableau 25, le coefficient I_2 de la cellule 02 ne suffit pas à conforter cette hypothèse puisque ce dernier se retrouve fréquemment dans des valeurs intermédiaires.

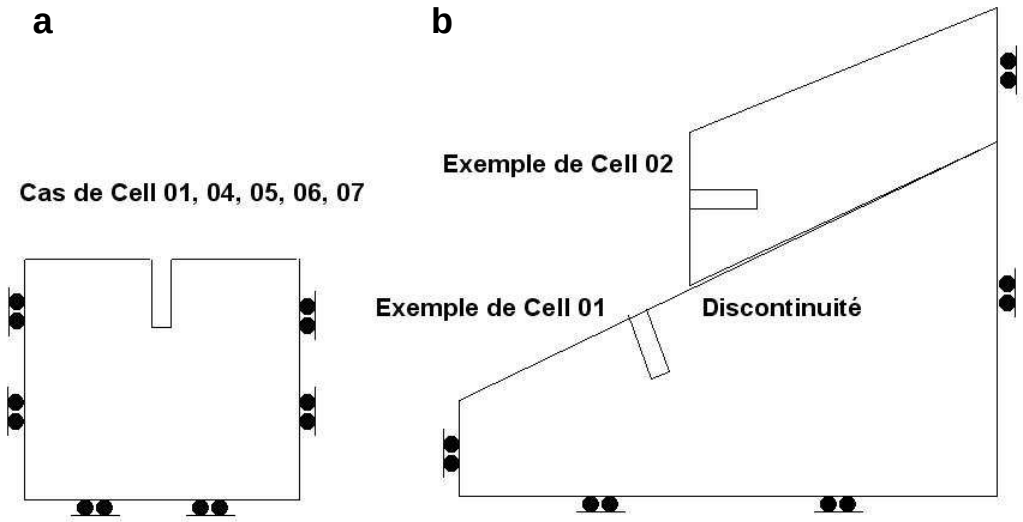


Figure 100 : Représentation schématique du milieu semi-infini (a) et du bloc rocheux (b). L'hypothèse est que $I_2(\varepsilon\theta\theta)$ à Cell. 01 > $I_2(\varepsilon\theta\theta)$ à Cell. 02.

Saison / I_2	Conditions mécaniques assimilées au milieu semi-infini			Bloc rocheux
	Cell 01	Cell 04	Cell 06	Cell 02
Hiver 06	13	12	10	**12**
Printemps 07	16	12	9	**15**
été 07	20	11	9	**16**

Tableau 25 : Calcul de $I_2(\varepsilon\theta\theta)$ pour les cellules 01, 04, 06 et 02

Les déformations à l'échelle quotidienne sont donc délicates à interpréter. Nous noterons néanmoins que :

- **les amplitudes quotidiennes en déformations sont gouvernés par les amplitudes thermiques, comme le démontre l' Analyse en Composantes Principales ;**
- **les amplitudes quotidiennes en déformations, comprises entre 20 et 150 με, ne sont pas en parfaite corrélation avec les solutions analytiques. Elles sont généralement 40 à 60% supérieures. Cette différence soulève le problème de la représentativité des hypothèses simplificatrices émises (milieu semi-infini, déformations planes) ;**
- **les amplitudes en déformations sont hétérogènes. Cette hétérogénéité est liée aux conditions d'ensoleillement de chaque facette rocheuse auscultée. Les mesures indiquent donc des zones plus ou moins sensible aux phénomènes thermomécaniques ;**
- **les amplitudes de déformations mesurées nous permettent d'explorer l'hypothèse de la contribution de la thermique au phénomène de dégradation de la matrice rocheuse et/ou des ponts rocheux par fatigue ;**

7.2 Déformations thermiques mesurées à l'échelle saisonnière

Les déformations mesurées par le réseau à l'échelle saisonnière, c'est-à-dire sur des périodes de 365 jours, sont également délicates à analyser. En effet, la dérive évoquée dans la section 6.2 est particulièrement marquée durant la première saison de 2006, comme illustré sur la Figure 82. En outre, nous avons conscience que les dérives instrumentales des cellules CSIRO peuvent se manifester à long terme, sur des périodes d'un an (Walton & Worotnicki, 1986, Amadéi & Stephansson, 1997).

Dans un premier temps, nous analyserons les amplitudes thermiques mesurées à cette échelle de temps. Puis, nous verrons que les déformations mesurées ont des amplitudes élevées et très hétérogènes. Ces amplitudes seront comparées aux solutions analytiques. Enfin, nous noterons des incohérences de mesures de déformations ainsi qu'une évolution irréversible des mesures acquises à certaines stations (retour à l'état initial non systématique).

Amplitudes thermiques à l'échelle annuelle

Les amplitudes, à l'échelle annuelle, de l'ensemble des mesures de températures du réseau (station thermométrique et capteurs des cellules CSIRO) sont relativement homogènes. La Figure 101 montre les températures mesurées par le réseau durant une année d'acquisition (février 2007 à février 2008). Nous observons que les courbes sont proches les unes des autres. L'amplitude thermique, mesurée par les capteurs de surface, surface est estimée à 22°C.

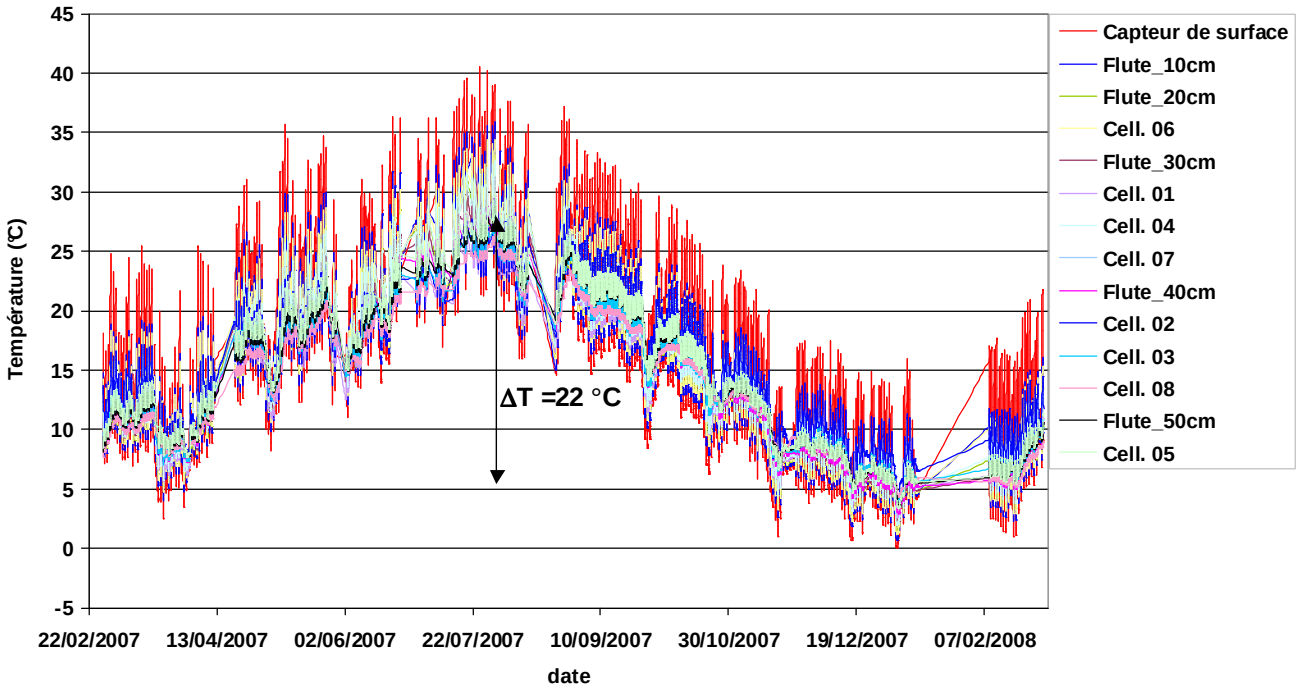


Figure 101 : Mesures de températures du réseau d'auscultation de février 2007 à février 2008.

En effet, pour une période annuelle, la profondeur de pénétration des variations thermiques est bien plus importante qu'à l'échelle quotidienne. Ainsi, δ la profondeur caractéristique de pénétration, qui intervient dans le calcul des géothermes, devient :

$$\delta = \sqrt{2a/\omega} = 4{,}6m \qquad \text{[Eq_36]}$$

avec a = 2,13.10^{-6} $m^2.s^{-1}$ et ω = 1,9. 10^{-7} s^{-1} la pulsation.

La profondeur de 4,6 m est 20 fois supérieure à celle obtenue pour les variations quotidiennes (δ = 0,24 m, déduite en section 4.1). **La conséquence majeure est que les variations thermiques sont perceptibles au-delà de 10 m de profondeur, où 10% de l'amplitude de surface est encore ressentie**. En effet, la Figure 102 trace l'atténuation des amplitudes thermiques à l'aide de l'expression [Eq_34] :

$$A(x) = A_0 e^{-x/\delta} \qquad \text{[Eq_33]}$$

avec A_0 = 22 °C, l'amplitude thermique de surface

On observe également sur la Figure 102 qu'à proximité de la surface, entre 0 et 50 cm de profondeur, les amplitudes décroissent dans un intervalle relativement réduit, entre 22 et 19°C, d'où l'homogénéité de s mesures du réseau mise en évidence sur la Figure 101.

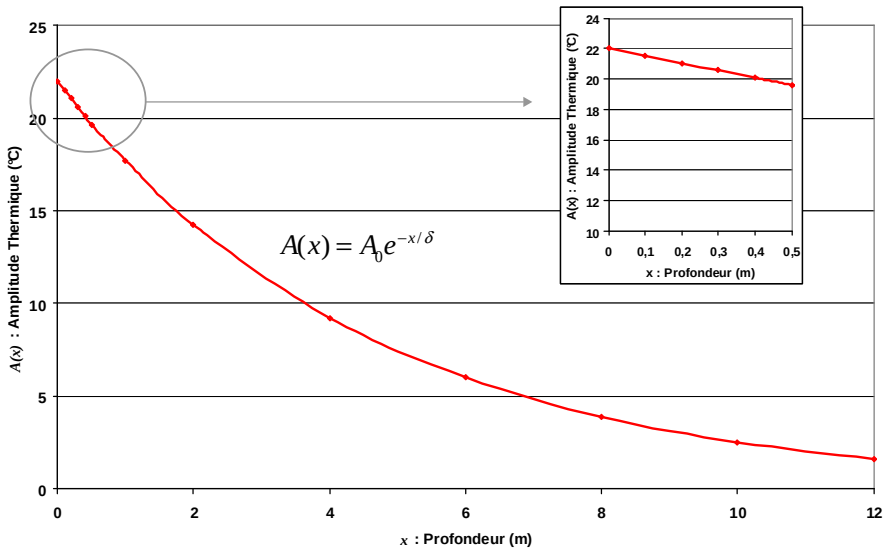


Figure 102 : Atténuation des amplitudes thermiques annuelles déduite de [Eq_33]. Zoom au niveau de la zone auscultée

Déformations mesurées

Les déformations mesurées par le réseau sur une période d'un an soulèvent des difficultés. **Dans le cas des déformations orthoradiales**, seules les mesures des cellules 06 et 07 présentent un comportement cohérent (raccourcissement lors du réchauffement et élongation lors du refroidissement) et un retour à l'état initial (Figure 103). L'amplitude des déformations orthoradiales acquises par les cellules 06 et 07 sont respectivement de 320 et 450 με.

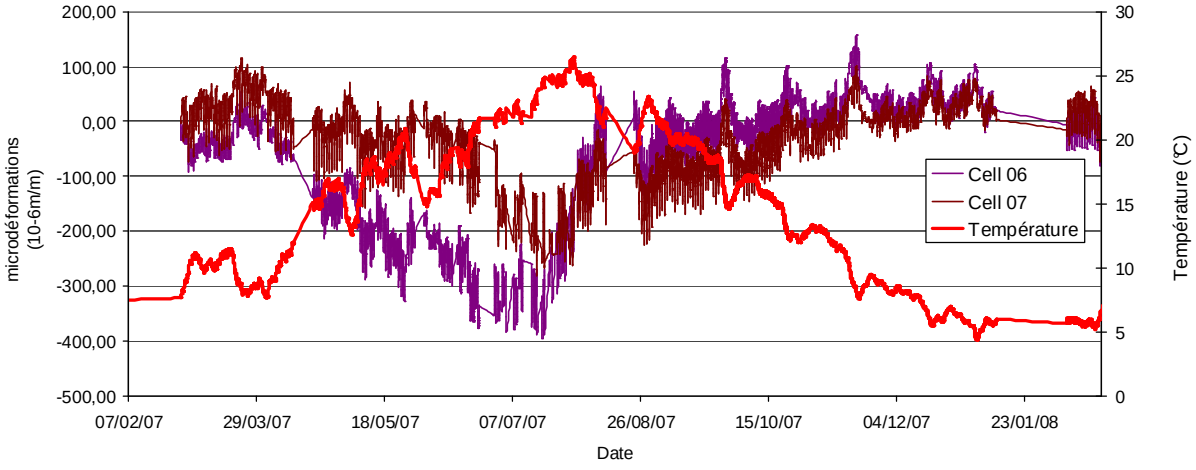


Figure 103 : Déformations orthoradiales mesurées par les cellules 06 et 07 de février 2007 à février 2008.

Les mesures des jauges orthoradiales des cellules 01, 02, 04, 05 et 08 sont plus surprenantes, car, lors du refroidissement (automne - hiver 2007), les mesures tendent à stagner ou à présenter un raccourcissement (Figure 104). Les amplitudes à l'échelle annuelle sont très variables, comprises entre 110 et 500 με.

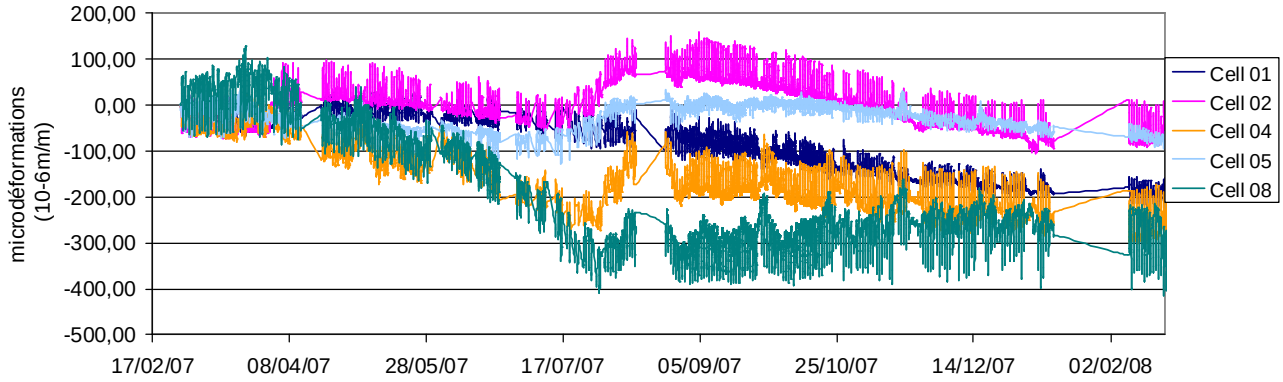


Figure 104 : Déformations orthoradiales mesurées par les cellules 01, 02, 04, 05 et 08 de février 2007 à février 2008.

Dans le cas des déformations axiales, l'ensemble des mesures est étonnant car leur évolution est constamment en élongation (Figure 105). L'amplitude est également très variable, comprise entre 50 et 430 με.

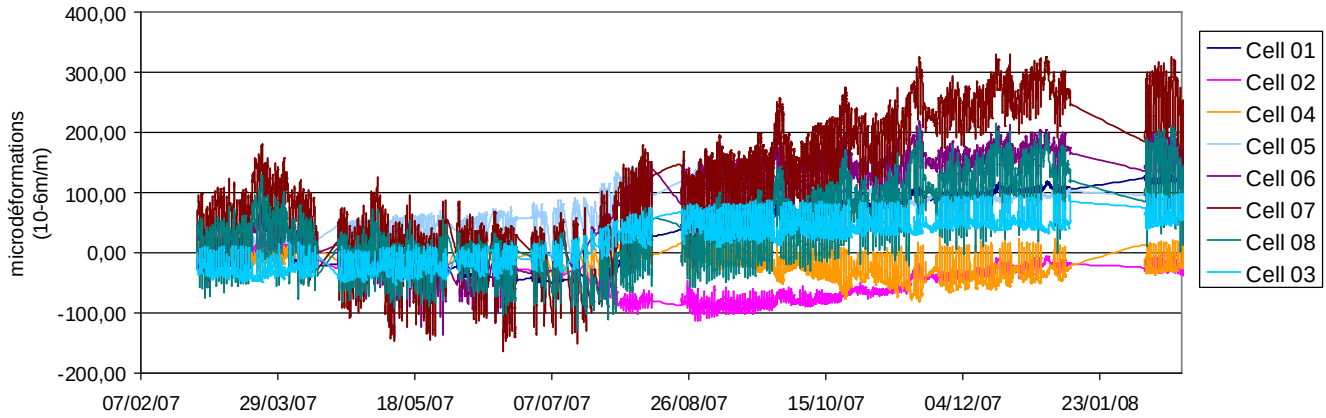


Figure 105 : Déformations axiales mesurées par l'ensemble du réseau de février 2007 à février 2008.

Au niveau de la zone auscultée (entre 0 et 50 cm) et pour une amplitude annuelle thermique de surface égale à 22 °C, **les solutions analytiques** conduisent à des amplitudes de déformations comprises entre 182 et 205 με pour ε_{zz} et 188 et 210 με pour $\varepsilon_{\theta\theta}$. La figure 106 représente l'application numérique des expressions [Eq_34] et [Eq_35] avec A_0 = 22 °C. De même que pour les amplitudes thermiques, la décroissance en profondeur des courbes montrent que **les amplitudes de déformations peuvent être perceptibles au delà de 10 m de profondeur.**

La principale différence entre les amplitudes calculées et mesurées est la dispersion : alors que les solutions analytiques indiquent des amplitudes comprises dans un intervalle limité (182 et 205 με pour ε_{zz} et 188 et 210 με pour $\varepsilon_{\theta\theta}$), les mesures révèlent des amplitudes très hétérogènes (50 et 430 με pour ε_{zz} et 110 et 450 με. pour $\varepsilon_{\theta\theta}$). Rappelons à nouveau que les solutions analytiques ont été définies pour un milieu semi-infini et non pour les conditions réelles. Néanmoins, la **possibilité d'une dérive, due aux conditions extérieures et au vieillissement de la colle est également susceptible d'expliquer cette dispersion.**

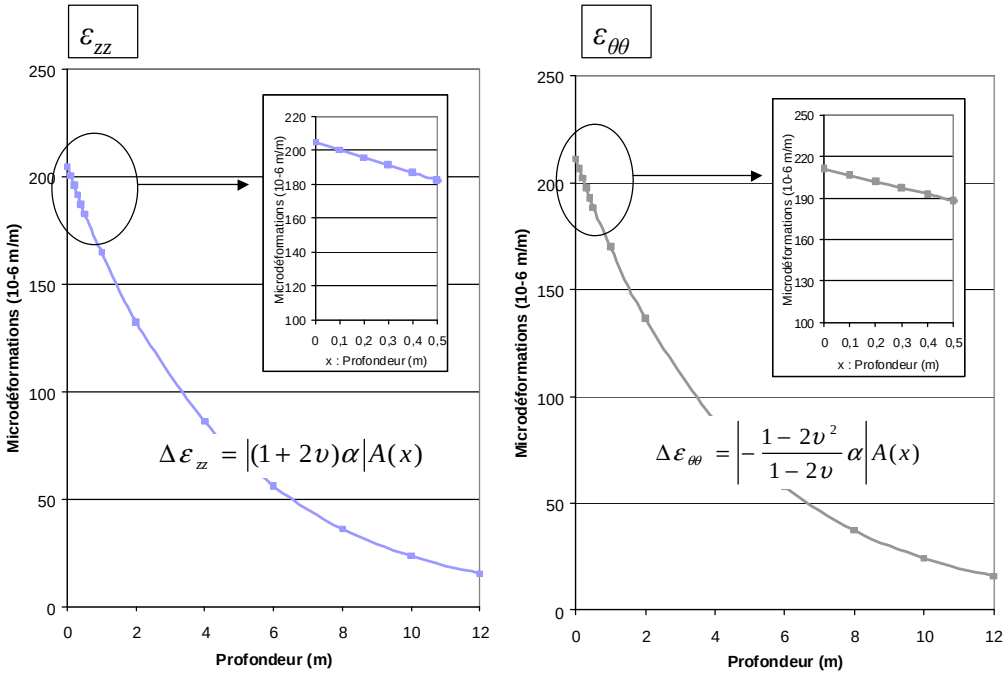


Figure 106 : Décroissance des amplitudes annuelles axiales et orthoradiales avec la profondeur. Zoom au niveau de la zone auscultée.

Par ailleurs, la principale interrogation réside **dans l'irréversibilité des courbes** (c'est-à-dire le non retour à l'état initial, excepté pour les cellules 06 et 07). **Il reste délicat d'affirmer que ces mesures indiquent un phénomène thermomécanique réellement irréversible**. En effet :

- la plupart des cellules présentent des mesures à caractère irréversible, ce n'est pas le fait d'une cellule ou d'une station ;
- la station *S3*, située au centre de la dalle, et qui comprend les cellules 04, 05 et 06, présente des mesures hétérogènes alors qu'il s'agit -a priori- de la station de "référence", située au centre de la dalle ;
- les amplitudes sont très variables. La déformation "résiduelle" est en raccourcissement pour les jauges orthoradiales (jusqu'à -320 με) et en élongation pour les jauges axiales (jusqu'à 250 με). Cette variabilité ne peut pas être reliée aux conditions thermiques (ce ne sont pas les zones les plus exposées qui présentent les plus grandes amplitudes).

En conséquence, l'influence d'une dérive instrumentale est plus plausible puisque cette dernière, mise en évidence lors des essais en laboratoire et dans la bibliographie, présente des valeurs variables (entre 0,1 et 20 με/j.) et qu'elle est **le produit des conditions extérieures**. **L'existence de cette dérive rend donc délicate l'interprétation des mesures à long terme.**

7.3 Quantification de l'importance des phénomènes thermomécaniques

Dans cette partie, le **bilan des grandeurs mesurées** par le réseau d'auscultation est réalisé. Outre les déformations, les contraintes déduites des déformations et les profondeurs d'influence seront évoquées.

Déformations

A l'échelle quotidienne, et en considérant les moyennes par saisons (comme présenté dans l'Annexe J), les déformations mesurées par le réseau présentent des amplitudes moyennes comprises entre **10 et 130 με pour ε_{zz} et 25 et 115 με pour $\varepsilon_{\theta\theta}$.** Les plus fortes amplitudes sont relevées pour les cellules 06 et 07. La cellule 06 est le capteur le moins profond (20 cm) et la cellule 07 est située dans un emplacement particulièrement ensoleillé. Les plus faibles amplitudes sont mesurées par les cellules 05 et 01. La cellule 05 est la plus profonde (50 cm) tandis que la cellule 01 est dans une zone peu ensoleillée.

A l'échelle annuelle, les déformations orthoradiales mesurées par les cellules 06 et 07, qui sont les seules mesures cohérentes, présentent une **amplitude de 320 à 450 με.**

Néanmoins, malgré les corrections appliquées, qui tendent à diminuer les déformations mesurées, ces amplitudes sont supérieures aux solutions analytiques. Ces amplitudes sont également hétérogènes, fonction des conditions thermiques et mécaniques. Cette hétérogénéité permet de mettre en évidence des zones plus ou moins sensibles au phénomène thermomécanique.

Contraintes

Nous avons vu, dans la section 6.1, que lorsqu'un trou cylindrique, placé dans un milieu semi-infini, est soumis à des variations thermiques, des déformations orthoradiales ($\varepsilon\theta\theta$) apparaissent le long de ses parois. En l'absence de trou, c'est-à-dire dans les conditions réelles, les déformations orthoradiales ne peuvent s'exprimer et par conséquent des contraintes additionnelles d'origine thermique σ_T sont susceptibles d'apparaître. Ainsi, au niveau de la paroi du forage, et sous l'hypothèse d'élasticité, une expression permet de relier ces contraintes thermomécaniques fictives aux déformations orthoradiales mesurées :

$$\sigma_T = \varepsilon_{\theta\theta} \frac{E}{1+\upsilon} \qquad \text{[Eq_36]}$$

L'application de cette expression aux données du réseau fournit un ordre de grandeur des contraintes thermomécaniques.

A l'échelle quotidienne, les déformations orthoradiales, mesurées entre 20 et 50 cm de profondeur, correspondraient à **des contraintes équivalentes comprises entre 0,6 et 2,7 MPa**, en considérant les modules mécaniques acquis lors des essais biaxiaux (E = 27 GPa et ν = 0,12).

A l'échelle annuelle, les déformations orthoradiales d'amplitude de 320 à 450 με mesurées par les cellules 06 et 07, c'est-à-dire entre 20 et 30 cm, correspondraient à des **contraintes équivalentes comprises entre 7,7 et 10,8 MPa.** L'exemple de la cellule 07 est présenté sur la Figure 107.

Notons que ces contraintes ont des magnitudes particulièrement importantes. Elles sont ainsi du même ordre de grandeur que les contraintes mesurées lors de l'opération de surcarottage (6 à 11 MPa pour la contrainte principale majeure σ_1). Cette similitude a plusieurs conséquences :

- au vu de leurs fortes magnitudes, les **contraintes d'origine thermique ne peuvent pas être négligées, notamment à faibles profondeur** ;
- ces fortes contraintes, notamment en traction, permettent de soulever **l'hypothèse de fatigue thermique,** partiellement responsable de la dégradation de la matrice rocheuse et des ponts rocheux. Cette hypothèse sera explorée dans la section suivante ;
- on ne peut pas exclure que les contraintes mesurées lors des essais de surcarottage soient partiellement d'origine thermique. Néanmoins, ces essais ont été réalisés à plus grande profondeur (plus de 2,45 m) et par conséquent cette part reste négligeable.

Néanmoins, afin d'estimer les ordres de grandeur des contraintes thermomécaniques, nous avons considéré les la variation annuelle des déformations comme unique alors qu'elle résulte de nombreuses variations successives. Par conséquent, **la notion de temps n'a pas été intégrée**, c'est-à-dire que nous n'avons pas pris en compte les effets cumulatifs, les éventuelles mises en équilibre progressives et l'accommodation du massif dans le temps. Toutefois, l'intégration du paramètre temps reste délicate et, à ce jour, ce problème n'est pas résolu.

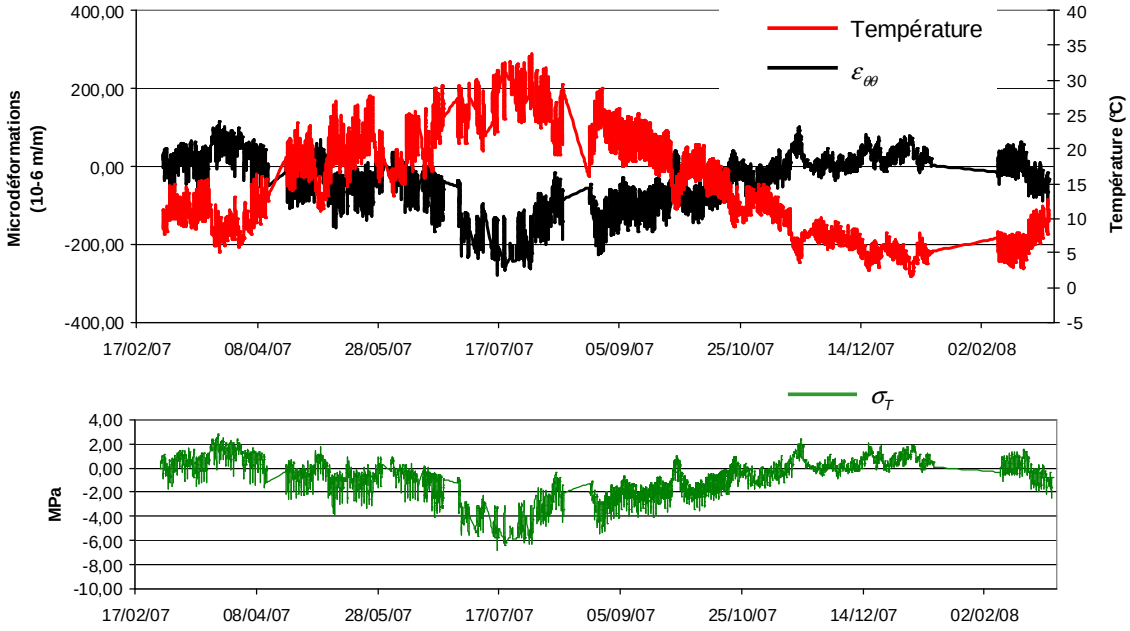


Figure 107 : En haut : Température et déformations orthoradiales mesurées par la cellule 07 de février 2007 à février 2008. En bas : Contraintes thermomécaniques équivalentes déduites des déformations orthoradiales

Profondeur d'influence

Les résultats de l'auscultation, ainsi que les solutions analytiques, permettent de quantifier les profondeurs de pénétration, ou profondeurs d'influence, des phénomènes thermomécaniques. Nous appelons "profondeur d'influence" la profondeur où environ **10% de l'amplitude en déformation de surface est ressentie.** Les remarques suivantes peuvent être émises :

- **à l'échelle quotidienne**, les calculs analytiques indiquent une profondeur d'influence des phénomènes thermiques et thermomécaniques de **50 cm**, soit le double de δ (profondeur caractéristique de pénétration). Bien que les amplitudes mesurées par le réseau d'auscultation soient supérieures aux solutions analytiques, la courbe d'atténuation des mesures présente la même tendance exponentiellement décroissante et indique donc une même profondeur.
- **à l'échelle annuelle**, sur la base des solutions analytiques, cette profondeur atteint **10 m**. Au vu des problèmes soulevés par les mesures à l'échelle annuelle, les résultats de l'auscultation ne permettent pas de confirmer cette valeur.

8 Exploration de l'hypothèse de propagation de fissures

Les mesures du réseau d'auscultation fournissent des déformations à l'échelle quotidienne et saisonnière. Elles permettent de **quantifier le phénomène**. **Ces ordres de grandeurs doivent maintenant être utilisés pour étudier la possibilité d'instabilités d'origine thermomécanique, c'est-à-dire pour vérifier que les amplitudes mesurées soient suffisantes pour générer une dégradation**.

Rappelons que deux phénomènes thermomécaniques contribuent à l'occurrence des instabilités rocheuses :

- les mouvements sur les discontinuités préexistantes. Les déplacements (ouverture et fermeture) sur les discontinuités ouvertes peuvent être de nature irréversible ;
- la fatigue, ou endommagement thermique. Dans un contexte thermique naturel, la propagation de fissures préexistantes, due à la concentration de contraintes aux extrémités, peut contribuer à la dégradation de la matrice rocheuse et/ou des ponts rocheux.

Le premier phénomène, les mouvements sur discontinuités préexistantes, ne peut pas être abordé à l'aide des mesures acquises par le réseau d'auscultation. En effet, les mesures de déformation ne sont pas réalisées de part et d'autres des discontinuités mais au niveau de la matrice rocheuse. Notons également que du fait des problèmes d'ordre métrologique, comme la dérive, **il est difficile de statuer sur l'existence de déformations permanentes.**

Par conséquent, **seul le second phénomène, la fatigue thermique, sera étudié**. On estime a priori que les contraintes thermomécaniques naturelles sont susceptibles de conduire à une fatigue thermique du matériau, par la propagation de fissures préexistantes dans la matrice rocheuse et/ou au niveau des ponts rocheux. Nous utiliserons ici une approche analytique basée sur **la mécanique de la rupture afin de vérifier si les niveaux de contraintes-déformations mesurés sur le site sont suffisants pour induire la propagation de fissures**.

Afin d'appliquer les principes de la mécanique de la rupture, de **nombreuses hypothèses simplificatrices** seront émises. Le milieu sera supposé semi-infini et ne comportera qu'une unique fissure de direction normale à la surface libre. De plus, seul le mode 1 (ouverture) sera exploré. En outre, et comme dans la section précédente, la notion de temps ne sera pas intégrée. Par conséquent, **cette approche reste phénoménologique**, c'est-à-dire qu'elle ne vise à vérifier que la possibilité du phénomène.

Après le rappel des fondements de la mécanique de la rupture (section 8.1), nous présenterons le modèle géométrique utilisé (section 8.2), puis son application aux données du réseau (section 8.3).

Dans l'ensemble de ce chapitre, et contrairement au chapitre précédent, nous appliquerons la convention utilisée en mécanique, c'est-à-dire un **signe négatif** pour les contraintes en **compression** et les déformations en **raccourcissement** et, inversement, un **signe positif** pour les contraintes en **traction** et les déformations en **élongation**. Ce choix est nécessaire pour l'application des théories de la mécanique de la rupture.

8.1 Bases de la mécanique de la rupture fragile

Nous présentons ici un bref rappel des notions fondamentales de la mécanique de la rupture et de la notion de fatigue thermique. Pour un exposé plus détaillé, le lecteur pourra se rapporter aux ouvrages de Leblond (2003) et Bathias & Baïlon (1980). Le phénomène de fissuration et fatigue thermique a déjà été présenté dans l'étude bibliographique menée au chapitre 1 (section 6.3).

La notion de fatigue thermique

La fatigue des matériaux est définie comme « la modification des propriétés des matériaux consécutives à l'application de cycles d'efforts, cycles dont la répétition peut conduire à la rupture » (Bathis & Baïlon, 1980) Il s'agit donc d'un processus d'endommagement (ou fatigue, détérioration) dû à l'application d'efforts variables dans le temps. **Le phénomène est ainsi particulièrement insidieux, du fait de son caractère progressif marqué.**

L'endommagement par fatigue peut aboutir à **la ruine du matériau, même si les contraintes appliquées sont relativement faibles**, c'est-à-dire inférieures aux seuils de résistance des matériaux et aux limites d'élasticité

Bathis & Baîlon, 1980). C'est le cas des contraintes thermomécaniques équivalentes déduites des mesures du réseau d'auscultation dans la section précédente. A l'échelle annuelle, leurs amplitudes, en surface, sont comprises entre -6 et -8 MPa, ce qui reste inférieur à la résistance à la compression uniaxiale du gneiss de Valabres, mesurée entre -40 et -100 MPa (Annexe C).

Pour autant, sous l'action des sollicitations, le matériau est susceptible de subir des variations de ses propriétés mécaniques, par génération et propagation de microfissures. Ainsi, Bathis & Baîlon (1980) définissent 3 stades pour la ruine par fatigue :

- l'amorçage de microfissures dans les zones de concentration de contraintes/déformations ;
- la propagation lente des fissures nouvellement créées ou préexistantes ;
- la propagation brutale des fissures conduisant à la rupture du matériau.

Ces étapes sont représentées sur la courbe de Wöhler (ou courbe d'endurance, Figure 108), généralement utilisée pour les métaux, et qui figure les limites de rupture en fonction des contraintes maximales et du nombre de cycles appliqués. Sur ce graphe, quatre zones se distinguent (French, 1952 dans Bathis & Baïlon, 1980) :

- zone I : le niveau de contrainte et le nombre de cycles élevés provoquent la rupture brutale et la ruine du matériau ;
- zone II : le matériau est endommagé : il y a propagation de microfissures. La limite d'endurance (c'est-à-dire la capacité de résistance à la fatigue) se réduit au cours du temps ;
- zone III : les microfissures ne se développent pas nécessairement mais des déformations plastiques peuvent apparaître en tête de fissure. Suivant la valeur de l'effort, il y a amélioration plus ou moins importante de l'endurance ;
- Zone IV : la rupture ne se produira jamais : la zone est en-dessous de la limite d'endurance.

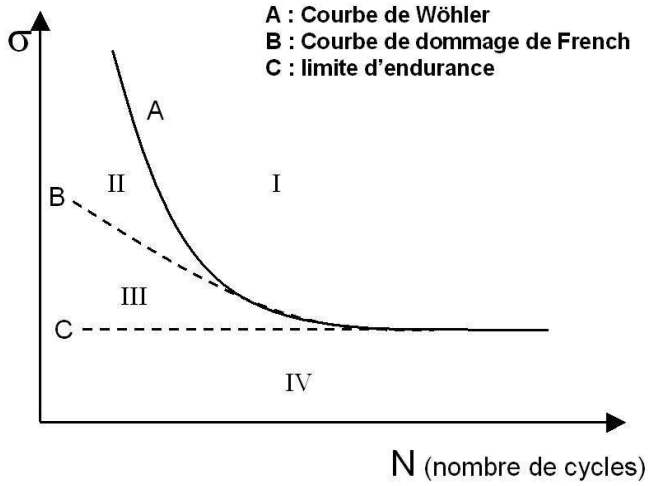


Figure 108 : Courbe de Wöhler (French, 1952 dans Bathis & Baîlon, 1980)

Afin de tester l'hypothèse selon laquelle la zone superficielle du massif de Valabres pourrait être affectée par le phénomène de fatigue thermique, nous comparerons les niveaux de contraintes/déformations mesurés par le réseau aux seuils de propagation des microfissures (zone II de la courbe de Wöhler). Pour cela, les théories de la mécanique de la rupture seront appliquées.

Mécanique de la rupture : la théorie d'Irwin

La mécanique de la rupture (« Fractures mechanics ») est la discipline qui étudie les modes de propagation de fissures, les singularités des champs de contraintes/déformations ainsi que les critères d'amorçage ou de propagation des fissures (Engerand, 2007).

On distingue classiquement l'approche énergétique de Griffith (Griffith, 1924) qui associe la rupture à une restitution d'énergie et la théorie d'Irwin (Irwin, 1926), basée sur le calcul des concentrations de contraintes en bout de fissures. C'est cette dernière que nous utiliserons ici.

La théorie d'Irwin est basée sur l'introduction du **facteur d'intensité de contraintes K** dans le calcul du champ de contraintes au voisinage d'une extrémité de fissure. Le facteur K, généralement exprimé en MPa.m$^{1/2}$, résume à lui seul la géométrie du matériau fissuré, les dimensions de la fissure et le mode de chargement (Engerand, 2007). **Lorsque ce facteur dépasse un seuil, nommé ténacité, paramètre intrinsèque du matériau, la fissure se propage**.

Cette théorie, qui néglige les phénomènes plastiques en fond de fissures, est largement utilisée dans la pratique et l'expérience montre que la progression des fissures est très bien gouvernée par le facteur K.

Le cas le plus fréquemment exposé, et que nous utiliserons pour distinguer les différents modes de propagation, est le cas **d'un milieu infini comportant une fissure extrêmement mince et de longueur 2a** (cf. Figure 109).

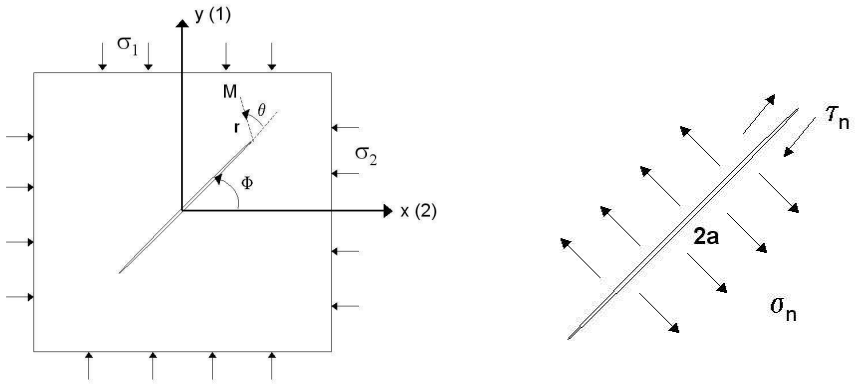


Figure 109 : Cas d'une fissure infiniment mince, placée dans un milieu infini et soumise à un champ de contrainte, en compression ou en traction, (σ_1, σ_2) appliqué à l'infini. (r, θ) sont les coordonnées cylindriques du point M, placé à proximité du bout de fissure et Φ l'angle de la fissure avec l'axe des x.

Dans le cas d'un champ de contraintes bidimensionnelles appliqué à l'infini (σ_1, σ_2), en traction ou en compression, en déformations planes et en considérant le mode I (ouverture de fissure) et le mode II (cisaillement), les contraintes en bout de fissures s'expriment par (Leblond, 2003 ; Schmidt & Rossmanitch, 1983) :

$$\begin{cases} \sigma_x = \frac{K_1}{\sqrt{2\pi r}}\cos\frac{\theta}{2}\left(1-\sin\frac{\theta}{2}\sin\frac{3\theta}{2}\right)-\frac{K_2}{\sqrt{2\pi r}}\sin\frac{\theta}{2}\left(2+\cos\frac{\theta}{2}\cos\frac{3\theta}{2}\right) \\ \sigma_y = \frac{K_1}{\sqrt{2\pi r}}\cos\frac{\theta}{2}\left(1+\sin\frac{\theta}{2}\sin\frac{3\theta}{2}\right)+\frac{K_2}{\sqrt{2\pi r}}\sin\frac{\theta}{2}\cos\frac{\theta}{2}\cos\frac{3\theta}{2} \\ \tau_{xy} = \frac{K_1}{\sqrt{2\pi r}}\sin\frac{\theta}{2}\cos\frac{\theta}{2}\cos\frac{3\theta}{2}+\frac{K_2}{\sqrt{2\pi r}}\cos\frac{\theta}{2}\left(1-\sin\frac{\theta}{2}\sin\frac{3\theta}{2}\right) \end{cases} \quad \text{[Eq_46]}$$

K_1 est le facteur d'intensité des contraintes en mode 1 et K_2 le facteur exprimé en mode 2.

Lorsque θ = 0, K_1 se calcule en résolvant :

$$K_1 = \lim_{r\to 0}(\sigma_y\sqrt{2\pi r}) \quad \text{[Eq_47]}$$

Muskelishvili (1953) a proposé la solution suivante :

$$K_1 = \sigma_n\sqrt{\pi a} \quad \text{[Eq_48]}$$

avec σ_n tel que :

$$\sigma_n = \sigma_1\cos^2\phi + \sigma_2\sin^2\phi \quad \text{[Eq_49]}$$

De même, lorsque $\theta = 0$, et pour $\sigma_2<0$, K_2 s'exprime tel que :

$$K_2 = \frac{1}{2}(\sigma_1 - \sigma_2)\sin 2\phi\sqrt{\pi a} \qquad \text{[Eq_50]}$$

Les expressions précédentes ont de nombreuses conséquences selon l'orientation de la fissure et le signe des contraintes σ_1 et σ_2. La section suivante vise à poser le problème dans le cas du site des Rochers de Valabres. Nous distinguerons le cas du réchauffement et du refroidissement.

8.2 Géométrie du problème

Hypothèses et limitations

Afin d'appliquer les théories de la mécanique de la rupture sur les données du réseau, différentes hypothèses et limitations doivent être formulées.

Ainsi, nous limiterons le problème au **cas où des fissures préexistantes se propagent.** Nous n'étudierons pas le phénomène d'amorçage de fissures. Ce choix s'explique par le fait que la fissuration thermique apparaît pour des seuils thermiques élevés (60-70°C pour le granite, selon Yong & Wang (1980)) alors que la propagation de fissures par sollicitation thermique se produit pour des seuils plus faibles (-50°C selon Leiss & W eiss (2000)). Nous considérerons également que la présence de la fissure, ainsi que sa propagation, n'affectent pas le champ de contrainte ni le champ de déformation.

Afin de simplifier la géométrie du problème, une fissure sera placée **au niveau de la matrice rocheuse et non aux frontières de blocs rocheux**. Nous avons conscience que c'est la dégradation des ponts rocheux qui contribue au phénomène de chute de blocs. Néanmoins, l'objectif de cet exercice est de vérifier que les niveaux de contraintes/déformations thermomécaniques mesurées sont suffisants pour entrainer la propagation de fissures. Le cas simple doit donc d'abord être posé.

Par ailleurs, nous devrons prendre en compte à la fois le champ de **contraintes mécaniques** (liées à la gravité) et les variations du champ de **contraintes-déformations thermomécaniques** auquel est soumise la zone superficielle du versant. La Figure 110 illustre le cas de la zone placée au centre de la Grande Dalle. Dans un premier temps, nous **considérerons uniquement les variations de contraintes-déformations thermomécaniques** puis élargirons l'analyse aux deux types de contraintes.

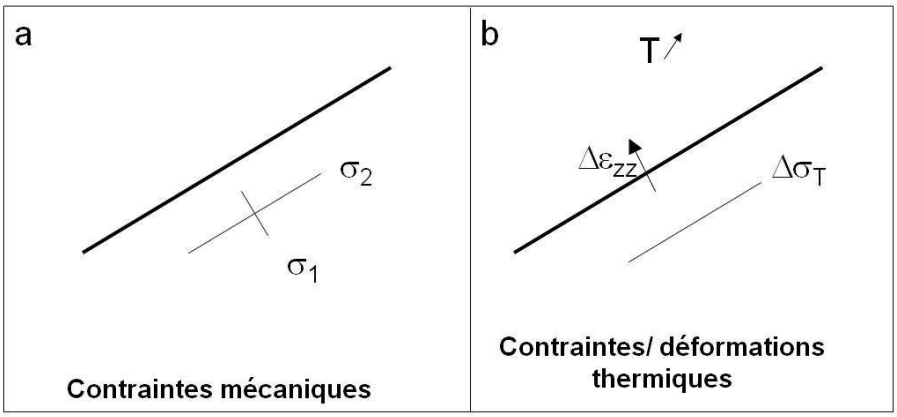


Figure 110 : Contraintes mécaniques (a) et contraintes-déformations thermomécaniques (b)

En ce qui concerne les variations de contraintes-déformations thermomécaniques, nous **prendrons en compte uniquement les mesures mécaniques du réseau** et non les mesures de températures. En effet, les travaux relatifs au phénomène de fracturation thermique (Berthomieu, 1987, Dabert, 1984, Fredrich & Wong, 1986), généralement basés sur la théorie d'Irwin en mécanique de la rupture, utilisent comme données d'entrée les cycles de températures et les contraintes thermomécaniques qui en résultent. Ces études, appliquées à la géothermie

profonde, ne disposent pas de données de contraintes mais simulent les contraintes de traction d'origine thermique par des contraintes d'origine mécanique.

Seul les seuils en mode I, c'est-à-dire l'ouverture de fissures, pourront être comparé aux facteurs d'intensité déduits des mesures *in situ*. En effet, afin d'appliquer les théories aux données du réseau, il est nécessaire de connaître la ténacité du gneiss, c'est-à-dire le seuil critique. Or, cette grandeur est mal connue : nous avons recensé une unique publication (Vasarhely, 1997) fournissant une mesure de la ténacité en mode 1 (K_{1C}) du gneiss et aucune publication n'a été trouvée pour les cas du mode 2 ou du mode mixte.

En outre, nous ne prendrons pas en compte les **éventuelles déformations plastiques en bout de fissures**. Cette simplification est justifiée par les faibles niveaux de pression et contraintes appliquées.

Champ de contraintes / déformations thermomécaniques et orientation de la fissure

Dans cette section, seules les contraintes et déformations d'origine thermique seront prises en compte. Les contraintes initiales, que nous nommerons contraintes mécaniques, seront introduites dans la section suivante. Notons que les contraintes-déformations thermomécaniques sont des variations par rapport à un état initial. Les conventions indiquées dans le Tableau 26 seront utilisées.

Paramètre	Symbole
Variations de déformations thermiques	$\Delta\varepsilon_T$
Variations de contraintes thermomécaniques	$\Delta\sigma_T$
Contraintes mécaniques	σ_m
Facteur d'intensité des contraintes, en mode 1	K_1
Facteur d'intensité des contraintes, en mode 2	K_2
Facteur d'intensité des contraintes, en mode 1, déduit des variations de contraintes thermomécaniques	ΔK_{1T}
Facteur d'intensité des contraintes, en mode 2, déduit des variations de contraintes thermomécaniques	ΔK_{2T}
Ténacité en mode 1	K_{1C}

Tableau 26 : Conventions utilisées

Le milieu sera considéré comme semi-infini et en déformations planes. Les axes seront parallèlement et perpendiculairement à la surface libre et le centre du repère sera placé au centre de la fissure, comme indiqué sur la Figure 111.

Le milieu sera soumis à un champ de contraintes/déformations similaire à celui mesuré par notre système, c'est-à-dire, dans le cas du réchauffement (Figure 111a) :

- une élongation $\Delta\varepsilon_{1T}$ normale à la surface libre ;
- une contrainte $\Delta\sigma_{2T}$, en compression, parallèlement à la surface libre.

Et dans le cas d'un refroidissement (Figure 111b) :

- un raccourcissement $\Delta\varepsilon_{1T}$ normale à la surface libre ;
- une contrainte $\Delta\sigma_{2T}$, en traction, parallèlement à la surface libre.

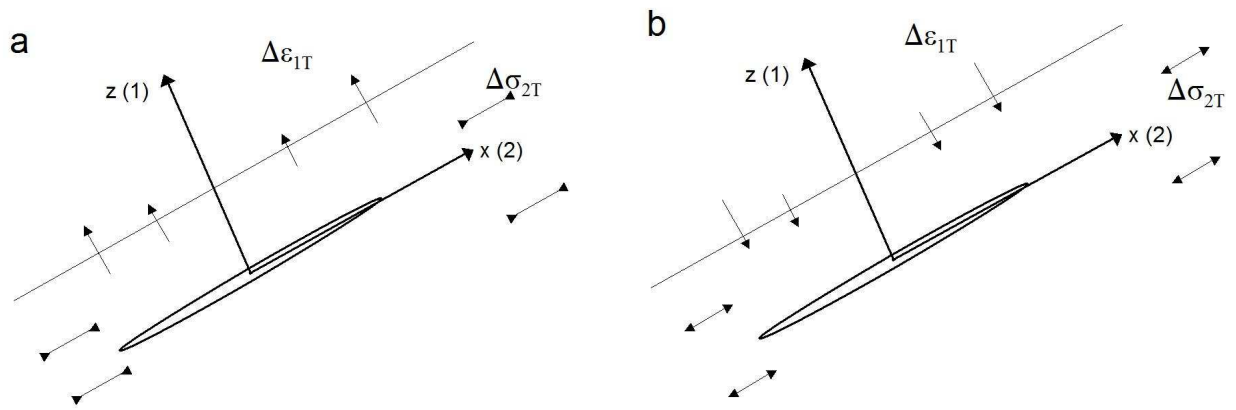


Figure 111 : Position du repère. Cas du réchauffement (a) et du refroidissement (b).

En fonction de la position de la fissure, ce champ de contraintes/déformations peut produire différents modes de propagation, résumés dans le Tableau 27.

Le Tableau 27 montre que **seule une fissure placée selon l'axe des z, c'est-à-dire pour Φ = 90, et dans le contexte d'un refroidissement, permet la propagation en mode 1.** En effet, dans les autres configurations géométriques possibles, ΔK_{1T} est nul ou négatif.

Dans le cas de la configuration possible, **seule la contrainte $\Delta\sigma_{2T}$, en traction, intervient dans le calcul du facteur d'intensité des contraintes ΔK_{1T},** tel que :

$$\Delta K_{1T} = \Delta\sigma_{2T}\sqrt{\pi a} \qquad \text{[Eq_51]}$$

Notons que la déformation $\Delta\varepsilon_{1T}$ n'intervient jamais dans les calculs car seule l'action d'une contrainte peut induire la propagation d'une discontinuité.

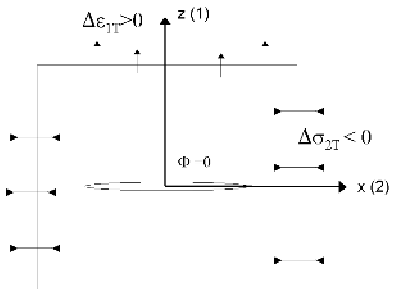
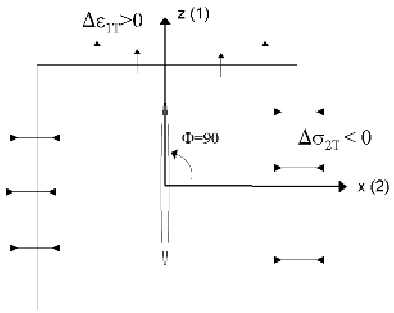
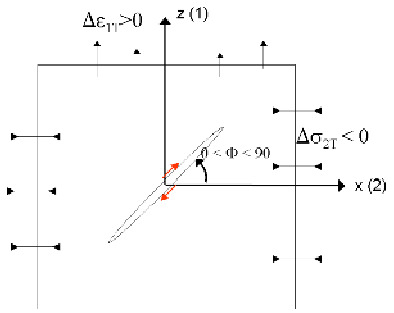
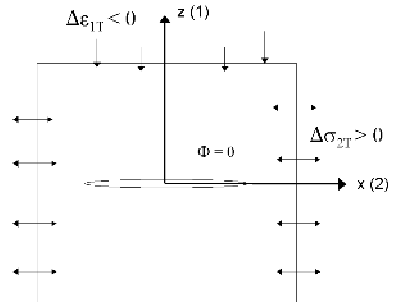
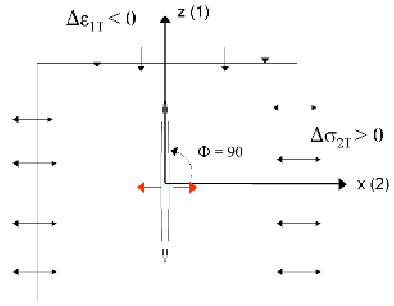
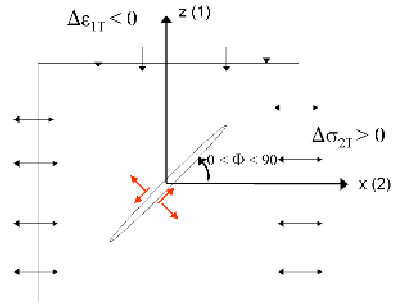
<table>
<tr><th colspan="3">Réchauffement: $\Delta\varepsilon_{1T} > 0$ (élongation) et $\Delta\sigma_{2T} < 0$ (compression)</th></tr>
<tr><th>Φ = 0</th><th>Φ = 90</th><th>0 ≤ Φ ≤ 90</th></tr>
<tr>
<td>
</td>
<td>
</td>
<td>
</td>
</tr>
<tr>
<td>$\Delta K_{1T} = 0$
$\Delta K_{2T} = 0$
→ aucune propagation</td>
<td>$\Delta K_{1T} = \Delta\sigma_{2T}\sqrt{\pi a} \prec 0$
$\Delta K_{2T} = 0$
→ aucune propagation</td>
<td>$\Delta K_{1T} = \Delta\sigma_{2T}\sin^2\phi\sqrt{\pi a} \prec 0$
$\Delta K_{2T} = -\frac{1}{2}\Delta\sigma_{2T}\sin(2\phi)\sqrt{\pi a}$
→ propagation en mode 2 possible</td>
</tr>
<tr><th colspan="3">Refroidissement : $\Delta\varepsilon_{1T} < 0$ (raccourcissement) et $\Delta\sigma_{2T} > 0$ (traction)</th></tr>
<tr><th>Φ = 0</th><th>Φ = 90</th><th>0 ≤ Φ ≤ 90</th></tr>
<tr>
<td>
</td>
<td>
</td>
<td>
</td>
</tr>
<tr>
<td>$\Delta K_{1T} = 0$
$\Delta K_{2T} = 0$
→ aucune propagation</td>
<td>$\Delta K_{1T} = \Delta\sigma_{2T}\sqrt{\pi a}$
$\Delta K_{2T} = 0$
→ propagation en mode 1</td>
<td>$\Delta K_{1T} = \Delta\sigma_{2T}\sin^2\phi\sqrt{\pi a}$
$\Delta K_{2T} = -\frac{1}{2}\Delta\sigma_{2T}\sin(2\phi)\sqrt{\pi a}$
→ propagation en mode 2 ou en mode mixte (1 et 2)</td>
</tr>
</table>

Tableau 27 : Bilan des différentes possibilités de propagation selon l'orientation de la fissure et selon le cas du réchauffement / refroidissement.

Champ de contraintes thermomécaniques et mécaniques

Dans cette section, le champ de **contraintes "mécaniques"** (liées à la gravité) sera pris en compte, ainsi que les variations du champ de **contraintes-déformations thermomécaniques** qui s'ajoutent aux précédentes. **En se plaçant au centre de la grande dalle, au niveau de la station *S3***, les contraintes principales mécaniques s'orientent le long du repère comme indiqué sur la Figure 112. La contrainte principale σ_{1m} est orientée selon la ligne de plus grande pente tandis que la contrainte principale σ_{2m} est normale à cette dernière. Les deux contraintes sont en compression.

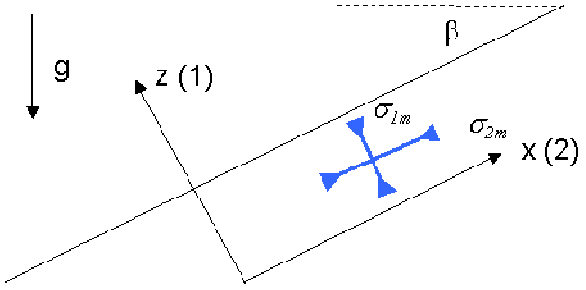


Figure 112 : Orientation du tenseur des contraintes mécaniques

En considérant le cas exposé précédemment, c'est-à-dire **une fissure placée selon l'axe des z et soumise à un champ de contraintes-déformations thermomécaniques correspondant à un refroidissement, nous remarquons que les contraintes s'exerçant selon l'axe des x s'opposent** (l'une est positive, l'autre est négative, cf. Figure 113).

Par conséquent, le facteur d'intensité des contraintes s'exprimera par :

$$K_1 = \left(\Delta\sigma_{2T} + \sigma_{2m}\right)\sqrt{\pi a} \qquad \text{[Eq_52]}$$

avec $\Delta\sigma_{2T}$ positive (traction) et σ_{2m} négative (compression).

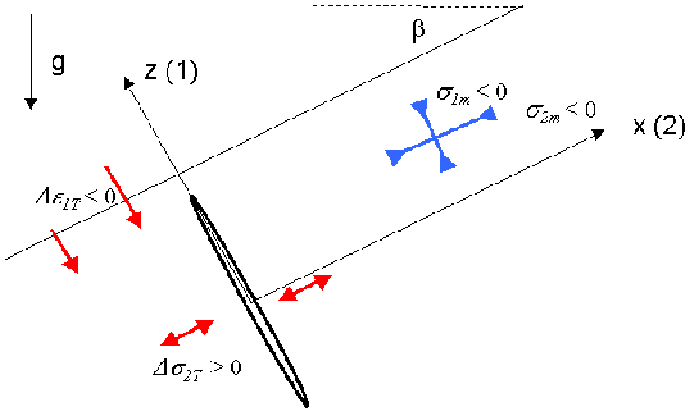


Figure 113 : Orientations des contraintes mécaniques et contraintes-déformations thermomécaniques

Afin d'obtenir les magnitudes de σ_{1m} et σ_{2m}, deux méthodes peuvent être appliquées :

- il existe des solutions analytiques pour le cas du milieu semi-infini (Amadéi & Stephansson, 1997) ;
- les modélisations numériques bidimensionnelles du site de Valabres, réalisées au chapitre 2, peuvent fournir les magnitudes des contraintes au niveau de la Grande Dalle.

La première méthode fournit le tenseur des contraintes pour un versant d'étendue infini (hypothèse non valable pour le versant de Valabres), à comportement élastique linéaire, en déformations planes, et à surface libre d'inclinaison β. Elle montre que les magnitudes dépendent linéairement de la distance à la surface, selon les expressions :

$$\sigma_{1m} = \sigma_{zz} = -\rho g z \cos(\beta) \qquad \text{[Eq_53]}$$

$$\sigma_{2m} = \sigma_{xx} = -\frac{\upsilon}{1-\upsilon}\rho g z \cos(\beta) \qquad \text{[Eq_54]}$$

Néanmoins, ces expressions sous-évaluent la magnitude de σ_{1m}. Pour des profondeurs comprises entre 20 et 50 cm et avec β=45°, nous obtenons des valeurs comprises entre 3,7 et 9,3 kPa pour σ_{1m} et entre 0,5 et 1,2 kPa pour σ_{2m}. Pour des hauteurs de recouvrement compris entre 15 et 45 m de hauteur, c'est-à-dire au niveau des essais de surcarottage, les magnitudes de σ_{1m} sont comprises entre 0,3 et 0,8 Mpa. Or, les mesures de contraintes détaillées au chapitre 2 ont mis en évidence des contraintes plus importantes (6 à 11 MPa, section 5.5). Ces fortes magnitudes ont ensuite été confirmées par modélisation numérique aux éléments finis (section 5.6). Nous utiliserons donc les valeurs fournies par le modèle numérique. Les amplitudes extraites du modèle à l'altitude de la station *S3* sont résumées en Tableau 28.

Profondeur (m)	σ_{1m}	σ_{2m}
0,2	$\sigma_{1m} = -3,4kPa$	$\sigma_{2m} = -3,1MPa$
0,3	$\sigma_{1m} = -5,1kPa$	$\sigma_{2m} = -3,4MPa$
0,4	$\sigma_{1m} = -6,8kPa$	$\sigma_{2m} = -3,42MPa$
0,5	$\sigma_{1m} = -8,5kPa$	$\sigma_{2m} = -3,5MPa$

Tableau 28 : Magnitudes des contraintes déduites du modèle numérique décrit dans la section 5.6, chapitre 2

Comparaison avec la ténacité du gneiss

Les valeurs calculées de K_1 doivent être comparées à la valeur de la ténacité en mode 1 K_{1C}, qui correspond à la valeur critique de K_1, à partir de laquelle la fissure se propage. Ce paramètre s'exprime également en MPa.m$^{1/2}$. Vasarhely (1997) a mesuré la valeur de K_{1C} du gneiss en tenant compte de l'anisotropie. Les résultats sont résumés dans le Tableau 29.

K_{1C} (MPa.m$^{1/2}$)	α : angle entre l'anisotropie et l'axe des x (°)
0,27	0
0,325	45
0,254	90

Tableau 29 : Valeurs de K_{1C} en fonction de l'anisotropie mesurées par Vasarhely (1997)

La prise en compte de l'anisotropie dans notre cas d'étude est délicate. En effet, l'orientation des jauges par rapport à la foliation n'est pas connue et, par conséquent, les déformations présentées jusqu'alors sont des moyennes. Les valeurs présentées dans le Tableau 29 seront donc utilisées pour définir un intervalle de variation de la ténacité.

Choix de la dimension des fissures

Afin d'appliquer aux données du réseau, les expressions précédentes, il est également nécessaire d'estimer les dimensions des fissures. Notons que la mécanique de la rupture linéaire intervient dans le **domaine de la microfissuration** (échelle du millimètre). Il ne s'agit donc pas des discontinuités majeures qui découpent le massif en bloc, mais des microfissures préexistantes qui sont susceptibles d'intervenir dans le phénomène de fatigue thermique.

Les microfissures concernées sont **inter-granulaires**, c'est-à-dire interviennent le long des frontières des grains. Inversement la microfissuration intra-granulaire correspond à la fissuration à l'intérieur des grains. Cette dernière se développe pour des niveaux de contraintes thermomécaniques plus importants (+250°C pour le s grains de quartz selon Fredrich & Wong (1986)), et sera donc négligée.

Il est donc communément admis que **les microfissures d'une roche sont de l'échelle des grains**, notamment dans le cas de la fissuration thermique, puisque les fissures thermiques apparaissent le long des frontières des grains (Fredrich & Wong, 1986).

Les lames minces observées au microscope (chapitre 2, section 3.2), extraites des carottes du forage, permettent d'évaluer la taille des grains. Les dimensions observées sur les différentes lames sont résumées en Tableau 30. Notons également qu'aucune fissure inter-granulaire n'a été observée dans les lames du fait que ces dernières ont été taillées dans des zones particulièrement saines.

Numéro lame / dimensions des minéraux (µm)	Mica : biotite et muscovite	Quartz et feldspaths plagioclases
Lame 1	500 – 1000	1000 - 2000
Lame 2	1000 - 2000	2000 - 3000
Lame 3	N.D.	1000 - 4000
Lame 4	500 - 1000	500 -1000
Lame 5	N.D.	100 - 1000
Lame 6	500 - 2000	1000 - 2000

Tableau 30 : Dimensions des grains observés dans les lames minces

D'après ce tableau, les dimensions des grains sont donc comprises entre 500 et 4000 µm. Les minéraux des lits clairs (quartz et feldspaths) présentent des dimensions plus importantes que les minéraux de mica. Par ailleurs, la taille des minéraux la plus fréquemment rencontrée est d'environ 1000 µm.

8.3 Application aux données

Afin de tester l'hypothèse selon laquelle les **variations thermomécaniques mesurées par le réseau** peuvent conduire à une propagation de la microfissuration, les expressions présentées auparavant sont appliquées. Dans un premier temps, nous prenons en compte les **variations quotidiennes** puis les **variations annuelles**. Dans les deux cas, et comme indiqué dans la section précédente, seul le **cas du refroidissement** est exposé. Pour chacun des cas, **les contraintes thermomécaniques seules** sont d'abord introduites puis **la combinaison entre contraintes thermomécaniques et mécaniques** est utilisée.

Variations quotidiennes : Prise en compte des contraintes thermomécaniques seules

Afin d'étudier le potentiel impact des variations quotidiennes, nous appliquons l'expression [Eq_51] qui permet le calcul du facteur d'intensité des contraintes dans le cas d'une fissure orientée selon l'axe des z et soumise à une contrainte de traction $\Delta\sigma_{2T}$.

$$\Delta K_{1T} = \Delta\sigma_{2T}\sqrt{\pi a} \qquad \text{[Eq_51]}$$

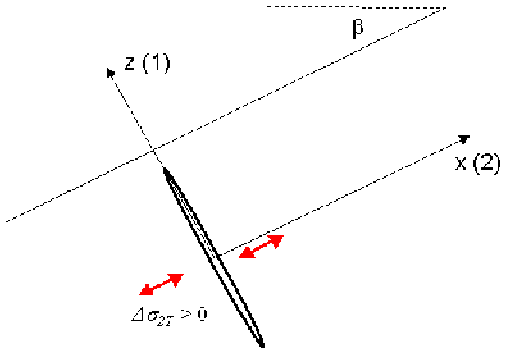


Figure 114 : Fissure soumise aux contraintes thermomécaniques seules

Les contraintes sont déduites des mesures des jauges orthoradiales par l'expression [Eq_36] :

$$\Delta\sigma_{2T} = \varepsilon_{\theta\theta}\frac{E}{1+\upsilon} \qquad \text{[Eq_36]}$$

Le calcul du facteur d'intensité des contraintes devient alors :

$$\Delta K_{1T} = \varepsilon_{\theta\theta}\frac{E}{1+\upsilon}\sqrt{\pi a} \qquad \text{[Eq_55]}$$

Afin d'appliquer cette dernière expression, les valeurs de l'indicateur $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$, c'est-à-dire les amplitudes quotidiennes en déformations orthoradiales vont être utilisées. Le signe de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ sera positif afin de simuler la traction. De même, nous considérerons les modules mécaniques acquis lors des essais biaxiaux (E = 27 GPa et ν = 0,12).

Le calcul est réalisé quotidiennement. **Néanmoins, nous ne souhaitons pas mettre en évidence de dates précises, où la propagation de fissures est possible, mais cherchons à vérifier si le phénomène est possible. Le calcul reste donc indicatif**.

Le calcul de K_1 est réalisé pour chaque cellule et varie en fonction des dimensions de fissures. Les cellules 03, 05 et 08, considérées comme défaillantes, ont été écartées du calcul. Nous prenons l'exemple des cellules 01 et 06 (Figures 115 et 116). Le cas des autres cellules est présenté dans l'Annexe K.

Sur les Figures 115 et 116, sont représentées, pour les cellules 01 et 06, et pour la période de février 2007 à 2008 :

- les variations de K_1, calculées à partir de l'expression [Eq_55] et pour des dimensions de fissures comprises entre 1000 et 4000 µm (tracés vert et rouge) ;
- les valeurs de K_{1C}, bornées entre 0,27 et 0,325 (rectangle bleu).

Ces figures montrent que dans le cas de la cellule 01, placée à 30 cm de profondeur et dans une zone peu ensoleillée, les niveaux de contraintes thermomécaniques sont rarement suffisants pour propager une fissure. Le seuil est dépassé à une seule date, en août 2007, et pour une dimension de 4000 µm.

Dans le cas de la cellule 06, placée à 20 cm et au centre de la dalle, les forts niveaux de contraintes permettent de dépasser le seuil fixé par K_{1C} lors des périodes chaudes (juin à août 2007) et pour des dimensions de fissures supérieures à 2000 µm.

Par conséquent, le calcul du facteur d'intensité des contraintes, appliqué aux seules contraintes thermomécaniques, montre que pour de faibles profondeurs (20-30 cm) et dans des zones ensoleillées, la propagation de microfissures est mécaniquement possible.

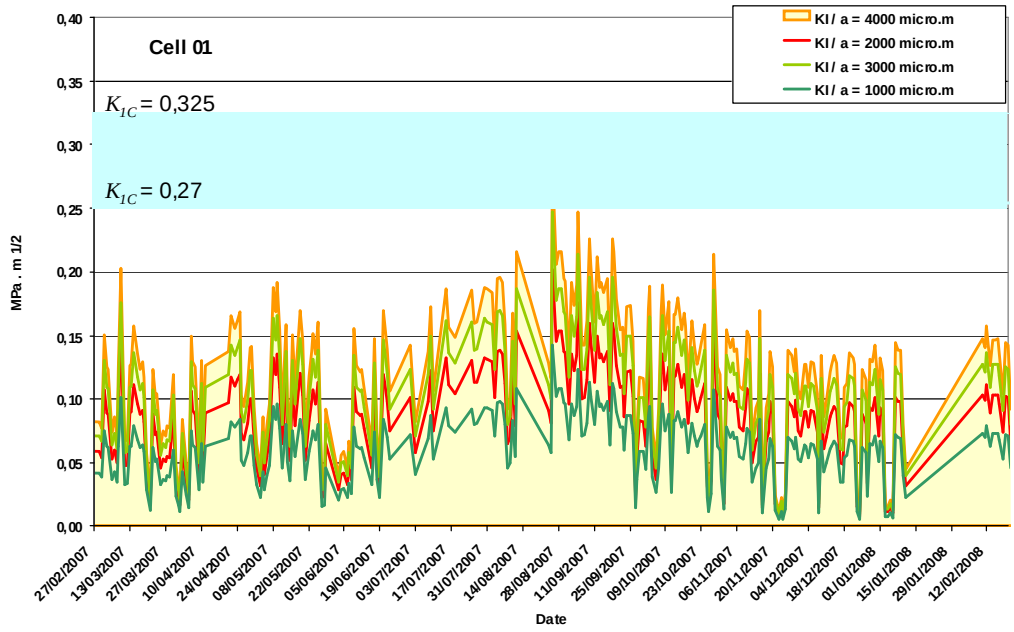


Figure 115 : Calcul de K_I à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ calculés à la cellule 01. En vert et rouge, le calcul appliqué à des dimensions comprises entre 1000 et 4000 µm. En bleu, les bornes des valeurs de K_{1C}.

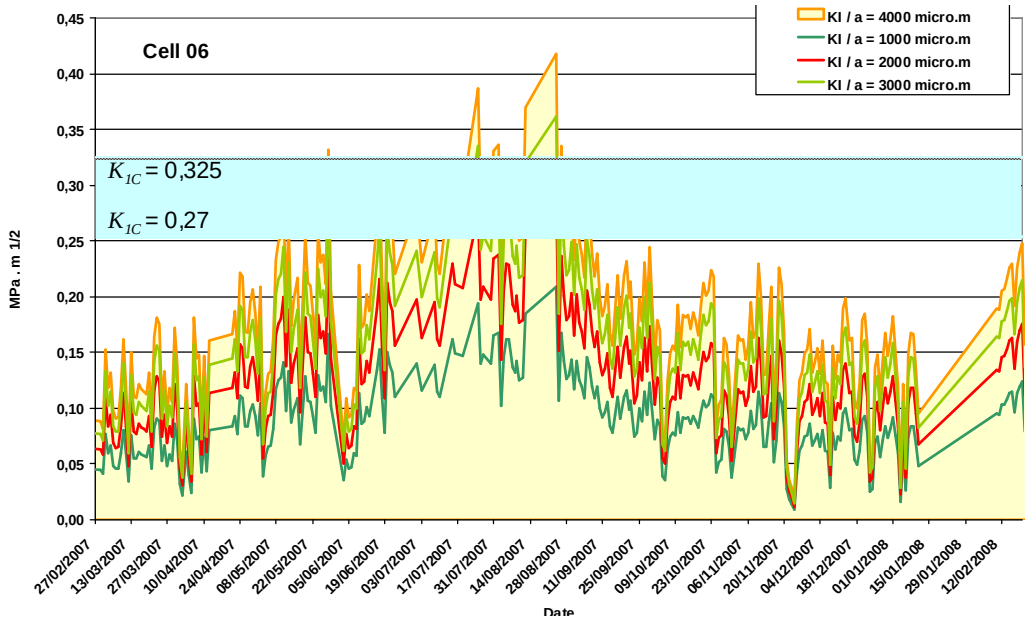


Figure 116 : Calcul de K_I à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ calculés à la cellule 06.

Variations quotidiennes : Prise en compte des contraintes thermomécaniques et mécaniques

La prise en compte des contraintes mécaniques dans le calcul du facteur d'intensité des contraintes, à l'échelle quotidienne, nécessite d'appliquer l'expression [Eq_52] :

$$K_1 = \left(\Delta\sigma_{2T} + \sigma_{2m}\right)\sqrt{\pi a} \qquad \text{[Eq_52]}$$

De même, $\Delta\sigma_{2T}$ est déduit des mesures en déformations orthoradiales et l'expression précédente devient :

$$K_1 = \left(\varepsilon_{\theta\theta}\frac{E}{1+\upsilon} + \sigma_{2m}\right)\sqrt{\pi a} \qquad \text{[Eq_56]}$$

avec $\varepsilon_{\theta\theta}$ correspondant à l'indicateur $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ et σ_{2m}, les contraintes dites mécaniques, fournit dans le Tableau 28. Ce dernier met en évidence des contraintes, peu variables avec la profondeur, et comprises entre 3,1 et 3,5 MPa. La valeur σ_{2m} introduite dans le calcul dépendra de la profondeur de la cellule considérée.

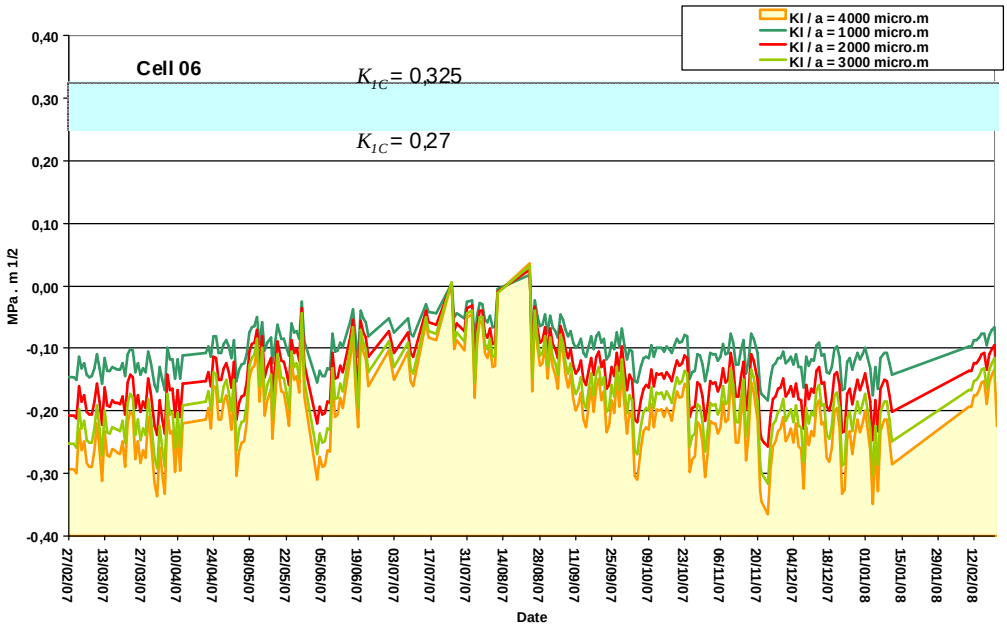


Figure 117 : Calcul de K_1 à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ et de σ_{2m} = -3,1 MPa, calculés pour la cellule 06

L'application de ce calcul aux données du réseau ne permet pas d'obtenir des valeurs de K_1 comparables à la ténacité K_{1C} . Du fait des fortes contraintes σ_{2m} en compression, le facteur d'intensité des contraintes K_1 est le plus souvent négatif (Figure 117, cas de la cellule 06). **La prise en compte de ces fortes contraintes s'oppose donc à la propagation de microfissures sous sollicitation thermique.**

Variations annuelles : Prise en compte des contraintes thermomécaniques seules

Comme discuté dans la section 7.2, les mesures à l'échelle annuelle présentent de nombreux défauts. Seules les mesures orthoradiales des cellules 06 et 07 mettent en évidence un comportement cohérent, des variations en raccourcissement puis en élongation, respectivement lors de la hausse et de la baisse des températures.

Sur la période d'automne-hiver 2008, les cellules 06 et 07 ont respectivement mesuré une élongation totale de 450 et 320 με. Pour de telles amplitudes, le calcul du facteur d'intensité des contraintes K_1 a été calculé par l'expression [Eq_55]. Les valeurs de K_1 pour des dimensions de fissures comprises entre 1000 et 4000 µm sont représentées sous forme d'histogramme sur la Figure 118. Le seuil K_{1C} est indiqué à l'aide d'une barre bleue.

Les valeurs calculées de K_1 sont toutes supérieures au seuil de ténacité, quelle que soit la dimension de la fissure. **Les fortes contraintes, produites par la variation thermique annuelle, sont donc suffisantes pour entraîner la propagation de la microfissuration.**

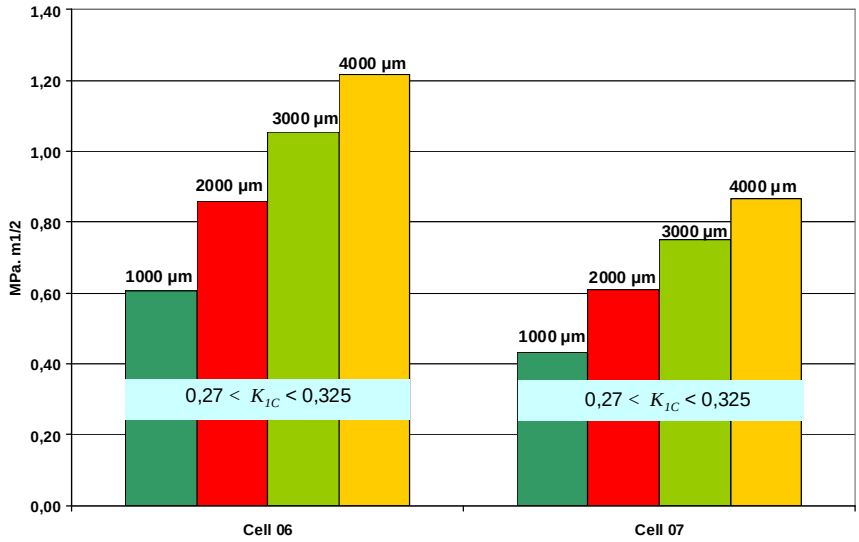


Figure 118 : Représentation sous forme d'histogramme du calcul de $K_{1,}$ avec prise en compte des variations annuelles de contraintes thermomécaniques seules, pour les cellules 06 et 07 et pour des dimensions comprises entre 1000 et 4000 µm. En bleu, les bornes des valeurs de K_{1C}.

Variations annuelles : Prise en compte des contraintes thermomécaniques et mécaniques

L'introduction des contraintes mécaniques σ_{2m} dans le calcul du facteur d'intensité des contraintes conduit à la Figure 119. Les valeurs de K_1 sont réduites par l'ajout du terme σ_{2m} , de signe opposé, mais restent supérieures au seuil de ténacité, quelle que soit la dimension de la fissure. **A l'échelle annuelle et malgré l'existence des contraintes mécaniques, les contraintes thermomécaniques semblent donc suffisantes pour propager des microfissures préexistantes**.

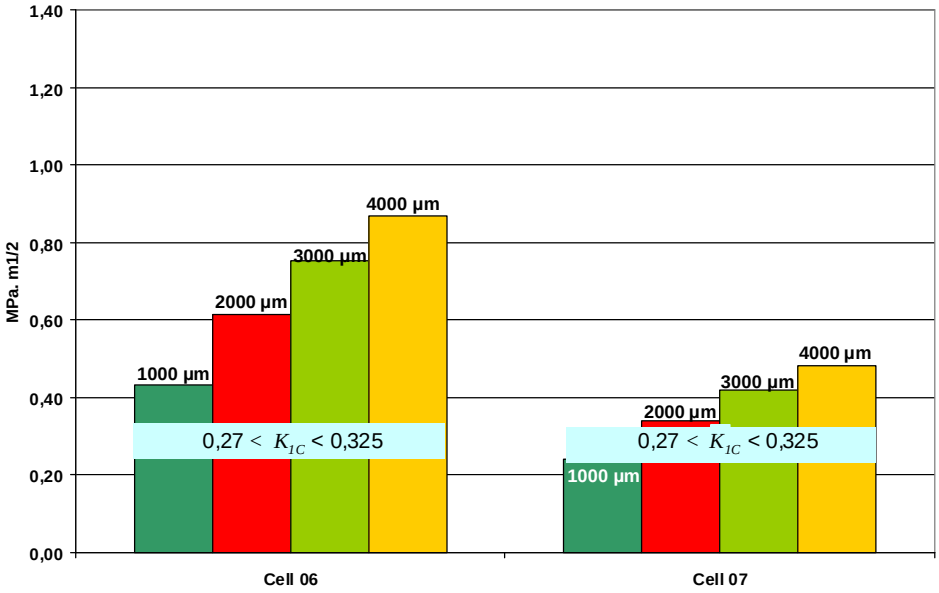


Figure 119 : Représentation sous forme d'histogramme du calcul de K_1, avec prise en compte des variations annuelles des contraintes thermomécaniques et des contraintes mécaniques, pour les cellules 06 et 07 et pour des dimensions comprises entre 1000 et 4000 µm. En bleu, les bornes des valeurs de K_{1C}.

8.4 Bilan de l'application des théories de la mécanique de la rupture

La théorie d'Irwin a été appliquée sur le cas simple d'une fissure infiniment fine, placée dans un milieu semi-infini, sous l'hypothèse des déformations planes et soumise à des baisses de température. Pour cela, les contraintes thermomécaniques équivalentes, déduites des mesures du réseau d'auscultation, ont été introduites dans le calcul.

Le bilan de cette application numérique a montré que **le phénomène de propagation de microfissures préexistantes, de dimensions similaires aux minéraux du gneiss de Valabres, était mécaniquement possible sous certaines conditions :**

- **A l'échelle quotidienne, la propagation n'est réaliste que si les contraintes d'origine mécanique ne sont pas prises en considération. Le seuil de ténacité n'est atteint que pour les points de mesures où de fortes amplitudes sont mesurées, c'est-à-dire à de faibles profondeurs et dans les zones exposées à l'ensoleillement ;**
- **A l'échelle saisonnière, les fortes contraintes thermomécaniques déduites des mesures rendent possible la propagation de microfissures. Avec ou sans prise en compte des contraintes mécaniques, les contraintes thermomécaniques sont suffisantes pour atteindre le seuil de tenacité.**

Le phénomène de propagation est donc plus plausible en considérant les variations à l'échelle annuelle. **L'accumulation et la répétition des cycles thermiques annuels pourraient donc être responsables de l'endommagement, par accumulation de la microfissuration thermique.** Cette hypothèse indique que le **processus d'endommagement est un phénomène à long terme.** Bien que les grandeurs du phénomène soient importantes, ce dernier reste difficilement perceptible à l'échelle de l'auscultation.

Cependant, nous avons conscience que ce constat a été élaboré en **utilisant de nombreuses hypothèses simplificatrices**. L'approche a été appliquée au cas du milieu semi-infini, en déformations planes et une unique géométrie a été introduite (fissure de direction normale à la surface libre). Seul le mode 1 a été exploré. Le mode 2 (cisaillement) et le mode mixte 1 et 2 n'ont pas été étudiés bien que le mode mixte soit le plus commun dans la nature (Al-Shayea *et al.*, 2000). La notion de temps, et donc ses phénomènes associés (accumulation - accommodation - rééquilibrage) n'ont pas été introduits. En outre, les facteurs d'intensité de contraintes ont été calculés à partir des amplitudes mesurées par le réseau. Or, comme discuté dans la section 7, les mesures du réseau sont imparfaites (dérives, artefacts thermiques, meilleure propagation de la chaleur dans les forages etc.).

Par conséquent, **l'approche présentée dans cette section est essentiellement phénoménologique**. L'étude ne cherche pas à préciser le lieu et l'occurrence d'une dégradation d'origine thermique mais vise à vérifier si un tel phénomène est possible, en se basant sur les amplitudes de contraintes / déformations mesurées sur le site.

Par conséquent, **les perspectives de ce travail sont nombreuses.** Il parait intéressant d'étendre cette approche à des géométries plus réelles (tridimensionnelles par exemple) et d'aborder les autres modes de rupture. En outre, une réflexion devra être menée pour pouvoir introduire la notion « d'effets cumulatifs dans le temps » des phénomènes thermomécaniques observés.

9 Conclusion : Apport et appréciation de la technique testée

L'implantation d'un réseau d'auscultation thermomécanique sur un versant rocheux est une démarche originale dont les mesures ont donc un caractère « exceptionnel ». Les résultats représentent une source d'informations quantitatives sur l'effet des phénomènes thermomécaniques sur les versants. Nous conclurons donc sur l'apport scientifique des résultats du réseau (section 9.1).

En outre, l'expérience acquise sur les deux années d'auscultation permet de discuter des atouts et des limites de la technique employée (section 9.2). Les critiques émises permettent de formuler des recommandations pour l'amélioration du réseau existant, ou pour l'implantation d'un futur réseau.

9.1 Apport de la technique

Les résultats du réseau d'auscultation permettent de quantifier le phénomène à deux échelles de temps (échelle quotidienne et échelle annuelle). Les grandeurs quantifiées sont les déformations, les contraintes équivalentes, déduites des déformations à l'aide d'hypothèses, et les profondeurs d'influence. Ainsi :

- **A l'échelle quotidienne**, les **déformations** (amplitudes moyennées sur les saisons) présentent des amplitudes comprises entre **10 et 130 με pour ε_{zz} et 25 et 115 με pour $\varepsilon_{\theta\theta}$.** Ces amplitudes sont fonction de la profondeur et de la position du point de mesure (variation d'ensoleillement). Ces déformations correspondent à des **contraintes équivalentes** comprises entre **0,6 et 2,7 MPa. La profondeur d'influence est estimée à 50 cm ;**
- **A l'échelle annuelle**, les **déformations** orthoradiales présentent une amplitude de **320 à 450 με.** Elles correspondent à des **contraintes équivalentes** comprises entre **7,7 et 10,8 MPa. La profondeur d'influence est estimée à 10 m.**

Nous remarquons que ces grandeurs sont particulièrement importantes, notamment à l'échelle annuelle, où les contraintes équivalentes sont du même ordre de grandeur que les contraintes dîtes naturelles, déduites des essais de surcarottage. Néanmoins, notons que les mesures de contraintes par surcarottage ont été réalisées à des profondeurs supérieures à celles des mesures de déformations thermomécaniques.

En conséquence, il est possible de conclure que **les déformations et contraintes d'origine thermique, produites par les variations thermiques annuelles, ne sont pas négligeables et peuvent se propager à une profondeur importante (10 m à l'échelle annuelle).**

Par ailleurs, l'application des théories de la mécanique de la rupture aux données du réseau a montré que le **phénomène d'endommagement thermique, via la propagation de microfissures préexistantes, était possible, notamment à l'échelle annuelle, pour laquelle le seuil de ténacité pouvait être atteint.**

Cette information indique que les **variations thermomécaniques peuvent agir comme facteur préparatoire**. L'accumulation et la répétition des cycles thermiques sont ainsi susceptibles de propager et d'accumuler des microfissures, participant ainsi au phénomène d'endommagement de la matrice rocheuse et/ou des ponts rocheux. L**'impact des variations à l'échelle annuelle étant prépondérant par rapport aux variations quotidiennes**, la répétition des cycles annuels exerce une action principale. **Il s'agit donc d'un phénomène lent, à long terme, mais de nature continue et d'amplitude non négligeable.**

Néanmoins, cette démarche révèle uniquement que les amplitudes des déformations mesurées rendent plausible l'hypothèse de propagation de microfissuration. Ainsi, ces mesures laissent présager l'occurrence du phénomène de fatigue thermique. Précisons **qu'il ne s'agit nullement d'une mesure directe du phénomène**. Il faudrait pour cela que les mesures de contraintes / déformations thermomécaniques soient **couplées avec des mesures de type acoustique** (microsismique), capables de détecter, en temps réel, la propagation de la rupture. Dans un premier temps, les mesures couplées (thermomécaniques / microsismiques) pourraient être mises en œuvre en laboratoire, sur des échantillons de roche soumis à des cycles thermiques d'amplitudes similaires aux cycles naturels. Dans un second temps, la méthode pourrait être transposée sur des dispositifs d'auscultation in situ.

9.2 Appréciations et recommandations techniques

Afin d'ausculter les températures et les déformations sur le site de Valabres, un dispositif comprenant cellules CSIRO et capteurs de températures a été implanté au niveau de la Grande Dalle. Le dispositif fonctionne depuis plus de deux ans, et **ce retour d'expérience nous permet d'apprécier les avantages et les inconvénients d'un tel dispositif**. Les limites du système, ainsi mises en évidence, permettent de formuler **des recommandations pour l'amélioration du réseau existant, ou pour le développement d'un futur réseau opérationnel**.

En ce qui concerne le réseau dans son ensemble, les principaux avantages sont les suivants :

- **l'usage de radio-transmetteurs** pour la transmission des données jusqu'à la centrale d'acquisition située dans l'antichambre de la galerie EDF, a permis de limiter considérablement les longueurs de câbles. Ce mode de transmission a limité le nombre de pannes, et donc les arrêts d'acquisition, puisque le système n'a pas été affecté par les épisodes orageux, responsables de surtensions, ni par les potentielles chutes de petites pierres. Ce mode de transmission est donc à privilégier dans le cas d'implantation de dispositif d'auscultation en contexte montagneux, c'est-à-dire dans des conditions d'accès difficiles ;
- **l'implantation de stations de référence** (*S2* et *S3*) au centre de la Grande Dalle. Cette implantation a permis de corréler les mesures aux solutions analytiques et numériques élaborées pour un milieu semi-infini. Les mesures de référence peuvent ensuite être comparées avec les mesures produites par des géométries plus variables (parois rocheuses et blocs) ;
- **l'implantation d'une station thermométrique** (*S2),* dont les capteurs sont placés tout les 10 cm, a permis le calcul des propriétés thermiques du système. La répartition spatiale des mesures a également permis de formuler des hypothèses sur les transferts de chaleur dans le volume de roche et au niveau de l'interface.

Les inconvénients du système sont propres à chaque type de mesures. Dans le cas **des mesures de températures,** le principal inconvénient provient de **la géométrie de la flûte thermométrique**. La présence de compartiments en téflon, sur lesquels sont installés les thermistors, provoque un double phénomène d'isolation par le téflon et d'homogénéisation par la couche d'air présente entre chaque compartiment (Annexe F). Cette géométrie a pour conséquence une propagation plus rapide et plus grande de la chaleur dans le système roche-capteur que dans le cas d'un milieu semi-infini. Néanmoins, ce phénomène ne perturbe pas les caractéristiques propres au transfert par conduction (c'est-à-dire atténuation et déphasage des amplitudes). En outre, le dispositif n'a présenté aucun dysfonctionnement et/ou dérive au cours des deux années d'acquisition. A l'avenir, afin d'éviter ce type d'artefacts, nous recommandons de privilégier le comblement des vides par des matériaux, non pas isolants, mais de propriétés thermiques (diffusivité et conductivité) équivalentes à celles de la roche encaissante : l'utilisation de la poudre de roche (produite lors des forages) mélangée avec du liant pourrait être une solution envisageable.

Dans le cas **des mesures de déformations**, nous avons relevé les inconvénients suivants :

- **une instabilité du système de mesure au cours du temps**. La dérive observée est à relier au comportement de la colle époxy. Ce type de résine peut se révéler sensible à l'humidité ambiante (phénomène d'absorption), et/ou présenté un vieillissement prématuré. On observe également une désolidarisation progressive des jauges d'extensométrie avec la roche encaissante (mauvais ou absence de couplage). Ce phénomène de désolidarisation - difficilement maitrisable par l'expérimentateur - implique, à long terme, une diminution notable du taux de fonctionnement des cellules CSIRO ;
- **l'impact des variations thermiques sur le système de mesure**. La résine époxy, constituant principal du corps de la cellule CSIRO et de la colle, s'avère sensible aux variations de température. En effet, l'époxy présente un coefficient de dilatation thermique près de 10 fois supérieur à celui du gneiss (70.10^{-6} contre 7.10^{-6} °C $^{-1}$). Les variations thermiques impactent également le système électrique. **Ces artefacts sont maîtrisables et des corrections ont été élaborées**. Toutefois, ces corrections peuvent être du même ordre de grandeur que les amplitudes mesurées, ce qui **réduit fortement la signification des mesures.**

Etant donné que l'époxy, présente un comportement difficilement prévisible, car fortement influencé par les conditions extérieures, nous préconisions **d'éviter, ou de limiter, l'usage de l'époxy pour l'auscultation thermomécanique et pour toute auscultation à long terme**.

Dans le cas du développement d'un dispositif spécifique, il est recommandé **de limiter au maximum l'épaisseur de l'interface entre les parois rocheuses et les jauges d'extensométrie, et/ou d'utiliser comme interface un matériau de propriétés thermiques, thermomécaniques et mécaniques proche des propriétés de la roche encaissante**.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Le travail de thèse présenté dans ce mémoire a porté sur l'auscultation d'un versant rocheux potentiellement instable, les Rochers de Valabres, soumis aux variations naturelles de température de surface.

L'effet des variations thermiques sur le risque d'éboulement rocheux est un domaine peu exploré. En effet, les phénomènes thermomécaniques naturels sont de faibles magnitudes et donc difficilement perceptibles à court terme, et restent ainsi délicats à mesurer. Pourtant quelques auteurs (Ishikawa et al., 2004 ; Vlcko et al., 2005 ; Watson et al., 2004, etc.) citent, sur la base d'observations in situ, les variations thermiques naturelles comme facteur préparatoire aux éboulements. Néanmoins, ces études se restreignent généralement à des aspects qualitatifs. **Dans ce mémoire, nous avons cherché à quantifier le phénomène à l'aide de l'auscultation des déformations d'origine thermique**.

Cet objectif nous a amené à entreprendre **une démarche transversale et pluridisciplinaire :** d'une approche instrumentale à des aspects théoriques (mécanique de la rupture) en passant par des essais en laboratoire, des modélisations numériques et de l'analyse de données. Du fait de la complexité et de la pluralité des phénomènes affectant les versants rocheux, une telle démarche pluridisciplinaire nous paraît indispensable.

Toutefois, parce qu'il n'est pas possible d'approfondir parfaitement chaque domaine, et parce qu'il est nécessaire de pouvoir comparer les résultats issus d'approches différentes, de nombreuses simplifications et hypothèses ont été introduites. Nous avons ainsi raisonné à l'aide de modèles bidimensionnels, de milieu supposé semi-infini, de paramètres et de modèles « équivalents ». Ces simplifications permettent toutefois d'avancer des résultats, d'induire des interrogations et d'ouvrir de nombreuses perspectives.

En guise de conclusions, nous formulerons le bilan des travaux entrepris, puis leurs perspectives générales.

Bilan des travaux

Dans un premier temps, nous avons cherché à disposé d'un «modèle », ou état initial du site, à l'aide d'une étape de **caractérisation** du massif. Puis, nous avons étudié la variation de cet état par **l'auscultation des effets thermiques**.

Ces deux étapes ont été menées à l'aide de **différentes méthodes d'investigation in situ** : relevés topographiques par scannérisation laser, mesures de contraintes par surcarottage et réseau d'auscultation des déformations thermomécaniques. Du fait de cette approche expérimentale, nous avons d'abord exploré dans la bibliographie les différents dispositifs instrumentaux existants pour caractériser et/ou ausculter les instabilités de pente (Chapitre 1). Ce panorama a révélé que les dispositifs appliqués aux versants rocheux étaient peu fréquents. De même, l'auscultation des effets thermiques est rarement menée au niveau des pentes et se confronte à de nombreuses difficultés et limitations d'ordre expérimental.

L'étape de caractérisation du massif, décrite dans le Chapitre 2, a permis de compléter nos connaissances sur les paramètres intrinsèques du versant (géométrie, propriétés mécaniques, etc.). Cette étape a également permis de mettre en évidence, par la technique du surcarottage, une zone superficielle à fortes contraintes, due à l'ensemble du versant depuis sa crête, et marquée par une forte rotation des axes principaux et une dispersion des modules. Cet état de contraintes est notamment conditionné par la topographie et la présence d'hétérogénéités.

L'auscultation des phénomènes thermomécaniques, décrite dans le Chapitre 3, fut assurée par un réseau de cellules de mesures de déformations dont les variations ont été corrélées avec des mesures de températures. L'analyse des données de températures a révélé que l'apport de chaleur au massif rocheux était essentiellement contrôlé par le rayonnement solaire ; et que par conséquent, les variations thermiques de surface étaient très variables selon l'orientation des facettes topographiques. Par ailleurs, l'analyse des mesures en déformations a confirmé le caractère délicat d'une telle opération d'auscultation, puisque des problèmes d'ordre métrologique ont été décelés puis en partie résolus par essais en laboratoire et élaboration de solutions analytiques.

Les résultats de l'auscultation ont permis de quantifier le phénomène, en termes de déformations mesurées, à l'échelle quotidienne et annuelle, de contraintes équivalentes et de profondeurs d'influence. A l'échelle quotidienne, l'amplitude des déformations est comprise entre 10 et 130 $\mu\varepsilon$. Elles correspondent à des contraintes

équivalentes comprises entre 0,6 et 2,7 MPa. A l'échelle annuelle, l'amplitude des déformations est comprise entre 320 à 450 με, soit des contraintes équivalentes entre 7,7 et 10,8 MPa.

Afin de préciser le rôle des phénomènes thermomécaniques dans la problématique des instabilités de versant, l'hypothèse de propagation de fissures préexistantes sous contraintes d'origine thermique a été étudiée. Une approche analytique, basée sur la mécanique de la rupture fragile, laisse supposer que les niveaux de contraintes / déformations mesurés sur le site sont a priori suffisants, sous certaines conditions (amplitudes mesurées et géométrie du système), pour induire la propagation de fissures.

Réflexion sur l'impact des variations thermiques sur la stabilité de versants

Les résultats nous ont permis de constater que **les effets mécaniques des sollicitations thermiques de surface ne sont pas négligeables, ni en terme de magnitude, ni en terme de conséquence.** En effet, les amplitudes mesurées sont particulièrement importantes, notamment à l'échelle annuelle, où les contraintes équivalentes sont du même ordre de grandeur que les contraintes dîtes naturelles, déduites des essais de surcarottage. Par conséquent, et dans certains cas, les déformations et contraintes d'origine thermique, produites par les variations thermiques annuelles, existent au même titre que les contraintes in-situ. En termes de conséquence, l'application des théories de la mécanique de la rupture a montré puisque les amplitudes mesurées peuvent aboutir à la dégradation de la matrice rocheuse et/ou des ponts rocheux par propagation de fissures préexistantes.

Dans un contexte géologique et environnemental similaire à celui des Rochers de Valabres**, les variations thermiques peuvent donc agir comme facteur préparatoire.** L'accumulation et la répétition des cycles thermiques, notamment annuelles, contribuent à l'endommagement de la matrice rocheuse et/ou des ponts rocheux. Il s'agit donc d'un phénomène lent, à long terme, mais de nature continue et d'amplitude non négligeable.

Les versants les plus sensibles à ce facteur sont les versants présentant un réseau dense de discontinuités, notamment dans la zone superficielle, et soumis à un fort ensoleillement.

Toutefois, le facteur thermique ne peut constituer la seule cause des éboulements. Son action « fatigue » la zone superficielle du massif mais il est plus vraisemblable qu'une sollicitation hydraulique ou sismique, fréquente dans la région, déclenche l'instabilité. Il est donc nécessaire de prendre en considération les différentes causes et l'importance relative de leurs effets, ce qui représente une tâche ardue.

En outre, l'auscultation des effets thermomécaniques, telle qu'elle a été menée dans ce projet**, ne permet pas de prédire ni le lieu, ni l'occurrence, d'un futur éboulement**. Une telle auscultation intervient plutôt comme outil permettant de compléter un réseau de surveillance, de type microsismique ou géodésique. Par contre, l'auscultation a bien permis de quantifier le phénomène. Cette quantification peut être valable pour les versants de même nature (matériau rocheux, conditions climatiques, exposition et dimensions similaires). Elle peut également permettre de détecter les zones plus ou moins sensibles aux sollicitations thermiques.

Perspectives

En terme de perspectives, les suites de ce travail pourraient porter sur **l'approfondissement de l'étude du phénomène de fatigue thermique**, en explorant notamment les autres géométries et les autres modes de rupture possibles. Il serait ainsi intéressant d'appliquer la méthode sur la géométrie d'un bloc rocheux, et de se concentrer sur la fatigue au niveau des ponts rocheux. En outre, la démarche analytique entreprise permet uniquement de « suspecter » le phénomène de fatigue par propagation de fissures. Il ne s'agit pas d'une mesure directe. Pour cela, des mesures de type acoustique (microsismique), couplées avec des mesures de déformations, seraient nécessaires.

En outre, il serait intéressant de vérifier, **si les conséquences directes des variations thermiques dans la zone superficielle, en comparaison avec une zone plus profonde, sont réelles**. En effet, on peut supposer que la microfracturation est plus intense en surface qu'en profondeur, ou que les caractéristiques mécaniques, à proximité de la surface, diffèrent de celles en profondeur. Pour cela, des analyses microscopiques et des essais en laboratoires approfondis pourraient être entrepris.

De manière générale, il parait également indispensable d'approcher le problème en introduisant des modèles à trois dimensions. En effet, les Rochers de Valabres présentent une géométrie complexe, clairement tridimensionnelle, comme le montre le Modèle Numérique de Terrain. Les modèles 3D permettraient de mieux comprendre les mesures de contraintes par surcarottage. En outre, nous avons insisté sur l'hétérogénéité des conditions thermiques de surface et des amplitudes en déformations mesurées. Ces hétérogénéités en déformations (d'ordre 2 à 3) pourraient avoir une influence sur la stabilité des blocs rocheux, mais cette hypothèse ne peut être vérifiée que par modélisation tridimensionnelle, qui permettrait, à terme, de localiser les zones géométriques les plus sensibles aux phénomènes thermomécaniques.

Les perspectives doivent également porter sur **l'introduction du facteur temps,** peu discuté dans ce mémoire. En effet, le mode d'action des effets thermomécaniques est **progressif et itératif** (par accumulation de petits effets comme la propagation successive de fissures) mais cette approche reste délicate à mettre en œuvre.

De plus, nous avons conscience que le dispositif instrumental employé présente certaines limites, mais les critiques émises devraient permettre **d'améliorer le système ou d'apporter des éléments pour le développement de futurs réseaux.** D'autres dispositifs de mesures sont testés dans le cadre du programme STABROCK. Leurs résultats permettront de proposer des solutions pour améliorer l'auscultation des phénomènes thermomécaniques.

Enfin, si nous souhaitons intégrer l'auscultation thermomécanique dans **une stratégie opérationnelle de prédiction de la localisation spatiale et temporelle des éboulements**, des efforts doivent être portés pour coupler ces mesures à d'autres dispositifs de mesure, qui ausculteraient des phénomènes issus des différentes causes (sismique-hydraulique-thermique, etc.). Un tel couplage permettrait une compréhension globale du phénomène de mouvements de versants.

BIBLIOGRAPHIE

AKHPATELOV D.M., TER-MARTIROSYAN Z.G. (1971). The stressed state of ponderable semi-infinite domains. *Armenian Acad. Sci. Mech. Bull. 24, 33-40.*

AL-SAYEA N.A., KHAN K., ABDULJAUWAD S.N. (2000). Effects of confining pressure and temperature on mixed-mode (I-II) fracture toughness of a limestone rock. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Vol. 37, pp. 629-643.*

AMADÉI B. (1983): Rock anisotropy and the theory of stress measurements*. Editions Brebbia, C.A. & Orszag, S.A., Springer-Verlag.*

AMADÉI B. (1996). Importance of anisotropy when estimating and measuring in situ stresses in rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. et Geomech. Abstr., 33, 3, pp 293-325*.

AMADÉI B., STEPHANSSON O. (1997). Rock stress and its measurements. *London: Chapman and Hall*.

AMITRANO D., GRASSO J.R., SENFAUTE G. (2005). Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophysical Research Letters, Vol. 32, L08314.*

ANGERER H., HERMANN S.W., KITTL H., POISEL R., ROTH W. (2004). Monitoring, mechanics and risk assessment of the landslide Lârchberg-Galgenwald (Austria). *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil).*

ASK D. (2006). Measurement-related uncertainties in overcoring data at the Äspo HRL, Sweden. Part 2 : Biaxial tests of CSIRO HI overcore samples*. International Journal of Rock Mechanics et Mining Sciences 43, 127-138.*

ASTE J.P., BURLET D., CARBONEL A. (2006). Sécurité des routes de montagne ou des falaises en site urbain : L'apport des modèles virtuels. *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur 2006 (JNGG), Lyon, 27-29 juin 2006, pp. 113-120.*

AYALEW L., YAMAGISHI H., MARUI H., KANNO T. (2005). Landslides in Sado Island of japan : Part I. Case studies, monitoring techniques and environmental considerations. *Engineering Geology, Vol. 81, pp. 419-431.*

BAEK Y., KOO H.B., BAE G.J. (2004). Study on development monitoring system of slope using the optical fiber sensor. *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil).*

BALDASSARRE G., RADINA B., ROBOTTI F., CORTELAZZI M. (1996). A contribution to a geotechnical knowledge of various clays of Italy's Basilicata region, with specific reference to a test slope. *In proc. Of the 7th int. symp. on Landslides, June 1996, Trondheim.*

BATHIAS C. & BAILON J.P. (1980). La fatigue des matériaux et des structures. *Edition Maloine S.A., Les presses de l'université de Montréal.*

BINET S. (2006). L'hydrochimie: marqueur de l'évolution à long terme des versants montagneux fracturés vers de grands mouvements de terrain. Application à plusieurs échelles sur la haute vallée de la Tinée (Mercantour, France) et sur le versant de Rosone (Grand Paradis, Italie.). *Thèse, Département des géosciences, UFR Sciences et Techniques de l'Université de Franche–Comté.*

BERARD T., CORNET F.H. (2003). Evidence of thermally induced borehole elongation: a case study at Soultz, France. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, Vol.40, pp. 1121-1140.*

BEREST P., WEBER P. (1998). La thermomécanique des roches. *Edition du BRGM (n°16), Orléans, France* .

BERTHOMIEU G. (1987). Fracturation thermique des roches. Application à la géothermie profonde. *Thèse, Université des Sciences et techniques du languedoc, Montpellier. Soutenue le 9 juillet 1987, 282 pages.*

BERTOLUS G. (1998). Approche en site naturel des couplages thermo-hydro-mécaniques d'un massif carbonaté fracturé. *Mémoire de DEA « Protection, Aménagement et Exploitation du Sol et du Sous-Sol » (PAE3S), Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France.*

BERTRAND L. (2001). Les mesures de contraintes in situ. *La mesure et sa représentativité, Géologues n°129.*

BONNARD C., TACHER L., BENISTON M. (2008). Prediction of landslide movements caused by climate change: Modelling the behaviour of a mean elevation large slide in the Alps and assessing its uncertainties. *10th Int. Symp. on Landslides and Engineered Slopes, July 2008, Xi'an, China*

BOUILLON A.L. (2005). Geophysics for geohazards on land: state of-the-art, case studies and education. *Mémoire pour l'obtention du diplôme d'Ingénieur de l'Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre de l'Université Strasbourg I. 26/09/05.*

BOUROCHE J.M., SAPORTA G. (2002). L'analyse des données*. Que sais-je? Presses Universitaires de France - PUF. ISBN : 2130524958.*

BOZZANO F., MARTINO S., PRIORI M. (2006) : Natural and man-induced stress evolution of slopes : the Monte Mario hill in Rome. *Environ. Geol. 50, 505-524.*

BROCH E, SORHEIM S. (1984) Experience from the Planning, Construction and Supporting of a Road Tunnel Subjected to Heavy rockbursting. Rock Mech. & Rock Eng., Vol 17, pp. 15–35.

BRÜCKL E., BRUNNER F.K., KRAUS K. (2006). Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data. Engineering Geology, Vol. 88, pp. 149-159.

BRUNO F., MARILLIER F. (2000). Test on High-Resolution seismic reflection and other geophysical techniques on the Boup landslide in the Swiss Alps. *Surveys in geophysics, Vol. 21, pp. 333-348.*

CAI M., KAISER P.K., MARTIN C.D. (2001). Quantification of rock mass damage in underground excavations from microseismic event monitoring. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Volume 38, Issue 8, 1 December 2001, Pages 1135-1145.*

CAZALS J., CLAUS J., VIGIER L. (2007). Variabilité dans le temps et dans l'espace des échanges thermiques à la surface d'une paroi rocheuse. *Rapport projet FICM 2ème année, Semestre 2, Département géoingénierie*, *Ecole des Mines de Nancy*.

CFMR (Comité Français de Mécanique des Roches) (2004). Manuel de mécanique des roches, Tome 2 : les applications. *Les Presses de l'Ecole des Mines, Paris, France. ISBN 2-911762-45-2.*

CFMR (Comité Français de Mécanique des Roches) (2000). Manuel de mécanique des roches, Tome 1 : fondements. *Les Presses de l'Ecole des Mines, Paris, France. ISBN 2-911762-23-1*

CLEMENT C., MERRIEN-SOUKATCHOFF V., GUENIFFEY Y., DÜNNER C., 2006, Correlation between climatic variation and microseismic events collected on a large fractured slope: Application of statistical techniques. *EGU (European Geosciences Union) joint assembly, Vienna, Austria 02-07 April 2006*.

CLEMENT C., MERRIEN-SOUKATCHOFF V., DÜNNER C, SAUSSE J. (2006). Ecoute microsismique appliquée aux versants rocheux instables, exemple des rochers de Valabres (06). *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur (JNGG), Lyon, 27-29 juin 2006, pp. 193-200.*

CLEMENT C, GUNZBURGER Y., MERRIEN-SOUKATCHOFF V., DUNNER 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.*

CLEMENT C, , MERRIEN-SOUKATCHOFF V., DUNNER C., GUNZBURGER Y. (2008).Stress measurement by overcoring at shallow depths in a rock slope: Scattering of input data and results. *Accepté à Rock Mechanics and Rock Engineering, Springer Wien.*

COE J.A., ELLIS W.L, GODT J.W, SAVAGE W. Z, SAVAGE J.E., MICHAEL J.A., KIBLER J.D., POWERS P.S., LIDKE D.J., DEBRAY S. (2003). Seasonal movement of the Slumgullion lanslide determined from Global Positionning System surveys and field instrumentation, July 1998 – March 2002. *Engineering Geology, Vol. 68, pp. 67-101.*

COLESANTI C., WASOWSKI J. (2006). Investigating landslides with space-bornes Synthetic Aperture radar (SAR) interferometry. *Engineering Geology, Vol. 88, pp. 173-199*.

COLLISON A., WADE S., GRIFFITHS J., DEHN M. (2000). Modelling the impact of predicted climate change on landslide frequency and magnitude in SE England. *Engineering Geology, Vol.55, pp. 205-218.*

COMSOL (1997). Comsol-Multiphysics. *Catalogue 2007.*

COOLING C.M., HUDSON J.A., TUNBRIDGE L.W. (1988). In situ rock stresses and their measurement in the U.K.-Part II. Site experiments and stress field interpretation. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences and Geomechanical Abstract 25, 371-382.*

CORNET F. (1986). Stress determination from hydraulic tests on pre-existing fractures. *In proc. Int. Symp. on Rock Stress and Rock Stress Measurements, Stockholm, Cntek Publ., Lulea, pp.301-312*.

CORNET F.H., VALETTE B. (1984). In situ stress determination from hydraulic injection test data. Journal of Geophysical Research 89, 11527-37.

CORSINI A., PASUTO A., SOLDATI M., ZANNONI A. (2005). Field monitoring of the Corvara landslide (Dolomites, Italy) and its relevance for hazard assessment. *Geomorphology, Vol. 66, pp. 149-165.*

COSSAIS N. (2007). Etude de l'impact des variations de température sur la stabilité des versants rocheux. *Mémoire pour l'obtention du Master « Géosciences et Génie Civil ». 18/09/07.*

COUTARD J.P., FRANCOU B. (1989). Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering. *Artic and Alpine Research, Vol. 21, 4, pp. 399-416.*

DABERT J.L. (1984). Influence des sollicitations thermiques sur la fissuration de roches profondes – Théorie, expériences et interprétation. *Thèse, Institut National des sciences appliquées de Toulouse, Laboratoire Génie Civil de l'université des Sciences et techniques du Languedoc, soutenue le 25 octobre 1984, 232 pages*.

DEHN M., BÜTGER G., BUMA J., GASPARETTO P. (2000). Impact of climate change on slope stability using expanded downscaling. *Engineering Geology, Vol. 55, pp. 193-204*.

DELACOURT C., ALLEMAND P., BERTHIER E., RAUCOULES D., CASSON B., GRANDJEAN P., PAMBRUN, VAREL E. (2006). Remote-sensing techniques for landslides surface displacement analysis, *soumis au Bulletin de la Société Géologique de France.*

DELINE P. (2006). Réchauffement climatique actuel et dynamique des versants de haute montagne. Actes du *Colloque Géologie et risques naturels : la gestion des risques au Pays du Mont-Blanc – 18 Nov. 2006 – Sallanches.*

DEMIN A.M., GORBACHEVA N.P., RULEV A.B. (2003). Pattern of normal tension cracks on the landing of open pit bench as an energy characteristic of landslide. *Journal of Mining Science 39, No.6.*

DEPARIS J., JONGMANS D., FRICOUT B., VILLEMIN T., MATHY A., EFFENDIANTZ L. (2006). Caractérisation des aléas d'éboulement de falaises par des méthodes morphométriques et géophysiques. *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur 2006 (JNGG), Lyon, 27-29 juin 2006, pp. 41-48*.

DOE T.W., INGEVALD K., STINDELL L., LEIJON B., HUSTRULID W., MAJER E., CARLSON H. (1983). In-situ stress measurements at the Stripa Mine, Sweden, Lawrence Berkeley Laboratory. *University of California, Berkeley, California.*

DRIAD-LEBEAU L., LAHAIE F., AL-HEIB M., JOSIEN J.P., BIGARRE P., NOIRET J.F. (2005). Seismic and geotechnical investigations following a rockburst in a complex French mining district. *International Journal of Coal Geology, Vol. 64, pp. 66-78.*

DÜNNER C., BIGARRE P., MERRIEN-SOUKATCHOFF V. (2006). Mesures de contraintes dans un versant rocheux prédisposé aux instabilités. *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur 2006 (JNGG), Lyon, 27-29 juin 2006, pp. 209-216.*

DÜNNER C. (2005). Revue de conception détaillée relative au thème d'actions « Expertise et Essais in situ » du programme EAT-DRS-06. Perfectionnement du réseau de Valabres, Vallée de la Tinée (06). *Rapport INERIS ref. DRS-05-66324/RN01.*

DÜNNER C., BIGARRE P., CLEMENT C., MERRIEN-SOUKATCHOFF V., GUNZBURGER Y. (2007). Field natural and thermal stress measurements at "Rochers de Valabres" Pilot Site Laboratory. *ISRM 2007, 9-13th July 2007, Lisbon, Portugal.*

DURANTHON J.P. (2006). Le mouvement de versant rocheux de grande ampleur des ruines de Séchilienne – Surveillance/Instrumentation. *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur 2006 (JNGG), Lyon, 27-29 juin 2006, pp. 17-24.*

EFFENDIANTZ L. (2005). Etude de cas : Mouvement de versant du Siaix. CETE de Lyon. *Conférence INTERREG IIIC, Riskhydrogéo, du 7 au 9 juin 2005.*

ENGERAND J.L. (2007). Mécanique de la rupture*. Technique de l'ingénieur, Traité Génie Mécanique*

EPG-STRASBOURG (2005). Rapport d'essais de caractérisation sur des échantillons de PMMA. Pour INERIS. *Rapport PMMA-INERIS 06-05.*

FARINA P., COLOMBO D., FUMAGALLI A., MARKS F., MORETTI S. (2006). Permanent Scatterers for landslide investigations : outcomes from the ESA-SLAM project. *Engineering Geology, Vol. 88, pp. 200-217.*

FEUGA B., VOUILLE G. (1982). La charge thermique admissible en formations géologiques – Conséquences sur les méthodes d'évacuation des déchets radioactifs. *Rapport EUR 8179 FR, vol. 2, Commission des Communautés Européennes, pp 205-225.*

FOUIAL K., AL HEIB M., BAROUDI H., TRENTSAUX C. (1998). Improvement in the interpretation of stress measurements by use of the overcoring method : development of a new approach. *Engineering Geology, Vol. 49, pp. 239-252.*

FOURNIADIS I.G., LIU J.G., MASON P.J. (2007). Landslide hazard assessment in the Three Gorges area, China, using ASTER imagery : Wushan-badong. *Geomorphology, Vol. 84, pp. 126-144.*

FRAPPA M., LEBOURG T. (2001). Mesures géotechniques pour l'analyse des glissements de terrain. *Revue Française de Géotechnique, Vol 95/96, pp. 33*-39.

FREDERICH J.T., WONG T.F., (1986). Micromechanics of thermally induced cracking in three crustal rocks. *Journal of Geophysical Research, Vol. 91, 12, pp. 743-12,* 764.

GARRITTY P., IRVIN R.A. et FARMER IAN W. (1985). Problems associated with near surface in-situ stress measurements by the overcoring method. *In Proc. 26th US Symposium on Rock Mechanics, Rapid City, SD, 16-28 june 1985.*

GIRAULT F. (1992). Auscultation par imagerie numérique de quelques versants instables. *Mémoire d'ingénieur C.N.A.M., Paris. Document du BRGM n°217. Editions B RGM.*

GIS-CURARE (2005). Glissements et instabilités à terre. Zone d'intérêt de la Haute Tinée. *Rapport intermédiaire d'activité- Axe 1.*

GIS-CURARE (2006). Glissements et instabilités à terre. Zone d'intérêt de la Haute Tinée. *Rapport intermédiaire d'activité- Axe 1.*

GLAMHEDEN R., CURTIS P. (2005). Excavation of a cavern for high-pressure storage of natural gas. *Tunneling and Underground Space Technology, Vol 21, pp. 56-67.*

GLAMHEDEN R., LINDBLOM U. (2002). Thermal and mechanical behaviour of refrigerated caverns in hard rock. *Tunneling and Underground Space Technology, Vol 17, pp. 341-353.*

GOODMAN R.E. (1980). Introduction to Rock Mechanics, p.104-105.

GOY L. (1996). Mesure et modélisation des températures dans les massifs rocheux, Application au projet se tunnel profond Maurienne-Ambin. *Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I, France*

GRANDJEAN G., BITRI A., GOURRY J.C. (2006). Apport de la géophysique à l'étude des glissements de terrain: Glissement de Super-Sauze (04) et Ballandaz (73). *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur 2006 (JNGG), Lyon, 27-29 juin 2006, pp. 73-80.*

GREGORY E.C., RUNDLE T.A., MCCABE W.M., KIM K. (1983). In-situ stress measurement in a jointed basalt : The suitability of five overcoring techniques. *In Proc. 5th R.ET.C., Chicago, Vol. 1, pp. 42-61.*

GRIFFITH A.A. (1924). The theory of rupture. *Proceedings of the first international congress of applied mechanics, Delpht, p. 55, 63 (1924).*

GROSTA G.B., AGLIARDI F. (2002). How to obtain alert velocity thresholds for large rockslides. *Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 27, pp. 1557-1565.*

GUGLIELMI Y. (2005). Apport d'activité GIS-CURARE – Année 2005. Axe 1, glissements et instabilités à terre, zone d'intérêts de la Haute Tinée.

GULLA G., NICOLETTI P.G. (1996). Rock weathering and discontinuity network in a Sackung in the Aspromonte massif (Calabria, S. Italy). *In proc. Of the 7th int. symp. on Landslides, June 1996, Trondheim.*

GUNZBURGER Y. (2004). Rôle de la thermique dans la prédisposition, la préparation et le déclenchement des mouvements de versants complexes. Exemple des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes). *Thèse, LAEGO, Ecole des Mines, INPL, France, 17/12/2004, 174 p. + Annexes.*

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), *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Vol. 42, n°3 (April 2005), pp. 331-349* .

GUZETTI F., MALAMUD B., TURCOTTE D.L., REICHENBACH P. (2002). Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth and Planetary science Letters, Vol. 195, pp. 169-183.*

HAIMSON B.C. (1979). New hydro-fracturing measurements in the Sierra Nevada mountains and the relationship between shallow stresses and surface topography. *In Proc. 20th US Symp. Rock Mech., Austin, Center for earth Sciences and Eng. Publ., Austin, 675-82.*

HALL K. (1997). Rock temperature and implications for cold region weathering. I: New data from Viking Valley, Alexander Island, Antartica. *Permafrost and Periglacial Processes, Vol.8, pp. 69-90.*

HEUSERMANN S., EICKEMEIER R., SPRADO K. H., HOPPE F.J. (2003). Initial rock stress in the Gorleben salt dome measured during shaft sinking. *In Proc. GTMM International Symposium on GeoTechnical Measurements and Modelling, Karlsruhe, Sep. 23-26 2003.*

HOEK E., BROWN E.T. (1988). The Hoek-Brown failure criterion – a 1988 update. *In Rock engineering for underground excavations, proc. 15th Canadian rock mech. Symp., 31-38.*

HOEK E., BROWN E.T. (1997) : Practical estimates of rock mass strength. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences and Geomechanical Abstract 34, 1165-1186.*

HOEK E., DIEDERICHS M. (2006). Empirical estimates of rock mass modulus. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 43, 203-215.

HOEK E. (2006). Pratical rock engineering. Disponible sur http://www.rocscience.com/hoek /PraticalRockEngineering.asp.

HOOKER V.E., JONHSON C.F. (1969). Near surface horizontal stresses including the effects of rock anisotropy. *US Bureau of Mines Report of Investigation RI 7224.*

IPCC (2007). Climate Change. The IPCC Fourth Assessment Report. *Cambridge University Press, Cambridge, UK*.

IRWIN G.R. (1926). Relation of stresses near a crack to the crack extension force. *International congress of applied mechanics. Bruxelles, p. 245 (1926).*

ISHIKAWA M., KURUASHIGE Y. et HIRAKAWA K. (2004). Analysis of crack movements observed in an alpine bedrock cliff. *Earth Surface Processes and Landforms, vol. 29, 2004, pp. 883-891.*

JANIO CASTRO DE LIMA J., BRAGA PARAGUASSU A. (2004). Linear thermal expansion of granitic rocks: influence of apparent porosity, grain size and quartz content. *Bull. Eng. Geol. Env., 63, pp 215-220.*

JEANNIN M., GARAMBOIS S., GREGOIRE C., JONGMANS D. (2006). Multiconfiguration GPR measurements for geometric fracture characterization in limestone cliffs (Alps). *Geophysics, Vol. 71 (3), pp. B85-B92*.

JOMARD H., LEBOURG Y., TRIC E. (2007). Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey : La Clapière landslide (France). *Journal of Applied Geophysics, vol. 62, pp. 47-57.*

KANG S.S., JANG B.A, KANG C.W, OBRARA Y., KIM J.M. (2002). Rock stress measurements and the state of stress at an open-pit limestone mine in Japan. Engineering Geology 67, 201-217.

KASPERSKI J. (2004). Influence des effets hydromécaniques sur la stabilité du site des gorges de Valabres : Investigations par une modélisation discontinue à l'aide du logiciel UDEC. *Mémoire de DEA « Protection, Aménagement et Exploitation du Sol et du Sous-Sol » (PAE3S), Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy*.

KASPERSKI J., DELACOURT C., ALLEMAND P., POTHERAT P., DURANTHON J.P., VARREL E. (2006). Apport de l'imagerie de surface multi-sources à la compréhension de la dynamique des mouvements de versants. *Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur 2006 (JNGG), 27-29 Juin 2006, Lyon, pp. 49-56.*

KOHLBECK F., SCHEIDEGGER A.E. (1986). Low-cost monitoring of strain changes. *In Proc. of the International Symposium on Rock Stress and Rock Stress Measurements, Stockholm, 1-3 Sep. 1986*

LAHAIE F., BIGARRE P., AL HEIB M., JOSIEN J.P., NOIREL J.F. (2003) : Large-scale 3D characterization of in-situ stress field in a complex mining district prone to rockbursting. *In Proc. 10th International Congress on Rock Mechanics (ISRM) 8-12 September 2003, pp. 689-694. Sandton, South Africa.*

LAHAIE F. (2005). Impact de l'anisotropie des propriétés élastiques sur l'estimation des contraintes in situ par surcarottage. *Rapport INERIS DRS-05-56162/RN03.*

LAMEYRE J. (1986). Roches et minéraux, matériaux de la terre et témoins de son histoire. *Doin éditeurs – Paris.*

LING C.B. (1947) : On the stresses in a notched plate under tension. *J. Math. Phys. 26, 284-9.*

LCPC (1994). Surveillance des pentes instables. *Techniques et méthodes des laboratoires des ponts et chausses. Guide technique. ISSN 1151-1516.*

LEBLOND J.B. (2003). Mécanique de la rupture fragile et ductile. Etude en mécanique des matériaux et des structures. *Publications Hermes Science. ISBN 2-7462-0751-6.*

LEBOURG T., BINET S., JOMARD H., TRIC E., EL BEDOUI S. (2004). 3D Geophysical survey of the "La Clapiere" landslide, southeastern France. *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil).*

LEISS B., WEISS T. (2000). Fabric anisotropy and its influence on physical weathering of different types of Carrara marbles. *Journal of Structural Geology, vol. 22, 2000, pp. 1737-1745.*

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 mechanics, Chapter 84, pp. 837-845.*

LOLLINO G., ARATTANO M., CUCCUREDDU M. (2002). The use of the automatic inclinometric system for landslide early warning : the case of Cabella Ligure (North-Western Italy). *Physics and Chemistry of the Earth, Vol. 27, pp. 1545-1550.*

MALATRAIT A.M. (1975). Analyse et classement des mouvements gravitaires, feuille St. Jean de Maurienne à 1/50 000, *th. 3ème cycle*.

MATSUOKA N., SAKAI H. (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology, Vol. 28, pp. 309-328.*

MAYEUR B., FABRE D. (1999). Mesure et modélisation des contraintes naturelles. Application au projet de tunnel ferroviaire Maurienne-Ambin. *Bull. Eng. Geol. Env., Vol. 58, pp. 45-59.*

MERIC O., JONGMANS D., GARAMBOIS S., GIRAUD A., VENGEON J.M. (2004). Investigation of the gravitational movement of Sechilienne by geophysical methods. *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil).*

MERRIEN-SOUKATCHOFF V., CLEMENT C., SENFAUTE G., GUNZBURGER Y. (2005). Monitoring of a potential rockfall zone: The case of "Rochers de Valabres" site. *International Conference on Landslide Risk Management. 18th Vancouver Geotechnical Society Symposium, May 31-June 3, 2005.*

MERRIEN-SOUKATCHOFF V., SAUSSE J., DÜNNER C. (2006). Influence of topographic roughness on the stress state in a sloped rock-mass. Eurocks, Liege (Belgique) 9-12 Mai 2006.

MERRIEN-SOUKATCHOFF V., OMRACI K. (2000). Détermination des conditions aux limites pour un calcul de stabilité de talus. *Revue Française de Géotechnique, 92, pp 31-39.*

MONSEN K., BARTON N. (2001). A numerical study of cryogenic storage in underground excavations with emphasis on the rock joint response. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci., 38, pp 1035-1045*

MOSS J.L., MCGUIRE W.J., PAGE D. (1999). Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 94, pp. 251-265.*

MUSKHELISHVILI N.I. (1956). Some basic problems of mathematical theory of elasticity. Éd. Mc Grawhill, New York.

NAKAMURA H. (2004). Field instrumentation and laboratory investigation. *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil).*

NAKIAEENOVIAE N. *et al.* (2000). IPCC Special Report on Emissions scenarios. *Cambridge University Press, Cambridge, UK.*

NODA N., HETNARSKI R.B., TANIGAWA Y. 2003. Thermal stresses. *New York : Taylor et Francis, cop. 2003, ISBN 1-560-32971-8, chapter 6, p. 223.*

OBARA Y. NAKAMURA N., KANG S.S., KANEKO K. (2000). Measurement of local stress and estimation of regional stress associated with stability assessment of an open-pit rock slope. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 37, 1211-21.*

OLALLA C. (2004). Recent developments in landslide monitoring. *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil).*

OYE V., ROTH M. (2003). Automated seismic event location for hydrocarbon reservoirs. *Computers et Geosciences, Volume 29, Issue 7, August 2003, pp 851-863.*

PAN E., AMADÉI B. (1994). Stresses in an anisotropic rock mass with irregular topography. *ASCE J. Eng. Mech. 120, 97-119.*

PANTHI K.K., NILSEN B. (2006): Numerical analysis of stresses and displacements for the Tafjord slide, Norway. *Bull. Eng. Geol. Env. 65, 57-63.*

REJEB A., VOUILLE G., DERLICH S. (1990). Modélisation du comportement thermomécanique d'un massif granitique – application à la simulation de l'expérience THM de Fanay-Augères. *Revue Française de Géotechnique, Vol. 53, pp. 21-31.*

ROCH K.H., CHWATAL W., BRÜCKL E. (2006). Potentials of monitoring rock fall hazards by GPR : considering as example the results of Salzburg. *Landslides, Vol. 3, pp. 87-94.*

ROCHET L. (2005). L'évaluation du risque d'éboulement rocheux. Quelques réflexions tirées de l'expérience. Exemples savoyards. *Conférence INTERREG IIIC, Riskhydrogéo, du 7 au 9 juin 2005.*

ROTH M., DIETRICH M., BLIKRA L.H., LECOMTE I. (2006). Seismic monitoring of the unstable rock slope site at Aknes, Norway. *In Proc. SAGEEP-2006.*

SAETTA V. (2001). Seismicity of fractured rock masses. *Thèse, LAEGO, Ecole des Mines, INPL, France. 25/10/01.*

SASS O. et KRAUTBLATTER M. (2007). Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology, Vo. 86, pp. 176-192*.

SAVAGE W.Z., SWOLFS H.S, POWERS P.S. (1985). Gravitational stress in long symmetric ridges and valleys. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences and Geomechanical Abstract, Vol. 22, pp. 291-302*.

SCHMIDT J., DIKAU R. (2004). Modeling historical climate variability and slope stability. *Geomorphology, Vol.60, pp. 443-447.*

SCHMIDT R.A., ROSSMANITH H.P. (1983). Basics of rock fracture mechanics. *In Rock Fracture Mecanics, CISM Courses and lectures, n°275.*

SEIPOLD U., HUENGES E. (1998). Thermal properties of gneisses and amphibolites- High pressure and high temperature investigations of KTB-rock samples. *Tectonophysics, Vol. 291, pp. 173-178.*

SENFAUTE G., MERRIEN-SOUKATCHOFF V., MOREL J., GOURRY J.C. (2003). Microseismic monitoring applied to prediction of chalk sides collapses and contribution of numerical modelling. *Proc. Intern. Conf. on fast slope movements, 11-13 Mai 2003, Naples, Italie, Picarelli L. (éd.), Pàtron editore, Bologna, Italie.*

SENFAUTE G., MERRIEN-SOUKATCHOFF V., CLEMENT C., LAOUAFA F., DÜNNER C., PFEIFLE G., GUGLIELMI Y., LANCON H., MUDRY J., DARVE F., DONZE F., DURIEZ J., POUYA A., BEMANI P., GASC M. WASSERMANN J. (2007) : Impact of climate change on rock slope stability : monitoring and modelling. *In Proc. International conference on landslides and climate change, 21-24th May 2007, Ventnor, Isle of Wight, UK.*

SENFAUTE G. (1995). La surveillance microsismique de l'exploitation souterraine du charbon aux houillères de Provence. *Thèse, LAEGO, Ecole des Mines, INPL, France 11/09/1995, 256 p. + Annexes.*

SEVE G., BLIVET J.C., POUGET P., BENOIT J., CRANSAC D. (1996). Estimation de la contrainte horizontale dans une pente instable. *In proc. Of the 7th int. symp. on Landslides, June 1996, Trondheim.*

SIMMONS G., COOPER H.W. (1978). Thermal cycling cracks in three igneous rocks. *International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences and Geomechanical Abstract, 15, pp. 145-148*.

SPILLMANN T., MAURER H., GREEN A.G., HEINCKE B., WILLENBERG B., HUSEN S. (2007). Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth, Vol. 112 (7), art. no. B07301.*

STEPHANSSON O. (1993). Rock stress in the Fennoscandian shield. *Comprehensive Rock engineering, editor J.A. Hudson, Pergamon Press, Oxford.*

TERRA ANALYSIS LTD (2006). QuickFieldTM Finite Elements Analysis System. *Quickfield 5.4. User's Guide.*

TERZAGHI K., RICHART F.E. (1952). Stresses in rocks about cavities. *Géotechnique, Vol. 3, pp. 57-90.*

TEZUKA K., NIITSUMPA H. (2000). Stress estimated using microseismis clusters and its relationship to the fracture system of the Hijiori hot dry reservoir. *Engineering Geology, Vol. 56, pp. 47-62.*

THORN C.E. (1979). Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado front range. *Earth Surface Processes, Vol. 4, 211-228.*

UDEC, ITASCA CONSULTING GROUP, INC. (2004). UDEC (Universal Distinct Element Code), version 4.00, Minneapolis, USA.

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

VLCKO J., JEZNY M., PAGACOVA Z. (2005). Thermal expansion effect on slope deformation recordings at Spis Castle. *Proc. of 15th Conference on Engineering Geology (Tagung Ingenieurgeologie), 6-9 April 2005. Erlangen, Germany.*

VLCKO, J. 2004 Extremely slow slope movements influencing the stability of Spis Castle, UNESCO site, *Landslides vol. 1. pp. 67–71.*

VOIGHT B. (1988). A method for prediction of volcanic eruption. *Nature, Vol. 332, 125-130.*

VOIGHT B. (1989). A relation to describe rate-dependent material failure. *Science, Vol. 243, 200-203*.

WALTER J.R., MARTIN C.D., DZIK E.J. (1990) : Confidence intervals for in situ stress measurements. Technical note. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 27, 139*-141.

WALTON R.J. et WOROTNICKI G. (1986). A comparison of three borehole instruments for monitoring the change of rock stress with time. *In Proc. of the International Symposium on Rock Stress and Rock Stress Measurements, Stockholm, 1-3 Sep. 1986.*

WATSON A. D., MOORE D. P., STEWART T. W. (2004). Temperature influence on rock slope movements at Checkerboard Creek. *Landslides: evaluation and stabilization, Proc. 9th International Symposium on Landslides (28 juin - 2 juillet 2004, Rio-de-Janeiro, Brésil).*

WOROTNICKI G. (1993). CSIRO triaxial stress measurement cell. In: Hudson J., editor. *Comprehensive rock engineering, vol. 3, Oxford, Pergamon Press, 329-94.*

YONG C., WANG C.Y. (1980). Thermally induced acoustic emission in westerly granite*. Geophysical Research Letters, Vol. 7, 12, pp. 1089-1092.*

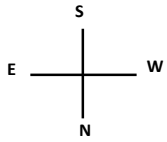
NOTATIONS MATHEMATIQUES ET PHYSIQUES UTILISEES

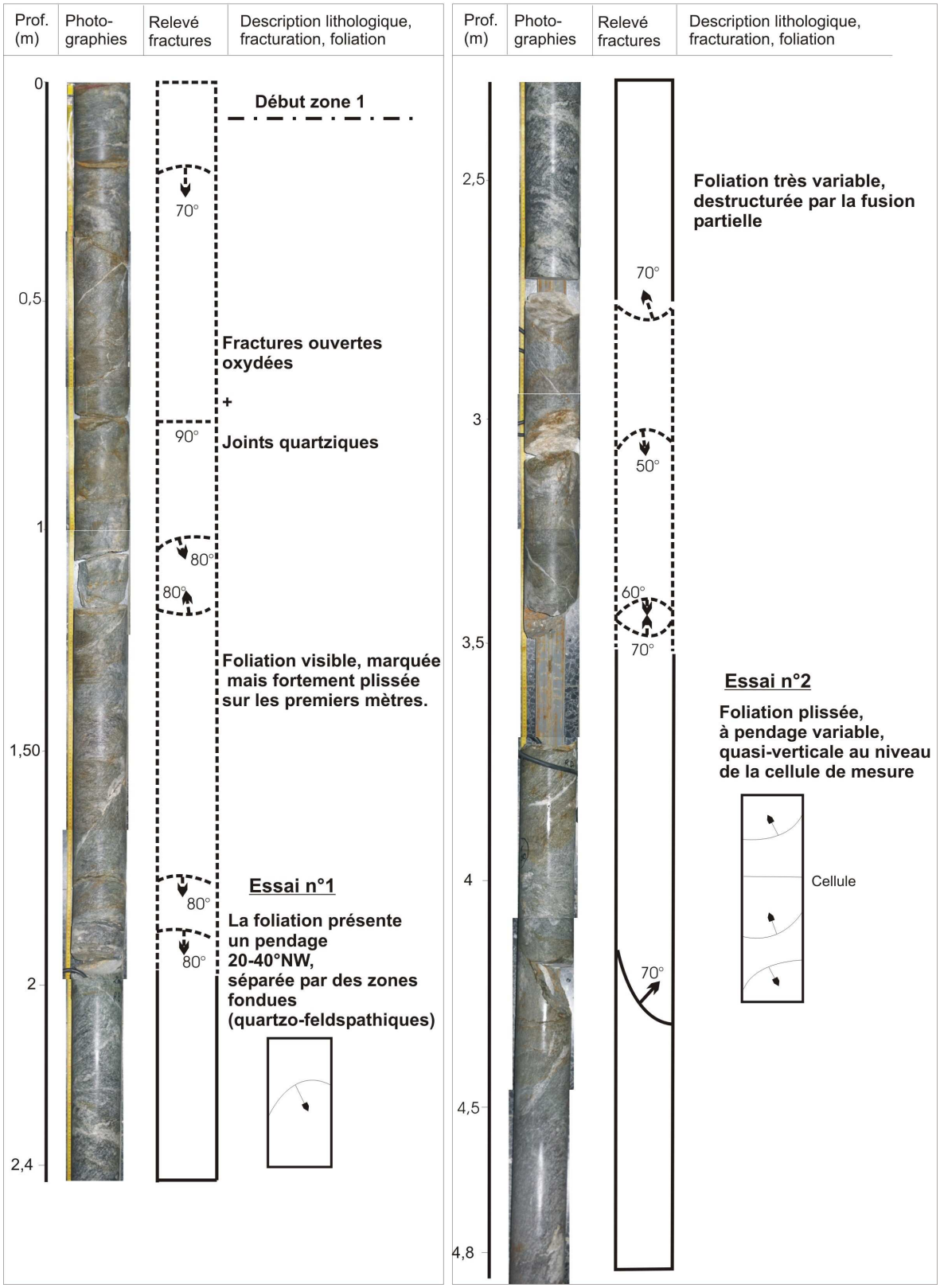
Paramètre	Symbole	unité
Profondeur	x	m ou cm
Temps	t	s
Temps caractéristiques	t^*	s
Surface	S	m
Masse volumique	ρ	$kg.m^{-3}$
Déformations	ε	m/m
Microdéformations	$\mu\varepsilon$	10^{-6}m/m
Déformations orthoradiales	$\varepsilon_{\theta\theta}$	µε
Déformations axiales	ε_{zz}	µε
Déformations diagonales	$\varepsilon_{45/135}$	µε
Contraintes	σ	Pa, kPa, MPa
Contrainte principale majeure	σ_1	Pa, kPa, MPa
Contrainte principale intermédiaire	σ_2	Pa, kPa, MPa
Contrainte principale mineure	σ_3	Pa, kPa, MPa
Matrice d'élasticité	M	
Module de Young	E	GPa
Module de Young de la masse rocheuse	E_{rm}	GPa
Module de Young de la roche intacte	E_i	GPa
Module de Young équivalent	E_{eq}	GPa
Module de Young isotrope transverse	E_1	GPa
Module de Young isotrope transverse	E_2	GPa
Coefficient de Poisson	ν	-
Coefficient de Poisson équivalent	ν_{eq}	-
Coefficient de Poisson isotrope transverse	ν_{12}	-
Coefficient de Poisson isotrope transverse	ν_{21}	-
Coefficient de Poisson isotrope transverse	ν_{23}	-
Module de cisaillement	G	GPa
Module de cisaillement isotrope transverse	G_{12}	GPa
Module de cisaillement isotrope transverse	G_{23}	GPa
Raideur normale	Kn	$GPa.m^{-1}$
Raideur tangentielle	Ks	$GPa.m^{-1}$
Cohésion	C	kPa

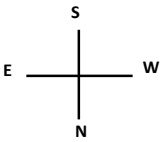
Angle de frottement	φ	°
Résistance en traction	R_t	kPa
Rapport d'anisotropie	R	-
Azimut de la foliation	A	°N
Pendage de la foliation	D	°
Rayon interne d'une carotte	R_i ou $R1$	mm
Rayon externe d'une carotte	R_o ou $R3$	mm
Geological Strength Index	GSI	-
Pulsation	$\omega = \frac{2 \cdot \pi}{\tau}$	s^{-1}
Période	τ	s
Température	T	°C
Température initiale	T_0	°C
Amplitude thermique	A	°C
Conductivité Thermique	k	$W.m^{-1}.°C^{-1}$
Capacité calorifique massique	Cp	$J.kg^{-1}.°C^{-1}$
Coefficient de dilatation thermique	α	$°C^{-1}$
Diffusivité thermique	a	$1,3\ 10^{-6}\ m^2.s^{-1}$
Profondeur caractéristique de pénétration	$\delta = \sqrt{2a/\omega}$	m
Densités de flux de chaleur	q	$W.m^{-2}$
Quantité de chaleur	H	$W.kg^{-1}$
émissivité	e	-
Coefficient d'échange thermique par convection	h	$W.K^{-1}.m^{-2}$
Constante solaire	Cs	$W.m^2$
Hauteur solaire	Z	m
Déformations mesurées sur la face externe d'un cylindre	ε_{ext}	με
Déformations mesurées sur la face interne d'un cylindre	ε_{int}	με
Déformations mesurées par la cellule CSIRO	$\varepsilon_{_CSIRO}$	με
Déformations réelles de la roche	$\varepsilon_{_réelle}$	με
Facteur correctif	K	-
Indicateur n°1	I_1	με
Indicateur n°2	I_2	με/ °C
Variations de déformations thermiques	$\Delta\varepsilon_T$	με
Variations de contraintes thermiques	$\Delta\sigma_T$	MPa
Contraintes mécaniques	σ_m	MPa
Facteur d'intensité des contraintes, en mode 1	K_1	$MPa.m^{1/2}$
Facteur d'intensité des contraintes, en mode 2	K_2	$MPa.m^{1/2}$

Facteur d'intensité des contraintes, en mode 1, déduit des variations de contraintes thermiques	ΔK_{1T}	MPa.m$^{1/2}$
Facteur d'intensité des contraintes, en mode 2, déduit des variations de contraintes thermiques	ΔK_{2T}	MPa.m$^{1/2}$
Ténacité en mode 1	K_{1C}	MPa.m$^{1/2}$

ANNEXE A. DESCRIPTION DU LOG DU FORAGE

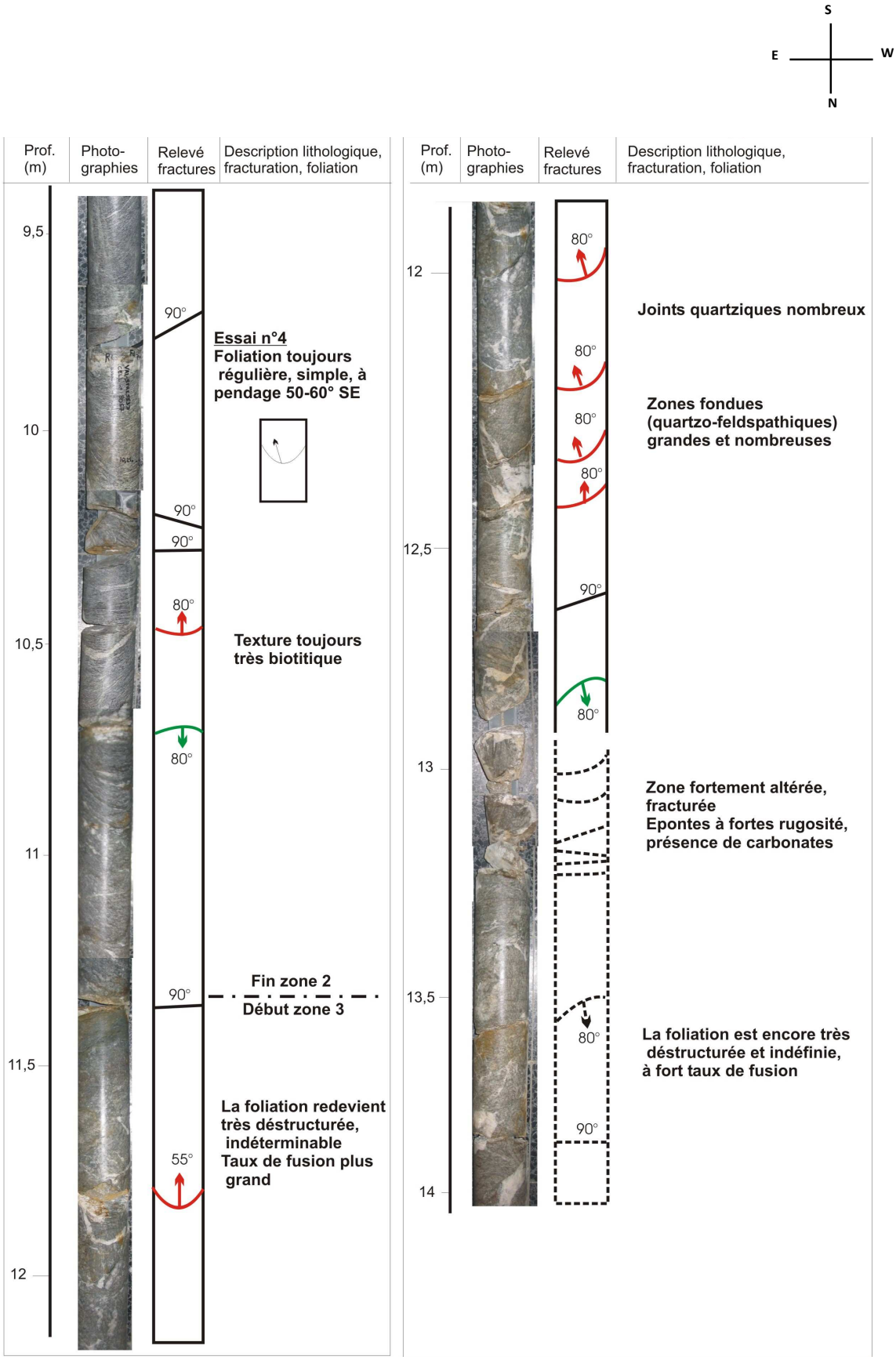


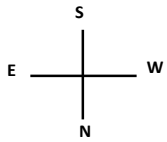


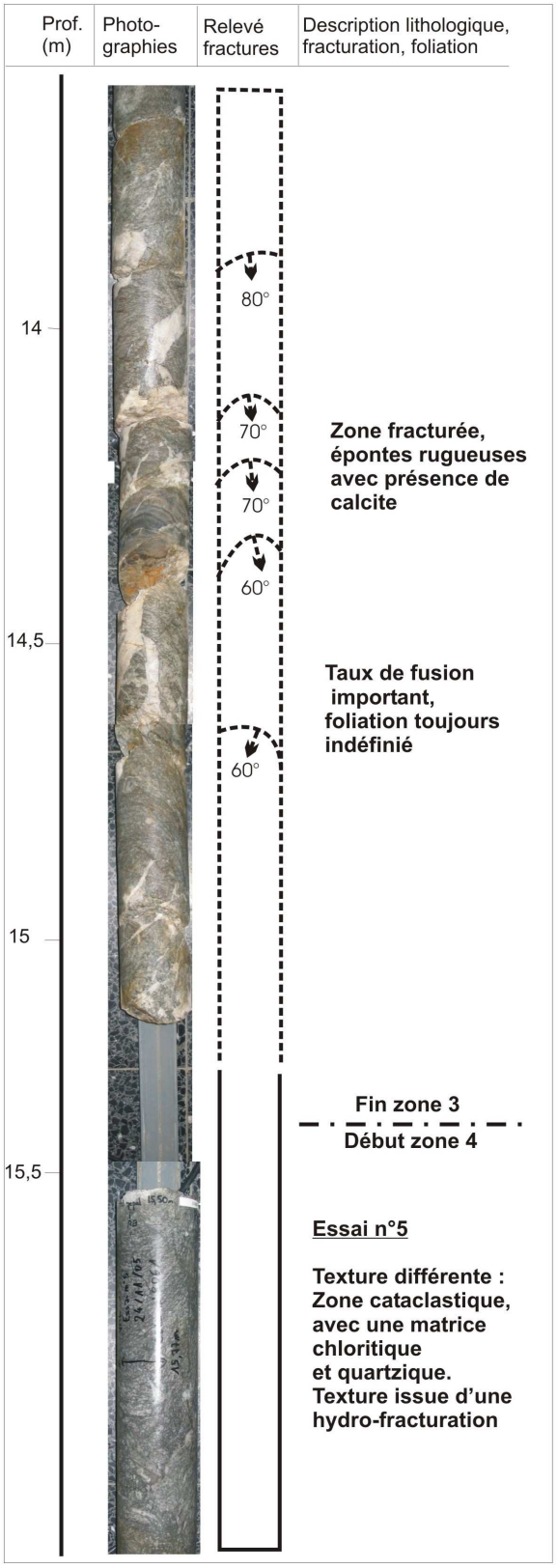


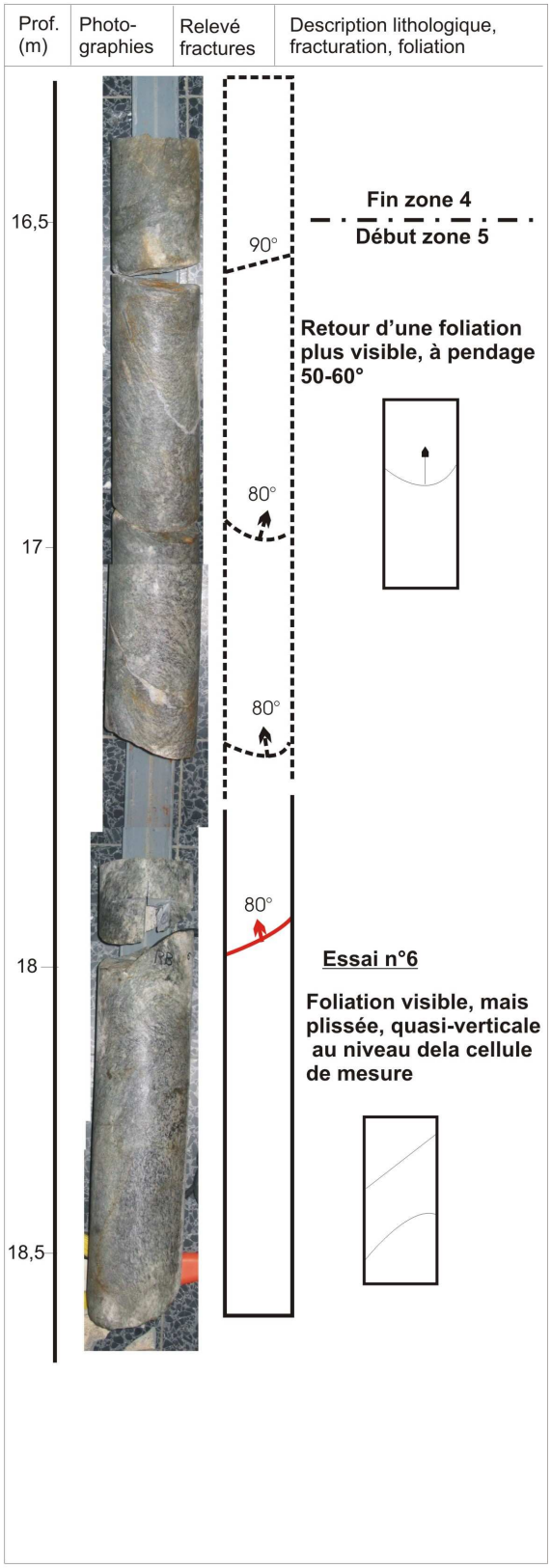
Prof. (m)	Photo-graphies	Relevé fractures	Description lithologique, fracturation, foliation
5		80°	**Grandes zones fondues, granitiques** + **Joints quartziques et chloritiques** **Foliation à pendage 50-60 °NW**
5,5			
6			**Essai n°3** **Foliation à pendage 10-30°, quasi-horizontale au niveau de la cellule de mesure** Cellule
6,5			**Foliation quasi-horizontale**
7		80° 80°	

Prof. (m)	Photo-graphies	Relevé fractures	Description lithologique, fracturation, foliation
7,5		80° 80°	**Diaclases oxydées** **Inflexion (inversion) de la foliation, due à un cisaillement ancien: le pendage NW devient SE**
8			**Taux de fusion plus grand, localement granitique, la foliation est alors indéfinie**
8,5		90° 80°	**Fin zone 1** **Début zone 2**
9		90° 90°	**Foliation plus régulière, plus simple, à pendage 50-60°SE**
9,5			**Texture différente, plus biotitique (mica noir)** **présence de veines chloritiques, dans l'axe du forage, indiquant un cisaillement plus ancien**

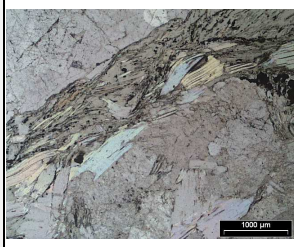
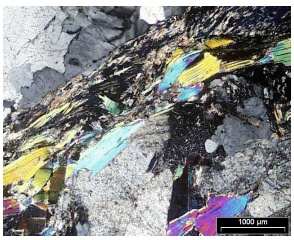
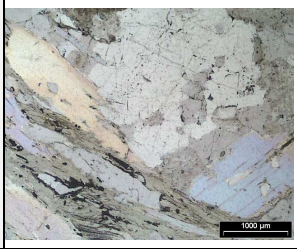
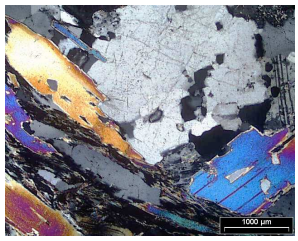
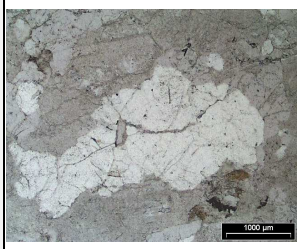
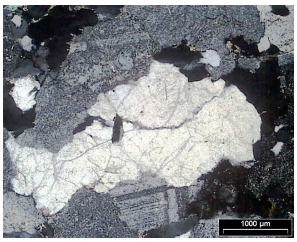
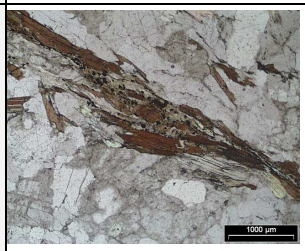
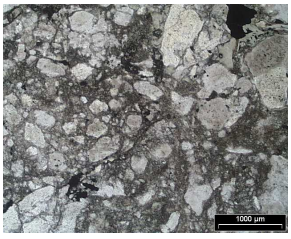
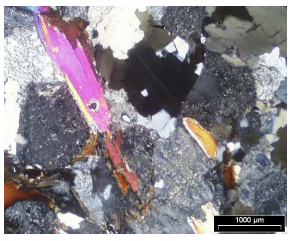

S
E
W
N
Prof. (m)
Photo-graphies
Relevé fractures
Description lithologique, fracturation, foliation
9,5
10
10,5
11
11,5
12
90°
90°
90°
80°
80°
90°
55°
Essai n°4
Foliation toujours régulière, simple, à pendage 50-60° SE
Texture toujours très biotitique
Fin zone 2
Début zone 3
La foliation redevient très déstructurée, indéterminable
Taux de fusion plus grand
Prof. (m)
Photo-graphies
Relevé fractures
Description lithologique, fracturation, foliation
12
12,5
13
13,5
14
80°
80°
80°
80°
90°
80°
80°
90°
Joints quartziques nombreux
Zones fondues (quartzo-feldspathiques) grandes et nombreuses
Zone fortement altérée, fracturée
Epontes à fortes rugosité, présence de carbonates
La foliation est encore très déstructurée et indéfinie, à fort taux de fusion


S
E
W
N


Prof. (m)
Photo-graphies
Relevé fractures
Description lithologique, fracturation, foliation
14
14,5
15
15,5
80°
70°
70°
60°
60°
Zone fracturée, épontes rugueuses avec présence de calcite
Taux de fusion important, foliation toujours indéfinié
Fin zone 3
Début zone 4
Essai n°5
Texture différente : Zone cataclastique, avec une matrice chloritique et quartzique. Texture issue d'une hydro-fracturation


Prof. (m)
Photo-graphies
Relevé fractures
Description lithologique, fracturation, foliation
16,5
17
18
18,5
90°
80°
80°
80°
Fin zone 4
Début zone 5
Retour d'une foliation plus visible, à pendage 50-60°
Essai n°6
Foliation visible, mais plissée, quasi-verticale au niveau dela cellule de mesure

ANNEXE B. DESCRIPTION DES LAMES MINCES EXTRAITES DU FORAGE

Numéro et profondeur de la lame mince	Illustrations		Description
	En LPnA (Lumière Polarisée non Analysée)	En LPA (Lumière Polarisée Analysée)	
Lame n°1 2 m 45			Les lames n°1 n°2 présentent les caractéristiques communes suivantes : - altération marquée du quartz (extinction en LPA ondulante) et fracturation (avec insertion de calcite dans les fissures) - altération des feldspaths plagioclases : clivage brouillé et tendance à la "séricitisation", c'est-à-dire à la transformation en micas, sous l'action de l'eau - forte proportion de chlorite dans les lits sombres, due à l'altération du mica noir (ou biotite) - présence d'inclusions fluides - lits minéralogiques grossiers et discontinus La lame n°2 se distingue de la lame n°1 par la présence de cristaux de mica de plus grande taille et par une proportion plus importante de quartz
Lame n°2 4 m 35			
Lame n°3 6 m 35			- La lame a été taillée dans une zone migmatisée - La structure n'est plus foliée, mais granitique et grenue, composée de phénocristaux de quartz et de feldspaths, avec quelques rares inclusions de mica - Les cristaux présentent de nombreuses marques d'altération et de fracturation, postérieures à la migmatisation du gneiss
Lame n°4 10 m 25			- La lame appartient à la zone 2, dite biotitique - Elle diffère par la présence de lits minéralogiques très fins, réguliers et linéaires. Les lits sombres présentent une plus grande proportion de biotite.
Lame n°5 15 m 75			- La texture est brèchique : on observe une matrice quartzique et chloridrique (cristaux broyés), où baignent des cristaux millimétriques de quartz, feldspaths et micas, encore plus altérés que dans les lames précédentes (formes pointues, anguleuses, fracturées) - Présence de calcite dans les fractures et d'inclusions fluides qui indiquent l'action d'une importante circulation d'eau (hydrofracturation)
Lame n°6 18 m 35			- La lame présente une structure foliée, de même nature que les lames n°1 et 2 - Les lits minéralogiques sont discontinus et les minéraux présentent encore un degré fort d'altération et de fracturation. Les inclusions fluides sont encore plus nombreuses dans cette lame.

ANNEXE C. SYNTHESE DES ESSAIS MECANIQUES MENES SUR LE GNEISS DE VALABRES ENTRE 2003 ET 2007

Origine \ paramètres physiques			Module de Young (GPa), avec *E1* et *E2* calculés dans le sens perpendiculaire et parallèle à la foliation	Coefficient de Poisson	Résistance en compression simple (MPa) Avec θ : angle par rapport à la foliation	Vitesses des ondes (m/s)	Dimension des échantillons	Origine des échantillons
Essais en laboratoire, réalisés en 2003-2004	CETE d'Aix-en-Provence	Essais compression uni-axiale	E_1 =15,3 E_2 = 38,3		75 (θ=0) 55 (θ=45) 95 (θ=90)		Hauteur : 100 mm diamètre : 50 mm	Blocs récupérés au bord de l'ancienne route
	LAEGO – ENSG	Essais acoustiques				*Vp* = 3457- 5036	Hauteur : 100 mm diamètre : 64 mm	Carottes issues des forages des sondes microsismiques
Caractérisation mécanique à l'échelle du versant, 2003-2004	Gunzburger, 2004	Mesures au scléromètre			40-88		Mesures in situ	
		Mesures au SCARABEE	E_{eq} = 16,3- 25,5	0,11- 0,31		*Vp* = 3996 *Vs* = 2284	Mesures in situ	
		Calcul du RMR	14,9				-	-
Essai en laboratoire 2006 LAEGO-INERIS	Essais biaxiaux		Essai 1 = 27,5 Essai 5 = 29,76	Essai 1 = 0,12 Essai 5 = 0,6			Hauteur : 600 mm diamètre : 120 mm	Carottes issues du forage de surcarottage
	Essais en compression uni-axiale		Essai 1 E_1 =41 E_2 =58	Essai 1 v_{12} =0,13 v_{21} = 0,16 v_{23} = 0,15	Essai 1 76,6 (θ=0) 71,7 (θ=45) 60,9 (θ=90)		Hauteur : 76 mm diamètre : 38 mm	Carottes issues du forage de surcarottage
			Essai 5 E_1 =41 E_2 =51	Essai 5 v_{12} =0,10 v_{21} = 0,16 v_{23} = 0,13	Essai 5 84,36 (θ=0) 79,85 (θ=45) 83,6 (θ=90)			

Origine \ Paramètres physiques		Module de Young (GPa), avec E_1 et E_2 calculés dans le sens perpendiculaire et parallèle à la foliation.	Coefficient de Poisson	Résistance en compression simple (MPa) Avec θ : angle par rapport à la foliation	Vitesses des ondes (m/s)	Dimension des échantillons	Origine des échantillons
Essai en laboratoire 2006 LAEGO-INERIS	Essais acoustiques	Essai 1 E_1 = 37 E_2 =54	Essai 1 v_{12} =0,30 v_{21} = 0,43 v_{23} = 0,20		Essai 1 $Vp_{(\theta=0)}$= 5150 $Vs_{(\theta=0)}$= 2500 –2900 $Vp_{(\theta=45)}$= 4500 $Vs_{(\theta=45)}$= 2500 –2900 $Vp_{(\theta=90)}$= 4500 $Vs_{(\theta=90)}$= 2450 –2800	Hauteur : 76 mm diamètre : 38 mm	Carottes issues du forage de surcarottage
		Essai 5 E_1 = 41 E_2 =51	Essai 5 v_{12} =0,07 v_{21} = 0,05 v_{23} = 0,13		Essai 5 $Vp_{(\theta=0)}$= 4200 $Vs_{(\theta=0)}$= 2600 –2800 $Vp_{(\theta=45)}$= 3950 $Vs_{(\theta=45)}$= 2600 –2800 $Vp_{(\theta=90)}$= 3900 $Vs_{(\theta=90)}$= 2550 –2750		
Essai en laboratoire 2007 CETE Toulouse STABROCK	Essais mécaniques et acoustiques			25-85 (θ =0) 81-109 (θ =90)		Hauteur : 100 mm diamètre : 50 mm	Blocs récupérés au bord de l'ancienne route

ANNEXE D. CALCUL DES CONTRAINTES PAR INVERSION DES DEFORMATIONS MESUREES LORS DU SURCAROTTAGE

Le calcul des contraintes, à partir des déformations mesurées en fin de surcarottage, nécessite l'inversion de la loi de Hooke généralisée, qui s'exprime tel que :

$$[\varepsilon]^{6*1}_{(X,Y,Z)} = [M]^{6*6} . [\sigma]^{6*1}_{(X,Y,Z)} \qquad \text{[Eq_57]}$$

avec : $[\varepsilon]$ le tenseur des déformations déduit des mesures de l'essai de surcarottage

$[M]$ la matrice d'élasticité

et $[\sigma]$ le tenseur des contraintes.

Nous explorerons le cas d'un essai mené dans une **zone isotrope** puis dans le cas d'une **zone isotrope transverse.**

Cas isotrope

Soit *(O, X, Y, Z)*, le repère dans lequel est mené l'essai. Dans le cadre de cette thèse, le repère est tel que l'axe X indique le Nord et l'axe du forage, l'axe Z l'est et Y la verticale (cf. Figure 120).

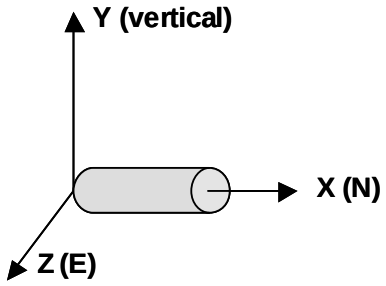


Figure 120 : Définition du plan (O, X, Y, Z)

Dans le cas d'un essai mené dans une zone isotrope, la loi de Hooke généralisée [Eq_57], est modifié tel que :

$$[\varepsilon]^{12*1}_{(X,Y,Z)} = [M]^{12*6} . [\sigma]^{6*1}_{(X,Y,Z)} \qquad \text{[Eq_58]}$$

avec $[\varepsilon]^{12*1}$, le tenseur des déformations construit à partir des mesures des 12 jauges composant la cellule CSIRO, $[M]^{12*6}$ la matrice comprenant les paramètres mécaniques E et v, et $[\sigma]^{6*1}$ le tenseur de contrainte recherché.

[Eq_58] est un système d'équations linéaire surdéterminé puisqu'il comporte 6 inconnues pour 12 données et peut être donc résolu par les outils classiques d'inversion linéaires.

Le problème est ainsi résolue en utilisant la technique des moindres carrées, mise en œuvre sous le logiciel SYTGEOstress, codé sous Mathematica, c'est à dire en minimisant la norme du résidu :

$$[e] = [\varepsilon]_{(X,Y,Z)} - [M].[\sigma]_{(X,Y,Z)} \qquad \text{[Eq_59]}$$

C'est-à-dire :

$$\left\|[e]\right\|^2 = \left\|[\varepsilon]_{(X,Y,Z)} - [M].[\sigma]_{(X,Y,Z)}\right\|^2 = \min \qquad \text{[Eq_60]}$$

Cas isotrope transverse

Soit le repère (O, X_a, Y_a, Z_a) avec (O, Y_a, Z_a) confondu dans le plan isotrope, ou plan de foliation (cf. Figure 121). Dans ce repère, nommé repère isotrope transverse, la loi de Hooke généralisée s'exprime ainsi :

$$[\varepsilon]^{6*1}_{(Xa,Ya,Za)} = [M]^{6*6}.[\sigma]^{6*1}_{(Xa,Ya,Za)} \qquad \text{[Eq_61]}$$

C'est à dire :

$$\begin{pmatrix} \varepsilon xx \\ \varepsilon yy \\ \varepsilon zz \\ \varepsilon yz \\ \varepsilon zx \\ \varepsilon xy \end{pmatrix}_{(Xa,Ya,Za)} = \begin{pmatrix} 1/E_1 & -\nu_{21}/E_2 & -\nu_{21}/E_2 & 0 & 0 & 0 \\ -\nu_{12}/E_1 & 1/E_2 & -\nu_{23}/E_2 & 0 & 0 & 0 \\ -\nu_{12}/E_1 & -\nu_{23}/E_2 & 1/E_2 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1/G_{23} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1/G_{12} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1/G_{12} \end{pmatrix} . \begin{pmatrix} \sigma xx \\ \sigma yy \\ \sigma zz \\ \sigma yz \\ \sigma zx \\ \sigma xy \end{pmatrix}_{(Xa,Ya,Za)} \qquad \text{[Eq_62]}$$

Avec E_1 et E_2, les modules de Young pour des contraintes appliquées perpendiculairement et parallèlement au plan de foliation ν_{12}, ν_{21} et ν_{23}, les coefficients de Poisson et G_{12} et G_{23} les modules de cisaillement.

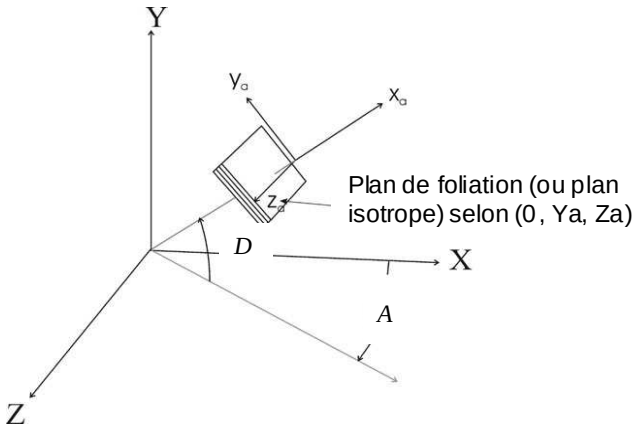


Figure 121 : géométrie du problème isotrope transverse

Dans le cas d'une opération de surcarottage mené dans un matériau anisotrope, les déformations mesurées et les contraintes réelles ne sont pas exprimées dans le repère isotrope transverse (O, X_a, Y_a, Z_a) mais dans le repère de l'essai (O, X, Y, Z), tel qu'il a été défini en Figure 120.

Il est donc nécessaire d'opérer à un changement de repère pour exprimer les tenseurs de déformations et de contraintes dans le repère (O, X, Y, Z).

Soit [B], la matrice de transformation permettant le passage du repère (O, X_a, Y_a, Z_a) au repère (O, X, Y, Z). [B] s'exprime tel que :

$$[B] = \begin{pmatrix} \cos[A]\cos[D] & -\sin[D] & -\sin[A]\cos[D] \\ \sin[A]\sin[D] & \cos[D] & \cos[A]\sin[D] \\ \sin[A]\cos[D] & -\sin[D] & \cos[A]\cos[D] \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} l_x & m_x & n_x \\ l_y & m_y & n_y \\ l_z & m_z & n_z \end{pmatrix} \quad \text{[Eq_63]}$$

Avec A et D le pendage et l'azimut de la normale au plan isotrope, représentés en Figure 121. Ces paramètres sont ceux introduit dans le logiciel d'inversion SytgeoStress®.

Le tenseur de déformation dans le repère de l'essai $[\varepsilon]_{(X,Y,Z)}$ est relié au tenseur dans le repère isotrope transverse $[\varepsilon]_{(Xa,Ya,Za)}$ par l'équation suivante :

$$[\varepsilon]^{6*1}_{(X,Y,Z)} = [P]^{6*6}.[\varepsilon]^{6*1}_{(Xa,Ya,Za)} \quad \text{[Eq_64]}$$

Avec [P] tel que :

$$[P] = \begin{pmatrix} l_x^2 & m_x^2 & n_x^2 & 2m_xn_x & 2l_xn_x & 2l_xm_x \\ l_y^2 & m_y^2 & n_y^2 & 2m_yn_y & 2l_yn_y & 2l_ym_y \\ l_z^2 & m_z^2 & n_z^2 & 2m_zn_z & 2l_zn_z & 2l_zm_z \\ l_yl_z & m_ym_z & n_yn_z & m_zn_y+m_yn_z & l_zn_y+l_yn_z & l_zm_y+l_ym_z \\ l_xl_z & m_xm_z & n_xn_z & m_zn_x+m_xn_z & l_zn_x+l_xn_z & l_zm_x+l_xm_z \\ l_xl_y & m_xm_y & n_xn_y & m_yn_x+m_xn_y & l_yn_x+l_xn_y & l_ym_x+l_xm_y \end{pmatrix} \quad \text{[Eq_65]}$$

Dans le repère (O, X, Y, Z), la loi de Hooke s'exprime à l'aide des expressions :

$$[\varepsilon]_{(X,Y,Z)} = [P].[\varepsilon]_{(Xa,Ya,Za)} = [P].[M][\sigma]_{(Xa,Ya,Za)} \quad \text{[Eq_66]}$$

$$[\varepsilon]_{(X,Y,Z)} = [P].[M].[P]^{-1}.[P].[\sigma]_{(Xa,Ya,Za)} \quad \text{[Eq_67]}$$

$$[\varepsilon]_{(X,Y,Z)} = \underbrace{[P].[M].[P]^{-1}}.\underbrace{[P].[\sigma]_{(Xa,Ya,Za)}} \quad \text{[Eq_68]}$$

$$[\varepsilon]^{6*1}_{(X,Y,Z)} = \quad [N]^{6*6} \quad [\sigma]^{6*1}_{(X,Y,Z)} \quad \text{[Eq_69]}$$

Afin de correspondre aux dimensions de la mesure, [Eq_69] est modifié tel que :

$$[\varepsilon]^{12*1}_{(X,Y,Z)} = [N]^{12*6} . [\sigma]^{6*1}_{(X,Y,Z)} \quad \text{[Eq_70]}$$

avec $[\varepsilon]_{(X,Y,Z)}$ déduit des mesures en déformation des jauges extensométriques, $[\sigma]_{(X,Y,Z)}$ la grandeur recherchée et $[N]$ la matrice composée des paramètres mécaniques définis dans le plan isotrope (composantes de la matrice $[M]$) et des paramètres géométriques, c'est-à-dire les azimut et foliation de la normale au plan isotrope (composantes de la matrice [P]).

L'opération d'inversion est ensuite similaire à celle décrite pour le cas isotrope.

ANNEXE E. MODELISATION NUMERIQUE DE L'ETAT DE CONTRAINTES DANS LE VERSANT : ETUDE PARAMETRIQUE

Afin de modéliser l'état de contraintes dans le versant, puis de le comparer aux contraintes mesurées, une étude paramétrique a été menée. L'étude porte sur les paramètres méconnus du modèle et qui peuvent avoir une influence sur les résultats. Les paramètres testés sont les suivants :

- la loi de comportement : les comportements élastique et élastoplastique ont été testés ;
- la prise en compte, ou non, de l'anisotropie transversalement isotrope;
- le mode de chargement : l'état de contrainte du versant peut être obtenu en appliquant au modèle la gravité (versant chargé par son propre poids) ou une force de déconfinement, qui correspondrait au creusement de la vallée.

L'étude paramétrique a été menée sur une coupe verticale bidimensionnelle située au niveau du forage de surcarottage. Un Modèle Continu Equivalent a été utilisé, c'est-à-dire que la fracturation n'a pas été prise en considération. Le code aux éléments finis CESAR-LCPC-v4 (logiciel diffusé par Itech) a été mis en œuvre.

Description générale des modèles

La géométrie et les conditions aux limites sont identiques aux modèles présentés dans la section 5.6 (chapitre 2), c'est-à-dire :

- les modèles sont de grande taille : 1400 m de hauteur pour 875 m de largeur ;
- l'hypothèse des déformations planes a été considérée ;
- les conditions aux limites ont été fixées en déplacements normaux nuls ;
- le maillage des modèles a été généré de manière progressive.

Le tableau 31 résume les caractéristiques des modèles testés.

Modèle\ Paramètres	Loi de comportement	Mode de chargement	Isotrope/ Anisotrope
Modèle_1	Elastique	Gravité	Isotrope
Modèle_2	Elastique	Gravité	Anisotrope
Modèle_3	Elastique	Déconfinement	Isotrope
Modèle_4	Elastoplastique	Gravité	Isotrope
Modèle_5	Elastoplastique	Déconfinement	Isotrope

Tableau 31 : Détails de l'étude paramétrique et des modèles élaborés.

Les propriétés élastiques de la matrice rocheuse sont déduites de la mise en œuvre de la classification GSI, détaillée dans la section 5.6 (Chapitre 2). Dans le cas d'un modèle élastoplastique, l**es critères de plasticité** sont inspirées des études antérieures menées sur le site de Valabres (Kasperski, 2004, Gunzburger, 2004, Merrien-Soukatchoff, 2006). Les propriétés mécaniques sont résumées en Tableau 32.

Masse volumique	ρ = 2700 kg.m^{-3}
Paramètres élastiques	
Module de Young (E)	Isotrope : 10 GPa Anisotrope : E_1 = 8 Gpa ; E_2 = 12 GPa
Coefficient de Poisson (ν)	0,24
Critères de plasticité	
Cohésion de Mohr-Coulomb (C)	400 kPa
Angle de frottement interne de Mohr-Coulomb (φ)	36°
Angle de dilatance (ψ)	12 °
Résistance à la traction simple σ_1	200 kPa

Tableau 32 : Caractéristiques mécaniques de la matrice rocheuse

Principaux résultats

Pour chaque modèle, les résultats sont exposés à l'aide du tracé des isocontours de la contrainte principale majeure (Figures 122 à 126). Afin de pouvoir comparer avec les mesures réalisées par surcarottage, le profil de la contrainte majeure est tracé, pour chaque modèle, à l'emplacement du forage (Figure 127).

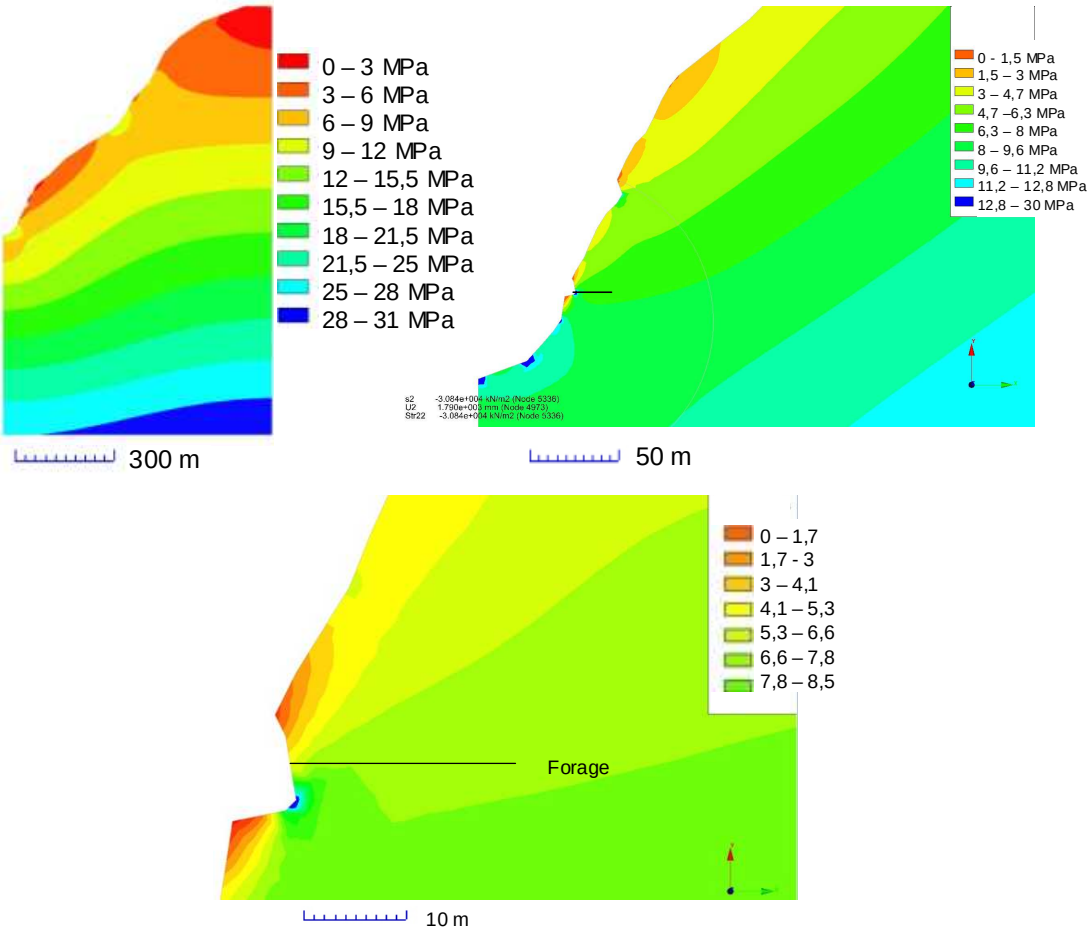


Figure 122 : Modèle 1 : Elastique isotrope, soumis à la gravité

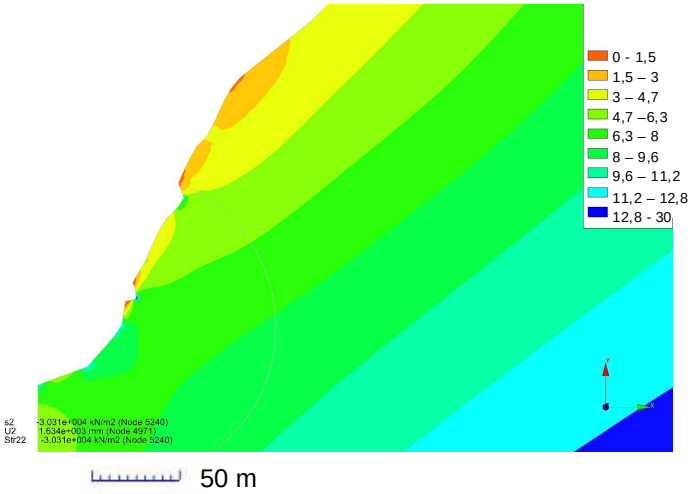


Figure 123 : Modèle 2 : Elastique anisotrope, soumis à la gravité

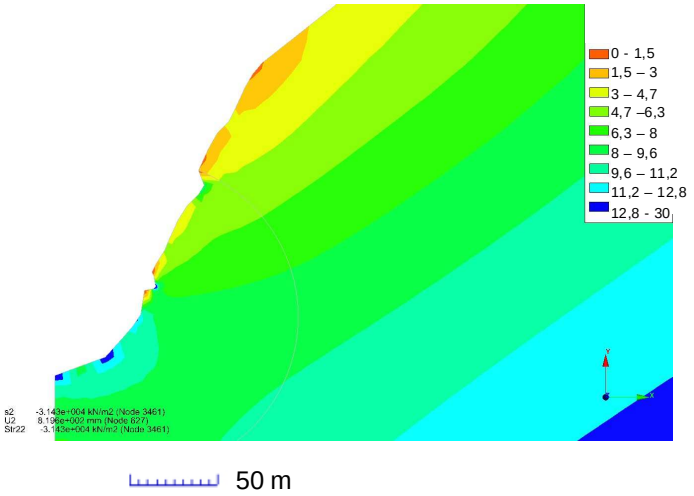


Figure 124 : Modèle 3 : Elastique isotrope, soumis à une force de déconfinement

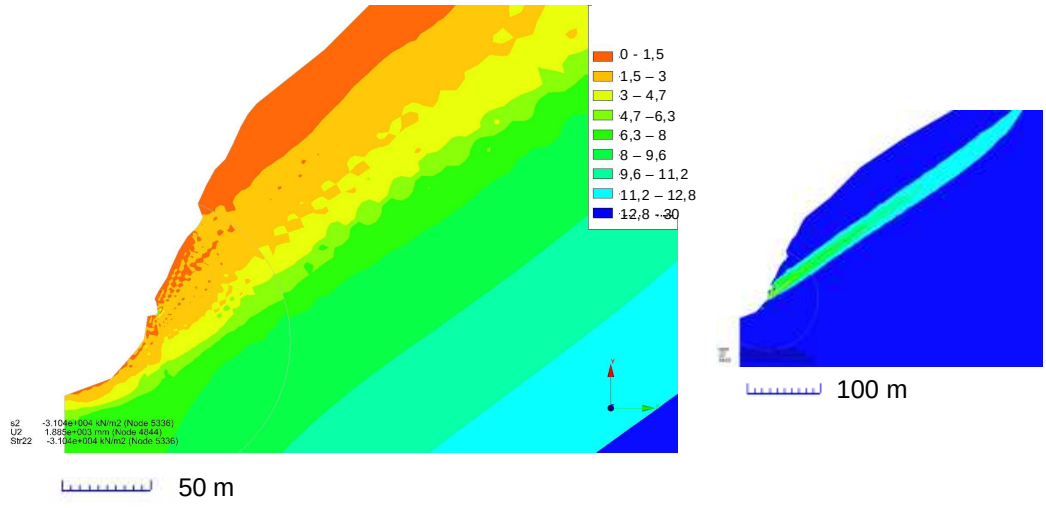


Figure 125 : Modèle 4 : Elastoplastique isotrope, soumis à la gravité. A droite, module de la contrainte majeure. A gauche, localisation des zones plastiques

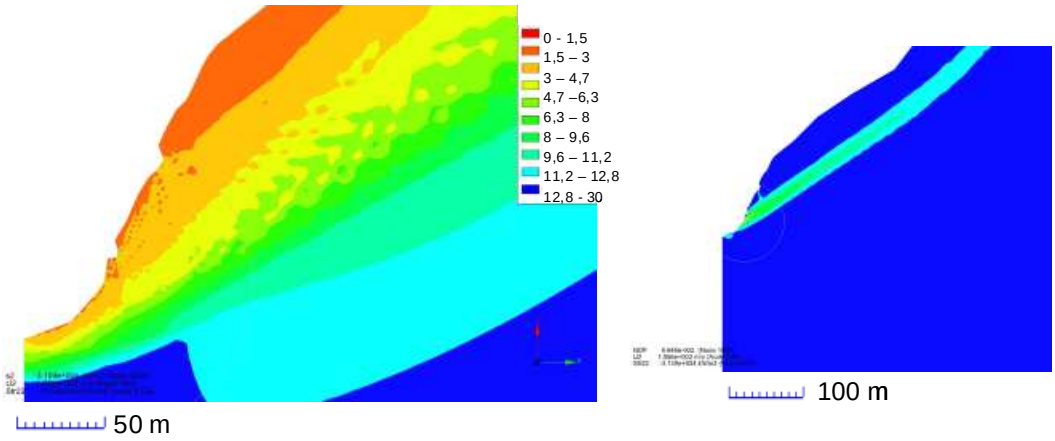


Figure 126 : Modèle 4 : Elastoplastique isotrope, soumis à une force de déconfinement. A droite, module de la contrainte majeure. A gauche, localisation des zones plastiques

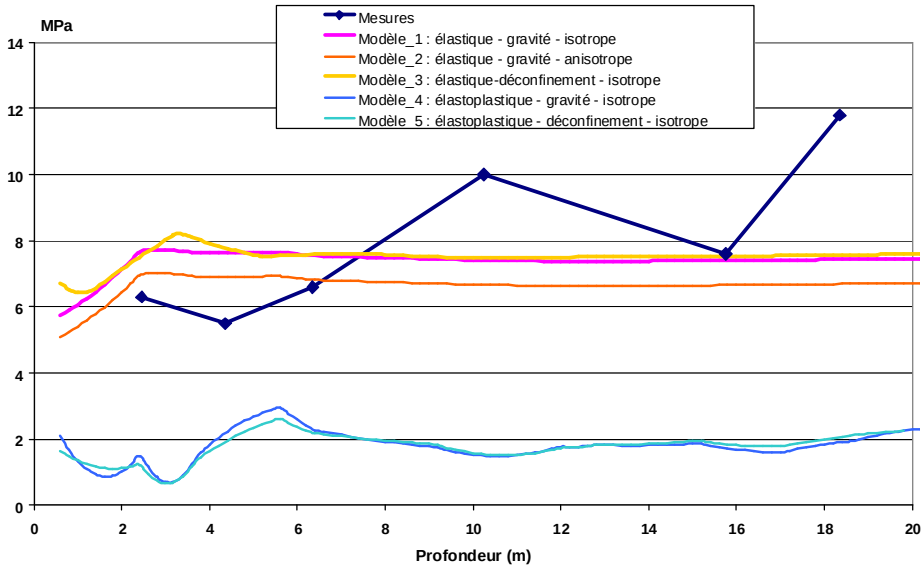


Figure 127 : Profils de la contrainte majeure tirés des mesures et des modèles

Bilan

Les résultats de l'étude paramétrique permettent les remarques suivantes :

- les calculs réalisés en considérant un **matériau élastoplastique** (modèles 4 et 5) ne fournissent pas de résultats réalistes avec le critère de plasticité adopté. En effet, des zones plastiques importantes apparaissent et aboutissent à une surface en plasticité de grande dimension. Cette surface n'est évidemment pas cohérente avec l'état actuel du versant. Par ailleurs, ces résultats sont fortement dépendants des critères de plasticité introduits. Notons que nous n'avons pas décidé d'analyser l'influence des critères de plasticité dans l'étude paramétrique ;
- les calculs réalisés avec un **comportement élastique** permettent de tracer un profil de contraintes majeures compris entre 5 et 8 MPa. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que les mesures, comprises entre 6 et 11 MPa. Néanmoins, un plateau est observé, à partir de 3 m de profondeur. Ce palier peut être expliqué par la topographie originale de la coupe, notamment influencée par la présence de la route et le creux de la vallée ;

- quel que soit le **mode de chargement** (gravité ou déconfinement), les résultats des modèles élastiques isotropes sont presque similaires (modèles 1 et 3). Les faibles différences, visibles près de la surface libre, peuvent potentiellement s'expliquer par un phénomène de distorsion du maillage ;
- le **modèle anisotrope** (modèle 2) diffère des précédents en valeurs absolues. Le profil présente un décalage constant de 0,70 MPa. Sa tendance est parallèle aux précédentes. En effet, la foliation présente, à grande échelle, une direction, quasi-commune à celle de la coupe verticale. Par conséquent, un tel modèle est peu pertinent dans le cas d'une modélisation 2D.

L'ensemble de ces remarques permet de conclure que **le modèle élastique isotrope, chargé par l'action de la gravité**, est le plus représentatif. Ce choix permet d'obtenir des contraintes du même ordre de grandeur que les contraintes mesurées par surcarottage et peut être étendu à d'autres coupes bidimensionnelles, comme réalisé dans la section 5.6. Néanmoins, les mesures sont plus dispersées que les résultats du modèle puisque ce dernier ne prend pas en compte la topographie tridimensionnelle, les discontinuités et les hétérogénéités. La comparaison et l'interprétation sont détaillées en section 5, chapitre 2.

ANNEXE F. MODELISATION NUMERIQUE DE LA FLUTE THERMOMETRIQUE

La flûte thermométrique, installée au niveau de la station *S2,* a été modélisée à l'aide du logiciel aux éléments finis QuickField$^{TM©}$ (Terra Analysis, 2006). L'objectif est de comprendre les fortes valeurs des paramètres thermomécaniques (conductivité et diffusivité thermique, cf. chapitre 3, section 4.3), calculés à partir des enregistrements de températures et qui indiquent une meilleure propagation des températures dans le milieu.

Géométrie et paramètres du modèle

L'ensemble des matériaux constituant la flûte thermométrique, c'est-à-dire les cylindres en téflon et les plots en aluminium (composant les thermistors) sont représentés dans le modèle (Figure 128). Celui-ci est réalisé en 2D, en axisymétrie, l'axe du forage étant considéré comme axe de symétrie (cf. Figure 129).

Le calcul est purement thermique : la température initiale de l'ensemble du modèle a été fixée à 0°C, et les conditions de flux nul ont été imposées aux limites du modèle. La surface libre a ensuite été soumise à une hausse de température de 30°C pendant 10 000 s (soit près de 3 h).

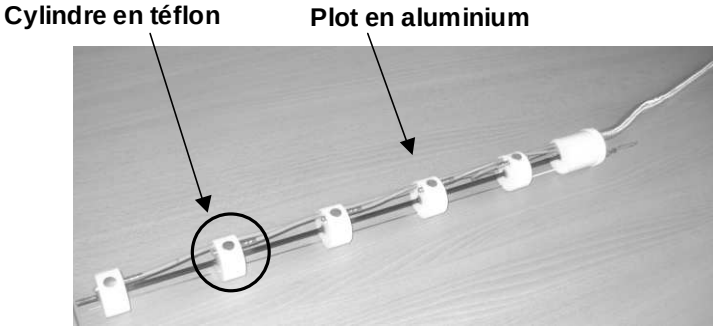


Figure 128 : Illustration de la flûte thermométrique

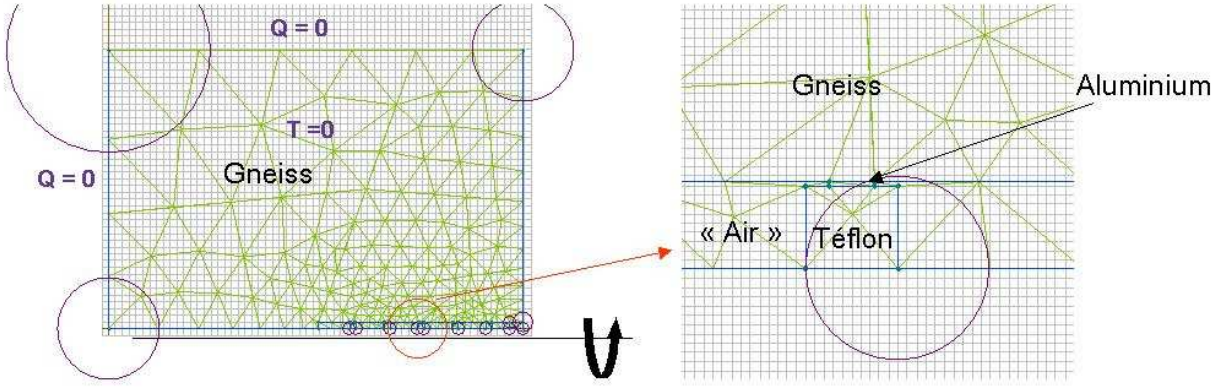


Figure 129 : Géométrie du modèle. Le trait et la flèche noirs indiquent l'axe de symétrie. Le bord droit représente la surface libre

Puisque seul un transfert thermique par conduction a pu être modélisé, des valeurs des propriétés thermiques de l'air (qui transmet sa chaleur par convection) ont été introduites de telle sorte que les températures s'homogénéisent dans les compartiments situés entre chaque cylindre de téflon (cf. Tableau 33).

Matériau	Conductivité k ($W.m^{-1}.C^{o-1}$)	Capacité calorifique Cp ($J.Kg^{-1}.C^{o-1}$)
Aluminium	200	897
Téflon	0,25	1000
Gneiss	2,95	836
Air	500	2000

Tableau 33: Paramètres thermiques utilisés pour la modélisation

Résultats

Le résultat du modèle, visible en Figure 130, met en évidence une meilleure diffusion de la température dans le trou et sur les parois du forage que dans le reste du milieu. On remarque également deux phénomènes : **une isolation entre chaque compartiment (le téflon est isolant : resserrement des isothermes) et une forte diffusion à l'intérieur de chaque compartiment (homogénéisation par l'air : écartement des isothermes).**

La conductivité thermique équivalente k a été calculée par QuickFieldTM© le long de deux profils : au milieu de la matrice de gneiss (1er profil) et à proximité du trou (2nd profil). Ce calcul révèle des valeurs contrastées : 2,95 $W.m^{-1}.℃^{-1}$ pour le premier, ce qui correspond à la conductivité introduite pour le gneiss et 6,8 $W.m^{-1}.℃^{-1}$ pour le second.

Ce contraste pourrait être expliqué par l'hypothèse suivante : **la présence du trou et les phénomènes associés (homogénéisation et isolation) favorise la diffusion des isothermes et entraîne donc une augmentation des paramètres thermiques apparents**.

Si nous admettons cette hypothèse, les paramètres thermiques obtenus par le calcul basé sur les mesures de la flûte (Chapitre 3, section 4.3), sont **des paramètres thermiques « apparents », propres au couplage entre le gneiss et le système de mesure.**

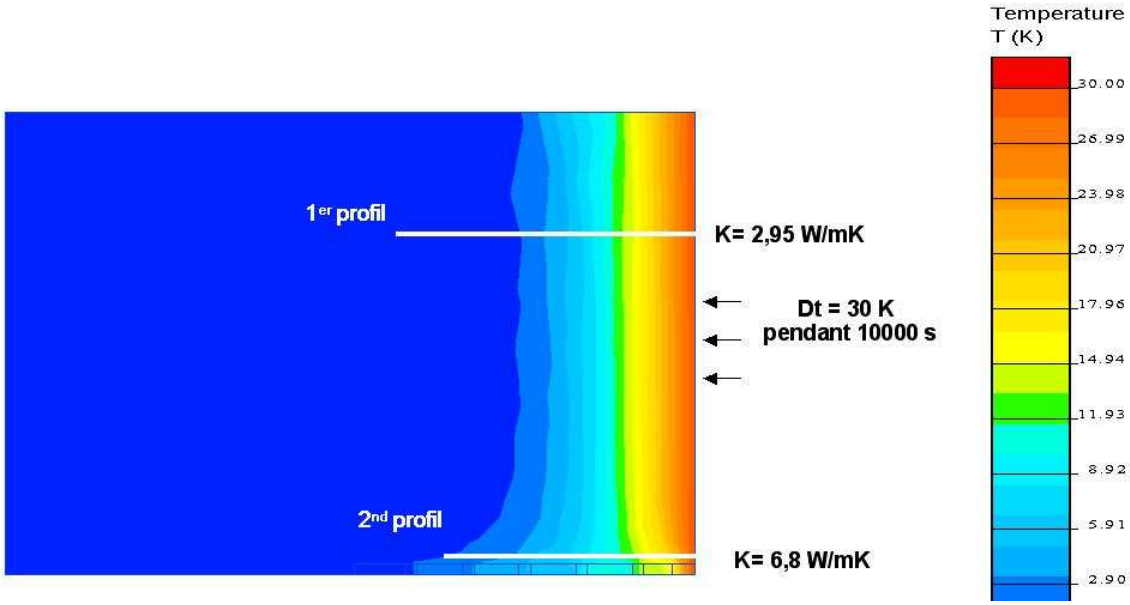


Figure 130 : Résultats du modèle : visualisation des isothermes et calcul de la conductivité thermique k.

ANNEXE G. CALCULS ANALYTIQUES DES EFFETS THERMOMECANIQUES DANS LE CAS D'UN CYLINDRE CREUX ET DU TROU CYLINDRIQUE EN MILIEU SEMI-INFINI

On cherche ici à déterminer les déformations axiales et orthoradiales produites par une variation homogène de la température dans le cas d'un cylindre creux et dans le cas du trou cylindrique placé dans un milieu semi-infini. Le cas du cylindre creux correspond aux conditions des essais en laboratoire. Le cas du trou en milieu semi-infini correspond aux conditions *in situ*.

Les calculs seront réalisés dans le cas d'un unique matériau et dans le cas d'un couplage entre deux matériaux.

Cylindre creux : Cas d'un unique matériau

On considère un cylindre creux, homogène, de rayon interne R_1 et de rayon externe R_2. L'axe des z est placé le long de l'axe du cylindre (Fig. 131). On suppose que le cylindre a un comportement thermoélastique linéaire défini par son module de Young E, son coefficient de Poisson ν (correspondant à des coefficients de Lamé λ et μ) et un coefficient de dilatation thermique α.

L'ensemble du cylindre est soumis à une variation de température imposée T, qui induit l'apparition de déformations thermiques et d'un champ de déplacements calculé par rapport à l'état initial. On considère l'application de la variation thermique suffisamment longue pour que le système atteigne l'état d'équilibre.

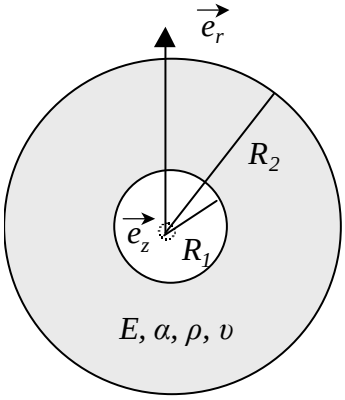


Figure 131 : représentation schématique du cylindre creux.

Le champ de déplacement est purement radial et s'écrit donc :

$$\vec{u} = u(r).\vec{e_r} \qquad \text{[Eq_71]}$$

Le tenseur des déformations s'exprime par :

$$\overline{\overline{\varepsilon}} = sym\,.grad\ \vec{u} \qquad \text{[Eq_72]}$$

$$\overline{\overline{\varepsilon}} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{rr}(r) & 0 & 0 \\ 0 & \varepsilon_{\theta\theta}(r) & 0 \\ 0 & 0 & \varepsilon_{zz}(r) = \alpha.\Delta T \end{bmatrix} \qquad \text{[Eq_73]}$$

Les déformations axiales ε_{zz} sont connues et s'expriment telles que (Noda *et al.,* 2003) :

$$\varepsilon_{zz}(r) = \alpha.\Delta T \qquad \text{[Eq_38]}$$

Le tenseur des contraintes est lié au tenseur des déformations par la loi de Hooke et s'exprime par :

$$\overline{\overline{\sigma}} = \begin{bmatrix} \sigma_{rr}(r) & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_{\theta\theta}(r) & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_{zz}(r) \end{bmatrix} \quad \text{[Eq_74]}$$

L'équation de Navier anisotherme (ou équation de la thermoélasticité) :

$$(\lambda + \mu).grad\ .div\,\vec{u} + \mu.\nabla^2\vec{u} = \alpha.(3\lambda + 2\mu).gradT \quad \text{[Eq_75]}$$

permet, par double intégration, d'exprimer le champ de déplacement par :

$$u(r) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}.\frac{\alpha}{r}\int_{\xi=R_1}^{r} T(\xi).\xi.d\xi + \frac{1}{2}.C_1.r + C_2 \quad \text{[Eq_76]}$$

où C_1 et C_2 sont deux constantes, déterminées à l'aide des conditions aux limites.

Dans le cas du cylindre creux, qui est libre de toutes liaisons, ces conditions sont telles que :

$$\sigma_{rr}(r = R_1) = 0$$

$$\text{et } \sigma_{rr}(r = R_2) = 0$$

ce qui permet d'obtenir des déformations orthoradiales de la forme :

$$\varepsilon_{\theta\theta}(r) = \alpha T \quad \text{[Eq_77]}$$

Trou cylindrique en milieu semi-infini : Cas d'un unique matériau

On considère un trou cylindrique, situé dans un milieu supposé semi-infini. Le rayon du trou est égal à R_1. L'axe des z est placé le long de l'axe du trou (Fig. 2). De même, on suppose que le milieu présente un comportement thermoélastique linéaire défini par ses coefficients E, ν, λ, μ et α.

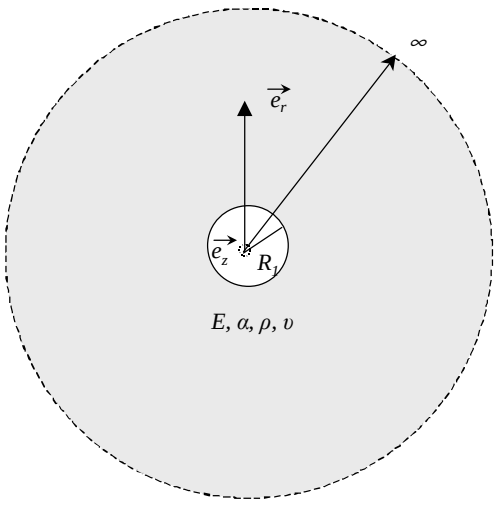


Figure 132 : Représentation schématique du trou cylindrique en milieu semi-infini.

Le raisonnement est identique que dans le cas précédent, c'est-à-dire le champ de déplacements est purement radial et s'exprime à l'aide des expressions [Eq_71] et [Eq_76].

De plus, on supposera que les déformations axiales ε_{zz} peuvent être approchées à l'aide de l'expression des déformations axiales d'un milieu semi-infini tel que :

$$\varepsilon_{zz}(r) = \frac{1+\upsilon}{1-\upsilon}.\alpha.\Delta T \approx (1+2\upsilon).\alpha.\Delta T \qquad \text{[Eq_34]}$$

Le tenseur des déformations s'exprime alors par :

$$\overline{\overline{\varepsilon}} = \begin{bmatrix} \varepsilon_{rr}(r) & 0 & 0 \\ 0 & \varepsilon_{\theta\theta}(r) & 0 \\ 0 & 0 & \varepsilon_{zz}(r) = (1+2\upsilon).\alpha.\Delta T \end{bmatrix} \qquad \text{[Eq_78]}$$

Les conditions aux limites sont différentes puisque le milieu est supposé bloqué à l'infini. Ces dernières sont telles que :

$$\sigma_{rr}(r = R_1) = 0$$

$$\text{et } u_r(r = +\infty) = 0$$

La résolution du problème aboutit à des déformations orthoradiales au niveau des paroi du trou ($r = R_1$) de la forme :

$$\varepsilon_{\theta\theta}(r = R_1) = -\alpha \frac{(1-2\upsilon^2)}{1-2\upsilon} T \qquad \text{[Eq_ 35]}$$

Cylindre creux : Cas du couplage entre deux matériaux

On considère un cylindre creux, composé de deux épaisseurs de matériaux différents. Le cylindre présente un rayon interne R_1, un rayon intermédiaire R_2. et un rayon externe R_3. On suppose que les deux matériaux ont un comportement thermoélastique linéaire caractérisé par les coefficients E_1, ν_1, λ_1, μ_1 et α_1 pour le matériau 1 et E_2, ν_2, λ_2, μ_2 et α_2 pour le matériau 2 (Fig. 133).

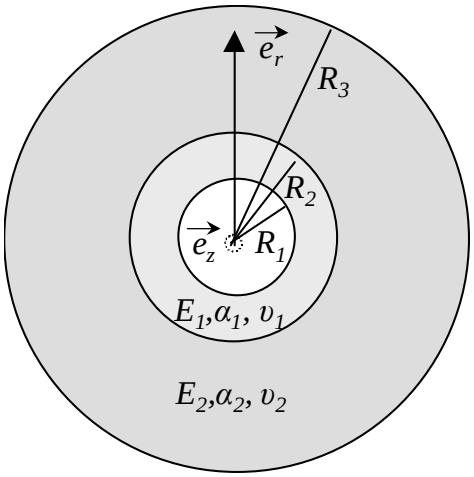


Figure 133 : représentation schématique du cylindre creux à 2 matériaux.

Le raisonnement est identique que dans le cas du cylindre homogène. Les conditions aux limites sont telles que :

$$\sigma_{rr}(r = R_1) = 0$$

$$\text{et } \sigma_{rr}(r = R_3) = 0$$

Néanmoins, la résolution du problème nécessite des hypothèses supplémentaires suivantes. On suppose ainsi que

- en $r = R_2$, les déplacements sont continus ;
- en $r = R_2$, les contraintes radiales sont continues ;

Des hypothèses simplificatrices sont également émises :

- la rigidité du matériau 2 est très supérieure à la rigidité du matériau 1, c'est-à-dire $E_2 >> E_1$;
- le rayon externe R_3 est très supérieure aux rayons intermédiaire R_2 et interne R_1, c'est-à-dire $R_3 >> R_2 > R_1$

Les déformations orthoradiales au niveau du rayon interne ($r = R_1$) sont alors de la forme :

$$\varepsilon_{\theta\theta}(r = R_1) = T\left(\alpha_2 - (\alpha_1 - \alpha_2).(1+\upsilon_1)\frac{{R_2}^2 - {R_1}^2}{{R_2}^2(1-2\upsilon_1) + {R_1}^2}\right) \qquad \text{[Eq_79]}$$

Trou cylindrique en milieu semi-infini : Cas du couplage entre deux matériaux

On considère un trou cylindrique contenant une épaisseur le long de ses parois (matériau 1), situé dans un milieu semi-infini (matériau 2). Le rayon interne (paroi du matériau 1) est R_1, et le rayon du trou (interface entre matériau 1 et matériau 2) est R_2. On suppose que les deux matériaux ont un comportement thermoélastique linéaire caractérisé par les coefficients E_1, υ_1, λ_1, μ_1 et α_1 pour le matériau 1 et E_2, υ_2, λ_2, μ_2 et α_2 pour le matériau 2 (Fig. 134).

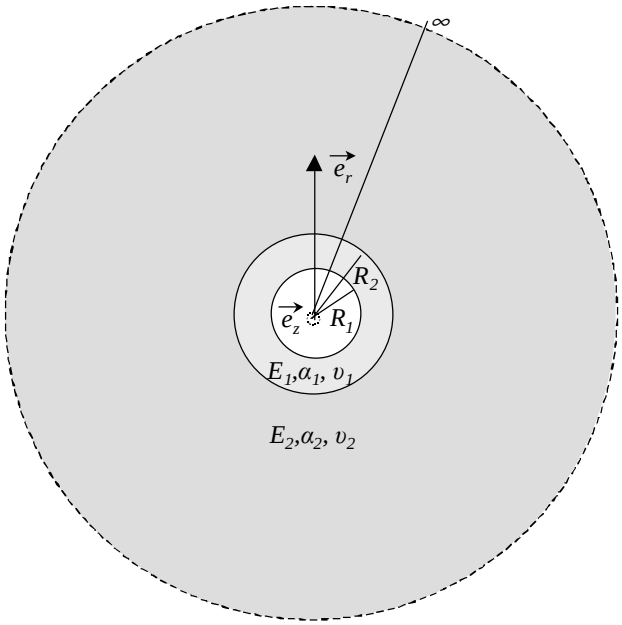


Figure 134 : Représentation schématique du trou cylindrique en milieu semi-infini. Cas de deux matériaux.

Le raisonnement est identique que dans le cas simple du milieu semi-infini homogène. Les conditions aux limites sont telles que :

$$\sigma_{rr}(r = R_1) = 0$$

$$\text{et } u_r(r = +\infty) = 0$$

Néanmoins, la résolution du problème nécessite des hypothèses supplémentaires suivantes. On suppose ainsi que :

- en $r = R_2$, les déplacements sont continus ;
- en $r = R_2$, les contraintes radiales sont continues ;
- la rigidité du matériau 2 est très supérieure à la rigidité du matériau 1, c'est-à-dire $E_2 >> E_1$.

Les déformations orthoradiales au niveau du rayon interne ($r = R_1$) sont alors de la forme :

$$\varepsilon_{\theta\theta}(r = R_1) = T\,\frac{R_1^{\,2}(2\upsilon_2 - 1)(\alpha_1(1+\upsilon_1) - \alpha_2\upsilon_1(1+2\upsilon_2)) + R_2^{\,2}(-\alpha_1(1+\upsilon_1)(2\upsilon_2 - 1) + \alpha_2(2 - 3\upsilon_1 + 4(2\upsilon_1 - 1)\upsilon_2^{\,2}))}{(R_1^{\,2} + R_2^{\,2}(1 - 2\upsilon_1))(2\upsilon_2 - 1)} \quad \text{[Eq_80]}$$

ANNEXE H. MISE EN EVIDENCE D'ARTEFACTS DE MESURE LORS DES ESSAIS DE DILATATION THERMIQUE EN LABORATOIRE

Les essais de dilatation thermique en laboratoire, détaillée au chapitre 3, section 6.3, ont permis de mettre en évidence le phénomène de dérive ainsi que la dilatation propre du système de mesure. Néanmoins, deux autres artefacts instrumentaux ont également été révélés lors des essais et sont détaillés dans cette annexe. Il s'agit de :

- **l'artefact 1** : découplage entre la colle époxy et le support entrainant une chute ponctuelle dans le temps des mesures en déformations ;
- **l'artefact 2** : perturbation électrique provoquant un "saut" des déformations.

Ces artefacts sont susceptibles de perturber les mesures in situ en générant des erreurs difficilement corrigeables.

Artefact 1

L'artefact 1 correspond à **une chute brutale des déformations mesurées par la cellule CSIRO**. L'artefact a été mis en évidence, lors d'une hausse des températures, sur les mesures acquises par la cellule installée dans la carotte de PMMA. Cette chute est brève : elle est visible, selon les jauges, sur 1 à 2 acquisitions (soit 15 à 30 minutes, cf. Figure 135) Son amplitude est comprise entre 500 et 1500 microdéformations.

Ce phénomène a été nommé « ripage », car il pourrait correspondre au **glissement du système de mesure dans la carotte. Ce glissement est provoqué par le découplage entre la colle époxy et le support en PMMA**. Notons que l'époxy est peu adhérent sur ce type de support. Une augmentation rapide de la température, ainsi que des températures élevées, semblent favoriser cet artefact.

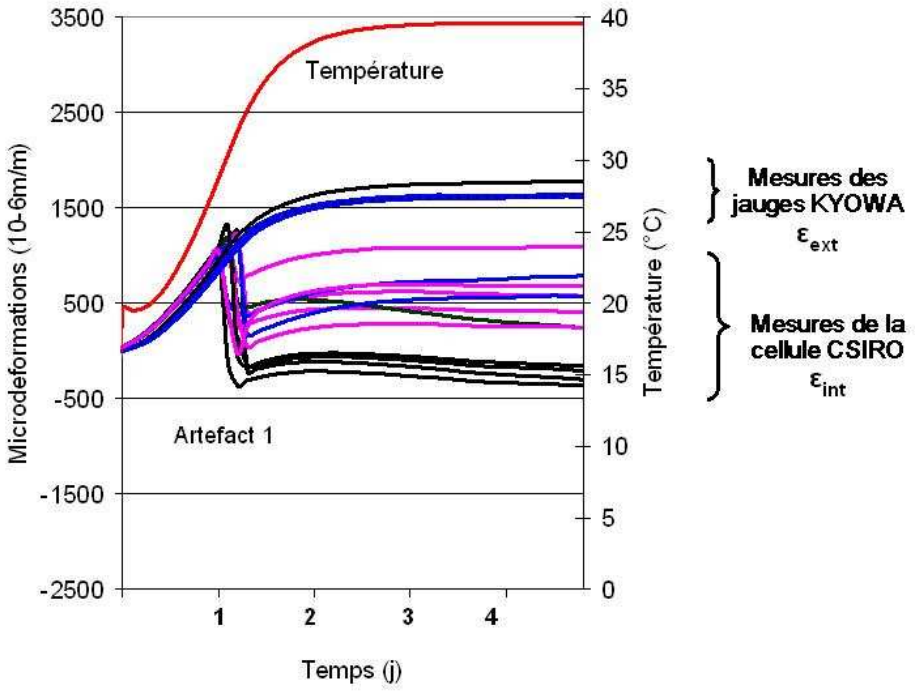


Figure 135 : Déformations axiales (en bleu), orthoradiales (en noir) et diagonales (en rose) mesurées sur la carotte de PMMA par la cellule CSIRO et les jauges KYOWA. Mise en évidence de l'artefact 1.

Artefact 2

L'artefact 2 correspond à un "saut" des déformations (hausse puis baisse, ou l'inverse) mesuré par l'ensemble de la chaîne de mesure. Cet artefact apparait sous forme de séries, de faibles amplitudes (30 microdéformations environ).

Lors des essais en laboratoire, l'artefact fut mesuré par l'ensemble de la chaîne de mesure, c'est-à-dire jauges externes et cellules CSIRO, et pour l'ensemble des carottes (gneiss et PMMA). Ces artefacts ont été mesurés sur 6 à 7 acquisitions et forment un « saut » jusqu'à un retour des déformations à l'état initial (Figure 136).

L'origine de ces artefacts reste mal comprise. Du fait de son caractère généralisé à l'ensemble des capteurs, **l'hypothèse la plus vraisemblable est une perturbation électrique épisodique de la chaîne de mesure.**

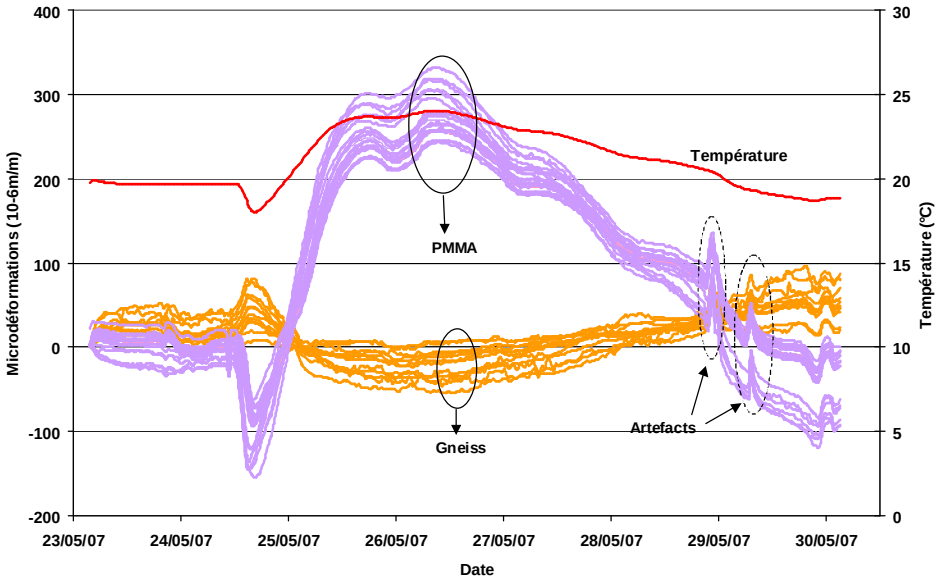


Figure 136 : Ensemble des déformations (cellule CSIRO et jauges KYOWA) mesurées sur les carottes de gneiss et de PMMA et température dans l'enceinte. Mise en évidence de l'artefact 2.

Conséquences pour l'auscultation

Ces deux types d'artefacts sont susceptibles de perturber les mesures in situ.

En effet, par son importance, l'artefact 1 est bien visible. Si le phénomène de « ripage » apparaissait sur site, alors celui-ci pourrait produire un fort décalage des mesures d'une station par rapport à leur valeur initiale et donc perturber l'analyse. La difficulté se trouve accrue si l'artefact se produit lors d'une période d'arrêt de l'acquisition où aucune correction n'est alors possible car il ne peut être décelé. Cet artefact est suspecté sur les mesures de la cellule 01, où un fort décalage (plus de 1500 με) a été observé à la reprise de l'auscultation en décembre 2006 (Figure 137).

L'artefact 2, bien que de plus faible amplitude, peut également perturber l'analyse. Pour de faibles amplitudes en déformations mesurées in situ, de tels « sauts » sont repérables. L'artefact affecte notamment les mesures de la cellule 08, dont les variations naturelles en déformation sont faibles (Figure 138).

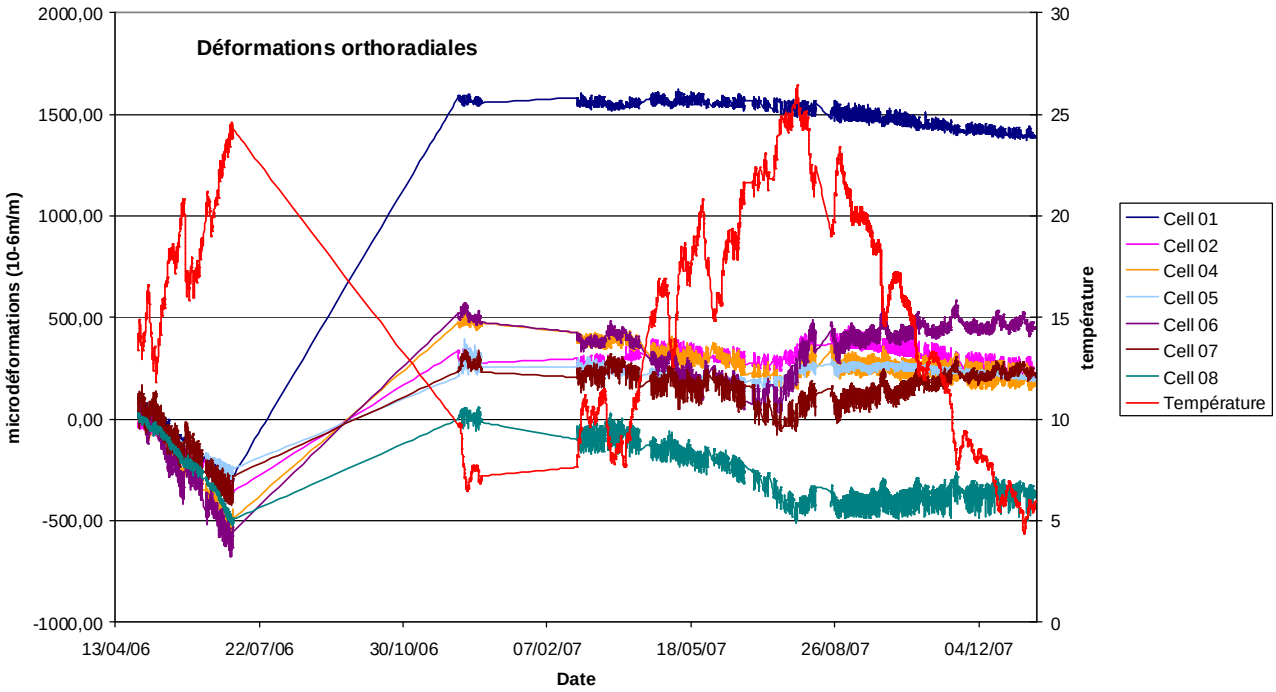


Figure 137 : Moyenne des déformations orthoradiales de l'ensemble du réseau et température à la cellule 08, d'avril 2006 à janvier 2008. Notez le décalage des mesures de la cellule 01.

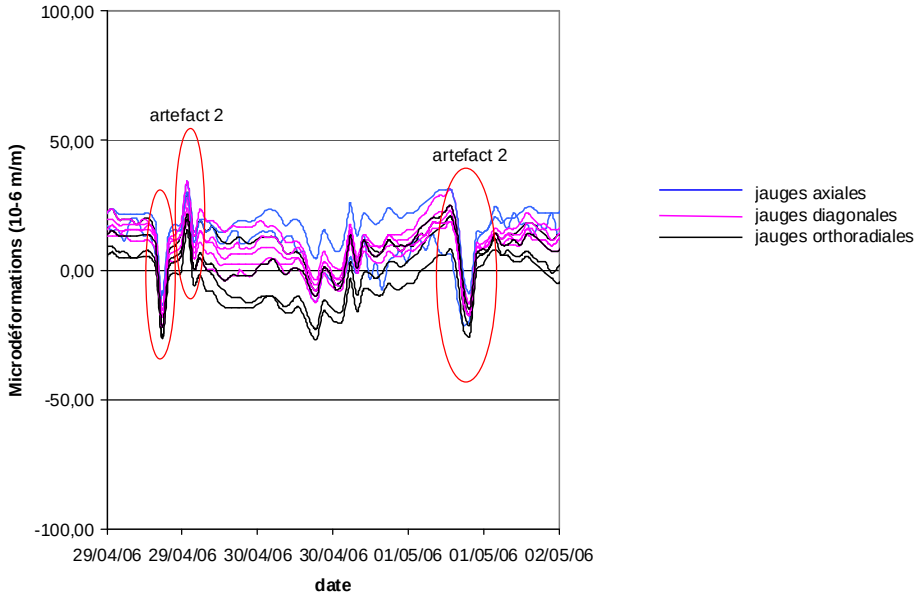


Figure 138 : Mesures en déformations acquises par la cellule 08. Notez la présence probable de l'artefact 2.

ANNEXE I. MODELISATION NUMERIQUE DE LA CELLULE CSIRO PLACEE DANS UN CYLINDRE ET DANS UN MILIEU SEMI-INFINI

Afin de comprendre **les déformations mesurées par les cellules CSIRO, dans le contexte d'un cylindre ou d'un milieu semi-infini, des modélisations thermomécaniques ont été menée sous QuickFieldTM©.** Ces modélisations ont pour objectif de comparer les déformations mesurées par la cellule CSIRO aux déformations de la roche, au niveau des parois du forage, dans lequel est placée la cellule. Ces modélisations permettent de mettre en évidence l'artefact produit par la déformation propre de la cellule CSIRO.

Caractéristiques des modèles

Dans un premier temps, le cylindre creux de gneiss, contenant la cellule CSIRO en son centre, est modélisé. Puis, le cas d'un trou cylindrique, placé dans un milieu semi-infini est abordé. Dans les deux cas, la cellule et sa colle sont représentées par une fine couche d'époxy (1,5 mm d'épaisseur), placée dans un trou de diamètre 38 mm.

Les modèles sont réalisées en axisymétrie et l'axe du forage est considéré comme axe de symétrie. La température initiale des modèles est fixée à 0°C, et les limites des modèles sont supposées adiabatiques. Les modèles sont soumis à une hausse homogène de température de 10°C. Il s'agit donc de calculs en régime permanent (état d'équilibre). Puis, les réponses en déformations au niveau de la paroi rocheuse et au niveau de la paroi de la cellule, à la position des jauges, sont relevées.

Les paramètres thermomécaniques utilisés sont listés dans le Tableau 34.

	Gneiss	**Epoxy**
Module de Young : E (GPa)	27	2,6
Coefficient de Poisson : ν	0,12	0,4
Coefficient de dilatation thermique : α ($C^{\circ -1}$)	$7{,}5.10^{-6}$	70.10^{-6}

Tableau 34 : Paramètres thermomécaniques employés pour la modélisation. Les paramètres mécaniques du gneiss sont issus des essais biaxiaux (chapitre 2, section 4.2) et les paramètres thermomécaniques des essais en dilatation thermique (chapitre 3, section 6.3).
Les paramètres de l'époxy sont ceux cités par Walton et Worotnicki (1986)

Modélisation de la cellule CSIRO placée dans un cylindre creux

La cellule modélisée est placée dans un cylindre creux de longueur 600 mm et de rayon 60 mm. La cellule est représentée par une couche d'époxy située au centre du cylindre. Le cylindre est libre de toutes liaisons. Les caractéristiques du modèle sont résumées en Figure 139.

Suite à la hausse de température de 10°C, les déformations au niveau de la roche (rayon interne de la carotte) et au niveau de la cellule sont comparées. Les déformations axiales et orthoradiales (isovaleurs sur l'ensemble du modèle) sont représentées dans les Figures 140 et 141. Nous remarquons que :

- ε_{zz} est en élongation au niveau de la roche et au niveau de la cellule. La déformation est équivalente (environ 72 με soit 7,2 με/°C) quel que soit le matériau (cf. Tableau 35) ;
- $\varepsilon_{\theta\theta}$ est en élongation au niveau du cylindre rocheux (81 με soit 8,1 με/°C) mais présente un raccourcissement au niveau de la couche d'époxy (-43 με soit 4,3 με/°C). Nous reviendrons sur ce phénomène en fin d'annexe.

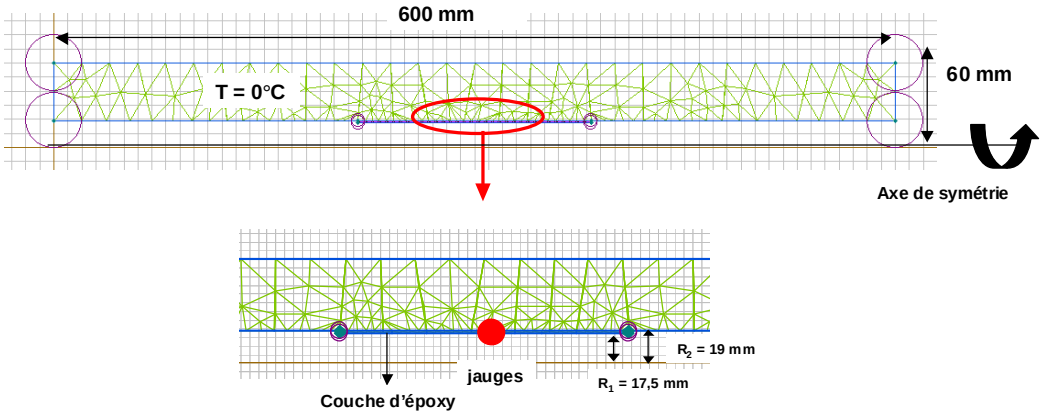


Figure 139 : Géométrie du modèle. L'axe de symétrie est en bas du modèle (flèche noire). En bas : zoom au niveau de la cellule. La position des jauges est figurée par un rond rouge.

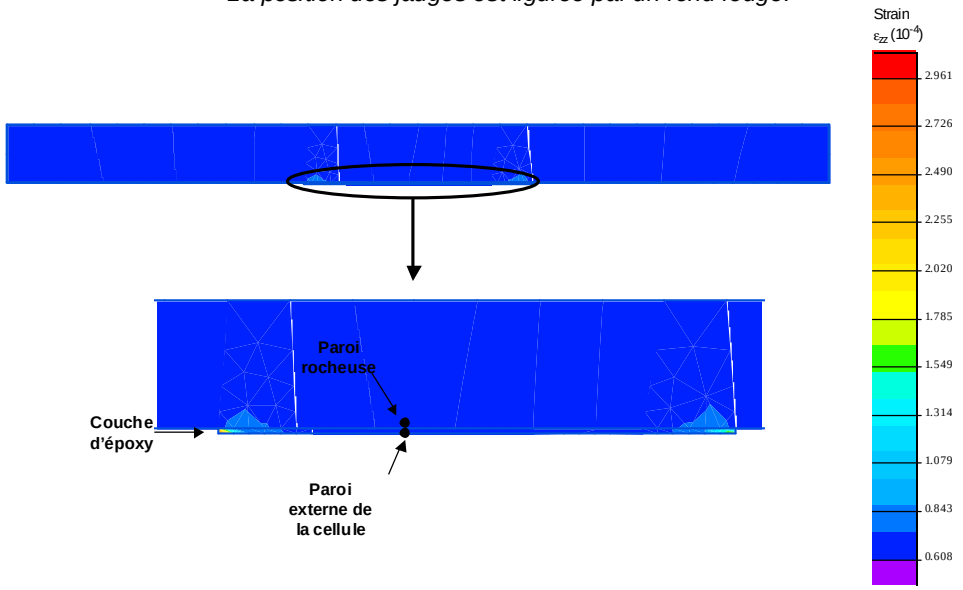


Figure 140 : déformations axiales (ε_{zz}). En bas : zoom au niveau de la cellule.

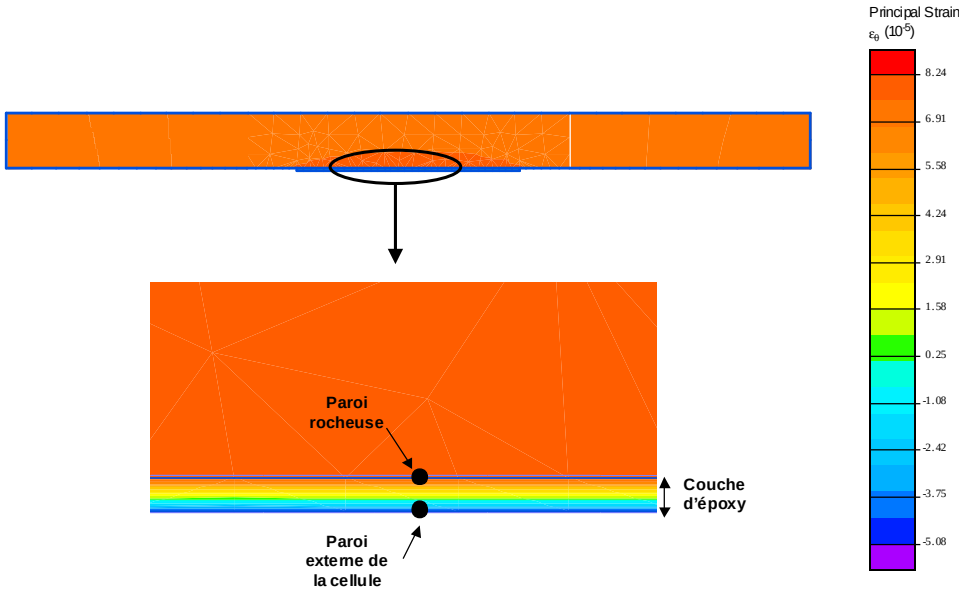


Figure 141 : déformations orthoradiales ($\varepsilon_{\theta\theta}$). En bas : zoom au niveau de la cellule.

Le Tableau 35 résume les déformations calculées par la modélisation et les compare aux solutions analytiques [Eq_38], [Eq_39] et [Eq_40] démontrées dans l'annexe G. L'écart entre les deux méthodes est compris entre 4 et 15 %.

Déformations		$\varepsilon_{\theta\theta}$	$\varepsilon_{\theta\theta} / \Delta T$	ε_{zz}	$\varepsilon_{zz} / \Delta T$
Au niveau de la paroi rocheuse	**Modélisations numériques**	81 με	8,1 με/°C	71 με	7,1 με/℃
	Solutions analytiques	75 με	7,5 με/°C	75 με	7,5 με/°C
Au niveau de la cellule	**Modélisations numériques**	-43 με	- 4,3 με/ ℃	72 με	7,2 με/ ℃
	Solutions analytiques	-51 με	-5,1 με/°C	75 με	7,5 με/°C

Tableau 35 : Déformations orthoradiales et axiales calculées aux deux points ainsi que déformations orthoradiales et axiales rapportées à la variation thermique imposée

Modélisation de la cellule CSIRO placée dans un milieu semi-infini

Le modèle du milieu semi-infini, contenant la cellule CSIRO, est de dimension 1200 * 800 mm. Le trou cylindrique est de profondeur 550 mm et le centre de la couche d'époxy est situé à une profondeur de 200 mm. Les déplacements axiaux et radiaux ont été bloqués respectivement sur le bord bas et le bord gauche. Les caractéristiques du modèle sont résumées en Figure 142.

De même que précédemment, les déformations au niveau de la paroi rocheuse (paroi du forage) et au niveau de la cellule sont comparées. Les déformations axiales et orthoradiales (isovaleurs sur l'ensemble du modèle) sont représentées dans les Figures 143 et 144. Nous remarquons que :

- ε_{zz} est en élongation. La déformation est équivalente (environ 115 με soit 11,5 με/℃) au niveau de la paroi rocheuse et au niveau de la cellule (cf. Tableau 36) ;
- $\varepsilon_{\theta\theta}$ est en raccourcissement. La déformation calculée au niveau de la cellule est largement supérieure (-260 με soit 26 με/℃) à celle calculée au niveau de la roche (-96 με soit -9,6 με/℃).

Le Tableau 36 résume les déformations calculées par la modélisation et les compare aux solutions analytiques [Eq_34] et [Eq_35] (cf. Tableau 21, page 126) démontrées dans l'annexe G. L'écart entre les deux méthodes est compris entre 1 et 19 %.

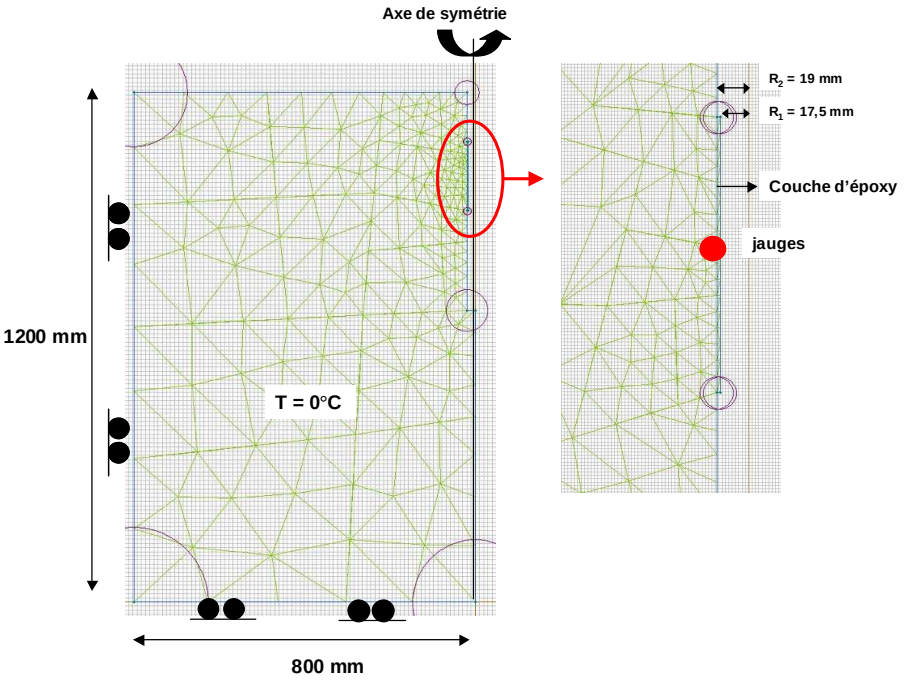


Figure 142 : Géométrie du modèle. L'axe de symétrie est à droite du modèle (flèche noire). A droite : zoom au niveau de la cellule. La position des jauges est figurée par un rond rouge.

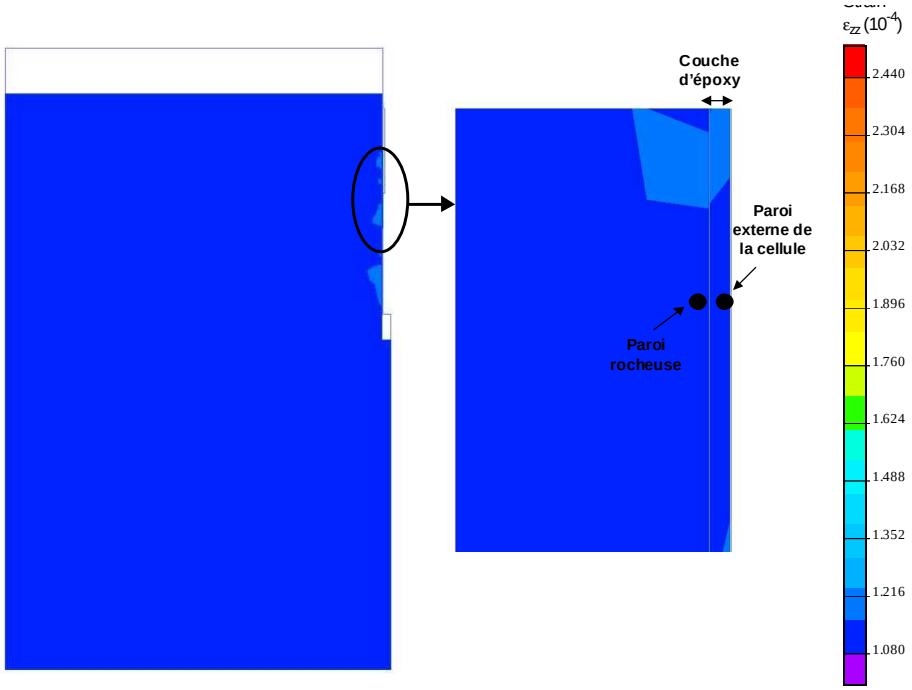


Figure 143 : déformations axiales (ε_{zz}). A droite : zoom au niveau de la cellule. Les points noirs correspondent aux deux zones observées

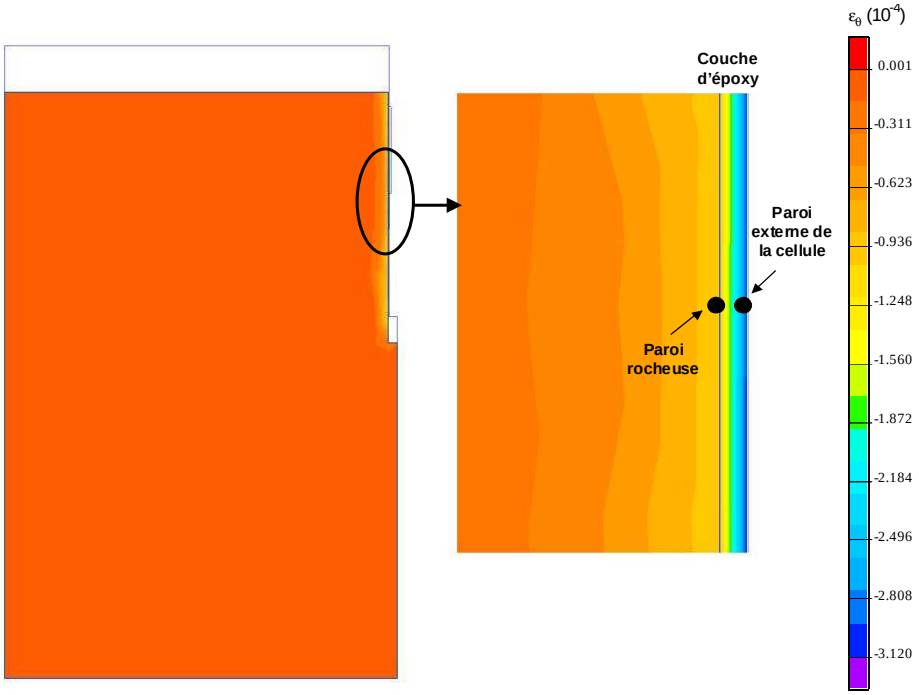


Figure 144 : déformations orthoradiales (εθθ). A droite : zoom au niveau de la cellule.

Déformations		$\varepsilon_{\theta\theta}$	$\varepsilon_{\theta\theta} / \Delta T$	ε_{zz}	$\varepsilon_{zz} / \Delta T$
Au niveau de la paroi rocheuse	**Modélisations numériques**	-96 με	- 9,6 με/°C	115 με	11,5 με/℃
	Solutions analytiques	-96 με	- 9,6 με/°C	93 με	9,3 με/°C
Au niveau de la cellule	**Modélisations numériques**	-260 με	- 26 με/ ℃	114 με	11,4 με/ ℃
	Solutions analytiques	-240 με	- 24 με/ ℃	93 με	9,3 με/°C

Tableau 36 : Déformations orthoradiales et axiales calculées aux deux points ainsi que déformations orthoradiales et axiales rapportées à la variation thermique imposée

Interprétation

Les deux modèles ont mis en évidence des mesures en **déformations orthoradiales** de la cellule CSIRO très différentes des déformations orthoradiales de la paroi rocheuse. En effet, lors d'une hausse des températures :

- dans le cas du cylindre creux, les déformations mesurées par la cellule sont en raccourcissement alors que le cylindre dans son intégralité est en élongation ;
- dans le cas du trou situé dans un milieu semi-infini, les déformations des deux milieux sont en raccourcissement mais les déformations de l'époxy sont plus élevées.

Ce phénomène est du au fort contraste entre les coefficients de dilatation α du gneiss et de l'époxy ($7{,}5.10^{-6}$ contre 70.10^{-6} ℃$^{-1}$). Selon les conditions limites mécaniques (libres pour le cylindre, bloquées pour le modèle représentant le milieu semi-infini), ce contraste aboutit aux comportements suivants :

- dans le cas du cylindre creux, le cylindre se dilate mais la dilatation de l'époxy est supérieure ce qui induit une augmentation de volume de l'époxy vers l'intérieur du cylindre et donc des mesures orthoradiales de la cellule CSIRO en raccourcissement ;

- dans le cas du milieu semi-infini, la forte dilatation de l'époxy se rajoute à la dilatation de la roche vers le centre du forage, ce qui induit de fortes mesures en raccourcissement acquises par la cellule CSIRO.

Notons que **les déformations axiales** de la roche et de l'époxy sont équivalentes et ne soulèvent donc pas de problèmes particuliers. Les deux comportements décrits sont illustrés dans la figure 145.

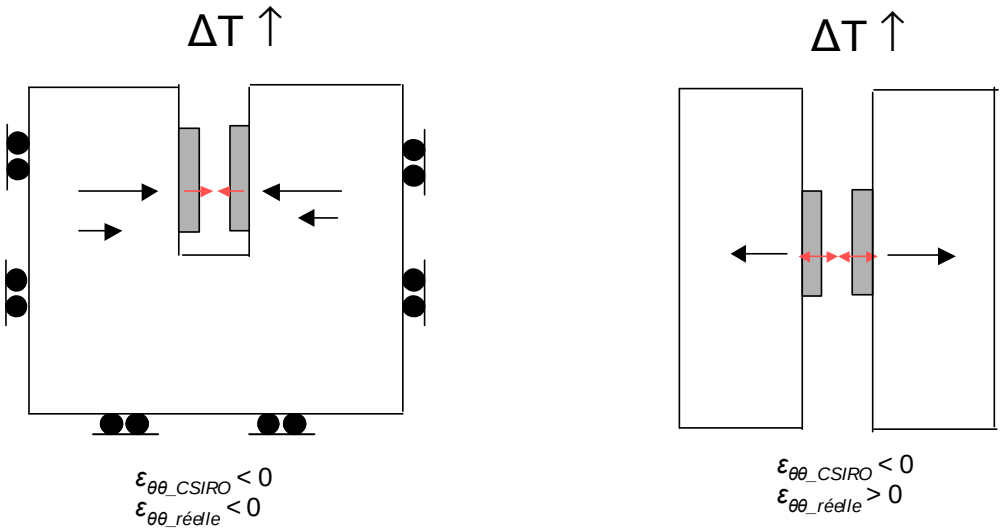


Figure 145 : Coupes schématiques des conditions in situ (à gauche) et au laboratoire (à droite). A gauche : cas du trou cylindrique in situ, lors d'un réchauffement, les déformations orthoradiales sont en raccourcissement. A droite : cas du cylindre creux, lors du réchauffement, le cylindre est en élongation, l'époxy (si le contraste de α est fort) induit des mesures orthoradiales en raccourcissement

ANNEXE J. BILAN DES DEFORMATIONS THERMOMECANIQUES MESUREES A L'ECHELLE QUOTIDIENNE

Afin de synthétiser la base de données des mesures de déformations thermomécaniques, les mesures sont groupées par saison selon le découpage suivant :

- **Printemps :** mars **-** avril – mai ;
- **Eté** : juin - juillet - aout ;
- **Automne** : septembre - octobre - novembre ;
- **Hiver 2007 :** décembre – janvier – février

Pour chaque saison, une figure a été élaborée selon les principes suivants :

- les amplitudes thermiques équivalentes de surface, moyennées sur la période, sont figurées, en chaque point de mesure, sur une photographie du site, et interpolées sur l'ensemble de la dalle ;
- au niveau de chaque point de mesure, les indicateurs I_1 et I_2, calculés pour les déformations orthoradiales et axiales, et moyennés sur la période, sont indiqués dans un tableau.

Rappelons que les indicateurs I_1 et I_2 correspondent :

- à l'amplitude quotidienne en déformation (I_1) telle que :

$$I_1 = |\varepsilon_{\max}| - |\varepsilon_{\min}|$$

- au coefficient de dilatation thermique apparent (I_2), qui correspond au rapport entre l'amplitude en déformations et l'amplitude thermique, tel que :

$$I_2 = \frac{|\varepsilon_{\max}| - |\varepsilon_{\min}|}{|T_{\max}| - |T_{\min}|}$$

Les figures suivantes (Figures 146 à 151) ont été élaborées pour les périodes de printemps 2006 à hiver 2007-2008.

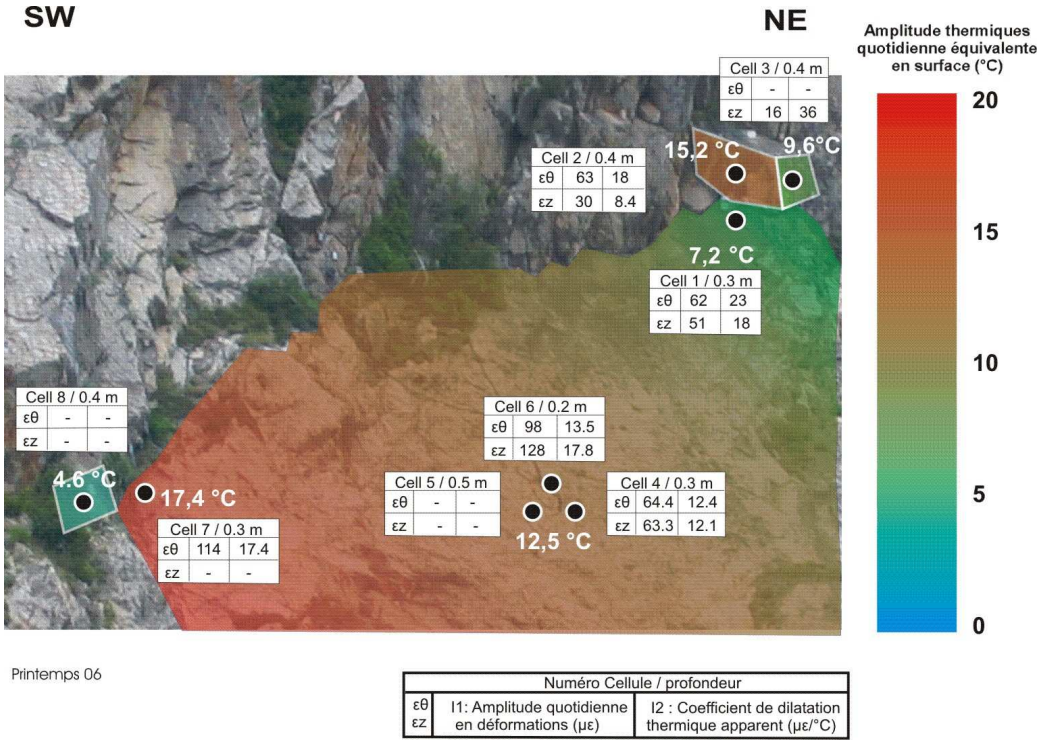


Figure 146 : Printemps 2006

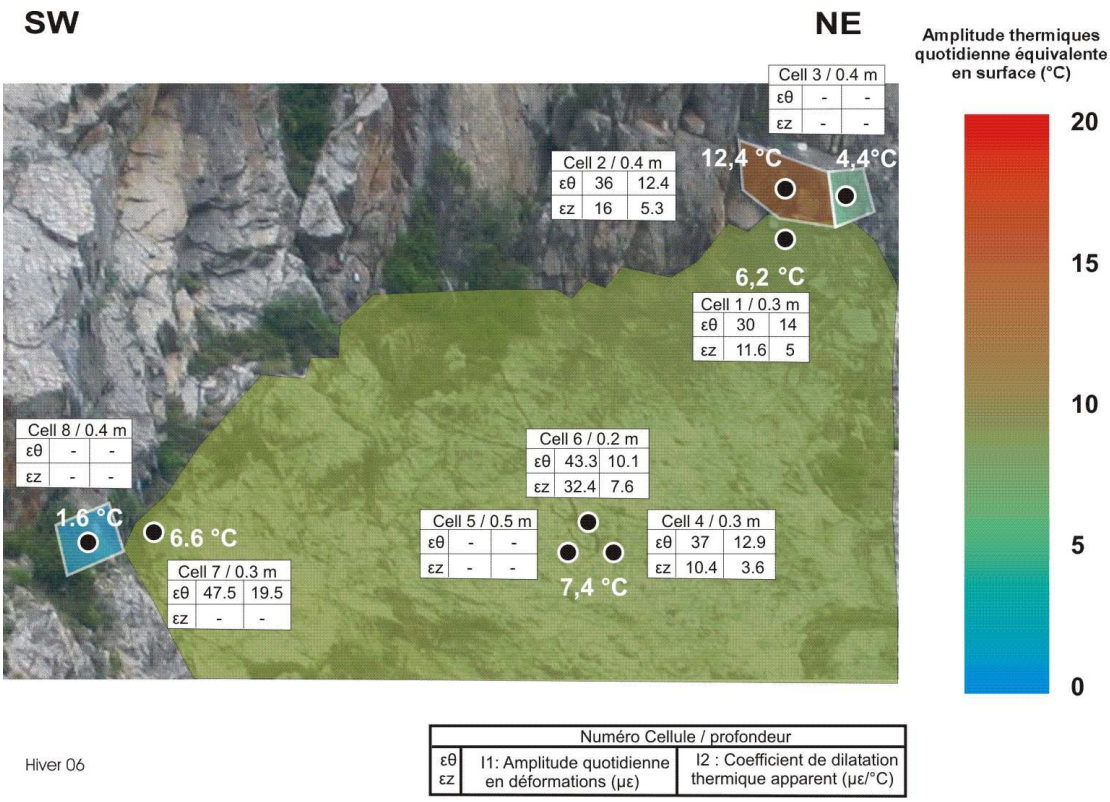


Figure 147 : Hiver 2006-2007

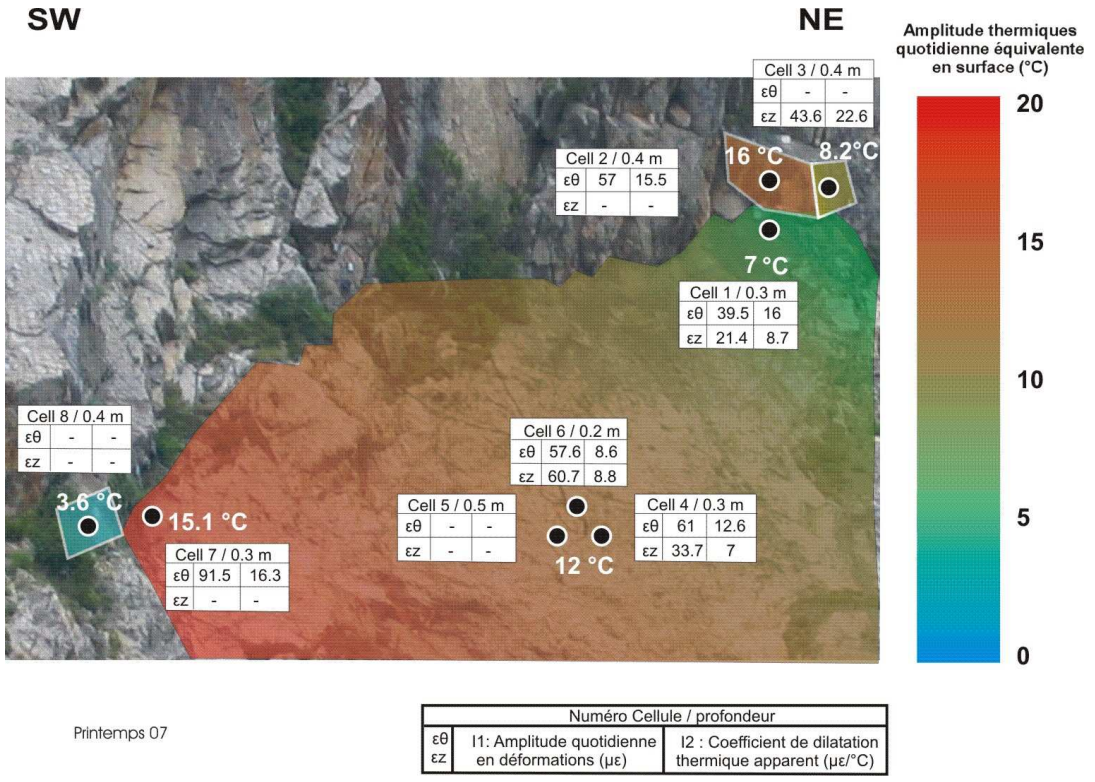


Figure 148 : Printemps 2007

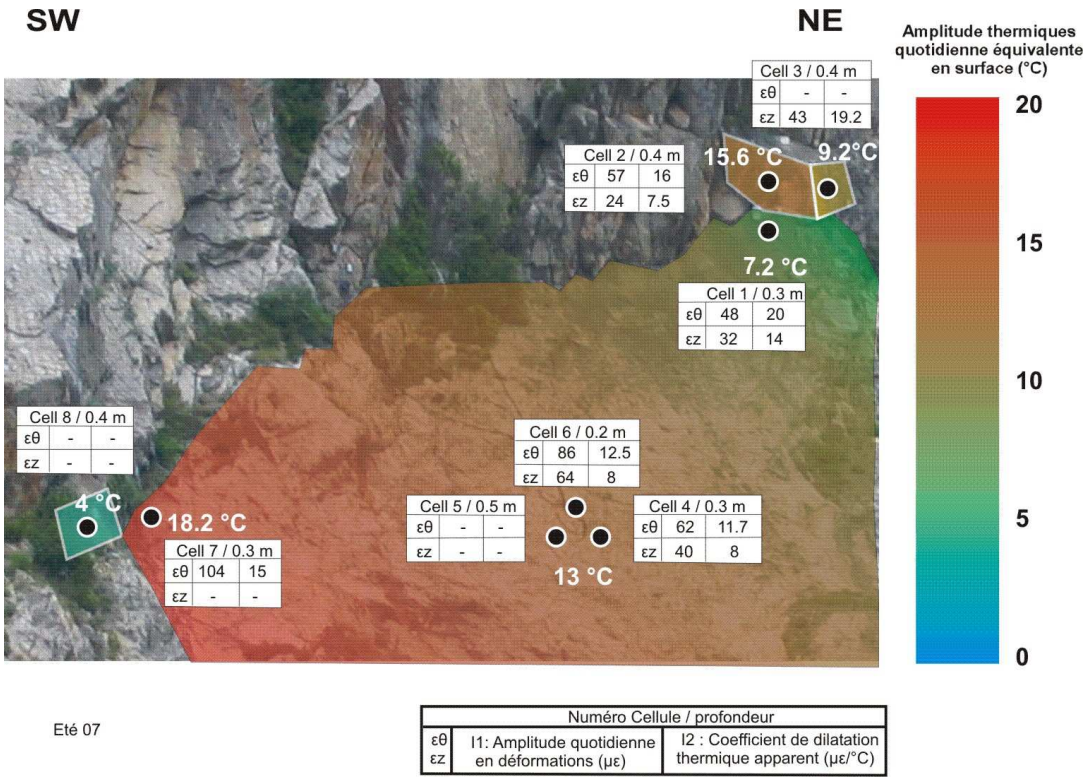


Figure 149 : Eté 2007

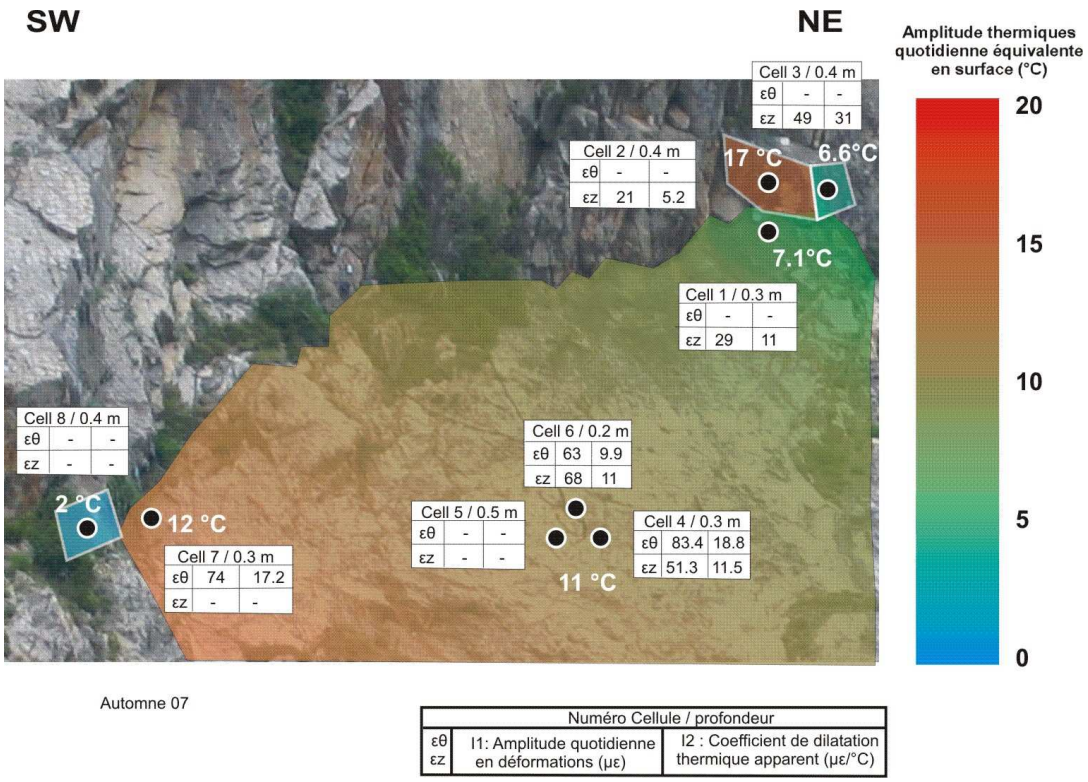


Figure 150 : Automne 2007

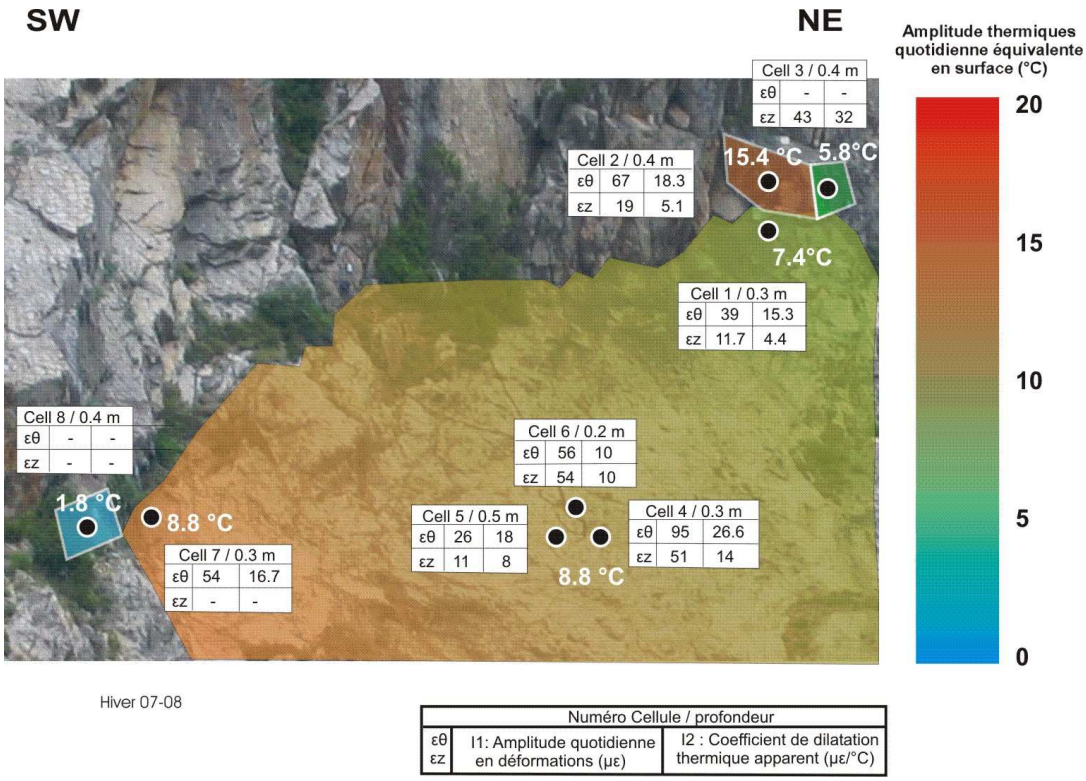


Figure 151 : Hiver 2007-2008

ANNEXE K. CALCUL DU FACTEUR D'INTENSITE DES CONTRAINTES K_1 : APPLICATION AUX DONNEES MESUREES PAR L'ENSEMBLE DU RESEAU A L'ECHELLE QUOTIDIENNE

Le facteur d'intensité des contraintes K_1 est calculé dans le cas d'une fissure orientée selon la normale à la surface libre et soumise à un refroidissement donc à une contrainte thermomécanique de traction. K_1 est calculé, pour chaque cellule, à partir des valeurs prises par $l_1(\varepsilon_{\theta\theta})$, c'est-à-dire des amplitudes quotidiennes en déformations orthoradiales mesurées par les cellules CSIRO.

Les cellules 03, 05 et 08, considérées comme défaillantes, ont été écartées du calcul. Les dimensions de fissures sont comprises entre 1000 et 4000 µm ;

K_1 est ensuite confronté à la ténacité en mode 1 du gneiss, K_{1C}, qui correspond au seuil à partir duquel la fissure se propage. Selon l'anisotropie, K_{1C} varie entre 0,27 et 0,325 MPa.m$^{1/2}$.

Dans un premier temps, seules les contraintes thermiques seront introduites puis la combinaison entre contraintes thermiques et mécaniques sera appliquée.

Les justifications de la démarche et des calculs sont détaillées en paragraphe 8, chapitre 3.

Prise en compte des contraintes thermiques seules

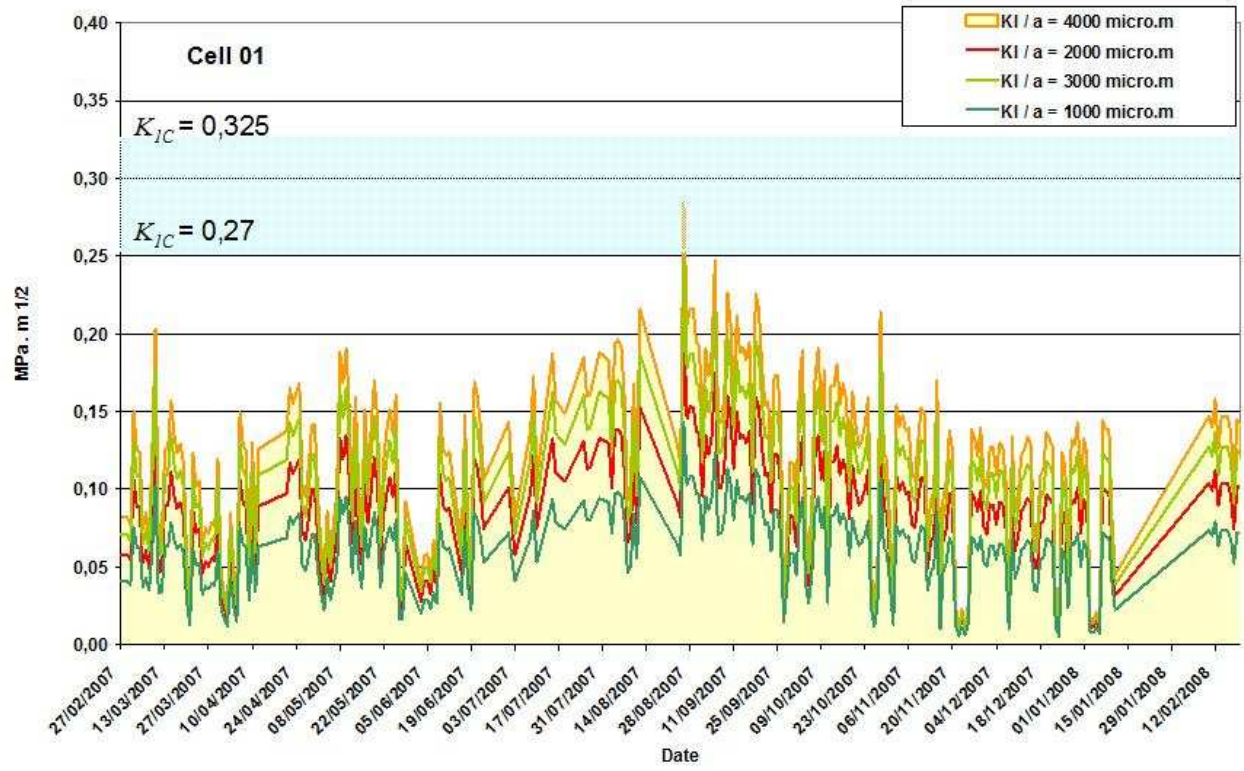


Figure 152 : Calcul de K_1 à partir de $l_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ calculés à la cellule 01. En vert et rouge, le calcul appliqué à des dimensions comprises entre 1000 et 4000 µm. En bleu, les bornes des valeurs de K_{1C}.

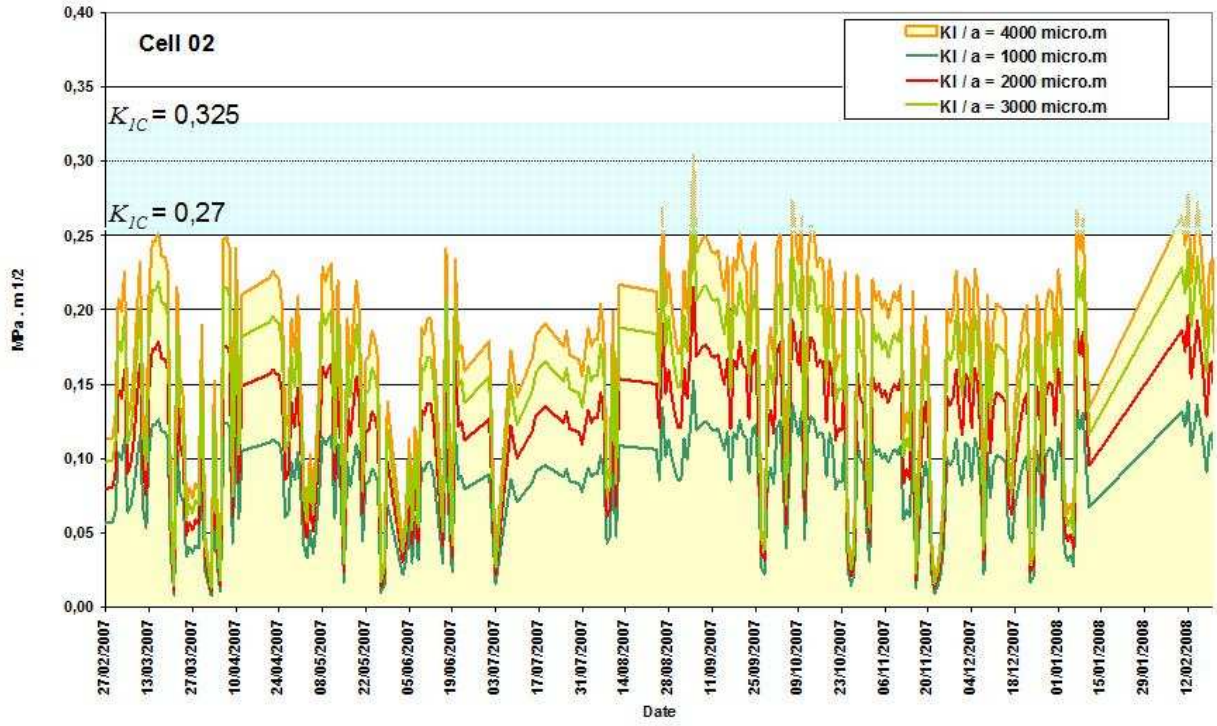


Figure 153 : Calcul de K_1 à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ calculés à la cellule 02.

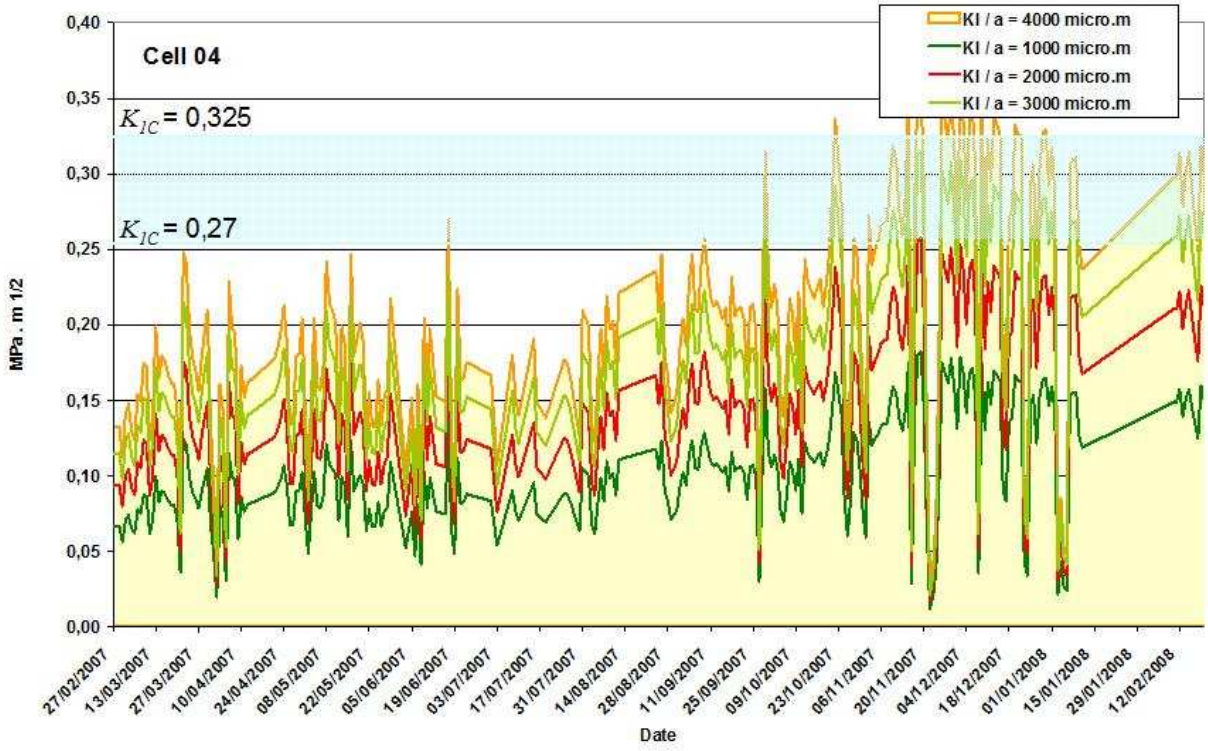


Figure 154 : Calcul de K_1 à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ calculés à la cellule 04.

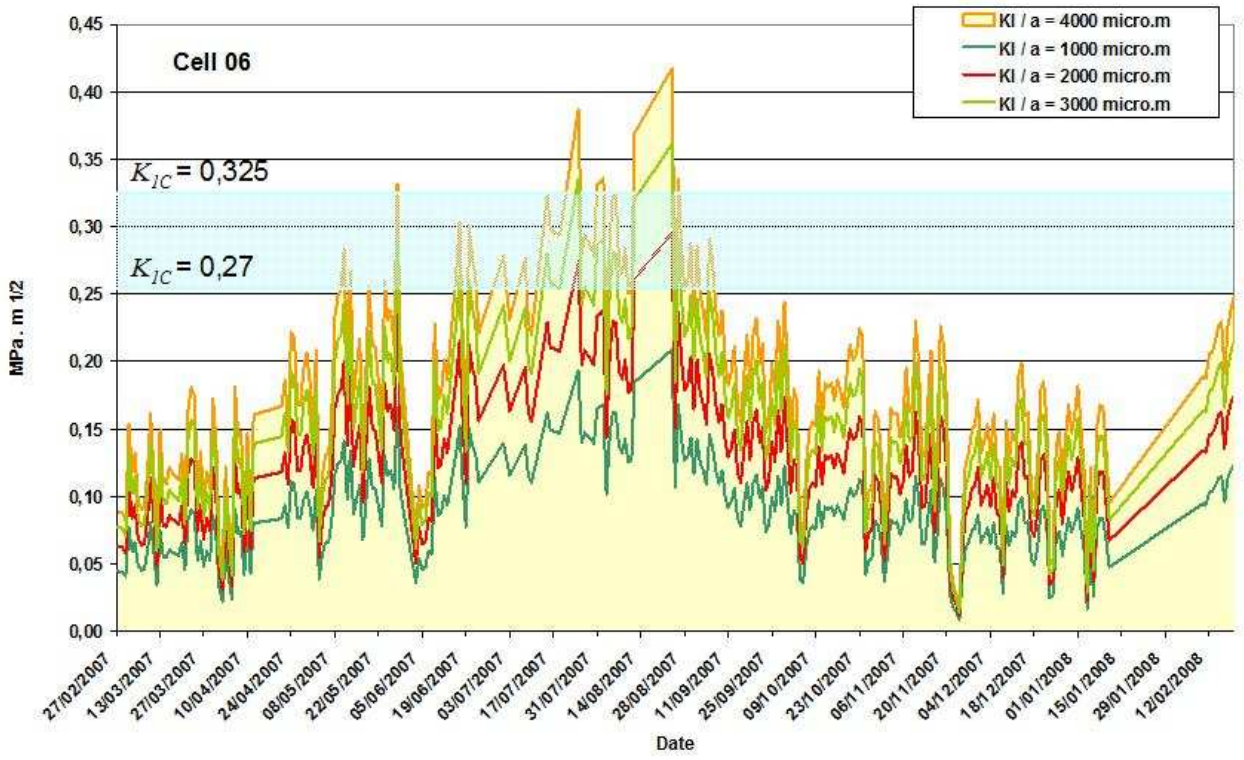


Figure 155 : Calcul de K_1 à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ calculés à la cellule 06.

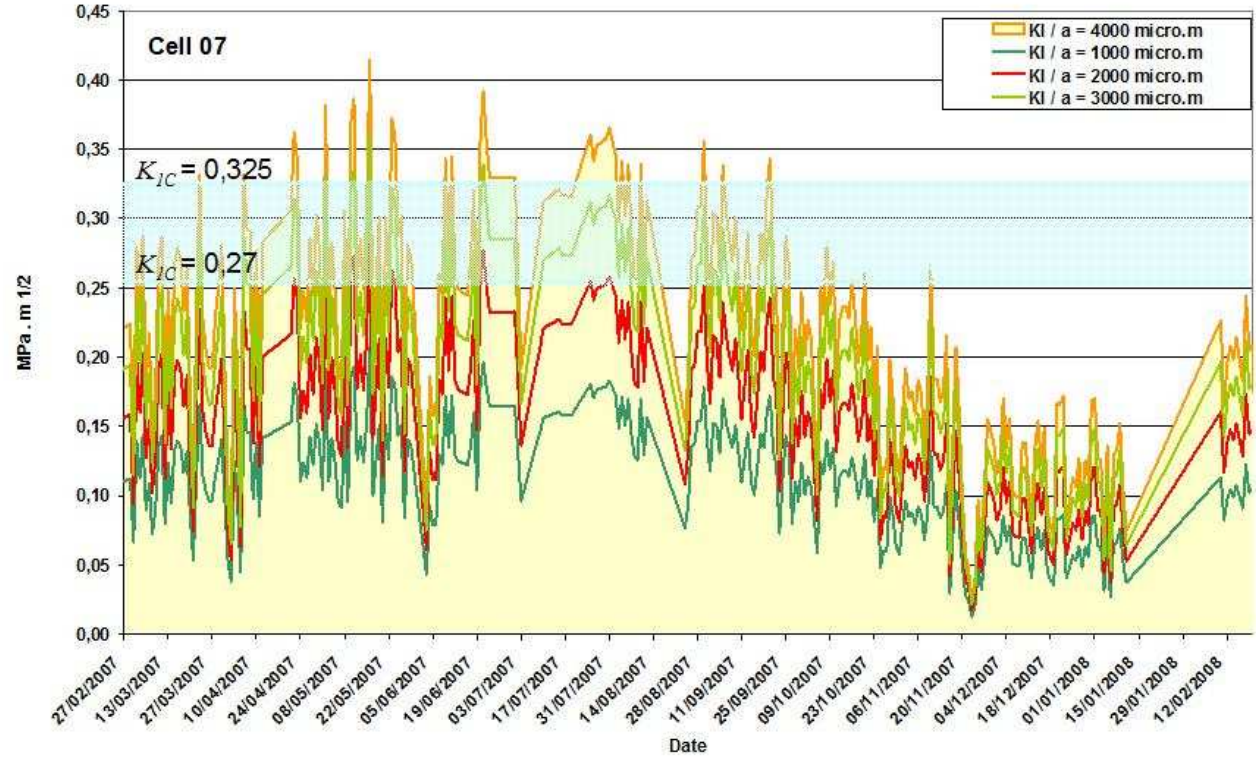


Figure 156 : Calcul de K_1 à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ calculés à la cellule 07.

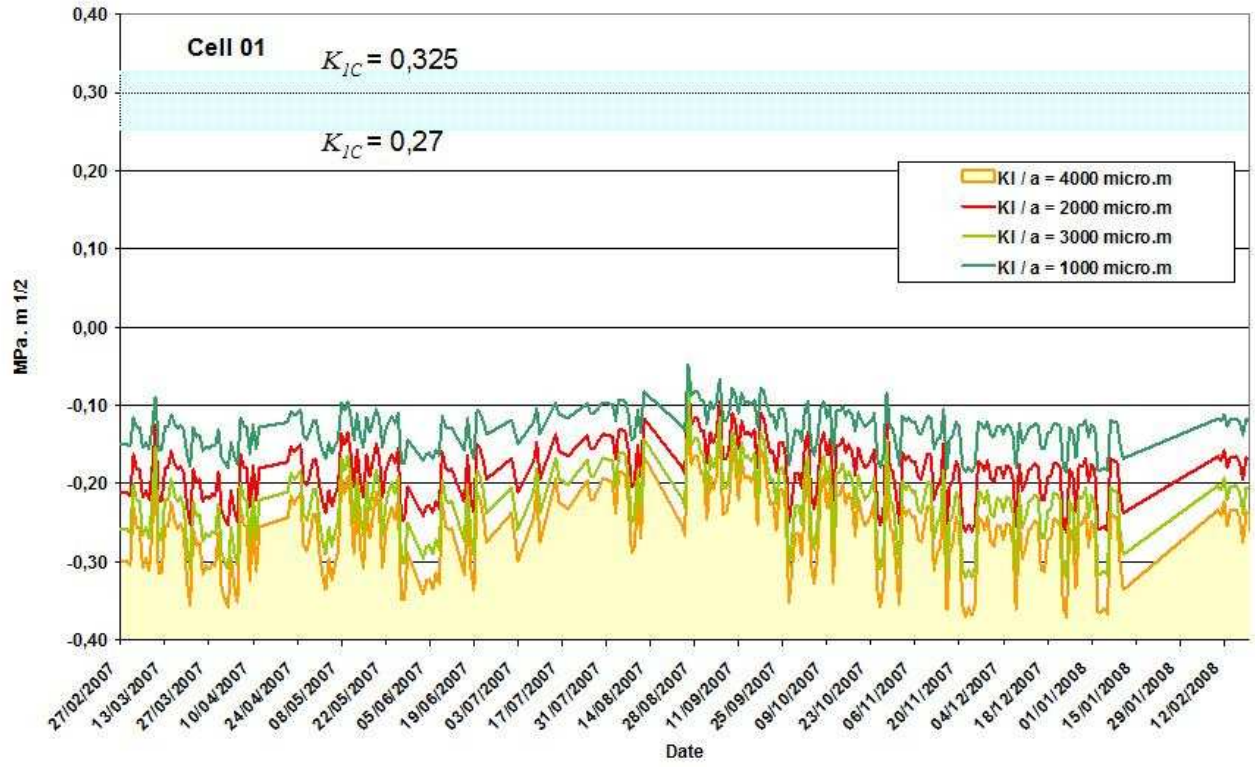


Figure 157 : Calcul de K_1 à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ et de σ_{2m} = -3,4 MPa, calculés à la cellule 01.

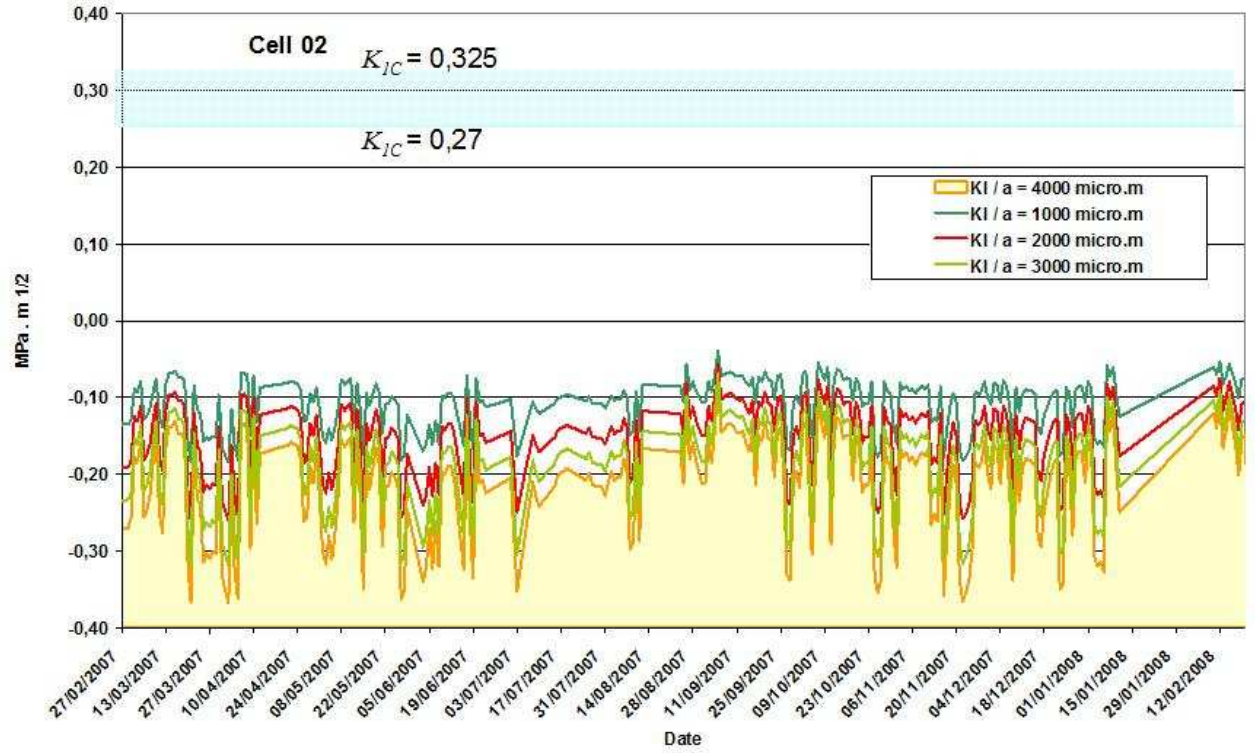


Figure 158 : Calcul de K_1 à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ et de σ_{2m} = -3,42 MPa, calculés à la cellule 02

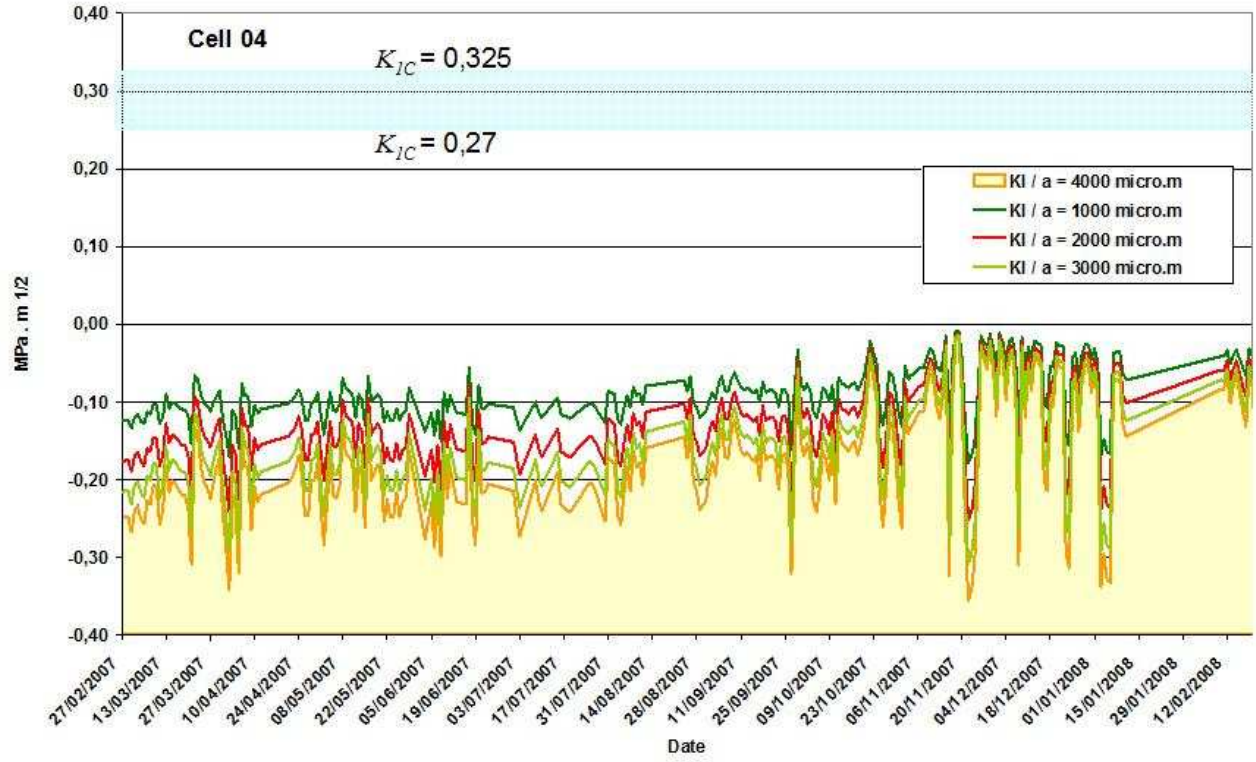


Figure 159 : Calcul de K_1 à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ et de σ_{2m} = -3,4 MPa, calculés à la cellule 04.

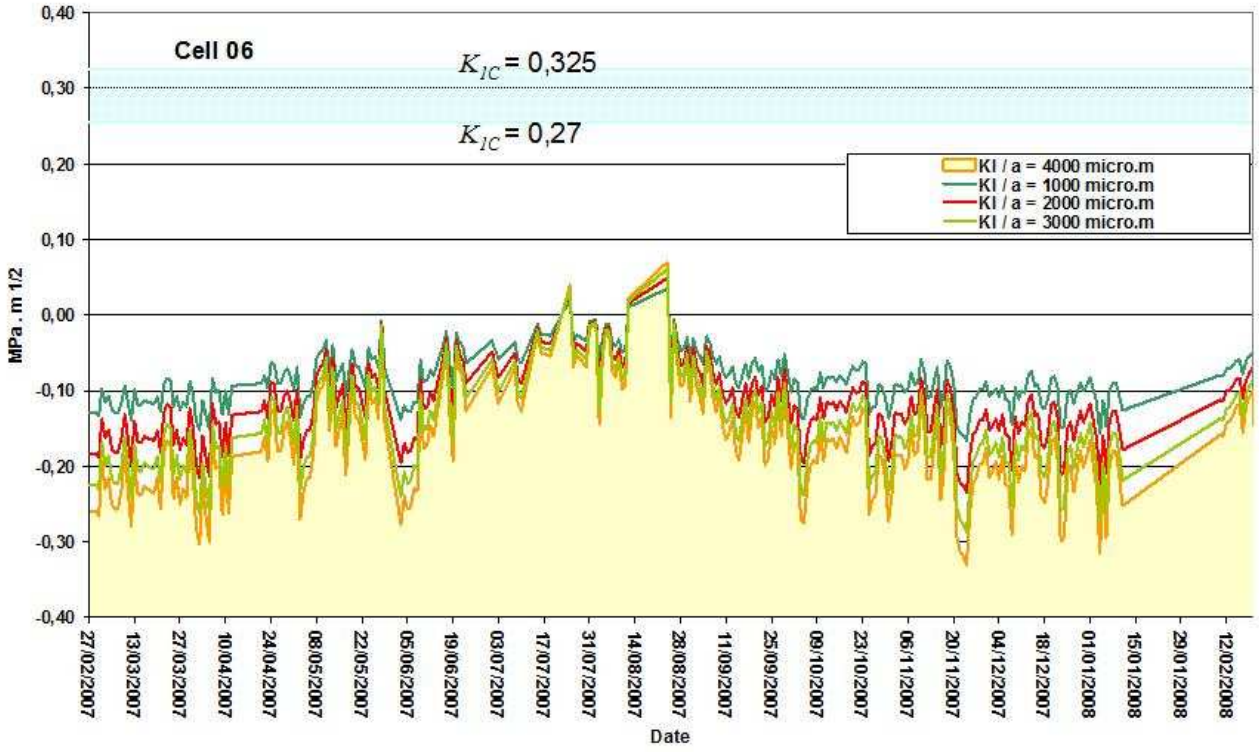


Figure 160 : Calcul de K_1 à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ et de σ_{2m} = -3,1 MPa, calculés à la cellule 06

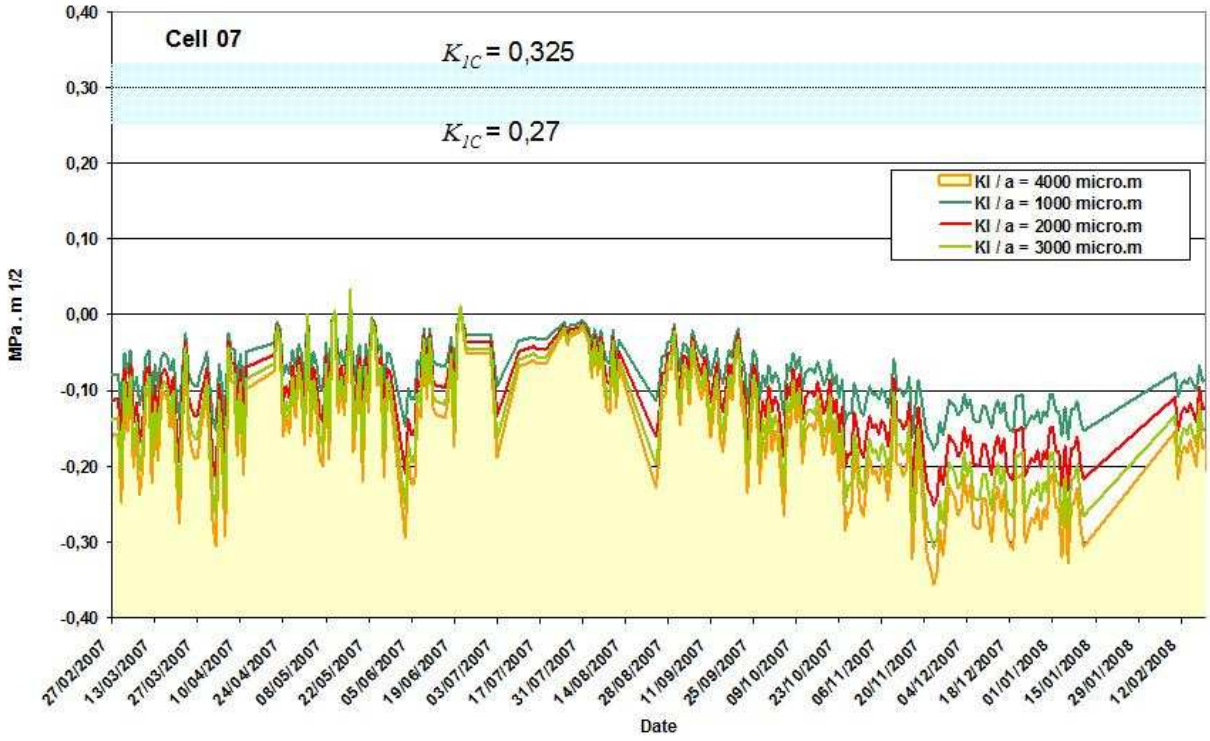


Figure 161 : Calcul de K_I à partir de $I_1(\varepsilon_{\theta\theta})$ et de σ_{2m} = -3,42 MPa, calculés à la cellule 07

INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE
DE LORRAINE

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :
Madame Suzanne LACASSE, Directeur Scientifique, Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, Norway

Monsieur Félix DARVE, Professeur, INPG, Laboratoire 3S-R, Grenoble

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Madame CLEMENT Cécile

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 54501
VANDŒUVRE CEDEX

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE, une thèse intitulée :

"Auscultation d'un versant rocheux soumis aux sollicitations thermiques naturelles. Cas des Rochers de Valabres (Alpes-Maritimes)"

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Génie civil - Hydrosystèmes - Géotechnique** »

Fait à Vandoeuvre, le 20 octobre 2008
Le Président de l'I.N.P.L.,
F. LAURENT

TEL. 33/03.83.59.59.59
FAX. 33/03.83.59.59.55

Résumé

Le travail présenté dans ce mémoire a porté sur l'auscultation d'un versant rocheux potentiellement instable, les Rochers de Valabres, soumis aux variations naturelles de température de surface. En effet, les variations thermiques sont supposées agir comme facteur préparatoire aux éboulements. Leur action est continu, lente et quasi-imperceptible mais le phénomène est peu exploré et rarement quantifié.

Préalablement à l'auscultation, une phase de caractérisation du versant, basée sur des relevés topographiques par scannérisation laser, des mesures de contraintes et des essais en laboratoire, a été menée. Ces investigations ont permis d'appréhender les paramètres intrinsèques du versant et de mettre en évidence, dans la zone superficielle, un état de contraintes élevées, marqué par une forte rotation des axes principaux et influencé par la topographie et la présence d'hétérogénéités.

L'auscultation des phénomènes thermomécaniques a été réalisée par un réseau de mesures de déformations et de températures en forage. Les mesures de température ont permis d'évaluer les apports de chaleur, en fonction du temps et de l'espace. Les mesures de déformations, bien qu'affectées par de nombreux artefacts instrumentaux, ont permis de quantifier le phénomène, à l'échelle quotidienne et annuelle, en terme de déformations, de contraintes équivalentes et de profondeurs d'influence. Afin d'explorer l'hypothèse de propagation de fissures sous contraintes d'origine thermique, une approche analytique, basée sur la mécanique de la rupture, a été mise en œuvre. Cette démarche a permis de révéler que les niveaux de contraintes / déformations mesurés sur le site étaient suffisants, sous certaines conditions et hypothèses, pour induire la propagation de fissures préexistantes.

Par conséquent, les travaux menés dans cette thèse permettent de confirmer que les phénomènes thermomécaniques constituent un facteur préparatoire non négligeable aux éboulements et peuvent contribuer à la dégradation de la matrice rocheuse et/ou des ponts rocheux par propagation de fissures préexistantes.

Mots-clés : Versant rocheux, Eboulement, Techniques d'auscultation, Thermomécanique, Variation thermique, Mécanique de la rupture.

Abstract

The present work focuses on the monitoring of a rockslope, prone to instability, named "Rochers de Valabres", subjected to natural thermal fluctuation at the rock surface. Thermal variations are supposed to be a preparatory factor for rockfalls. Their action is continuous, slow and imperceptible. This phenomenum is not widly studied and seldom quantified.

As a first step, investigations, based on topographic survey using Lidar, stress measurements and laboratory testing, have been performed. They reveals parameters of the rockslope, as well as the stress field at shallow depths, characterized by high magnitudes, high turnover of the principal orientations and affected by topography and geological heterogeneities.

Thermomechanical monitoring was performed by a network composed of strain cells and thermal sensors, deployed in boreholes. Thermal data give us information about thermal transfer, as a function of time or space. Strain variation data, although affected by thermal artefacts, give quantitative information on strains, equivalent stresses and depth of influence, on daily and seasonal basis. In order to evaluate the assumption of fracture propagation on thermal loading, an analytical model, based on fracture mechanic, is suggested. Using specific conditions and assumptions, this model reveals that measured stress and strains are sufficient to lead to propagation of pre-existing discontinuities.

Consequently, this study confirms that thermomechanical variations can be considered as a non negligible preparatory factor for rockfall and can contribute to mechanical degradation of the rock masse and discontinuities.

Keywords: Rockslope, Rockfall, Monitoring techniques, Thermomechanic, Thermal variation, Fracture Mechanic