UNIVERSITE DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR Sciences
Ecole Doctorale des Sciences Fondamentales et Appliquées

T H E S E

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'UNIVERSITE de Nice-Sophia Antipolis

Spécialité Sciences de la Terre et de l'Univers

présentée et soutenue par

Benoit DERODE

Approche expérimentale *in-situ* de la signature sismique du rôle des fluides dans la rupture des zones de faille :

Application à la rupture des grands versants rocheux fracturés

Thèse dirigée par **Frédéric CAPPA** et **Yves GUGLIELMI**

soutenue le 4 juillet 2013 devant le jury composé de :

MANGENEY Anne	Professeur UPD, IPGP	Rapporteur
GARAMBOIS Stéphane	Maître de Conférences UJF, ISTerre	Rapporteur
GAUTIER Stéphanie	Maître de Conférences UM2, Géo. M.	Examinatrice
GAFFET Stéphane	Chargé de Recherche CNRS, GeoAzur	Examinateur
VIRIEUX Jean	Professeur UJF, ISTerre	Examinateur
CAPPA Frédéric	Maître de Conférences UNS, GeoAzur	Co-Directeur
GUGLIELMI Yves	Professeur AMU, CEREGE	Co-Directeur

Remerciements

Le travail réalisé durant cette thèse et présenté dans ce manuscrit est le fruit d'une collaboration active entre différents laboratoires de recherche au travers de plusieurs projets d'envergure. De ce fait, je tiens tout d'abord à remercier le laboratoire GEOAZUR rattaché à l'Université de Nice – Sophia Antipolis, ainsi que l'équipe « *Failles* » de ce laboratoire, de m'avoir accueilli et permis durant ces quelques années de me consacrer dans d'excellentes conditions à mon travail de recherche. A ce titre, mes premiers remerciements ne peuvent aller que vers mes chers co-directeurs de thèse, **Frédéric Cappa** et **Yves Guglielmi**, qui, contre vents et marrées, ont su maintenir le cap de notre expédition et ramener à bon port les trésors scientifiques que nous y avons découvert. Merci à eux pour leur investissement, leurs conseils souvent très avisés, et le partage de leur expérience professionnelle. Merci à **Yves** de m'avoir initié aux joies de l'expérimentation *in-situ*, et à **Fred** de m'avoir encadré et soutenu durant plus de trois ans, aussi bien professionnellement qu'administrativement. **Merci à vous** d'avoir cru en moi, et de m'avoir toujours encouragé à persévérer et à suivre mes idées.

Je tiens également à remercier l'**Agence Nationale de la Recherche** d'avoir financé mon travail à travers deux projets ambitieux, le projet **SLAMS** et le projet **HPPP-CO_2**, qui m'ont permis de collaborer avec le laboratoire GSRC nouvellement rattaché au CEREGE à Marseille, ainsi qu'avec le laboratoire ISTERRE à Grenoble. Merci à **Stéphane Garambois** et **Agnès Helmstetter** pour les discussions enrichissantes et les bons moments qu'ils m'ont fait passer à Grenoble et à Copenhague.

Merci à Stéphane Gaffet, directeur du LSBB dans lequel nos expériences ont été réalisées, de m'avoir laissé tant de libertés de manœuvre dans la réalisation de notre projet au sein de ce laboratoire. Un grand merci à toute l'équipe du LSBB, **Christophe Sudre**, **Daniel Boyer**, **Alain Cavaillou**, **Michel Auguste** et **Julien Poupeney** pour leur bonne humeur permanente et leur serviabilité. Les moments passés sous-terre avec cette équipe, **Yves Guglielmi**, et **Pierre Jeanne** - mon plus fervent compagnon de mesure - resterons pour moi parmi les meilleurs des ces dernières années.

Merci aussi à **Louis De Barros,** avec lequel je n'ai eu la chance de travailler que quelques semaines, mais qui a su apporter un regard nouveau sur mon travail et qui c'est beaucoup investit dans la réalisation finale de celui-ci.

J'aimerais aussi remercier tout ces gens qui, durant ces quelques années, ont fait partie de ma vie. Les chercheurs, les ingénieurs et les secrétaires du laboratoire GEOAZUR, mes collègues de travail, qui pour beaucoup d'entre eux sont devenus au terme de ce temps passé ensemble, de vrais amis, sur lesquels j'ai pu compter à chaque moment de cette thèse.

J'aimerais pour finir remercier l'ensemble des membres du jury, **Anne Mangeney** et **Stéphane Garambois** d'avoir accepté d'être rapporteurs de ma thèse, et **Stéphanie Gautier**, **Stéphane Gaffet** et **Jean Virieux** d'avoir accepté d'être examinateurs de ce travail.

Merci à tous ceux qui m'ont aidé dans l'accomplissement de ce travail, ma famille, mes amis, et surtout ma femme.

Merci à toi Luisa d'être ce que tu es...

Résumé

Approche expérimentale in-situ de la signature sismique du rôle des fluides dans la rupture des zones de faille : Application à la rupture des grands versants rocheux fracturés

Cette thèse s'intéresse à la signature sismique du rôle des fluides dans les mécanismes de déformation des roches fracturées de la croûte supérieure, et plus précisément les failles et les glissements de terrain. S'il est admis que les fluides sont un facteur déclenchant de la rupture dans le cas d'épisodes de forçages climatiques importants ou de glissements très superficiels, leur rôle dans la déstabilisation des grands volumes associée à des forçages faibles est beaucoup moins bien compris. Ainsi, il apparaît nécessaire d'acquérir de nouvelles données synchrones des pressions/débits de fluides, de la déformation et de la sismicité sur le terrain dans des conditions de chargement hydraulique contrôlées pour progresser dans la compréhension des liens entre processus hydromécaniques et sismiques participant à la nucléation de la rupture des roches en partie associée à la réactivation de fractures existantes.

Motivé par ce besoin de nouvelles observations, ce travail de thèse concerne l'interprétation de la sismicité produite lors d'expériences originales de stimulation hydraulique (0.3 à 3.5 MPa et 10 à 3000 secondes) de petites zones de faille ou de fractures de taille décamétrique, situées en zones non saturées profonde de versants rocheux. Ces expériences consistaient à produire des déformations menant à l'activation du glissement le long des fractures préexistantes. Le protocole expérimental combine des mesures de déformations/pressions distribuées dans les structures géologiques à des capteurs sismologiques proches (échelle métrique à décamétrique) des zones sources. Les expériences ont été réalisées au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (France) qui permet un accès au cœur des failles d'un versant rocheux (250 m de profondeur) et des mesures géophysiques dans des conditions de très bas bruit environnemental. La comparaison des différents types de mesures indique que l'ouverture et le glissement de l'ordre de quelques dizaines de microns selon une fracture isolée peuvent induire une augmentation irréversible de sa perméabilité d'un facteur 3 et une chute de son coefficient de friction de 50%. Ce changement de propriétés du milieu est associé à différents types de sismicité, caractérisé par une continuité entre des événements impulsifs haute fréquences (micro-séismes), des trémors et des signaux de basses fréquences. Avec le temps, cette sismicité migre, depuis la zone de fracture activée par l'injection d'eau vers la roche sèche environnante. Les analyses numériques montrent que cette migration est liée à l'évolution de perméabilité du milieu injecté qui contrôle la diffusion de l'eau et au transfert de contraintes dans le milieu environnant où les fractures, dont la résistance s'affaiblit, sont réactivées en glissement lent ou rapide.

Nous avons ensuite comparé les données acquises à petite échelle dans des conditions contrôlées aux données du glissement de terrain de Séchilienne dans la vallée de la Romanche près de Grenoble qui présente des caractéristiques typiques d'un grand versant fracturé instable. Les différentes signatures sismiques enregistrées sur le massif durant et après un événement pluvieux présentent des similarités avec les processus déduits des expériences à petite échelle. Nos analyses confirment que des déformations asismiques peuvent se produire en profondeur dans les zones saturées du versant pour contribuer aux déformations sismiques dans les zones sèches instables près de la surface.

L'ensemble des données acquises dans cette thèse a permis d'affiner le rôle des fluides dans le développement des déformations sismiques et asismiques pouvant se produire dans une zone de faille ou un glissement de terrain de grande ampleur. Ces travaux permettront par la suite d'estimer plus précisément le risque sismique et gravitaire, et d'améliorer les dispositifs de mesures sur le terrain.

Mots-clés : fluides; hydromécanique; sismicité; transfert de contrainte; affaiblissement de la résistance; expériences in-situ; modélisations couplées; failles; glissements de terrain, zone non saturée.

Abstract

In-situ experimental study of the seismic signatures of the role of fluids in the rupture of fault zones: Application to large rockslides failure studies.

This PhD dissertation focuses on the seismic signatures of the role of fluids in the deformation mechanisms of fractured rocks in the upper crust, mainly faults and landslides. While it is generally admitted that fluids are a triggering mechanism for rupture in the cases of episodic and major climate forcing events on shallow landslides, their role in the destabilization of large volumes of rocks, associated to weak forcing, is less understood. Thus, it is primordial to acquire new synchronous data of fluid pressure/flow, deformation and induced seismicity in the field, under controlled conditions of the hydraulic loading, in order to better understand the relationship between seismic and hydromechanical processes involved in the nucleation of rock ruptures, in part associated to the reactivation of existing fractures.

Motivated by the need for new observations, this PhD thesis concerns the interpretation of the induced seismicity within unsaturated zones of deep rocky slopes, during original and controlled hydraulic stimulation experiments (0.3 to 3.5 MPa and from 10 to 3000 seconds) of small areas of decameter size. These experiments consisted in triggering rock deformations which lead to the activation of rock sliding along pre-existing fractures where deformation/pressure measurements and seismic sensors were distributed . These experiments were carried out in the Low Noise Underground Laboratory (France), which allows the access to fault zones within a rocky slope (at 250 m depth) and enables accurate geophysical measurements in conditions of very low environmental noise. We show that micrometer scale opening and sliding of an isolated fracture induce an irreversible increase in permeability, up to a factor of 3 associated to a 50% decrease of its friction coefficient. These changes in mechanical properties are associated to different types of seismic patterns, characterized by a continuum between high frequency impulsive events (micro-earthquakes), tremors and low frequency signals. Seismicity migrations with time from the injected reactivated fracture to surrounding unsaturated zones. Our numerical analyses show that this migration is related to the evolution of the permeability in the injected zone, which controls the diffusion of fluid pressure and to the stress transfer throughout the surrounding medium where the fractures, whose strength is weakening, are reactivated at slow or fast sliding rates.

We then compared our results to the large scale dataset recorded at the Séchilienne landslide, located in the Romanche valley near Grenoble city (France) and which has typical

characteristics of a highly fractured unstable rock slope. The different seismic signatures recorded in this area, during and after a rainfall event, share similarities with the processes observed in the mesoscopic-scale LSBB experiments. We propose a conceptual model where aseismic deformation occuring at depth within the saturated zones of the rock slope controls the seismic deformations in the unstable dry zones near the surface.

The data obtained during this thesis contribute to refining the role of fluids in the development of seismic and aseismic deformations within fault zones and regions prone to large moving landslides. They bring some new concepts about the hydromechanical processes involved in the unsaturated rock slopes stability. This work will help to better understand the geological risks associated to giant landslides, to increase the forecasting accuracy of the gravitational and seismic hazards, and to improve the quality of measurement devices in the field.

Keywords: fluids, hydromechanics, seismicity, stress transfer, strength weakening, in-situ experiments, hydromechanical coupled modelling, landslides, unsaturated zone.

Table des matières

Remerciements **3**

Résumé **5**

Abstract **7**

Table des matières **9**

Introduction **13**

Introduction générale 13
Cadre collaboratif 15

I Fluides et sismicité dans les roches de la croûte supérieure 19

1.1 Notions de couplages hydromécaniques dans les roches 19
1.2 Réponse hydromécanique des roches fracturées 20
1.3 Différents types de sismicité induits par les fluides 23
1.3.1 Différents types de sismicité: forme, durée et contenu fréquentiel. 23
1.3.2 La sismicité liée au déclenchement des glissements de terrain 28
1.3.3 La sismicité induite par les fluides 30
1.3.4 Mécanique des séismes 35
1.4 Enjeux de cette étude pour la compréhension des relations entre les fluides, la déformation, et la sismicité 37

II Approche expérimentale *in-situ* des couplages sismiques et hydromécaniques 41

2.1 Contexte expérimental et instrumentation 41
2.1.1 Contexte géologique du Bassin du Sud-Est 41
2.1.2 Contexte structural de la zone d'expériences 42
2.1.3 Le LSBB : un site instrumenté labellisé par l'INSU 43
2.2 Contexte et protocoles expérimentaux 45
2.3 Détails des expériences 51
2.3.1 Expérience I : Injection près du mur de la galerie 51
2.3.2 Expérience II : Monitoring sismique de l'écoulement d'eau à travers une fracture naturelle déformable non-saturée 53
2.3.3 Expérience III : Observation de la sismicité induite par l'activation du glissement sur une faille par des injections d'eau 55

III Article I : Mesures *in-situ* de la réponse hydromécanique et sismique d'une fracture stimulée hydrauliquement 59

3.1 Résumé en française de l'article 60
3.2 Abstract 61
3.3 Introduction 62
3.4 Geological and experimental settings 63
3.5 Experimental results 65
3.5.1 Hydromechanical results 65
3.5.2 Permeability variations 66
3.5.3 Induced seismicity 67
3.5.4 Synthesis of experimental results 68
3.6 Numerical analysis of the conditions for hydromechanical activation of the injected fracture 69
3.6.1 Modelling set-up 69
3.6.2 Modelling results: Parameters controlling the injected Fracture hydromechanical activation 71
3.6.3 Synthesis: Process based-model 73
3.7 Discussion 75
3.8 Conclusion 76
3.9 Acknowledgement 77
3.10 References 77

IV Article II : Monitoring sismique de l'infiltration d'eau à travers une fracture naturelle déformable et non-saturée 83

4.1 Résumé en français de l'article 83
4.2 Abstract 84
4.3 Introduction 85
4.4 Theory 86
4.5 Experimental set-up and procedure 89
4.6 Experimental results. 90
4.6.1 Fracture permeability variations. 90
4.6.2 Acoustic Emissions (AE). 90
Time distribution of events 90
Single acoustic event description. 92
Testing some AEs attributes sensitivity to the permeability variations 93
4.7 Discussion 94
4.8 Conclusion 96
4.9 Acknowledgement 96
4.10 References 96

V Article III : Observation de la sismicité induite par le glissement sur une faille activée par des injections d'eau 103

5.1 Résumé en français de l'article 103
5.2 Abstract 104
5.3 Introduction 105
5.4 Experimental set-up 107
5.5 Seismic events type and sequence generated by the injection 107
5.6 Discussion: seismicity and slope rupture 110
5.7 Conclusion 113
5.8 Acknowledgement 114
5.9 Additional material: Methods 114
5.10 References 114

VI Discussion: Hydromécanique et sismicité liées à l'infiltration des pluies dans les versants rocheux fracturés 119

6.1 Signatures sismiques de l'endommagement mécanique et des variations de perméabilité induits par les circulations de fluides dans les milieux rocheux fracturés 119
6.2 Analyse hydromécanique du versant instable de Séchilienne. 123
6.2.1 Sismicité et hydrogéologie du versant de Séchilienne. 124
6.2.2 Evaluation des effets des couplages hydromécaniques sur la stabilité du versant 127
6.3 Perspectives sur le monitoring hydro-sismique des versants instables 130
6.3.1 Monitoring des versants instables: Etat de l'art 130
6.3.2 Pistes pour améliorer le monitoring hydro-sismique des versants instables 132

Conclusions 136

Perspectives 138

Bibliographie 140

Introduction générale

Les fluides sont présents dans les roches de la croûte supérieure et exercent des pressions capables de les déformer et de les rompre. Ce processus peut engendrer de la sismicité qui peut être faible à modérée ($M_w < 5$) dans des contextes géologiques proches de la surface du sol (réservoirs, glissements de terrain, volcans) ou plus forte ($M_w > 5$) à plus grande profondeur le long des failles tectoniques dans certaines régions actives du monde. Ces régions étant par ailleurs souvent très peuplées, elles constituent des zones particulièrement sensibles à ces aléas géologiques.

Dans ce cadre, la compréhension des interactions entre les fluides et la sismicité est un défi majeur de ces dernières décennies en science de la Terre, pour améliorer les connaissances des aléas géologiques et des ressources naturelles. Combiner une approche hydromécanique et sismologique des phénomènes permet d'améliorer la connaissance des interactions dynamiques entre les fluides et la sismicité. L'émergence de nouveaux réseaux d'observation sismologique et géodésique qui a densifié les mesures autour des zones actives et des réservoirs pétroliers et géothermiques, a révélé une grande diversité de signaux sismiques, de régimes de déformations sismiques et asismiques à différentes échelles de temps et d'espace et pour différents objets géologiques. L'observation de ces nouveaux signaux change la vision de la communauté scientifique sur certains concepts reliant les pressions de fluide, la déformation et la sismicité dans les roches de la croûte supérieure et pose de nouvelles questions.

Dans cette thèse, je me suis particulièrement intéressé à l'étude de la signature sismique du rôle des fluides dans la déformation et la rupture des roches fracturées qui constitue une expression encore mal comprise de l'évolution des zones de failles et des glissements de terrain, deux objets géologiques sur lesquels j'ai porté mon attention durant ce travail. J'ai plus précisément orienté mon travail selon trois axes principaux:

1. Quelles sont les différentes signatures du rôle des fluides lors de la déformation et la rupture dans les milieux fracturés ?
2. Quelle est l'origine de ces signatures ?
3. Comment relier ces différentes signatures à des processus hydrauliques et mécaniques ?

J'aborde ces problématiques par plusieurs expériences in-situ. Celles-ci consistent à injecter de l'eau sous pression dans de petites zones de faille ou de fractures de taille décamétrique (une échelle intermédiaire entre un échantillon de laboratoire et une faille de plusieurs kilomètres) afin de produire des déformations menant à l'activation du glissement le long de fractures et d'en mesurer la réponse sismique. Ces expériences ont été réalisées au Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel, un site instrumenté de l'Institut

National des Sciences de l'Univers (INSU) dans le cadre de son activité observatoire, qui permet un accès direct au cœur des failles et au cœur d'un grand versant rocheux. Lors de ces expériences, des mesures de pressions de fluides, de déformation et de sismicité ont été réalisées à la source d'injection et à proximité dans le milieu environnant. Plusieurs injections d'eau de courte (quelques secondes) et de longue durée (plusieurs dizaines de minutes) ont été effectuées afin de reproduire les effets hydromécaniques liés à l'infiltration des pluies dans les versants rocheux. C'est dans ces conditions expérimentales que j'ai pu étudier finement les relations pouvant exister entre les fluides, les différentes manifestations de la sismicité et les variations des propriétés hydrauliques et mécaniques du milieu.

Dans ce manuscrit, j'aborde ces problématiques en 6 chapitres. Dans un premier temps, je présente le contexte général de cette étude (Chapitre 1), ainsi que l'objet étudié et les conditions expérimentales (Chapitre 2). Ensuite, je présente les résultats des expériences et l'interprétation des données en terme de processus hydromécaniques et sismiques (Chapitres 3 à 5). Dans le chapitre 6, je présente un bilan des observations acquises durant les expériences *in-situ* que j'ai analysé, que je compare et discute ensuite avec les données du glissement de terrain de Séchilienne dans la vallée de la Romanche près de Grenoble.

Dans le détail, le chapitre 1 dresse un état des connaissances sur les relations entre les fluides et la sismicité naturelle ou induite dans les roches de la croûte supérieure. Aussi bien les aspects théoriques qu'expérimentaux des mécanismes reliant les fluides et la sismicité sont présentés.

Le chapitre 2 décrit le contexte géologique de l'objet étudié et les dispositifs expérimentaux que nous avons mis en place pour la mesure simultanée et hautes fréquences de la pression d'eau, de la déformation et de la sismicité lors des injections hydrauliques contrôlées réalisées dans cette thèse. Cette partie rassemble toutes les données techniques sur les capteurs utilisés nécessaires à la compréhension des résultats présentés par la suite. J'expose aussi dans cette partie la problématique abordée dans les différentes expériences.

L es trois chapitres suivants (chapitres 3, 4 et 5) présentent les résultats sous la forme de trois articles scientifiques publiés ou en cours d'évaluation. Le premier article (chapitre 3) aborde les processus hydromécaniques susceptibles d'être à l'origine de la sismicité induite, ainsi que les relations entre les différents modes d'accommodation de la déformation dans une faille pressurisée et le milieu environnant. L'article suivant (chapitre 4) s'intéresse à la réponse acoustique de l'infiltration d'eau dans une fracture non saturée dont la perméabilité évolue sous l'effet de sa déformation. Le dernier article (chapitre 5) aborde l'identification et la classification des signatures sismiques enregistrées lors de l'activation du glissement lent selon une faille par une injection de fluide (3.5 MPa) de longue durée (3000 secondes).

Dans le chapitre 6, nous présentons un bilan des résultats. Nous discutons les relations entre les variations des propriétés du milieu et la sismicité induite par les pressions de fluides pour aboutir à un modèle conceptuel des interactions entre le comportement sismique et hydromécanique d'un versant fracturé instable et non saturé. Ce modèle conceptuel est confronté aux données du glissement de terrain de Séchilienne. Enfin, nous proposons des perspectives pour améliorer le monitoring sismique et hydromécanique synchrones dédiés à une meilleure prise en compte de l'hydromécanique des versants instables et des failles tectoniques.

Cadre collaboratif

Le travail présenté dans cette thèse s'inscrit dans le cadre d'une collaboration entre des chercheurs de GEOAZUR à Nice (Frédéric Cappa, Stéphane Gaffet, Louis De Barros), du CEREGE à Marseille (Yves Guglielmi), ISTERRE à Grenoble (Stéphane Garambois, Agnès Helmstetter) et du LBNL-ESD à Berkeley (Jonny Rutqvist) à travers deux projets de recherches financées par l'Agence Nationale de la Recherche et un projet financé par la région Provence Alpes Côte d'Azur.

Le premier projet ANR « HPPP-CO_2 » (2007-2011, porteur : Yves Guglielmi, CEREGE) est dédié au développement d'un nouveau protocole de mesure *in-situ* des propriétés hydrauliques et mécaniques des roches poreuses et fracturées et des liens avec la sismicité. Dans le cadre de ce projet, j'ai pu bénéficier d'instruments de mesures innovants basés sur l'utilisation d'une sonde d'injection hydraulique couplée à des mesures synchrones de pressions de fluide, de déformation et des ondes sismiques.

Le second projet ANR « SLAMS » (2010-2013, porteur : Stéphane Garambois, ISTERRE) est dédié à l'étude de la dynamique du glissement de terrain de Séchilienne dans la vallée de la Romanche près de Grenoble. Dans ce projet, j'ai principalement travaillé à l'interface entre la tâche 1 (coordonnée par Agnès Helmstetter, ISTERRE) et la tâche 2 (coordonnée par Frédéric Cappa, GEOAZUR). La tâche 1 s'intéresse à la compréhension de la dynamique actuelle du mouvement par le suivi temporel d'observations multi-paramètres (déplacement, sismicité, pluviométrie). La tâche 2 vise à comprendre les effets des mouvements de fluides et des couplages hydromécaniques associés sur les processus de déstabilisation du versant.

Le projet « PETRO-PRO » (2009-2011, porteur : Yves Guglielmi, CEREGE) est complémentaire du projet ANR HPPP-CO_2. Ce projet est subventionné par la région Provence Alpes Côte d'Azur. Il s'intéresse à l'évolution des propriétés pétrophysiques des roches par le suivi des effets poroélastiques liés au bruit micro-sismique.

Partie I

Fluides et sismicité dans les roches de la croûte supérieure

I Fluides et sismicité dans les roches de la croûte supérieure 19

1.1 Notions de couplages hydromécaniques dans les roches 19
1.2 Réponse hydromécanique des roches fracturées 20
1.3 Différents types de sismicité induits par les fluides 23
1.3.1 Différents types de sismicité: forme, durée et contenu fréquentiel. 23
1.3.2 La sismicité liée au déclenchement des glissements de terrain 28
1.3.3 La sismicité induite par les fluides 30
1.3.4 Mécanique des séismes 35
1.4 Enjeux de cette étude pour la compréhension des relations entre les fluides, la déformation, et la sismicité 37

I Fluides et sismicité dans les roches de la croûte supérieure

Ce chapitre d'introduction présente le contexte général des couplages hydromécaniques et de la sismicité dans les roches fracturées de la croûte supérieure. Je présente un bref récapitulatif des notions de couplages hydromécaniques dans les roches fracturées. Les différents types de sismicité enregistrés ces dernières années sur différents objets géologiques dans lesquels des fluides sont présents (Failles, glissements de terrain, réservoirs et volcans) sont décrits succinctement. Les avancées sur le suivi sismologique des glissements de terrain dont j'utilise les données dans la partie « discussion » de ce manuscrit sont détaillées. Enfin, les enjeux de ce travail pour la compréhension des relations entre les fluides, la déformation, et la sismicité sont exposés.

1.1 Notions de couplages hydromécaniques dans les roches

Les phénomènes mécaniques et hydrauliques interagissent entre eux et se traduisent par des processus de couplages hydromécaniques car les milieux géologiques contiennent des pores et des fractures qui peuvent être saturés en fluides et déformables. Ces processus couplés impliquent qu'un des processus affecte l'initiation et l'évolution d'un autre processus et que le comportement d'ensemble du système ne peut pas être décrit avec précision si chaque processus est considéré séparément ou comme une simple succession [Rutqvist et Stephansson, 2003]. Ces couplages sont très complexes puisqu'ils résultent à la fois de relations "directes" entre pression et déformation des interstices de la roche, et, de relations "indirectes" correspondant à des changements des propriétés hydrauliques et mécaniques du milieu [Rutqvist et Stephansson, 2003] (Fig. 1). En général, une roche contenant des fluides peut se déformer soit sous l'effet d'un chargement mécanique externe, soit sous l'effet d'une variation interne de la pression de fluide. Par exemple, une augmentation de contrainte peut générer une réduction du volume des pores et une augmentation de la pression de fluides. Si le chargement est rapide, l'augmentation de pression est instantanée et le fluide n'a pas le temps de s'écouler. Ce phénomène correspond à la réponse non-drainée du milieu. Si, à l'inverse, le chargement est lent, le fluide a le temps de s'écouler et l'augmentation de pression est très faible, voire nulle, c'est la réponse drainée du milieu. Une particularité importante des interactions entre déformation mécanique et écoulement de fluide dans les roches et les fractures est leur hétérogénéité et leur grande non-linéarité à la fois à l'échelle de la matrice, de la fracture unique et du réseau de fractures.

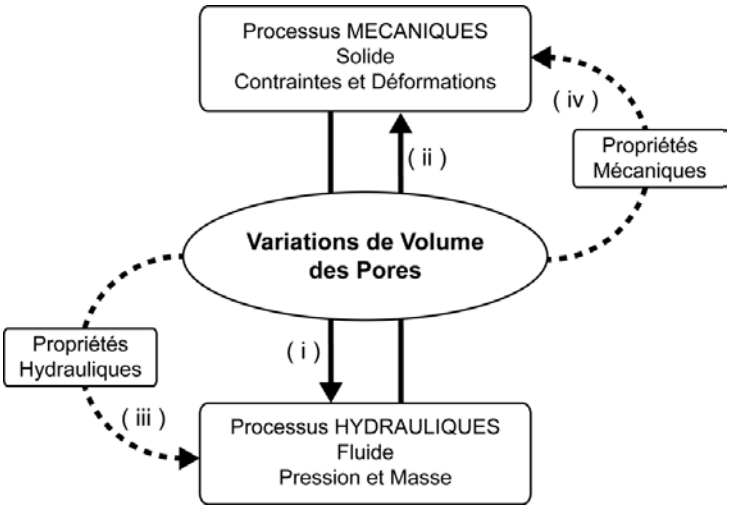


Figure 1: *Couplages hydromécaniques dans les milieux géologiques. (i) et (ii) indiquent les couplages « directes » entre les variations de volume des pores et les réponses hydrauliques et mécaniques du milieu, et (iii) et (iv) indiquent les couplages « indirects » impliquant un changement des propriétés hydrauliques et mécaniques du milieu. [Rutqvist et Stephansson, 2003].*

1.2 Réponse hydromécanique des roches fracturées

Le comportement hydromécanique des roches fracturées a été étudié à travers de nombreux essais en laboratoire [Tsang et Witherspoon, 1981, 1983; Raven et Gale, 1985; Makurat et al., 1990; Cook, 1992; Gentier et al., 2000; Hopkins, 2000; Myer, 2000; Pyrak-Nolte et Morris, 2000], de tests in situ [Jung, 1989; Myer, 1991; Cornet et Morin, 1997; Cornet et al., 2003; Cappa et al., 2005, 2006, 2008 ; Guglielmi et al., 2008] et de modélisations numériques [Rutqvist, 1995; Rutqvist et Stephansson, 1996; Rutqvist et Tsang, 2002; Zangerl et al, 2003]. Les roches fracturées montrent un comportement hydromécanique fortement hétérogène [Myer, 1991; Cornet et Morin, 1997; Cornet et al., 2003; Cappa et al. 2005, 2006](Fig. 2). Dans les roches fracturées à faible perméabilité matricielle, la déformation mécanique et l'écoulement de fluide se produisent dans le réseau de fractures, dépendant à la fois des propriétés hydrauliques et mécaniques intrinsèques aux fractures, mais également de la connectivité avec les autres fractures, de l'orientation et de l'amplitude des contraintes effectives appliquées, ainsi que des caractéristiques topographiques et géologiques à différentes échelles.

Les effets d'échelles et les perturbations liés à l'échantillonnage impliquent que les propriétés hydrauliques et mécaniques d'une fracture naturelle déduites d'échantillons en laboratoire peuvent être très différentes de celles définies *in-situ*. Il est difficile de dériver les propriétés hydromécaniques *in-situ* d'un massif rocheux fracturé à partir de données de laboratoire. Pour mieux caractériser le comportement hydromécanique des roches fracturées, des expérimentations sur site couplées à une analyse numérique des données permettent d'appréhender les phénomènes à une échelle décamétrique intermédiaire entre celle du laboratoire et celle du massif ou du réservoir [Rutqvist et Stephansson, 2003]. Rutqvist *et al.*

[1998] recommandent d'associer des essais hydrauliques en forages avec des mesures de déplacements mécaniques des épontes des fractures. Néanmoins, rares sont les expérimentations *in-situ* associant simultanément ces mesures [Myer, 1991; Cappa *et al.*, 2005].

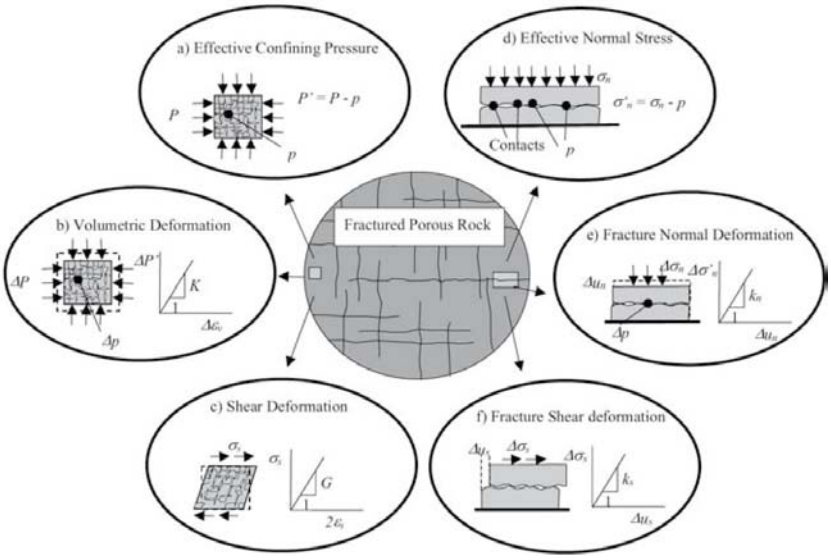


Figure 2: *Aperçu schématique des différents comportements mécaniques d'un milieu fracturé composé d'une matrice rocheuse poreuse et de fractures. [Rutqvist et Stephansson, 2003].*

Le comportement hydromécanique d'une fracture seule a d'abord été décrit par l'ouverture et la fermeture des épontes sous un chargement uniaxial [Witherspoon *et al.*, 1979; Sibaï et al, 1997]. Il a été montré que la réponse hydraulique et mécanique d'une fracture dépend fortement de la rugosité de ses épontes [Tsang et Witherspoon, 1981; Cook, 1992; Gentier *et al.*, 2000; Hopkins, 2000; Myer, 2000; Pyrak-Nolte et Morris, 2000]. Cette rugosité règle la quantité et la distribution spatiale des aires de contact, ainsi que de la géométrie de l'espace des vides à l'intérieur de la fracture (Fig. 3). La conductivité hydraulique dépend du diamètre et de la distribution spatiale des ouvertures, et le déplacement mécanique dépend de la quantité et de la distribution spatiale des zones de contact. Pyrak-Nolte *et al.* [1987] et Pyrak-Nolte et Morris [2000] ont notamment montré que l'augmentation de la contrainte normale appliquée aux épontes d'une fracture augmentait la surface de contact ce qui induit une diminution de la perméabilité et une augmentation de la raideur. Ce changement de géométrie des épontes s'accompagne d'une modification des chemins d'écoulement (Fig. 4) [Hakami, 1995]. Pyrak-Nolte *et al.* [1987] montrent également, pour différents types de fractures, que les écoulements de fluide dans une fracture diminuent avec l'augmentation de contrainte normale appliquée aux épontes.

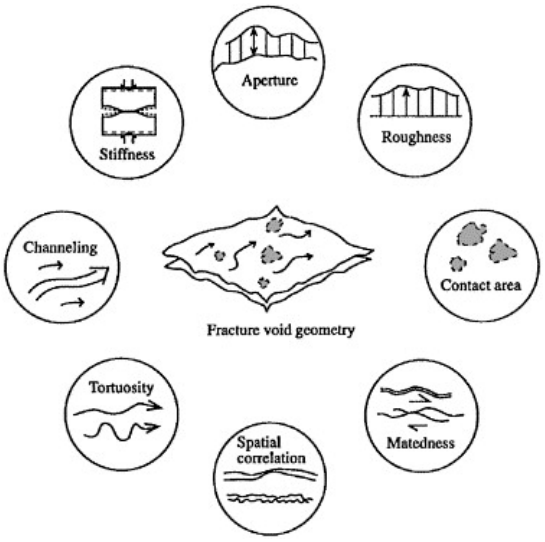


Figure 3: *Propriétés hydrauliques des fractures déterminées par la géométrie et la répartition de vides. D'après Pyrak-Nolte et Morris [2000].*

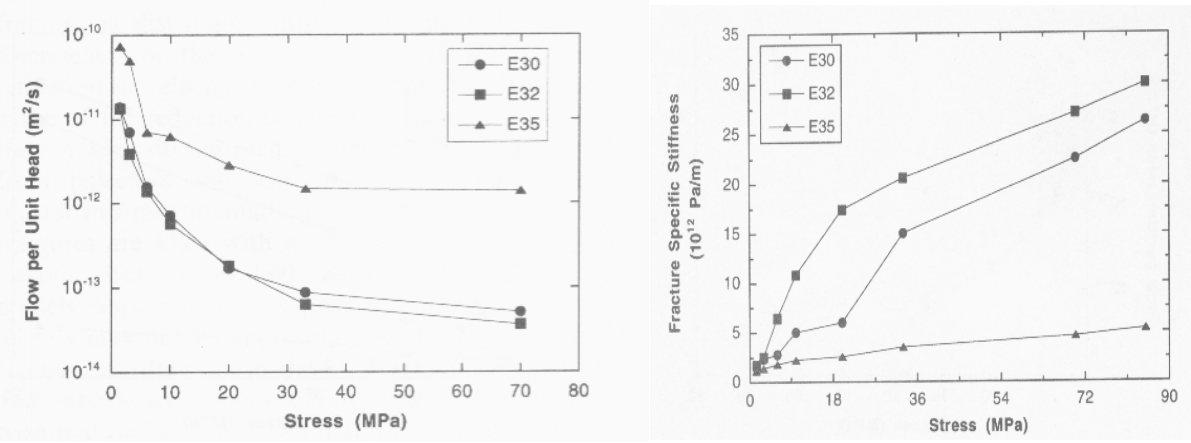


Figure 4: ***(****a) Evolution du débit d'écoulement et (b) de la raideur en fonction de la contrainte normale appliquée à trois échantillons de fracture (E30, E32 et E35). D'après Pyrak-Nolte et al [1987].*

Lorsque la fracture est soumise à du cisaillement, Makurat *et al.* [1990] et Olsson et Barton [2001] montrent que la perméabilité de la fracture varie en fonction de la géométrie des contacts dans la fracture, et en particulier l'endommagement des aspérités de la fracture et de la production de gouge. Gentier *et al.* [2000] montrent que lors du cisaillement, la fracture commence par se refermer et que la chenalisation des écoulements augmente. La fracture s'ouvre ensuite par dilatance, ce qui augmente le volume des vides (Fig. 5) et se traduit par une augmentation des propriétés hydrauliques. Les essais en laboratoire montrent que le cisaillement d'une fracture sous contrainte tend à diminuer sa perméabilité de plusieurs ordres de grandeur. Cependant, cette diminution de perméabilité est fortement non linéaire et peu de modèles réussissent actuellement à reproduire ces mécanismes [Faoro *et al.*, 2009].

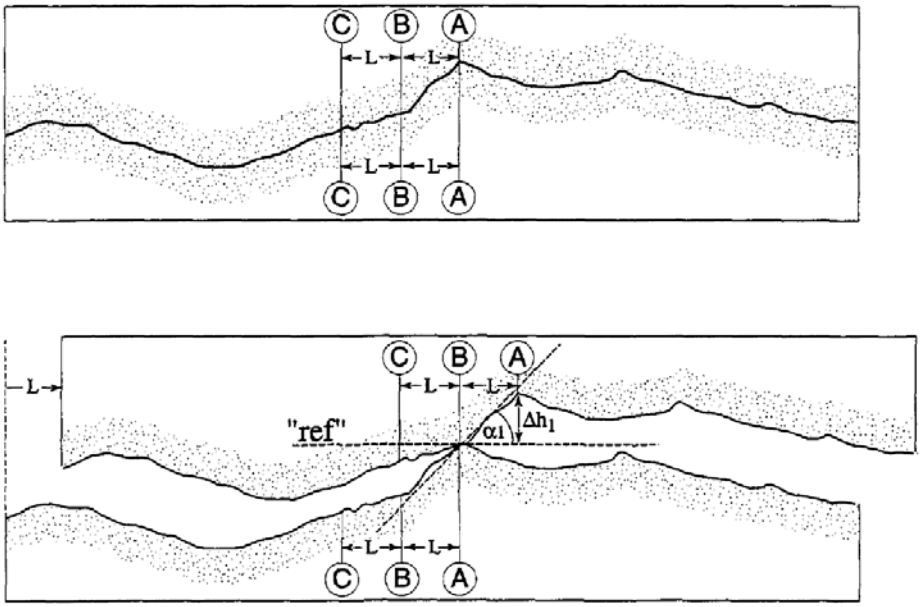


Figure 5: *Relation entre la géométrie des surfaces d'une fracture et la dilatance lors de déplacements en cisaillement. D'après Fecker et Rengers [1971].*

1.3 Différents types de sismicité induits par les fluides

Dans cette partie, j'expose les différentes familles d'évènements sismiques observés à l'heure actuelle sur différents objets géologiques, ainsi que les exemples connus de sismicité induite par les fluides.

1.3.1. Différents types de sismicité: forme, durée et contenu fréquentiel

Le déploiement des réseaux denses d'observation sismologique et géodésique autour des failles actives, des volcans, des réservoirs géologiques et des glissements de terrain a permis d'identifier une large gamme de signaux sismiques dont certains sont nouveaux et qualifiés d'événements lents et inhabituels en comparaison aux séismes classiques. Dans cette section, je présente les caractéristiques de ces signaux ainsi que le détail de la sismicité enregistrée sur les versants instables.

Les séismes dits « classiques » : les événements sismiques le plus communément étudiés et observés sont les tremblements de terre se produisant sur les failles tectoniques. La rupture émet des ondes de différentes natures et la très grande majorité des signaux enregistrés possèdent des caractéristiques communes, à savoir des formes d'ondes courtes dépendantes de la magnitude du séisme et de la diffusion des ondes au sein du milieu (traduit par la forme de la coda), très impulsives et énergétiques (Fig. 6), un spectre fréquentiel très large bande (du mHz à quelques Hz), et une occurrence générale dépendante de la magnitude du séisme à l'origine de ce signal [Scholz, 2002]. Par exemple, la figure 7 présente un enregistrement du signal sismique lors du séisme de Tohoku-Oki (M=9) survenu au Japon en Mars 2011. On peut y observer particulièrement bien la première arrivée de l'onde P de

compression suivie quelques secondes plus tard de l'onde S de cisaillement de plus forte amplitude. Le spectre fréquentiel indique que ce signal sismique s'étale sur une large bande de fréquences allant de 0 à 50 Hz. Le fait que ce signal affiche de manière générale une grande quantité de fréquences différentes est assez typique de la sismicité classique. Un séisme produit en réalité toute une gamme d'ondes de fréquences différentes, dont seules les basses fréquences ne sont que faiblement atténuées par le milieu traversé. Lors de l'enregistrement de ces signaux, l'intégralité des basses fréquences (en dessous de 50 Hz) est donc en général visible, alors que les fréquences plus hautes sont absentes en raison du filtre passe-bas que jouent les milieux géologiques traversés.

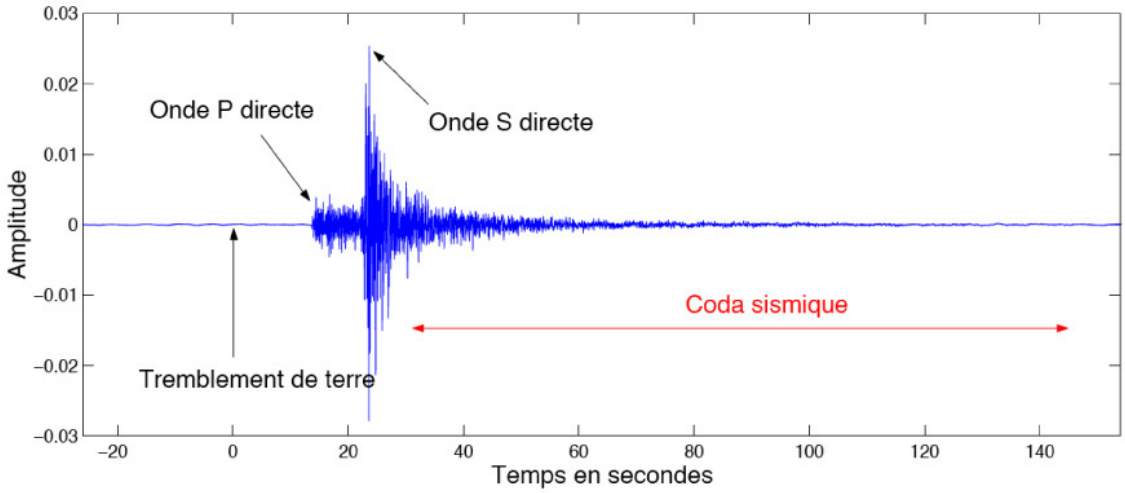


Figure 6: *Signal sismique typique des séismes dits « classiques ». Une première arrivée d'onde correspondant à l'onde P longitudinale, suivie de l'onde S transversale de forte amplitude, et d'une coda de longue durée qui s'atténue.*

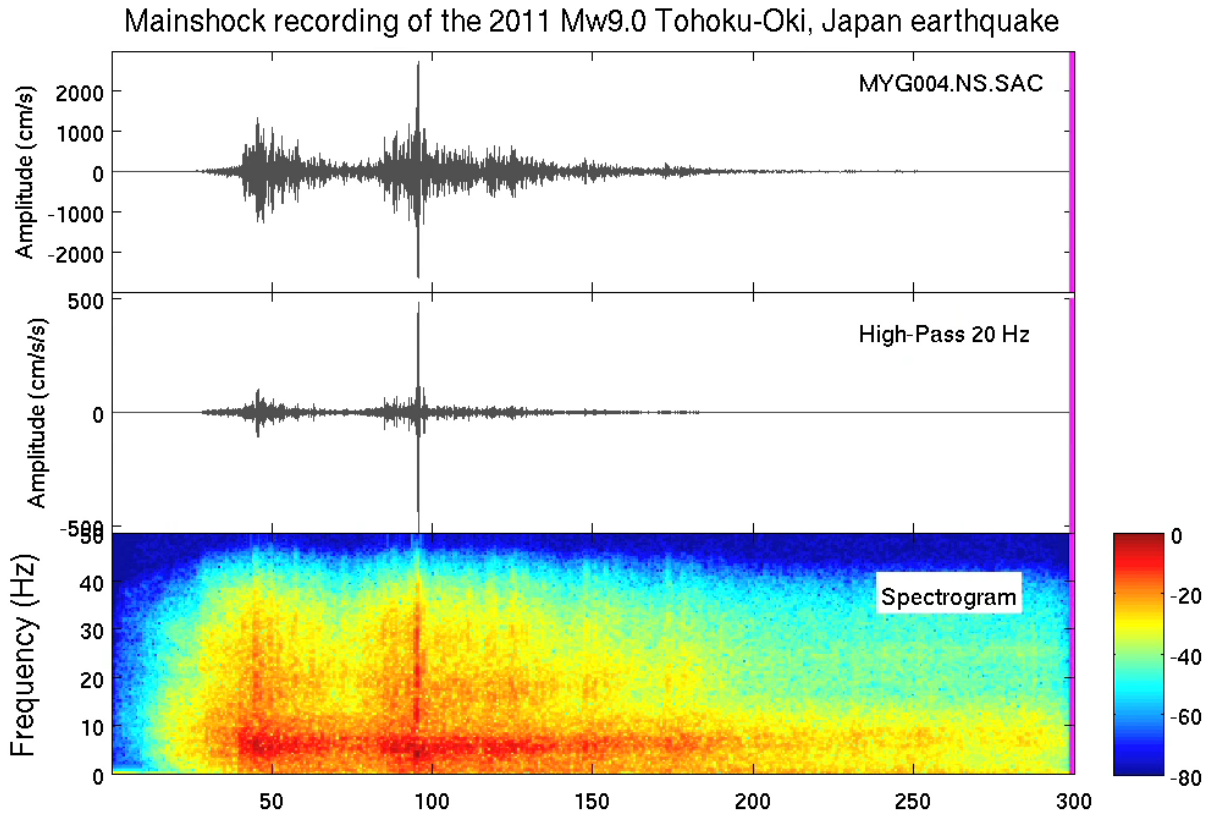


Figure 7: *Exemple d'un déplacement fort en champ proche enregistré à la station K-Net MYG 004 pendant le séisme Tohoku-Oki en 2011, M_w = 9.0. a. Accélérogramme de la composante Nord. b. Signal filtré passe-haut à 20 Hz. c. Spectrogramme du signal a. Un filtre passe-haut à 0.5 Hz a été appliqué avant de réaliser le spectrogramme dans le but de réduire l'artéfact généré par l'utilisation de la transformée de Fourier à fenêtres temporelles courtes à un signal de longue durée. D'après Peng et al. [2012].*

Les séismes dits « lents » : parmi les nouveaux phénomènes observés ces dix dernières années, les séismes lents ont été particulièrement étudiés car ils sont très distincts des séismes dits « classiques », de par la faible amplitude des ondes émises et le contenu particulièrement basses fréquences de leur spectre de Fourier. Les séismes lents présentent aussi des vitesses de rupture et des chutes de contraintes plus faibles que les séismes traditionnels. Ils ont été mesurés principalement sur les failles tectoniques et les volcans, et plus récemment sur les glissements de terrain et les réservoirs géologiques [Beroza et Ide, 2011]. Ces séismes lents sont parfois observés avant de grandes ruptures sismiques.

Trois types de séismes lents ont principalement été observés sur les failles: (1) les événements basses fréquences, (2) les événements très basses fréquences, et (3) les trémors non-volcaniques ou trémors tectoniques, (Fig. 8, a - d) [Peng et Gomberg, 2010]. De la même manière, les signaux sismiques observés en volcanologie sont classés en quatre catégories définies par leur contenu fréquentiel et leur durée (Fig. 8, e -g) [Lokmer, 2008]. Dans le cas des glissements de terrains, les magnitudes associées aux séismes étant beaucoup plus faibles que celles enregistrées prés des failles ou des volcans, seuls les glissements de terrain instrumentés avec un réseau dense de capteurs sismologiques et géodésiques ont permis de

fournir des informations sur les différents signaux [Spillman *et al.*, 2007; Helmstetter et Garambois, 2010; Lacroix et Helmstetter, 2011; Gomberg *et al.*, 2011]. La figure 8h montre un exemple de signaux sismiques associés à des chutes de blocs durant l'éboulement de falaise de Yosemite en 2009. Dans le cas des réservoirs géologiques proches de la surface, Das et Zoback [2011] ont identifié lors d'opérations de fracturation hydraulique des signaux basses fréquences semblables à ceux mesurés sur les failles tectoniques.

Les événements basses fréquences (LFE pour Low Frequency Event). Suite au séisme destructeur de Kobe au Japon en 1995 (M_w = 6.9), le gouvernement japonais, par l'intermédiaire de la Japan Meteorological Agency (JMA) et du National Reasearch Institue for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), lança une politique nationale d'harmonisation des données sismiques et installa un réseau dense et de grande ampleur de sismomètres en forages, le réseau Hi-net [Obara *et al.* 2005] afin d'améliorer la détectabilité de la sismicité au Japon. Grâce à ce réseau sans précédent à cette époque, l'amélioration de la précision et de la sensibilité des mesures ainsi que la grande quantité de données acquises a permis d'identifier et de localiser ces événements basses fréquences dans un contexte de tectonique active [Nishide *et al.*, 2000]. Ces événements sont caractérisés par une faible amplitude (ils semblent légèrement bruités par rapport aux événements sismiques classiques), possèdent en général des ondes P- et S- identifiables, et un contenu spectral basses fréquences (0.01-10 Hz).

Les trémors tectoniques: Ils correspondent à une vibration de faible amplitude qui persiste sur de longue durées (quelques minutes à plusieurs heures, voire plusieurs jours dans certains cas) et dont les formes d'ondes ressemblent à un bruit continu d'amplitude supérieur à celle du bruit sismique ambiant. Comparés aux séismes traditionnels, les trémors ne sont pas impulsifs. La plupart du temps, ils se concentrent dans une bande de fréquence entre 1 et 10 Hz, ne présentent pas de pics fréquentiels distincts et apparaissent de manière épisodique sur les enregistrements sismiques [Obara, 2002]. Ils s'atténuent généralement rapidement à basses et hautes fréquences. Par ailleurs, ils ne présentent pas d'arrivées clairement identifiables dans leur forme d'onde (ondes P- et S-). De nombreuses études ont montré que ces signaux pouvaient être considérés comme résultant de la superposition d'événements basses fréquences (LFEs) sous la forme d'un essaim de sismicité. Le nom « trémor tectonique» a été choisi en référence à un autre type de vibration enregistré sur les volcans, les « trémors volcaniques » interprétés comme résultant du couplage entre les fluides et la roches dans les conduits des volcans [Chouet, 1985].

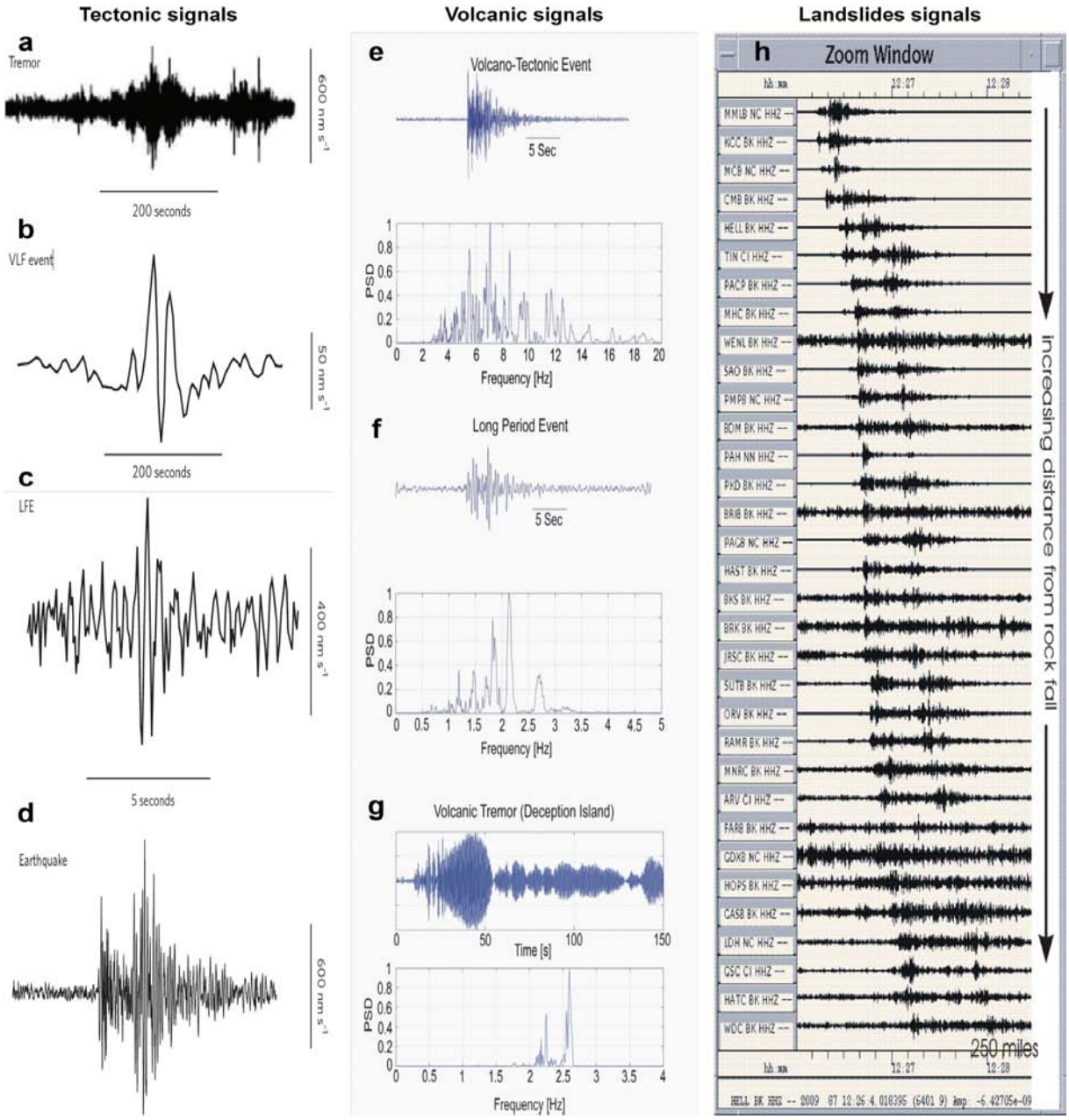


Figure 8: *Exemples des différents types d'événements sismiques enregistrés dans différents contextes géologiques. Colonne de gauche : signaux associés à des glissements sur des failles tectoniques : (a) trémor non-volcanique filtré entre 2 et 8 Hz, (b) séisme très basse fréquence filtré entre 5 et 50 mHz; (c) séisme basse fréquence enregistrées au Japon; (d) séisme classique de magnitude Mw = 1.9 à l'Ouest de l'état de Washington aux Etats Unis. D'après Peng et Gomberg [2010]. Colonne centrale : signaux volcaniques traditionnels et leur spectre de Fourier : (e) séisme volcano-tectonique; (f) séisme longue période; (g) trémor volcanique harmonique enregistré dans l'île de la Déception, en Antarctique. D'après Lokmer [2008]. Colonne de droite : (h) signatures sismiques enregistrées à différentes stations du glissement de terrain de Yosemite survenu le 28 mars 2009 (Du Seismoblog of the seismological laboratory, Berkeley, California).*

<u>*Les signaux très basses fréquences*</u> (VLFEs pour Very Low Frequency Events): Ce sont des séismes de faible magnitude (M_w < 4) et d'une durée caractéristique de l'ordre de 20 secondes. Le spectre fréquentiel de ces signaux n'affiche en général pas de contenu au dessus de 0.1 à 1Hz.

Ces différents signaux sont généralement associés à des phénomènes de glissements lents dont le moteur est encore mal compris. Le rôle des fluides et de l'affaiblissement de la friction des matériaux rocheux sont cependant des mécanismes souvent évoqués pour les expliquer [Peng et Gombert, 2010].

1.3.2 La sismicité liée au déclenchement des glissements de terrain

L'observation sismologique des glissements de terrain est récente. De nombreuses études ont montré qu'il était possible d'extraire des mesures quantitatives des données sismiques qui permettent de fournir des éléments clés pour la compréhension de la dynamique des glissements de terrain à différentes phases de leur évolution. Ces études ont notamment permis d'identifier dans la sismicité des mécanismes de rupture et de les corréler avec différents types de forçages [Brodsky *et al.*, 2003; Amitrano *et al.*, 2005; Brückl et Mertl, 2006; Roth *et al.*, 2006; Mertl et Brückl, 2007; Spillman *et al.*, 2007; Del Gaudio et Wasowski, 2007; Del Gaudio *et al.*, 2008; De Paris *et al.*, 2008; Burjanek *et al.*, 2010; Gaffet *et al.*, 2010; Helmstetter et Garambois, 2010; Got *et al.*, 2010; Amitrano *et al.*, 2010; Lacroix et Helmstetter, 2011; Gomberg *et al.*, 2011; Levy *et al.*, 2010, 2011; Dammeier *et al.*, 2011; Feng, 2011; Walter *et al.*, 2012]. Le monitoring sismique des glissements de terrain permet dans la plupart des cas d'enregistrer de nombreux événements, souvent de longue durée, de faible amplitude et étendus sur une large bande de fréquences, qui dépendent à la fois de la nature géologique du site instrumenté et des paramètres déclencheurs. Par exemple, Spillman *et al.* [2007] ont observé sur le glissement de terrain de Randa en Suisse 66 409 évènements sismiques sur une période de 31 mois. Helmstetter et Garambois [2010] ont également mesuré plusieurs milliers d'événements sur une période de 2 ans sur le glissement de terrain de Séchilienne en France (Fig. 9). Toutes ces études ont montré que des évènements étaient détectables et qu'ils avaient une signature spectrale caractéristique permettant de les différencier d'autres événements pouvant aussi générer des ondes sismiques. Ces travaux indiquent aussi que les signaux sont d'origines différentes et influencés à la fois par les conditions expérimentales et les processus naturels. Helmstetter et Garambois [2010] montrent par exemple, qu'après le retrait des événements parasites induits par les facteurs expérimentaux (bruit, orage, communication à distance avec les stations, perturbations électriques, etc.), la classification de ces événements permet d'identifier en général les signaux liés aux chutes de blocs et les signaux liés à des micro-séismes (généralement entre $-2 < M_w < 2$) qui dans la plupart des études sont expliqués par des processus de rupture (glissement ou basculement) le long de fractures dans le volume instable, ou bien sur un ou plusieurs ensembles de plans de glissement à la base du volume instable [Helmstetter et Garambois, 2010; Walter *et al.*, 2012].

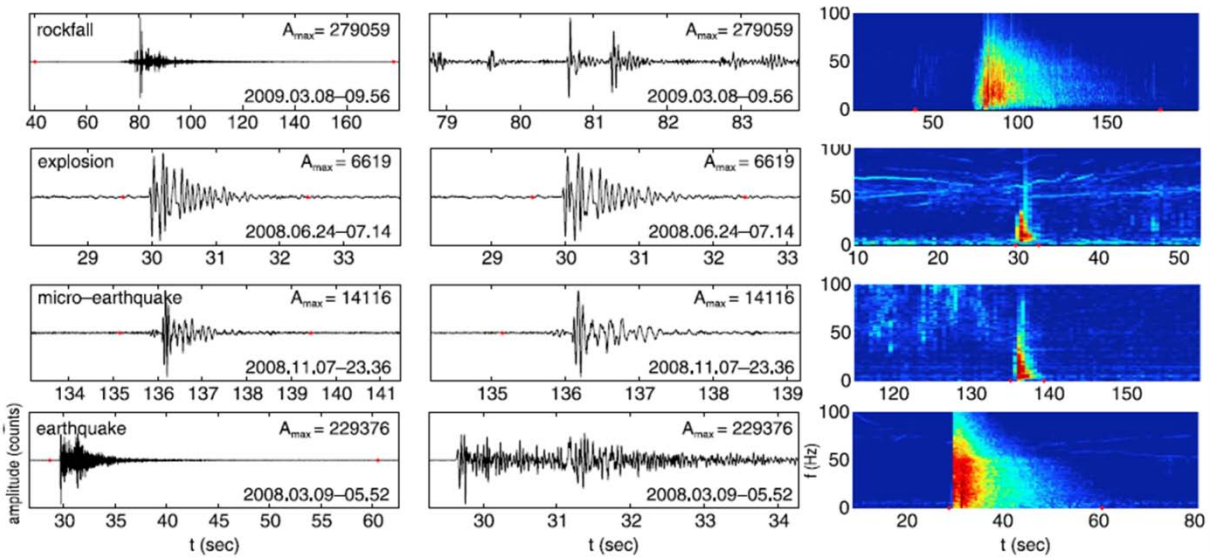


Figure 9: *Sélection des différents types de signaux enregistrés en 2008 sur le glissement de terrain de Séchilienne. A gauche, les sismogrammes enregistrés pour le canal 0 de la station THE située à proximité immédiate de la partie haute du versant. Au milieu, zoom sur une fenêtre de 5 secondes centrée autour du pic d'amplitude. A droite, spectrogramme (échelle logarithmique) moyenné sur l'ensemble des canaux verticaux de la station THE. Les points rouges indiquent le début et la fin de chaque événement. D'après Helmstetter et Garambois [2010].*

Dans le cas du glissement de Séchilienne, les signaux associés aux chutes de blocs sont caractérisés par une large bande de fréquences (1 à 125 Hz) et une durée de plusieurs dizaines de secondes à plusieurs minutes. Les micro-séismes sont quant à eux de courte durée (quelques secondes) et les événements les plus forts présentent une réponse spectrale basse fréquence inférieure à 10 Hz. Dans ces versants instables, la localisation des événements est difficile en raison de la forte hétérogénéité du milieu et des vitesses sismiques, la forte atténuation et la dispersion des ondes, et la difficulté à identifier clairement des ondes P- et S- [Spillman *et al.*, 2007]. Ainsi, peu d'études présentent une localisation précise des évènements et se concentrent plutôt sur la recherche de précurseurs sismiques avant une rupture brutale du versant [Amitrano *et al.*, 2005; Levy *et al.*, 2010], ainsi que sur les relations existantes entre l'occurrence des événements sismiques, les vitesses de déplacement mesurées en surface, la pluviométrie et la température [Helmstetter et Garambois, 2010; Amitrano *et al.*, 2010]. Par exemple, Walter et Joswig. [2008], Helmstetter et Garambois [2010], et Walter *et al.* [2011] observent sur différents sites une forte corrélation entre le déclenchement de micro-séismes dans le versant instable et la pluie. A l'inverse, Spillman *et al.* [2007] ont enregistré des signaux sismiques liés à la rupture de fractures en période sèche. Enfin, Levy et al [2011] montrent que les variations de température peuvent déclencher des ruptures sismiques sur des fractures dans une écaille rocheuse. Le suivi sismologique des versants instables apporte donc des informations précieuses pour la compréhension des mécanismes de rupture. Cependant, malgré toutes ces études, des questions restent encore ouvertes sur l'origine de cette sismicité et les liens avec les forçages hydrauliques et thermiques agissant sur ces versants rocheux.

1.3.3 La sismicité induite par les fluides

La présence des fluides est connue pour affaiblir la résistance des roches et des fractures, et participer à l'initiation de l'instabilité [Hubert et Rubey, 1959; Sibson, 1973; Scholz, 2002]. Sous certaines conditions, les fluides peuvent faciliter la rupture à des niveaux de contrainte plus faibles que ceux requis en conditions sèches. La pression des fluides (P_p) va diminuer la contrainte effective ($\sigma' = \sigma - P_p$; σ représente la contrainte totale), et par conséquent la résistance ($\tau = c + \mu\sigma_n'$ selon le critère de Mohr-Coulomb; τ représente la contrainte cisaillante, c la cohésion, σ_n' la contrainte normale effective, et μ la friction) (Fig. 10). Cette formulation très générale permet d'apprécier le couplage fluides/séismes et comment la pression de fluide peut intervenir dans le démarrage d'instabilités. Hubert et Rubey [1959] furent parmi les premiers auteurs à donner un rôle majeur aux surpressions de fluide dans la mécanique des failles en montrant que les surpressions sont susceptibles de déstabiliser les failles. Plus tard, Nur et Booker [1972] ont montré que la diffusion des fluides induite par relaxation des fentes de tension après un séisme est susceptible d'influencer le déclenchement des répliques.

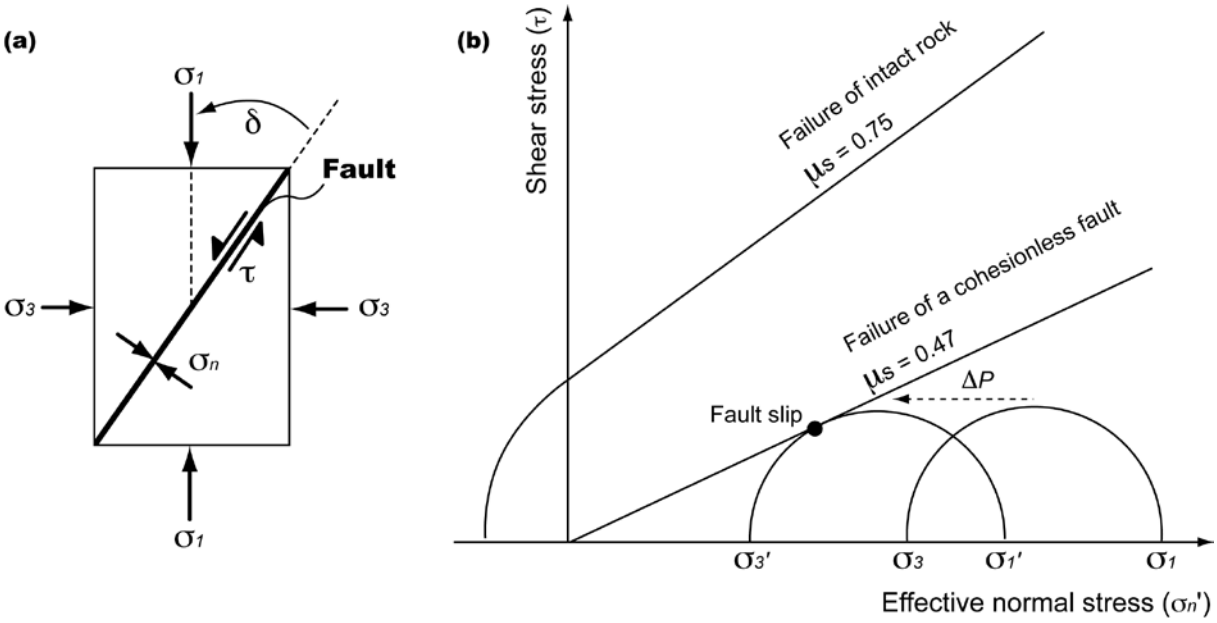


Figure 10 : *(a) Contraintes normale et tangentielle sur une discontinuité (faille ou fracture); (b) Diagramme de Mohr illustrant l'activation d'une faille par l'augmentation de la pression de fluide qui induit une réduction de la contrainte effective.*

De nombreux exemples de sismicité déclenchée par les pressions de fluides ont été documentés lors des dernières décennies. Deux catégories sont généralement identifiées:

(1) *La sismicité induite par des forçages naturels.* Plusieurs cas de manifestations et d'implications mécaniques des fluides dans la sismicité ont été identifiés durant les dernières décennies. Ces exemples concernent les répliques des grands séismes [Miller *et al.*, 2004; Terakawa *et al.*, 2010], les essaims sismiques [Ohtake, 1976], les précurseurs hydrauliques et

asismiques des grands séismes [Roeloffs, 1988], la sismicité déclenchée par la pluie [Husen *et al.*, 2007; Hainzl *et al.*, 2006] (Fig. 11), les variations de pression de fluides induites par des séismes [Brodsky *et al.*, 2003; Manga and Wang, 2007], le déclenchement par des variations de contraintes poroélastiques [Peltzer, 1998], et l'augmentation de perméabilité de la croûte par les transferts de contraintes dynamiques [Elkhoury *et al.*, 2006].

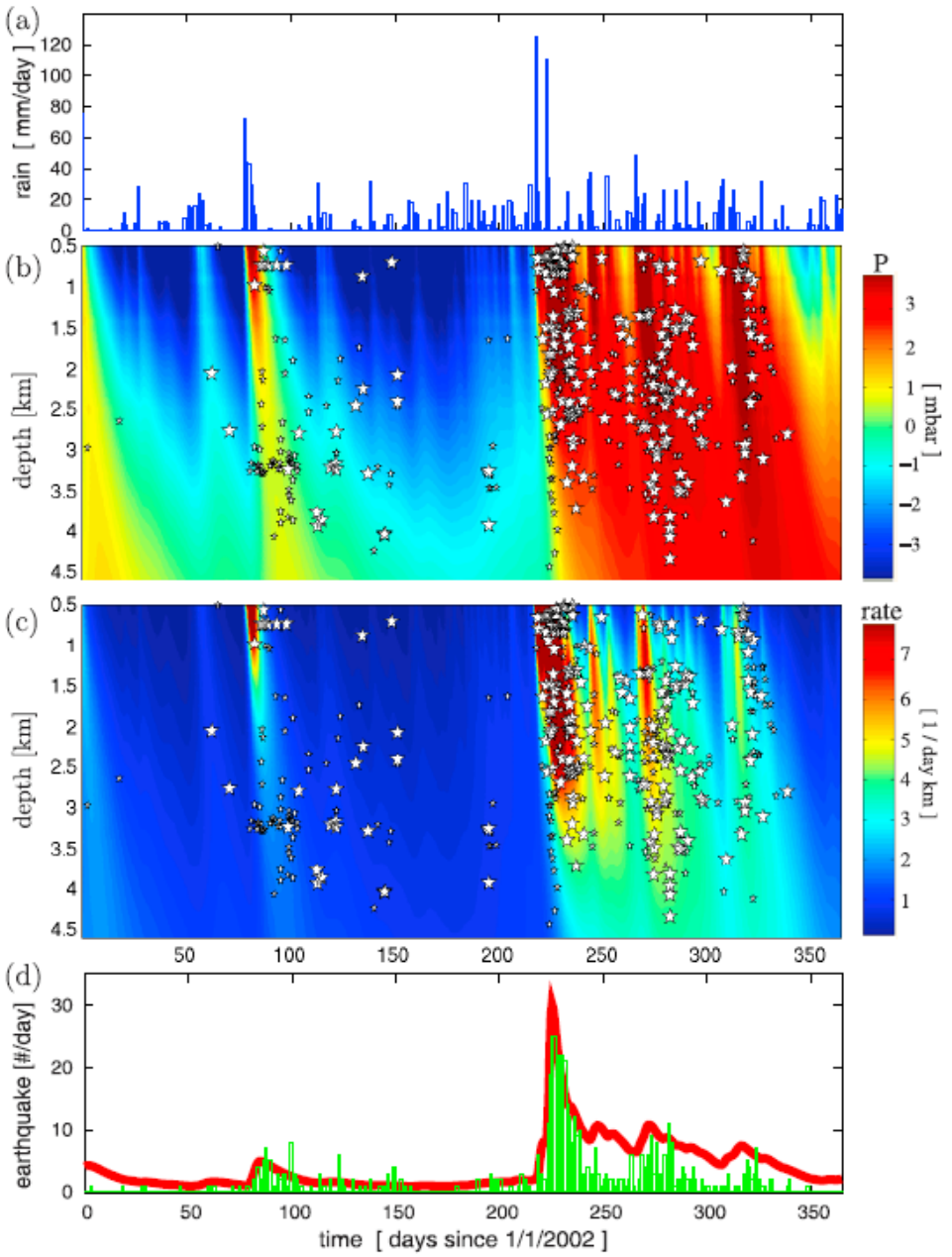


Figure 11 : *Exemple de sismicité déclenchée par la pluie [Hainzl et al., 2006]. Modèle de diffusion spatio-temporel de (b) la pression de pore et (c) du taux de sismicité estimés avec les données de pluviométrie présentées en (a). La localisation des séismes est représentée par des étoiles blanches (les étoiles de grande taille correspondent aux erreurs de localisation inférieures à 100 m). (d) Nombre de séismes journaliers enregistrés (en vert) et comparés au taux théorique de sismicité (en rouge).*

Durant les 10 dernières années, les images tomographiques ont également montré que certains grands séismes, trémors et glissements lents pouvaient se produire le long de segments de failles ou de surfaces de rupture pour les glissements de terrain sur lesquels une contrainte effective très faible est attribuée à l'effet de fortes pressions de fluide [Obara, 2002, review de Beroza et Ide, 2011]. Plus récemment, le développement des réseaux sismologiques sur les glissements de terrain a permis de montrer un lien possible entre les eaux d'infiltration météorique et l'activité sismique dans la zone instable [Helmstetter et Garambois, 2010; Lacroix et Helmstetter, 2011; Walter *et al.*, 2011]. Helmstetter et Garambois [2010] montrent notamment sur le glissement de Séchilienne près de Grenoble que les chutes de blocs apparaissent immédiatement après un événement pluvieux et que le déplacement du glissement s'accélère lors de l'infiltration des eaux. Cette accélération se poursuit pendant plusieurs jours après l'arrêt de la pluie (Fig. 12).

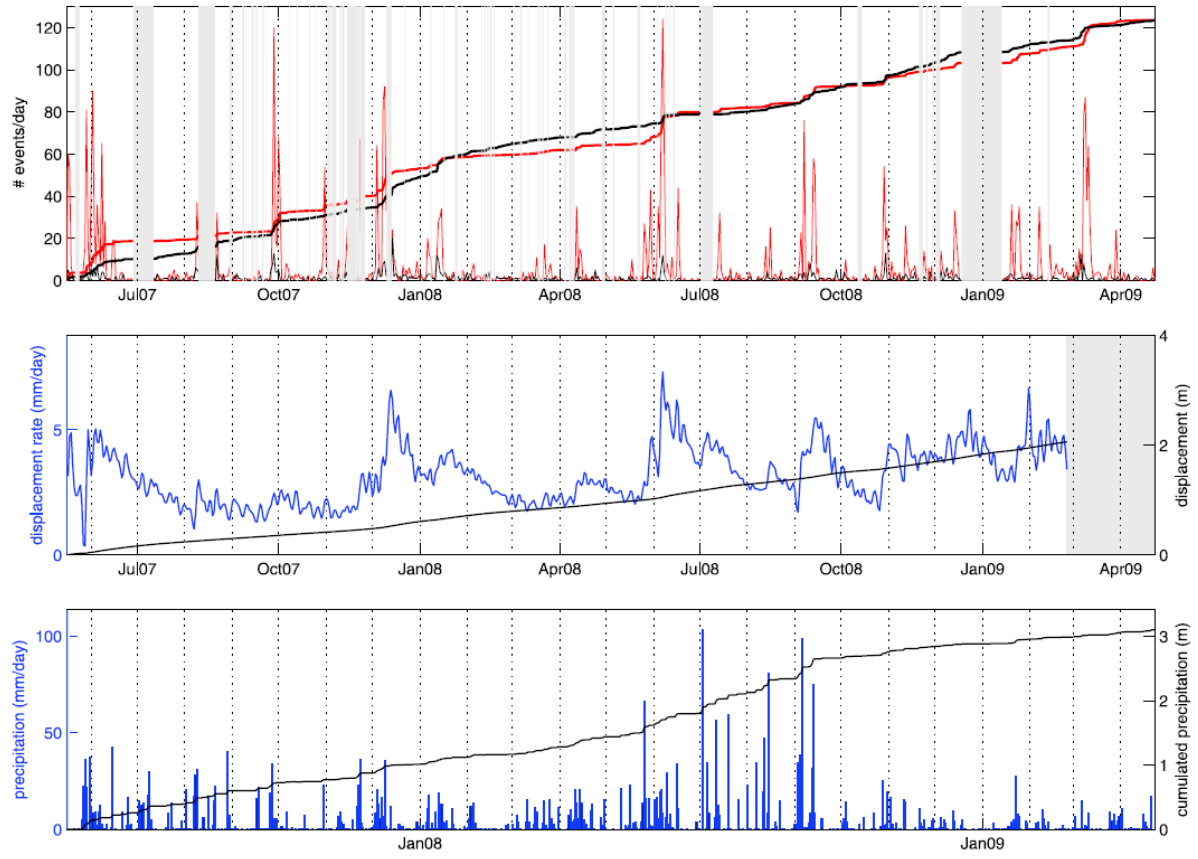


Figure 12: *(a) Taux journalier de chutes de blocs (rouge) et de microséismes (noir), et nombre cumulé normalisé d'événements (traits fins). (b) Taux de déplacement (bleu) et déplacement (noir) à la référence 635. (c) Chutes de pluies journalières (bleu) et cumulées (noir). D'après Helmstetter et Garambois, [2010].*

(2) *La sismicité induite par les activités humaines.* De nombreuses observations montrent que la sismicité peut être déclenchée par le remplissage des lacs, l'extraction d'hydrocarbures et les injections de fluides en forage lors des opérations de stockage de CO_2 ou d'eau en géothermie [Simpson, 1986; Shapiro et al, 1999; Cappa et Rutqvist, 2012]. Un

exemple marquant concerne le système géothermique de Soultz-Sous-Forêts en France où plus de 100 000 événements sismiques, avec des taux de 8 000 événements par jour, ont été détectés lors de trois phases de stimulation hydraulique du réservoir [Charléty *et al.*, 2007; Baisch *et al.*, 2010] (Fig. 13). Dans ce cadre, la sismicité se développe généralement sous forme de nuage dont la taille augmente avec le temps autour de la zone d'injection. Parfois, une zone sans sismicité apparaît près de l'injection lorsque le milieu est suffisamment fracturé. Dans ce cas, les fluides et la sismicité migrent hors de la zone d'injection. Les stimulations géothermiques montrent également que les événements les plus intenses se produisent souvent durant la phase de chute de pression et loin de la zone d'injection à la limite du nuage de sismicité.

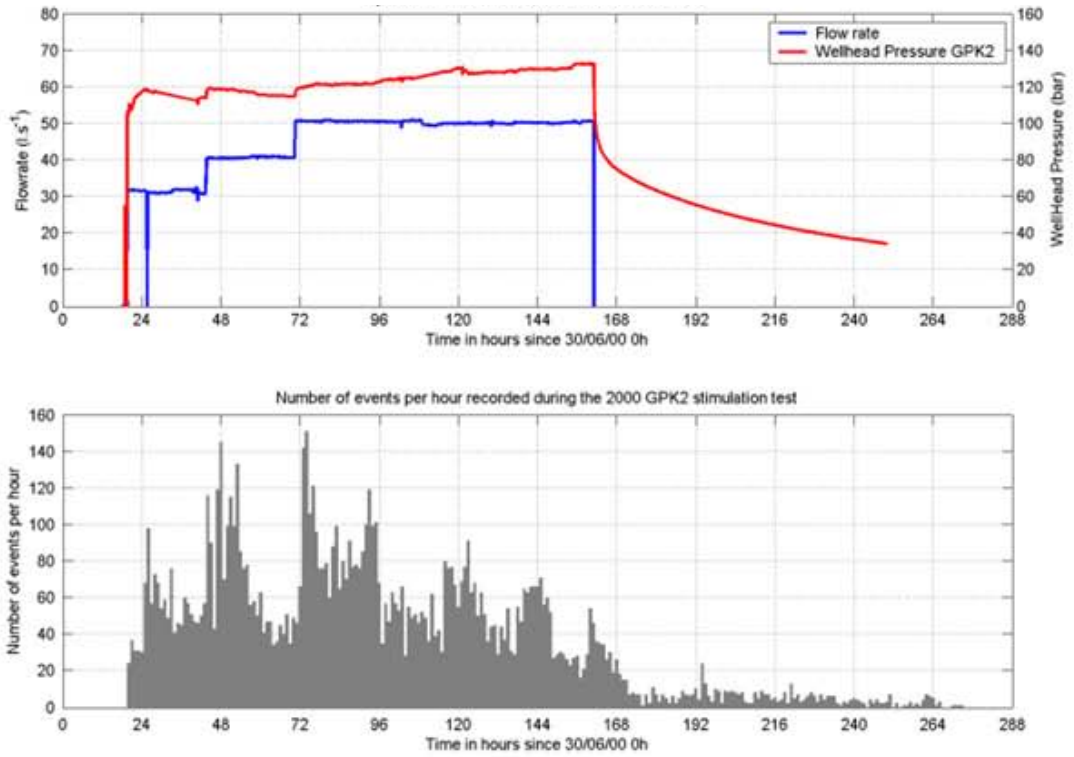


Figure 13 : *Exemple de stimulation hydraulique déclenchant de la sismicité dans un contexte géothermique à Soultz-Sous-Forêts en France [Charléty et al., 2007]. Relations entre débit d'injection, pression de fluide et le nombre de séismes produits par jour.*

Das et Zoback [2011] ont identifié des signaux sismiques basses fréquences se produisant sur de longues périodes lors d'opérations de fracturation hydraulique à faible profondeur dans des schistes. Les mesures montrent des poussées soudaines d'énergie avec des durées de 10 à 100 secondes. Cette énergie est visible dans la bande de fréquences 10 à 80 Hz, une bande de fréquences généralement peu considérée dans les analyses de micro-sismicité. Das et Zoback [2011] ont montré que ces formes d'ondes ne présentent pas d'ondes P- et S- claires et que ces signaux sont similaires aux trémors tectoniques observés sur les failles tectoniques. Das et Zoback [2011] attribuent ces signaux, généralement peu ou pas observés dans le suivi sismique des réservoirs, à des glissements lents dans le réseau de failles

autour de la zone d'injection, et plus particulièrement le long de failles réactivées par la pression de fluides.

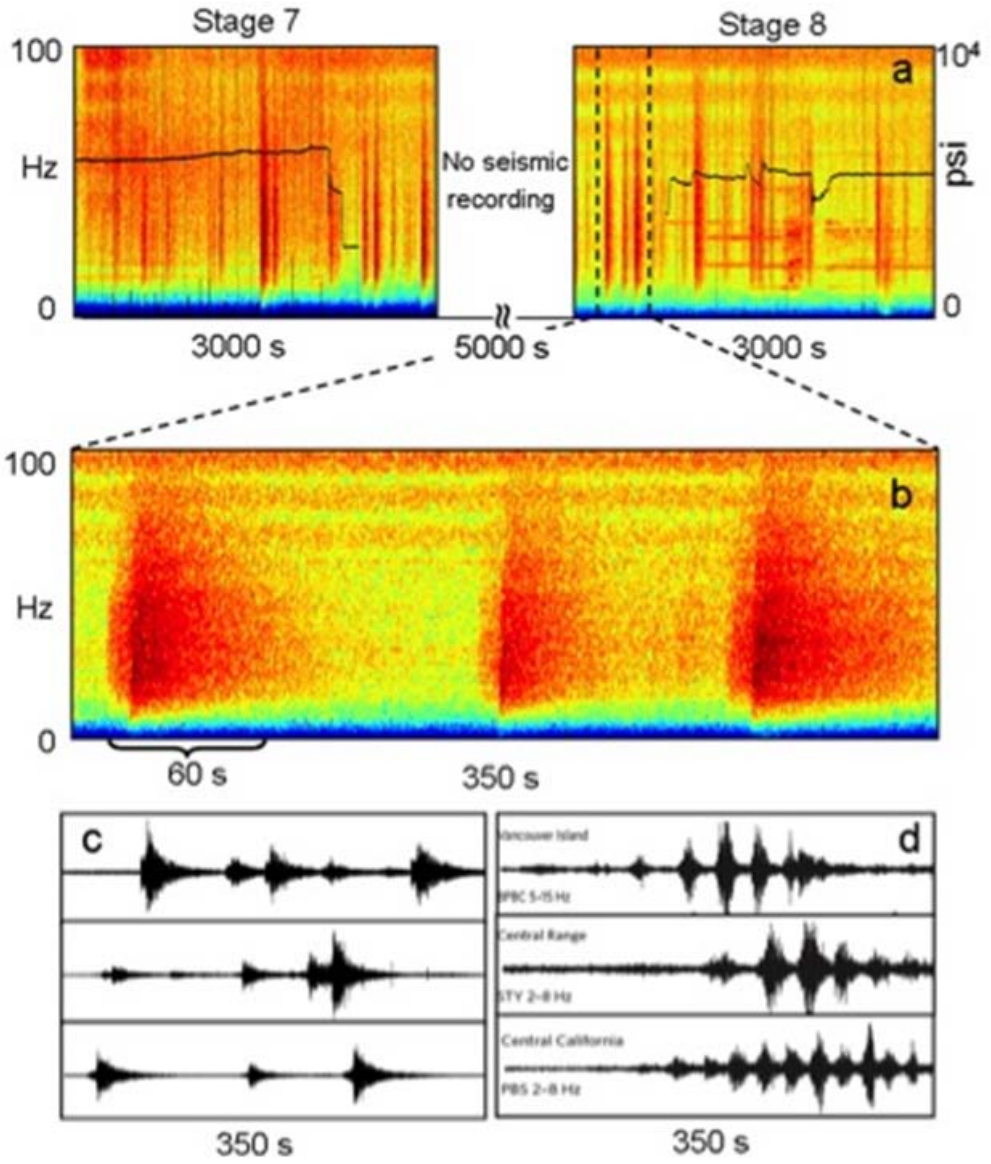


Figure 14 : *Exemple d'évènements sismiques basses fréquences enregistrées lors d'une opération de fracturation hydraulique dans des schistes [Das et Zoback, 2011]. (a) Spectrogrammes associées à deux phases (7 et 8) de fracturation hydraulique. La courbe noire indique la pression de fluide dans le forage; (b) Zoom illustrant le spectrogramme des événements basses fréquences observés au dessous de 100 Hz et (c) exemples de formes d'onde pour ce même spectrogramme dans la bande de fréquence 10 à 80 Hz. (d) Pour comparaison avec les signaux enregistrés lors de la fracturation hydraulique, Das et Zoback fournissent des exemples de trémors tectoniques enregistrés sur des failles sismogéniques sur l'île de Vancouver en Colombie Britannique (5-15 Hz, haut), à Taïwan (2-8 Hz, milieu) et sur la faille de San Andreas en Californie centrale (2-8 Hz) [D'après Peng et Gomberg, 2010].*

1.3.4 Mécanique des séismes

La sismicité peut être produite par différents processus de rupture des roches ou de glissement le long d'une discontinuité (fracture, faille) sur laquelle la déformation se localise. Les trois modes de rupture les plus souvent évoqués sont l'ouverture d'une fracture (mode I), le cisaillement dans le plan de fracture (mode II) et le cisaillement hors du plan de fracture (mode III) (Fig. 15).

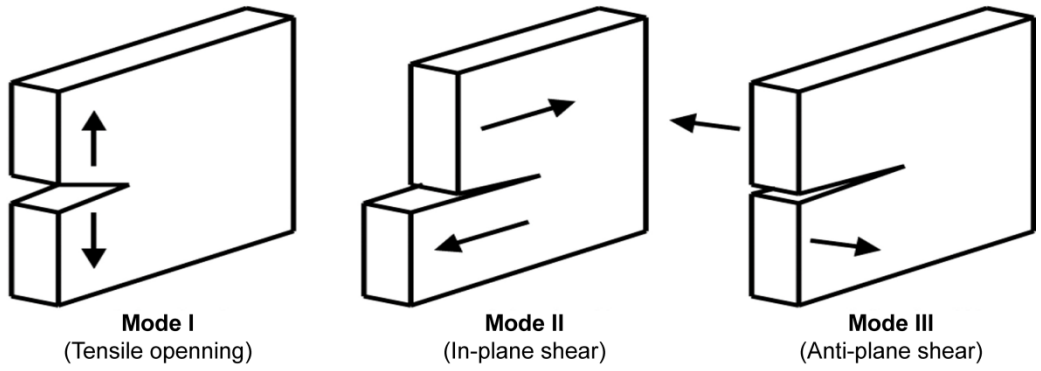


Figure 15: *Les trois modes de rupture d'une fracture. Mode I - ouverture normale aux épontes; Mode II - glissement dans la direction du plan de cisaillement; Mode III - glissement dans la direction perpendiculaire à la linéation de cisaillement. [Mach et al., 2007].*

Ces modes de rupture dépendent des contraintes appliquées au matériau et de ses propriétés mécaniques. La rupture est initiée lorsque la contrainte cisaillante atteint un certain seuil, ou résistance. Une fois initiée, la rupture va se propager de manière quasi-statique ou bien dynamique selon l'évolution de la résistance au cours du glissement. La propagation se fait dans une direction bien souvent déterminée par l'hétérogénéité du champ de contraintes et sur une durée et une distance définies par la quantité d'énergie de fracturation « transportée » par les ondes sismiques. La fracture finale ou le réseau de fractures qui en découle participent à l'affaiblissement des propriétés mécaniques de la roche (endommagement du milieu).

Cette vision conceptuelle de la rupture sur une discontinuité, ainsi que la notion d'endommagement mécanique du milieu résultant de la fracturation, sont généralement suffisantes pour comprendre la physique de la rupture dans un échantillon de roche, mais restent insuffisantes pour comprendre et décrire totalement la nature des processus à l'origine des divers signaux sismiques produits par les phénomènes naturels à l'échelle crustale. En effet, la mécanique à l'origine de la nucléation et de la propagation des événements sismiques s'avère souvent beaucoup plus complexe que celle de la mécanique de la rupture déduite des tests en laboratoire. Bien que l'étude de la source sismique et de la radiation des ondes associées semble avoir atteint aujourd'hui une certaine maturité, l'apport constant ces vingt dernières années de nouvelles données visant à différencier et classifier les signaux sismiques a amené de nouvelles questions quant à la mécanique de la rupture susceptible de les engendrer.

Lorsqu'un glissement sur une discontinuité produit un séisme, la friction va jouer un rôle clé. L'instabilité du glissement sur une discontinuité a fait l'objet de nombreuses études en mécanique des roches et en sismologie. En particulier, l'étude de la friction sur une fracture a été très abordée, principalement sur la base d'expériences en laboratoire afin de déterminer des lois de comportement empiriques. Amontons [1699] et Coulomb [1799] ont été les premiers à décrire la friction en s'appuyant sur des expériences synthétiques. Ils définissent des coefficients de friction statique (μ_s) et dynamique (μ_d) pour décrire le glissement d'un patin soumis à une force sur une surface horizontale. Ces lois sont encore très utilisées de nos jours pour décrire le frottement à l'échelle macroscopique.

De nouvelles lois empiriques ont été proposées pour décrire plus précisément la friction et en particulier la loi de friction « slip-weakening » [Ida, 1972; Ohnaka *et al.*, 1986] et la loi de friction « rate-and-state » [Dieterich, 1979; Ruina, 1983 ; Marone, 1998] (Fig. 16). Ces travaux expérimentaux et théoriques ont montré l'importance du comportement d'affaiblissement en glissement (slip-weakening) et de l'hétérogénéité des propriétés (en particulier la rugosité) le long des failles et des fractures. Outre ces aspects, d'autres travaux ont montré l'importance d'autres paramètres cinématiques et de la vitesse de glissement décrit notamment à travers la formulation « rate-and-state ». Elle définit la dépendance de la friction aux conditions instantanées du glissement comme la vitesse (rate-effect) et la dépendance à l'histoire du glissement (state-effect). Elle permet ainsi de décrire les différents régimes de glissements possibles sur une interface. La friction peut avoir : (1) un comportement d'affaiblissement dans lequel la résistance diminue plus rapidement que la contrainte. Il s'agit d'un comportement instable, aussi appelé « stick-slip », considéré comme responsable de la rupture sismique sur les failles tectoniques ; (2) un comportement de renforcement (encore appelé durcissement) dans lequel la résistance chute moins vite que la contrainte. Ce comportement est asismique et le glissement sur l'interface est stable.

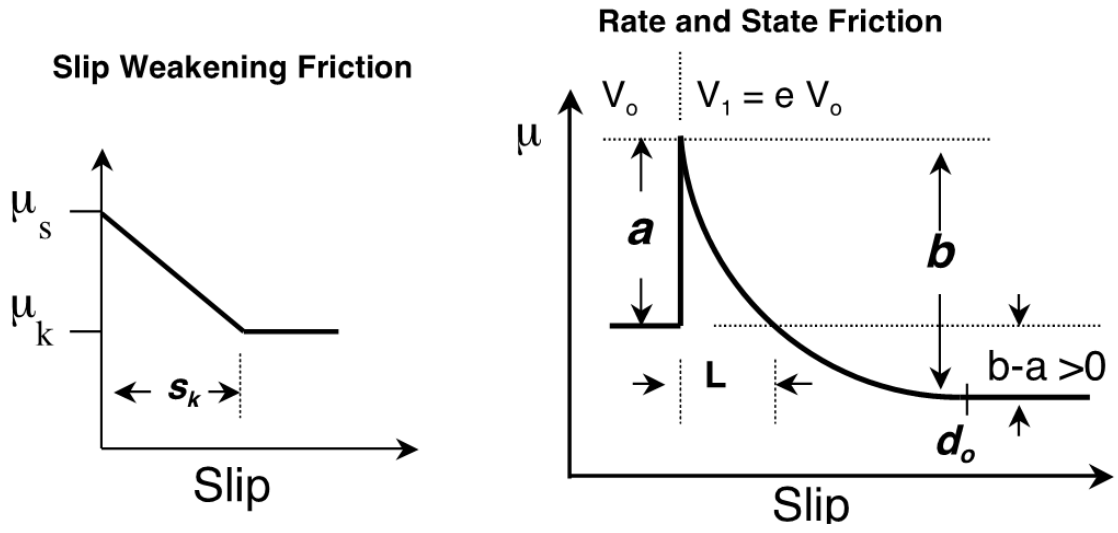


Figure 16 : *Gauche : Loi de friction « slip-weakening » dans laquelle la friction décroit linéairement d'une valeur statique (μ_s) à une valeur dynamique (μ_k) sur une distance de glissement (S_k). Droite : Loi de friction « rate-and-state » dans laquelle la friction statique et dynamique, et la cicatrisation sont représentées. La friction varie avec la vitesse de glissement (V), le temps et l'histoire du glissement. Les paramètres L et d_o sont la distance de friction critique et la distance d'affaiblissement du glissement dynamique. a et b sont des constantes sans dimension. D'après Marone et al. [2009].*

1.4 Enjeux de cette étude pour la compréhension des relations entre les fluides, la déformation, et la sismicité

L'existence de différentes manifestations de la sismicité et les liens possibles avec les fluides pose des questions majeures sur les processus de déformation, d'accumulation et de libération des contraintes dans les roches de la croûte. La première de ces questions concerne l'influence des fluides dans les déformations responsables de cette sismicité. Les fluides sont connus pour perturber localement les contraintes et participer à l'initiation de la rupture dans les roches ou le glissement le long de fractures existantes. Certaines études montrent une variation du taux de sismicité lorsque la pression des fluides augmente. Du point de vue général, ces observations posent la question de l'identification et la classification des différentes signatures sismiques du rôle des fluides lors de la déformation et la rupture dans les milieux fracturés. D'autres questions se posent sur l'origine de ces signatures, plus généralement sur la manière de relier ces différentes signatures à des processus hydrauliques et mécaniques.

Ces questions sont importantes pour contribuer à améliorer les connaissances des aléas sismiques et gravitaires dans lesquels les fluides sont connus pour participer à l'initiation et à la propagation de la rupture. La compréhension des liens entre les fluides, la déformation et la sismicité est donc un enjeu majeur afin d'obtenir une vision plus complète du comportement hydromécanique et sismique des roches de la croûte.

Cette thèse s'inscrit dans la volonté de mieux comprendre ces phénomènes, dans le cadre des failles et des versants instables. Dans ce travail, j'ai participé au développement d'expériences in-situ à petite échelle dédiées à la mesure synchrone de la pression de fluide, de la déformation et des ondes sismiques dans des conditions de chargement hydraulique contrôlées. J'ai ensuite analysé ces mesures pour identifier les signaux sismiques associés aux fluides et mieux comprendre leur nature et leurs interactions. J'ai ensuite comparé les observations à petite échelle à des observations du même type sur le grand glissement de terrain de Séchilienne en France. J'ai ainsi orienté mon travail selon trois axes principaux:

1. l'acquisition et l'analyse de nouvelles données de pression de fluides, de déformation et de sismicité pour mieux caractériser ces phénomènes.
2. l'identification et le classement des signaux sismiques enregistrés dans les expériences et la comparaison avec les données à grande échelle de Séchilienne
3. l'analyse par des modèles numériques et des solutions analytiques des liens entre la sismicité et l'hydromécanique du milieu.

Partie II

Approche expérimentale *in-situ* des couplages sismiques et hydro-mécaniques

II Approche expérimentale *in-situ* des couplages sismiques et hydromécaniques 41

2.1 Contexte expérimental et instrumentation 41

2.1.1 Contexte géologique du Bassin du Sud-Est 41

2.1.2 Contexte structural de la zone d'expériences 42

2.1.3 Le LSBB : un site instrumenté labellisé par l'INSU 43

2.2 Contexte et protocoles expérimentaux 45

2.3 Détails des expériences 51

2.3.1 Expérience I : Injection près du mur de la galerie 51

2.3.2 Expérience II : Monitoring sismique de l'écoulement d'eau à travers une fracture naturelle déformable non-saturée 53

2.3.3 Expérience III : Observation de la sismicité induite par l'activation du glissement sur une faille par des injections d'eau 55

II Approche expérimentale *in-situ* des couplages sismiques et hydromécaniques

Nous avons réalisé nos expériences d'injection de fluides au sein d'une zone naturellement fracturée à 250 mètres de profondeur dans des roches carbonatées appartenant aux séries sédimentaires du Bassin du Sud-Est de la France. Les expériences ont été installées sur le site instrumenté du laboratoire souterrain à bas bruit (lsbb.oca.eu), dont une des galeries souterraine permet d'accéder à des roches fracturées et faillées non altérées à 270m de profondeur. Ce chapitre présente le contexte géologique et structural de la zone étudiée, le laboratoire souterrain à bas bruit, ainsi que les dispositifs expérimentaux et les différentes expériences réalisées au sein du LSBB.

2.1 Contexte expérimental et instrumentation

2.1.1. Contexte géologique du Bassin du Sud Est

Le site d'expériences se trouve au sein d'un milieu géologique naturellement poreux et fracturé situé au sud-est de la France, dans le département du Vaucluse (Fig. 17). Cette zone correspond à un bassin sédimentaire qui fut une partie de la marge Nord-Européenne de la Téthys durant le Mésozoïque [Lemoine, 1985 ; Dercourt *et al.*, 1993]. Lors de l'ouverture de cet océan, cette marge fut soumise à une extension Est-Ouest du Trias au Crétacé inférieur [Dubois *et al.*, 1989] guidée par un réseau de failles normales et de blocs basculés [Guyonnet-Benaize *et al.* 2010]. La sédimentation y est caractérisée par des dépôts évaporitiques durant le Trias, des marnes et des calcaires marneux durant le Jurassique, et des calcaires durant le Crétacé inférieur. Une phase de transpression senestre orientée Nord-Sud, liée à l'orogénèse pyrénéenne, s'est ensuite produite durant le Crétacé, engendrant l'émersion d'une partie de la Provence actuelle [Bombement Durancien, Masse *et al.*, 1976]. Cette phase d'émersion s'est traduite par une intense érosion/altération des formations d'âge Jurassique et Crétacé et par des dépôts de bauxites. A l'Eocène supérieur et à l'Oligocène l'installation d'un régime extensif orienté Est-Ouest [Rift Ouest-Européen, Bergerat, 1985] se traduit par la création de petits grabens et de bassins en pull-apart, successivement comblés de dépôts évaporitiques, argileux, et pour finir de calcaires lacustres. Enfin, du Miocène au Pliocène, la phase de compression Alpine Nord-Sud a réactivé les anciennes structures pyrénéennes [Molliex *et al.*, 2011].

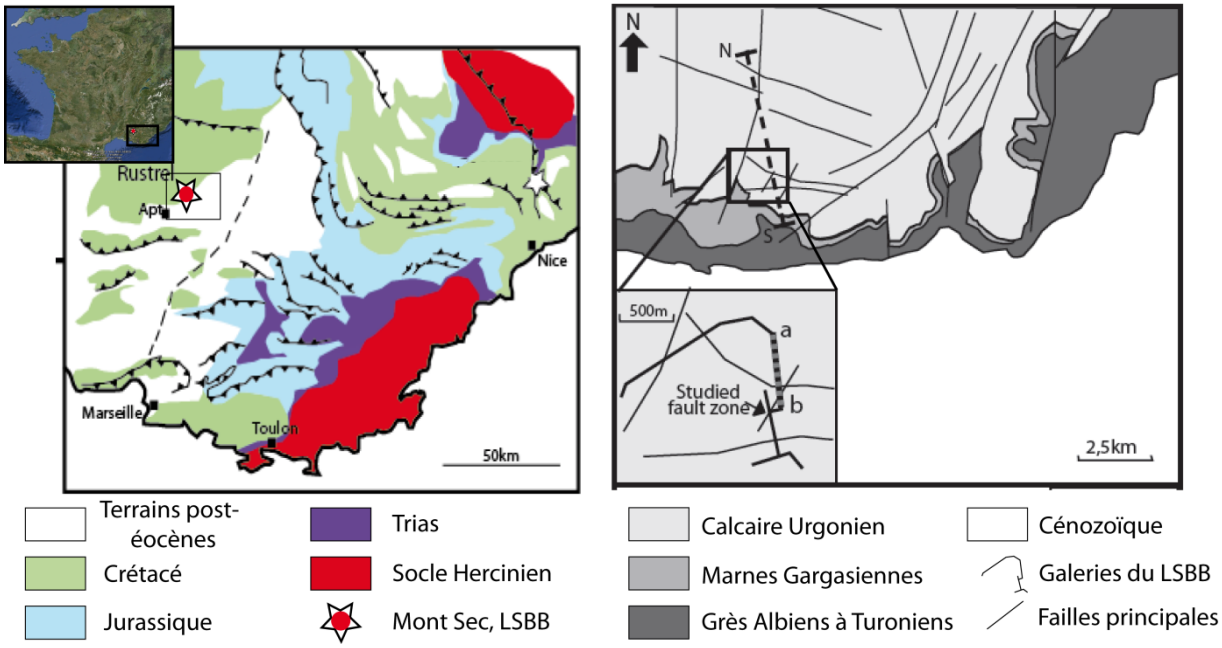


Figure 17 : *Contexte géologique et structural de la zone d'étude. Localisation du LSBB, Rustrel, Vaucluse [Jeanne et al., 2012-2013 adapté].*

2.1.2. Contexte structural de la zone d'expériences

Le site souterrain du LSBB se trouve au centre du Bassin Sud-Est, au Nord du synclinal de Cavaillon à cœur d'âge Oligo-Miocène. Le laboratoire est installé dans le flanc Nord du pli qui est constitué de calcaires du Crétacé inférieur. Les couches carbonatées forment une série monoclinale N105°-20°S, et sont affectées par deux familles principales de fractures: N030-85E et N120-75N. Les carbonates présentent des faciès très contrastés et traduisent une sédimentation progressive depuis des environnements de bassins jusqu'à des environnements de plateformes à faciès Urgonien. Les séries calcaires au droit des expériences sont principalement de faciès à Rudistes et de faciès de type grainstones urgoniens. (Fig. 17). Deux types de failles affectent localement les séries : (i) des failles normales d'extension kilométrique orientées N120 avec un pendage à 75°N, fortement scellées par des ciments calcitiques, et (ii) des failles décrochantes déca- à hectométriques orientées N030° avec un pendage à 85°E. Ces failles décrochantes sont caractérisées par la présence de gouges de cimentation variable et sont espacées d'en moyenne 100 mètres. Les expériences ont été installées à proximité de l'une de ces failles dans la galerie anti-souffle (galerie GAS) à 250 mètres de profondeur au cœur du LSBB (Fig. 18).

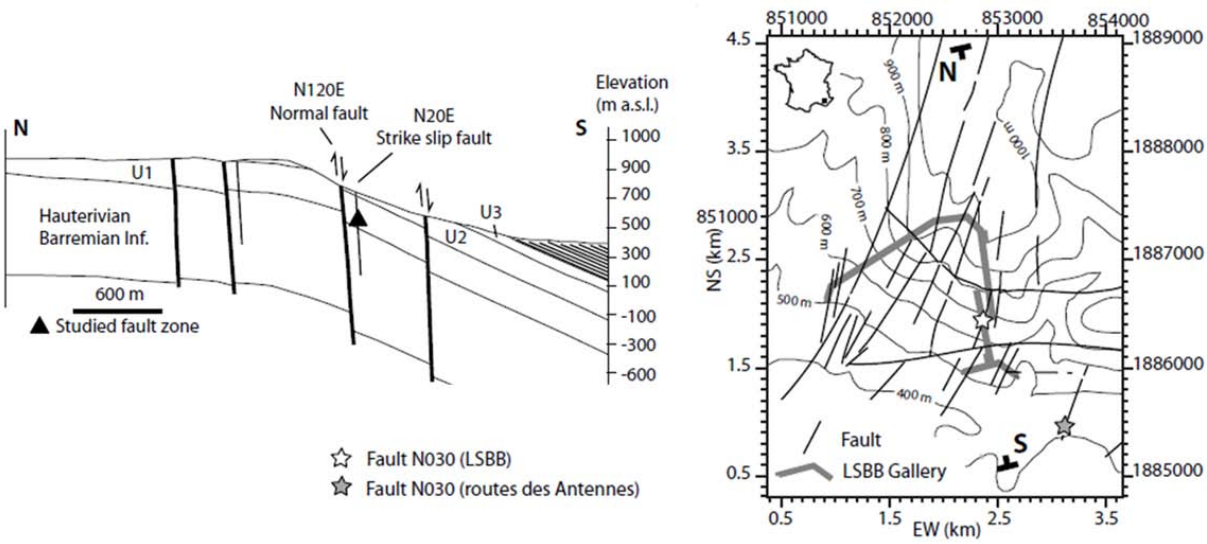


Figure 18 : *Géologie du LSBB. (a) Vue en coupe de la Grande Montagne. (b) Carte structurale [Jeanne et al., 2013].*

2.1.3. Le LSBB : un site instrumenté labellisé par l'INSU

Le LSBB, ancienne plateforme opérationnelle de lancement des missiles nucléaires français, a été depuis 1997 militairement désarmé et réhabilité pour l'utilisation civile dans le but d'en faire une plateforme d'expérimentations scientifiques visant à accueillir des projets d'envergure internationale. Situées au sein de la Grande Montagne, un relief géologique calcaire non-saturé en eau, les galeries qui constituent ce laboratoire ont été forées à l'horizontale dans la montagne, de sorte qu'au niveau du poste de commandement de tir (capsule de tir, Fig. 19a), une épaisseur de 519 mètres de roches recouvre le laboratoire (Fig. 19b).

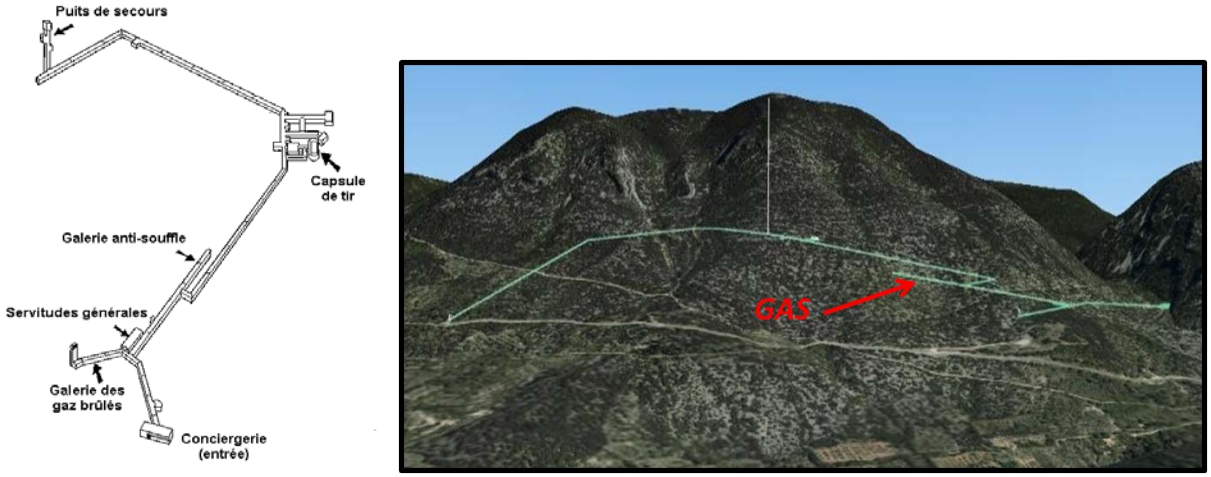


Figure 19 : *A gauche : Schéma du réseau de galeries du LSBB. A droite : Vue 3D par Google Earth de la Grande Montagne, avec une projection des galeries du LSBB.*



Figure 20 : *A gauche : Photographie de l'entrée du LSBB au nord du village de Rustrel. A droite : Photographie du tunnel d'accès à la galerie anti-souffle des expériences.*

En plus de la praticité que représente l'accès à un milieu naturel dans les conditions de sécurité et de technologie d'un laboratoire (Fig. 20), le réseau de galeries souterraines du laboratoire constitue un environnement à très bas bruit anthropique et électromagnétique (< 2 fT/√Hz) mais aussi parmi les environnements à plus bas bruit sismique du monde (Fig. 21). Cet isolement vis-à-vis des « pollutions » électromagnétiques et sismiques extérieures favorise le montage d'expériences en physique, métrologie ou hydrogéologie ayant pour objectif de capter des signaux de très basse énergie avec une extrême finesse et précision.

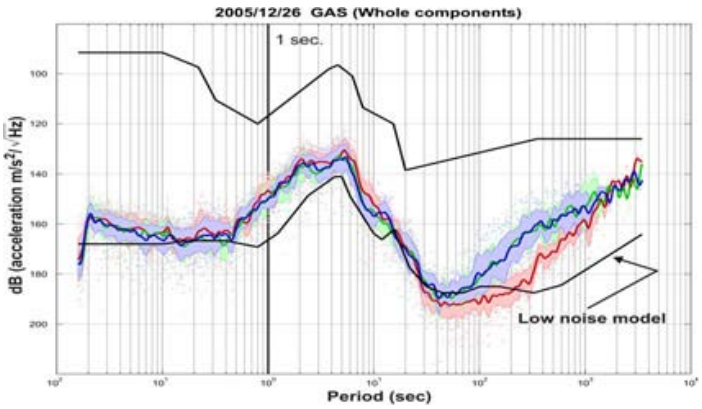


Figure 21 : *Spectre du bruit sismique mesuré au niveau de la galerie anti-souffle du LSBB.*

La galerie anti-souffle (GAS) du laboratoire, initialement creusée pour absorber le souffle d'une explosion nucléaire à l'entrée du site (Fig. 20), est l'unique galerie n'ayant pas été consolidée avec des parois de bétons de 70 cm d'épaisseur (Fig. 21). Sous une fine couche de béton projeté, la roche est accessible à l'observation. C'est donc dans ce contexte expérimental exceptionnel, caractérisé par l'accès à la géologie en profondeur d'un versant rocheux fracturé, la présence d'une équipe d'ingénieurs en permanence sur le site, et le très faible niveau de bruit, que les expériences étudiées dans le cadre de ce travail ont été réalisées.

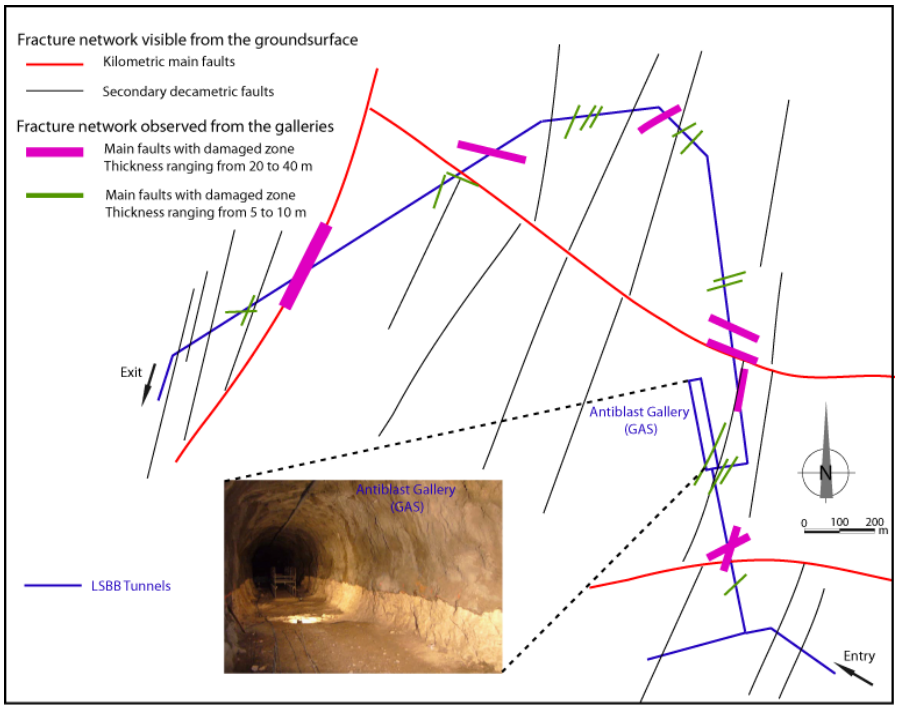


Figure 21 : *Implantation et photographie de la galerie anti-souffle au sein du LSBB. Sur la photographie, il est possible de voir les zones décapées pour observer la géologie dans le secteur des expériences.*

2.2 Contexte et protocoles expérimentaux

Ce travail s'inscrit dans le cadre de deux projets financés par l'Agence Nationale de la Recherche, le projet HPPP-CO_2 dans le cadre de l'ANR Transport et Stockage du CO2 et le projet SLAMS dans le cadre de l'ANR Risques Naturels.

Le projet HPPP-CO_2, pour High frequency Pulse Poroelasticity Protocol, consistait à développer une approche innovante de mesures *in-situ* des propriétés hydrauliques et mécaniques d'un réservoir naturel à l'échelle intermédiaire entre le laboratoire et le réservoir [Guglielmi *et al.*, 2008a et 2008b ; Cappa *et al.*, 2008]. Un des enjeux du projet consistait à réaliser la démonstration d'un nouvel instrument de mesure (Fig. 22), correspondant à une sonde d'injection de fluides permettant de stimuler hydrauliquement une zone en forage tout en mesurant à très haute fréquence la pression d'eau et la déformation tridimensionnelle des parois rocheuses du forage. Un autre enjeu du projet était de réaliser différentes expériences de stimulation hydraulique du massif rocheux avec différents prototypes de sonde pour explorer les liens fondamentaux entre fluides, déformations mécaniques asismiques et sismicité induite dans les roches fracturées et les failles.

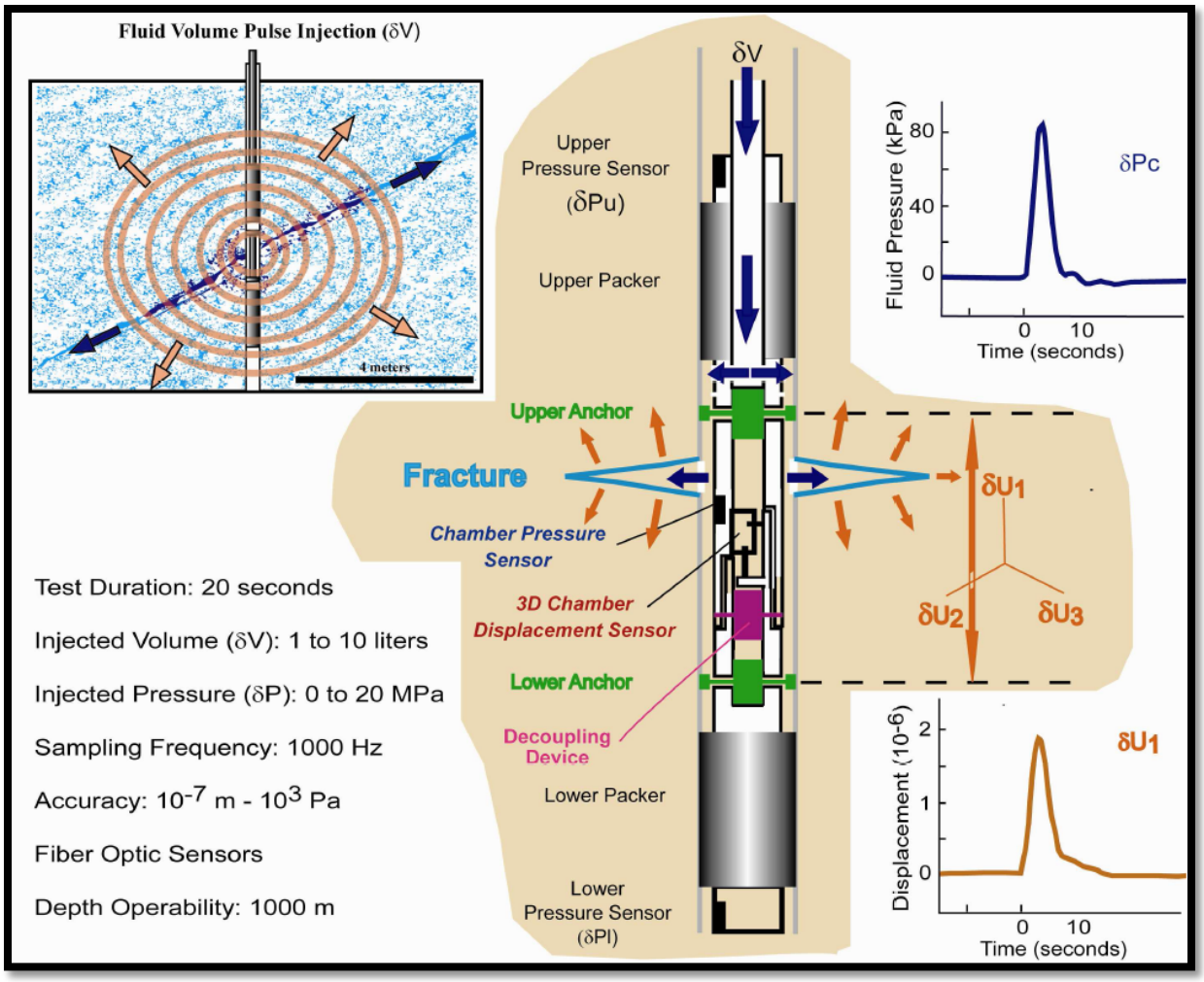


Figure 22 : *Caractéristiques du protocole HPPP [Y. Guglielmi, 2009].*

L'ANR SLAMS s'intéresse au comportement hydromécanique et sismique des grands versants rocheux instables, avec pour cas d'étude principal le versant de Séchilienne en Isère (Fig. 23). Il s'agit d'étudier les mécanismes de forçage faible liés à la circulation saisonnière des eaux souterraines dans les grands versants instables non saturés en eau. Bien que soumis à de très faibles pressions de fluides, l'éboulement de Séchilienne montre paradoxalement une dynamique étroitement corrélée aux infiltrations de précipitations dans le versant. Celle-ci se caractérise par une accélération des vitesses de déplacement de la surface du versant en période humide associée à une sismicité induite. L'étude de ce paradoxe, c'est-à-dire comment l'absence de pression peut générer une déformation d'origine hydromécanique du versant constitue un enjeu majeur de la recherche sur les grands éboulements rocheux. Un autre enjeu est de comprendre le lien avec la sismicité mesurée pour produire des modèles permettant d'appréhender les conditions de stabilité d'un tel versant.

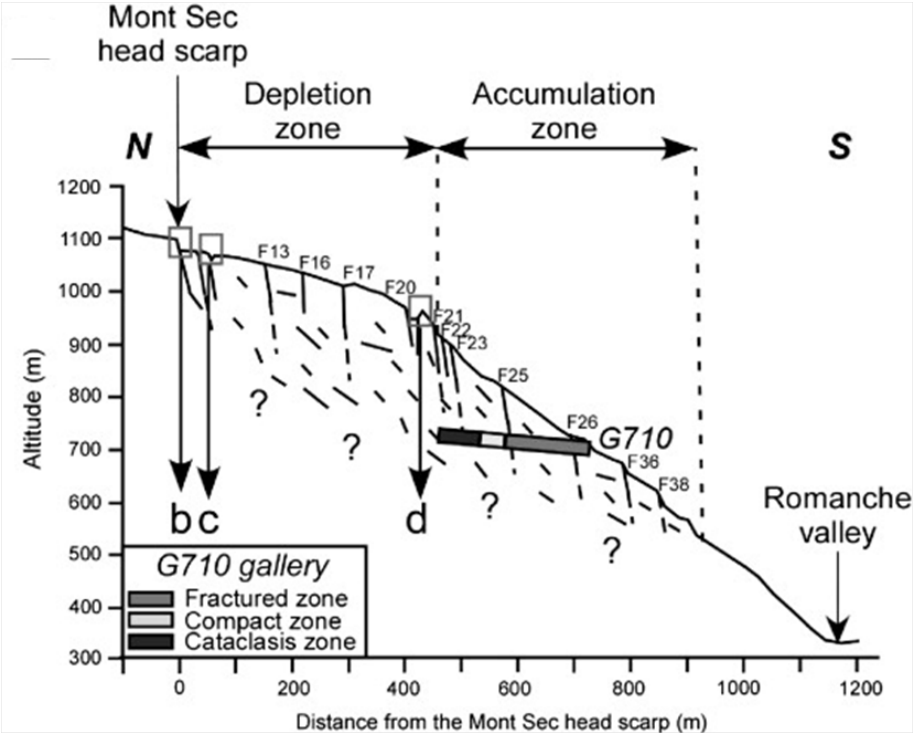


Figure 23: *Vue schématique en coupe Nord-Sud du versant de Séchilienne. D'après Le Roux et al., [2011].*

Ainsi, les expériences menées au LSBB correspondent à la mise en pression artificielle locale de la zone non saturée à environ 250m de profondeur dans le versant Sud de la Grande Montagne. En terme d'état de contraintes, de position de l'aquifère en profondeur et de géologie de fracture ou de faille, elles constituent un analogue pour reproduire le forçage hydromécanique dans un grand versant rocheux comme Séchilienne. Ce travail consiste principalement à identifier la signature sismique des différents processus hydromécaniques de déstabilisation d'un versant. Il repose sur l'analyse des expériences menées au LSBB et la discussion des résultats vis-à-vis des différentes observations réalisées sur le versant de Séchilienne.

Trois expériences ont été menées dans la galerie anti-souffle. Les détails instrumentaux les concernant, sont décrits dans la planche-figure ci-contre (Fig. 24) ainsi que dans le tableau récapitulatif instrumental (Tableau 1) :

- *Expérience 1 :* elle a consisté à forer horizontalement à 2 - 4 mètres de profondeur dans le mur Ouest de la galerie un certain nombre de forages à travers une zone de fractures naturelles d'échelle pluri-métrique. Cette expérience est située dans la zone du massif dont l'état de contraintes est fortement dévié par l'effet de vide créé par la galerie. Cela se traduit par une contrainte tangentielle importante sur les fractures et une contrainte normale faible, ce qui représente un analogue aux conditions de contraintes proches de la surface d'un versant. Des chargements en pressions suffisamment importants pour provoquer des réactivations inélastiques des fractures ont été effectués tout en surveillant

les déformations et la sismicité en surface de la galerie ainsi que les déformations et les pressions d'eau en profondeur dans les fractures injectées.

- *Expérience 2 :* la réponse hydro-acoustique d'une fracture *in-situ* est comparée à la réponse hydro-acoustique d'un tube pour des conditions géométriques (diamètre et longueur de chambre d'injection) et hydrauliques analogues (Fig. 24). Au droit de la chambre d'injection le tube est pourvu d'un robinet qui permet d'ajuster un débit de fuite. Dans la chambre d'injection, il y a un hydrophone et un capteur de pression. Sur le tube et sur la paroi de la galerie à son intersection avec la fracture sont placés des capteurs acoustiques. Cette expérience s'intéresse à caractériser la signature acoustique ou sismique d'écoulements dans des fractures non saturées en eau et déformables caractéristiques des fractures actives situées dans les versants rocheux instables.
- *Expérience 3 :* une injection sous pression d'eau a été réalisée avec la sonde HPPP dans des forages verticaux à 20 m de profondeur sous la galerie. Comparé à la première expérience, l'état de contraintes sur les fractures n'est pas influencé par la galerie. Il correspond typiquement à celui rencontré dans un versant à une profondeur d'environ 270 m. Cette expérience se rapproche énormément des ordres de grandeur du versant de Séchilienne. Elle a consisté à injecter une pression et un volume d'eau suffisant pour provoquer la réactivation inélastique d'une petite zone de faille intersectée par le forage d'injection. La sismicité a été suivie pendant la montée en pression, lors de la rupture et après la chute de pression pour identifier les types d'évènements susceptibles de se produire lors d'un forçage hydraulique transitoire analogue d'une infiltration d'eaux météoriques dans un versant rocheux initialement non saturé.

Les détails expérimentaux des dispositifs mis en place lors de ces expériences sont présentés dans la partie suivante.

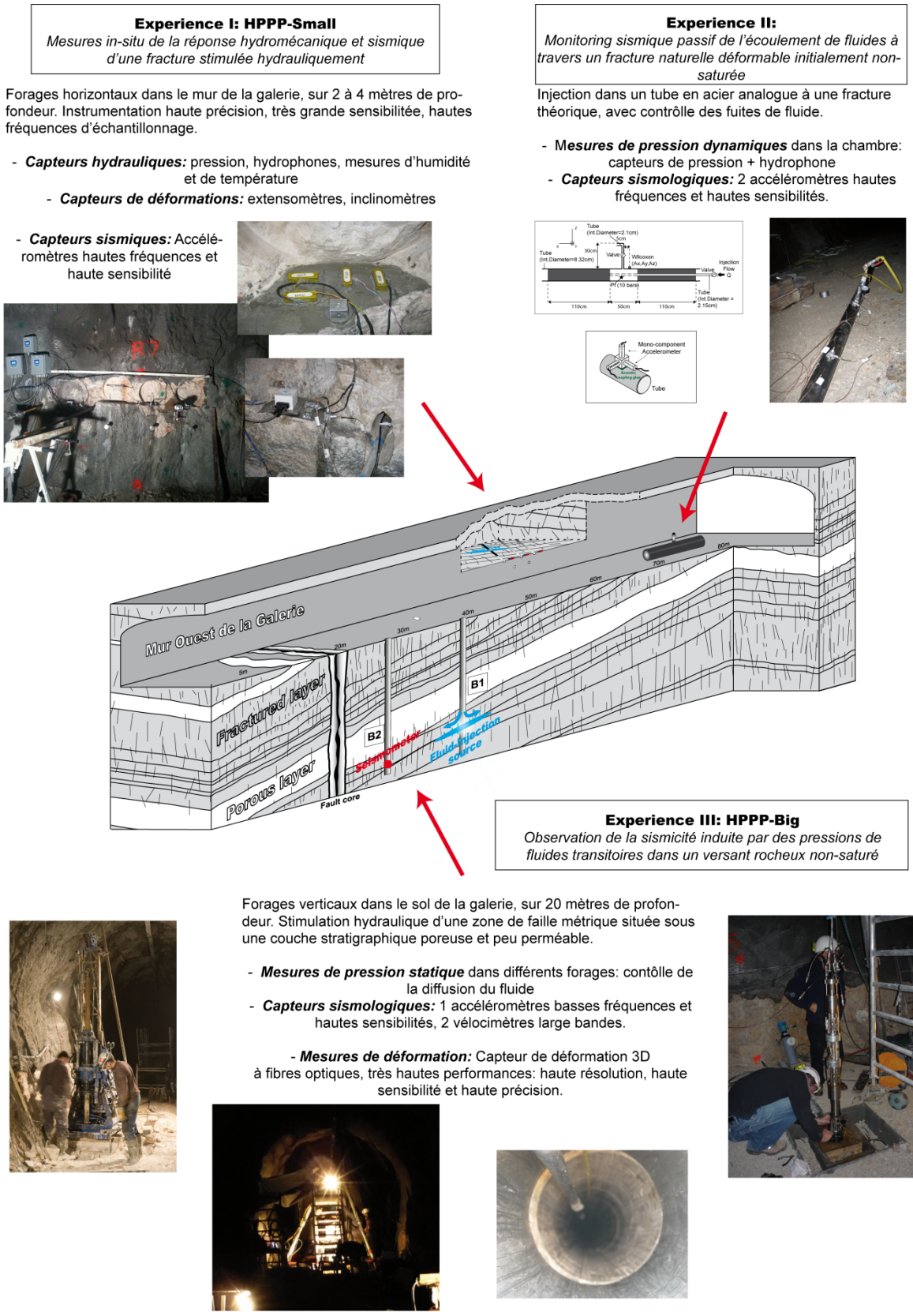


Figure 24 : *Planche-figure résumant l'ensemble des 3 expériences réalisées au LSBB. Au centre : schéma en coupe 3D de la Galerie Anti-Souffle.*

Expérience	Type de mesures	Capteurs	Nombre d'éléments	Etendue de mesure Bande-passante	Sensibilité	Station d'acquisition	Fréquence d'échantil-lonnage
Expérience I	Hydraulique	Pression: Keller PR36XW	5	0.2 à 30 bars	0.1% à 0.15% EM	E-Pac	1 Hz
		Hydrophones: RESON TC4013	3	1Hz - 170kHz	1 µPa.V-1	OROS	8 kHz
		Humidité relative + Température	2 + 2				
	Déformation Rotation	Extensomètres à cordes vibrantes: Géocon 4210	3	3000 µε	0.4 µε	E-Pac	1 Hz
		Inclinomètres: Applied Géomechanics Mono-axiaux Série 755, Mod.-1172	6	± 15.7 rad	0.1 µrad	E-Pac	1 Hz
	Sismique	Accéléromètres Colibris 3D Si-Flex SF3000L	2	± 3 g / DC à 1 kHz	1.2 V.g-1	OROS	8 kHz
		Accéléromètres piézoéléctriques mono-axes Wilcoxons 736	6	± 50 g / 10 Hz à 10 kHz	100 mV.g-1	OROS	8 kHz
Expérience II	Hydraulique	Pression: Keller PR36XW	1	10 bars	0.15% EM	OROS	1 kHz
		Hydrophones: RESON TC4013	1	1Hz - 170kHz	1 µPa.V-1	OROS	8 kHz
	Sismique	Accéléromètres piézo-éléctriques mono-axes Wilcoxons 736	6	± 50 g / 10 Hz à 10 kHz	100 mV.g-1	OROS	8 kHz
Expérience III	Hydraulique	Pression: Keller PR36XW	2	30 bars	0.15% EM	OROS	1 kHz
		Humidité relative + Température	2 + 2				
	Déformation	Capteur de déformation 3D à réseau de Bragg (fibres optiques),	1	0.005	0.000001	HPPP	1 à 500 Hz
	Sismique	Vélocimètre basses fréquences 3 composantes Géospace GS-11D	1	4.5 Hz à 100 Hz	0.32 V.cm-1.sec-1	HPPP	8 kHz
		Vélocimètre hautes fréquences 3 composantes Géospace GS-20DH	1	10 Hz à 1000 Hz	0.354 V.cm-1.sec-1	HPPP	8 kHz
		Accéléromètre 3 composantes Metra KB12VD haute sensibilité	1	0.15 Hz à 260 Hz	10 V.g-1	HPPP	8 kHz

2.3 Détails des expériences

2.3.1 Expérience I : injection prés du mur de la galerie

La zone explorée représente un volume d'environ 50m^3. Cette zone présente des plans de fractures bien définis orientés N020-90° à 70°W dont l'extension est supérieure aux dimensions du volume exploré. Six forages horizontaux carottés dans un diamètre de 0.7 m ont été réalisés environ 1 m au dessus du radier de la galerie, dans la paroi Ouest. Sur les 6 forages réalisés, le premier était dédié à accueillir la sonde d'injection équipée de capteurs hydrauliques et d'un hydrophone. Le centre de la chambre d'injection de 0.5 m de long a été positionné à 2.5 m du mur de la galerie de manière à isoler une fracture d'extension décamétrique dont la trace a été repérée en surface. A environ 0.5 m de distance et parallèlement à celui-ci, un second forage a été utilisé pour mettre un extensomètre à corde vibrante de manière à mesurer la déformation normale au plan de la fracture stimulée. Dans les autres forages ont été positionnés des capteurs de pression hydraulique et des hydrophones de manière à suivre la propagation du fluide injecté dans la fracture ainsi que les ondes sismiques générées. Une série de niches de 50 cm de diamètre sur 20 cm de profondeur a été forée dans le mur de la galerie pour installer l'ensemble des capteurs de déformations statiques (inclinomètres) et dynamiques (sismomètres), ainsi que des capteurs d'humidité et de température de l'air. La figure 25a représente un schéma conceptuel de l'expérience 1, et la figure 25b montre une photo du mur de la galerie après installation complète du système.

Le choix du dispositif de monitoring a été dirigé par la nature des mesures à réaliser et après une évaluation numérique de la pression de fluide nécessaire à la réactivation des fractures. Ainsi, des capteurs de pression à fibres optiques ont été sélectionnés pour fournir des informations précises sur une plage de mesures de 0 à 30 bars. Une série de pulse tests a été réalisée pour évaluer les perméabilités intrinsèques de chaque fracture traversée par le forage d'injection. La fracture présentant la plus forte perméabilité a été choisie pour procéder à une injection de pression par paliers. C'est aussi cette fracture qui a été instrumentée avec un extensomètre Geocon 4210 à cordes vibrantes couplé aux épontes de la fracture par du ciment prompt et destiné à en mesurer l'ouverture normale. Les sismomètres ont été choisis pour balayer une large gamme de fréquences afin d'explorer le plus possible de types d'évènements induits par l'activation hydromécanique de la fracture. Deux types d'accéléromètres ont été sélectionnés, des Colibris 3 composantes SF3000L destinés à enregistrer les parties basses à moyennes fréquences (0-1000 Hz, Tableau 1) des signaux, et des accéléromètres piézo-électriques mono-axes Wilcoxon 736 destinés eux à enregistrer les parties hautes fréquences des signaux (bande passante jusqu'à 10 kHz, Tableau 1).

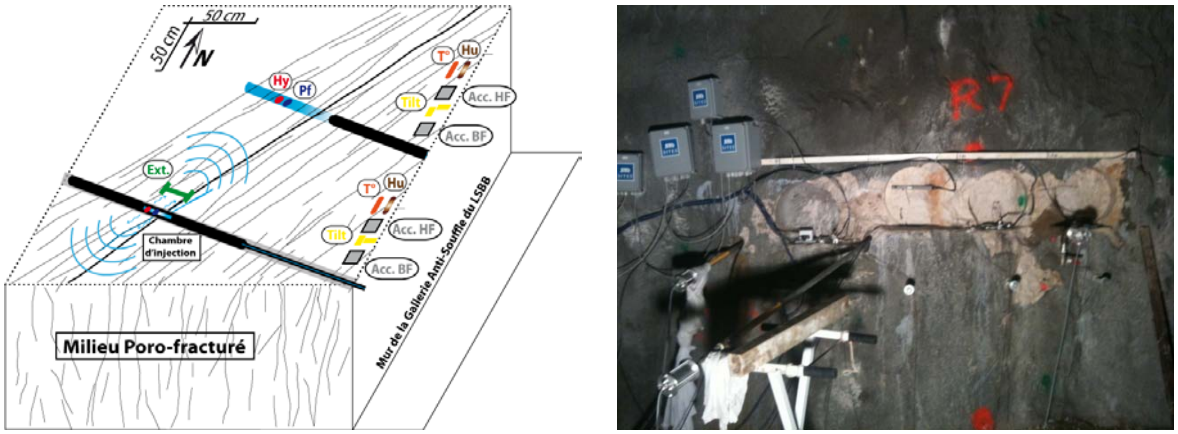


Figure 25 : *(a) Schéma conceptuel de l'expérience 1. Seul 2 des 5 forages sont indiqués pour une meilleure visibilité. Y sont représentés la sonde d'injection avec les capteurs de pression (Pf, en bleu) et les hydrophones (Hy, en rouge), les capteurs de température (T°, en orange), d'humidité (Hu, en marron), les inclinomètres (Tilt, en jaune), ainsi que les quatre sismomètres (Acc. BF correspondants au Colibris et Acc. HF correspondant aux Wilcoxon, en gris). (b) Photo du mur ouest de la galerie, où l'on peut voir les tubes sortir des forages ainsi que les niches des capteurs de surface.*

Etant donnée la disposition de ces capteurs à quelques mètres de la zone d'injection de fluide (Fig. 25a) et leurs sensibilités respectives, il nous a alors été permis d'investiguer les ruptures microsismiques produites par la stimulation hydraulique sur un volume de l'ordre d'une centaine de mètres cubes autour de la zone d'injection. La disposition d'inclinomètres à très haute sensibilité (Applied Geomechanics S755-1172) sur le mur de la galerie à quelques mètres de l'extensomètre et à côté des capteurs sismiques a permis de mesurer la réponse mécanique statique du milieu rocheux en dehors de la fracture injectée sous la forme de déformations rotationnelles du mur de la galerie (les détails sur les instruments utilisés sont fournis en annexe).

L'injection de fluides au sein de la fracture est réalisée avec une sonde d'une longueur de 2 mètres et dont la chambre est équipée d'un capteur de pression et d'un hydrophone (sonde MHP, Fig. 26a). L'injection d'eau était contrôlée par une motopompe automatique équipée de capteurs de pression et de débit (Fig. 26b).

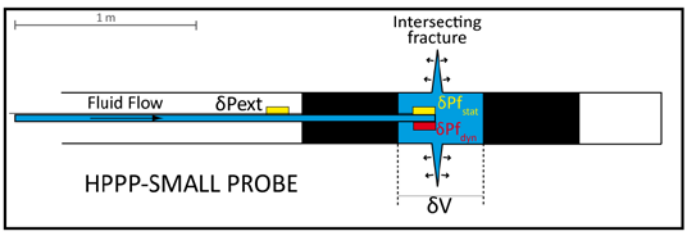




Figure 26 : *(a) Schéma conceptuel de la sonde MHP utilisés lors de l'expérience 2. (b) Photographie de la motopompe d'injection située à l'entrée de la galerie.*

Le protocole d'injection d'eau comprend trois étapes distinctes. La première étape consiste à mettre en eau la chambre d'injection, puis à envoyer un pulse de pression d'eau de 3 à 5 bars d'amplitude au sein de la fracture. L'observation de la chute de pression en fonction du temps permet d'estimer la perméabilité intrinsèque initiale de la fracture. La seconde étape correspond à l'expérience de stimulation hydraulique par une injection d'eau par paliers de pression croissants (6 paliers durant 10 minutes) jusqu'à atteindre une pression dans la chambre d'injection de l'ordre de 3 MPa, soit près de 60% de la contrainte lithostatique s'appliquant sur la fracture estimée à 5 MPa. Cette pression, suffisante à la réactivation mécanique de la fracture, est maintenue durant une minute, puis redescendue par paliers successifs jusqu'à sa valeur initiale. La troisième étape consiste à réitérer des pulses de pression d'amplitude identique à ceux de l'étape initiale plusieurs heures après l'arrêt de l'injection par paliers. Il s'agit, après avoir laissé le milieu se réarranger et le fluide diffuser dans les fractures, de mesurer si des variations irréversibles de perméabilité de la fracture se sont produites. La figure 27 récapitule le protocole décrit ci-dessus.

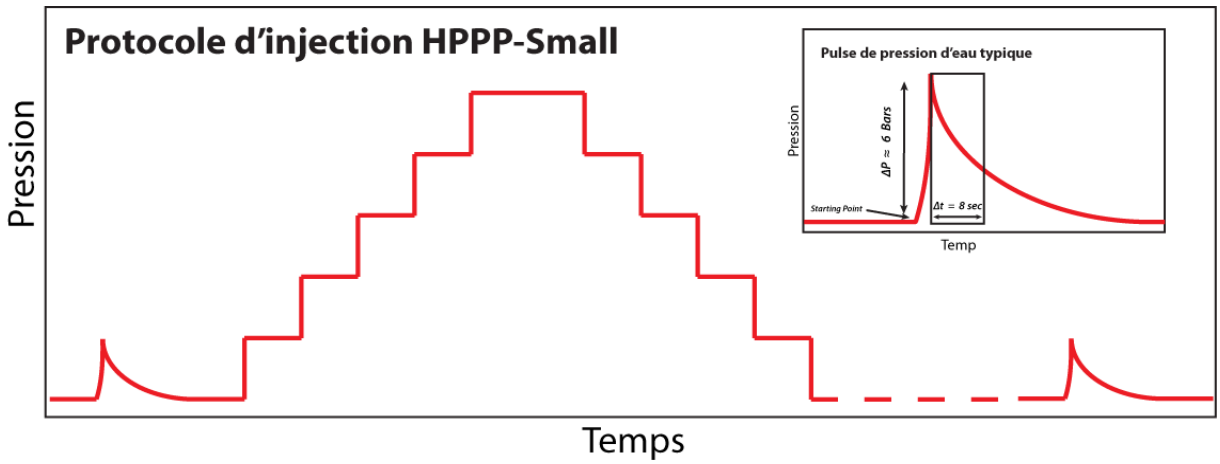


Figure 27 : *Schéma conceptuel du protocole d'injection utilisé lors de l'expérience HPPP-Small*

Les résultats de cette expérience sont discutés aux chapitres 4 et 7 de ce manuscrit.

2.3.2 *Expérience II : Monitoring sismique de l'écoulement d'eau à travers une fracture naturelle déformable non-saturée.*

La seconde expérience exposée dans cette thèse concerne l'étude des signaux acoustiques émis par l'écoulement de l'eau dans une fracture naturelle non saturée. Les ondes mesurées correspondent à des ondes de pression longitudinales radiées de manière sphérique autour de la source d'émission qui ne correspond pas à une rupture dynamique mais à la vibration des épontes de la fracture sous l'effet du passage de l'eau, et donc à un processus général de friction visqueuse. Les capteurs accélérométriques que nous utilisons sont suffisamment précis pour être sensibles aux variations de pression micrométriques engendrées par la propagation de cette onde. Le but de l'expérience 2 était d'utiliser le dispositif de monitoring mis en place pour l'expérience 1. La chambre d'injection a été placée dans le même forage sur une fracture située à 1.5 m de la paroi de la galerie dont la trace sur la paroi

a pu être repérée avec précision. Les capteurs sismiques ont été placés dans les niches à quelques centimètres de cette trace. Les signaux induits par l'injection de pulses dans cette fracture naturelle ont été comparés avec ceux induits par l'injection avec le même dispositif dans un tube en acier pourvu d'un robinet pour simuler les fuites de la chambre. Les variations acoustiques engendrées par l'écoulement de l'eau au sein de la fracture jusqu'à son émergence au droit du mur de la galerie ont été mesurées avec les accéléromètres Wilcoxon 3 composantes (3 x 1 composante) (Fig. 28 et 29).

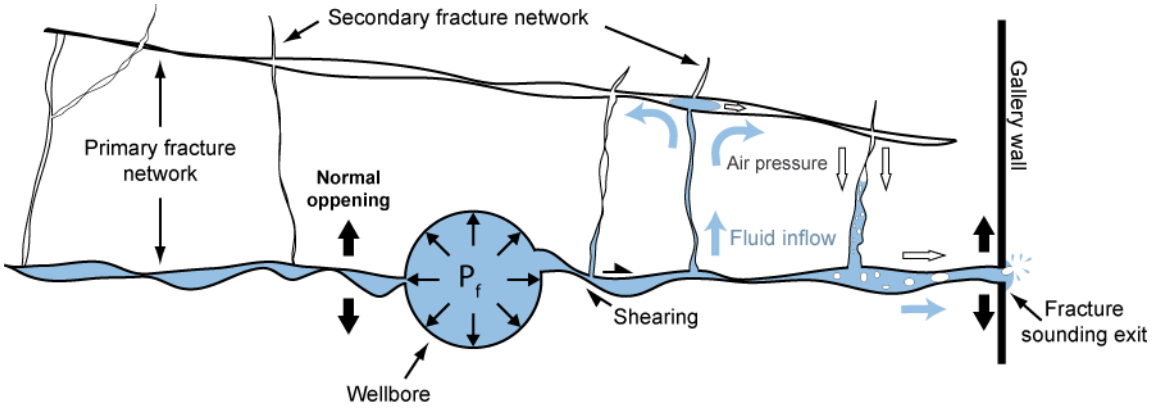


Figure 28 : *Schéma conceptuel de processus hydromécanique à l'œuvre lors de l'expérience II dans la zone fracturée d'HPPP-Small.*

Le tube en acier a été usiné de manière à ce que la chambre d'injection de la sonde coïncide avec l'emplacement d'une vanne soudée au tube. Ce dispositif constitue un analogue de laboratoire à une fracture idéale au sein d'un milieu géologique. Le contrôle offert par la présence d'une vanne à ouverture variable permet de simuler différentes perméabilités (ouvertures hydrauliques) de fracture (Fig. 29). Six capteurs Wilcoxon ont été installés, disposés en deux points collés à l'extérieur du tube. En chaque point, 3 capteurs sont installés selon les trois directions de l'espace. Le couplage mécanique avec le tube a été assuré par une colle spécifique aux couplages acoustiques. Le premier point a été positionné au bord de la vanne de sortie, et le second au niveau des packers gonflables de la sonde d'injection, de manière à dissocier lors des post-traitements la réponse en résonnance du tube de la réponse purement hydro-acoustique en sortie de vanne.

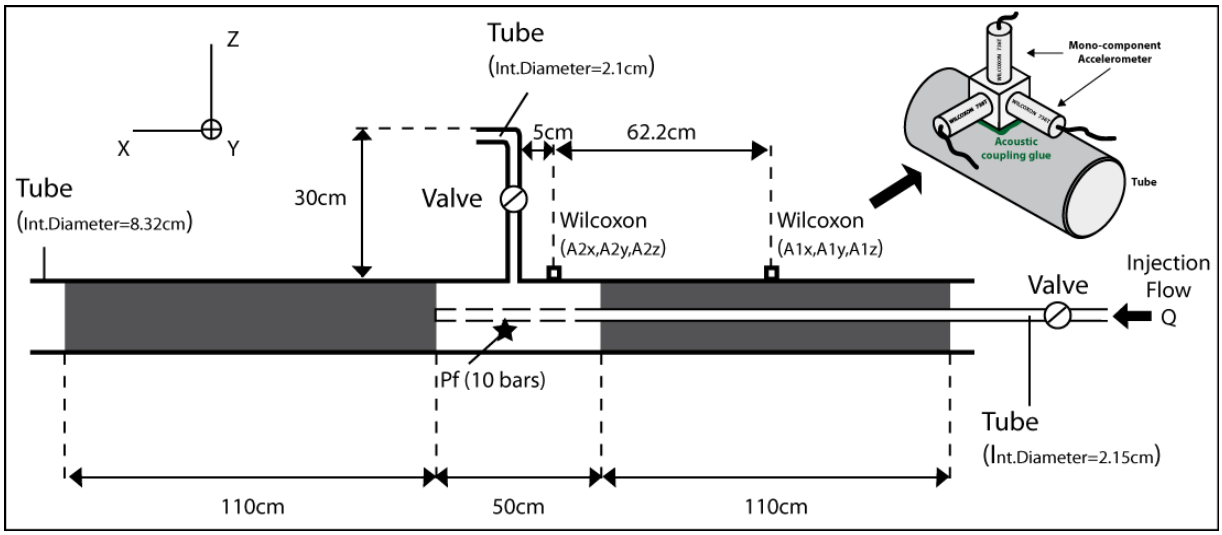


Figure 29 : *Conception technique du tube utilisé pour la comparaison à l'échelle du laboratoire. La sonde MHP y est insérée pour une meilleure visualisation.*

Plusieurs pulses de pression d'eau identiques ont été appliqués dans la fracture naturelle et dans le tube, en attendant entre chacun de ces pulses que la réponse élastique du système se dissipe. Dans le cas du tube, les variations de perméabilité du système tube + vanne sont contrôlées par le degré d'ouverture de la vanne hydraulique. Dans le cas du milieu naturel, les variations de perméabilité sont engendrées par la réponse élasto-plastique du milieu à la stimulation. Les pressions appliquées sont suffisamment élevées pour endommager la fracture, ce qui se traduit ici par une augmentation de l'ouverture hydraulique de la fracture correspondant à une augmentation de sa perméabilité. Le protocole suivi a donc consisté en la répétition de séries de pulses identiques pour trois amplitudes de pression croissantes, espacées de plusieurs heures, tout en écoutant avec les capteurs sismiques les variations sismo-acoustiques induites par les variations de la géométrie de la fracture liées à son endommagement. Le même principe a été appliqué au tube en acier, en faisant varier l'ouverture de la valve. Les résultats de cette expérience sont exposés et discutés aux chapitres 4 et 6 de ce manuscrit.

2.3.3 Expérience III : Observation de la sismicité induite par l'activation du glissement sur une faille par des injections d'eau..

L'expérience III utilise le même protocole de mesure que l'expérience 1 pour stimuler une faille soumise à un état de contrainte régional (correspondant à une profondeur d'environ 270 m dans un versant rocheux). Des forages verticaux de 20 mètres de profondeur espacés de 2 à 4 mètres ont été réalisés dans le radier de la galerie à une dizaine de mètres de distance horizontale du cœur de la faille principale (Fig. 24). Le forage principal traverse, à 17 mètres de profondeur, une petite zone de faille d'extension décamétrique (Fig. 30a et b).

La sonde hydraulique utilisée est la sonde HPPP (Fig. 22), dont la chambre d'injection est équipée d'un capteur de déformations 3D à fibres optiques et à très haute sensibilité. Cet

instrument permet de mesurer les déformations 3D de la fracture étudiée. Les trois autres forages verticaux (Fig. 30a et b) ont été équipés respectivement d'un vélocimètre Géospace basses fréquences (GS-11D, 4.5-100Hz), d'un vélocimètre Géospace hautes fréquence et large bande (GS-20DH, 10-1000Hz), et d'un accéléromètre Métra basses fréquences KB12VD (0.15-260Hz, Tableau 1). L'ensemble de ces capteurs ont été descendus et couplés à la roche à 17 mètres de profondeur dans les forages de manière à mesurer les signaux dans un plan horizontal situé à la même profondeur que la chambre d'injection.

Le protocole de stimulation hydraulique est le même que pour l'expérience 1. Une première étape d'injection par pulses de pression de fluide pour mesurer la perméabilité initiale de la zone de faille, suivi de l'injection par paliers de pression jusqu'à atteindre une valeur suffisamment forte pour réactiver la faille, et enfin, plusieurs heures après l'expérience, répétition des pulse de pression pour mesurer les variations irréversibles de la perméabilité de la faille liées à l'endommagement de ses propriétés hydromécaniques. Les résultats de cette expérience sont présentés et discutés dans les chapitres 5 et 6 de ce manuscrit.

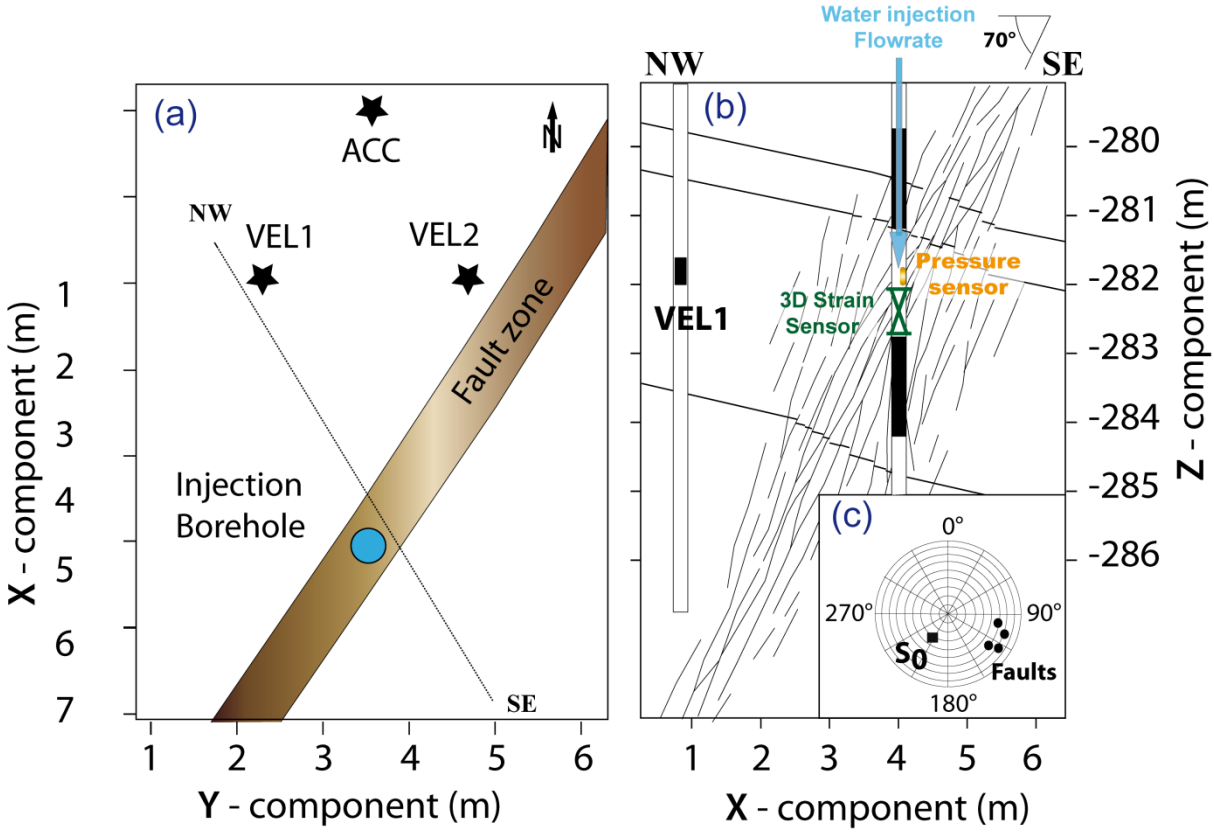


Figure 30 : *(a) Plan d'implantation des forages de l'expérience 3 dans le radier de la galerie GAS. (b) Coupe verticale de la zone de faille testée. Les étoiles VEL1 et VEL2 correspondent aux vélocimètres installés dans les forages de monitoring, et l'étoile ACC à l'accéléromètre KS48 (voir Tableau 1). (c) Projection stéréographique des pôles des principaux plans constituant la zone de faille.*

Partie III

Mesures *in-situ* de la réponse hydro-mécanique et sismique d'une fracture stimulée hydrauliquement

III Article I : Mesures *in-situ* de la réponse hydromécanique et sismique d'une fracture stimulée hydrauliquement 59

3.1 Résumé en française de l'article 60
3.2 Abstract 61
3.3 Introduction 62
3.4 Geological and experimental settings 63
3.5 Experimental results 65
3.5.1 Hydromechanical results 65
3.5.2 Permeability variations 66
3.5.3 Induced seismicity 67
3.5.4 Synthesis of experimental results 68
3.6 Numerical analysis of the conditions for hydromechanical activation of the injected fracture 69
3.6.1 Modelling set-up 69
3.6.2 Modelling results: Parameters controlling the injected Fracture hydromechanical activation 71
3.6.3 Synthesis: Process based-model 73
3.7 Discussion 75
3.8 Conclusion 76
3.9 Acknowledgement 77
3.10 References 77

III Article I: Mesures *in-situ* de la réponse hydromécanique et sismique d'une fracture stimulée hydrauliquement

Les résultats exposés dans cette partie sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue scientifique International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences (Fig. 31).


International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences 61 (2013) 266–274

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/ijrmms

Coupled seismo-hydromechanical monitoring of inelastic effects on injection-induced fracture permeability

Benoit Derode [a,*], Frédéric Cappa [a,c], Yves Guglielmi [b], Jonny Rutqvist [c]

[a] Geoazur (UMR7329), University of Nice Sophia-Antipolis, Côte d'Azur Observatory, 250 rue Albert Einstein, 06560 Sophia-Antipolis, France
[b] Aix-Marseille University, CNRS, IRD, CEREGE (UMR7330), 13545 Aix en Provence, France
[c] Lawrence Berkeley National Laboratory, Earth Sciences Division, 1 Cyclotron Road, Berkeley, CA, USA

Figure 31 : En-tête de l'article 1 publié dans la revue International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences éditée par Elsevier. *Référence:* Derode B., Cappa F., Guglielmi Y. and Rutqvist J., 2013. Coupled seismo-hydromechanical monitoring of inelastic effects on injection-induced fracture permeability. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.* **61**, pp. 266-274. Doi: 10.1016/j.ijrmms.2013.03.008

3.1 Résumé en français de l’article I

Le travail présenté dans ce chapitre s'intéresse à la question du rôle des fluides sur l'instabilité mécanique des milieux fracturés par une approche observationnelle et numérique. L'objectif est d’améliorer la compréhension des liens entre processus hydrauliques, sismiques et asismiques dans les zones naturellement fracturées. Dans ce but, nous avons réalisé une expérience d’injection de fluides par paliers successifs (~3.5 MPa et 1200 seconds) de manière à stimuler hydrauliquement une zone de fractures à l’état critique (proche du seuil de rupture) située à 250 mètres de profondeur dans les calcaires du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB, France). Des mouvements inélastiques selon la fracture, affectant aussi le milieu environnant, induisent une augmentation de la perméabilité de la fracture pressurisée d’un facteur 3 qui est accompagnée de la nucléation d’une centaine d’événements microsismiques. L’analyse de ces données avec un modèle numérique hydromécanique aux différences finies (FLAC^{3D}, Itasca Consulting Group) montre que les ruptures apparaissent d’abord sous la forme de ruptures en tension asismiques au niveau de la fracture sous pression, puis ensuite sous la forme de ruptures cisaillantes sismiques des fractures situées dans la zone sèche environnante. Cette expérience révèle l’importance des transferts de contraintes pour activer des séismes dans les zones sèches ou non saturées des versants rocheux depuis les zones saturées soumises à des variations de contraintes effectives.

Coupled seismo-hydromechanical monitoring of inelastic effects on injection-induced fracture permeability

Benoit Derode[1], Frédéric Cappa[1-3], Yves Guglielmi[2], and Jonny Rutqvist[3]

[1] Geoazur (UMR7329), University of Nice Sophia-Antipolis, Côte d'Azur Observatory, 250 rue Albert Einstein, 06560 Sophia-Antipolis, France

[2] Aix-Marseille University, CNRS, IRD, CEREGE (UMR7330), 13545 Aix en Provence, France.

[3] Lawrence Berkeley National Laboratory, Earth Sciences Division, 1 Cyclotron road, CA 94720, Berkeley, USA

Corresponding authors: derode@geoazur.unice.fr (B.Derode); cappa@geoazur.unice.fr (F. Cappa); guglielmi@cereg.fr (Y.Guglielmi); jrutqvist@lbl.gov (J.Rutqvist)

3.2 Abstract

The magnitude of fault and fracture-zone permeability variations induced by the complex inelastic effects of effective stress variations, and the relationships to seismicity, represent gaps of knowledge of these systems. Here we investigated these gaps using *in-situ* measurements of fluid pressure, deformation and seismicity in natural fractures together with coupled hydromechanical simulations. We conducted a step-rate water injection (~3.5 MPa and 1200 seconds) to induce the local pressurization of a critically stressed fractured carbonate reservoir layer located at 250 m depth in the Low Noise Underground Laboratory (LSBB), southern France. We took advantage of the existing LSBB underground excavations to design a system for simultaneously monitor dynamic pressure and deformations at the injection point within a fracture, and seismicity and tilt in the near field, about 2 to 3 meters around the fluid-injected fracture. An observed factor-of-3 increase in the fracture permeability was associated with the injection-induced fluid pressure increase and about 100 triggered seismic events. Both normal opening (a few microns) of the fluid-injected fracture and the associated tilt (< 1 micro-radian) of the fracture near field displayed inelastic behavior highlighting an irreversible fracture shear and dilatant failure (amounting to about ⅓ to ½ of the maximum measured deformations). In details, the comparison of dynamic pressure variations and accelerometer data highlights a migration of the seismic nucleation zone with time, from the fluid-injected fracture to the surrounding unsaturated fractured rock.

Using a plane-strain finite-difference coupled hydromechanical model, our calculation shows that tensile failure first occurred in the injection zone and then shear failure spread along fractures into the surrounding unsaturated rock through stress transfer from the injection zone. The most striking result of these model simulations is that the mechanical weakening of

the fractures in the near field induced a 2 - 5×10^5 Pa release of the normal stress across the fluid-injected fracture that provoked fracture slip and increase in permeability. A geological exploration of the fracture zone after the experiment showed that no major failure had occurred, and we therefore relate these strength and permeability variations to the slight reactivation (~microns) of pre-existing fractures.

Key words: Inelastic fracture permeability; Microseismicity; Hydromechanical experiment and modeling; Fluid and stress transfer; Strength weakening

3.3 Introduction

Understanding the evolution of the hydraulic properties of deformable faults and fractured zones, and the links with induced seismicity are important in a broad range of applications in geomechanics and geophysics. Indeed, fluid hydromechanical interactions in fractures zones with contrasting properties are critical for the potential of rock failure which, in turn, may provide flow paths for fluid leakage [1–3]. Considering a Mohr-Coulomb behavior, the increases of fluid pressure will lower the effective stress and fractures strength, which can lead to seismic ruptures [4]. If the fluid pressure is high enough, it not only facilitates the slip by reducing the normal stress, but may cause hydrofracturing of the intact rock by tensile cracks, interconnecting and branching pre-existing fractures. Although fluid-injection experiments have shown that a change in fluid pressure level can be accompanied by seismic events [5–6], no simple relationship has been established between the injection rates and seismicity [7]. Reasons for the difficulties in developing such relationships are mainly (1) the lack of *in-situ* experiments with simultaneous seismic and fluid-induced-poroelastic deformations monitoring, and (2) the simple Mohr-Coulomb type arguments that can hardly capture complexities of geomechanical nature [8]. Consequently, fundamental uncertainties exist as to how fluid pressures induce rupture, to what extent this rupture is seismic and how this in turn controls the evolution of hydraulic response and the variations of permeability.

Induced seismicity has been extensively studied in the context of geothermal systems where high pressure fluid injections aimed at enhancing the permeability in deep reservoirs sometimes can produce significant seismic events with magnitudes of up to 6 [7-9]. It has been shown that the interactions between fluids and stresses can be strongly non-linear, involving complex and heterogeneous mechanical properties, hydraulic diffusivity and rupture along pre-existing fractures and newly formed cracks. Hydraulic well testing experiments conducted in fractured rock have also shown that the *in-situ* behavior of a single fracture strongly depends on fracture compliance and permeability, which are both a function of the asperities and voids between the two rough surfaces of the fracture [10], and on the surrounding fractured rock-mass response to poroelastic stresses [11–13]. As a result, seismicity induced by fluid injection in fractured rocks often involves a large volume where different triggering mechanisms are invoked, such as the reactivation of pre-existing weak

fracture zones [5,14], the general failure processes controlled by the far-field stress [15], and more or less complex hydromechanical coupled effects related to fluid pressure diffusion [6,16].

Fluid injection *in-situ* experiments that simultaneously measure fluid pressure, mechanical deformation and induced seismicity at the relevant scale (i.e. the scale where both static to dynamic ruptures can be captured through micro-strain and micro-seismicity monitoring) are rare because they require special instrumental settings with sensors at and very close to the fluid source. Here we present an active source experiment that examines the modes of aseismic and seismic failure at the decameter scale. Experiment exhibits a localized fluid injection in a borehole set through a permeable fractures zone cutting a limestone layer at 250 m-depth. As the fluid pressures (~3.5 MPa) were increased, damage and seismicity were induced in and around the injection zone. The key idea of this research is to present experimental results to improve the understanding of hydromechanical degradation in fractures and fault zones, and how it affects fluid flow and seismicity. In this paper, we describe the experiment and the main features of the seismicity and interpret them in relation to hydraulic and mechanical properties and responses of the fluid-injected fracture zone. The joint analysis of coupled seismic and hydromechanical data presented in this study represents new results in the field, and allowed us to propose a process-based model of fracture permeability evolution related to the weakening of the fracture zone by poroelastic stress transfer.

3.4 Geological and experimental settings

The experiment is sited close to a gallery 250 m below the ground surface within the Low Noise Underground Laboratory (LSBB, http://lsbb.oca.eu/) in southern France [17] (Fig. 32a-b). The LSBB site presents a unique combination of environmental characteristics that provides very quiet conditions, which enable accurate (below the micro-unit) geophysical measurements. A horizontal borehole (diameter of 70 mm and 2.5 m long) was drilled from the gallery into a N120-20°SW limestone layer cut by a main plane of anisotropy corresponding to the N30 family of fractures with dip angles of 60° to 80° W and with a 0.2 m spacing (Fig. 32b-c). This fracture zone corresponds to the damage zone (Fig. 32b) of a 10 m thick strike-slip fault. The hydraulic apertures of fractures vary strongly, i.e. from 0.11 to 0.01 $\times 10^{-3}$ m, and fracture walls are locally sealed with calcite cement. The injection test was performed in a 0.5 m long chamber isolating (between two inflatable packers) a fracture with a length of several tens of meters and a dip angle of 80°W (Fig. 32d). The fracture zone was initially unsaturated. Water was injected at different flow rates: first, by increasing step-by-step the pressure in the fracture to a maximum value of 35 $\times 10^5$ Pa; and, second, by decreasing the pressure with the same steps until returning to the initial state (Fig. 33a).

Flow rate (Q) and fluid pressure (Pf_0) in the chamber were controlled by Keller sensors set on the injection device both inside and outside the borehole. A hydrophone

RESON-TC4013 (Hy0 in Fig. 32d) with a sensitivity of 10^{-6} Pa/V was set in the chamber to monitor the dynamic (1-170 KHz frequency range) fluid pressure waves that eventually nucleated at the injection point. Leakages in the surrounding fractures were monitored with pressure sensors located in adjacent boreholes (Pf_1, Pf_2 and Pf_3 in Fig. 32d). Accuracy of the fluid pressure and flow rate measurements is 10^3 Pa and 1 L/min, respectively. A vibrating wire Geokon4210 extensometer was sealed into a horizontal borehole perpendicular to the fracture plane and spaced 20 cm apart from the injection chamber, to measure the normal deformation of the fracture during fluid injection (U_n in Fig. 32d).

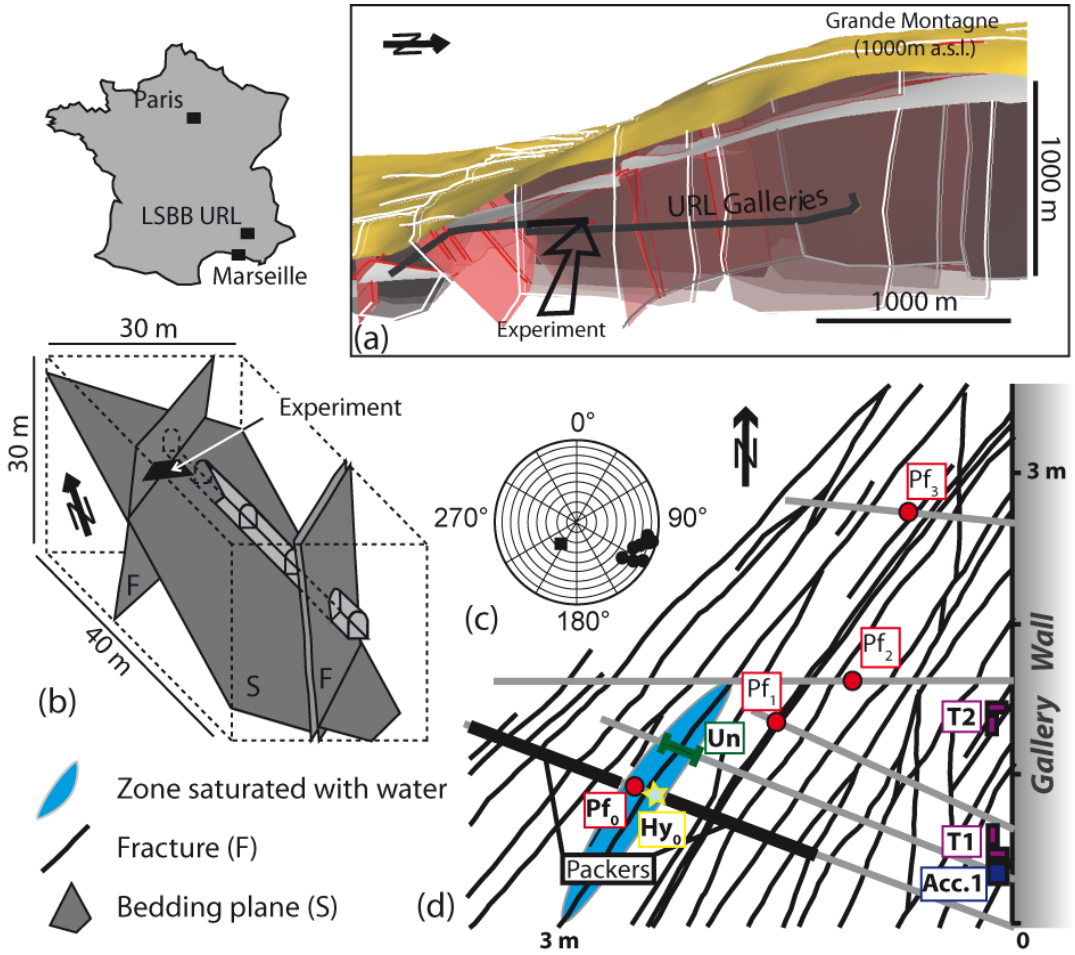


Figure 32: *(a) Geomodel view of the LSBB galleries; (b) Decameter scale 3D view of the experiment location close to the gallery; (c) Stereographic projection of the main fracture planes (upper hemisphere, black square is bedding plane pole and black circles are fracture planes poles); (d) Horizontal meter scale map of the geological and experimental set-up (Pf_0 to Pf_3: pressuremeters, Hy_0: hydrophone, U_n: vibrating wire extensometer, Acc.1: accelerometer, T_1 and T_2: tiltmeters, zone in light blue is the saturated-with-water zone at the injection's end).*

Four single-component tiltmeters (Applied Geomechanics, T1 and T2 in Fig. 32d) and one 3-component MEM Colibrys SF3000L accelerometer (Acc.1 in Fig. 32d) with a flat response in the range from DC to 1 kHz and a 1.2 V/g sensitivity were placed inside small cavities drilled in the gallery wall, at 2.10 and 2.60 m, respectively, from the injection chamber. Pressure, flow rate, and deformation were synchronously recorded at a 1 Hz

sampling frequency; tilt, and accelerometer data were recorded at a 1 kHz sampling rate, and hydrophone data were recorded at a 16 kHz sampling rate.

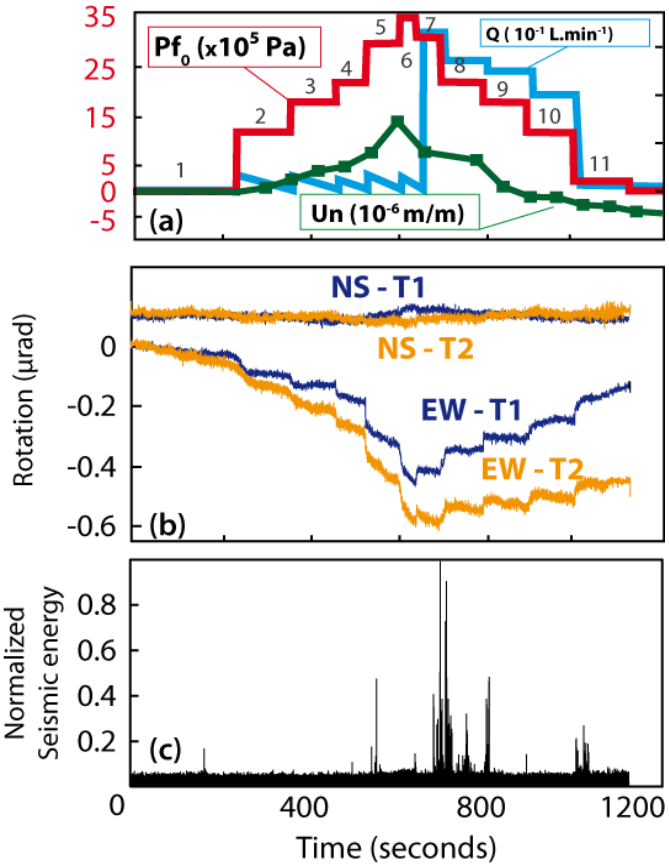


Figure 33: *(a) Variations of the fluid pressure (Pf_0), flow rate (Q) and fracture normal deformation (U_n); (b) Rotation of the NS- and EW- components of tiltmeters T_1 and T_2; (c) Normalized seismic energy (amplitude square of the signal) measured at the gallery wall by the accelerometer Acc.1 (See Fig. 32d for location).*

3.5 Experimental results

3.5.1 Hydromechanical results

The experiment duration is of 1200 seconds, with the first 600 seconds corresponding to the increasing part of the fluid pressure, and then the last 600 seconds corresponding to the pressure decreasing part until the end of injection. During the increasing part of the step-rate test (i.e., the first 600 seconds of the experiment), pressure is increased from 0 to 35 × 10^5 Pa in five steps ranging from 3 to 12 × 10^5 Pa (Fig. 33a). Due to the low initial permeability of the injection chamber, the measured flow rate remains close to zero (<1 l/min) throughout this period. The pressure increase induced a fracture normal opening of 15 × 10^{-6} strain, and a tilt of 0.4 to 0.6 × 10^{-6} radians, mainly on tiltmeters T1 and T2 directions perpendicular to the gallery wall (EW-T1 and EW-T2, Fig. 33a-b). At the end of the pressure decrease (i.e. at 1200 seconds, Fig. 33a), tilt-versus-time curves and the injected fracture normal deformation indicate a strong hysteresis, characterized by a residual Y-tilt signal of 0.2 to 0.5 × 10^{-6} radians and a fracture normal over-closure of 5 × 10^{-6} strain (Fig. 33a-b). Especially, the tilt

hodographs clearly show the strong 3D component inelastic deformations of the gallery wall (Fig. 34a). During the pressure increase, tiltmeter 1 exhibits a rotation direction which is deviated of 20° from the normal to the gallery wall during the 3 first pressure steps followed by a rotation direction normal to the gallery wall, and tiltmeter 2 displays a unidirectional rotation normal to the gallery wall (Fig. 34a). During the pressure decrease, both tiltmeters display a rotation direction which is deviated from the normal to the gallery wall, respectively of +10° at tiltmeter 2 and of -20° at tiltmeter 1. Thus, the directions of rotation between tiltmeters 1 and 2 clearly show two effects: (1) the free surface movement of the gallery wall; with the tilt directions that appear to be preferentially controlled by the fluid pressure diffusion from a source point (steps 1-to-3), and (2) the rock mass deformations involving pre-existing fractures; with a clear deviation of tilt and the components of the residual tilt vector—which are oblique the N30 family of pre-existing fractures—reflecting combined movements tangential and normal to these pre-existing fracture planes (steps 4-to-11).

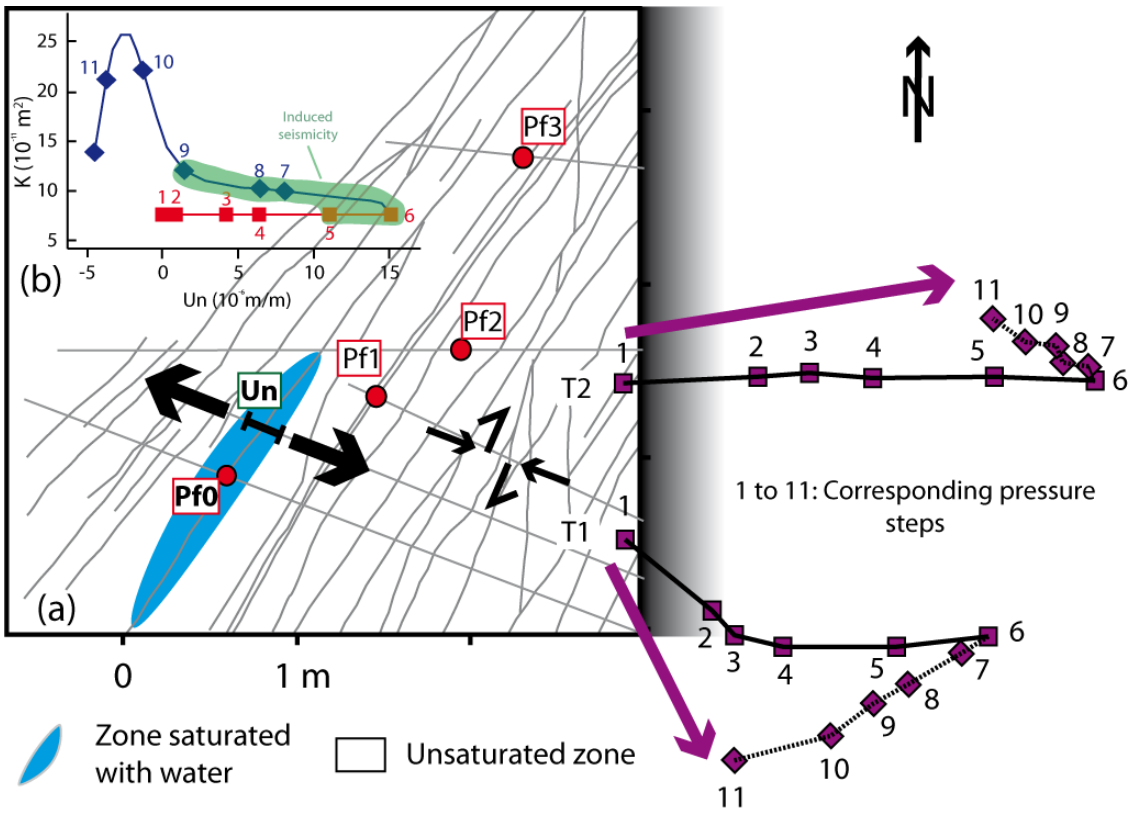


Figure 34: *(a) Tiltmeters hodographs; (b) Permeability-versus-normal deformation of the injection fracture (Numbers 1 to 11 correspond to the measurements at the end of each pressure step, Fig. 33).*

3.5.2 Permeability variations

Injection-induced fracture permeability variations are estimated with pulse tests before and, respectively 15 minutes and 2 hours after the end of the step-rate experiment. The Cooper *et al.* [18] analytical solution is used to estimate the permeability. The method consists in matching the decreasing part of the pressure pulse to type curves. Changes in

permeability during the step rate test were estimated with the use of an analytical pseudo-state solution of the radial diffusivity equation for a relatively incompressible fluid to describe the different segments of the pressure-versus-flow rate curve [19-20]. This solution considers a horizontal borehole with no skin effect. FINHOW2 Matlab script was used for this study [21]. There is no measurable permeability variation until the first step-down pressure (Step 7) at 30 $\times 10^5$ Pa and 640 seconds (Fig. 34b). Then, there is a strong non-linear permeability increase from 7 to 22 $\times 10^{-11}$ m^2 as long as the injected pressure remains higher than 12 $\times 10^5$ Pa (step-down pressure 10 at 890 seconds in Fig. 33a). After the end of the experiment, a strong hysteresis of fracture permeability is observed, with a final value of 12 $\times 10^{-11}$ m^2, which is a factor of 1.7 higher than the initial value.

3.5.3 Induced seismicity

Processing of the induced seismic events involving complex waveforms is rendered difficult by the proximity of the accelerometer to the seismic sources (~3-to-4 m) that makes the signal noisy. However, if we focus on the cumulated energy rate recorded by both accelerometer and hydrophone sensors, it is possible to distinguish 3 different and chronological seismo-acoustic periods during the injection experiment (Fig. 35):

(1) The first period corresponds to the appearance of numerous short duration impulsive micro-acoustic events recorded by the hydrophone between 550 and 600 seconds (Fig. 35b, red-dashed line) while the accelerometer only records one low-energy highly impulsive event at 560 seconds (Fig. 33c and 35a). The pressure is still increasing (step 5 in Fig. 33a) and there is a time variation of the tilt signals while permeability and pressure in the injection chamber remain constant, respectively at 7 $\times 10^{-11}$ m^2 and to 20 $\times 10^5$ Pa (pressure step 4 in Fig. 33a). This mainly-acoustic period is followed by around 2 minutes of noise.

(2) The second period that occurs between 640 and 790 seconds is clearly observed on both the hydrophone and the accelerometer. During this period, 50 to 80 % of the seismo-acoustic energy recorded during the experiment is released (Fig. 34a-b). It corresponds to the fast increase of flow rate within the fracture between steps 6 and 7 (Fig. 33a) and to the initiation of the strong non-linear permeability increase (Fig. 34b).

(3) The third period at 800 seconds. Contrary to the first period, the energy measured by the hydrophone is almost null, whereas the accelerometer records lots of high frequency relatively long duration tremor-like events, corresponding to around 25% of the total energy released (Fig. 35b-c, black-dashed line). It corresponds to a significant increase in the permeability from 9.8 to 22 $\times 10^{-11}$ m^2 that occurs between pressure step-downs 9 and 10 (Fig. 34b).

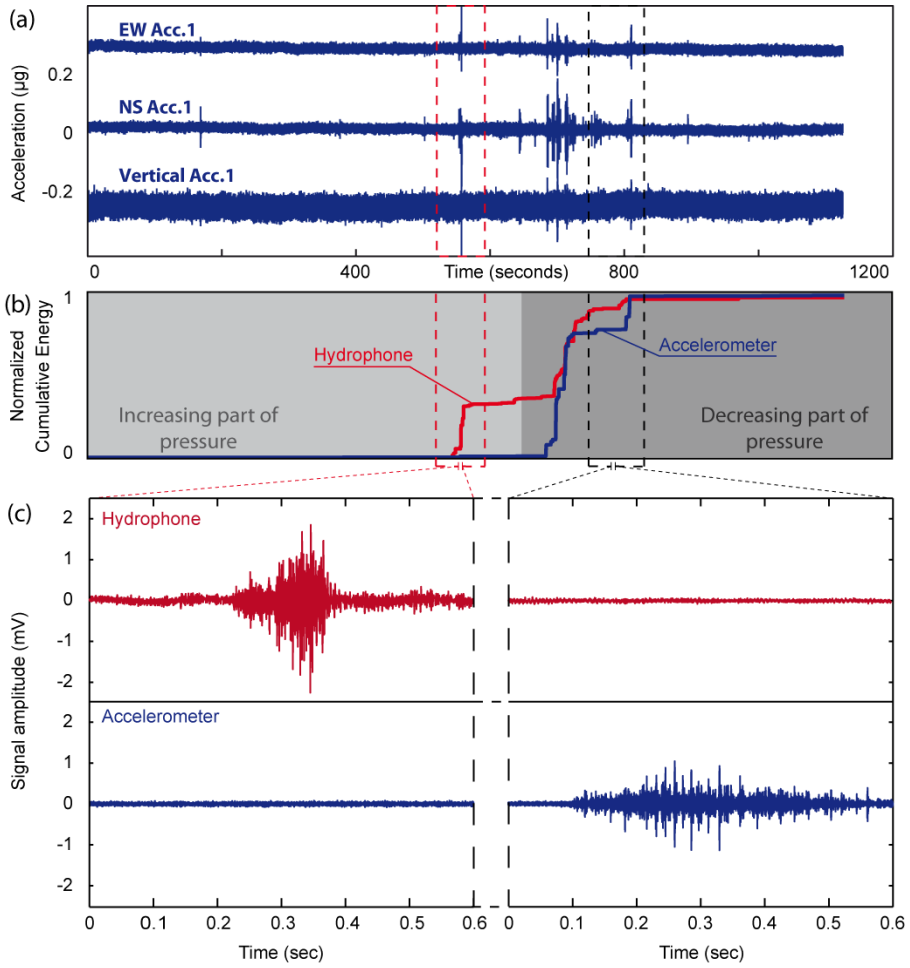


Figure 35: *(a) 3D acceleration components measured at accelerometer Acc.1. (b) Normalized seismo-acoustic cumulative energy recorded by the hydrophone (in red) located within the injection chamber and by the accelerometer Acc.1 (in blue) at the gallery wall. (c) Different waveforms recorded by the hydrophone and by the accelerometer. The first case is representative of the first events recorded during the experiment mainly captured at the hydrophone. The second case is representative of the last events occurring during the experiment only captured at the accelerometer.*

3.5.4 Synthesis of experimental results

The factor-of-1.7 irreversible increase in permeability, its correlation with induced seismicity, tilt and fracture normal deformation hysteresis that remain after the system has returned to steady state (last permeability measurement was performed two hours after the end of the experiment) prove that inelastic damage affected the permeability of the fluid-injected fracture.

Interestingly, the permeability increase did not simply follow the increase in injection pressure, i.e. the effective stress decrease at the injection point. Indeed, permeability increased during the pressure step-down synchronously with significant tangential static inelastic deformations of the fracture near field, characterized by a divergence of the gallery wall tilt orientations to the NW and to the SW.

80% of the seismicity was triggered before any significant permeability variation, first characterized by acoustic events close to the injection point then followed by more energetic impulsive events, and finally ending with tremor-like events. The permeability increase initiates during the period of tremor-like seismic events, but most of the permeability increase appears to be the result of aseismic deformation. A geological exploration of the fault zone after the experiment showed that no major failure occurred, and we interpreted that some shear deformation occurring along the pre-existing fractures planes within the rock volume located between the injection zone and the gallery wall could be the source of the seismicity.

3.6 Numerical analysis of the conditions for hydromechanical activation of the injected fracture

In this section, we present numerical modeling that was conducted (1) to analyze the observed fluid pressure-strain response of the injected fracture to the near field fractured damage zone inelastic response characterized by tilt signals monitored at the gallery wall, and (2) to investigate the relationships to seismicity.

3.6.1 Modelling set-up

We employed a 2D coupled hydromechanical modeling in which we applied the fluid pressure changes (both increasing and decreasing stages), as observed in Figure 33a. For that, the finite-difference FLAC^{3D} code [22] was used. This code simulates the fluid flow and deformation processes of discrete fractures/faults embedded in porous media, and allows a detailed evaluation of the hydromechanical effects on rupture initiation and propagation. It was previously applied to study the hydromechanical behavior of fractured rocks and fault zones related to hydraulic injections [12,23,24]. The evolution of rupture in the model assumed changes in effective stress driven by fluid pressure variations together with the strength variation in the fractured rock elements. A strain-softening hydromechanical model was built following a Coulomb failure criterion with non-zero tension cut-off:

$$\tau = C + (\sigma_n - P_p) \times \tan (\phi) \quad (1)$$

where τ is the critical shear stress for failure occurrence, σ_n is the normal stress, P_p is the pore pressure, C is the cohesion, and ϕ is the friction angle that both decrease as a function of plastic strain (i.e. strain softening). This modeling approach is consistent with previous studies [12,23,24] in which various approaches for modeling of coupled hydromechanical processes during fractured media pressurization and deformation are presented and compared with each other. Especially, Cappa and Rutqvist (2012) showed that the isotropic Mohr-Coulomb model with strength weakening used here is appropriate to represent fractured media, such as fault zones, and demonstrated its use for analyzing fault deformation and associated permeability during fluid injection.

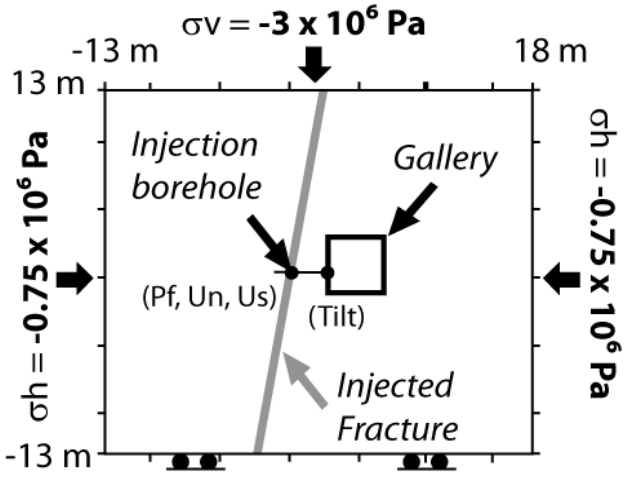


Figure 36: *Model geometry of the injection zone (the compressive stress is negative).*

A plane-strain model was built according to the two-dimensional geometry of a 26 m × 26 m vertical cross-section perpendicular to the gallery axis (Fig. 36). The size of the model was chosen from a sensitivity study indicating that this size is sufficient for an accurate modeling of the zone of interest. Displacements were fixed to zero perpendicular to the basal boundary, whereas a horizontal-to-vertical stress ratio of 0.25 (i.e. extensional stress regime)—calculated from a kilometer-scale model that considered the 3D mountain topography over the gallery—was applied on the other boundaries. The injected fracture was represented by a narrow zone with a dip angle of 80°W divided into 0.2 m thick/0.2 m long solid elements with isotropic elasto-plastic properties. The gallery geometry was simplified to a square, and the hydraulic and mechanical properties of the model elements were derived from *in-situ* and laboratory experiments (Table 1).

Model Parameters	**Injected Fracture zone**	**Surrounding rock**
Bulk modulus (GPa)	0.0125	[10 – 25]
Shear modulus (GPa)	0.00938	[7.5 – 18.75]
Mass density (kg/m^3)	2540	2540
Cohesion (×10^7 Pa)	0.25	[2 – 0.1]
Tensile strength (×10^7 Pa)	0.12	[1 – 0.5]
Angle of friction (°)	40	40
Permeability (×10^{-11} m^2)	7.4	0.01

Table 1: *Material properties used in the simulations.*

Simulations were conducted in two stages. Transient fluid flow in the injected fracture was first calculated with Darcy's law neglecting the capillary forces. In the model, the pressure-versus-time step-rate curve measured at the injection chamber was imposed at the injection source Pf_0 (Fig. 36). Second, the calculated pore pressure fields for each stabilized pressure step were used for an effective stress (σ_n–P_p) calculation of the elasto-plastic mechanical response. Cohesion and friction in zones surrounding the injected fracture were implemented as a function of the plastic component of the total strain. They were adjusted until the calculated normal deformation-versus-pressure curve at the injection zone and the calculated tilt-versus-pressure curve at the gallery wall matched the *in-situ* measured ones.

3.6.2 Modeling results: Parameters controlling the injected fracture hydromechanical activation

The fracture hydromechanical response and the gallery wall tilt signal are well reproduced (curves MC-with-Yield and K-variable in Fig. 37c-h), when (1) the fracture is represented as a thin highly permeable, deformable and low cohesive membrane, respectively a-factor-of-800 to 2000 more deformable, a-factor-of-740 to 2200 higher permeable and a-factor-of-8 less cohesive than the surrounding rock (Table 1); and, (2) the increase in the fracture permeability, the decrease of 30% for the cohesion and 10% for the friction angle of both the fracture and the surrounding block strength properties are considered (curves Fig. 37b and f).

If the strength of the injected fracture is high (same as for the surrounding rock), no failure occurs and the elastic component of the deformation only represents a small amount of the measured deformations (elastic curves in Fig. 37c-d). It is interesting to observe that the plastic deformation occurs above 12×10^5 Pa that correspond to the pressure step 2 which is much before the triggered seismicity period (at steps 5 to 8 in Fig. 33a). When applying Mohr-Coulomb model with no strength decrease or when strength decrease is only considered in the fracture (respectively No-strength weakening –No SW- and Fault-strength weakening –Fault SW- curves in Fig. 37c-d), the calculated deformations of the decreasing pressure part of the experiment are highly overestimated compared to measurements. Consequently, the most striking result of the model is that after the triggered seismicity periods, the injected fracture hydromechanical response is mainly controlled by the non-linear decrease in the strength of the volume surrounding the injected fracture.

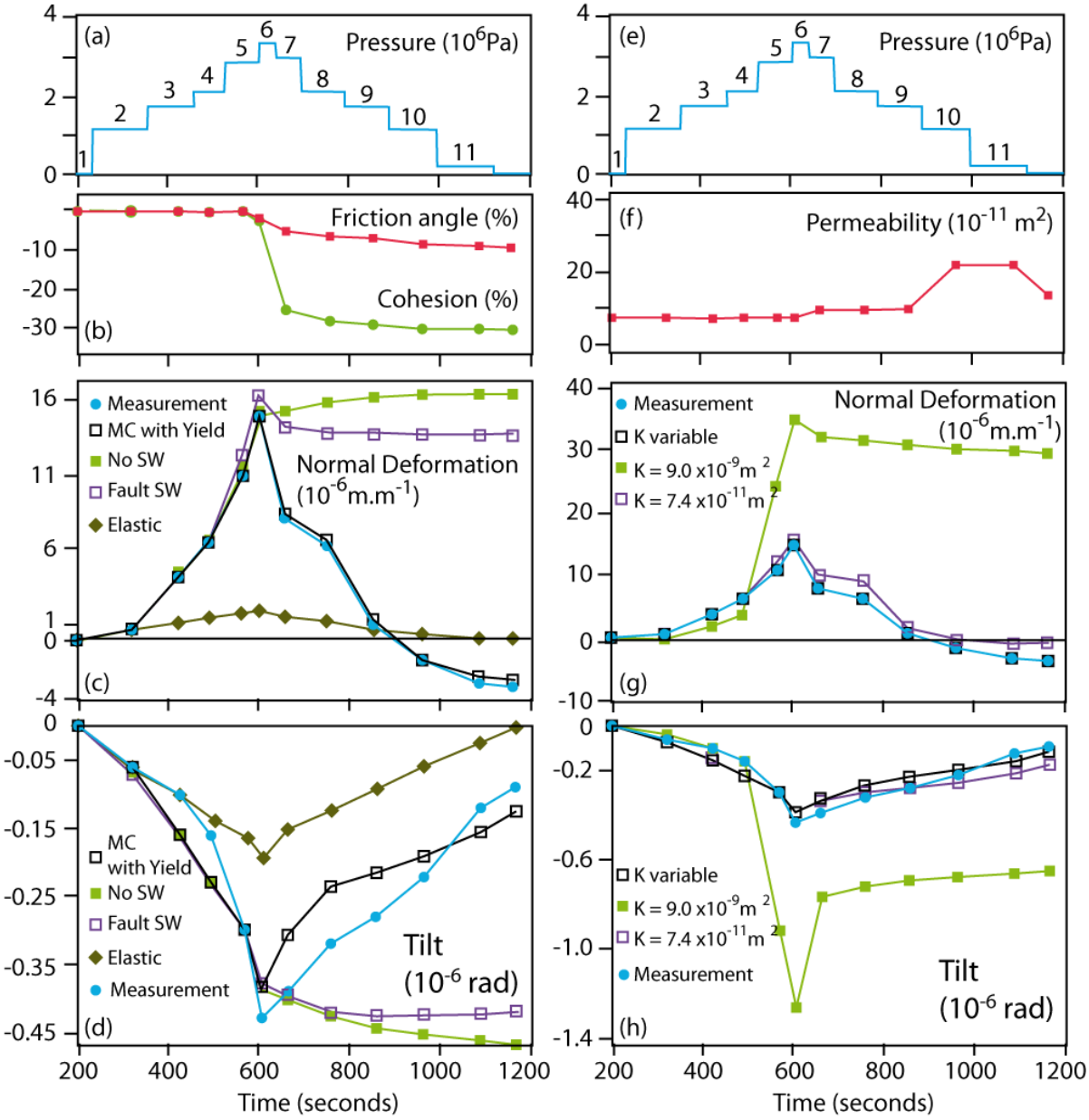


Figure 37: *Influence of mechanical (graphs (a)-to-(d) of the left column) and hydraulic parameters (graphs (e)-to-(h) of the right column) on the fault normal deformation measured at the location "U_n" in Fig. 34 and on the gallery wall tilt. Results presented in the left column illustrate the effect of different mechanical models (elastic and elasto-plastic) with or without friction and cohesion weakening on the mechanical response, while results presented in the right column illustrate the effect of different permeability models on the mechanical response.*

If the initial permeability of the injected fracture is set to a factor-of-100 higher than the measured one, there is a factor-of-2 overestimation of the calculated plastic deformations that is related to a higher magnitude effective stress variation applied over a larger fluid diffusion length within the injected fracture (curve $K = 9 \times 10^{-9}$ m^2 in Fig. 37g-h). If the initial permeability is not varied, there is a slight overestimation of the deformations during the pressure step down that is related to a low magnitude effective stress variation applied within

a smaller fluid diffusion length within the injected fracture (curve K = 7.4×10^{-11} m^2 in Fig. 37g-h). These models show that the initial permeability of the injected fracture has a more important effect on its instability than the permeability variations related to the fracture zone deformations. Indeed, models show that the permeability increase did not stop the injection-induced fracture instability.

3.6.3 Synthesis: Process based-model

We compare the calculated locations of failure zones with the calculated tangential and normal deformations of the injected fracture to investigate the observed induced seismicity evolution and its relationship to permeability variations of the fracture (Fig. 38). The gallery, which is located 3 to 4 meters from the injected fracture, acts as a weak zone that induces an important effect on stresses in the volume between the injected fracture and the gallery wall. Indeed, from the injection point in the fracture (which is stressed close to the far field *in-situ* confining stress) there is (1) a gradual decrease of the horizontal stress (which is close to the stress normal to the fracture plane) towards the gallery wall, and (2) an increase in the vertical stress due to the gallery-induced stress abutment. The result is a stress arch oriented towards the injected fracture where the high vertical-to-horizontal stress ratio favors shear failure.

Two types of failure modes are calculated during the simulated step-rate injection experiment. Firstly, at relatively low pressure steps-up (step 3 in Fig. 38), tensile failures develop in the injection area of the fracture. These failures are caused by a local unloading of the fracture related to a decrease of the effective stress. This progressive unloading that propagates from the injection point into the injected fracture with the pressure step-up hydraulic diffusion increases the deviatoric stress in the zone between the fracture and the gallery. Secondly, at or around the maximum pressure, shear failure occurs in the initial gallery-induced stress arching zone within the rock volume between the fracture and the gallery wall (step 7 in Fig. 38). This failure can be categorized as stress-transfer-induced failure. It results (1) in a global decrease in both the cohesion and friction properties of the rock volume surrounding the injected fracture, and (2) in a release of the stress normal to the injected fracture. Snapshots of pressure step-downs 8 and 10 (Fig. 38) show that shear failure progressive propagation follows the gallery-induced stress arch, and then branches to the injected fault plane. This failure propagation occurs at the observed triggered seismicity period and it may be mainly related to pre-existing fractures reactivations through a process of cemented bonds between the fracture walls shear failures.

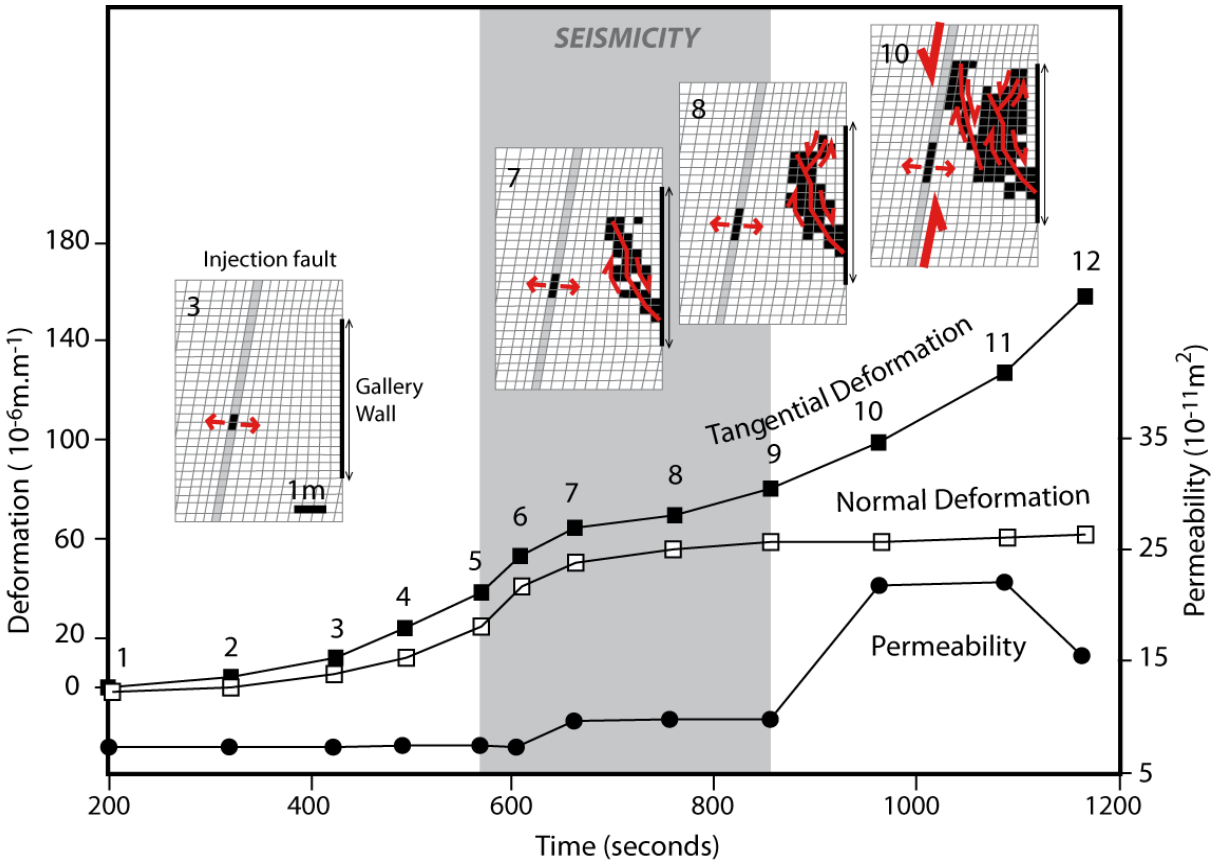


Figure 38: *Hydromechanical response of the injection zone. The four snapshots show parts of the numerical grid with failure calculated in the simulations at pressure steps 3, 7, 8 and 10 (in red, an interpretation of failure is schematized). Variations of the calculated normal and shear deformations at the injection point in the fracture, and measured permeability variations versus time (numbers on curve points correspond to the 11 pressure steps imposed during the experiment).*

Cumulated fracture tangential and normal deformations compared to measured permeability evolution follow two main steps related to the complex failure propagation in and around the injected fracture (Fig. 38). Firstly, there is no significant permeability variation when tensile failure is limited to the injection zone in the fracture. Secondly, when failure progressively propagates in the surrounding block, it causes a release of the normal stress on the fracture plane (estimated to 0.2 to 0.5 $\times$ 10^5 Pa in the model) that provokes the activation of the fracture tangential deformation. The measured permeability increase clearly correlates to the tangential fracture deformation variation, which appears significantly higher than the normal deformation (estimated to a factor-of-6 higher at the end of the experiment).

3.7 Discussion

Our *in-situ* observations of the seismic and hydromechanical processes occurring in the near field of a high-pressure injection highlight how the reactivation of the surrounding fractures can affect fluid flow and mechanical deformation of the fluid-injected fracture. Thanks to the coupled fluid pressure-deformation and seismicity monitoring in and close to the fracture, it was possible to isolate a mechanism of reactivation through stress transfer that is not associated with fluid-pressure diffusion in the surrounding fractures. We show that this weakening of the strength properties in the environment of the injected fracture strongly influences its shear deformation and is critical to its permeability variation.

Interestingly, permeability increase follows the induced seismicity swarm that occurs during the decreasing pressure part of the experiment, which, conversely, corresponds, to an effective normal stress increase. This phenomenon is consistent with some theoretical numerical studies [25] and laboratory tests on rock-joints samples [26] that showed that if shear dilation induces more fracture aperture than the closure induced by the increase in effective normal stress, the fracture permeability will increase. In addition, we show that although the strength degradation processes initiate at the maximum pressure injection, their effects on the fracture shear last over a longer period because they induce a modification of the fracture weakness that controls its static hydromechanical response as observed by different authors [27-28]. Then, the static shear will last until a fluid pressure remains sufficiently high to significantly vary the effective stress in the fracture.

The failure mode appears to be different depending on the location in the simulated experiment: tensile failure is confined to the injection fracture plane, while shear failure occurs along the surrounding fracture planes. This is consistent with other numerical models that considered failure in complex explicit fracture networks [29]. Nevertheless, compared to numerical models, our experiment shows a limited aseismic failure zone in the injection fracture and a much larger seismic failure zone surrounding it. What causes this?:

(1) First, this is related to a high variability in the fracture hydraulic and mechanical properties that is rarely considered in models, where fractures are usually represented as uniform boundaries between intact rock matrix blocks affected with homogeneous properties [30]. It is currently observed that fractures have a high internal complexity (e.g. cemented infilling, channeling, branching, etc.) that induces a high variability in both friction and cohesion parameters [10,31].

(2) Second, it is currently observed in the mining geosciences that the stress magnification due to an underground gallery close to a major geological feature (fault, fold, etc.) can reach the order of 1.5 to 2.2 times the *in-situ* stresses and favor failure of rock at shallow depths [32- 33]. In hydrocarbon reservoir studies, similar magnitudes of uneven stress distributions that can induce failure of rocks and induced seismicity are correlated to three key

parameters of reservoir and production properties: pressure drop, fault density of the reservoir and stiffness ratio between seal and reservoir rock [34]. Numerical estimations showed that in such regions the ratio of the changes in Coulomb failure stress to the effective change in pore pressure as small as 0.1×10^6 Pa have been found to induce seismic activity in faulted settings [35]. In details, the effect of such fluid pressurization can trigger off-fault ruptures in the fault damage zone, being a possible fault weakening mechanism that controls the coupling between fault slip and permeability variations [24,36,37]. In the experiment presented in this paper, stress magnification in the zone between the injection fault and the gallery is of 1.1 times the *in-situ* stress. This is mainly related to the high stiffness of the carbonate rocks that minimizes the effects of the gallery at the depth of 250 m below the surface. Indeed, a very small damage zone of 0.1 to 0.2 m thickness was recognized when drilling in the gallery walls [38]. The injected fault and environment strength properties and the weakening of those properties with plastic strain that are in good accordance with values in highly cemented carbonate reservoirs show that, in the experiment zone, the rocks are unaltered [39]. For these reasons, we consider that our experimental results are representative of weakening processes related to fluid injections in faults included in stiff reservoirs (like carbonates).

These experimental results have wide implications, since, clearly, it appears that, in some cases of stiff fractured reservoirs, micro-seismic data cannot provide any information about the hydraulic fracture geometry or the injected fluid location within fractures. Nevertheless, seismic data can accurately locate the weak zones within a fractured reservoir layer, and the scattering of the triggered seismicity can provide a quantitative image of the heterogeneous intrinsic hydromechanical properties of fractures.

3.8 Conclusion

In this paper, we investigated the role of fluids and stress transfer in the triggering of seismicity and deformations in fractured media. We developed an active fluid pressure source experiment with dense, multi-parametric geophysical measurements, and employed 2D coupled fluid flow and geomechanical modeling to analyze how fluid pressure and rupture along fractures may be linked to the observed evolution of seismicity and deformations.

In summary, our continuous monitoring of induced fluid pressure, strain and seismicity changes suggests that significant flow and permeability enhancement within the rock mass is mainly localized along fractures where patches of aseismic and seismic failure can coexist. We have particularly shown that localized high-fluid pressures can produce significant stress changes outside the pressurized zone leading to seismic shear ruptures along pre-existing fractures. A factor-of-3 increase in fracture permeability was associated with ~100 triggered seismic events. Our modeling indicated that tensile failure occurs in the high-pressure zone whereas shear failure and associated mechanical weakening develops in the

surrounding unsaturated rock volume, which in turn, strongly influences the injected fracture slip and increase in permeability.

At larger scale (i.e. upper crust), the difficulties in accurately assessing temporal and spatial variations in seismicity mainly arise from the heterogeneous structure of fractures and faults zones, and several processes such as fluid flow, opening, closing and shearing of fractures, damage or yet healing of fractures. Consequently, the interpretation of seismicity at large scale cannot be confirmed without boreholes, that is not practical at kilometer depths. Thus, our mesoscopic-scale experiment provides unusual data that contribute to the fundamental understanding of the seismicity caused by non-uniform distributions of fluids and stresses, and hydromechanical heterogeneities.

3.9 Acknowledgement

This work is financed by the ANR "Captage de CO_2" through the "HPPP-CO_2" project, by the PACA county through the "PETRO-PRO" project, and by the ANR "RiskNat" through the "SLAMS" project. Funding for the contribution by Lawrence Berkeley National Laboratory was provided by the U.S. Department of Energy under contract no.DE-AC02-05CH11231. We thank the engineers team (D. Boyer, A. Cavaillou, and M. Auguste) of the Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel (LSBB) (http://lsbb.oca.eu/), and the SITES S.A.S engineer Hervé Caron for their technical support during the experiments. We also thank the anonymous reviewer for the constructive comments and suggestions that improved our paper.

3.10 References

[1] Hawkes CD, Mclellan PJ, Bachu S. Geomechanical factors affecting geological storage of CO_2 in depleted oil and gas reservoirs. J Can Petrol Techno 2005; 29:1445-1456.

[2] Segall P. Earthquake and volcano deformation. Princeton University Press 2009; pp. 432

[3] Gaffet S, Guglielmi Y, Cappa F, Pambrun C, Monfret T, Amitrano D. Use of the simultaneous seismic, GPS and meteorological monitoring for the characterization of a large unstable mountain slope in the southern French Alps. Geophys J Int 2010; 182, 1395-1410. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04683.x

[4] Zoback M,, Harjes HP. Injection-induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany. J Geophys Res 1997; 102, 18:477-18:491. doi: 10.1029/96JB02814

[5] Fehler M. Stress control of seismicity patterns observed during hydraulic fracturing experiments at the Fenton Hill Hot Dry Rock geothermal energy site, New Mexico. Int

J Rock Mech Min Sci and Geomech Abstr 1989; 26, 211-219. doi: 10.1016/0148-9062(89)91971-2

[6] Shapiro SA, Audigane P, Royer JJ. Large-scale *in-situ* permeability tensor of rocks from induced seismicity. Geophys J Int 1999; 137, 207–213. doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00781.x

[7] Majer EL, Baria R, Stark M, Oates S, Bommer J, Smith B *et al.* Induced seismicity associated with enhanced geothermal systems. Geothermics 2007; 36, 185-222. doi: 10.1016/j.geothermics.2007.03.003

[8] Suckale J. Chapter 2 - Induced seismicity in hydrocarbon fields. Advances in Geophysics 2009; 51, 55-106. doi: 10.1016/S0065-2687(09)05107-3.

[9] Glowacka E and Nava FA. Major earthquakes in Mexicali Valley, Mexico, and fluid extraction at Cerro Prieto Geothermal Field. B Seismol Soc Am 1996, v.86, p93 - 105

[10] Pyrak-Nolte LJ, Morris JP. Single fractures under normal stress: The relation between fracture specific stiffness and fluid flow. Int J Rock Mech Min Sci 2000; 37, 245-262. doi: 10.1016/S1365-1609(99)00104-5

[11] Rutqvist J. Determination of hydraulic normal stiffness of fractures in hard rock from well testing. Int J Rock Mech Min Sci 1995; 32, 513--523. doi: 10.1016/0148-9062(95)00039-J

[12] Cappa F, Guglielmi Y, Rutqvist J, Tsang C-F, Thoraval A. Hydromechanical modeling of pulse tests that measure fluid pressure and fracture normal displacement at the Coaraze Laboratory site, France. Int J Rock Mech Min Sci 2006; 43, 1062-1082. doi: 10.1016/j.ijrmms.2006.03.006

[13] Cappa F, Guglielmi Y, Rutqvist J, Tsang C-F, Thoraval A. Estimation of fracture flow parameters through numerical analysis of hydromechanical pressure pulses. Water Resour Res 2008; 44, W11408. doi: 10.1029/2008WR007015

[14] Warpinski N, Teufel LW. Influence of geologic discontinuities on hydraulic fracture propagation. J Petrol Technol 1987; 39, 209-220.

[15] Cornet FH, Morin RH. Evaluation of hydromechanical coupling in a granite rock mass from a high-volume high-pressure injection experiment: Le Mayet de Montagne, France. Int J Rock Mech Min Sci 1997; 34, 207.e1-207.e14. doi: 10.1016/S1365-1609(97)001185-8

[16] Guglielmi Y, Cappa F, Amitrano D. High-definition analysis of fluid-induced seismicity related to the mesoscale hydromechanical properties of a fault zone. Geophys Res Lett 2008; 35, L06306. doi:10.1029/2007GL033087

[17] Gaffet S, Guglielmi Y, Virieux J, Waysand G, Chwala A, Stolz R *et al.* Simultaneous Seismic and Magnetic measurements in the LSBB, France during the 2001, 26th January Indian earthquake. Geophys J Int 2003; 155, 981-990. doi: 10.1111/j.1365-246X.2003.02095.x

[18] Cooper HH, Bredehoeft JD, Papadopulos IS. Response of a finite-diameter well to an instantaneous charge of water. Water Resour Res 1967; 3, 263-269. doi: 10.1029/WR003i001p00263

[19] Hvorslev MJ. Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations. Bull. No. 36, Waterways Exper Sta Corps of Engrs 1951; U.S. Army, Vicksburg, Mississippi, pp. 1--50.

[20] Singh P, Agarwal RG. SRT (Step Rate Test): New Procedure for Determining Formation Parting Pressure. 1990; Paper SPE 1814.

[21] Park E, Zhan H. Hydraulics of horizontal wells in fractured shallow aquifer systems. J Hydrol 2003; 281, 147-158. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00206-3

[22] Itasca Consulting Group. FLAC^{3D}. Fast Lagrangian Analysis of Continua in 3 Dimensions. Version 3.0. 2006. Five volumes. Minneapolis, Minnesota: Itasca Consulting Group.

[23] Guglielmi Y., Cappa F., Rutqvist J., Tsang C-F., Thoraval A., 2008. Mesoscale characterization of coupled hydromechanical behavior of a fractured-porous slopde in response to free water-surface movement. Int J Rock Mech Min Sci, 45, 862-878

[24] Cappa F., Rutqvist J. Modeling of coupled deformation and permeability evolution during fault reactivation induced by deep underground injection of CO_2. Int J Greenhouse Gas Control, 2011;5:336-346. doi:10.1016/j.ijggc.2010.08.005

[25] Tao Q, Ghassemi A, Ehlig-Economides C. A fully coupled method to model fracture permeability change in naturally fractured reservoirs. Int J Rock Mech Min Sci 2010; 48, 259--268. doi: 10.1016/j.ijrmms.2010.11.012

[26] Gentier S, Lamontagne E, Archambault G, Riss J. Anisotropy of flow in a fracture undergoing shear and its relation to the direction of shearing and injection pressure. Int J Rock Mech Min Sci 1997; 34, 94.e1-94.12. doi: 10.1016/S1365-1609(97)00085-3

[27] Cornet FH, Li L, Hulin JP, Ippolito I, Kurowski P. The hydromechanical behavior of a fracture: an *in-situ* experimental case study. Int J Rock Mech Min Sci 2003; 40, 1257-1270. doi: 10.1016/S1365-1609(03)00120-5

[28] Cappa F, Guglielmi Y, Virieux J. Stress and fluid transfer in a fault zone due to overpressures in the seismogenic crust. Geophys Res Lett 2007; 34, L05301. doi: 10.1029/2006GL028980

[29] Gil I, Nagel N, Sanchez-Nagel M. The effect of operational parameters on hydraulic fracture propagation in naturally fractured reservoirs – Getting control of the fracture optimization process. 45th US Rock Mechanics / Geomechanics Symposium, ARMA 11--391 paper, Copyright 2011 ARMA.

[30] Adachi J, Siebrits E, Pierce A, Desroches J. Computer simulation of hydraulic fractures. Int J Rock Mech Min Sci 2006; 44, 739-757. doi: 10.1016/j.ijrmms.2006.11.006

[31] Barton N. Rock Quality, Seismic velocity, Attenuation and Anisotropy, Taylor and Francis. 2006. UK and Netherlands, 729 pp.

[32] Barton N, Pandey SK. Numerical modeling of two stopping methods in two Indian mines using degradation of c and mobilization of φ based on Q-parameters. Int J Rock Mech Min Sci 2011; in press. doi: 10.1016/j.ijrmms.2011.07.002.

[33] Diederichs M.S. and Kaiser P.K. Tensile strength and abutment relaxation as failure control mechanisms in underground excavations. 1999. Int J Rock Mech Min Sci 36 (1999) 69-96.

[34] Van Eijs RMHE, Mulders FMM, Nepveu M, Kenter CJ, Scheffers BC. Correlation between hydrocarbon reservoir properties and induced seismicity in the Netherlands. Engineering Geology 2006; 84, 99-111.

[35] Soltanzadeh H, Hawkes CD. Assessing fault reactivation tendency within and surrounding porous reservoirs during fluid production or injection. Int J Rock Mech Min Sci 2009; 46, 1-7. doi: 10.1016/j.ijrmms.2008.03.008

[36] Cappa F. Modelling fluid transfer and slip in a fault zone when integrating heterogeneous hydromechanical characteristics in its internal structure. Geophys J Int 2009; 178, 1357-1362, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04291.x

[37] Cappa F. Influence of hydromechanical heterogeneities of fault zones on earthquake ruptures. Geophys J Int 2011; 185, 1049-1058. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.04994.x

[38] Jeanne P., Guglielmi Y., Cappa F. Multiscale seismic signature of a small fault zone in carbonate reservoir: Relationships between V_P Imaging, fault zone architecture and cohesion. Tectonophysics, doi:10.1016/j.tecto.2012.05.012, 554-557 (2012) 185–201.

[39] Gaswirth SB, Budd DA, Crawford BR. Textural and stratigraphic controls on fractured dolomite in a carbonate aquifer system, Ocala limestone, west-central Florida. Sediment Geol 2006; 184, 241-254. doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.11.010

Partie IV

Monitoring sismique de l'infiltration d'eau à travers une fracture naturelle déformable et non-saturée

IV Article II : Monitoring sismique de l'infiltration d'eau à travers une fracture naturelle déformable et non-saturée 83

4.1 Résumé en français de l'article 83
4.2 Abstract 84
4.3 Introduction 85
4.4 Theory 86
4.5 Experimental set-up and procedure 89
4.6 Experimental results. 90
4.6.1 Fracture permeability variations. 90
4.6.2 Acoustic Emissions (AE). 90
Time distribution of events 90
Single acoustic event description. 92
Testing some AEs attributes sensitivity to the permeability variations 93
4.7 Discussion 94
4.8 Conclusion 96
4.9 Acknowledgement 96
4.10 References 96

IV Article II : Monitoring sismique passif de l'écoulement de fluides à travers une fracture naturelle déformable initialement non-saturée

Les résultats exposés dans cette partie sont présentés sous la forme d'un article scientifique actuellement en cours de préparation en vue d'une soumission dans la revue Geophysical Journal International.

4.1 Résumé en français de l'article II

Dans ce travail, nous avons étudié les variations in situ des signatures sismo-acoustiques associées aux effets hydromécaniques de la percolation des fluides dans la zone non-saturée d'un milieu rocheux fracturé. Nous avons instrumenté une fracture de taille décamétrique à 250 mètres de profondeur dans une galerie artificielle du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel (France). La fracture est hydrauliquement stimulée à plusieurs reprises avec une source de pression contrôlée de faible amplitude (0.6 MPa) pour la déformer, et reproduire les effets liés aux infiltrations des eaux de pluie dans les versants instables. La pression d'eau et le débit sont mesurés et contrôlés dans la fracture testée à partir d'une chambre d'injection située dans un forage horizontal. Les ondes sismo-acoustiques émises sont mesurées avec deux accéléromètres 3 composantes placés sur le mur de la galerie à l'intersection avec la fracture stimulée, et à 3 m de la chambre d'injection. Cette instrumentation nous permet de suivre les signaux sismo-acoustiques induits par la circulation des fluides dans et en dehors de la fracture. Afin de mieux comprendre les signaux acoustiques émis dans cette expérience, une injection analogue a été conduite dans un tube en acier dans lequel des débits d'écoulements du même ordre de grandeur que ceux de l'expérience in situ étaient contrôlés. Les résultats de ces deux expériences montrent que l'augmentation de la perméabilité induite par la stimulation hydraulique est associée à l'augmentation du contenu basses-fréquence des événements sismo-acoustiques enregistrés. La moyenne quadratique de ces signaux (RMS) évolue linéairement avec l'augmentation de perméabilité. Nous discutons les deux principaux processus hydromécaniques à l'origine des variations observées: (1) les variations de régime d'écoulement du fluide, et (2) la déformation inélastique de la fracture. Ces expériences montrent que l'écoute sismo-acoustique en forages permet de détecter les effets hydromécaniques produits par l'infiltration et la percolation d'eaux météoriques dans les versants instables. Dans les zones non-saturées de ces versants, les fortes variations de perméabilités des fractures se déformant sous l'effet des infiltrations temporaires d'eau provoquent une baisse significative du bruit acoustique, ce qui pourrait ainsi représenter un observable utile pour prédire l'état de stabilité du versant.

In-situ passive seismic monitoring of fluid flow through a stress deforming unsaturated natural fracture

Benoit Derode[1], Yves Guglielmi[2], Frédéric Cappa[1] and Louis De Barros[1]

[1] Geoazur (UMR7923), University of Nice Sophia-Antipolis, Côte d'Azur Observatory, 250, rue Albert Einstein, 06560 Sophia-Antipolis, France
[2] CEREGE, University of Aix-Marseille, 13331 Marseille, France
Corresponding authors: derode@geoazur.unice.fr (B. Derode); guglielmi@cerege.fr (Y. Guglielmi); cappa@geoazur.unice.fr (F. Cappa); debarros@geoazur.unice.fr (L. De Barros)

4.2 Abstract

We investigated *in-situ* the variations of the acoustic signature of groundwater percolation hydromechanical effects in the vadose zone of an unstable fractured rock slope. A 10 meters long fracture was instrumented in an artificial gallery of the LSBB URL (France) at a depth of 250 m within a large limestone slope. The fracture deformation was stimulated with repetitive 0.6 MPa water pulse injections that reproduced infiltration transients. Injection pressures and flow rates were monitored in a horizontal borehole set across the fracture. Two 3-components accelerometers were set 3 meters away at the intersection between the gallery wall and the tested fracture to monitor the acoustic signals induced by fluid flow in the fracture. Field data were then compared to similar injections in a steel pipe that reproduced analogue field conditions. Our analyses indicate that the acoustic signals high-frequency content significantly decreases with the increase in the fracture permeability that is clearly correlated to the fracture opening related to the repeated pressure pulse injections. The root-mean-square value of the acoustic signals is the best proxy among several tested acoustic parameters to quantify these variations. We discuss that the evolution of fluid flow regime from turbulent to laminar within the fracture and the fracture deformation are the two key processes that induce changes in the acoustic emissions. These results show that acoustic methods could be used for monitoring rainfall percolation triggering effects on landslides. In the unsaturated zone of unstable slopes, high permeability variations related to intermittent infiltration pulses deforming pre-existing fractures close to rupture induce a global significant decrease of the infiltration noise that can be a proxy to slope rupture.

Keywords: Acoustic Methods, Rainfall, Fracture, Unsaturated Zone, Landslide

4.3 Introduction

Fractures in the unsaturated zone of unstable rock slopes play a major role in water infiltration and constitute weak planes where slope rupture is localized [Binet *et al.*, 2007]. If the effects of high-fluid pressures on landslide triggering are relatively well described in the theory, the effects of intermittent small increase of fluid pressures in the rupture instability is less well understood. This behavior is particularly important in the case of rainfall-induced landslides in rock slopes where fractures are generally partially saturated and critically stressed.

The first problem is to identify and monitor water infiltration because it is localized in preferential flow paths in unsaturated fractures [Su *et al.*, 1999]. Such flow paths are difficult to intercept with boreholes that will eventually catch only a part of the flow, or cross a zone of a fracture near a flow path. In most cases, the result is that borehole will remain dry or eventually will temporarily leak during infiltration periods, pressure and flow rate measurements being difficult to conduct. Consequently, there are seldom hydrologic data on transient pressure variations in the unsaturated zone of unstable slopes [Tullen, 2002; Willenberg *et al.*, 2008a and b] although it is recognized in hydrogeology that large amounts of infiltrated water may be temporarily stored in this zone obviously playing a role in slope stability [Tullen, 2002 ; Guglielmi *et al.*, 2005]. To cope with such monitoring difficulties, statistical approaches are usually conducted to correlate slope displacements with rainfalls [Glade *et al.*, 2000]. This raises the second problem that is to consider the complex slope hydromechanical response to rainfall infiltration in slope stability prediction. Unstable slopes hydromechanical behaviour strongly depends on existing fractures permeability, strength variations, and slope state-of-stresses [Cappa *et al.*, 2004; Guglielmi *et al.*, 2008]. Hydraulic and mechanical processes are coupled and inelastic, and a change in fracture permeability modifies the effective stress field around the fracture, changing the mechanical response and, in return modifying the permeability [Rutqvist and Stephansson, 1996].

Seismologic monitoring of unstable rock slopes highlights small earthquakes related to sliding and/or tilting on preexisting fractures in the landslide bodies during or after rainfall events [Spillman *et al.*, 2007; Walter and Joswig, 2009; Helmstetter and Garambois, 2010; Lacroix and Helmstetter, 2011]. It is a proof that in the unsaturated parts of unstable slopes, fractures rupture under small pressure variations because they are at a critical state of stresses (the ratio between shear and normal stress on the fracture plane being close to 1). Some theoretical studies showed that, after a rainfall infiltration, groundwater pressure variations as low as 0.3 to 0.6 MPa are sufficient to cause rupture in slopes [Hainzl *et al.*, 2006]. Such weak forcing in slopes unsaturated zones highlight how important a better characterization of these zones permeability-stress variations is for fractured rockslides assessment studies.

Monitoring the acoustic emissions induced by water percolation in unsaturated fractures may be an interesting alternative to detect groundwater flows in unstable rock slopes. In the industry, acoustic methods are often used to detect gas leaks from pipes and valves. Fluids moving through coarse sand or gravel at 10 mm/s or more, CO_2 degassing inside fractures close to wells have been shown to produce a detectable level of sound [Smolen, 1995; Bohnhoff and Zoback, 2010]. In rock slopes, rainfall is considered as one of the most important environmental noise [Shiotani, 2006], and acoustic methods are used to estimate drip discharge rates in natural caves [Mattey *et al.*, 2008]. In general, it is difficult to calibrate the acoustic signals because it depends on many complex processes. Proxies must be established between some signals attributes and the phenomena to be measured. In the present study, we conducted an *in-situ* experiment to examine if acoustic emissions could help to detect the permeability variations related to the rupture activation on a natural fracture in an unsaturated slope. Small water volumes (comparable to natural infiltrated volumes) were injected in the fracture from a borehole, inducing 0.6 MPa pressure pulses. Water flow in the fracture was monitored at 3m from the injection with acoustic sensors. We compared these field acoustic emissions to a laboratory analogue experiment. Results show that the fracture's hydromechanical response induces detectable variations of the acoustic emissions. The value of the root-mean square of the acoustic emission appears to be more sensitive than other acoustic attributes to the fracture's permeability variations. Here, we first explain the experimental procedures. Then, the experimental results are presented highlighting the correlations between the acoustic noise and hydraulic variations in the fracture. Finally, we discuss the causes of the observed acoustic variations.

4.4 Theory

Acoustic emissions (AE) were originally defined as elastic waves generated by the fast release of energy from localized sources (impulsive or semi-continuous types, Hardy [2003]), due to different type of processes such as visco-dynamic friction, fluid cavitation, burst impact or micro-fracturing in a solid. Although these waves are physically identical to seismic waves, AE are recognizable by their specific low amplitude and by their wide frequency range from the subsonic (0 - 1kHz) to the sonic wave range (< MHz). Studying the behavior of these attributes allows obtaining mechanical information on the processes triggering the AE, such as in the case of the dynamic response of a fracture [*e.g.* Shapiro *et al.*, 2006; Shapiro and Dinske, 2007]. As in seismology, dynamic solid waves emitted during hydromechanical processes can be used to study the evolution of the hydraulic response and parameters of the medium at an intermediary scale. However, in the case of a porous and fractured medium where rapid fluid flow occurs, it has been found and described by many authors that AEs can also be generated by fluid flow and leakage [Pollock and Hsu, 1982; Goodman *et al.*, 1998; Hunt, 2001].

The characterization of AE appears then to be an important way to define their relationship with the different processes at their origin, such as fracture's property change and fluid flow as studied here. AE are mostly investigated and described by their signal attributes related to their waveform. Maximum amplitude reached, rise time, event duration, total energy released, ring-down count, or root-mean-square value (*RMS*) are some of the typical AE parameters easily accessible. Most of them are directly measured, but others such as RMS value or power spectral density of the signal need to be computed. AE_{RMS} value corresponds to the quadratic mean of the signal and is then especially adapted for the magnitude estimation of an alternative signal such as a sinusoidal waveform. For each AE, the RMS is given by:

$$AE_{rms} = \sqrt{\left(\frac{1}{N}\sum_{n=0}^{N-1} x[n]^{2}\right)} \quad (1)$$

where *x[n]* corresponds to the amplitude value of the $n^{'th}$ signal point and *N* is the number of samples.

The exploration of the frequency content of the AE is also of prime interest for observing, in a spectral analysis, similarities between signals in term of time periodicities. The dominant frequencies of the signals and their evolution through time are investigated using the Fourier transform algorithm, by calculating the Power-Spectral Density (*PSD*) of the signal which is given by:

$$P[k] = \frac{T}{N}\left|\sum_{n=0}^{N-1} x[n]e^{-\left(\frac{j2\pi kn}{N}\right)}\right|^{2} \quad (2)$$

where *P[k]* corresponds to the distribution of the signal power over the different frequencies of the signal, *T* to the sampling frequency, *j* to the imaginary unit and *k* to the frequency.

Based on the aeroacoustic theory of Lighthill, in which the concept of noise generation by turbulent fluid motion was initially formulated, a lot of studies have succeeded to connect AE attributes generated by a fluid leakage through a valve to hydraulic parameters such as pressure drop and flow rate at the exit of the valve. In these cases, the sound power (*Ps*) emitted by the fluid outflow can be expressed as a function of a set of parameters, such as the geometry of the valve, the medium density or the sensors attributes. However, the only time-dependent parameters in this relation are the pressure drop, the flow rate, and the size of the valve, which is a variable parameter in our analogue laboratory experiment. In this paper, we were interested in these time-dependent parameters. The qualitative relationship is then given by:

$$Ps(t) \propto \frac{Q^8(t)}{D^{14}(t)\,\Delta P^4(t)} \quad (3)$$

where Q corresponds to the flow rate, ΔP to the pressure drop measured at the end of the valve and D to the valve diameter. Considering this theory, Kaewwaewnoi *et al.* [2010] showed that, in a valve leakage experiment, the acoustic power $Ps(t)$ recorded by the sensors could be directly connected to the AE^2_{RMS} by a simple proportional law. In a stationary case, the relation (3) can then be expressed as:

$$AE_{RMS} \propto \frac{Q^4}{D^7 \Delta P^2} \quad (4)$$

If we consider that the fluid used is Newtonian and that it flows with a low Reynolds number ($\mathcal{Re}$ < 2000, typically laminar flow within a pipe), we can use the Darcy's law to relate the permeability k to the variations of fluid flow and pressure. Using (4), we finally obtain:

$$AE_{rms} = a\frac{K^2Q^2}{D^7} \quad (5)$$

where a is a constant containing the stationary (between the experiments) terms of the fluid flow such as the dynamic viscosity. This constant is then associated to the experimental conditions, that could be calculated in very well constrained experiments or measured by calibration of the first test. Finally, considering that the fluid pressure drop remains constant over the experiments since we control the injection pressure, the term ΔP(t) could be considered as sufficiently stationary on the different experiments such as the permeability k becomes directly proportional to the flow rate. Equation (5) can then be written as:

$$AE_{rms} = b\frac{K^4}{D^7} \quad (6)$$

where b is a new constant of the experiment. This equation shows the relationship that could take place between AE produced by aeroacoustic effects and fluid leakages throughout a geometrical exit. This was used to compare the influence of aeroacoustic effects in the case of a fracture's outflow.

The comparison between the different tested AE attributes and the variation of hydraulic properties in these experiments are made using correlation matrix. The correlation coefficients are then computed using:

$$R(X,Y) = \frac{C(X,Y)}{\sqrt{C(X,X)C(Y,Y)}} \quad (7)$$

where $C(X,Y)$ is the covariance matrix between the variables X and Y defines by:

$$C(X,Y) = E[(X - E(X)) * (Y - E(Y))] \quad (8)$$

where *E(X)* is the variance of the data vector *X*. In this paper, *X* will correspond to the different AE parameters, and *Y* to the measured permeabilities. In the following, equation (7) will then be used to compare the relevance of the different AE parameters with the permeability, and to test the viability of the equation (6).

4.5 Experimental set-up and procedure

Two experiments were conducted to compare the acoustic signatures of a fluid flow through an unsaturated deformable fracture: a field experiment in a natural fracture and a steel pipe analogue experiment.

The *in-situ* experiment was set in a fractured limestone (permeability of 1-to-4 × 10^{-13} m^2, porosity of 4-to-10%, and Bulk modulus of 30-to-40 GPa) within the Low Noise Underground Laboratory which is nested at 250 m depth in a mountainous slope in Southern France (LSBB, http://lsbb.oca.eu). The LSBB facilities provide very quiet geophysical conditions and easy access to deep fractures in the slope unsaturated zone [Gaffet *et al.*, 2003]. Experiments were conducted in a horizontal gallery wall on a N030-80W fracture [Jeanne *et al.*, 2012]. A 3 meters long horizontal borehole was drilled in the gallery wall to cross the fracture plane at a depth of 1.2 m from the wall. The fracture cuts the gallery wall about 3 meters to the north of the borehole (Fig. 39a).

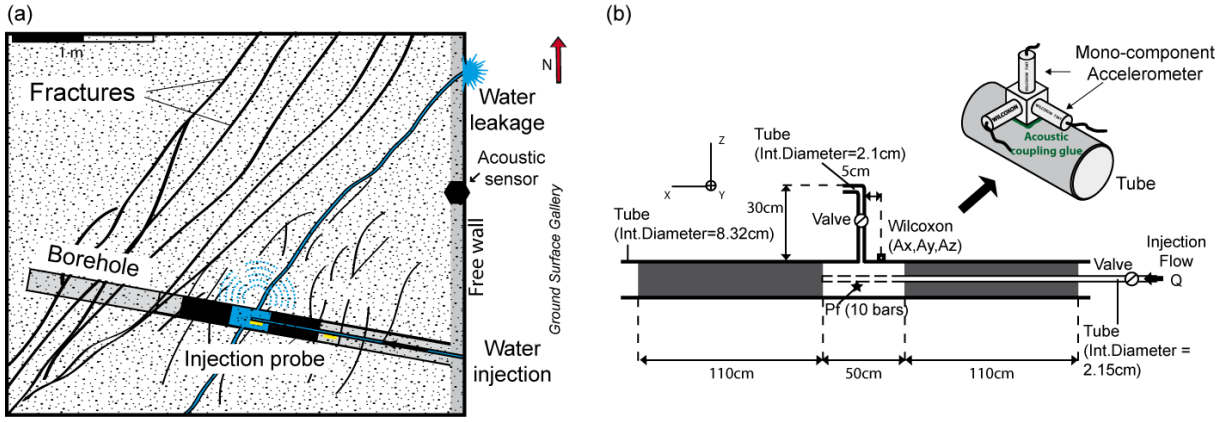


Figure 39: *(a) Geological structure and experimental set-up in the field and (b) schematic cross-section of the experimental steel pipe used in the laboratory tests.*

In the borehole, the fracture was isolated in a 2 × 10^{-3} m^3 chamber set between two inflatable packers, and instrumented with a fluid pressure sensor (accuracy: 10^3 Pa, Fig. 39a-b). A series of three successive water pressure pulses of 0.6 to 0.8 MPa were applied in the injection chamber in order to deform the medium and to induce significant permeability variations. Each pulse test was about 30 minutes long, which is large enough to empty the fracture with the injected water between two consecutive experiments. A Wilcoxon accelerometer was set on the gallery wall, 1 m far from the intersection between the fracture plane and the wall (Fig. 39a). The AEs signals were recorded with the 3D Wilcoxon

accelerometer W736 which has a flat response in the range of 10 to 10 kHz, with 100 $mV.g^{-1}$ sensitivity. In this experiment, pressure and accelerometer data were recorded at a sampling frequency rate of 1 kHz. To compare with the field experiment, we conducted similar pulse injections into a steel pipe (Fig. 39b). A valve fixed on the pipe above the injection chamber could be handled at different apertures that simulated different leakage rates. The same sensors as for the *in-situ* experiment were used. During the pipe experiments, the laboratory was set in a low acoustic ambient noise. In the following, the entire study of the AE signals was made on the filtered 10 Hz - 1 kHz frequency band.

4.6 Experimental results

4.6.1 Fracture permeability variations

The fracture's intrinsic permeability variations were estimated using the Cooper *et al.* [1967] method to interpret the decreasing part of the pulses pressure curves (Fig. 40*)*. The clear different shapes of the pressure curves correspond to a permeability increase from 6 to 81 × 10^{-12} m² from pulses 1 to 3 (Fig. 40b). In the case of the pipe experiment, we varied the inside diameter of the valve from 7 × 10^{-3} m to 21 × 10^{-3} m, respectively to reproduce the pressure pulses 1-to-3. It corresponds to a pipe injection chamber permeability increase from 1.4 × 10^{-13} m² to 15 × 10^{-13} m² similar to one measured in the field (Fig. 40b).

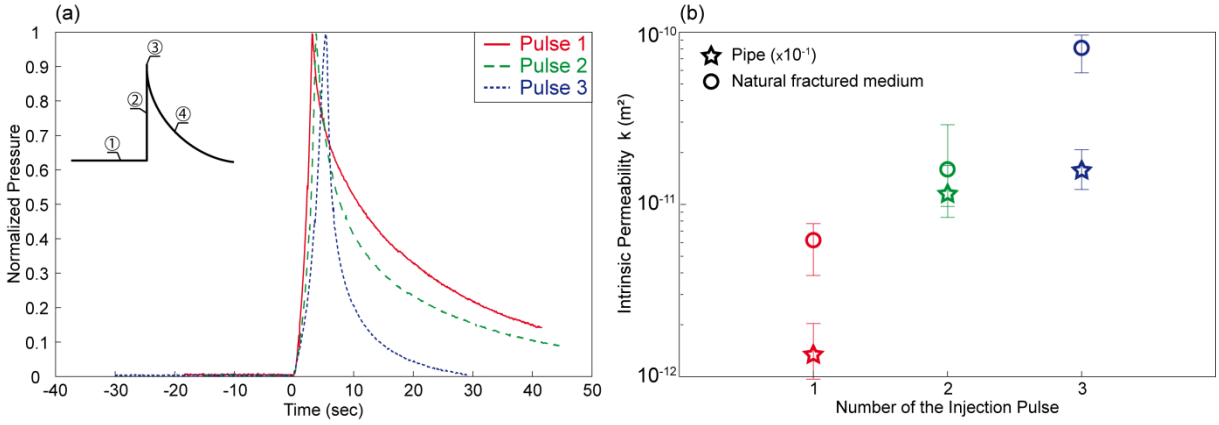


Figure 40: *(a) Normalized pressure pulses 1-to-3 curves in the natural fracture. In the inset at the left, a schematic representation of the injection steps is illustrated - Step 1: no injection, noise recording; Step 2: injection, increasing pressure; Step 3: pressure peak; Step 4: decreasing pressure related to fluid diffusion in the fracture. (b) Evolution of the intrinsic permeability of the fracture and of the pipe deduced from pulses interpretation.*

4.6.2 Acoustic Emissions (AE)

Time distribution of events

Both in the pipe and fracture experiments, clear variations of amplitude and number of events can be observed from pulses 1-to-3. In the pipe, the mean amplitude of the AEs remains the same, from 0.2 to 0.5 $m.s^{-2}$, whereas in the natural fracture it increases by an order of magnitude (Fig. 41).

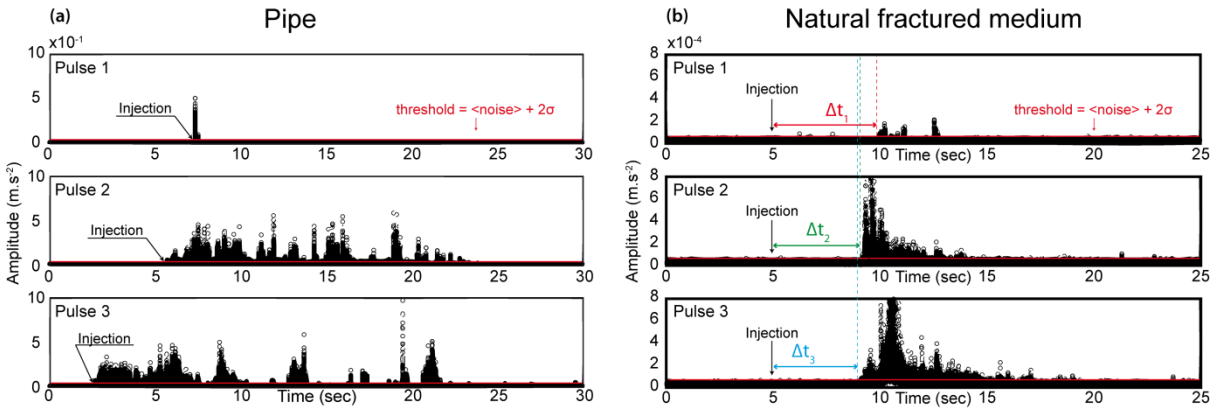


Figure 41: *Absolute amplitude recorded by the accelerometer sensors in the case (a) of the pipe, and (b) of the fracture. Δt_i correspond to time laps between the injection starting point and the arrival of the first wave train ($\Delta t_1 > \Delta t_2 > \Delta t_3$). The amplitude values are obtained as the absolute maximum measured in 20 ms long sliding windows.*

In the pipe experiment, there is no delay between injection and the first recorded AE (Fig. 41a). The AEs are synchronous with the injection, and they are observed during twenty seconds after the pulses, without clear decrease in amplitude. In the natural fracture experiment (Fig. 41b), the elapsed time between injection and the first recorded event decreases from 5.913 to 4.624 seconds from pulses 1-to-3 (Δt_1 , Δt_2 , and Δt_3 in Fig. 41b). The AEs amplitude first high then decreases in about 5 seconds, followed by ten seconds of lower activity.

In order to refine the analysis on the temporal distribution of events, AEs were automatically extracted using a threshold method. Events were selected if their RMS amplitude was above the mean RMS amplitude of the noise plus two standard deviations. In both experiments, the number of events increased from a few tens to more than 500 events from pulses 1-to-3 (Fig 42), being multiplied by a factor of at least 20. Since the amplitude of the events stays constant or slightly increases from pulses 1-to-3, it means that the acoustic energy increased with fluid leakage in both the fracture and the pipe.

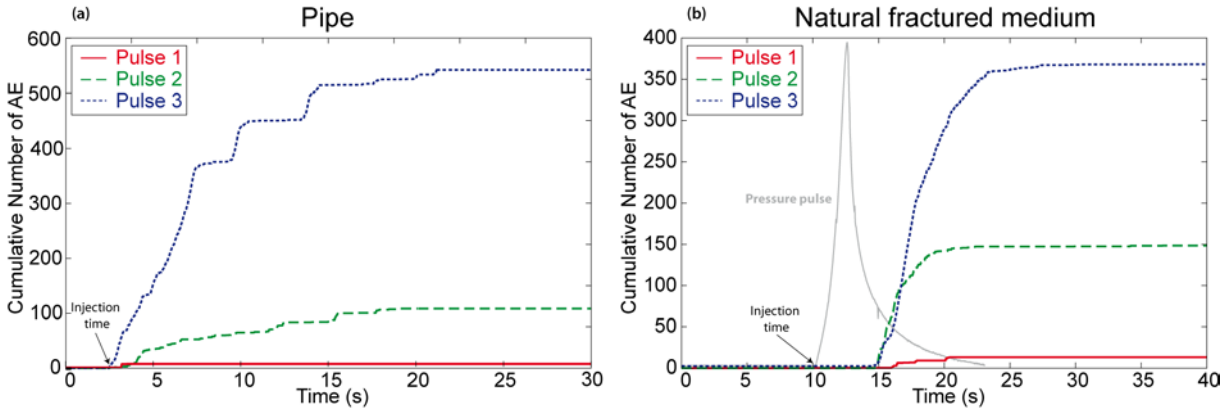


Figure 42: *Cumulative number of AE events versus time for the 3 successive pulses during (a) the pipe and (b) the fracture experiments.*

Single acoustic event description

Figure 43b-c show typical acoustic events recorded in the range of 10 Hz – 1 kHz in the case of the pipe and the natural fracture, respectively. The events display very similar waveforms and frequency content. However, the maximum accelerometer magnitudes reached by the two signals are very different, of 0-to-1 $m.s^{-2}$ for the pipe's events and of 0-to-1 $mm.s^{-2}$ for the natural fracture, which corresponds to three orders of magnitude of difference in amplitudes.

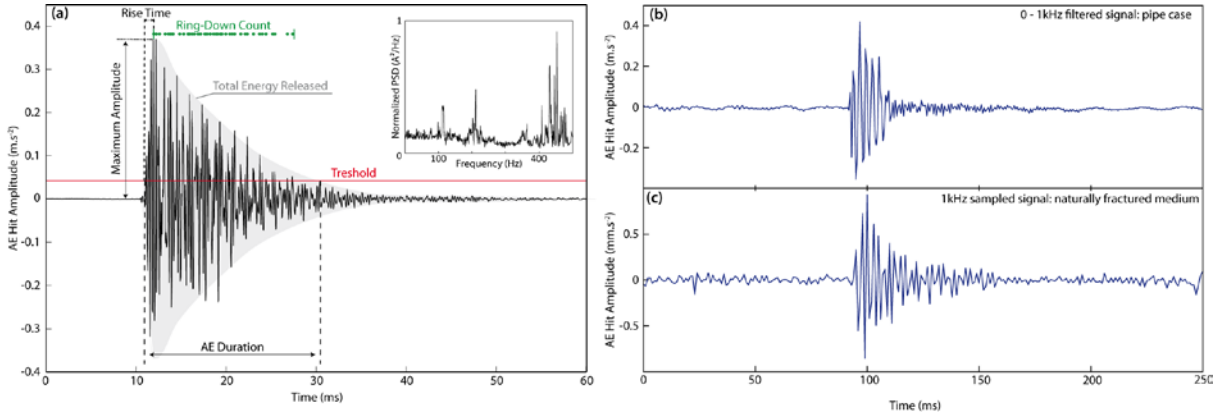


Figure 43: *(a) Typical Acoustic Emission (AE) and its attributes recorded on the X-component of the sensor during the first pulse in the pipe experiment. The right up signal corresponds to its PSD computed with equation (2). (b) Same signal as in (a) but filtered with a band-pass Butterworth filter from 0 to 1kHz. (c) Typical AE recorded in the naturally fractured medium.*

Using equation (2), we computed the power spectral density (PSD) for each recorded AE and stacked them to obtain and investigate the variations of frequency content of the AEs from pulse 1-to-3 (Fig. 44). For both pipe and fracture experiments, energy is not present at all frequencies, but is mainly distributed in the 100-280 Hz and 400-500 Hz frequency bands for the pipe experiment, and in the 50-150 Hz and 200-350 Hz frequency bands for the fracture experiment.

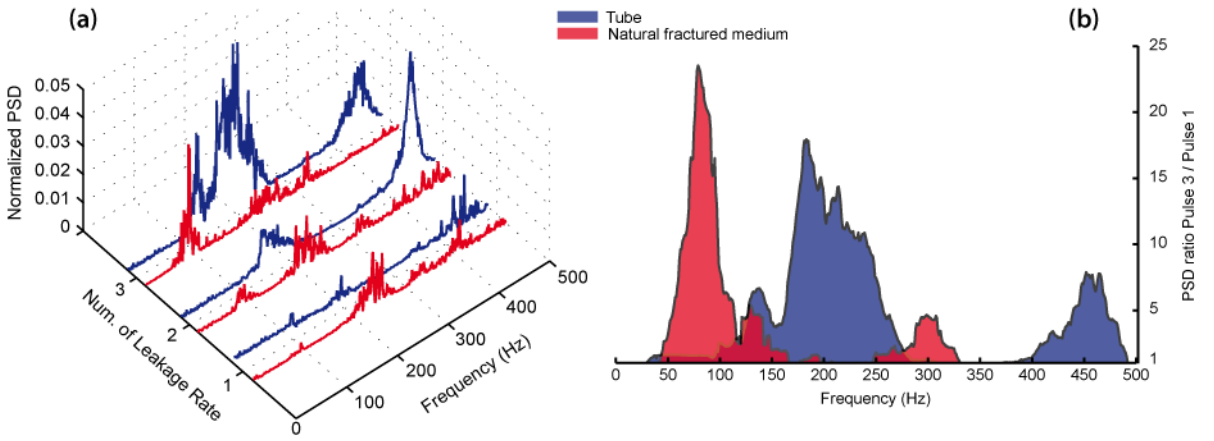


Figure 44: *(a) Power Spectral Density (PSD) of the AE signals in the case of the three pulses for each experiment and (b) PSD ratio between the third and the first pulse for each experiment. Red corresponds to the pipe experiment, and blue to the fracture one. PSD ratio highlights the variation in frequency content over the different pulses.*

These frequency bands remain constant for the different pulses, and are therefore not dependent on the amplitude of the signals. The ratio between the PSD of pulses 1 to 3 in the fracture indicates a decrease in the energy at frequencies above 200 Hz, and an increase in the energy in the 50-100 Hz band. The same behavior is observed for the pipe experiment at higher frequencies, energy increasing in the 100-250 Hz band and decreasing in the 400-500 Hz band. Therefore, it appears that an increase of permeability leads to a decrease of the signal frequencies. However, the sampling frequency does not allow a complete validation of this observation on the signal high frequency content.

Testing some AEs attributes sensitivity to the permeability variations

Figures 45a-b show a comparison between the maximum AE amplitude, the RMS of the full signal, the number of events, the rate of events and the permeability for the three pulses. There is a strong correlation between the permeability and the RMS value, characterized by a correlation coefficient of 0.979 (Table 2). On the other hand, the number, rate and maximum amplitude of the events does not correlate well with the permeability mainly because (1) the maximum amplitude is strongly dependent on the waveform of one single event, and (2) no energy considerations are involved in the number and rate of events.

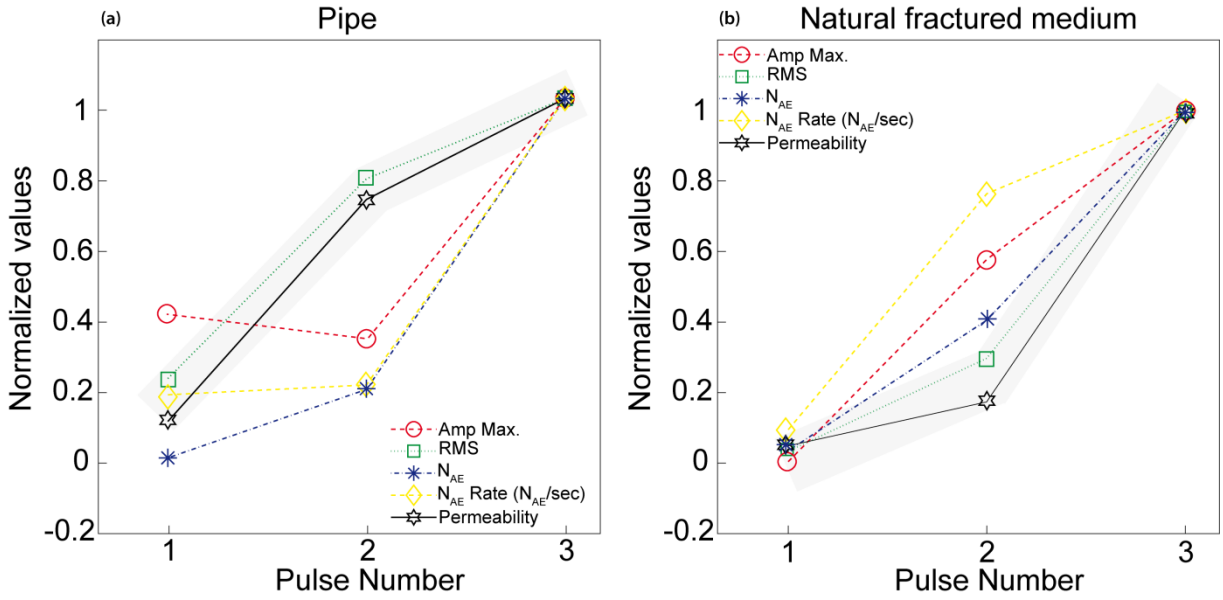


Figure 45: *Normalized values of the different AE parameters: maximum amplitude of the signal (Amp. Max.), RMS value (RMS), number of acoustic events (N_{AE}), count rate (N_{AE} Rate) and permeability in the case of (a) the pipe and (b) the fracture experiments.*

AE parameters	Correlation coefficient (r^2) (pipe) in %	Correlation coefficient (r^2) (fracture) in %
$Energy_{Max}$	43.07	77.82
RMS	99.92	97.86
Number of AE	72.09	92.92
Number of AE Rate	57.75	61.21

Table 2: *Coefficients of correlation (r^2) between the AE parameters and the permeability of the pipe and of the fracture.*

4.7 Discussion

The experiments clearly show the following acoustic emissions modifications with the increase of the permeability: (1) amplitude and number of events increase, and (2) the signals contain more and more low frequencies, even if the distribution of frequency remains in the same bands. There is a linear relationship between permeability and RMS value of the full signals.

Both in the natural fracture and the steel pipe experiments, an artificial enhancement of the permeability is controlled either by the deformation of the natural fracture or by the valve aperture of the pipe. The fracture deformation is related to the variation of effective stress applied in the fracture by the increasing fluid pressure [Derode *et al.*, 2011, 2013]. Effective stress effects are negligible in the pipe due to the high density and low-deformability of the steel ($\rho_{steel} \approx 7.5$, $E_{steel} \approx 210$ GPa). Nevertheless, acoustic measurements are well reproduced by the pipe experiment. This means that the sources of the acoustic emissions must likely share some similar dominant process which is not directly related to mechanical deformation.

In the pipe, AEs are only triggered by the hydraulic flow regime throughout the exit valve. Since the pipe is initially saturated with water, no transient hydromechanical processes are involved, resulting in no time delay between fluid injection and AE measurements. The high AE amplitude results from the almost no energy loss within the pipe and from the sensors proximity to the valve. In the natural fracture, the distribution of the AE depends on the fluid regime, but also on the natural hydraulic and mechanical states of the fracture. The decrease in the delay of the first acoustic wave arrivals between the successive pulses (Fig. 41b) shows a clear evolution in the fracture's acoustic response connected to the changes in permeability, characterized by an increase in the flow velocity of 0.4 to 0.5 $m.s^{-1}$. Since the pulse volume of water remained the same, we consider that a change in the volume of the fluid infiltration pathways occurred in the fracture.

Su *et al.* [1999] reproduced intermittent flow in an unsaturated fracture represented as parallel plates with a sequence of alternate small-large-small apertures. They showed that in small aperture zones, pressure which is controlled by capillary forces increases and flow velocity decreases. In large aperture zones, pressure is very low and flow velocity is mainly driven by gravity. Various processes can then possibly explain the similarities between the pipe and the fracture acoustic emissions: (1) cavitation due to the formation and raw implosions of gas (air) bubbles [Caron, 2002], (2) vibration triggered by the turbulent flow induced by visco-elastic friction of the water/air diffusion front on the fracture's walls or through the steel valve [Akay, 2002], and (3) turbulence effects at the fluid flow outlet [Holmes *et al.*, 1996]. These dynamic processes appear when rapid changes in fluid pressure occur during fluid flow, leading to the formation of a gas cavity where the pressure is sufficiently low to immediately implode, producing acoustic emissions [Kuijpers *et al.*, 2002]. Rapid changes in fluid pressures occur at the sharp water/air interface that is generated in zones of geometrical constriction of the flow paths, for example at the valve of the pipe experiment or at the transition between zones of contrasted apertures values of the fracture. Nevertheless, the duration of a cavitation event is less than 50 µs [Caron, 2002], which implies waves emissions in the spectral range from 1 kHz to a few MHz which are far higher frequencies than the ones measured in the experiments. This means that the observed acoustic emissions rather originate from turbulence effects, the increase in the low-frequency content of the AEs with the increase in the fracture permeability indicating a less and less turbulent flow regime with global fracture opening (Fig. 46).

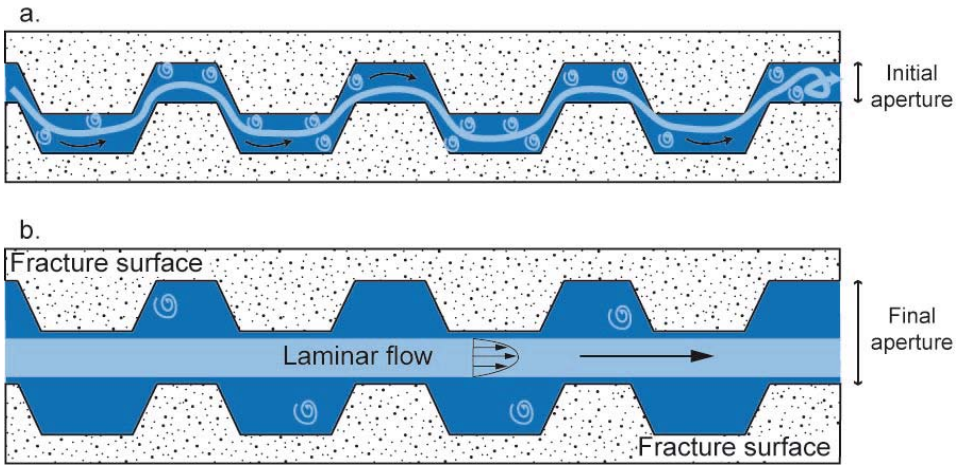


Figure 46: *2D schematic views of the fluid flow within a heterogeneous fracture. (a) Case corresponding to the first pulse, where channeling is high and the fluid flow turbulent (high Reynolds number). (b) After the three pulses, the final aperture increased, the fluid flow is facilitated and tends to be more laminar.*

The AE_{RMS} appears as the best acoustic parameter sensitive to the fracture's permeability variations. This experimental result is in good agreement with the laboratory experiments of Chen *et al.* [2005] and Kaewwaewnoi *et al.* [2010] which showed that the

production of AEs by gas leakage through industrial valves can be directly related to the qualitative leakage rate. The maximum amplitude, number and the rate of AE do not correlate well to permeability because they are strongly influenced by high amplitude single events produced by turbulent hydraulic processes. The AE_{RMS} minimizes the influence of the single acoustic events due to the flow regime instability, because it gives a statistical measurement of the magnitude that is a function of both the arithmetic average and the standard deviation of the signal. It is interesting to find that AE could be proportional to a power of 4 of the fracture permeability in good accordance with the theory that describes aeroacoustic emissions related to a leak [Kaewwaewnoi *et al.*, 2010].

4.8 Conclusion

In this paper, we performed acoustic analyses of fluid flow and leakage evolution in a natural unsaturated fracture that was progressively deformed by pressure pulses analogue to infiltration events in an unstable rock slope. We find that the AE_{RMS} value and AE signals frequency content are highly sensitive to fracture permeability variations. Indeed, despite the high complexity of the fluid flow within unsaturated fractures, our comparison between analogue and *in-situ* experiments suggests that the permeability enhancement produced by water infiltration in a fractured slope reflects deformation induced geometrical changes of the fractures, high enough to be captured in the acoustic signals. The reason is that this mechanism generates an easier fluid flow through the fractures, which can be seen in a proportional increase of the AE_{RMS} value and a decrease of the frequencies of the monitored signals. Acoustic noise monitoring in dry boreholes thus appears as a promising method to detect and quantify the rainfall infiltration hydromechanical effect in unsaturated and unstable slope.

4.9 Acknowledgments

This work is funded by the ANR “Captage de CO_2” through the “HPPP-CO_2” project, by the PACA county through the “PETRO-PRO” project, and by the ANR “RiskNat” through the “SLAMS” project. We thank the LSBB engineer team (http://lsbb.oca.eu/) for the technical support during the experiment.

4.10 References

Akay A. 2002. Acoustic friction. Journal of Acoustic Society of America 111, 1525-1548. doi: 10.1121/1.1456514

Binet S., Mudry J., Scavia C., Campus S., Bertrand C., Guglielmi Y., 2007. *In-situ* characterization of flows in a fractured unstable slope. *Geomorphology 86, 193-203.*

Bohnhoff M. and Zoback M.D. 2010. Oscillation of fluid-filled cracks triggered by degassing of CO_2 due to leakage along wellbores. *Journal of Geophysical Research* **115**, B11305. doi: 10.1029/2010JB000848

Cappa F., Guglielmi Y., Merrien-Soukatchoff V., Mudry J., Bertrand C., and Charmoille A., 2004. Hydromechanical modelling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapière landslide (Southern-Alps, France). *J Hydrol*, 291(1-2):67-90.

Caron D. 2002. Détectabilité des fuites par émission acoustique. Rapport du pôle d'activité Ingénierie des contrôles et mesures, CETIM, R 2 057

Chen P., Chua P.S.K. and Lim G.H. 2005. A study of hydraulic seal integrity. *Mechanical Systems and Signal Processing* **21**, 1115-1126. doi: 10.1016/j.ymssp.2005.09.002

Cooper H. H., Bredehoeft J. D. and Papadopoulos I. S. 1967. Response of a finite-diameter well to an instantaneous change of water. *Water Resources Research* **3**, 1, 263-269. doi: 10.1029/WR003i001p00263

Derode B., Cappa F., Guglielmi Y. and Rutqvist J. 2013. Coupled seismo-hydromechanical monitoring of inelastic effects on injection-induced fracture permeability. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **61**, 266-274. doi: 10.1016/j.ijrmms.2013.03.008

Derode B., Guglielmi Y., Cappa F., Gaffet S. and Monfret T. 2011. Seismicity and hydromechanical behavior of a fractured porous rock under a high pressure fluid injection, *EDP Sciences*, i-DUST 2010 01003 (2011). doi: 10.1051/idust/201101003

Gaffet S., Guglielmi Y., Virieux J., Waysand G., Chwala A., Stolz R., Emblanch C., Auguste M., Boyer D. and Cavaillou A. 2003. Simultaneous Seismic and Magnetic measurements in the LSBB, France during the 2001, 26th January Indian earthquake. *Geophysical Journal International* **155**, 981–990. doi: 10.1111/j.1365-246X.2003.02095.x

Glade, T., M. Crozier, P. Smith (2000), Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall threshold using an empirical antecedent daily rainfall model, *Pure and Applied Geophysics*, 157, 1059-1079.

Goodman M.A., Miller R.K., Chavez B.J.R., Cole P.T., Laskowski L., Nitkiewicz J.S. and Thayer P.G. 1998. Acoustic leak testing, in: C.N. Jackson (Ed.), Leak Testing, ASNT, Columbus, OH, USA, (Chapter 11).

Guglielmi Y., Cappa F. and Amitrano D. 2008. High-definition analysis of fluid-induced seismicity related to the mesoscale hydromechanical properties of a fault zone. *Geophysical Research Letters* **35**, L06306, doi: 10.1029/2007GL033087

Guglielmi Y., Cappa F., and Binet S., 2005. Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights of La Clapière area (Southern-Alps, France). *C R Géosciences,* 337:1154-1163.

Hainzl S., Kraft T., Wassermann J., Igel H. and Schmedes E., 2006. Evidence of rainfall triggered earthquake activity. *Geophys. Res. Lett*., 33, doi:10.1029/2006GL027642

Hardy H.R. 2003. Principles, Techniques and geotechnical applications, Acoustic emission / Microseismic activity, vol. 1.

Helmstetter, A. and Garambois, S., 2010. Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *J. Geophys. Res*., 15, F03016, doi:10.1029/2009JF001532

Holmes P., Lumley, J.L., and Berkooz G. 1996. Turbulence, Coherent Structures, Dynamical systems and Symmetry, Cambridge University Press, Cambridge.

Hunt T.M. 2001. Level, Leakage and Flow Monitoring. *Coxmoor Pub. Co.*, Oxford, UK.

Jeanne P., Guglielmi Y. and Cappa F. 2012. Multiscale seismic signature of a small fault zone in a carbonate reservoir: Relationships between VP imaging, fault zone architecture and Cohesion. *Tectonophysics* 554-557, 185-201.

Kaewwaewnoi W., Prateepasen A. and Kaewtrakulpong P. 2010. Investigation of the relationship between internal fluid leakage through a valve and the acoustic emission generated from the leakage. *Measurement* **43**(2), 274-282. doi: 10.1016/j.measurement. 2009.10.005

Kuijpers M.W.A., van Eck D., Kemmere M.F., and Keurentjes J.T.F. 2002.Cavitation-induced Reactions in High-Pressure Carbon Dioxide. *Science*, doi 10.1126/science. 1078022

Lacroix, P. and A. Helmstetter, 2011. Localization of seismic signals associated with micro-earthquakes and rockfalls on the Séchilienne landslide, French Alps, *Bull. Seism. Soc. Am*., 101(1), 341-353, doi : 10.1785/0120100110

Mattey D. and Collister C. 2008. Acoustic drip counters for environmental monitoring. *BCRA Cave Radio and Electronics Group, Journal 70*.

Pollock A.A. and Hsu S.Y.S. 1982. Leak detection using acoustic emission. *Journal of Acoustic Emission* **1**, 237–243.

Pruess K. 2008. Leakage of CO_2 from geological storage: Role of secondary accumulation at shallow depth. International Journal of Greenhouse Gas Control **2**, 37-46. doi: 10.1016/S1750-5836(07)00095-3

Rutqvist J. and Stephansson O. 1996. A Cyclic Hydraulic Jacking Test to Determine the *in-situ* Stress Normal to a Fracture. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* **33**(7), 695-711. doi: 10.1016/0148-9062(96)00013-7

Shapiro S.A. and Dinske C. 2007. Violation of the kaiser effect by hydraulic-fracturing-related microseismicity. *Journal of Geophysical Engineering* **4**, 378–383. doi: 10.1088/1742-2132/4/4/003

Shapiro S.A., Dinske C. and Rothert E. 2006. Hydraulic-fracturing controlled dynamics of microseismic clouds. *Geophysical Research Letters* **33**, L14312. doi: 10.1029/2006GL026365

Shiotani T. 2006. Evaluation of long-term stability for rock slope by means of acoustic emission technique. *NDT and E International* 39, 217-228.

Smolen J. J. 1995. Fluid movement: Noise logging, *Cased Hole and Production Log Evaluation*, pp. 255–268, PennWell Books, Tulsa, Okla.

Spillmann, T., Maurer, H., Green, A. G., Heincke, B., Willenberg, H., and Husen, S., 2007.Microseismic investigations of an unstable mountain slope in the Swiss Alps, *J. Geophys. Res.*, 112, B07301, doi:10.1029/2006JB004723.

Su G.W., Geller J.T., Pruess K. and Wen F. 1999. Experimental studies of water seepage and intermittent flow in unsaturated, rough-walled fractures. *Water Resources Research*, Vol.35, N°.4, p.1019-1037.

Tullen P. (2002). – Méthodes d'analyses du fonctionnement hydrogéologique des versants instables. – Thèse de Doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Lausanne, Suisse, 192 p.

Walter, M. and Joswig, M., 2009.Seismic characterization of slope dynamics caused by softrock-landslides: The Super-Sauze case study, in: Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling, edited by: Malet, J-P.,Remaitre, A., and Boogard, T., Strasbourg, CERG Editions, 215–220.

Willenberg H., Loew S., Eberhardt E., Evans K.E., Spillmann T., Heincke B., Maurer H., Green A.G. 2008. Internal structure and deformation of an unstable crystalline rock mass above Randa (Swizerland): Part I – Internal structure from integrated geological and geophysical investigations. *Engineering Geology* 101, 1-14.

Willenberg H., Evans K.E., Eberhardt E., Spillmann T., Loew S. 2008. Internal structure and deformation of an unstable crystalline rock mass above Randa (Swizerland): Part II – Three-dimensional deformation patterns. *Engineering Geology* 101, 15-32.

Partie V

Observation de la sismicité induite par le glissement sur une faille activée par des injections d'eau

V Article III : Observation de la sismicité induite par le glissement sur une faille activée par des injections d'eau 103

5.1 Résumé en français de l'article 103
5.2 Abstract 104
5.3 Introduction 105
5.4 Experimental set-up 107
5.5 Seismic events type and sequence generated by the injection 107
5.6 Discussion: seismicity and slope rupture 110
5.7 Conclusion 113
5.8 Acknowledgement 114
5.9 Additional material: Methods 114
5.10 References 114

V Article III: Observation de la sismicité induite par le glissement sur une faille activée par des injections d'eau

Les résultats exposés dans cette partie sont présentés dans un article scientifique au format « Lettre » que nous souhaitons soumettre à Geophysical Research Letters.

5.1 Résumé en français de l'article III

Ce chapitre présente les résultats d'une expérience d'injection de fluide analogue à une infiltration d'eau météorique dans une zone fracturée d'un versant rocheux non-saturé. Le but de cette expérience est d'identifier la signature sismique des déformations des fractures en champ proche de la zone de pressions de fluides. La détection des signaux sismiques associés aux mouvements transitoires des fractures est un challenge important pour la sismologie des versants instables. Grâce à un dispositif expérimental combinant des mesures synchrones de pression, de déformation et de sismicité, nous avons pu identifier trois types de signaux sismiques se produisant à différents stades de l'évolution de la pression. La sismicité s'initie d'abord au maximum de pression avec des événements de courte durée et de forte amplitude, et des événements de type trémors. Durant cette phase, les modèles montrent que la friction des fractures s'affaiblit fortement à l'initiation d'un glissement pourtant très lent (quelques micromètres par secondes). Lorsque la faille est en mouvement, des phases de faible sismicité se caractérisent par des signaux sismiques de longues périodes associés aux fuites d'eau dans la zone de faille. La chute de friction et les fuites hydrauliques entretiennent une sismicité bien au-delà du maximum de pression atteint lors de l'expérience. Cette sismicité se caractérise principalement par des événements impulsifs. Cette expérience montre une continuité entre différents types de séismes « tectoniques », trémors et longue période. L'association de trémors et d'évènements tectoniques apparait comme un proxy de l'endommagement du milieu fracturé à l'initiation du glissement. Enfin, il apparaît qu'une très faible variation de pression d'eau génère de la sismicité sur une faille en glissement lent, et que la dilatance contrôle fortement la stabilité de celui-ci.

Observation of seismic fracture signals generated by transient fluid pressures in a rock slope

Benoit Derode[1], Yves Guglielmi[2], Frédéric Cappa[1] and Louis De Barros[1]

[1] Geoazur (UMR7923), University of Nice Sophia-Antipolis, Côte d'Azur Observatory, 250, rue Albert Einstein, 06560 Sophia-Antipolis, France
[2] CEREGE, University of Aix-Marseille, 13331 Marseille, France
Corresponding authors: derode@geoazur.unice.fr (B. Derode); guglielmi@cerege.fr (Y. Guglielmi); cappa@geoazur.unice.fr (F. Cappa); debarros@geoazur.unice.fr (L. De Barros)

5.2 Abstract

[1] Seismic detection of precursory fracture signals triggered by rainfall infiltration is a key challenge in landslide seismology and prediction. Here we show *in-situ* synchronous seismic and hydromechanical monitoring of a controlled fluid injection experiment that reproduces an infiltration event in a fractured zone within an unsaturated rock slope. Three main types of seismic events were recorded: high-amplitude and short duration seismic events (SE), low-to-constant amplitude and 5-to-17 seconds long tremor like signals (TLS) and long period events (LP). Seismicity initiates with a sequence of SE and TLS, at high pressure when slip weakening occurs on the fault, characterized by a drastic factor-of-2 decrease of the friction coefficient for tens-of-micrometers fault tangential movements. LP events appear to be associated to fluid leakage in the fault caused by shear induced dilation that control rupture during low seismicity periods. During pressure discharge, residual pressures as low as 0.6 MPa still trigger SE events. We show that this seismicity, which is delayed from the pressure peak, reflects effective stress control on a creeping failure surface typical of unstable rock slopes. We conclude that the combination of these different seismic signal types may be a proxy to slope hydromechanical evolution to instability because they could allow monitoring periods of changes in the slope strength properties with periods controlled by effective stress variations.

5.3 Introduction

[2] Fluids are known to be a triggering and increasing factor of the rupture in fractured rocks, especially in fault zones and landslides. The most common feature is the nucleation of rapid rupture along a slip surface by localized high-fluid pressures that reduce the effective stress and the shear strength [*Viesca and Rice*, 2012]. Such global rupture is the final phase of a series of steps that begin with the initiation and growth of local micro-cracks and fracture planes that, with increased stress and fluid pressure, eventually coalesce to form a continuous slip surface. This initiation phase can be associated with a series of small seismic events [*Amitrano et al.*, 2010]. If the effects of high-fluid pressures in the concept of stable and unstable sliding are relatively well described in the theory, the effects of slow transient increase of fluid pressures in the rupture instability is less well understood. For instance, this behavior is particularly important in the case of rainfall-induced landslides in rock slopes because they are generally partially saturated, critically stressed and the direct coupling between fast water infiltration and the subsequent redistribution of fluid pressures is the most prominent factors controlling the initiation of instability. The challenge in understanding such hydraulic control of the rupture in rock slopes in which fractures are preferential fluid paths is the implications of heterogeneous fluid and stress distribution and the changes of material properties. A second challenge is to understand the seismicity associated with such hydraulic control. Indeed, recent studies of landslides seismicity in different geological contexts have shown that a large number of small magnitude seismic events ($-2 < M < 2$), including micro-earthquakes and low-frequency, low-amplitude events, appears during intense rainfalls and continues after over periods of several days to months [*Helmstetter and Garambois*, 2010; *Walter et al.*, 2012]. Spillman *et al.* [2007] also reported on landslide seismicity triggered in dry period. Due to the difficulty to locate the seismic events in such heterogeneous settings, only few studies tried to relate the seismicity to the rock slope deformation [*Spillman et al.*, 2007; *Walter and Joswig*, 2009; *Helmstetter and Garambois*, 2010; *Lacroix and Helmstetter*, 2011]. This seismicity is generally explained by fracture processes (i.e. sliding and/or tilting) in the landslide body or on one or multiple sliding surfaces, but the exact mechanisms relating fluid pressures, deformation and seismicity remain unclear. Moreover, capturing these relationships with scientific instrumentation in natural setting is extremely rare, and, in most cases, the measurements are far from (i.e. several hundreds of meters or kilometers) the zone where the fluid pressure increases and the seismicity occurs.

[3] To investigate the existing links between transient fluid pressures, seismic and aseismic deformation, and the different manifestations of seismicity in the near-field of unstable fractured rocks under partially saturated conditions, here, we report on *in-situ* observations from the synchronous seismic and hydromechanical monitoring of a controlled fluid injection experiment in a fractured zone within a rock slope. During the injection (2200 seconds), the fluid pressure was progressively increased and maintained to 3.5 MPa and then

decreased. The key idea of this analogous controlled-source rupture experiment was to identify seismic and hydraulic proxies of fracture processes that can be used in landslide analyses. Our observations revealed distinct behaviors, including poroelastic fracture deformation at the beginning of the pressure increase, followed by aseismic fracture sliding from the middle of the pressure increase phase to the maximum pressure, and, finally, seismic rupture with friction weakening starting toward the middle of pressure peak phase and continuing during the pressure decrease. Thanks to our experimental conditions, this deformation sequence was related to three distinct families of seismic signals during the fracture rupture: impulsive, high-frequency events, tremor-like signals and low-frequency events, each of them appearing at different time of the fluid pressure evolution.

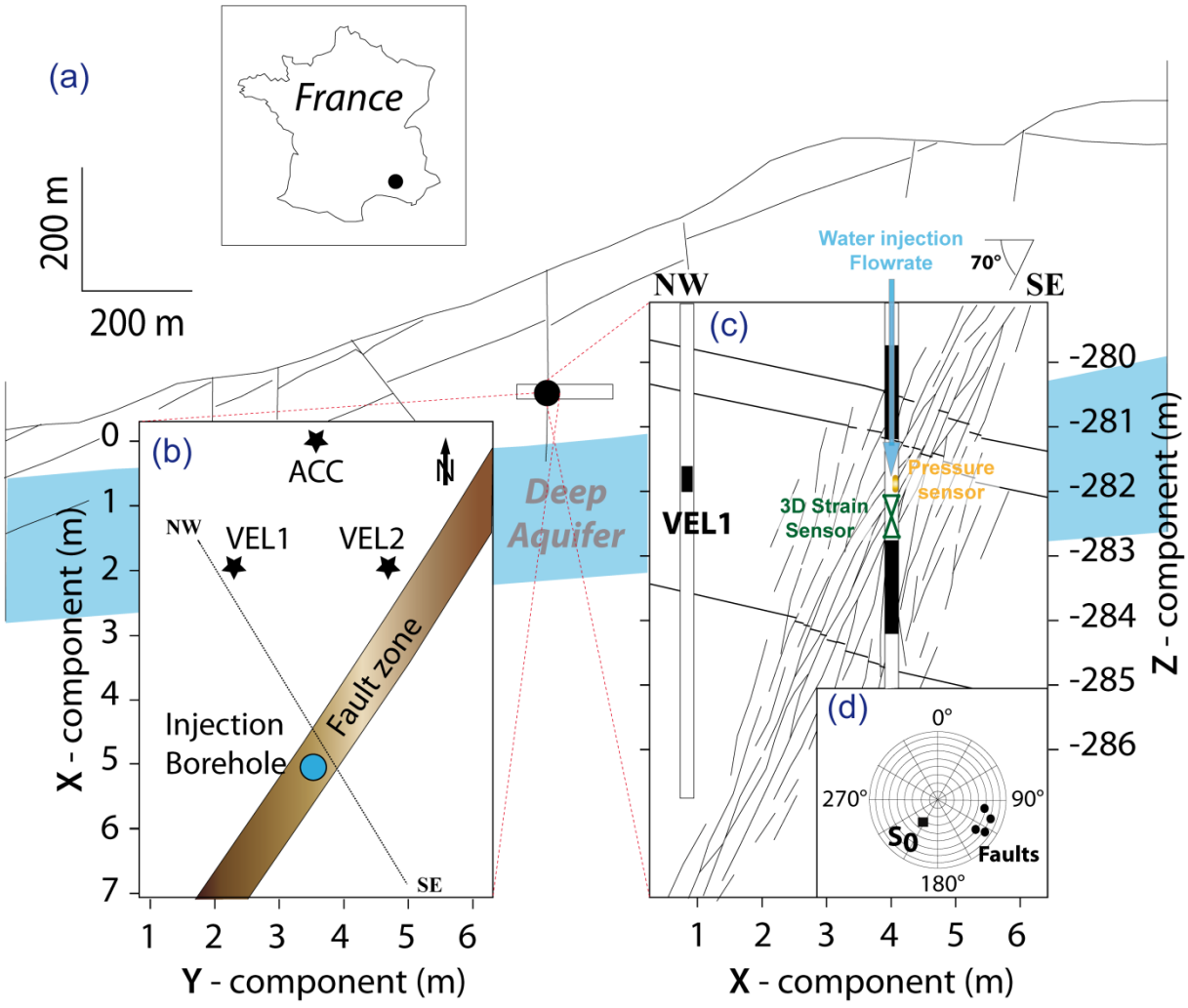


Figure 47: *Experimental set-up: (a) location of the experiment at 270 m depth in the LSBB mountain slope, (b) detailed map of the injected fault zone with the seismic array, (c) vertical cross-section of the fault zone with the location of the displacement sensor and the injection chamber, (d) the black points illustrate the poles of the fault zone macro-fractures and of the bedding planes plotted in a stereogram.*

5.4 Experiment set-up

[4] The experiment aims at injecting high-pressure water in a fault zone in order to induce its moderate seismic reactivation. Fault was intersected by 20 m long boreholes, drilled at 270 m-depth from a gallery (5 m × 5 m) of the LSBB underground laboratory in the South of France (lsbb.oca.eu). The LSBB is nested in a slope made of limestone cretaceous layers (Fig. 47a). Injections were performed in the unsaturated zone of the slope and were considered analogue to deep infiltration effects in a weak zone within a large mountainous slope [*Guglielmi et al.*, 2005].

[5] Four boreholes, the injection hole and 3 seismic monitoring holes, respectively, were spaced of about 2-3 m horizontally (Fig. 47b). Each borehole is 20 m long and 14 cm in diameter. The injection borehole intersects a small fault zone (N030E oriented; dip angle ~ 70°; mean length ~ 100 m). The fault looks like a 1-to-2m thick zone with sub-parallel pre-existing fractures of several meters lengths, with curved tips eventually connecting to another fracture (Fig. 47c-d). Discontinuous thin breccias zones can be observed close to some fracture planes. The fault is characterized by a porosity of 4-to-10 %, a permeability of 1-to-4×10^{-13} m^2, and a Bulk modulus of 30-to-40 GPa [*Jeanne et al.*, 2012]. The change in fluid pressure is controlled by a step-rate water injection applied in a 2 m long sealed section isolated between two inflatable packers. The pressure and flow rate variations, respectively of 0-to-3.5 MPa and of 0-to-60 l/min, and the total amount of injected water of 1.4 m^3 lie within currently estimated values during transient infiltration periods in fractured and/or karstic rock slopes where groundwater flow is focusing in a reduced amount of high permeability fractures [*Miller*, 2008]. During the injection, we continuously measured the fluid pressure, the borehole axial and radial movements across the fault at a sampling frequency of 1 Hz with a pressuremeter and a 3-components deformation sensor, respectively (Fig. 47b and additional material). Synchronously, the seismic emissions were recorded at 8 kHz by a set of one 3-component accelerometer (ACC, Fig. 47a-b) and two 3-component geophones (VEL1 and VEL2, Fig. 47a) inside boreholes around the injection zone. These three sensors allow for a precise discrimination of seismic events in the near field of the injection source.

5.5 Seismic events type and sequence generated by the injection

[6] We show in Figure 2 that almost no seismicity was recorded during the pressure increasing steps 1 to 14. The seismic emissions display first order variations that started at the maximum pressure of 3.3 MPa (step 15), and continued all along the pressure decrease to the end of injection at a relatively low residual pressure of 0.65 MPa (step 20). Interestingly, the number of events triggered during the high pressure period is relatively low compared to the number of events triggered during the decreasing pressure period. Second order variations of the seismic energy and of the cumulated number of seismic events curves may be observed

following the steps in fluid pressure, seismicity increasing toward the maximum pressure reached at a given step.

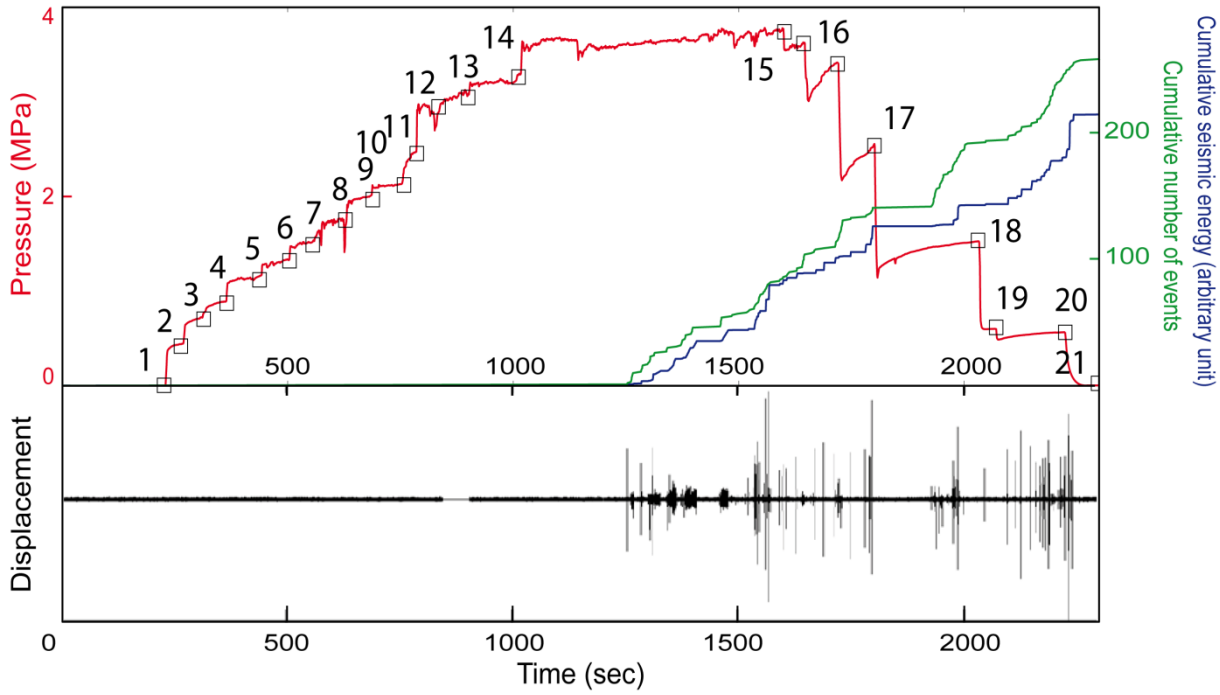


Figure 48: *Upper graphs – Red - Variations of the fluid pressure during the injection experiment (numbers correspond to the imposed pressure steps) - Green – Cumulated number of seismic events – blue – Cumulated seismic energy; Lower graph – Example of the Y-component accelerometer signal recorded at ACC (see location in Fig. 47b).*

[7] Three main types of seismic events were recorded (Fig. 49a): tectonic-like seismic events (SE), tremor-like signals (TLS) and long period events (LP). More than 300 high-frequency, high-amplitude and short duration seismic events (SE), similar to tectonic earthquakes were recorded. The waveform of these signals is typically characterized by strong and impulsive emergence of short duration and high amplitude (Fig. 49a), suggesting that they are generated by rapid slip along fractures with a shearing mechanism. The TLS events are characterized by an extended duration up to 200 times the SE events, and TLS sequences last 5 to 17 seconds. TLS are characterized by (1) a progressive emergence from the background noise, (2) a long and complex signal with a low frequency content in the range of 250 to 800 Hz at a nearly constant amplitude, and (3) an abrupt termination. We observed that SEs of high signal-to-noise ratio (≈ 400) occurred during the TLS events. A third type of seismic events of unusually long period (called LP events) was observed mainly following TLS occurrence. LP events have a narrower frequency band than the TLS and the SE, with energy only in the 200-500 Hz bands. They display a short duration and small amplitudes.

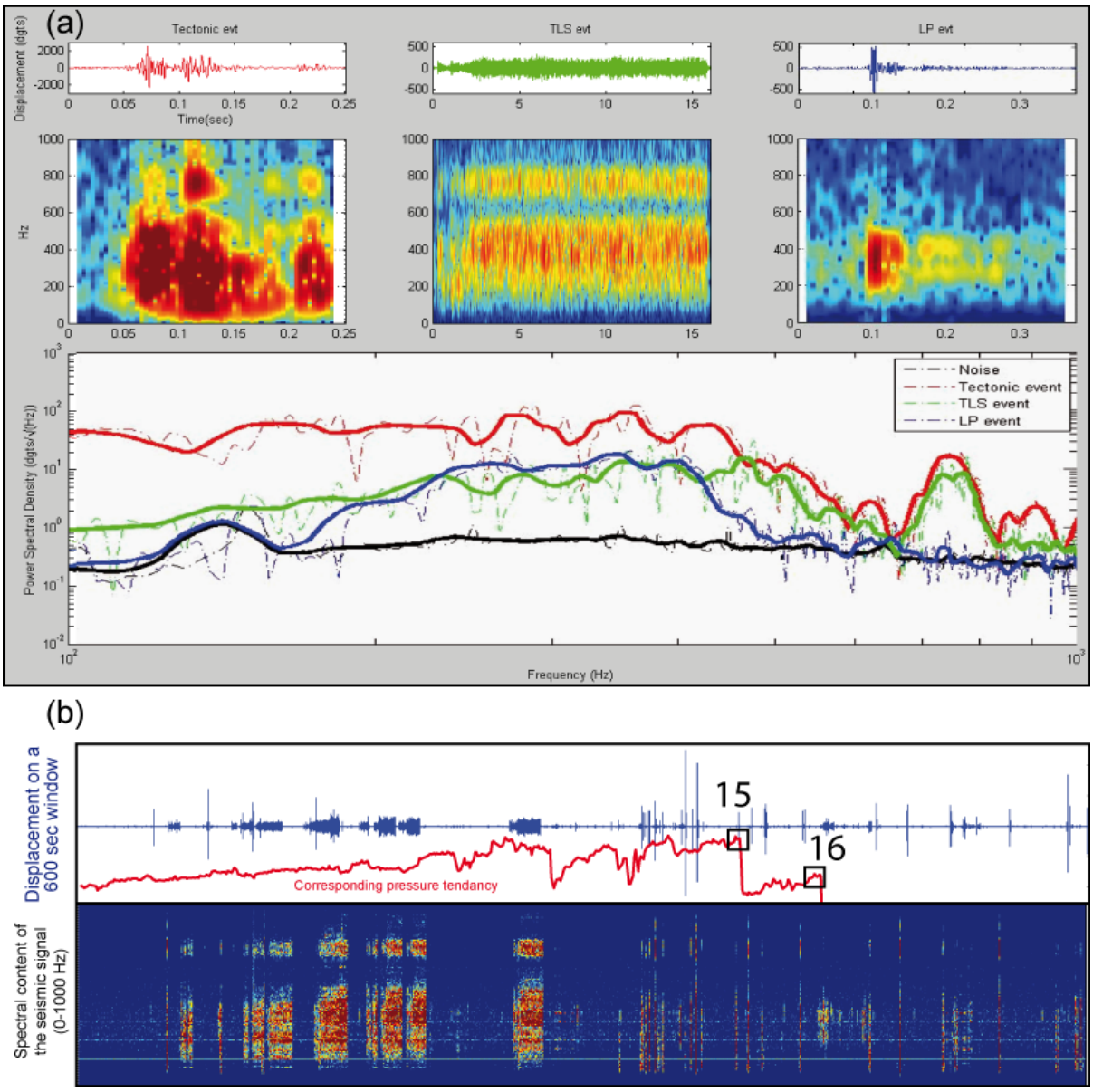


Figure 49: *(a) The three upper graphs show the time signals and the spectrograms of the three seismic events types, respectively Tectonic events, Tremor Like Signal event (TLS) and Long Period events (LP). The lower graph shows the frequency contents of the three types of seismic events and the background noise frequency content. Thick lines correspond to the moving average of the signals. (b) Detailed view of the pressure variations and the seismic spectrograms recorded in the time window [1100 – 1600 seconds] at the onset of seismicity (see Fig. 48 for the complete time window).*

[8] The Fourier power spectrum of each of the three different types of seismic events recorded during the experiment displays characteristic spectral contents that clearly emerge from the background noise (Fig. 49a). From 100 to 500 Hz, the spectral content of TLS and LP events differ from SE's spectral content which shows a nearly flat response up to 500Hz. From 500 to 800 Hz, the TLS and SEs display almost identical spectral contents while the LP events have no spectral content.

[9] Figure 49b shows that there is a precise timing of TLS, SE and LP events with respect to the variations in fluid pressure. Although SE events are observed all along the seismic period more than 75% of them occurs during the decreasing pressure part of the experiment, explaining almost all of the seismicity from the end of pressure steps 15 to 20 (Fig. 48). TLS are only recorded during the maximum pressure step 15 at the beginning of the seismic period. They strongly contribute to the initial increase in the seismic energy and explain the associated relatively small number of events (20-to-30 in Fig. 48). In detail, it can be observed that the TLS sequence is followed by small 0.1-to-0.3 MPa instantaneous pressure drop followed by a several seconds-long recovery to initial value. Interestingly, the LP events are the only events observed during these pressure transients.

5.6 Discussion: seismicity and slope ruptures

[10] In Figure 50a, we show the borehole axial-versus-radial displacements of the fault hanging wall (see Methods in additional material) that correspond to the plane of movement also called the plane of maximum shear stress [*Arthaud*, 1969] along the fault plane. It clearly appears that fault displacement at the end of the experiment did not return to its initial value which proves fault inelastic deformation. From pressure steps 1 to 7, there is mainly a fault normal opening associated to the pressure increase in the fault plane. It can be shown from previous testing of the fault that if pressure is decreased from steps 7 to 1, there is a complete return of the hanging wall to its initial position [*Derode et al.*, 2013]. Thus, fault movement up to pressure step 7 corresponds to the elastic hydromechanical response of the fault to pressurization. Above pressure step 7, a tangential inelastic movement progressively occurs making an angle with the normal to the fault plane that increases from 45°-to-56° from steps 8-to-20. In Figure 50a, we show that seismicity occurs when this angle reaches its maximum angle value of 56°, thus corresponding to the maximum tangential movement on the fault. Finally, the angle value remains stable during all the seismic period.

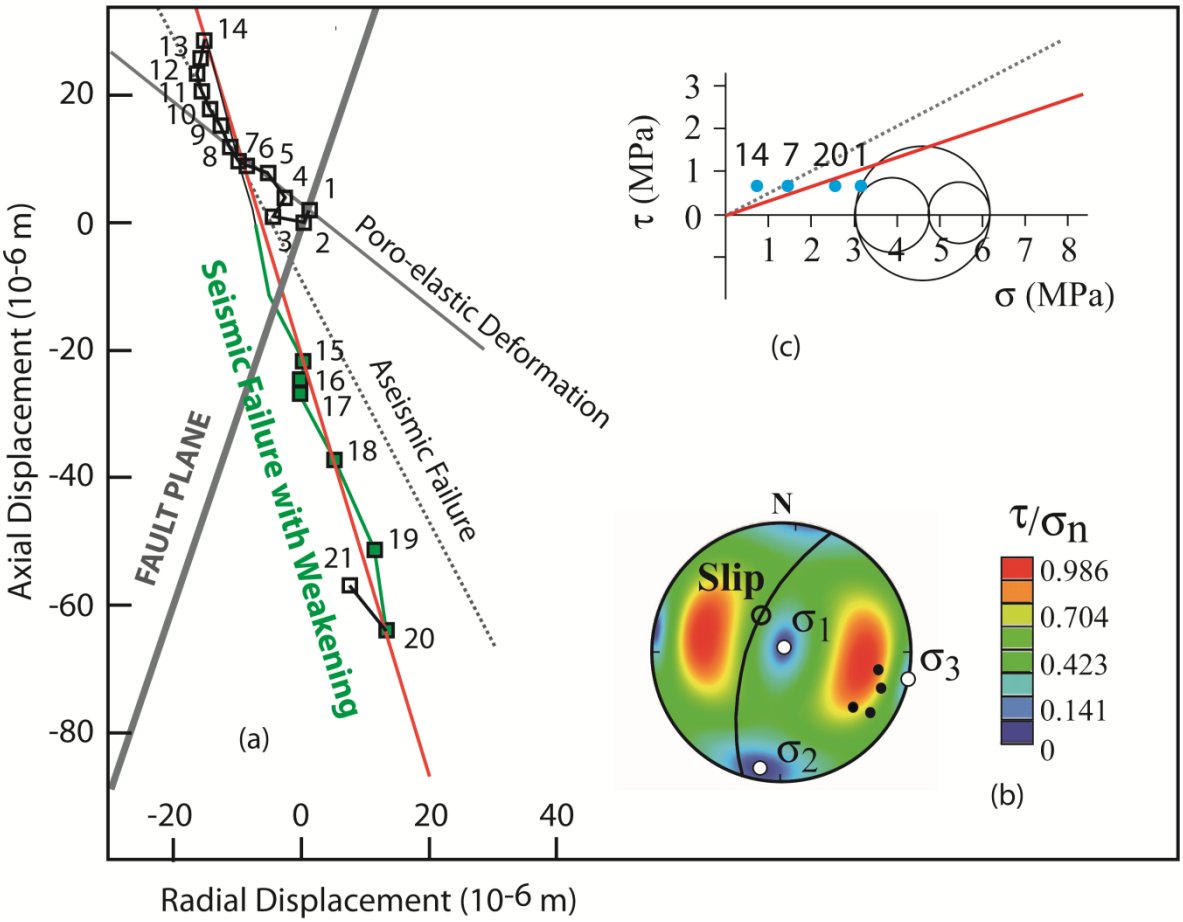


Figure 50: *(a) Axial-versus-radial displacement of the fault hanging wall measured in the plane of movement (numbers correspond to pressure steps in Fig. 48); (b) the slip strike and dip measured during the experiment are plotted in a stereogram where the ratio of shear-to-normal stress on the fault plane were resolved given an estimation of the local state-of-stress. The black points illustrate the poles of the fault zone macro-fractures measured in the open-hole; (c) Mohr circle representation of the effects of fluid pressure variations at steps 1, 7, 14 and 20 on fault rupture.*

[11] We first inverted the stress tensor by optimizing the mismatch between the measured movement onto the N30°E-70°W fault plane and a movement calculated by iteratively changing an initially proposed stress tensor (*Morris et al.*, 1996 and Fig. 50b). The initial stress tensor considered a homogeneous rock slope with a vertical stress σ_v equal to the largest principal stress σ_1 = 6MPa assuming an average rock density of 2.5 kg/m^3. The principal stresses σ_2 and σ_3 are considered horizontal, respectively N30° (parallel to the fault plane) and N120° (perpendicular to the fault plane). We varied the minimum horizontal stress from 2-to-3 MPa which corresponds to steps 7-to-14 when pressure progressively exceeds the normal stress on the fault and a tangential movement clearly initiates on the fault plane. The best-fit stress field is strongly influenced by the slope topography, with σ_1 dipping 80° to the south (downslope), σ_2 about N20°E and sub-horizontal (almost normal to the average azimuth of the slope), a factor of 1.6-to-2 higher than the minimum principal stress σ_3 of 3 MPa. In this

stress field, a shear-to-normal stress ratio of 0.8 is obtained which corresponds to the fault friction coefficient that can be deduced from the angle of movement measured on the fault from steps 7-to-14 (Fig. 50a and considering a cohesionless fault). It is then shown in the Mohr Coulomb diagram in Fig. 50c that as pressure is increased above 1.5 MPa (step 7), slip and dilation may occur on the fault plane although seismicity does not initiate until the end of the maximum pressure of 3.2 MPa (step 15). In more detail, it is interesting to observe that seismicity initiates when there is the rotation of the angle of movement from 45 to 56° which occurs for a slight 0.4 MPa pressure increase (from steps 14 to 15). This pressure variation appears insufficient to modify the stress field. We conclude that this rotation reflects a weakening of the fault friction coefficient of a factor-of-2 from step 14-to-20 that is related to changes in the fault geology. Thus, our analysis highlights the decrease of the friction coefficient with slip associated with small seismic ruptures analogue to an earthquake nucleation process [*Uenishi et al.,* 2003]. This result is also in accordance with some theoretical studies of rain-triggered seismicity which calculated that shallow crust seismicity can be triggered by small pressure variations induced by rainfall infiltration in critically state zones where pressure is governed by the couplings between groundwater diffusivity and rate-state friction formulation [*Hainzl et al.,* 2006].

[12] Our interpretations highlight the early decrease of the friction coefficient with tangential movement, occurring at high fluid pressure within the range of pressures related to the peak of an infiltration event occurring in a slope. It is interesting to see that TLS events are associated to this high pressure and fault weakening period. This result is in good accordance with some field or laboratory studies on deep faults that document seismic tremors triggering mechanisms controlled by high pressure fluids inducing strain weakening on slow slipping fault zones [*Thomas et al.,* 2009]. Segall *et al.* [2010] reproduced theoretical pressure transients similar to the ones observed after the TLS period with a model of shear slip on a frictional fluid infiltrated fault. Considering a rate-and-state friction and a fault porosity evolving as a function of slip, they showed that faults dilate as they accelerate towards dynamic failure at rates that prohibit draining, such that fluid pressure drops. According to these theoretical works, such pressure transients correspond to slight increases in the effective normal stress that limit the dynamic rupture. It is in good accordance with our seismic observations, the seismicity being very low during the observed pressure transients and only characterized by LP events. Then, LP events may be related to water leakage in dilated unsaturated zones of the fault.

[13] The decrease of the fault friction coefficient also explains that seismicity lasts long after an infiltration event maximum because weakening allows rupture for low pressures associated to water discharge in the slope. In Figure 50c, we show that pressure at step 20 still is potentially sufficiently high to maintain rupture and to explain the seismicity observed in Figure 48. Nevertheless, the pressure decrease curve reflects complex mechanisms controlled

by both the decrease in the recharge flow rate and the mechanical normal closure of the fault. This effect of mechanical closure on pressure is a well-identified phenomenon in hydro-fracturing tests, where the so-called shut-in pressure depends on the magnitude of the stress normal to the fracture [*Cornet and Valette*, 1984]. It can be clearly observed at steps 16 to 18 where there is an instantaneous decrease of the pressure caused by the partial shut-in of the injection flow rate which is followed by a partial pressure recovery lasting several seconds until the next shut-in step. It is striking to see that this poroelastic stressing causes seismic events triggering at the maximum shut-in pressure recovery (Fig. 48). This competition between the drain hardening effect linked to flow rate discharging pressure and the stress increasing pressure is exclusively associated to impulsive SE events which could then reflect pure effective stress control on active slow moving failure surfaces within rock slopes. We reproduce here results comparable to the ones observed in the soft rock Slumgullion landslide where stick slip movements were described for very low pressure variations on an actively creeping failure surface [*Schulz et al.*, 2009]. We show, with one single experiment set within a fractured rock slope stability context, the continuum between earthquakes and slow slip phenomena observed at other scales [*Peng et al.*, 2010].

5.7 Conclusion

[14] We identified three types of seismic fracture signals generated by transient fluid pressures in an unsaturated rock slope: SE, TLS and LP events, respectively. Our interpretations suggest that this is the combination of these different signal types that may be a proxy to slope hydromechanical evolution to instability. Indeed, SE combined to TLS reflects damage and irreversible changes in the slope properties. SE alone reflect acceleration to rupture of a creeping zone within the slope, and LP in “quiet aseismic” periods occur during intense dilation related to static slip on preexisting fractures. We show that seismicity may occur long after an infiltration peak and for very low effective stress variations in an actively creeping slope. For example a low permeable slope would certainly damp and delay massive infiltration flow rate and pressure diffusion at the depth of active shear zones making difficult the correlations between precipitations and landslide triggering. These conceptual results are of importance in the design of slope seismic monitoring array dedicated to the detection of precursory fractures. Indeed, these arrays must integrate very large band of frequencies sensors to catch and localize slow TLS and LP events, in addition to SE events or rockfalls events, which could give crucial information about the rupture nucleation size within an unstable slope.

5.8 Acknowledgement

[15] This work is financed by the ANR "Captage de CO_2" through the "HPPP-CO_2" project, by the PACA county through the "PETRO-PRO" project, and by the ANR "RiskNat" through the "SLAMS" project. We thank the engineers team (D. Boyer, A. Cavaillou, and M. Auguste) of the Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel (LSBB) (http://lsbb.oca.eu/), and the SITES S.A.S engineer Hervé Caron for their technical support during the experiments.

5.9 Additional material: Methods.

[16] The apparatus necessary for the *in-situ* deformation measurements is a probe (called HPPP probe) that can be lowered in boreholes down to depths of 300-to-500 meters (with the current device). The HPPP probe allows simultaneous high-frequency sampling of 3D deformations of the open hole wall, fluid pressures, and injection flow rates, respectively, with sensitivities of 10^{-6} in deformations, 10^{3} Pa in pressure, and 0.1 l/min in flow rate. The probe, which uses fiber-optic sensors with reflection of light at specific wavelengths (from fiber Bragg gratings mounted between inflatable packers), requires no down-hole electrical supply. Thus, the operation is simple and passive, with response times $<< 0.5 \times 10^{-3}$ s. Probe sensors are immune to EM interference and can stand harsh environments. The probe is calibrated in the laboratory prior to borehole installation. As shown in this paper, it can be integrated into a monitoring array of three-component accelerometers to measure the seismic events induced within surrounding rock masses.

5.10 References

Amitrano D., Arattano M., Chiarle M., Mortara G., Occhiena C., Pirulli M. and Scavia C., 2010. Microseismic activity analysis for the study of the rupture mechanisms in unstable rock masses. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*., 10, 831-841.

Arthaud F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. de France,* 7 (XI), 729-737.

Cornet, F. H. and B. Valette, 1984. *In-situ* Stress Determination from Hydraulic Injection Test Data, *J. Geophys. Res*., 89, 11527-11537.

Derode B., Cappa F., Guglielmi Y., and Rutqvist J., 2013. Coupled seismo-hydromechanical monitoring of inelastic effects on injection-induced fracture permeability. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 61:266-274, doi: 10.1016/j.ijrmms.2013.03.008

Guglielmi Y., Cappa F., and Binet S., 2005. Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights of La Clapière area (Southern-Alps, France). *C.R. Geosciences,* 337:1154-1163.

Hainzl S., Kraft T., Wassermann J., Igel H. and Schmedes E., 2006. Evidence of rainfall triggered earthquake activity. *Geophys. Res. Lett*., 33, doi:10.1029/2006GL027642.

Helmstetter, A. and Garambois, S., 2013. Seismic monitoring of Sechilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *J. Geophys. Res*., 15, F03016, doi:10.1029/2009JF001532.

Jeanne P., Guglielmi Y., and Cappa F., 2012. Multiscale seismic signature of a small fault zone in carbonate reservoir: Relationships between V_P Imaging, fault zone architecture and cohesion. *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2012.05.012, 554-557 (2012) 185–201.

Lacroix, P. and A. Helmstetter, 2011. Localization of seismic signals associated with micro-earthquakes and rockfalls on the Séchilienne landslide, French Alps, *Bull. Seism. Soc. Am*., 101(1), 341-353, doi : 10.1785/0120100110.

Miller S.A., 2008. Note on rain-triggered earthquakes and their dependence on karst geology. *Geophys. J. Int*. 173, 334-338.

Morris A., Ferrill D.A. and Henderson D.B., 1996. Slip-tendency analysis and fault reactivation. *Geology*, 24, n°3, p.275-278.

Peng, Z., and Gomberg, J., 2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geosci.*, doi: 10.1038/BGEO940.

Schulz, W. H., Kean, J. W. and Wang, G., 2009. Landslide movement in southwest Colorado triggered by atmospheric tides. *Nature Geosci*. 2, 863–866.

Segall, P., Rubin, A.M., Bradley, A.M. and Rice, J.R., 2010. Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events. *J. Geophys. Res*., 115, B12305, doi:10.1029/2010JB007449.

Spillmann, T., Maurer, H., Green, A. G., Heincke, B., Willenberg, H., and Husen, S., 2007. Microseismic investigations of an unstable mountain slope in the Swiss Alps, *J. Geophys. Res.*, 112, B07301, doi:10.1029/2006JB004723.

Thomas, A. M., R. M. Nadeau, and R. Burgmann, 2009. Tremor-tide correlations and near-lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault, *Nature* 462, 1048–1051, doi:10.1038/nature08654.

Uenishi, K. and Rice, J.R., 2003. Universal nucleation length for slip-weakening rupture instability under nonuniform fault loading. *J. Geophys. Res.*, 108, B12042, doi:10.1029/2001JB001681.

Viesca, R.C. and Rice, J.R., 2012. Nucleation of slip-weakening rupture instability in landslides by localized increase of pore pressure. *Journal of Geophysical Research*, vol.117, BO3104, doi:10.1029/2011JB008866.

Walter, M. and Joswig, M., 2009. Seismic characterization of slope dynamics caused by softrock-landslides: The Super-Sauze case study, in: Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling, edited by: Malet, J-P., Remaitre, A., and Boogard, T., Strasbourg, CERG Editions, 215–220.

Walter, M., Arnhardt, C., and Joswig, M., 2012. Seismic monitoring of rockfalls, slide quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps, *Eng. Geol.*, 128, 12–22.

Partie VI

Discussion: Hydromécanique et sismicité liées à l'infiltration des pluies dans les versants rocheux fracturés

VI Discussion: Hydromécanique et sismicité liées à l'infiltration des pluies dans les versants rocheux fracturés 119

6.1 Signatures sismiques de l'endommagement mécanique et des variations de perméabilité induits par les circulations de fluides dans les milieux rocheux fracturés 119

6.2 Analyse hydromécanique du versant instable de Séchilienne. 123

6.2.1 Sismicité et hydrogéologie du versant de Séchilienne. 124

6.2.2 Evaluation des effets des couplages hydromécaniques sur la stabilité du versant 127

6.3 Perspectives sur le monitoring hydro-sismique des versants instables 130

6.3.1 Monitoring des versants instables: Etat de l'art 130

6.3.2 Pistes pour améliorer le monitoring hydro-sismique des versants instables 132

VI Discussion: Hydromécanique et sismicité liées à l'infiltration des pluies dans les versants rocheux fracturés

Les résultats exposés dans ce manuscrit révèlent différentes signatures sismiques des circulations d'eau dans une roche fracturée typique d'un versant instable et partiellement saturé. Les expériences ont été menées dans des conditions contrôlées en champ proche de sources de pression d'eau caractérisées par une amplitude modérée et une durée limitée analogue à une infiltration d'eau de pluie dans la zone non saturée d'un versant. Dans ce chapitre, nous proposons d'isoler différents types de déformations et de liens entre les processus hydromécaniques s'exerçant dans les fractures et la sismicité.

6.1 Signatures sismique de l'endommagement mécanique et des variations de perméabilité induits par les circulations de fluides dans les milieux rocheux fracturés

Dans l'expérience 1, nous avons identifié une augmentation de perméabilité d'un facteur 3 d'une fracture mise sous pression (3.5 MPa) et une centaine d'événements sismiques associés. Nous avons montré que cette variation est liée à des déformations inélastiques à la fois dans la fracture pressurisée et dans le volume environnant sec. La séquence de déformation que nous avons identifiée indique, qu'en premier, la fracture s'ouvre et rompt en traction durant la phase d'augmentation de la pression. Durant cette phase, la variation de perméabilité est faible et la sismicité est absente. Ensuite, des ruptures en cisaillement se produisent le long de fractures dans la zone non-saturée environnante située près de la surface libre par transfert de contraintes à partir de la zone pressurisée. Ces ruptures en cisaillement sont sismiques et induisent un affaiblissement de la résistance du milieu qui provoque une chute de contraintes dans la fracture pressurisée, et un glissement de celle-ci qui se traduit par de la dilatance et une augmentation importante, non-linéaire et irréversible de perméabilité. Ces observations montrent que des zones sismiques et asismiques peuvent co-exister dans un réseau de fractures partiellement saturé, et que des ruptures sismiques le long de fractures à l'état critique peuvent être initiées en dehors de la zone où la pression de fluide augmente. Ces données contribuent ainsi à mieux comprendre (1) la sismicité induite par une distribution hétérogène des fluides et des contraintes dans un milieu fracturé aux propriétés hydromécaniques également hétérogènes, (2) le processus de transfert de contraintes des zones saturées vers les zones non-saturées, et (3) l'affaiblissement de la résistance des zones à proximité d'une source de pression.

Dans l'expérience 2, nous provoquons des variations de perméabilité par la déformation inélastique d'une fracture *in-situ* et non saturée. Les résultats obtenus montrent la grande sensibilité du signal acoustique à de faibles variations de perméabilité induites par la déformation de la fracture. Les mécanismes d'écoulement du fluide au sein de la fracture

émettent des ondes sismo-acoustiques susceptibles de contenir de l'information sur l'état hydromécanique du système fracturé. Il apparait que la fréquence des ondes diminue avec l'ouverture de la fracture, et que cette ouverture peut être détectée par une variation significative de la *RMS* des ondes acoustiques. Ainsi, les modifications du bruit liées aux infiltrations des pluies dans les fractures d'un versant non saturé pourraient indirectement traduire les déformations de celui-ci. Un nouveau type d'instrumentation basé sur l'écoute sismo-acoustique en forage des fuites d'eau pourrait alors permettre de documenter les effets hydromécaniques au sein de la zone non saturée des versants rocheux instables.

Dans l'expérience 3, la déformation d'une petite zone de faille présente une séquence de rupture complexe avec des événements sismiques classiques larges bandes et des événements lents associés à des signatures asismiques de type trémors et des signaux basses fréquences de plus faibles amplitudes et de plus longues durées. L'ensemble de ces événements n'apparaît qu'au maximum de la pression de fluide. Les événements microsismiques ainsi que les trémors apparaissent en premier, traduisant l'endommagement de la zone hydrauliquement stimulée. Comme dans l'expérience 1, l'endommagement des environs de la faille s'accompagne de l'activation d'un glissement lent selon celle-ci (qui a pu être mesuré dans cette expérience contrairement à l'expérience 1 où il a été calculé. A ce moment, des événements de basses fréquences apparaissent pendant des périodes où la sismicité classique est absente, et où les mécanismes de glissements lents impliquant la dilatance de la faille sont observés. Ces événements sont donc susceptibles d'être de bons indicateurs des variations des propriétés hydrauliques d'une zone en mouvement lent. Cette expérience montre aussi une sismicité différée, qui se poursuit bien après le pic de pression d'eau dans la faille jusqu'à des pressions très faibles de l'ordre de 0.3 à 0.6 MPa. C'est une preuve qu'une infiltration ponctuelle et impulsive d'eau, telle qu'une pluie sur un versant instable, est susceptible, y compris pour des changements de contraintes effectives faibles, d'engendrer une sismicité sur une durée bien supérieure à celle de l'événement pluvieux. Ce phénomène est clairement expliqué par le comportement « post-rupture » d'un versant actif, qui est contrôlé par l'endommagement progressif du milieu et le glissement lent permanent entretenu par la gravité dans certaines zones du versant (Fig. 51).

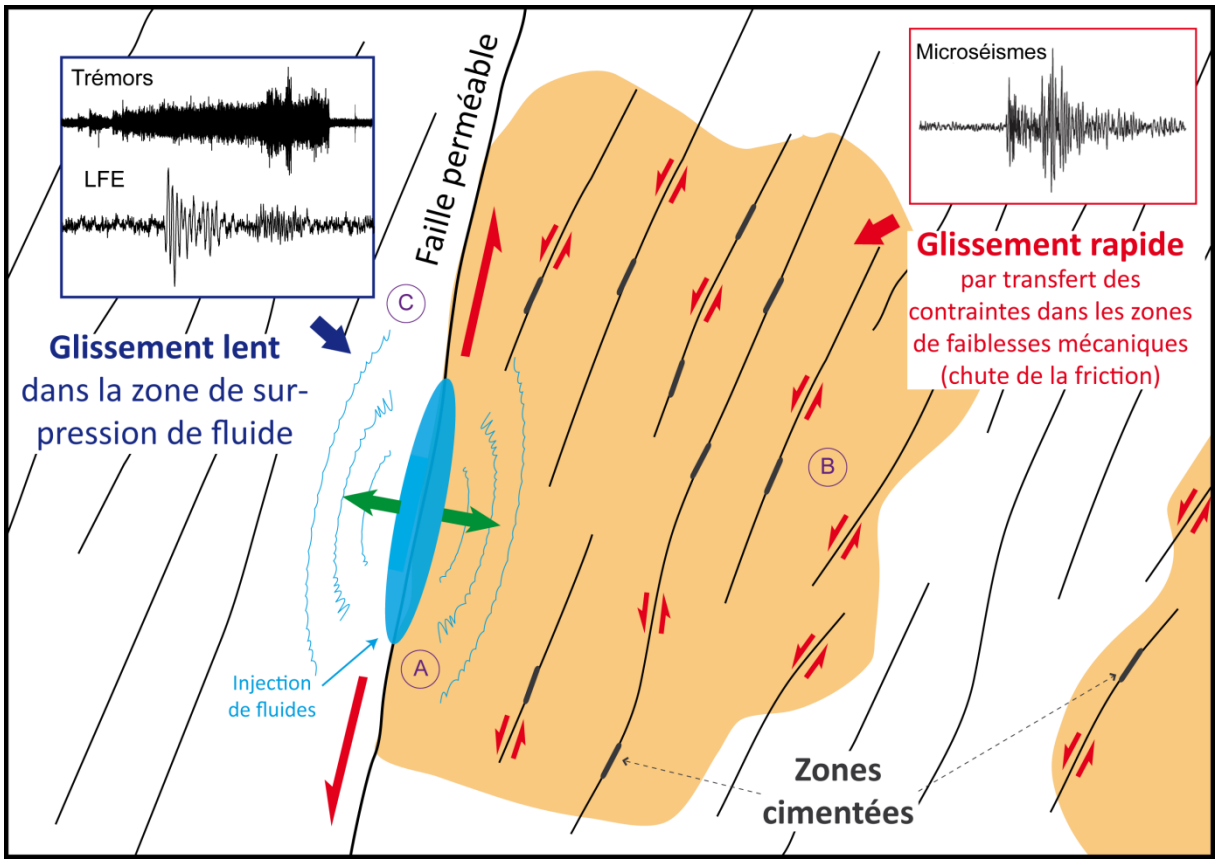


Figure 51 : *Schéma conceptuel illustrant les relations entre les effets hydromécaniques et les réponses sismiques observés lors de nos expériences: (1) zone pressurisée qui se déforme en fonction de la diffusion de la pression d'eau par ouverture des épontes de la fracture; (2) zones fracturées sèches activées par transfert de contraintes. Les signaux sismiques montrés sont ceux enregistrés dans le cadre de nos expériences. Exemple de scénario : (A) Ouverture essentiellement normale de la fracture sous l'effet de l'augmentation de pression d'eau, propagation de la déformation/contrainte statique dans la roche environnante. (B) Accommodation des variations du champ de contraintes par ruptures cisaillante des fractures proches de leur seuil de rupture, émission de microséismes, variation des propriétés mécaniques de la roche: affaiblissement mécanique. (C) Rétroaction de l'affaiblissement mécanique, activation du cisaillement sur la faille dont la vitesse est contrôlée par l'augmentation de la perméabilité et l'affaiblissement de la friction. Plus généralement, quand le glissement sur la faille est activé, la sismicité peut aussi se relocaliser selon celle-ci où la vitesse de mouvement peut être contrôlée par de très faibles pressions d'eau (les dispositifs mis en œuvre dans les expériences n'ont pas permis de localiser les évènements).*

Les résultats de ces trois expériences nous permettent de proposer un modèle conceptuel du comportement hydromécanique et sismique d'un versant fracturé non-saturé et soumis au forçage faible de l'infiltration des pluies (Fig. 52). Dans la zone saturée en profondeur, l'augmentation même faible de pression dans les fractures peut induire leur ouverture et leur réactivation en glissement. Il en résulte une modification du champ de contraintes dans la zone sèche environnante où des fractures peuvent être activées. Cette activation se manifeste par du glissement sismique (événements impulsifs, rapides et de fortes amplitudes). Nos expériences montrent que des affaiblissements de 50% du coefficient de friction peuvent se produire pour des glissements de quelques dizaines de microns selon les plans des fractures activés. Nous pensons que des variations aussi fortes s'expliquent par la

grande altération des épontes des fractures dans les 200 m sous la surface des versants, qui se traduisent par un faible pourcentage de contacts et une faible cohésion. Cet affaiblissement entraine en retour une réactivation des fractures plus profondes parce qu'il s'accompagne d'une variation de la contrainte tangentielle au versant, qui même peu importante suffit à fortement modifier le rapport entre contrainte normale et cisaillante sur les plans de fractures. Cela génère ou entretient un mécanisme de glissement lent et induit une sismicité basse fréquence de faible amplitude et de longue durée. Dans ce modèle, une grande partie de la déformation est asismique et contribue à l'initiation de déformations sismiques dans les zones sèches près de la surface sous contrainte initiale et friction faibles.

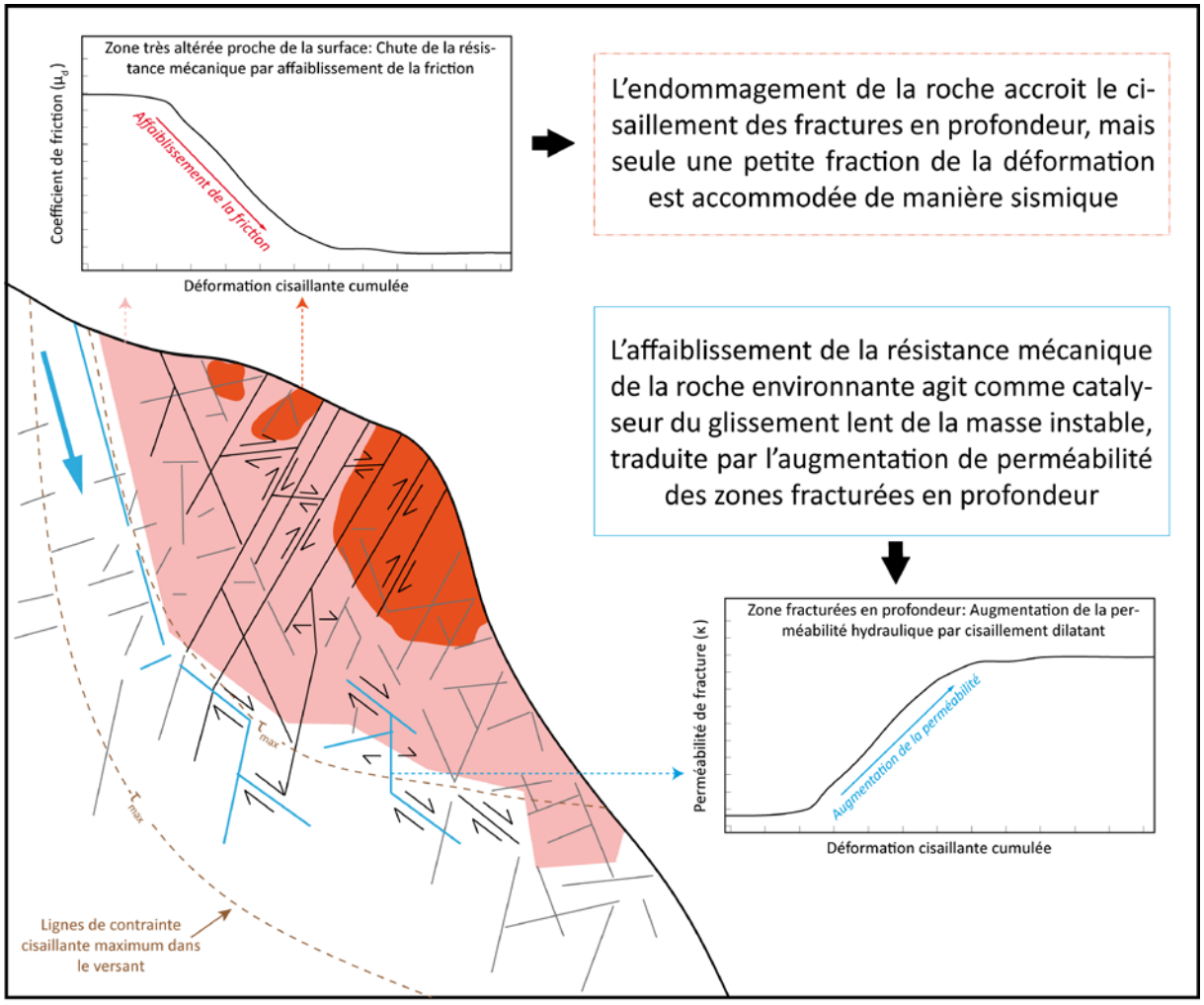


Figure 52 : *Schéma conceptuel des effets hydromécaniques et sismiques associés aux infiltrations d'eau dans la zone altérée et non-saturée d'un versant rocheux fracturé.*

6.2 Analyse hydromécanique du versant instable de Séchilienne

Nous avons appliqué les concepts hydromécaniques décrits dans les chapitres précédents de ce manuscrit au glissement de terrain de Séchilienne situé dans les Alpes françaises. Malgré le grand nombre d'observations géophysiques tendant à montrer que les variations du niveau piézométrique dans une zone altérée peuvent conduire à de la déformation sismique, aucune relation simple et claire n'a pour le moment pu être établie entre la circulation des fluides dans le versant, la sismicité qui y est mesurée et sa dynamique de glissement [Helmstetter et Garambois, 2010; Lacroix *et al.*, 2011]. Ce versant est situé dans le sud-ouest du massif cristallin de Belledonne. Il est découpé par des failles de taille kilométrique héritées des anciens mécanismes orogéniques Alpins et Hercyniens. Trois familles de fractures pseudo-verticales sont présentes au sein du massif, constituant des chemins d'écoulements préférentiels pour les fluides [Pothérat et Alfonsi, 2001]. Ce glissement de terrain a été choisi car en plus de représenter un haut risque socio-économique dû à la possible imminence d'une rupture majeure mettant en cause plusieurs dizaines de millions de mètres cubes de roche, il représente l'un des plus grands et actifs versant instable d'Europe, et il est surtout très largement instrumenté (Fig. 53) [Guglielmi *et al.* 2002, Duranthon *et al.*, 2003].

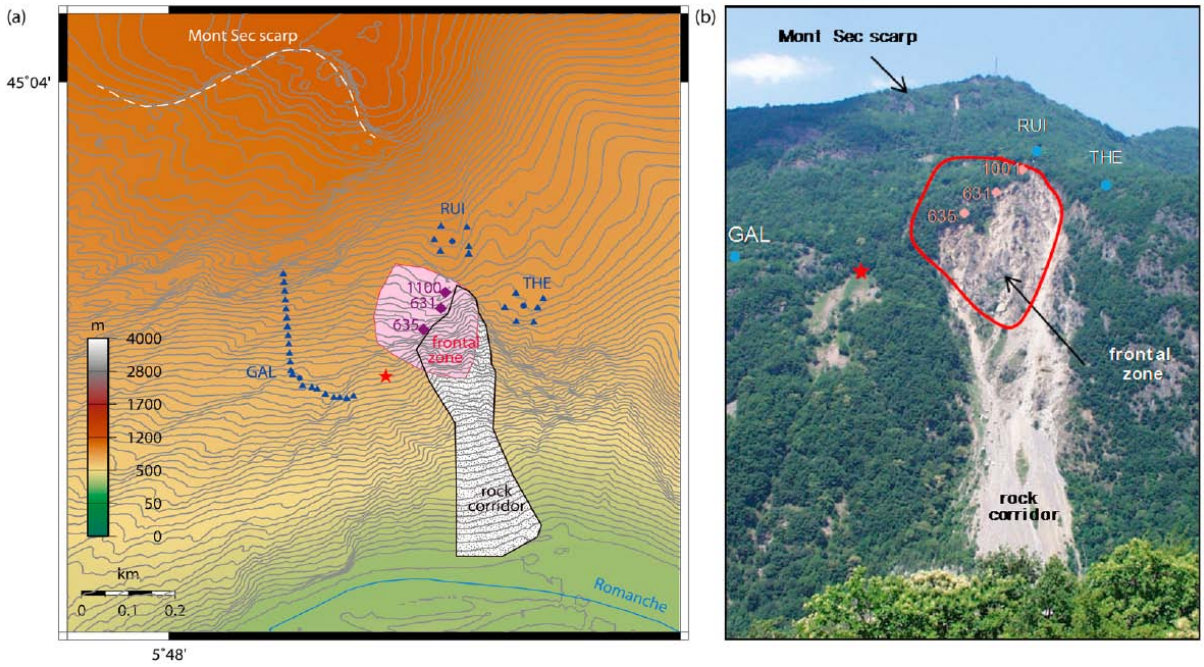


Figure 53 : *(a) Carte du réseau sismique installé sur le versant de Séchilienne: capteurs verticaux (cercles) et capteurs 3 composantes (triangles) pour les trois stations implantées. La ligne en pointillés blancs représente l'escarpement du Mont-Sec. (b) Photographie du glissement. Sont aussi indiqués les emplacements des références utilisées pour l'observation de la cinématique du glissement (losanges), et l'emplacement d'un tir effectué le 24 juin 2008 (étoile rouge). La ligne rouge délimite la zone du glissement la plus active.*

6.2.1 Sismicité et hydrogéologie du versant de Séchilienne

Helmstetter et Garambois [2010] et Lacroix et Helmstetter [2011] ont étudié les différents signaux enregistrés par le réseau sismologique mis en place et étoffé en 2007 sur le versant (Fig. 53 et Fig. 54). Leurs observations ont montré (1) la prépondérance des traces sismiques associées aux multiples chutes de blocs, et (2) un grand nombre de microséismes liés à des ruptures en profondeur du massif rocheux instable. Malgré les incertitudes de localisation fortes selon la direction verticale qui sont liées au manque de modèle de vitesse correct de la zone étudiée et l'hétérogénéité du milieu [Helmstetter et Garambois, 2010], la grande majorité de ces ruptures ont été localisées dans une zone proche de la surface au niveau des Ruines de Séchilienne (Fig. 54b). Cette zone correspond au secteur le plus actif du glissement (en rouge Fig. 53b) avec des vitesses de déplacements de surface de 0.5 m.an^{-1} en 1996 à plus de 1.5 m.an^{-1} aujourd'hui, (alors que les déplacements mesurés dans l'ensemble du versant instable sont de l'ordre de quelques centimètres par an).

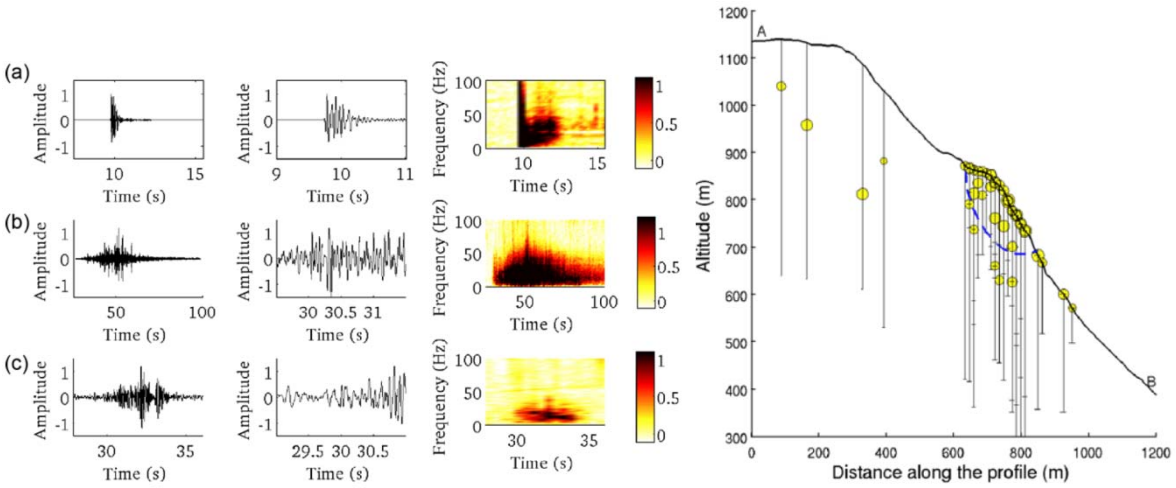


Figure 54 : *A gauche : Différents évenements sismiques enregistrés à la station THE, avec zoom sur une fenêtre de 2 secondes autour des événements (au centre), ainsi que leur diagramme temps-fréquence correspondant. (a) Trace d'un tir explosif, (b) signature d'une chute de bloc arrivée le 28 octobre 2008, et (c) microséisme local enregistré le 29 octobre 2008. A Droite : Vue selon une coupe nord-sud du versant instable de Séchilienne, sur laquelle sont projettés les sources sismiques localisées. La ligne bleu en pointillés correspond à la limite de la zone instable éstimée à partir de la sismicité. De Lacroix et Helmstetter, [2011].*

Le secteur des Ruines de Séchilienne correspond à une zone mécaniquement très altérée, caractérisée par une faible vitesse de propagation des ondes P de l'ordre de 2000 m/s, comparée aux vitesses dans la roche saine alentour qui sont de l'ordre de 3000 à 4000 m/s [Méric *et al.*, 2005]. En effet, la vitesse des ondes P dans une roche obéit à l'équation suivante: $Vp = \sqrt{\frac{K+{}^{4}/_{3}\mu}{\rho}}$, où K correspond au module d'incompressibilité mécanique, μ au module de cisaillement et ρà la masse volumique du milieu. Une variation d'un facteur 2 de

la vitesse mesurée traduit d'une variation d'un facteur 4 du rapport entre les propriétés de résistance mécanique du milieu et de sa masse volumique. Les études de prospection géophysique réalisées par Méric *et al.* [2005] ont montré une très grande variabilité latérale et verticale des propriétés mécaniques du glissement, caractérisées par des vitesses d'ondes P de 500 m/s à 4000 m/s traduisant l'existence au sein du versant de zones de faiblesse mécanique. Cela confirme l'impact sur les propriétés mécaniques du versant des fractures ouvertes et des zones broyées observées par les géologues.

Par ailleurs, Guglielmi *et al.* [2002] ont montré la présence d'un aquifère perché dans les niveaux triasiques du Mont Sec (situé en arrière du versant actif) qui, en période de recharges hydrauliques par les précipitations, communique par le réseau de failles avec la zone saturée en eau située en profondeur environ 300 m sous le versant actif des Ruines de Séchilienne. Un certain nombre d'observations ont démontré que ces transferts peuvent être très rapides (quelques heures à quelques jours) via les zones de failles qui jouent le rôle de conduits très perméables [Vengeon, 1998]. Des forages réalisés en parallèle du projet ANR SLAMS ont par ailleurs confirmé l'absence de niveau piézométrique dans cette zone active ainsi que la présence d'importantes pertes totales d'eau lors de la forage. Ces éléments confirment que la zone active des Ruines de Séchilienne ne contient pas de zone saturée en eau. Il s'agit d'une zone de transit rapide des eaux d'infiltration vers la profondeur selon un nombre (difficile à évaluer) de grandes discontinuités verticales. Cependant, il apparait une corrélation claire entre l'activité microsismique et les précipitations du versant [Helmstetter *et al.*, 2010]. Dans le détail, les événements microsismiques « profonds » se différentient des séismes régionaux par un contenu fréquentiel plus basses fréquences interprété comme étant soit lié à la source d'émission, soit à l'atténuation forte des signaux par le milieu altéré. L'ouverture importante des discontinuités peut en l'occurrence constituer un facteur prédominant d'atténuation des ondes sismiques.

La figure 55 montre l'évolution temporelle sur deux ans des différents paramètres mesurés sur le glissement (Fig. 53, Helmstetter et Garambois [2010]). Ces séries temporelles montrent que la forte corrélation entre les périodes de précipitations intenses et l'apparition de chutes de blocs, de microséismes « profonds », et l'accélération de la déformation lente du versant se caractérise par des essaims d'évènements microsismiques très souvent synchrones des chutes de pluie. La réponse sismique du versant aux infiltrations d'eau est donc rapide. Cependant, il apparaît aussi que cette activité sismique persiste plusieurs jours après l'arrêt des précipitations tout comme les déformations lentes qui persistent plusieurs mois jusqu'à revenir à leur vitesse initiale avant les évènements météoriques. Cela traduit un effet inertiel de la réponse sismo-mécanique du versant aux infiltrations d'eau caractéristique des effets de

décrue puis de tarissement classiquement observés en hydrogéologie des aquifères profonds à double perméabilité de fractures et de matrice.

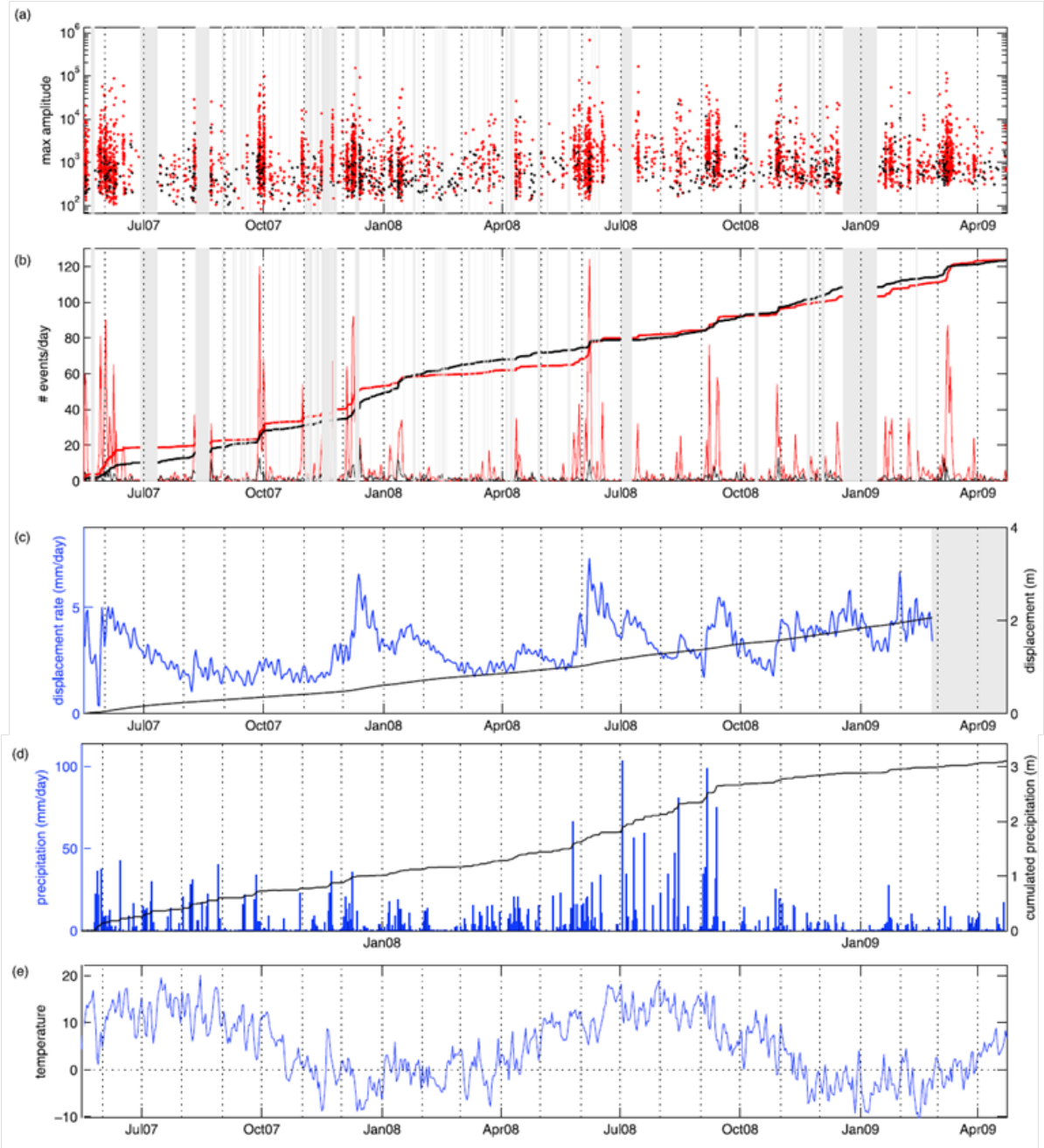


Figure 55 : *(a) Séries temporelles des pics d'amplitudes pour les chutes de blocs (points rouges) et les microséismes (points noirs). Les bandes grises indiquent des données absentes. (b) Taux journalier de chutes de blocs (rouge) et de microséismes (noir) et nombre cumulé d'événements (lignes rouges et noires épaisses). (c) Taux de déplacement (ligne bleu) et déplacement (ligne noire) de la référence 635. (d) Précipitations journalières et cumulées et (e) température moyenne journalière à la station météorologique Luitel (Helmstetter et Garambois, [2010].*

Helmstetter et Garambois [2010] ont montré que, dans le cas du massif de Séchilienne, aucun seuil de déclenchement associé à une hauteur de précipitation n'a pu être mis en évidence. Dans le chapitre suivant, nous analysons le rôle potentiel de ces effets

hydromécaniques sur l'activation des mouvements du secteur des Ruines de Séchilienne. Nous effectuons une analogie avec les processus fondamentaux d'affaiblissement mécanique et de variation de perméabilité mis en évidence dans les expériences menées dans ce travail de thèse.

6.2.2 Evaluation des effets des couplages hydromécaniques sur la stabilité du versant

Lors de précipitations sur le versant de Séchilienne, les failles sub-verticales drainent les fluides qui s'écoulent jusqu'au niveau de la zone saturée située en profondeur. La zone altérée non saturée joue un rôle prépondérant dans le transit des eaux d'infiltration. En effet, selon l'hétérogénéité de sa perméabilité, cette zone induit un transit intermittent et différé des eaux jusqu'à l'aquifère profond. La recharge de l'aquifère en profondeur dans le versant augmente sensiblement le niveau piézométrique, diminuant la contrainte effective s'appliquant sur les failles. Des variations de pressions de fluides peuvent se produire en profondeur entraînant alors un transfert de contraintes se propageant au sein du milieu fracturé et jusqu'au sein de la zone non saturée. Cette zone située en surface du versant, altérée par les déformations actives et dans un état de contraintes faible lié à la proximité de la surface libre (par analogie à notre expérience où l'état de contrainte autour de la galerie est impacté par la présence de surfaces libres que représentent le sol et les murs), constitue alors une zone où les fractures proches de leur seuil de rupture peuvent être réactivées dynamiquement soit par le transfert de contraintes initié en profondeur par l'apport de fluides, soit par les petites mises en charge locale lors du passage des pluies (Fig. 56).

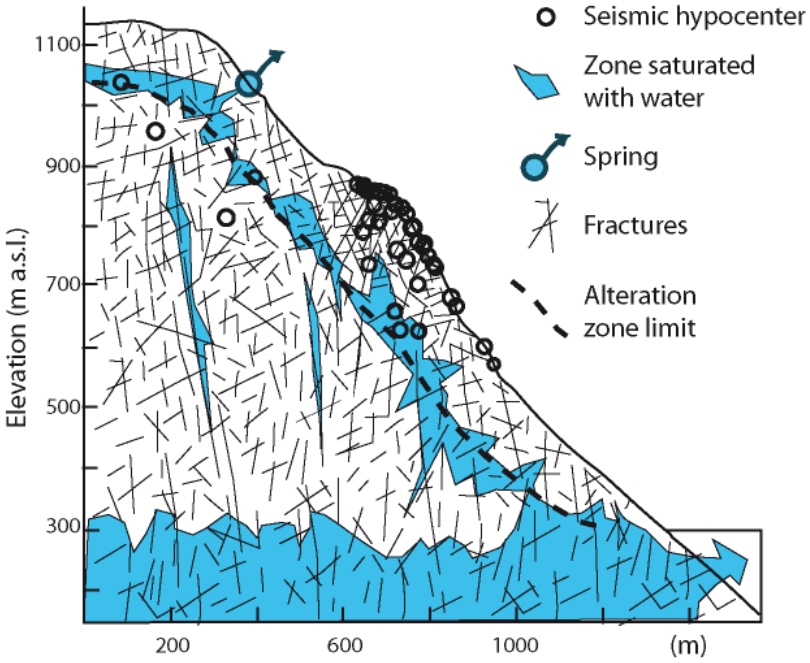


Figure 56 : *Schéma conceptuel des circulations de fluides au sein du réseau de failles/fractures sur le versant de Séchilienne. D'après Guglielmi et al., [2011].*

La diminution des contraintes effectives sur les fractures laissant circuler le fluide, ainsi que l'affaiblissement des propriétés mécaniques qui en résulte, peuvent influer sur le comportement hydraulique des fractures drainantes en entretenant leur glissement cisaillant et des changements de volumes engendrés par la dilatance sur ces fractures drainantes. L'évolution de la perméabilité des fractures apparaît donc comme un paramètre majeur qui contrôle le transfert des contraintes effectives et l'endommagement macroscopique du milieu. Ce travail montre aussi que des variations de pression faibles liées au passage des eaux d'infiltration dans la zone non saturée du mouvement actif provoquent une sismicité selon certains plans de faille (par analogie avec la sismicité observée dans l'expérience 3 pour de très faibles pressions).

La figure 57 présente un résumé chronologique des processus hydromécaniques lors d'un épisode pluvieux sur le versant de Séchilienne.

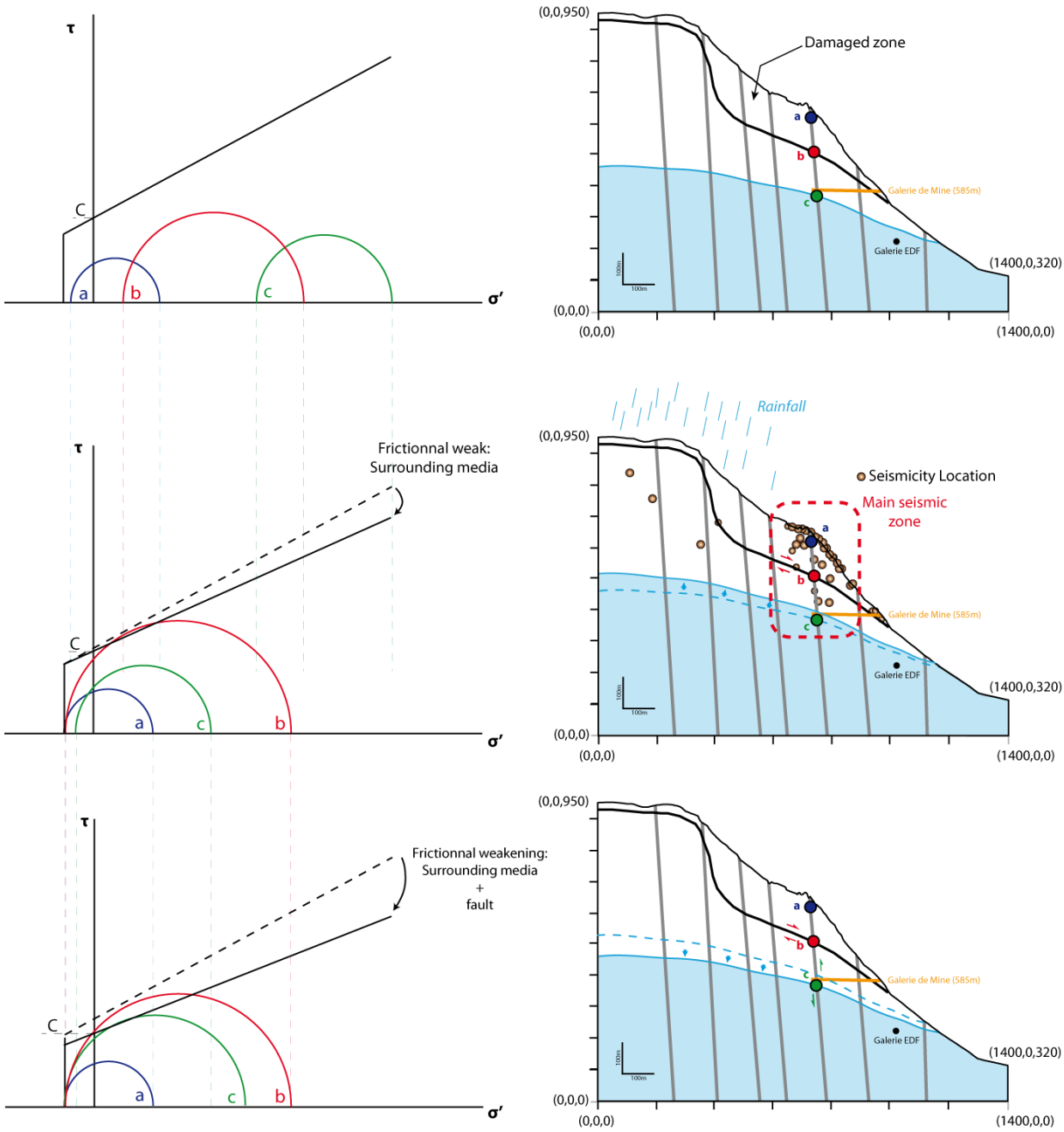


Figure 57 : *Schéma conceptuel illustrant le modèle d'évolution des contraintes au sein du massif de Séchilienne. Les cercles de Mohr et les enveloppes de ruptures associées (à gauche) illustrent les comportements mécaniques aux trois points de mesures virtuels : a, situé juste en dessous de la surface dans la zone très altérée du versant. b, situé à environ 150 mètres de profondeur dans le versant, qui correspond à la limite approximative de la masse en mouvements actifs, et c situé quelques mètres au dessus du niveau piézométrique. De haut en bas : (1) Etat de contrainte initial du milieu. (2) Réponse hydromécanique à l'infiltration d'une pluie dans le versant. (3) Réponse hydromécanique du versant après l'épisode pluvieux.*

6.3 Perspectives sur le monitoring hydro-sismique des versants instables

Les expériences et résultats exposés dans ce manuscrit nous permettent de proposer quelques pistes d'amélioration des techniques d'observations des effets des infiltrations d'eau sur la sismicité des versants instables. Après un bref rappel des techniques existantes, j'expose des pistes de réflexion sur le monitoring hydromécanique passif et actif des versants instables.

6.3.1 Monitoring des versants instables: Etat de l'art

Depuis le début des années 1970, la caractérisation mécanique de la dynamique d'un versant instable et de son évolution sont principalement réalisées à travers du monitoring sismique passif, c'est-à-dire par l'écoute en temps réel des signaux sismiques émis naturellement par la zone étudiée [Cadman et Goodman, 1967]. Le principe est d'installer au plus proche de la zone d'étude des capteurs sismiques pour localiser et identifier les processus à l'origine de l'émission des ondes sismiques [Roth *et al.*, 2006; Spillman *et al.*, 2007; Mourot *et al.*, 2008]. La principale difficulté, en plus de la topographie escarpée et du risque que représente l'installation de tels dispositifs sur des zones instables, réside dans le fait que la microsismicité enregistrée au sein d'un versant instable est bien souvent non-conventionnelle [Spillman *et al.*, 2007; Helmstetter et Garambois, 2010 ; Gomberg *et al.*, 2011], et donc très difficile à localiser. De plus, la réalisation d'un modèle de vitesses d'un versant est très compliquée en raison de la très grande hétérogénéité de celui-ci. Les signaux microsismiques sont fortement atténués (principalement dans les hautes fréquences) par la fracturation et l'altération mécanique des zones situées en surfaces du versant, rendant leur identification difficile [Helmstetter et Garambois, 2010 ; Tonnelier *et al.*, 2013]. Pour palier à cette difficulté, différentes configurations géométriques de capteurs sismiques existent, comme par exemple l'installation d'antennes sismiques en étoiles sur et aux bords du versant, où un capteur 3 composantes est situé au centre d'un trièdre constitué de 6 capteurs verticaux mono-composante [Joswig, 2008; Tonnelier *et al.*, 2013]. Cette configuration semble être relativement efficace pour l'évaluation de la microsismicité, comme l'a montré Walter *et al.* [2009] dans le cas du glissement de terrain de Super-Sauze. Ces installations, lorsqu'elles sont en nombre insuffisant, ne permettent cependant pas une localisation précise des événements, rendant l'évaluation du mécanisme à l'origine plus complexe [Helmstetter *et al.*, 2010]. Ces nouvelles techniques de monitoring microsismiques dans le cas de glissements de terrain ont cependant permis de discriminer deux principaux types de signaux enregistrés lors d'une crise: des microséismes associées aux zones altérées (et souvent en présence d'infiltrations d'eau), et des chutes de blocs et/ou d'écoulements granulaires le long du versant instable. Même s'il n'est pas toujours facile de discriminer ce type d'événements, les techniques de monitoring utilisées actuellement offrent un bon aperçu de leur emplacement et de leur occurrence temporelle [Tonnelier *et al.*, 2013].

En ce qui concerne les déformations lentes associées aux mouvements de grandes ampleurs de la masse instable, beaucoup de dispositifs de mesures existent et apportent des données de qualité quant à la cinématique du glissement et à sa réponse aux forçages naturels (variations de température, cycle gel/dégel, infiltrations d'eau de pluie ou de fonte des neiges). La tachéométrie, l'interférométrie, les techniques d'observations RADAR, le GPS ou encore la vidéométrie sont parmi les plus utilisées pour le monitoring des mouvements lents de versants instables. L'installation d'extensomètres et d'inclinomètres sur des fractures ouvertes en surface ou des arrachements en sommet du glissement permet aussi une excellente évaluation des mouvements en surface [Levy *et al.*, 2011].

Du point de vue hydraulique, l'évaluation de la perméabilité, de la porosité et de l'emmagasinement et de leur évolution au cours du temps est en générale plus délicate à opérer. Le monitoring hydraulique se fait principalement par des relevés météorologiques et par des mesures de niveaux piézométriques en forages. Les relevés météorologiques permettent de connaitre les instants précis où de grandes quantités d'eau sont susceptibles de s'infiltrer dans le massif. Les relevés de niveaux piézométriques permettent d'évaluer les variations du niveau d'eau et d'estimer les propriétés hydrauliques, mais ces mesures nécessitent la réalisation de forages de grandes profondeurs (plusieurs dizaines voir centaines de mètres) à proximité et dans le versant instable. Ces forages sont extrêmement couteux et les déformations qu'ils sont susceptibles de subir peuvent les endommager et les rendre inutilisable à moyen et long terme. De plus, en milieu fracturé discontinu et non saturé, les forages ont peu de chance de recouper les fractures conductrices d'eau, mettant en question la représentativité des mesures qui y sont réalisées. Les exemples à Séchilienne (France), Randa (Suisse), etc. montrent que les forages sont en général secs.

Mieux comprendre les couplages entre les phénomènes hydrauliques, mécaniques et sismiques au sein d'un versant instable nécessite donc de posséder une quantité de données importante pour bien estimer l'évolution du comportement des versants. L'acquisition de ces données ne peut alors se faire que par une instrumentation détaillée en champ proche des versants. Malgré le coût souvent très élevé d'une instrumentation complète composée de capteurs de pressions hydrauliques, sismiques et de déformations, de plus en plus de glissement de terrains de grande ampleur, et d'autant plus s'ils correspondent à un aléa anthropique élevé, sont instrumentés de manière à obtenir une vue d'ensemble des processus sismiques et hydromécaniques en jeu [Guzzetti *et al.*, 2007]. L'intégration et le traitement simultané de ces données ont permis ces dernières années d'observer de manière plus fine la microsismicité produite et ses relations avec les réponses hydromécaniques des versants. Dans ces versants instables, la localisation des événements est cependant difficile en raison de la forte hétérogénéité du milieu et des vitesses sismiques, la forte atténuation et la dispersion des ondes, ainsi que la difficulté à identifier clairement des ondes P- et S- [Spillman *et al.*, 2007].

Ainsi, peu d'études présentent une localisation précise des évènements et se concentrent plutôt sur la recherche de précurseurs sismiques avant une rupture brutale du versant [Amitrano *et al.*, 2005; Levy *et al.*, 2011] et sur les relations existantes entre l'occurrence des événements sismiques, les vitesses de déplacement mesurées en surface, la pluviométrie et la température [Helmstetter et Garambois, 2010 ; Amitrano *et al.*, 2010].

6.3.2 Pistes pour améliorer le monitoring hydro-sismique des versants instables

1) Monitoring par pulses hydro-sismiques et forages guides d'ondes acoustiques :

L'utilisation de mesures piézométriques simples et régulières en forages permet de mesurer la réponse drainée du milieu saturé, mais n'est pas suffisante pour déterminer avec précision les variations des paramètres hydrauliques dans les zones instables et non saturées. Le principal problème est la quasi-absence d'eau dans les forages et les mouvements permanents dans ces zones non saturées des versants instables.

Répéter, à intervalles de temps réguliers, des injections d'eau de courte durée (pulse test) dans un forage (ou une zone de forage), à l'aide de sondes d'injection comme celle développée dans le projet ANR HPPP-CO_2 et utilisée lors de nos expériences (sonde HPPP équipée de fibres optiques et de capteurs de pression et de déformation), pourrait permettre d'évaluer les perméabilités et la résistance (friction, cohésion) des fractures plus ou moins altérées en profondeur, ainsi que leur évolution au cours du temps. La mesure couplée des pressions, des déformations et de la sismicité autour du test autorise une précision bien supérieure à ce que l'on peut actuellement déduire des essais purement hydrauliques. De plus, la sollicitation active du milieu par les pulses permet de mieux contraindre les analyses. Ce type de monitoring n'en demeure pas moins lourd à mettre en œuvre et doit être réservé à des zones ciblées du versant. En parallèle, la mesure des variations du bruit acoustique lié aux infiltrations dans la zone non saturée du versant peut permettre une approche plus globale des effets hydromécaniques. Il apparait que le bruit diminue avec l'augmentation de perméabilité, c'est-à-dire l'ouverture des fractures dans la zone instable. Ce type de monitoring pourrait être développé en plaçant des capteurs acoustiques dans des forages nus de petit diamètre, servant de guides pour les ondes générées par les circulations d'eau dans les fractures auxquels ils sont connectés.

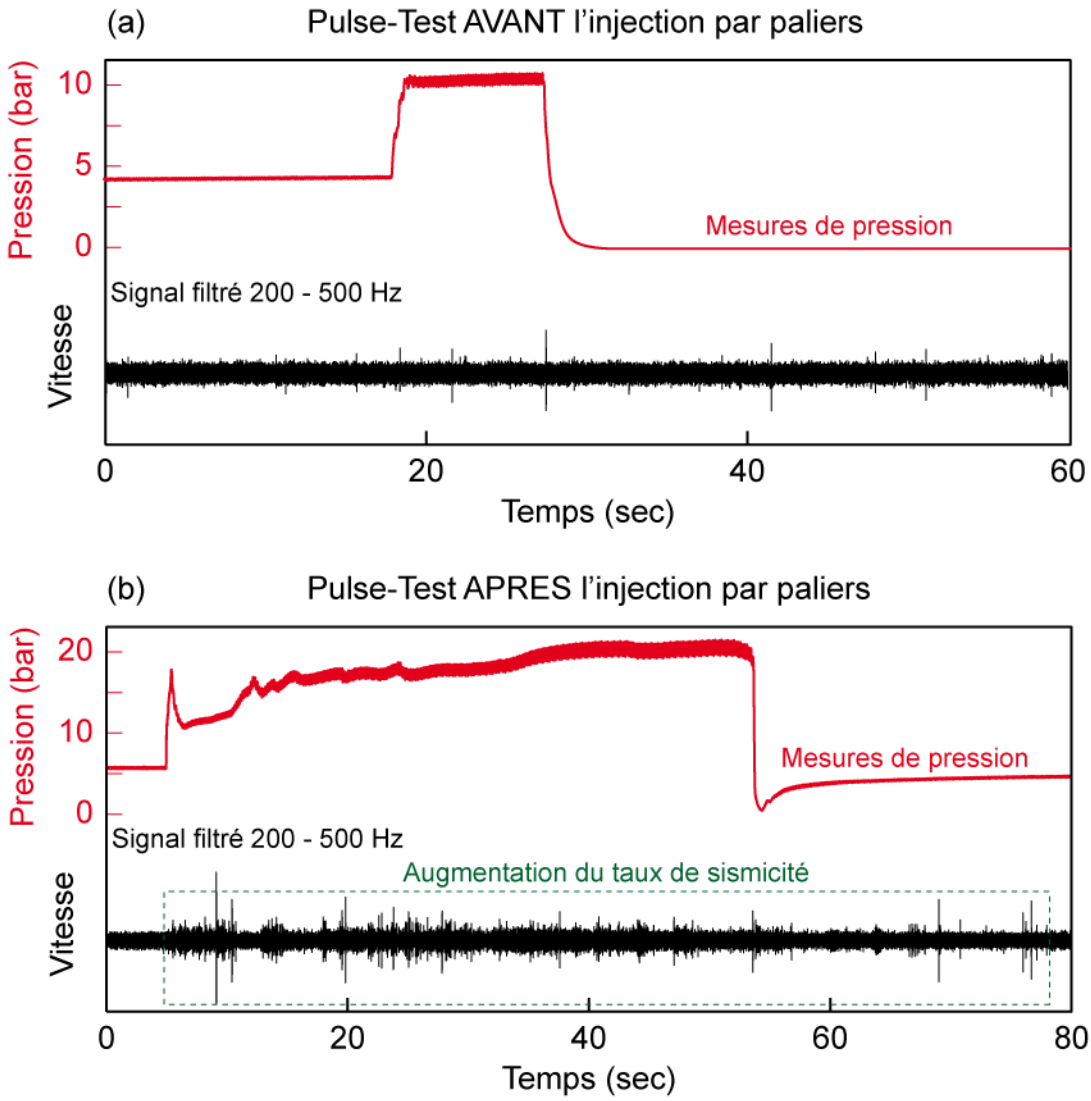


Figure 58 : *Mesures de pression et de sismicité enregistrées lors de l'expérience 3 d'injection de pression de fluide par paliers. (a) Pulse-test réalisé quelques minutes* ***avant*** *l'injection longue durée et sismicité (vélocimétrique) filtrée sur la bande de fréquences 200 Hz - 500 Hz. (b) Pulse-Test réalisé quelques minutes* ***après*** *l'injection de fluide par paliers alors qu'un mouvement lent a été activé selon la fracture injectée. Une sismicité complexe apparait clairement sur le deuxième enregistrement.*

La figure 58 ci-dessus montre les courbes de pression et les variations de vitesse des ondes sismiques produites par des pulses-tests réalisés avant et après l'expérience 3 d'injection longue durée de fluide au sein du milieu fracturé. Lors du premier pulse de pression (Fig. 58a), le milieu fracturé est stable. La sismicité est faible voir absente, le milieu ne réagit que très faiblement à cette première injection de fluide. Lors du second pulse (Fig. 58b), le milieu fracturé est localement instable. En effet, la mise en pression par paliers (voir expérience 3) a provoqué le glissement lent selon une fracture préexistante. Il apparait clairement une augmentation du niveau de sismicité qui marque une réponse dynamique du milieu au second pulse dont la pression est pourtant identique au premier. Ce résultat démontre comment un monitoring par pulses répétés dans le temps peut permettre de déceler

l'évolution de la rupture sismique dans le versant. Contrairement à ce qui est usuellement acquis pour les milieux homogènes, il apparait que l'effet Kaiser [Baisch *et al.*, 2012] responsable de l'absence de sismicité lors d'un rechargement (hydraulique ou autre) des zones en rupture, ne peut être considéré à l'échelle d'un environnement aussi hétérogène.

Ce type de pulse hydro-sismique apparait donc comme une méthode intéressante pour calibrer le suivi sismique et hydromécanique des versants instables.

2) Un post-processing adapté à la détection/localisation des séismes lents

De la même manière que pour la détection des différents événements sismiques enregistrés dans les zones sismogènes cette dernière décennie, le nombre croissant de réseaux d'observation a certes été capital pour la caractérisation de ces événements, mais l'évolution des méthodes dites de post-processing, c'est-à-dire de traitement des enregistrements sismiques, a aussi très largement contribuée à l'augmentation de nos connaissances en la matière. En l'occurrence, les méthodes de détection des événements sismiques, pour la plupart automatiques, sont basées sur une combinaison de trois paramètres principaux: (1) des arrivées d'ondes P- clairement identifiées, (2) des seuils d'énergie permettant de dissocier un événement du signal bruité dans lequel il peut être observé, et (3) le contenu fréquentiel de l'événement potentiel [Helmstetter et Garambois, 2010; Lacroix et Helmstetter, 2011; Tonnelier *et al.*, 2013]. Ces méthodes de détection automatique, si elles sont très efficaces dans le cadre de la sismicité naturelle dite classique, peinent cependant à détecter les événements non-conventionnels. Les microséismes en champs proches par exemple, n'affichant pas d'arrivées claires d'ondes P- et S-, ou les trémors comme ceux observés dans nos expériences et dont l'amplitude, la durée et la fréquence sont très différentes des événements classiques, ne sont pas détectés et analysés de manière correcte par les techniques de détection automatiques utilisées actuellement. Malgré la grande quantité de données fournie par les mesures en temps-réel réalisées sur un glissement de terrain, il semblerait qu'une analyse manuelle des signaux sismiques enregistrés permette, dans un premier temps, d'isoler des événements non-conventionnels susceptibles d'être oubliés par les méthodes de détection automatique. Par la suite, une bonne caractérisation de ces événements pourrait permettre de concevoir des méthodes de détection plus adaptées à ces signaux, et donc d'en augmenter le nombre d'observations. Couplées aux mesures hydrauliques et aux tests d'injections au sein du milieu, ces nouvelles observations pourraient nous en apprendre beaucoup sur la nature des couplages existant entre les forçages hydrauliques et la déformation lente et rapide du volume instable et la sismicité associée (Fig. 59).

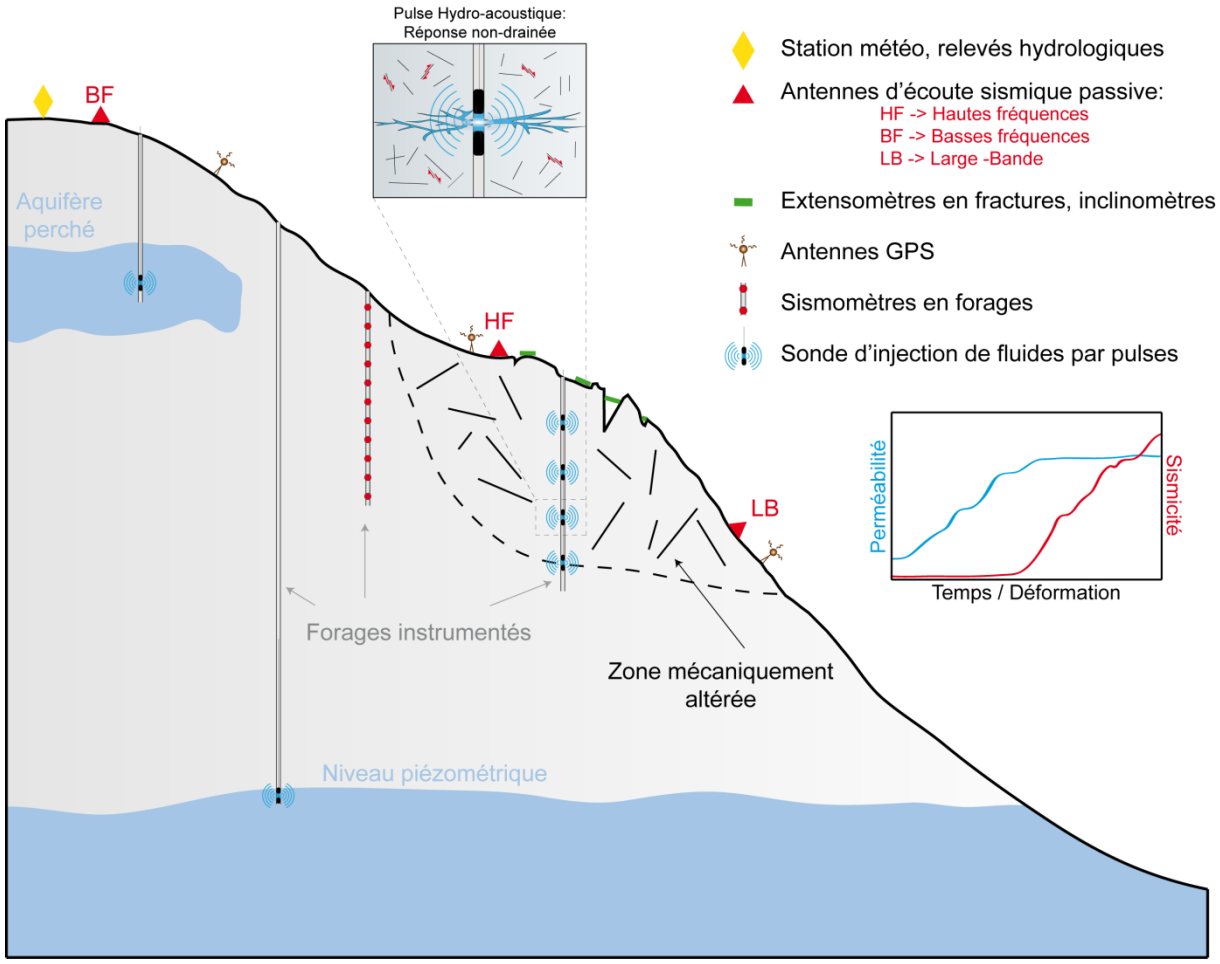


Figure 59 : *Schéma conceptuel de dispositifs de monitoring hydro-sismique applicables à terme à l'instrumentation des glissements de terrain de grande ampleur.*

Conclusions

Les travaux présentés dans ce manuscrit ont porté sur la caractérisation et la compréhension de la signature sismique du rôle des fluides dans la déformation et la rupture de zones de failles à l'intérieur de versants partiellement saturés, en se basant sur des observations *in-situ* et des modélisations numériques. Ils répondent à une problématique de compréhension et d'interprétation des interactions entre des processus mécaniques, hydrauliques et sismiques observées à grande échelle dans les versants instables. Les expériences menées ici à petite échelle dans des conditions contrôlées sont analogues à une infiltration d'eau de pluie dans la zone non-saturée d'un versant et nous permettent d'isoler différents types de déformations et de liens entre les processus hydromécaniques s'exerçant dans les fractures et la sismicité.

Tout d'abord, nous avons observé les effets d'une surpression de fluides dans un réseau de fractures initialement non-saturé afin de mieux comprendre comment les fluides participent à la déformation et à la sismicité induite dans les versants instables. En effet, les fractures dans la zone non-saturée des versants jouent un rôle important dans la circulation des eaux d'infiltration et constituent des zones de faiblesse préférentielles selon lesquelles la rupture se localise. Les études sismologiques sur les versants instables ont montré que la plupart des micro-séismes se produisaient sur ces fractures dans la zone non-saturée pendant et après des événements pluvieux. Si les effets des fortes pressions de fluides sur le déclenchement des instabilités sont relativement bien connus en théorie, les effets de l'augmentation faible et intermittente des pressions dans les fractures non-saturées dans la zone instable sont moins bien connus. Les mesures et les modèles réalisés dans le premier article de ce manuscrit ont permis de montrer que des zones sismiques et asismiques pouvaient co-exister dans un réseau de fractures partiellement saturé, et que des ruptures sismiques le long de fractures à l'état critique peuvent être initiées en dehors de la zone où la pression de fluide augmente. Nous avons montré que l'augmentation locale de la pression de fluide dans une fracture peut induire une évolution irréversible de sa perméabilité et peut engendrer des déformations inélastiques dans le volume environnant sec par transfert de contraintes depuis la zone saturée et affaiblissement en glissement de la résistance. En résumé, ces résultats permettent de contribuer à mieux comprendre (1) la sismicité induite par une distribution hétérogène des fluides et des contraintes dans un milieu fracturé aux propriétés hydromécaniques également hétérogènes, (2) les processus de transfert de contraintes des zones saturées vers les zones non-saturées, et (3) l'affaiblissement de la résistance dans le volume à proximité d'une source de pression.

Par la suite, nous avons montré qu'un nouveau type d'instrumentation basé sur le suivi sismo-acoustique en forage des écoulements de fluides dans les fractures pourrait permettre de progresser dans la compréhension des effets hydromécaniques se produisant dans la zone

non-saturée des versants instables. Les résultats obtenus par la comparaison des signaux acoustiques mesurés dans une fracture *in-situ* et dans un analogue de laboratoire montrent que les mécanismes d'écoulement des fluides dans les fractures se déformant émettent des ondes sismo-acoustiques susceptibles de contenir de l'information sur l'état hydromécanique du milieu. En particulier, les variations de la RMS des ondes acoustiques et la diminution de leurs fréquences seraient de bons marqueurs de l'ouverture des fractures. Il apparaît ainsi que les variations transitoires des déformations de fractures associées à des événements pluvieux sur un versant instable pourraient être détectés avec un suivi sismo-acoustique.

Dans une dernière expérience de ce travail, nous avons ensuite fait le lien entre différents modes de déformations d'une zone de faille et la sismicité associée. Notre expérience révèle en effet un lien entre des séquences de déformations lentes et rapides des fractures et l'émergence de signaux sismiques qui s'apparentent soit à des micro-séismes, soit à des événements lents qui ressemblent à des trémors et des événements basses fréquences. Notre analyse a montré que les micro-séismes et les trémors sont générés pendant les phases de fortes pressions de fluide quand la contrainte effective atteint le pic de résistance. Ces résultats suggèrent que ces deux types d'événements sismiques traduisent l'endommagement du volume stimulé. Cet endommagement influence ensuite le comportement de la fracture pressurisée qui se déforme lentement. Cette phase de déformation est marquée par l'apparition de signaux sismiques basses fréquences qui pourraient être de bons marqueurs des variations de propriétés d'une zone en mouvement lent. Cette expérience a également montré que la sismicité persiste longtemps après la phase de forte pression. Un tel processus correspond bien aux observations obtenues sur les versants instables avec des événements sismiques déclenchés après une pluie sur une période de temps bien supérieure à la durée de l'événement pluvieux en lui-même.

Dans la dernière partie de ce manuscrit, nous avons ensuite comparé les données acquises à petite échelle dans des conditions contrôlées aux données du glissement de terrain de Séchilienne dans la vallée de la Romanche près de Grenoble qui présente des caractéristiques similaires à une zone de faille très fracturée et partiellement saturée. Nos expériences se sont avérées être de très bons analogues pour observer les effets hydromécaniques et sismiques se produisant dans les versants rocheux instables soumis à des forçages hydrauliques faibles et temporaires comme celui de Séchilienne. Cette analyse a montré que les différentes signatures sismiques enregistrées sur le massif durant et après un événement pluvieux présentent des similarités avec les processus déduits des expériences à petite échelle, et confirme que des déformations asismiques peuvent se produire en profondeur dans les zones saturées du versant pour contribuer aux déformations sismiques dans les zones sèches instables près de la surface. Une grande partie des observations

naturelles peut ainsi être expliquée avec un modèle hydromécanique simple dans des conditions partiellement saturées

Perspectives

Ce travail, alliant observations et modèles, a montré l'intérêt de mieux comprendre les interactions entre les processus hydrauliques, mécaniques et sismiques se produisant dans les milieux fracturés, en particulier les zones de failles et les versants instables, et a ouvert de nouvelles perspectives, tout en soulevant plusieurs questions. Afin de continuer à progresser dans la compréhension des liens entre la déformation et la sismicité enregistrées sur les versants instables et les failles actives, il apparait nécessaire de poursuivre des expériences *in-situ* à différentes échelles avec des sources de pression contrôlées et des mesures synchrones des fluides, des déformations et des ondes sismiques sur une large bande de fréquence.

Il semble ainsi nécessaire de continuer à travailler à petite échelle avec des réseaux de mesures densifiés autour de la source de pression afin d'améliorer encore les connaissances entre les différents modes de déformations, les différents régimes de pression et les différents types de sismicité. Cette approche nous permettrait d'obtenir un suivi temporel complet des différentes sources sismiques dans le temps et dans l'espace, et de les localiser. Nous pourrions ainsi déterminer avec plus de détails leurs évolutions à court et à long terme ce qui donnerait la possibilité de mieux caractériser le comportement mécanique avant, pendant et juste après la rupture, et les liens avec les micro-séismes et les événements lents. Ce type d'expérience permettrait aussi de mieux comprendre le déclenchement de la sismicité dans le volume environnant les zones de glissement lent à travers les mécanismes d'interactions. Nous avons montré qu'une déformation lente sur une fracture pressurisée peut générer de la sismicité à distance par modification de l'état de contraintes sur d'autres fractures en y déclenchant des micro-séismes. Ce type d'interactions pourrait expliquer les phases d'accélération et de ralentissement des versants instables. Pour vérifier cette hypothèse, il est important de poursuivre les comparaisons entre les expériences contrôlées à petite échelle et les observables à grande échelle. Ainsi, pour une meilleure compréhension des déformations transitoires et de la nature de la sismicité dans les versants instables soumis à des forçages hydrauliques, il serait particulièrement utile de réaliser des injections de fluide répétées en forage directement à proximité et à l'intérieur des zones instables. Cela permettrait de mesurer précisément la réaction du milieu et de tester la sensibilité des changements mécaniques et sismiques à de faibles variations de pressions.

Bibliographie

*** Les références bibliographiques ci-dessous correspondent aux parties 1, 2 et 6 du manuscrit. Les références des articles dans les parties 3, 4 et 5 sont directement insérées à la fin des articles**

Amitrano D., Grasso J.R., and Senfaute G., 2005. Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophysical Research Letters* **32** (8), L08314, doi: 10.1029/2004GL022270

Amitrano D., Arattano M., Chiarle M., Mortara G., Occhiena C., Pirulli M., and Scavia C., 2010. Microseismic activity analysis for the study of the rupture mechanisms in unstable rock masses. *Natural hazards and earth system sciences* **10** (4), pp. 831-841, doi: 10.5194/nhess-10831-2010

Amontons G. 1699. Moyen de substituer commodément l'action du feu des hommes et des chevaux pour mouvoir les machine. *Histoire de l'académie des sciences de Paris*.

Baisch S., Vörös R., Rothert E., Stang H., Jung R., and Schellschmidt R., 2010. A numerical model for fluid injection induced seismicity at Soultz-sous-Forêts. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **47** (3), pp. 405-413, doi: 10.1016/j.ijrmms.2009.10.001

Bergerat F., 1985. Déformation cassante et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. *Thèse de Doctorat*. Université Paris 6.

Beroza G.C., and Ide S., 2011. Slow Earthquakes and Nonvolcanic Tremor. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **39**, pp. 271-296, doi : 10.1146/annurev-earth-040809-152531

Bohnhoff M. et Zoback M.D., 2010. Oscillation of fluid-filled cracks triggered by degassing of CO_2 due to leakage along wellbores. *J. Geophys. Res.* **115**, B11305, doi : 10.1029/2010JB000848

Brodsky E.E., Gordeev E., and Kanamori H., 2003. Landslide basal friction as measured by seismic waves. *Geophysical research letters* **30** (24), doi: 10.1029/2003GL018485

Brückl E., and Mertl S., 2006. Seismic monitoring of deep-seated mass movements. Proceedings of INTERPRAEVENT International Symposium "Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides, pp. 571-580

Burjánek J., Gassner-Stamm G., Poggi V., Moore J.R., and Fäh D., 2010. Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope. *Geophysical Journal International* **180** (2), pp. 820-828, doi : 10.1111/j.1365-246X.2009.04451.x

Cadman J.D., et Goodman R.E., 1967. Landslide noise. *Science* **158**, pp. 1182-1184, doi : 10.1126/science.158.3805.1182

Cappa F., Guglielmi Y., Fénart P., Merrien-Soukatchoff V., et Thoraval A., 2005. Hydromechanical interactions in a fractured carbonate reservoir inferred from hydraulic and mechanical measurements. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.* **42**, pp. 287-306, doi: 10.1016/j.ijrmms.2004.11.006

Cappa F., Guglielmi Y., Rutqvist J., Tsang C-F., and Thoraval A., 2006. Hydromechanical modeling of pulse tests that measure fluid pressure and fracture normal displacement at the Coaraze Laboratory site, France. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.* **43**, pp. 1062-1082, doi: 10.1016/j.ijrmms.2006.03.006

Cappa F., Guglielmi Y., Virieux J., 2007. Stress and fluid transfer in a fault zone due to overpressures in the seismogenic crust. *Geophys. Res. Lett.* **34**, L05301, doi: 10.1029/2006GL028980

Cappa F., Guglielmi Y., Rutqvist J., Tsang C.F., and Thoraval A., 2008. Estimation of fracture flow parameters through numerical analysis of hydromechanical pressure pulses. *Water. Resour. Res.* **44**, W11408. doi: 10.1029/2008WR007015

Cappa F., et Rutqvist J., 2012. Seismic rupture and ground accelerations induced by CO_2 injection in the shallow crust. *Geophys. J. Int.* ***190***, pp. 1784-1789, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05606.x

Charléty J., Cuenot N., Dorbath L., Dorbath C., Haessler H., and Frogneux M., 2007. Large earthquakes during hydraulic stimulations at the geothermal site of Soultz-sous-Forêts. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **44** (8), pp. 1091-1105, doi: 10.1016/j.ijrmms.2007.06.003

Chouet B., 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, ***90*** (B2), pp. 1881-1893, doi: 10.1029/JB090iB02p01881

Cook N.G.W., 1992. Natural joints in rock: mechanical, hydraulic and seismic behaviour and properties under normal stress. In Jaeger Memorial Didaction Lecture, *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.* **29** (3), pp. 198-223, doi: 10.1016/0148-9062(92)93656-5

Cornet F.H., et Morin R.H., 1997. Evaluation of hydromechanical coupling in a granite rock mass from a high-volume high-pressure injection experiment: Le Mayet de Montagne, France. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.* **34** (3-4), pp. 207.e1-207.e14, doi: 10.1016/S1365-1609(97)00185-8

Cornet F.H., LI L., Hulin J.P., Ippolito I., et Kurowsky P., 2003. The hydromechanical behaviour of a fracture: an *in-situ* experimental case study. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.* **40** (7-8), pp. 1257-1270, doi: 10.1016/S1365-1609(03)00120-5

Coulomb Ch.-A., 1799. Résultats de plusieurs expériences destinées à déterminer la quantité d'action que les hommes peuvent produire par leur travail journalier suivant les différentes manière dont ils utilisent leurs forces. *Mémoires de l'Académie des sciences de Paris*, repris dans *Théorie des machines simples*, Paris, Bachelier, 1821.

Coutant, O., Doré F., Fels J.F., Brunel D., Dietrich M., Brenguier F., et Judenherc S., 2005. The High Resolution Seismic Imaging (IHR) network, a new tool for seismic investigations at hectometric scales, *Geophys. Res. Abstr.* **7**, 09010, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-09010

Dammeier, F., Moore, J., Haslinger, F., and Loew, S., 2011. Characterization of alpine rockslides using statistical analysis of seismic signals. *Journal of Geophysical Research* **116**, doi: 10.1029/2011JF002037

Das I., and Zoback M. D., 2011. Long-period, long-duration seismic events during hydraulic fracture stimulation of a shale gas reservoir. *The Leading Edge* **30** (7), pp. 778-786, doi: 10.1190/1.3609093

Del Gaudio V., and Wasowski J., 2007. Directivity of slope dynamic response to seismic shaking. *Geophysical research letters* **34** (12), doi: 10.1029/2007GL029842

Del Gaudio V., Coccia S., Wasowski J., Gallipoli M. R., and Mucciarelli M., 2008. Detection of directivity in seismic site response from microtremor spectral analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences* **8**, pp. 751-762, doi: 10.5194/nhess-8-751-2008

Deparis J, D Jongmans, F. Cotton, L. Baillet, F. Thouvenot and D. Hantz (2008) Analysis of rock-fall seismograms in the western Alps. *Bull. Seism. Soc. America* **98** (4), pp. 1781-1796, doi : 10.1785/0120070082

Dercourt J., Ricou L.E., et Vrielynck B., 1993. Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. Gautier- Villars (Editor), Paris, pp. 307p, 14 maps, 1 pl.

Dieterich J. H., 1979. Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, **84** (B5), pp. 2161-2168, doi: 10.1029/JB084iB05p02161

Dubois P., et Delfaud J., 1989. Le Bassin du Sud-Est. Dans Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires. Editions Technips, Paris, pp. 277-297

Duranthon J.P., Effendiantz L., Memier M., and Previtali H., 2003. Contribution of topographic and topometric methods for the unstable rocky slope surveillance of the Ruines de Séchilienne. *Rev. XYZ* **94**.

Elkhoury J.E., Brodsky E.E., and Agnew D.C., 2006. Seismic waves increase permeability. *Nature* **441** (7097), pp. 1135-1138, doi: 10.1038/nature04798

Faoro I., Niemeijer A., Marone C., and Elsworth D., 2009. Influence of shear and deviatoric stress on the evolution of permeability in fractured rock. *J. Geophys.Res.* **114** (B1), doi: 10.1029/2007JB005372

Fecker F., and Rengers N., 1971. Measurement of large scale roughness of rock planes by means of profilograph and geological compass. *C.R. Symp Int. de la S.I.M.R*, Nancy.

Feng, Z., 2011. The seismic signatures of the 2009 Shiaolin landslide in Taiwan. *Natural Hazards and Earth System Science* **11**, pp. 1559-1569, doi:10.5194/nhess-11-1559-2011

Gaffet S., Guglielmi Y., Cappa F., Pambrun C., Monfret T., and Amitrano D., 2010. Use of the simultaneous seismic, GPS and meteorological monitoring for the characterization of a large unstable mountain slope in the southern French Alps. *Geophys. J. Int.* **182**, 1395-1410, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04683.x.

Gentier S., Hopkins D., et Riss J., 2000. Role of fracture geometry in the evolution of flow paths under stress. in *Dynamics of Fluids in Fractured Rock, Geophys. Monogr. Ser.*, **122**, edited by B. Faybishenko, P. A. Witherspoon, and S. M. Benson, pp. 169–184, AGU, Washington, D. C., doi:10.1029/GM122p0169.

Gentier S., Riss J., Archambault G., Flamand R., and Hopkins D., 2000. Influence of fracture geometry on shear behavior. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **37** (1-2), pp. 161-174, doi: 10.16/S1365-1609(99)00096-9

Gomberg J., Schulz W., Bodin P., and Kean J., 2011. Seismic and geodetic signatures of fault slip at the Slumgullion Landslide Natural Laboratory. *J. Geophys.Res.* **116** (B9), B09404, doi: 10.1029/2011JB008304

Got J.L., Mourot P., and Grangeon J., 2010. Pre-failure behaviour of an unstable limestone cliff from displacement and seismic data. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci* **10** (4), pp. 819-829

Guglielmi Y., Vengeon J.M., Bertrand C., Mudry J., Follacci J., and Giraud A., 2002. Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides). Bulletin of

Engineering Geology and the Environment **61**(4), pp. 311-324, doi: 10.1007/s10064-001-0144-z

Guglielmi Y., Cappa F., Amitrano D., 2008. High-definition analysis of fluid-induced seismicity related to the mesoscale hydromechanical properties of a fault zone. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L06306. doi:10.1029/2007GL033087

Guglielmi Y., Cappa F., Rutqvist J., Tsang C-F., Thoraval A., 2008. Mesoscale characterization of coupled hydromechanical behavior of a fractured-porous slopde in response to free water-surface movement. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci*. **45**, pp. 862-878, doi: 10.1016/j.ijrmms.2007.09.010

Guyonnet-Benaize C., Lamarche J., Masse J.-P., Villeneuve M., et Viseur S., 2010. 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *Journal of Geodynamics* **50** (2), pp. 81-93, doi : 10.1016/j.jog.2010.03.003

Guzzetti F., Periccacci S., Rossi M., and Stark C.P, 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. Meteorology and Atmospheric Physics **98**, pp. 239-267, doi: 10.1007/s00703-007-0262-7

Hainzl S., Kraft T., Wassermann J., Igel H., and Schmedes E., 2006. Evidence for rainfall-triggered earthquake activity. *Geophysical Research Letters* **33** (19), doi: 10.1029/2006GL027642

Hakami E., 1995. Aperture distribution of rock fractures. *PhD Thesis*, Royal Institue of Technology, Sweden.

Helmstetter, A., et Garambois S., 2010. Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *J. Geophys. Res.* **115**, F03016, doi:10.1029/2009JF001532.

Hopkins D.L., 2000. The implications of joint deformation in analyzing the properties and behavior of fractured rock masses, underground excavations, and faults. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.* **37** (1-2), pp. 175-202, doi: 10.1016/S1365-1609(99)00100-8

Hubert M.K., and Rubey W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* **70**, 115-160

Husen S., Bachmann C., and Giardini D., 2007. Locally triggered seismicity in the central Swiss Alps following the large rainfall event of August 2005.*Geophysical Journal International* **171** (3), pp. 1126-1134, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03561.x

Ida Y., 1972. Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy. *Journal of Geophysical Research* **77** (20), pp. 3796-3805, doi: 10.1029/JB077i020p03796

Joswig M. 2008. Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic network and passive seismic. *EAGE First Break* **26**, pp. 117-124

Jung R., 1989. Hydraulic *in-situ* investigation of an artificial fracture in the Falkenberg granite. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr*. **26** (3-4), pp. 301-308, doi: 10.1016/0148-9062(89)91978-5

Lacroix, P., and Helmstetter A., 2011. Location of Seismic Signals Associated with Microearthquakes and Rockfalls on the Séchilienne Landslide, French Alps. *BSSA* **101**, pp. 341–353, doi: 10.1785/0120100110

Lemoine M., 1985. Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la Téthys ligure. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, pp. 126-137, doi : 10.2113/gssgfbull.I.1.127

Lévy C., Jongmans D., and Baillet L., 2011. Analysis of seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column (Vercors massif, French Alps). *Geophys. J. Int.* **186** (1), pp. 296-310, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05046.x

Lokmer I., 2008. Long period seismic activity and moment tensor inversion in volcanic environments: application to Mount Etna. *PhD Thesis*, University College Dublin, Belfield, Dublin 4, Ireland.

Ma K.F., Lin Y.Y., Lee S.J., Mori J., et Brodsky E.E., 2012. Isotropic events observed with a borehole array in the Chelungpu fault zone, Taiwan. Science **337**, pp. 459-463, doi: 10.1126/science.1222119

Mach K. J., Nelson D. V., and Denny M. W., 2007. Techniques for predicting the lifetimes of wave-swept macroalgae: a primer on fracture mechanics and crack growth. Review, The journal of experimental biology 210, 2213 – 2230, doi: 10.1242/jeb.001560

Makurat A., Barton N., et Rad N.S., 1990. Joint conductivity variation due to normal and shear deformation. In Barton N, Stephansson O. (eds) *Rock Joints*. Balkema, Rotterdam, pp. 535-540

Manga M., and Wang C.Y., 2007. Earthquake hydrology. In *Treatise on Geophysics* **4**, *Earthquake Seismology*, edited by H. Kanamori, pp. 293-320, Elsevier, New York

Marone C., 1998. The effect of loading rate on static friction and the rate of fault healing during the earthquake cycle. *Nature* **391** (6662), pp. 69-72, doi : 10.1038/34157

Marone C., and Rathbun A.P., 2009. Strain localization in granular fault zones at laboratory and tectonic scales, in Meso-scale shear physics in earthquake and landslide mechanics, edited by. Y. Hatzor, J. Sulem and I. Vardoulakis, CRC Press, 2009, 978-0-415-47558-7

Masse J.-P., et Philip J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* **18**, pp. 49-66

Méric O., Garambois S., Jongmans D., Wathelet M., Chatelain J.L., and Vengeon J.M., 2005.Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France. Revue canadienne de géotechnique **42**(2), pp. 1105-1115, doi : 10.1139/t05-034

Mertl S., and Brückl E., 2007. Observation of fracture processes in creeping rock masses by seismic monitoring. In *Proceedings at 11th Congress of the International Society for Rock Mechanics*.

Miller S.A., Collettini C., Chiaraluce L., Cocco M., Barchi M., and Kaus B.J., 2004. Aftershocks driven by a high-pressure CO2 source at depth. *Nature* **427** (6976), pp. 724-727, doi : 10.1038/nature02251

Molliex S., Bellier O., Terrier M., Lamarche J., Martelet G., et Espurt N., 2011. Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault. *Tectonophysics* **501**, pp. 1-16, doi : 10.1016/j.tecto.2010.09.008

Mourot P., 2008. Méthodes et Outils pour l'Auscultation et la Surveillance des Instabilités Gravitaires. *Thèse de doctorat*, Grenoble: Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique, Université de Savoie.

Myer L.R., 1991. Hydromechanical and seismic properties of fractures. In Wittke W (eds) *Proc. 7th Int. Congr. Rock. Mechanics*. Aagen, Germany. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 397-404, Document ID: 7CONGRESS-1991-079

Myer L.R., 2000. Fractures as collections of cracks. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.* **37** (1-2), pp. 231-243, doi: 10.1016/S1365-1609(99)00103-3

Nishide N., Hashimoto T., Funasaki J., Nakazawa H., Oka M., Ueno H., and Takashima T., 2000. Nationwide activity of low-frequency earthquakes in the lower crust in Japan. In *Abstr. Jpn. Earth and Planet. Sci. Joint Meeting, sk-p002*.

Nur A., and Booker J. R., 1972. Aftershocks caused by pore fluid flow? *Science* **175** (4024), pp. 885-887, doi: 10.1126/science.175.4024.885

Obara K., 2002. Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan. *Science* **296** (5573), pp. 1679-1681, doi: 10.1126/science.1070378

Obara K., Kasahara K., Hori S., and Okada Y., 2005. A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. *Review of scientific instruments* **76** (2), pp. 021301 - 021301-12, doi: 10.1063/1.1854197

Ohnaka M., Kuwahara,Y., Yamamoto K., and Hirasawa T., 1986. Dynamic breakdown processes and the generating mechanism for high-frequency elastic radiation during stick-slip instabilities, in Earthquake Source Mechanics. *Geophys. Monogr. Ser.* **37**, edited by S. Das, J. Boatwright, and C. H. Scholz, pp. 13–24, AGU, Washington, D. C., doi: 10.1029/GM037p0013

Ohtake M., 1976. A review of the Matsushiro earthquake swarm. *Kagaku* **46**, pp. 306-313.

Olsson R., and Barton N., 2001. An improved model for hydromechanical coupling during shearing of rock joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **38** (3), pp. 317-329, doi: 10.1016/S1365-1609(00)00079-4

Peltzer G., Rosen P., Rogez F., Hudnut K., 1998. Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. *J. Geophys. Res.* **103**, B12, 30131-30145.

Peng Z., and Gomberg J., 2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature Geoscience* **3** (9), pp. 599-607, doi : 10.1038/ngeo940

Peng Z., Aiken C., Kilb D., Shelly D.R., and Enescu B., 2012. Listening to the 2011 magnitude 9.0 Tohoku-Oki, Japan, earthquake. *Seismological Research Letters* **83** (2), pp. 287-293, doi: 10.1785/gssrl.83.2.287

Pothérat P. and Alfonsi P., 2001. Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère). Prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique. *Rev. Fran. Géotech.* **95/96**, pp. 117-131

Pyrak-Nolte L.J., Myer L.R., Cook N.G., and Witherspoon P. A., 1987. Hydraulic and mechanical properties of natural fractures in low permeability rock. In *6th ISRM Congress*, Document ID: 6CONGRESS-1987-042

Pyrak-Nolte L.J., and Morris J.P., 2000. Single fractures under normal stress: The relation between fracture specific stiffness and fluid flow. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **37** (1), pp. 245-262, doi: 10.1016/S1365-1609(99)00104-5

Raven K.G., and Gale J.E., 1985. Water flow in a natural rock fracture as a function of stress and sample size. In *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts* **22** (4), pp. 251-261, doi: 10.1016/0148-9062(85)92952-3

Roeloffs E.A., 1988. Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *Journal of Geophysical Research* **93** (B3), pp. 2107-2124, doi: 10.1029/JB093iB03p02107

Roth M., Dietrich M., Blikra L.H., and Lecomte I., 2006. Seismic monitoring of the unstable rock slope site at Åknes, Norway. In *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2006*, pp. 184-192. Society of Exploration Geophysicists.

Ruina A., 1983. Slip instability and state variable friction laws. *Journal of Geophysical Research* **88** (B12), pp. 10359-10370, doi: 10.1029/JB088iB12p10359

Rutqvist J., 1995. Determination of hydraulic normal stiffness of fractures in hard rock from well testing. *International journal of rock mechanics and mining sciences and geomechanics abstracts* **32** (5), pp. 513-523, doi: 10.1016/0148-9062(95)00039-J

Rutqvist J., and Stephansson O., 1996. A cyclic hydraulic jacking test to determine the *in-situ* stress normal to a fracture. In *International journal of rock mechanics and mining sciences and geomechanics abstracts* **33** (7), pp. 695-711, doi: 10.1016/0148-9062(96)00013-7

Rutqvist J., Noorishad J., Tsang C. F., and Stephansson O., 1998. Determination of fracture storativity in hard rocks using high-pressure injection testing. *Water Resources Research* **34** (10), pp. 2551-2560, doi: 10.1029/98WR01863

Rutqvist J., and Tsang C. F., 2002. A study of caprock hydromechanical changes associated with CO2-injection into a brine formation. *Environmental Geology* **42**(2-3), pp. 296-305, doi: 10.1007/s00254-001-0499-2

Rutqvist J. et Stephansson O., 2003. The role of hydromechanical coupling in fractured rock engineering. *Hydrogeology Journal* **11**, pp. 7-40, doi: 10.1007/s10040-002-0241-5

Scholz C.H., 2002. The mechanics of earthquakes and faulting. *Cambridge university press*.

Shapiro S.A., Audigane P., and Royer J.J., 1999. Large-scale *in-situ* permeability tensor of rocks from induced microseismicity. *Geophysical Journal International* **137** (1), pp. 207-213, doi: 10.1046/j.1365-246x.1999.00781.x

Sibson R.H., 1973. Interactions between temperature and pore-fluid pressure during earthquake faulting and a mechanism for partial or total stress relief. *Nature* **243** (126), pp. 66-68, doi: 10.1038/physci243066a0

Simpson D.W., 1986. Triggered earthquakes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **14**, pp. 21-42, ADS Code: 1986AREPS..14...21S

Spillmann T., Maurer H., Green G.A., Heincke B., Willenberg H., et Husen S., 2007. Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *J. geophys. Res.* **112** (B7), pp. 1-25, doi: 10.1029/2006JB004723

Terakawa T., Zoporowski A., Galvan B., and Miller S. A., 2010. High-pressure fluid at hypocentral depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms. *Geology* **38** (11), pp. 995-998, doi: 10.1130/G31457.1

Tonnelier A., Helmstetter, H., Malet J.P., Schmittbuhl J., Corsini A., et Joswig M., 2013. Seismic monitoring of soft-rock landslides: the Super-Sauze and Valoria case studies. *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1093/gji/ggt039

Tsang Y.W., and Witherspoon P.A., 1981. Hydromechanical behavior of a deformable rock fracture subject to normal stress. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* **86** (B10), pp. 9287-9298, doi: 10.1029/JB086iB10p09287

Tsang Y.W., and Witherspoon P.A., 1983. The dependence of fracture mechanical and fluid properties on fracture roughness and sample size. *J. Geophys. Res.*, **88**B3, pp. 2359-2366

Vengeon J.M., 1998. Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. Apport de l'étude des Ruines de Séchilienne. *Doctoral dissertation*

Walter M., and Joswig M., 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps-Marco. *First Break* **26**, pp. 131-135

Walter M., Niethammer U., Rothmund S., et Joswig M. 2009. Joint analysis of the Super-Sauze (French-Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing. *EAGE First Break* **27**, pp. 53-60.

Walter M., Walser M., and Joswig M., 2011. Mapping Rainfall- Triggered Slidequakes and Seismic Landslide-Volume Estimation at Heumoes slope. *Vadose Zone J.* **10**, pp. 487–495, doi: 10.2136/vzj2009.0147

Walter M., Arnhardt C., and Joswig M., 2012. Seismic monitoring of rockfalls, slide quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps. *Engineering Geology* **128**, pp. 12-22, doi : 10.1016/j.enggeo.2011.11.002

Walter M., Schwaderer U., and Joswig M., 2012. Seismic monitoring of precursory fracture signals from a destructive rockfall in the Vorarlberg Alps, Austria. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **12**, pp. 3545-3555, doi: 10.5194/nhess-12-3545-2012

Witherspoon P.A., Amick C.H., Gale J.E. and Iwai K. 1979. Observations of a potential size effect in experimental determination of the hydraulic properties of fractures. *Water Resources Research* **15** (5), pp. 1142–1146, doi: 10.1029/WR015i005p01142

Zangerl C., Eberhardt E., and Loew S., 2003. Ground settlements above tunnels in fractured crystalline rock: numerical analysis of coupled hydromechanical mechanisms. *Hydrogeology Journal* **11** (1), pp. 162-173, doi: 10.1007/s10040-002-0234-4