

# ECOUTE SISMIQUE DU MOUVEMENT DE TERRAIN DE SECHILIENNE

Agnès Helmstetter<sup>1</sup>, Laura Sanchez<sup>1</sup>, Stéphane Garambois<sup>1</sup>, Jean-Robert Grasso<sup>1</sup>, Fabrice Doré<sup>1</sup>, Yves Orengo<sup>1</sup>, Sandrine Roussel<sup>1</sup>, Sophie Cravoisier<sup>1</sup>, Jean-Paul Duranthon<sup>2</sup>, Pierre Pothérat<sup>2</sup>, Johan Kasperski<sup>2</sup>

<sup>1</sup>LGIT, Université Joseph Fourier & CNRS, Agnes.Helmstetter@obs.ujf-grenoble.fr

<sup>2</sup>CETE Lyon, LRPC Rhône-Alpes, Pierre.Potherat@developpement-durable.gouv.fr

## Projet financé par le Pôle Grenoblois Risques Naturels



## Programme de recherche 2007 financé par le Conseil Général de l'Isère



**Abstract** : Le mouvement de terrain des Ruines de Séchilienne (Isère, France) constitue un risque majeur bien connu pour la région grenobloise. En effet, il y a un risque important d'effondrement partiel ou total du versant et la création d'un lac-barrage de la Romanche, dont la rupture brutale aurait des conséquences certaines en terme d'inondation. Ce site est instrumenté depuis 1988 avec des mesures de déplacement optiques (laser infrarouge), radar et GPS, des extensomètres et une station météorologique, gérées par le CETE de Lyon. Plus récemment, des réseaux de polarisation spontanée (PS, dédiés à des buts de recherche fondamentale), et surtout sismologiques ont été installés respectivement depuis juin 2005 et Mai 2007 dans le cadre de l'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants" de l'INSU. Le financement du PGRN 2007 a permis de déployer l'écoute sismique dès Mai 2007, en appuis du programme de recherche européen (TRIGS) et de l'Institut National des Sciences de l'Univers, dans le contexte d'un observatoire permanent des mouvements de terrain. Le financement du PGRN a participé à l'achat et à la maintenance des 3 stations sismologiques. Le réseau sismologique a détecté des milliers d'évènements à chaque station. Il enregistre à la fois des évènements très courts et impulsifs, probablement dus à de la fracturation ou à l'ouverture de crevasses, et des évènements beaucoup plus longs (jusqu'à plusieurs minutes), probablement associés à des chutes de blocs. La localisation de ces évènements est difficile à l'heure actuelle car la plupart de ces signaux sont peu impulsifs et il n'existe pas encore de modèle de vitesse en ondes P sur le site. Les travaux présentés dans le cadre de ce rapport concernent le traitement et l'interprétation de l'activité micro-sismique. La microsismicité est très variable au cours du temps, allant en moyenne de quelques évènements par jour, à des pics de plus de 100 évènements par jour. Ces crises sont la plupart du temps associées à des pluies, avec un temps de réponse quasi-nul entre le début de la pluie et l'augmentation de la sismicité. On présentera ces différents évènements et également certaines corrélations. La description du dispositif ainsi que les données sont consultables sur le site: <http://www-lgit.obs.ujf-grenoble.fr/observations/omiv/SECHILIENNE>.

## Introduction

Le mouvement de Séchilienne est localisé dans le massif cristallin de Belledonne divisé en deux blocs tectoniques séparés par la faille sub-v verticale bordière de Belledonne, actuellement active (Thouvenot *et al.*, 2003). Il est situé sur les flancs sud de la vallée de la Romanche, qui présente des pentes abruptes de 35 à 40° affectées par de grands mouvements de versants passés ou actuels localisés dans les micaschistes. En raison de leur histoire tectonique polyphasée les micaschistes sont découpés par différentes failles et fractures (Pothérat and Alfonsi 2001). La géométrie globale de ce massif montre un mouvement de versant de grande ampleur délimité au sommet par un escarpement de forme elliptique de 20 à 40 m de hauteur (Mont-sec) et de plusieurs centaines de mètres de longueur. La partie la plus instable est située à mi-hauteur entre des altitudes de 600 à 900 m et comprend un volume estimé à 3 millions de m<sup>3</sup> (Giraud et al. 1990). Le mouvement est instrumenté depuis 1988 (Evrard et al. 1990; Duranthon et al. 2003) à l'aide d'un réseau de mesures de déplacements (laser IR, radar, extensomètres, GPS discrets) et une station météorologique. Ces mesures montrent des déplacements d'orientation moyenne Sud Sud-Est perpendiculaires aux fractures principales, dont le taux varie entre 15 cm et 1 m/an dans la partie la plus active, et qui décroissent régulièrement dans les directions Nord et Ouest. En 1993-1994, une galerie de reconnaissance de 240 m de long, excavée à 710 m d'altitude à l'Ouest de la partie la plus active, a permis de montrer une succession de blocs rigides actifs séparés par des zones très fracturées (Vengeon, 1998 ; Pothérat et Alfonsi, 2001).

Le système de surveillance a été récemment complété par 3 antennes sismologiques de faible ouverture, installées afin d'enregistrer et d'étudier l'activité sismique locale et régionale, ainsi que par un réseau d'électrodes permettant l'enregistrement de l'activité électrique du mouvement, et notamment la polarisation spontanée, liée à l'activité hydrologique (Méric et al., 2006). Ce système de suivi temporel multi-capteurs fait partie de l'observatoire national OMIV de l'INSU/CNRS. A notre connaissance, seuls les mouvement d'Aknes en Norvège (Roth et al., 2003) et de Randa en Suisse (Spillman et al, 2007) bénéficient d'un suivi temporel aussi varié et dense

Le réseau sismologique est constitué actuellement de trois stations localisées autour de la zone la plus active. Deux d'entre elles sont des stations 9 composantes, chacune connectée à 6 capteurs verticaux 2 Hz et un capteur 3 composantes disposés de manière concentrique (RUI est localisée légèrement au Nord de la partie la plus active dans le mouvement alors que THE est localisée à l'Est de la zone active, en terrain plus stable). La station GAL est constituée d'un capteur 3 composantes et de 21 géophones 4.5 Hz, dont 12 à l'intérieur de la galerie de reconnaissance (voir le plan du réseau sur la Figure 1).



Figure 1 : Plan du réseau sismologique. Les capteurs verticaux sont représentés par un rond, et les 3 composantes par un triangle. Les capteurs 1 à 12 de la station GAL sont localisés à l'intérieur de la galerie.

Depuis sa mise en place, le réseau sismologique a enregistré des milliers d'évènements, qui peuvent être classés en différentes catégories : chutes de blocs, micro-sismicité locale, sismicité locale régionale (en dehors du mouvement) et tremors (signaux basse fréquence et très longs).

Les objectifs de ce réseau sont multiples :

i) Détecter et analyser l'activité micro-sismique (localisation, énergie, durée, mécanismes) associée au mouvement. La localisation permettrait notamment de caractériser l'existence de zones de fractures actives et le volume mis en jeu, voire d'une surface de rupture éventuelle ;

ii) Enregistrer et caractériser les chutes de blocs, actuellement détectables de manière uniquement visuelle;

iii) Enregistrer les séismes localisés sur la faille bordière de Belledonne ou sur la faille de la Romanche passant en pied de versant, trop petits pour être enregistrés par le réseau SISMALP. Ceux-ci seront reportés sur l'analyse de la dynamique du mouvement;

iv) Utiliser le bruit de fond sismique afin de caractériser les fonctions de Green entre deux capteurs qui permettrait de détecter des variations très faibles de vitesse des ondes sismiques dues à la dynamique actuelle du mouvement (comme sur les volcans, Brenguier et al., 2008) ;

v) Caractériser de possibles effets de site dus à la déstabilisation du massif, susceptibles d'amplifier l'accélération des mouvements du sol en cas de séisme.

Dans ce papier, nous allons présenter ces différentes classes de signaux, ainsi que les corrélations entre l'activité sismique du mouvement, les déplacements et la pluie. Nous montrons notamment la réponse quasi immédiate de l'activité sismique de crise en réponse à des sollicitations hydrologiques suivant un épisode pluvieux.

### **Différents types de signaux**

Une première phase de classification consiste à sélectionner les signaux qui sont suffisamment bien corrélés sur plusieurs traces d'une station. Cela permet de rejeter de nombreux signaux probablement dus à du bruit. Cette étape est pseudo-automatique : un programme matlab a été développé pour trier les signaux, mais une vérification des résultats est nécessaire. On distingue ensuite les séismes régionaux externes au mouvement, qui présentent des arrivées d'ondes P et S distinctes, séparées d'au moins quelques dixièmes de secondes, avec des angles d'incidences élevés.

Les signaux identifiés comme liés au glissement présentent ensuite une grande variété d'amplitude, de contenu fréquentiel, et de durée. Les caractéristiques des signaux induits par le mouvement de terrain, et enregistrés par la station THI entre Mai et Octobre 2007 sont présentés sur la Figure 2.

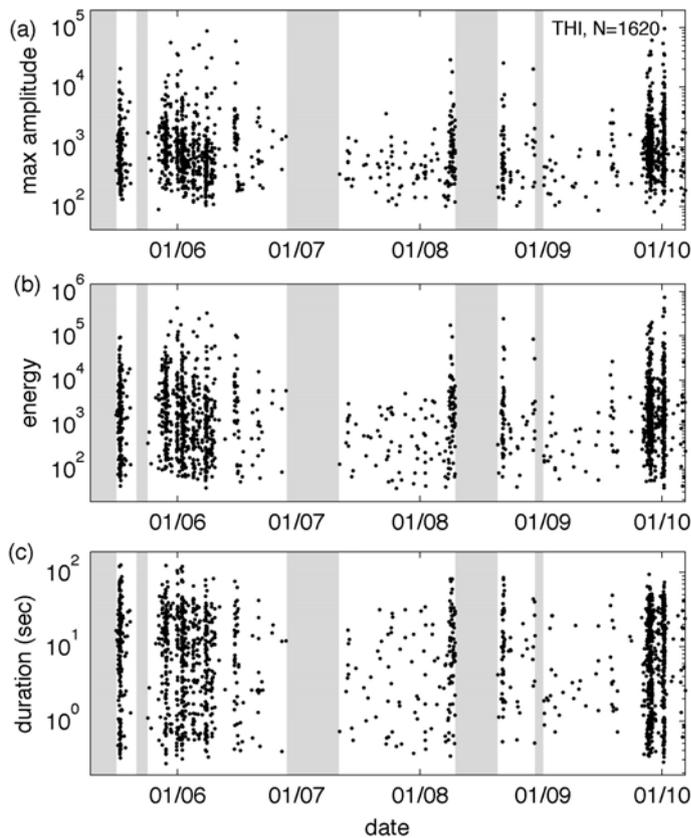


Figure 2. Amplitude (en digits), (b) énergie et durée (c) des signaux sismiques enregistrés par la station THI entre Mai en Octobre 2007

Etant donnée la distribution continue des caractéristiques des signaux montrés sur la figure 2, il n'est pas possible de classier les signaux enregistrés sur la base de ces caractéristiques. Toute classification serait en effet arbitraire. Les signaux les plus longs (quelques dizaines de secondes) sont probablement associées à des chutes de blocs. L'amplitude des signaux est souvent plus ou moins constante, mais contient aussi des pics d'amplitude plus élevée, qui pourraient être dus à des impacts de blocs ou à des fractures. Le contenu fréquentiel de ces signaux ne semble pas varier en temps, contrairement aux travaux de (Deparis et al, 2008). Ces auteurs ont observé des signaux dont le début était plus haute fréquence, associés à des éboulements de plusieurs dizaines de milliers de m<sup>3</sup>, enregistrés à des distance de plusieurs dizaines de km. Les chutes de blocs à Séchilienne ont souvent une amplitude plus forte à l'extérieur qu'à l'intérieur de la galerie. La localisation de ces signaux montre que la source est localisée à proximité de la zone d'éboulis. Pour certains signaux, on a pu mettre en évidence une propagation de la source, en localisant les signaux dans une fenêtre de temps glissante. Un exemple de chute de blocs enregistrée sur les 3 stations est présenté sur la figure 3.

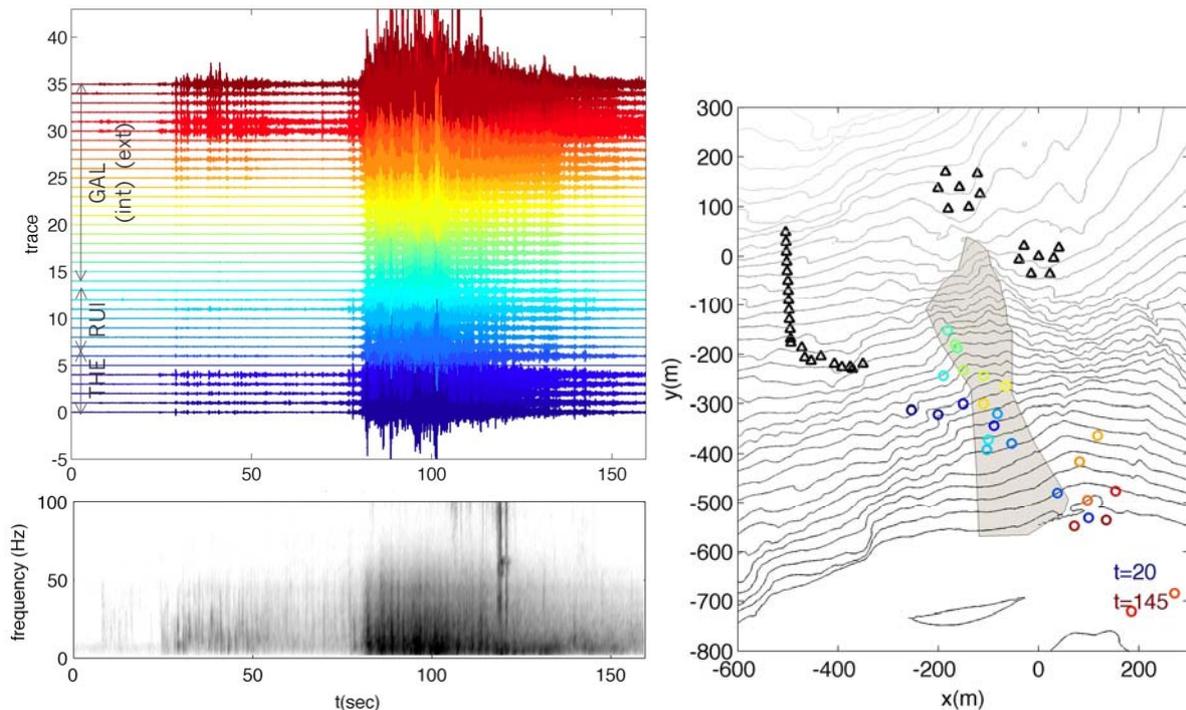


Figure 3 : signaux associés à une chute de bloc qui a été enregistrée le 14/07/2008 par les 3 stations sismologiques. (Gauche, haut) sismogrammes de tous les capteurs verticaux des 3 stations ; (gauche, bas) spectrogramme moyenné sur toutes les traces. (Droite) chaque cercle indique la position de la source dans une fenêtre de temps glissante, entre  $t=20$  secondes en bleu, et la fin du signal à  $t=145$  sec (en rouge). La zone grisée représente la zone d'éboulis. Les triangles représentent les capteurs.

On a aussi enregistré un autre type de signaux, de durée comparable aux chutes de blocs, mais plus basse fréquence, et avec un niveau d'amplitude plus stable. Ces signaux sont détectés pendant les périodes de crises, elles-mêmes associées à des périodes de pluie. Contrairement aux chutes de blocs, la position de ces signaux de semble pas bouger au cours d'un événement. Ils sont localisés à l'Ouest de la station THE, proche de la limite supérieure de la zone d'éboulement. Un exemple de signal enregistré par la station THI et sa localisation dans une fenêtre de temps glissante est représenté sur la figure 4. Des signaux de ce type ont aussi été observés dans les zones de subduction, souvent associés à des glissements lents (Obara, 2002), ou sur les volcans pendant des éruptions. L'origine de ces signaux dans les zones de subduction est mal connue, ils seraient peut-être associés à des transferts de fluides.

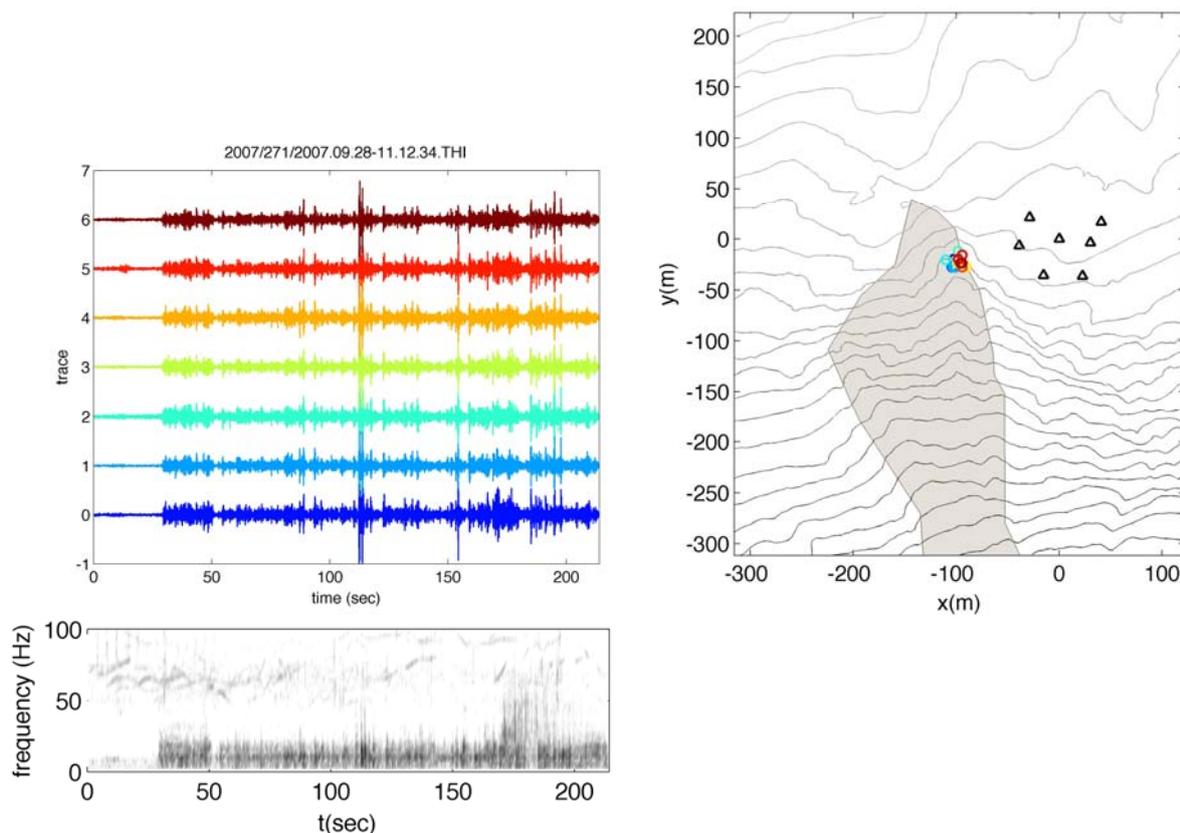


Figure 4 : Signaux associés à un « trémor » enregistré par la station THE. (Gauche, haut) sismogrammes des capteurs verticaux des 3 station ; (gauche, bas) spectrogramme moyenné sur toutes les traces. (Droite) chaque cercle indique la position de la source dans une fenêtre de temps glissante, entre  $t=20$  secondes en bleu, et la fin du signal à  $t=210$  sec (en rouge). La zone grisée représente la zone d'éboulis. Les triangles représentent les capteurs.

On a également enregistré des signaux de type trémor, mais avec spectre très mono-fréquentiel, avec une fréquence qui varie suivant les signaux entre 1 et 10 Hz (voir exemple figure 5). La position des signaux semble aussi dépendre de leur fréquence, le plus souvent dans la vallée de la Romanche ou à l'Est de la zone instable. Ces signaux ont lieu de préférence à certaines heures de la journée, contrairement aux signaux naturels dont le nombre ne varie pas au cours de la journée. Ces observations suggèrent que ces signaux sont dus à des conduites hydroélectrique. Il existe au moins une conduite EDF située à la base de l'éboulement le long de la Romanche.

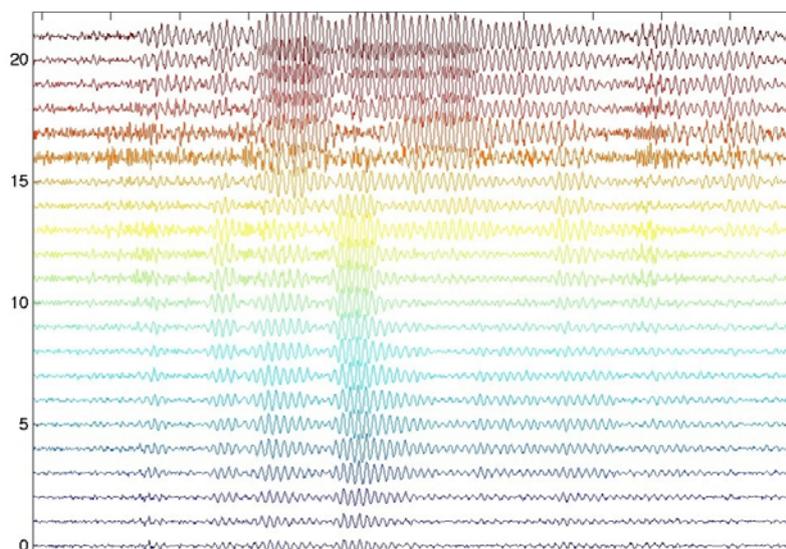


Figure 5 : Exemple de trémor enregistré par la station GAL, de fréquence 4.5Hz.

Une autre catégorie de signaux présente des durées plus courtes, et des signaux plus impulsifs. Le contenu fréquentiel est en général le même que pour les chutes de blocs, entre 10 et 50 Hz. L'absence de signaux plus haute fréquence n'est pas due à la réponse des capteurs. En effet, certains séismes localisés à quelques km de Séchilienne ont un contenu plus haute fréquence que la plupart des signaux locaux. L'absence de haute fréquences serait donc due soit à la source des signaux, soit à l'atténuation élevée des hautes fréquences par la zone endommagée. Ces signaux courts sont peut-être produits par l'ouvertures de fractures, ou par du glissement sur des failles. Ils ont lieu souvent en séquence d'événements avec des amplitudes comparables et des intervalles de temps de l'ordre de la seconde plus ou moins réguliers. Un exemple est montré sur la figure 6.

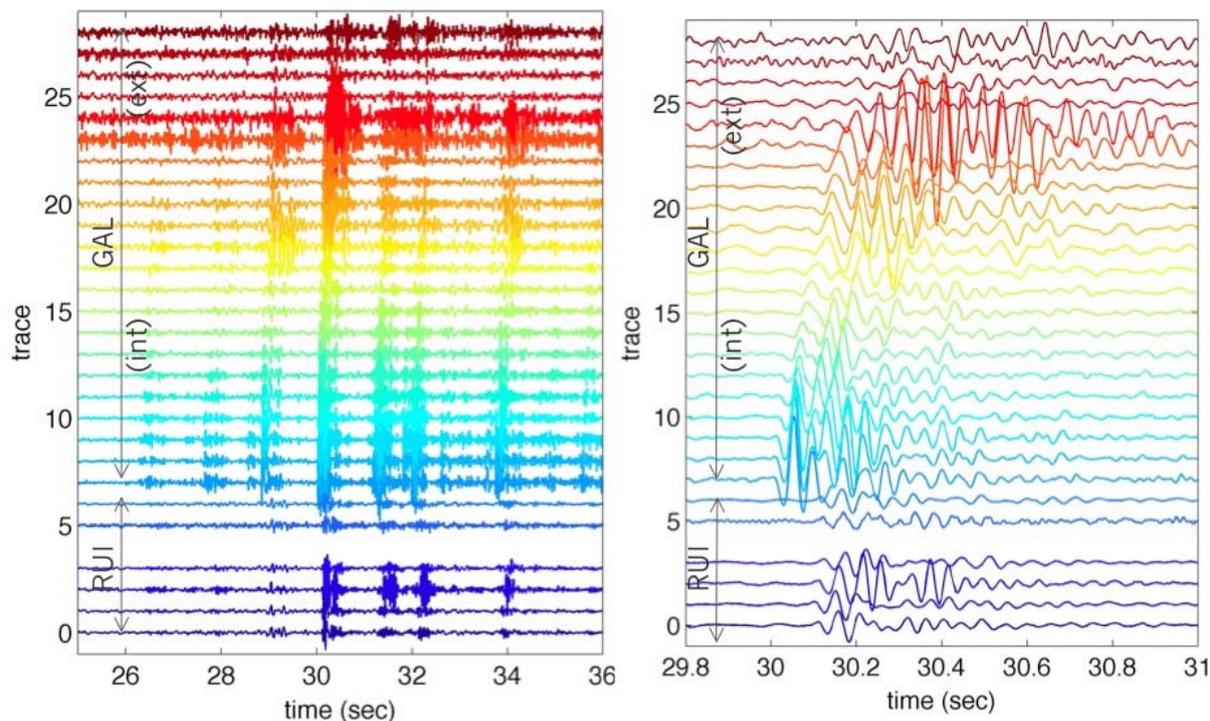


Figure 6 : Exemple de signaux impulsifs enregistrés par les stations GAL et RUI. L'amplitude des signaux est normalisée par le maximum de chaque trace. La figure de droite montre un zoom autour du signal de plus forte amplitude. Ce signal est probablement localisé proche du fond de la galerie (trace numéro 7)

### Localisation des signaux

Nous avons utilisée une méthode d'antenne pour tenter de localiser les signaux sismiques. La majorité des signaux sont peu impulsifs (sauf sur les traces très proches) et/ou avec un faible rapport signal sur bruit. Il est donc difficile d'utiliser la méthode classique de localisation des séismes, en pointant les premières arrivées à chaque capteur. Par contre, les signaux sont souvent bien corrélés entre capteurs, pour des fréquences plus basses que 50 Hz, et à des distances inférieures à 50 ou 100 m. On peut donc mesurer des décalages temporels entre capteurs proches en calculant l'intercorrélacion des signaux. On cherche ensuite la position de la source qui minimise les valeurs mesurées des décalages temporels entre capteurs. Le type d'ondes enregistrées n'est pas identifié ; étant donné la fréquence des signaux et la distance entre la source et les capteurs, on n'arrive pas à distinguer d'ondes P et S. Les signaux sont donc sûrement composés d'un mélange d'ondes de différentes natures (P,S et ondes de

surface), qui se propage avec des vitesses différentes. La vitesse des ondes sismiques est aussi très variable avec la profondeur, comme l'ont montré (Méric et al., 2005), qui ont réalisé une tomographie en ondes P sur le site. On n'a donc pour le moment qu'une information assez floue sur la position des signaux. Si la direction des signaux par rapport au réseau est assez bien contrainte, on a une très mauvaise précision sur la distance et la profondeur des sources, surtout pour les signaux localisés à l'extérieur du réseau. Une tomographie du site est en cours, à partir des tirs réalisés par la SAGE en Juin et Juillet 2008. L'utilisation d'un modèle de vitesse 3D devrait nettement améliorer la localisation des signaux. L'implantation de géophones dans des forages à proximité de la zone la plus active (en projet) devrait aussi permettre de mieux contraindre la profondeur des signaux, et de localiser une éventuelle surface de glissement.

### **Corrélation entre activité sismique, déplacement et pluie**

La Figure 7 illustre les corrélations entre l'activité microsismique (chutes de blocs ou microfracturation) pour la station THI, la vitesse de déplacement de la cible 1100 (située dans la zone la plus active), et les précipitations, entre Mai 2007 et Mars 2009. On voit très bien que la sismicité fonctionne par crises plus ou moins fortes, fortement corrélées avec la pluviométrie. Par contre, cette figure montre également que cette corrélation n'est pas linéaire et également qu'elle n'est pas systématique : certaines crises sismiques apparaissent sans forçage climatique.

On dispose de plusieurs données météorologiques : station Météo France à Chamrousse, station au Mont-Sec (la plus proche) du CETE Lyon, et une station amateur à Vizille (voir <http://www-igut.obs.ujf-grenoble.fr/observations/omiv/SECHILIENNE/METEO/meteo.html>). Pour les Figures 7 et 8, on a utilisé les données de Chamrousse, parce que notre jeu de données pour le Mont-Sec s'arrête en décembre 2008, que cette station ne mesure pas la température, et qu'on a accès uniquement aux données journalières.

La figure 8 montre plus clairement l'existence d'un forçage climatique. On a calculé la fonction d'intercorrélation entre taux de sismicité (nombre d'évènements par heure), précipitations horaires, température, et vitesse de déplacement. La fonction d'intercorrélation entre sismicité et précipitations (courbe rouge sur la figure 8) montre un pic avec un décalage inférieur à 1 heure (pas d'échantillonnage des données météo). Ce pic est asymétrique, la corrélation est au dessus du bruit pour des temps entre -2 jours et 1 jour. Ceci suggère que la sismicité n'est pas uniquement sensible à la pluie instantanée, mais aussi à la quantité de pluie qui s'est accumulée les jours précédant, à cause du temps d'infiltration. Même si la corrélation est relativement faible, elle est largement significative. Le coefficient de corrélation linéaire entre le nombre d'événement par jour et les précipitation est  $r=0.41$ , et la probabilité que ces variables soient indépendantes est  $<0.001$ . La corrélation est légèrement plus forte ( $r=0.48$ ) si on utilise la pluviométrie mesurée à la station du Mont Sec, plus proche.

On voit aussi une corrélation négative entre sismicité et température (courbe bleue sur la figure 8). On a soustrait la moyenne mensuelle de la température avant de calculer la fonction d'inter corrélation, sinon la fonction d'intercorrélation est dominée par les variations annuelles. On peut expliquer l'influence de la température par les cycles gel-dégel, qui favorisent le déclenchement d'éboulements. Dans notre cas, le gel ne semble pas être important ; les plus forts pics de sismicité ont eu lieu en octobre 2007 et juin 2008, alors que la température était positive. La corrélation entre sismicité et température pourrait plutôt résulter de la corrélation entre pluviométrie et température (courbe verte sur la figure 8) : la pluie est généralement associée à une baisse de la température.

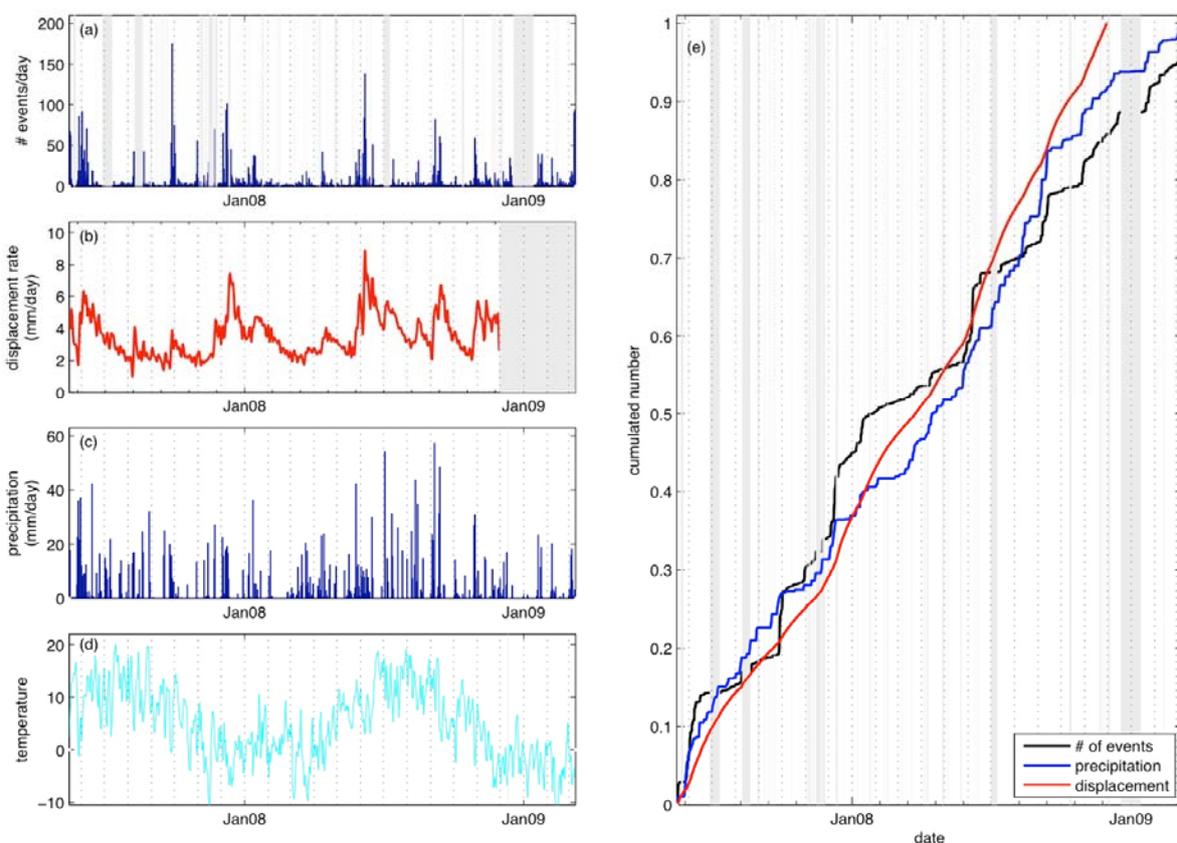


Figure 7 : (a) Taux de sismicité par jour comparé à (b) la vitesse de déplacement de la cible 1100 (données CETE Lyon), (c) à la pluviométrie et (d) à la température mesurée à Chamrousse (données Météo France). (e) Comparaison entre le nombre d'évènements cumulé, le déplacement, et le cumul des précipitations. Les zones grisées indiquent des trous dans les données.

La sismicité est aussi corrélée avec la vitesse de déplacement, et la vitesse de déplacement avec la pluviométrie (voir Figure 8 en bas). Le pic de corrélation est obtenu pour un décalage de temps nul (moins d'un jour, le pas d'échantillonnage des données de déplacement). Le coefficient de corrélation entre la pluviométrie journalière et la vitesse est de 0.23, plus faible que pour la corrélation entre pluie et sismicité, mais aussi largement significative. Les fonctions d'intercorrélation sont asymétriques. La corrélation entre vitesse et sismicité (courbe bleue) est plus forte pour les temps positifs, qui correspondent à une sismicité qui précède l'accélération du mouvement. La corrélation entre pluie et vitesse (courbe rouge) est plus forte pour les temps négatifs, qui correspondent à une accélération suite à une période de pluie. Ces résultats montrent que la pluie déclenche très rapidement une accélération du mouvement et une augmentation de la sismicité, mais que la vitesse se relaxe plus lentement (environ 20 jours) que le taux de sismicité. La corrélation entre vitesse et sismicité est plus forte que la corrélation entre pluie et vitesse. Ce qui montre que la pluie n'est pas le seul forçage qui contrôle la dynamique du mouvement.

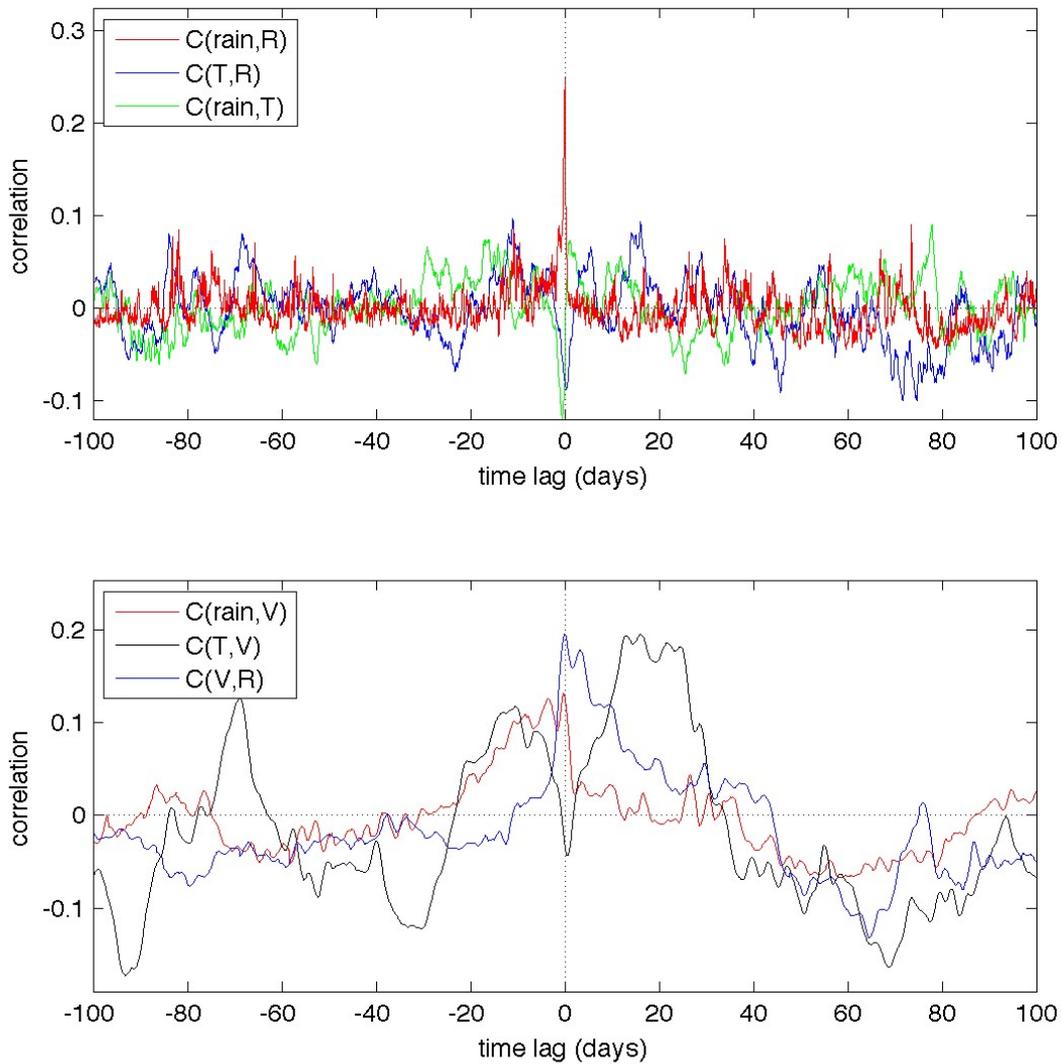


Figure 8 : (haut) fonction d'intercorrélation entre sismicité ('R'), précipitations ('rain') et température ('T'); (bas) fonction d'intercorrélation entre vitesse de déplacement, précipitations et température. Les données météo sont celle de la station de Chamrousse. La vitesse de déplacement est mesurée pour la cible 1100 (données CETE Lyon)

## Conclusion

Plusieurs milliers d'évènements microsismiques ont été enregistrés sur le site de Séchillienne, avec des amplitudes, des durées et des fréquences très variées. L'origine de ces signaux est encore mal connue. Il y a une corrélation évidente entre l'activité sismique, le déplacement et la pluie. Par contre, certaines crises de sismicité ne sont pas précédées par des précipitations. Le dépouillement de toutes les données enregistrées depuis Mai 2007, et la localisation de ces signaux, devrait permettre de mieux comprendre la source de ces signaux et les facteurs déclenchant.

## Références

- Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, V. Ferrazzini, Z. Duputel, O. Coutant, and A. Nercessian (2008), Towards Forecasting Volcanic Eruptions using Seismic Noise, *Nature Geoscience*, doi:10.1038/ngeo104.
- 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, 1781-1796
- Duranthon, J.-P., Effendiantz, L., Mémier, M., and Prévitali, I. 2003. Apport des méthodes topographiques et topométriques au suivi du versant rocheux instable des Ruines de Séchilienne. *Revue XYZ*, 94: 31-38.
- Evrard, H., Gouin, T., Benoit, A., Duranthon, J-P. 1990. Risques majeurs d'éboulements en masse, Point de surveillance du site. *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 165: 7-16.
- Giraud, A., Rochet, L., and Antoine, P. 1990. Processes of slope failure in crystallophyllian formations, *Engineering Geology*, 29: 241-253.
- Méric O., Garambois S., Jongmans D., Vengeon J.-M. & J.-L. Chatelain (2005) Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne (France), *Canadian Geotechnical Journal*, 42, 1105-1115
- Méric O., Garambois S. & Orengo Y, "Large gravitational movement monitoring using a spontaneous potential network", *SAGEEP*, Seattle, US, 2-6 April 2006.
- Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan , *Science*, 296, 1679-1681, 2002
- Pothérat P and Alfonsi P (2001). Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère). Prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique. *Revue Française de Géotechnique*, 95/96:117-131.
- Roth, M., Dietrich, M., Blikra, L. H., Lecomte, I. (2005). Seismic monitoring of the unstable rock slope site at Åknes, Norway. 19th annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP), Seattle, Washington.
- Spillmann, T., H. Maurer, A. G. Green, B. Heincke, H. Willenberg, and S. Husen (2007), Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps, *J. Geophys. Res.*, 112, B07301, doi:10.1029/2006JB004723
- Vengeon, J.-M. 1998. Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope, PhD Thesis, University of Joseph Fourier, Grenoble.