



HAL
open science

Caractérisation des phases pré-et post-rupture d'éboulements rocheux de taille intermédiaire : apport des enregistrements sismiques

Pierre Bottelin

► **To cite this version:**

Pierre Bottelin. Caractérisation des phases pré-et post-rupture d'éboulements rocheux de taille intermédiaire : apport des enregistrements sismiques. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2014. Français. NNT : 2014GRENU015 . tel-01548423

HAL Id: tel-01548423

<https://theses.hal.science/tel-01548423>

Submitted on 27 Jun 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : 7 Août 2006

Présentée par

Pierre BOTTELIN

Thèse dirigée par **Denis JONGMANS** et **Laurent BAILLET**

préparée au sein de l'ISterre (Institut des Sciences de la Terre)
et de l'école doctorale Terre, Univers, Environnement

Caractérisation des phases pré- et post-rupture d'éboulements rocheux de taille intermédiaire : Apport des enregistrements sismiques

Thèse soutenue publiquement le 7 Janvier 2014 ,
devant le jury composé de :

Anne MANGENEY

Professeur, Institut de Physique du Globe de Paris, Rapporteur

Anne PAUL

Professeur, ISterre Grenoble, Président

Claudio SCAVIA

Professeur, Politecnico di Torino, Rapporteur

Denis JONGMANS

Professeur, ISterre Grenoble, Directeur de thèse

Jan BURJANEK

Senior Researcher, ETH Zürich, Examineur

Laurent BAILLET

Professeur, ISterre Grenoble , Co-Directeur de thèse



Remerciements

Cette thèse en chiffres, c'est...

3 ans de recherches, accompagné par mes deux directeurs.

Un très grand merci à Denis qui m'a fait découvrir la géophysique avec humour et enthousiasme. Merci d'avoir gardé ce sujet de thèse au chaud pendant ma petite escapade en Belle Province. Merci pour ton accompagnement toujours juste, tes qualités scientifiques, humaines et ta patience infinie.

Merci Laurent de m'avoir soutenu tout au long de cette thèse -au labo et sur le terrain- et de m'avoir initié à la modélisation numérique. Merci pour ton implication sur mes sites d'études et les bons moments qu'on y a partagés !

1 soutenance finale (!)

Je tiens à remercier ici Anne Mangeney et Claudio Scavia d'avoir accepté de rapporter mes travaux. Merci également à Jan Burjanek -examinateur- et à Anne Paul -examinatrice et présidente de mon jury- d'avoir accepté ces rôles. Merci à tous les auditeurs présents le jour-J.

Du terrain et encore du terrain.. !

Un grand merci à Julien pour son dévouement et l'aide qu'il a apporté à son Dok sur cette thèse. Merci d'avoir supporté les journées de galère sous la pluie, dans le froid, à porter des batteries ou des panneaux solaires pour faire fonctionner les sites. On a partagé beaucoup de temps ensemble à marcher ou à conduire à travers les Alpes, à discuter de boulot (seed ou sac ? pleine échelle ou peak-to-peak ?), de brunes, de blondes, d'ambrées, de soirées, de voyages,... Entre autres histoires, tu as su tempérer mon ardeur sur le terrain, m'a appris à prendre TOUS les outils d'une boîte à outils et pardonné mes lancers de scotch hasardeux... Merci pour l'enthousiasme avec lequel tu nous as fait découvrir et partager La Réunion. Merci à Simon Bayle (alias Sims), maître ès ciments & mortiers du trio infernal. Merci pour tes GROS coups de main sur les sites Massa et les très bons moments passés à Rubi, La Praz, La Suche, pendant la tournée Pyrope et ailleurs ! Merci Lionel pour ton implication sur le terrain -au point d'aller faire du ski de rando avec la grippe- et ton service de dépannage-minute à distance ! Merci pour les conseils de pilotage sellette et le prêt du vario : promis, je l'emmène au plaf' !

De multiples collaborations et coups de pouce divers au sein du laboratoire ISTerre. En particulier, merci à Eric Larose pour son implication "physique" sur le terrain. Creuser une piscine dans la neige? Abattre une corniche de glace à la pelle? Faire du ski de rando de nuit avec des pulkas? Aucun problème. Merci à Didier Hantz pour son expertise sur la géologie des sites, sa gentillesse et son aide sur le terrain. Plus largement, merci aux chercheurs et ITA avec qui j'ai pu collaborer : Philippe Guéguen, Agnès Helmstetter, Isabelle Douste-Bacqué (pour les précieux coups de pouce GPROGE, sa tchatche et sa franchise), Glenn Cougoulat (électricien de pointe), Sandrine Roussel, Stéphane Garambois, Erwan Pathier,... Merci au personnel administratif, Jean-Marc Nicole, Christine Bigot, Jacques Pellet; France Blanc et Cécile Cretin en particulier. Merci à l'équipe informatique, dure en négociation mais qui m'a bien dépanné.

1 projet MASSA porté par Thomas Lebourg. Merci à lui pour son travail et pour la très bonne ambiance qu'il a su créer, réunissant les partenaires Italiens, Suisses et Français autour d'une même table. Merci à Clara Lévy (illustre prédécesseure) et Swann Zerathe (cycliste amateur). Merci aux acteurs des divers organismes, labos et entreprises que j'ai pu côtoyer : CETE, CG, CREALP, ARPA, GéoAzur, BRGM, Politecnico di Torino, Régions, 3SR, RNVOR, Norsar (Isabelle Lecomte), Cemagref/Irstea, SAGE, IMSrn, LTHER (en particulier Romain Biron), PNR du Vercors,...

3 ans de vie et de rencontres dans un labo de recherches... et en dehors !
Merci aux "vieux" thésards du labo pour avoir partagé un repas, un café, un moment : Guigui Bacques (livreur de téléphones portables en milieu montagnard), Matthieu Rupin (méta-footballeur en cavité réverbérante), Anne Obermann (tour-opératrice de luxe et amatrice cachée de la vie "à la française"), Amir (et sa gentillesse légendaire), Ainhoa, Fanny, Adrien, Romain Jolivet, Dimitri Zigone, Bérénice, Diane, Benoît De Cacqueray (apôtres au RA), Bast Dupuy (inusable marcheur, skieur, coureur et exilé norvégien), Virginie Durand (apprentie slacklineuse), Thomas Planès (vrai Basque), Flo Gimbert et Anne-So (chasse-neige alternatifs), Cathy (théoricienne du Français), Aurélien Rocques (parapentiste avant l'heure),... Merci aux moins "vieux" également : Mélanie Noury (sur le chemin de l'autel), Karim, Isabella (qui en connaît un rayon en pâtisserie), Julie, Johannes, Lise, François La-bbé et -voué, Antoine Guérin (l'homme du grand Nord), Hafifa, Hilal, Christelle, Jing, Nancy, Audrey (skieuse à moteur), Romain Lafay, Laura (et son accent italien),... Merci aux étudiants de Polytech' qui ont survécu à mes cours et qui m'ont permis de me changer les idées! Merci à Lauren Ducret, Gagak et Siham d'avoir supporté mon coaching. Merci à mes cobureaux de m'avoir supporté tout court : Sophie Beauprêtre ("Dans le terminal, fais un ls -l sur ton home. Ensuite tu topes calcul5, ça marchera mieux"), Zahra (décoratrice de bureau), Iolanda (cascadeuse à ses heures perdues), Alaa (expert en soufflette et barres plexi), Abbas, Piero Poli, Julie D'Amato (soft power), Marie Macquet (spiderwoman), Gabi Hellio (commentatrice aux RG), Zouky (DJ officiel). Aux néo-"mouvements de terrain" Simon Carrière et Johann Valentin : bonne glisse, et que ça tombe! Merci à celles et ceux qui ont partagé un petit sourire, un thé, une discussion : Emeline Maufroy, Gaël Janex, Benjamin Vial, Liliane Jenatton, Pierre VOLCKE, Greg Bièvre, Pascal Lacroix, Laurent Oxarango, Anne-Marier Boullier, les thésards LaiTUE et des Tribulations,...

En dehors du labo, merci à mes parents de m'avoir appris à lire et écrire (compter, ç'aurait été pas mal aussi.); et à ma famille plus largement pour m'avoir sorti la tête de mon manuscrit de temps en temps! Merci au CHVD pour le grand bol d'air frais, au sens propre comme au figuré. Je chélate bien amicalement Romain Talon (kaléidoscopophile adoptif) ainsi que Sarah (kayakiste insubmersible). Un bise (forcément) à Daddy-Alex-barbedouce ainsi qu'à Michel & Marlène (bientôt en triplace). Remerciements à Romain Lainé (vététiste à sens unique), Margaux & Guillaume (visière et sets de table), Edith (coach de piano et binôme de course d'orientation), Julien Guillermet, Stéphane Pivo (toujours Vigoreux), Simon et Bapt (philosopho-musiciens, confrères de la verte du Puy), Manu et Paulo (le Sud c'est bien, Marseille c'est mieux). Un grand merci à Solenn (top chef et top model à chaussettes), Alex, Gabi et Zouk' pour l'hébergement dans leur coloc et la social cuisine. Merci à John, guide hors-pair et co-pilote de tous les plans (même les plus hypothétiques). Une clin d'oeil à Aurore L. (voir la Chartreuse et mourir). Merci à mon coach physique et mental Matthieu Perrault, compagnon de VTT, tennisman débrouillé et squasheur débutant ;-). Un grand merci à Rachel-Chamechaude-Charmant-Chou pour son regard clairvoyant, sa bonne humeur et son peeps permanents; Vincent Lebrouc (je m'y ferai jamais) - Zouky (dompteur de papillons du samedi et champion de bastoche du dimanche); Gwen - Guénolé Mainsant (titulaire en carton mais vrai montagnard (les Ecrins ou le Mont Jalla, pas de demi-mesures!), entremetteur auvergnat et scientifique sceptique). Merci aux colocs JPP-PAP pour tous les bons moments partagés : Jean (pilote d'essai à deux et quatre roues motrices, éplucheur de fromages et accompagnateur en montagne), Andrea (VTTiste affuté, cuisinier hors-pair et amateur de figues), Pierre1 (ou Pierre Boué, parapentiste de l'extrême, base-jumper en salon et compagnon de rédaction). Merci aux producteurs de fromages et vins tombés pour notre consommation personnelle. Qu'Enrique, citoyen du monde (Paris, Province & International), guitariste éclectique, compagnon de tous les voyages (Irlande, Istanbul, Madrid, Corse) et Benjamin, Chartrousin de souche en exil doctoral, coureur infatigable et compagnon de la première heure soient remerciés pour leur présence et leur soutien -multiforme- indéfectible! Un très grand merci à Gabi (Mirzon - Marie-Bernette - Garbinelle) pour avoir été là pendant ces années de thèse. Commencant comme couchsurfeuse-surprise et antigreloue, s'évanouissant à la vue d'une bière secouée, elle connaît ensuite une trajectoire fulgurante en remportant la médaille de bronze de la descente dames de l'Alpe du Grand-Serre (vidéo sur demande). Disqualifiée à cause d'un lest de bon-manger excessif dans son sac à dos, elle se reconvertit alors dans la randonnée (autre sport de glisse), l'étude des fours à pain bayésiens, soutient Laplace lors de son come-back aux herbes et se lance dans la culture locale de gariguettes de premiers secours -ma foi fort utiles-. En dernier lieu, un très grand merci à Clo, pote de la première heure et sportif reconverti dans l'élevage de rongeurs. Merci d'avoir toujours été là, et de m'avoir supporté en toutes circonstances, comme ami, coloc, compagnon de vol, chauffeur, adversaire, acolyte de bobine,...

Résumé

Les éboulements rocheux de volume intermédiaire (10^3 - 10^5 m³) posent un problème sérieux dans les régions montagneuses en raison de leur fréquence d'occurrence relativement élevée et de leur fort pouvoir destructeur. En conséquence, il est difficile de mener des travaux de protection pour réduire l'aléa, ce qui souligne le besoin de techniques de suivi et d'alerte précoce avant la rupture. Après l'éboulement, peu d'informations quantitatives sont disponibles sur la phase de propagation en raison de la soudaineté du phénomène et de sa localisation dans des pentes raides et difficiles d'accès. Dans ce travail de thèse, une approche expérimentale est proposée pour extraire des informations à partir d'enregistrements de signaux sismiques durant les phases pré- et post-rupture d'éboulements.

La première partie de ce travail vise à tester la pertinence des vibrations ambiantes pour le suivi temporel de la réponse dynamique de compartiments rocheux lors de la phase pré-rupture. Cette technique – couramment employée en génie civil pour le suivi de l'intégrité des structures – permet d'extraire les fréquences de résonance d'une structure, dont la décroissance peut traduire l'endommagement. Une étude antérieure menée sur une colonne calcaire instable a montré une décroissance d'environ 30% de la fréquence fondamentale de résonance (f_1) environ deux semaines avant la rupture, interprétée comme une diminution de la rigidité du contact avec le massif stable adjacent.

Afin d'évaluer l'applicabilité de cette méthode dans d'autres contextes, cinq compartiments rocheux instables de volume intermédiaire ont été sélectionnés et instrumentés dans les Alpes occidentales dans des géologies variées (calcaires, pélites, alternance grès-schistes), pour différents mécanismes de déformation et de rupture (glissement en pied, basculement, glissement composé). Les vibrations ambiantes enregistrées sur les compartiments instables montrent des pics spectraux, contrairement aux massifs adjacents. Ces pics sont attribués aux fréquences de résonance des compartiments, dont la fréquence fondamentale (f_1) montre une polarisation préférentielle perpendiculaire à la fracture arrière présente sur la plupart des sites.

La réponse dynamique d'un compartiment instable situé sur le rebord d'une caldera volcanique (cratère Bory, Piton de la Fournaise, La Réunion) et relié à un réseau de fracturation arrière étendu a été investiguée. Sur le compartiment instable, les caractéristiques du bruit de fond (fréquence de résonance, polarisation) sont comparables avec

celles observées sur les sites alpins. A l'intérieur du cratère, la structure et la fracturation contrôlent le contenu spectral du bruit de fond, dans la gamme de fréquences 0,5-5 Hz. La direction de vibration préférentielle est orientée perpendiculairement aux fractures et les amplitudes semblent liées au degré de découplage avec le massif rocheux. Dans ce cas d'étude, l'origine physique de la résonance observée au sein du cratère pourrait être due à des effets de résonance 2D ou 3D.

Pour quatre sites d'étude, la fréquence fondamentale (f_1) a été suivie sur une période supérieure à un an et montre des fluctuations corrélées avec les variations de température. Le contrôle de f_1 par la température est complexe, des corrélations positives ou négatives pouvant être observées selon la morphologie du site, la déstructuration et la période d'étude (journalière ou saisonnière). En revanche, il n'a pas été observé de changement de fréquence fondamentale du à de l'endommagement. La plus forte sensibilité de f_1 aux variations de température a été observée sur un compartiment caractérisé par une fracturation intense et séparé du massif par une fracture arrière subverticale largement ouverte. Dans ce cas, les simulations thermo-mécaniques montrent que la contraction-dilatation du matériau et la dépendance de son module élastique à la température permettent d'expliquer les fluctuations de f_1 . Lors des périodes hivernales, la très forte augmentation de f_1 est due à la formation de glace dans la fracture arrière. Par la suite, un critère a été développé en vue de discriminer les fluctuations de f_1 d'origine thermique et celles induites par de l'endommagement, en faisant l'hypothèse que la sensibilité thermique d'un compartiment instable augmente vers la rupture.

La seconde partie de ce travail a pour objectif d'étudier le lien entre la phase post-rupture des éboulements et les signaux sismiques générés. Pour cela, les enregistrements de deux éboulements de volume intermédiaire –un naturel, l'autre provoqué– survenus au même lieu et à quelques mois d'intervalle ont été analysés. L'enveloppe des signaux sismiques montre une forme complexe avec des signaux émergents et des pulses d'énergie, tandis que le spectrogramme présente une forme triangulaire caractéristique de sources en mouvement et/ou de processus d'entraînement de matériau. Les éboulements naturel et provoqué ont une magnitude, une durée et un contenu spectral comparables. Les signaux sismiques de l'éboulement provoqué ont été calibrés à l'aide de vidéos, permettant d'estimer la vitesse de propagation. Le signal sismique apparaît contrôlé principalement par la phase de propagation, les deux pulses dominant le signal étant liés à (1) l'impact de la masse sur le sol après la phase de chute libre et (2) la cinématique d'un bloc isolé de volume $\sim 10 \text{ m}^3$. Ces deux pulses sont caractérisés par des contenus spectraux similaires à basse fréquence, mais des polarisations du mouvement très différentes. La méthode des éléments discrets a été testée pour simuler la propagation de l'éboulement déclenché, montrant que le champ initial de vitesses, la résolution du modèle topographique et les paramètres des lois de contact sont les paramètres clés contrôlant le modèle de propagation.

Mots-clés : Eboulement, Vibrations Ambiantes, Bruit de fond Sismique, Analyse Modale, Fréquences de Résonance, Simulation Numérique, Précurseurs, Alerte Précoce, Propagation, Signaux Sismiques.

Abstract

On the Study of Rockfall Pre-rupture and Post-rupture Phases using Seismic Records

Mid-size rockfalls (10^3 - 10^5 m³) represent a substantial hazard in mountainous areas, because of relative high rate of occurrence and destructive power. Consequently, few protection means can be applied, emphasizing the need for monitoring techniques and early warning prior to the collapse. After the rupture, quantitative information on the rockfall propagation phase is scarce, owing to their suddenness and location in steep and rugged slopes. In this thesis work, an experimental approach is proposed to derive valuable information from seismic records during rockfall pre-rupture and post-rupture phases.

The first part of this work aims at testing the applicability of the ambient vibration technique to monitor unstable rock compartments dynamic response during the pre-rupture phase. This technique –commonly employed in civil engineering for structural health monitoring– reveals the resonant frequencies of a structure, a decrease in frequency revealing potential damage. A previous case study of an unstable limestone compartment brought to light a $\sim 30\%$ decrease in fundamental resonant frequency (f_1) two weeks before the collapse, interpreted as a loss in contact stiffness with the adjacent rock mass.

Following this innovative work, we selected and instrumented five prone-to-fall medium-size rock compartments located in the Occidental Alps, showing various geological contexts (limestones, argillite and shale-sandstone series), deformation patterns and failure mechanisms. Ambient vibrations recorded on-site revealed characteristic seismic noise features. Spectral peaks were observed and attributed to resonant frequencies of the rock compartments, the fundamental resonant frequency (f_1) showing clear polarization parallel to the line of maximum slope gradient and perpendicular to the main bounding fracture observed at most of the sites.

Similar findings were made for an unstable rock compartment located in a volcanic caldera characterized by rapid morphological changes and intense rockfall activity. The dynamic response of the rear fracture network was explored, showing that spectral content of seismic noise is controlled by the caldera structure in the 0.5-5 Hz range. The direction of vibration is polarized perpendicularly to the fractures, while vibration am-

plitudes appear linked to compartment uncoupling from the rock massif. In this case, the physical origin of seismic noise amplification may be due to complex 2D or 3D resonance effects.

For four alpine sites, the fundamental frequency f_1 was monitored over more than one year and showed fluctuations clearly correlated with temperature oscillations. The thermal control over f_1 is highly complex, showing both positive and negative correlations depending on site morphology and destructurement as well as on the studied oscillations periods (daily or seasonal). No change in fundamental frequency resulting from damage was observed over this time span. One site, characterized by intense rock fracturing and a deep-open rear fracture, showed high f_1 sensitivity to temperature changes. Thermo-mechanical numerical simulations revealed that both material contraction-dilation and thermal dependancy of the elastic modulus control f_1 fluctuations. In addition, high amplitude seasonal f_1 oscillations were explained by ice formation in the rear fracture.

A criterion was developed to separate thermal-induced f_1 fluctuations from damage effects, under the hypothesis that thermal sensitivity of a rock compartment increases towards failure.

The second part of this work relates to the post-rupture phase of rockfalls. The seismic records generated by two mid-size rockfalls –one natural, one provoked– that occurred in the same place were analyzed, showing complex envelope and spectrogram features. Both events showed close magnitude, duration and spectral content. The seismic signals of the provoked event were calibrated using video shots, allowing estimation of fallen material velocity during the successive propagation phases. The seismic signal appeared mainly controlled by the propagation phase, two dominant seismic pulses being related to (1) the ground impact of fallen material after free-fall, and (2) the kinematics of one individual $\sim 10 \text{ m}^3$ rock block. These two pulses are characterized by similar low-frequency content but very different particle motions. The discrete element technique was tested to simulate the provoked rockfall propagation. The initial velocity field, the resolution of the topography model and contact laws parametrization were found of critical importance for matching the observed propagation characteristics.

Keywords : Rockfall, Ambient Vibrations, Seismic Noise, Modal Analysis, Resonant Frequencies, Numerical Modelling, Precursory Pattern, Early Warning, Rockfall Propagation, Seismic Signals.

Table des matières

Introduction	14
Organisation du manuscrit	16
Introduction générale	14
I Etat de l'art	19
1 Les éboulements rocheux	20
1.1 Les mouvements de terrain	20
1.1.1 Définitions	20
1.1.2 Facteurs d'instabilité, rupture et propagation	21
1.1.3 Relation fréquence-volume	23
1.2 Le risque gravitaire	24
1.3 Conclusions	28
2 Apport des enregistrements sismiques avant et pendant les mouvements de terrain	29
2.1 Introduction	29
2.2 Signaux sismiques précurseurs à la rupture	30
2.3 Signaux de la rupture et propagation post-rupture	33
2.4 Cas des mouvements de terrain à l'activité diffuse	38
2.5 Conclusions	39
3 Analyse spectrale des structures	40
3.1 Introduction	40
3.2 Analyse modale	41
3.3 Analyse modale en génie civil	42
3.3.1 Méthodes	42
3.3.2 Applications	43
3.4 Effets de site en sismologie	47
3.5 Réponse dynamique des mouvements de terrain	50
3.6 Conclusion	54

II	Utilisation du bruit de fond sismique pour la caractérisation de l'aléa gravitaire	55
4	Présentation des sites d'étude	56
4.1	Localisation et contexte général	56
4.2	Morphologie, géologie et activité des sites d'étude	59
4.3	Instrumentation	67
4.4	Conclusions	68
5	Variabilité spatiale et temporelle multi-échelles du bruit de fond sismique	69
5.1	Introduction	69
5.2	Traitement du signal	70
5.3	Variabilité spatiale	72
5.4	Variabilité temporelle	80
5.5	Corrélation avec les paramètres environnementaux	85
5.6	Conclusions	89
6	Etude de l'instabilité gravitaire au cratère Bory (La Réunion) par mesures sismiques	90
6.1	Introduction	90
6.2	Description du site	91
6.3	Etude préliminaire	94
6.4	Dispositifs expérimentaux	96
6.5	Résultats	99
6.5.1	Sismique active	99
6.5.2	Sismique passive	106
6.5.3	Etude d'un compartiment rocheux instable	111
6.6	Conclusions et perspectives	113
III	Thermomécanique	115
7	Etude thermo-mécanique de la colonne instable des Arches	116
7.1	Introduction et résumé en français	117
7.2	Abstract	118
7.3	Introduction	118
7.4	Field site	120
7.5	Seismic noise characteristics	121
7.6	Modal analysis of the unstable rock column	123
7.6.1	Application of the FDD method	123
7.6.2	3-D numerical modal analysis of the unstable rock column	124
7.7	Thermal influence on the column resonance	126
7.7.1	Freezing periods	127
7.7.2	Yearly variations	128

7.7.3	Daily variations	129
7.8	Thermo-mechanical numerical modelling	130
7.8.1	Yearly variations	131
7.8.2	Daily variations	132
7.9	Conclusions	133
7.10	Acknowledgements	134
8	Étude de la relation température - fréquence de résonance fondamentale	135
8.1	Introduction	135
8.2	Relation température - fréquence de résonance fondamentale	136
8.3	Recherche d'un paramètre précurseur à la rupture	143
8.4	Conclusions	146
IV	Etude de signaux sismiques post-rupture	147
9	Etude sismique et mécanique d'un éboulement déclenché par minage	148
9.1	Introduction et résumé en français	149
9.2	Abstract	150
9.3	Introduction	151
9.4	The artificially triggered rockfall	154
9.4.1	Description of the event	154
9.4.2	Instrumentation	156
9.4.3	Volume estimation	156
9.4.4	Discontinuity pattern	158
9.5	Seismic signal analysis and event identification	159
9.6	Event characterization and localization	161
9.6.1	Magnitude	161
9.6.2	Polarization study for the main identified events	162
9.6.3	Location of seismic sources	163
9.6.4	Estimation of the block and mass velocities from the videos	166
9.7	Rockfall propagation modeling	170
9.8	Seismic modeling of a block impact	173
9.9	Conclusions	175
9.10	Appendix	176
9.11	Acknowledgements	177
	Conclusions	179
	Perspectives	182

Conclusions et perspectives	179
Bibliographie	186
A Instrumentation	206
B Analyse spectrale de compartiments rocheux instables par écoute du bruit de fond sismique	207
B.1 Résumé	207
B.2 Abstract	208
B.3 Introduction	208
B.4 Study sites	210
B.4.1 Description	210
B.4.2 Active seismic survey	215
B.4.3 Ambient vibration recording technique	216
B.5 Vibration study	216
B.5.1 Field data analysis	216
B.5.2 Numerical simulations	218
B.6 Resonant frequency monitoring	219
B.7 Discussion	222
B.8 Conclusions	223
B.9 Acknowledgements	224
C Fonction Densité Spectrale	225
D Diagrammes azimutaux	237
E Densités Spectrales de Puissance	240
E.1 Densités Spectrales de Puissance brutes	240
E.2 Densités Spectrales de Puissance normalisées	242
F Sismique active Bory	244
G Relation température - fréquence de résonance fondamentale	247
Annexes	206

Introduction générale

Introduction

Les instabilités rocheuses sont un problème croissant dans les régions montagneuses en raison de l'augmentation de la vulnérabilité due à l'urbanisation et aux activités humaines croissantes. Ces mouvements de terrain se produisent sous l'effet de la gravité et affectent des versants rocheux escarpés et pré-découpés par des discontinuités, largement répandus dans les régions alpines. Les instabilités produites couvrent une large gamme de volumes, variant de moins de 1 m^3 pour les chutes de pierres-chutes ou de blocs à plusieurs millions de m^3 pour les écroulements rocheux. Les axes de communication (routes, voies de chemin de fer, canalisations) et les populations installées dans ces régions sont particulièrement exposés à ces phénomènes.

Au cours des vingt dernières années, la forte augmentation du trafic routier et ferroviaire à travers les Alpes a mis en évidence la vulnérabilité des réseaux de transports et de l'activité économique face aux risques naturels. On peut citer les éboulements du Gothard (2006, 2012), du Mont-Blanc (2007) et du Simplon (2008), qui ont affecté les communications transfrontalières pendant plusieurs semaines.

Les éboulements rocheux sont des événements naturels soudains et très difficiles à prévoir car ils surviennent dans des lieux escarpés difficiles d'accès, dans une multitude de contextes géologiques et présentent peu de précurseurs visibles. Les facteurs de dégradation favorisant les instabilités sont bien connus (gel-dégel, précipitations, séismes, etc.), mais on ne connaît généralement que de peu d'informations sur la structure interne des versants. L'approche retenue pour gérer le risque d'éboulements de petits volumes ($<10^3 \text{ m}^3$) consiste généralement à réduire l'aléa par des parades actives (ancrages, butons, filets plaqués) ou passives (écrans pare-blocs, filets tendus, galeries, merlons, etc.). Pour les éboulements de taille intermédiaire (10^3 - 10^5 m^3) les volumes à conforter et l'énergie de propagation sont trop importants pour les travaux de protection classiques. On choisit alors de suivre l'évolution temporelle de paramètres renseignant sur la stabilité du compartiment rocheux (mesures de déplacement, d'ouverture des fractures, d'inclinaison, etc.), qui sont issus de capteurs ponctuels et disposés en surface.

La sismologie étudie la propagation des ondes à travers la terre à partir d'enregistrements sismiques de surface et a permis historiquement de mieux comprendre les séismes et de caractériser la structure de la terre. A plus petite échelle, les enregistrements sismiques ont récemment permis d'étudier des processus sismogènes assez divers dans le domaine des géosciences tels que la dynamique éruptive de volcans, la cinématique d'avalanches de glace, de lahars, la réponse du massif rocheux à des travaux d'excavation ou l'ennoyage

de mines désaffectées. La possibilité d'obtenir des informations indirectes à distance et en profondeur est appréciable pour détecter, localiser et caractériser les mouvements de terrain, en particulier les instabilités rocheuses.

Le premier objectif de cette thèse est de suivre la déstabilisation des compartiments rocheux vers la rupture en utilisant une méthode basée sur les enregistrements sismiques. Dans un cas d'étude antérieur, le bruit de fond sismique enregistré a permis de caractériser la réponse dynamique d'une colonne calcaire instable séparée du massif stable par une fracture nettement ouverte. Dans des roches rigides caractérisées par une morphologie et un mécanisme de rupture particulier, il a été montré que la réponse dynamique est fonction du couplage mécanique avec le massif stable adjacent. En particulier, la fréquence de résonance fondamentale décroît sous l'effet de la diminution de rigidité d'une structure résultant de l'endommagement et représente potentiellement un nouveau précurseur à la rupture. Ce travail de thèse propose de tester l'applicabilité de la méthode sur six sites d'études caractérisés par des volumes et des contextes géologiques différents, des morphologies et des mécanismes de déformation variés.

Une fois la rupture survenue, les éboulements rocheux de volume intermédiaire connaissent une phase de propagation à la vitesse très rapide (plusieurs dizaines de m.s^{-1}). Leur phase post-rupture reste assez peu étudiée : comme ils surviennent brutalement dans des endroits souvent difficiles d'accès, les observations et les mesures sont rares. Le second objectif de cette thèse est d'utiliser les enregistrements sismiques afin de caractériser à distance et de manière indirecte les propriétés (volume, vitesse) d'un éboulement rocheux. En particulier, le déploiement de caméras vidéos sur le site permet d'explorer le lien entre la dynamique de propagation et les signaux sismiques générés. Ces caractéristiques seront comparées avec un autre éboulement de volume comparable survenu au même endroit et permettent de calibrer les paramètres des simulations numériques.

Ces travaux de thèse ont été menés dans le cadre du projet MASSA (Medium And Small Size rock fall hazard Assessment) conduit entre 2009 et 2012 (<http://massa.geo-azur.eu>). Ce projet fait partie du programme Interreg ALCOTRA 2007-2013 (Alpes Latines COopération TRAnsfrontalière) et porte sur la caractérisation de l'aléa chutes de blocs et éboulements de taille intermédiaire ($10^3 - 10^5 \text{ m}^3$) de massifs rocheux instables le long d'infrastructures routières ou ferroviaires transfrontalières de France, d'Italie et de Suisse. La reconnaissance et la surveillance de compartiments instables (premier objectif de cette thèse) correspond à l'action 2 du volet 2 du projet MASSA. La modélisation de la phase post-rupture d'éboulements (action 3, volet 2) fait partie du second objectif de cette thèse.

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit se divise en quatre parties. **La première partie** est consacrée à la présentation de l'état des connaissances dans le domaine des instabilités gravitaires rocheuses. Les méthodes de suivi des précurseurs –généralement en vue de l'alerte précoce– sont présentées, ainsi que l'utilisation des signaux sismiques post-rupture pour caractériser les instabilités (volume, dynamique de propagation, etc.). **La seconde partie** présente les sites instrumentés dans le cadre de cette thèse avec l'objectif de tester l'applicabilité de l'analyse modale à partir de bruit de fond sismique pour des volumes intermédiaires dans des contextes variés (géologie, morphologie, déformation, mécanisme de rupture). Les résultats de l'analyse du bruit de fond sismique y sont détaillés pour les six sites d'étude, incluant le suivi temporel pour certains sites. **La troisième partie** étudie le lien entre la réponse dynamique de compartiments rocheux instables et la température, contrôlé par des effets thermo-mécaniques. Une approche expérimentale et numérique est utilisée dans un premier temps, puis on propose un paramètre insensible aux variations de température pour mettre en évidence l'endommagement le cas échéant. **La dernière partie** du manuscrit est consacrée à la caractérisation de la phase post-rupture des éboulements de volume intermédiaire à travers deux cas d'études. Des enregistrements sismiques et vidéos sont utilisés afin d'investiguer la dynamique de propagation et le lien avec les signaux générés.

Partie I : Etat de l'art

Le chapitre 1 présente dans un premier temps une définition et une classification des mouvements de terrain. Les principaux facteurs favorisant les instabilités rocheuses sont ensuite passés en revue avant d'aborder les phases de rupture puis de propagation des matériaux éboulés. Après avoir défini la notion de risque naturel et la relation fréquence-volume pour les instabilités rocheuses, on introduit la problématique de la gestion des éboulements de taille intermédiaire (10^3 - 10^5 m³) étudiée dans ce manuscrit.

Le chapitre 2 décrit l'utilisation des signaux sismiques émis par les mouvements de terrain pour leur détection et caractérisation (volume, dynamique de propagation, etc.). On distingue les émissions sismiques précurseurs émis dans la phase pré-rupture des signaux émis lors de la phase de rupture et de propagation.

Le chapitre 3 décrit les techniques d'analyse modale à partir d'enregistrements sismiques de vibrations forcées ou de bruit de fond sismique. Ces méthodes permettent de déterminer les fréquences de résonance, les amortissements et les déformées modales

d'une structure qui dépendent de la géométrie, des propriétés mécaniques et des conditions aux limites. Des applications centrées sur l'étude des fréquences de résonance sont présentées en génie civil, en sismologie et sur des mouvements de terrain. Dans certaines conditions, les techniques basées sur l'enregistrement de bruit de fond permettent le suivi temporel en continu de l'endommagement d'une structure.

Partie II : Utilisation du bruit de fond sismique pour la caractérisation de l'aléa gravitaire

Les sites instables instrumentés dans le cadre de ces travaux de thèse sont présentés au **chapitre 4**, couvrant une large gamme de caractéristiques géographiques, morphologiques, géologiques et climatiques. L'instrumentation mise en place est succinctement décrite à la fin de ce chapitre.

Le **chapitre 5** est consacré à la description des méthodes de traitement du signal utilisées puis à la caractérisation du bruit de fond sismique enregistré sur les sites d'étude, en particulier en termes de variabilité spatiale et temporelle multi-échelles. Des pics spectraux sont observés systématiquement sur les compartiments instables contrairement au massif stable adjacent, dans des directions de vibration bien spécifiques et à certaines fréquences. Ils sont interprétés comme les fréquences de résonance du compartiment instable. Au cours de la période d'étude, la fréquence fondamentale montre des fluctuations à différentes échelles de temps corrélées significativement aux variations de température mesurées. Ce lien de corrélation montre un comportement complexe, dépendant du site et de l'échelle de temps étudiés. Les résultats préliminaires des mesures de bruit de fond ont fait l'objet d'une publication en 2013 dans un numéro commun aux revues *Near Surface Geophysics* et *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, intitulé « *Spectral Analysis of Prone-to-fall Rock Compartments using Ambient Vibrations* ». Dans cet article, plusieurs hypothèses concernant l'origine de la résonance sont proposées.

Le **chapitre 6** correspond à l'étude du site du cratère Bory (Piton de la Fournaise, La Réunion) qui présente la particularité de connaître une évolution morphologie très rapide en raison de la proximité de l'activité volcanique. La réponse dynamique d'un compartiment instable a été étudiée en relation avec un réseau de fractures arrières se développant sur plusieurs centaines de mètres. Pour cela, des expériences de sismique passive (enregistrement de bruit de fond sismique) ont été conduites en parallèle à des expériences de sismique active pour reconnaître la géométrie et le faciès lithologique à l'aide des vitesses de propagation des ondes dans le milieu.

Partie III : Thermomécanique

Les compartiments rocheux instables étudiés aux chapitres 5 et 6 ont montré des fluctuations de la fréquence fondamentale liées à des variations thermiques, avec un comportement complexe dépendant du site et de l'échelle de temps étudiés. Le **chapitre 7** propose d'investiguer les phénomènes thermo-mécaniques mis en jeu sur le site des Arches (Vercors, Alpes françaises). Ce site, qui présente une colonne calcaire bien découpée du massif adjacent par une fracture ouverte, a été choisi en raison de la longue

série temporelle de données disponibles (plus de deux ans) et car il montre la fréquence fondamentale la plus sensible à la thermique. Les paramètres dynamiques (fréquences de résonance, déformées modales) sont caractérisés expérimentalement et numériquement dans un premier temps, puis suivis au cours des deux années d'étude. Les paramètres environnementaux (température et présence de glace) contrôlent les variations de la fréquence fondamentale. Ces travaux ont été publiés en 2013 dans la revue *Geophysical Journal International* sous le titre « *Modal and thermal analysis of Les Arches unstable rock column (Vercors massif, French Alps)* ».

Les fluctuations de fréquence fondamentale de résonance d'origine thermo-mécanique peuvent masquer les effets d'endommagement que l'on cherche à détecter. **Le chapitre 8** propose d'étudier en détail la relation température- f_1 pour l'ensemble des sites d'étude dans le but de s'affranchir des variations réversibles de f_1 . En faisant l'hypothèse que l'endommagement se traduit par l'ouverture et la croissance de fractures au sein du matériau et/ou de la fracture arrière, les résultats du chapitre 7 suggèrent que la sensibilité de la fréquence fondamentale aux variations thermiques devrait augmenter vers la rupture. On définit alors le paramètre de sensibilité thermique qu'il est possible de suivre temporellement.

Partie IV : Etude de signaux sismiques post-rupture

Le chapitre 9 s'intéresse à la phase post-rupture des éboulements de volume intermédiaire à travers le cas d'étude des éboulements naturel et provoqué du Néron (Chartreuse, Alpes françaises). Les signaux sismiques générés par ces deux éboulements survenus au même endroit à quelques mois d'intervalle et avec des volumes proches sont analysés. Pour l'éboulement provoqué, la géométrie, la fracturation, le volume et la topographie sont bien contraints par des reconnaissances *LiDAR* et photogrammétriques. La phase de propagation est ensuite étudiée à l'aide d'enregistrements vidéos et de signaux sismiques issues d'un réseau de capteurs dédiés. Ces données utilisées de manière combinée permettent d'établir des liens entre la dynamique des éboulements et les signaux sismiques générés, de caractériser les vitesses de propagation et de simuler numériquement le phénomène. Cette étude multi-disciplinaire (mécanique, géophysique) fait l'objet d'un article soumis en 2013 à la revue *Natural Hazard and Earth System Sciences*, sous le titre « *Seismic and mechanical studies of the artificially triggered rockfall at the Mount Néron (French Alps, December 2011)* ».

Première partie

Etat de l'art

Chapitre 1

Les éboulements rocheux

Sommaire

1.1	Les mouvements de terrain	20
1.1.1	Définitions	20
1.1.2	Facteurs d'instabilité, rupture et propagation	21
1.1.3	Relation fréquence-volume	23
1.2	Le risque gravitaire	24
1.3	Conclusions	28

1.1 Les mouvements de terrain

1.1.1 Définitions

Le terme « mouvements de terrain » (« landslide » en anglais) a été défini dans la littérature internationale comme l'ensemble des phénomènes de « déplacement de sol ou de roche en masse vers l'aval d'une pente, avec la gravité comme moteur principal » ([Bates et Jackson 1987](#)). Cette définition a été simplifiée par la suite en « mouvement d'une masse de roche, de produits d'altération ou de sol vers l'aval d'une pente » ([W.P.W.L.I. 1990](#); [Cruden 1991](#)). Au niveau français, les textes réglementaires désignent les mouvements de terrain comme « les phénomènes naturels d'origines très diverses, résultant de la déformation, de la rupture et du déplacement du sol en masse ou à l'état divisé » ou comme « les manifestations du déplacement gravitaire de masses de terrain déstabilisées sous l'effet de sollicitations naturelles [...] ou anthropiques » ([M.E.T.L. et M.A.T.E. 1999](#)). « Instabilités gravitaires » ou « mouvements gravitaires » sont également utilisés dans la terminologie française avec un sens équivalent.

Divers phénomènes de mouvements de terrain répondent à ces définitions, faisant apparaître le besoin d'un vocabulaire précis pour leur description ([Varnes 1978](#)). La classification de [Cruden et Varnes \(1996\)](#), aujourd'hui la plus largement utilisée, se base

sur la nature du matériau affecté et sur le type de mouvement (fig. 1.1). Elle est issue de la convergence des travaux antérieurs de [Varnes \(1978\)](#) et [Hutchinson \(1988\)](#), et permet de décrire l'ensemble des mouvements de terrain. Des classifications plus spécifiques ont été développées pour certains types de matériaux (*e.g.* [Skempton et Hutchinson \(1969\)](#) pour les argiles, [Hantz *et al.* \(2003\)](#) et [Frayssines et Hantz \(2006\)](#) pour les roches calcaires), pour certains types de mouvements (*e.g.* [Hungry *et al.* \(2001\)](#) pour les écoulements) ou à l'attention de certains publics (*e.g.* classification opérationnelle d'[Antoine et Giraud \(1995\)](#)).

Ces travaux de doctorat concernent les instabilités affectant les matériaux rocheux (rectangle noir, fig. 1.1), souvent désignées dans la littérature par le terme anglais générique de « rockfall ». En français, le [C.F.G.I. \(2000\)](#) propose les termes de « chutes de pierres », « chutes de blocs », « éboulements » et « éboulements en masse » ou « écroulements » dans l'ordre des volumes croissants et que l'on peut regrouper sous l'appellation « instabilités rocheuses ». Ces processus affectent des versants rocheux présentant des pentes généralement raides ([Frayssines 2005](#)), très répandus dans les régions montagneuses.

1.1.2 Facteurs d'instabilité, rupture et propagation

Les facteurs favorisant les mouvements de terrain peuvent être classés en plusieurs groupes ([Luckman 1976](#)). [Cruden et Varnes \(1996\)](#) proposent de distinguer les causes géologiques, morphologiques, physiques et anthropiques, dont on détaillera les principaux éléments ci-dessous.

Du point de vue géologique, la résistance de la matrice des roches dures est généralement suffisante pour assurer la stabilité des versants rocheux même pour des pentes très raides ([Cornforth 2005](#)). La stabilité est alors largement conditionnée par la présence de discontinuités (joints de stratification, failles, schistosité, fractures), leur densité et leur orientation. La morphologie du versant et son interaction avec les discontinuités du massif rocheux forment des configurations plus ou moins favorables au développement d'instabilités rocheuses ([Hantz *et al.* 2003](#); [Frayssines et Hantz 2006](#)).

La résistance du massif rocheux peut être amoindrie par des causes physiques. Ainsi, [Mufundirwa *et al.* \(2011\)](#) ont montré que des fluctuations thermiques peuvent induire des déformations du massif rocheux ainsi que le développement et l'ouverture de fractures. L'étude numérique et expérimentale d'un versant instable par [Gunzburger *et al.* \(2005\)](#) suggère que les cycles journaliers de température peuvent induire le fluage du matériau rocheux, jouant un rôle préparatoire à la rupture. La présence d'eau dans le massif rocheux est un facteur défavorable pour la stabilité des massifs. Elle provoque, entre autres, la diminution du coefficient de frottement le long des discontinuités, le développement de pressions au sein du massif ([Iverson 2000](#)) et induit des phénomènes de gel-dégel lorsqu'elle est associée à des variations de température. L'influence de ces cycles de gel-dégel a été largement étudiée ([McGreevy 1981](#)) et établie par des études historiques ([Lautridou 1984](#)), des observations in-situ ([Matsuoka 2001](#); [Frayssines et Hantz 2006](#)) et des études

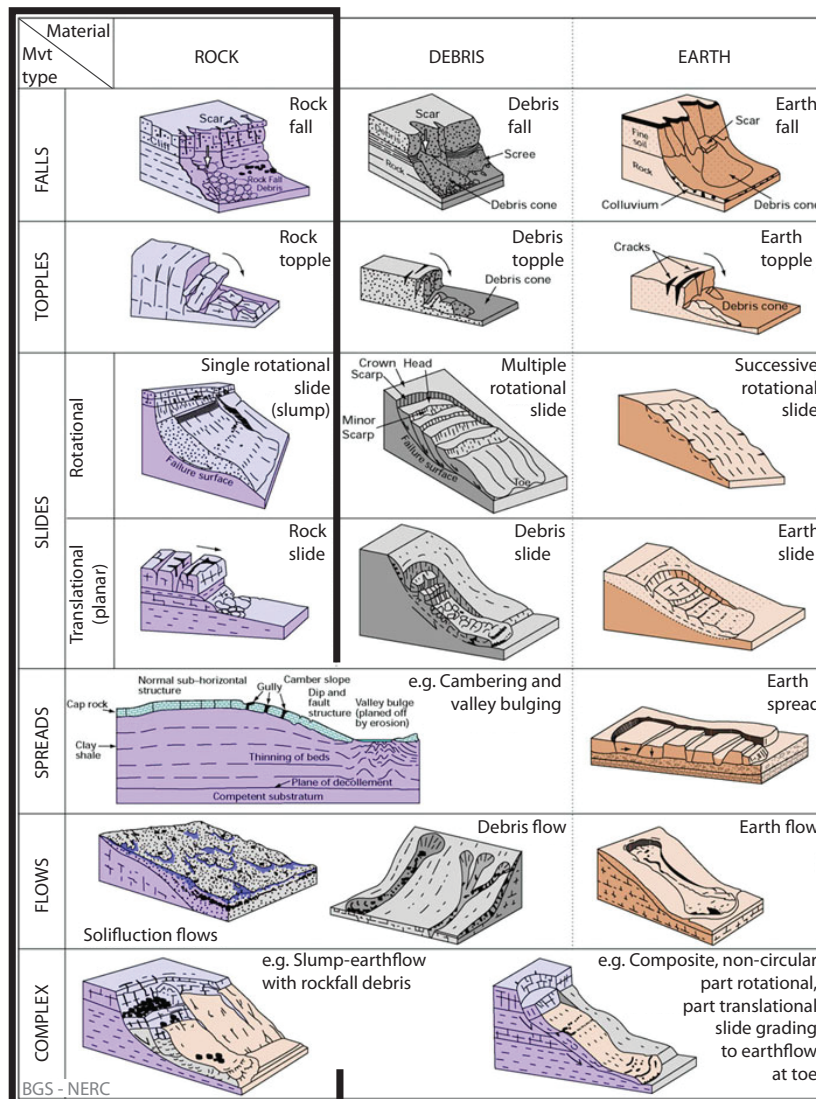


FIGURE 1.1 – Classification des mouvements de terrain proposée par le *British Geological Survey* (classification abrégée de [Cruden et Varnes 1996](#)). Le rectangle noir encadre les instabilités rocheuses.

Classification of landslides by the British Geological Survey (following the scheme terminology suggested by Cruden et Varnes 1996). The black rectangle surrounds the landslides affecting rock material.

de laboratoire ([Nicholson et Nicholson 2000](#); [Bost 2008](#)). Néanmoins, le processus de gel dans les roches est complexe en raison de la porosité et de la fracturation, et l'influence des divers phénomènes physiques mis en jeu fait l'objet de discussions ([Coussy 2005](#)). Les massifs rocheux situés à des altitudes élevées ou dans des climats froids sont sujets à l'influence bénéfique du permafrost sur la stabilité des versants. Plusieurs auteurs ([Wegmann et al. 1998](#); [Noetzli et al. 2007](#)) ont étudié la dégradation du permafrost sous l'effet des changements climatiques, prédisant une forte augmentation de la fréquence

des instabilités gravitaires (Evans et Clague 1997; Gruber et Haeberli 2007; Huggel *et al.* 2008; Ravanel *et al.* 2011). Les phénomènes vibratoires d'origine naturelle (séismes) ou anthropique (tirs de mine, engins vibrants) provoquent une augmentation transitoire des contraintes dans le massif et ont une influence défavorable sur la stabilité des versants (Cornforth 2005; Hovius et Meunier 2012).

Les facteurs favorisant les instabilités gravitaires sont en général multiples (*cf.* paragraphe précédent) tandis que le facteur déclenchant la rupture est unique (Wieczorek 1996). La rupture intervient lorsque la stabilité du compartiment rocheux instable n'est plus assurée en raison d'une augmentation des forces défavorables ou d'une diminution des actions favorables sur le compartiment. Parmi les facteurs provoquant la rupture d'un compartiment rocheux instable, on peut citer les épisodes de précipitation intense (Iverson 2000; Krautblatter et Moser 2009), les épisodes de gel-dégel (Gardner 1970; Frayssines et Hantz 2006) et les séismes (Havenith *et al.* 2003; Fäh 2008; Ambraseys et Bilham 2012).

Une fois que la rupture s'est produite, le matériau rocheux se propage vers l'aval à des vitesses très rapides, de l'ordre du mètre par seconde à plusieurs dizaines de mètres par seconde (Varnes 1978; Lévy 2011). Durant la propagation, les éléments chutent librement, glissent, roulent, rebondissent et/ou s'entrechoquent (Dorren 2003) en fonction des caractéristiques de la pente (*e.g.* topographie, rigidité du sol) et du matériau (*e.g.* masse volumique, friction inter-éléments). Pour des volumes importants, des distances de propagation particulièrement élevées sont observées (Davies et Mauri 2012). De très nombreuses explications ont été proposées, faisant intervenir des phénomènes de fragmentation, fluidification, érosion ou développement de pressions, et font l'objet de discussions (Davies et McSaveney 1999; Legros 2002).

1.1.3 Relation fréquence-volume

La relation entre le volume des instabilités rocheuses et leur fréquence d'occurrence a été investiguée à partir d'inventaires d'éboulements concernant des géologies variées et des échelles locale, régionale et globale. On peut mentionner les travaux conduits sur les falaises de granite massif du Yosemite (Wieczorek *et al.* 1992; Guzzetti *et al.* 2003), les talus routiers en Colombie-Britannique (Hungry *et al.* 1999), les falaises sédimentaires dans la région grenobloise (Dussauge-Peisser *et al.* 2002; Dussauge *et al.* 2003) et un inventaire global (Couture 1998). Tous couvrent une large gamme de volumes (plusieurs ordres de grandeur) et mettent en évidence une relation du type loi de puissance entre la fréquence cumulée (f_c) et le volume des éboulements (V) du type $f_c = A \cdot V^{-b}$, A et b étant des constantes (Dussauge *et al.* 2003, fig. 1.2). L'exposant de la loi, usuellement noté b , présente une variabilité due pour partie à la morphologie et la géologie propres à chaque site (Guérin *et al.* 2013) mais aussi aux biais méthodologiques inhérents à la construction des inventaires d'éboulements (Brunetti *et al.* 2009).

Les instabilités de faible volume ($< 10^3 \text{ m}^3$), les plus fréquentes, sont appelées « chutes de pierres » ou « chutes de blocs » dans la terminologie du C.F.G.I. (2000). Pour les

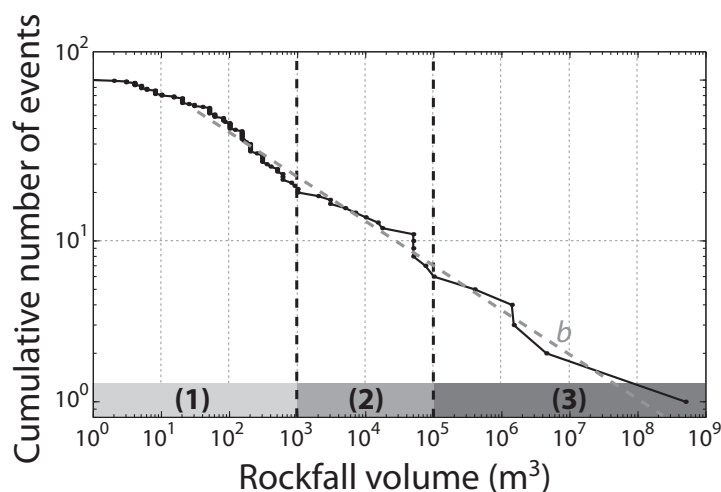


FIGURE 1.2 – Distribution fréquence cumulée-volume pour 87 instabilités gravitaires recensées entre 1935 et 1995 dans les falaises calcaires de la région grenobloise (figure adaptée de [Dussaige et al. 2003](#)). Pour les volumes supérieurs à 40 m^3 , on observe une relation linéaire de pente b (exposant de la loi puissance) dans l'espace log-log. Classes de volume dans la terminologie du [C.F.G.I. \(2000\)](#) : (1) Chutes de pierres/blocs, (2) éboulements, (3) éboulements en masse ou écroulements.

Cumulative frequency-volume distribution for a set of 87 rockfalls that occurred between 1935 and 1995 in the calcareous cliffs surrounding Grenoble (adapted from [Dussaige et al. 2003](#)). A linear relation is found in log-log space for volumes greater than 40 m^3 , with the slope (b) being the the power-law exponent. Volume range according to [C.F.G.I. \(2000\)](#) classification : (1) very small rockfalls, (2) small to medium-size rockfalls, (3) rock avalanches.

volumes plus importants, on utilisera les termes d'« éboulements » et « écroulements » (ou « éboulements en masse ») pour les classes 10^3 - 10^6 m^3 et $> 10^6 \text{ m}^3$, respectivement. Ces travaux de doctorat sont restreints à l'étude des éboulements rocheux. Cette catégorie d'instabilités est caractérisée par des fréquences d'occurrence moyennes, une répartition spatiale discrète et un pouvoir destructeur élevé ([Agliardi et Crosta 2003](#); [Frayssines 2005](#)).

1.2 Le risque gravitaire

Les conséquences socio-économiques des instabilités gravitaires sont considérables. A l'échelle mondiale, on estime qu'ils causent entre 600 à 5000 décès chaque année, et environ 250000 déplacés ([Schuster 1996](#); [Clague et Roberts 2012](#); [Petley 2012](#)). L'impact économique représente plusieurs milliards de dollars (*U.S.D.*) par an, en incluant les coûts primaires (*e.g.* infrastructures détruites) et secondaires (*e.g.* conséquences de la coupure d'axes de communications : routes, voies ferrées (fig. 1.3), pipelines, canaux; [Schuster 1996](#)). Les éboulements rocheux représentent une partie significative du risque gravitaire, particulièrement dans les régions montagneuses ([Dorren 2003](#)). Ce sont des phénomènes particulièrement dangereux en raison de la rapidité de la propagation, de

leur fréquence d'occurrence relativement élevée (*cf.* section 1.1.3) et de leur pouvoir destructeur important (Lévy 2011). Les conséquences des instabilités gravitaires devraient s'aggraver en raison du développement de l'urbanisation dans les régions montagneuses (Schuster 1996; Petley 2013).



FIGURE 1.3 – Eboulement de la Clapisse du 26 octobre 2010. Le volume éboulé est estimé à 3000 m^3 dans les roches argilo-schisteuses du Lias. L'éboulement a recouvert la voie ferrée du chemin de fer de la Mure, entraînant l'arrêt de son exploitation depuis cette date.

La Clapisse rockfall, October 26th 2010. The fallen volume is about $3,000 \text{ m}^3$ and is composed of clayey, schisteous rocks from Lower Jurassic series. It covered the railway tracks, so that rail traffic is disrupted since then.

Pour les instabilités gravitaires, la notion de risque est couramment définie comme une combinaison de l'aléa et de la vulnérabilité. L'aléa correspond à la probabilité qu'un évènement dommageable ait lieu dans une zone et une période de temps définies (ISO/TMB/RMWG 2007) tandis que la vulnérabilité désigne la sensibilité d'un élément face à un aléa (Clague et Roberts 2012). La méthodologie française de gestion des risques naturels est basée sur cette définition $Risque = Aléa \cdot Vulnérabilité$ (M.E.T.L. et M.A.T.E. 1997).

Dans une optique de maîtrise du risque, il est nécessaire de connaître et si possible de quantifier l'aléa et la vulnérabilité. De nombreuses méthodes d'étude de l'aléa gravitaire à visée opérationnelle ont été développées afin d'aboutir à des cartes de zonage (*e.g.* Fell *et al.* 2008; C.F.G.I. 2000, fig. 1.4) et font généralement intervenir deux termes : l'aléa d'occurrence et l'aléa de propagation. L'aléa d'occurrence peut être déterminé par de nombreux moyens : dires d'expert, méthodes empiriques, géomécaniques, historiques, probabilistes ou combinées (Vengeon *et al.* 2001; Dussauge-Peisser *et al.* 2002; Frayssines et Hantz 2006). Sa détermination nécessite la reconnaissance des facteurs favorables aux instabilités gravitaires, l'estimation de leur poids respectif et de leurs éventuelles interactions (Wu *et al.* 1996). L'aléa de propagation, dépendant de nombreux paramètres,

fait l'objet de nombreuses études empiriques, modélisations analogiques et simulations numériques (Dorren 2003; Stead et Coggan 2012). Les méthodes d'estimation de l'aléa gravitaire pour créer des cartes de zonage ont connu des développements considérables durant ces 20 dernières années grâce aux Systèmes d'Information Géographique (Soeters et Van Westen 1996; Baillifard *et al.* 2003).

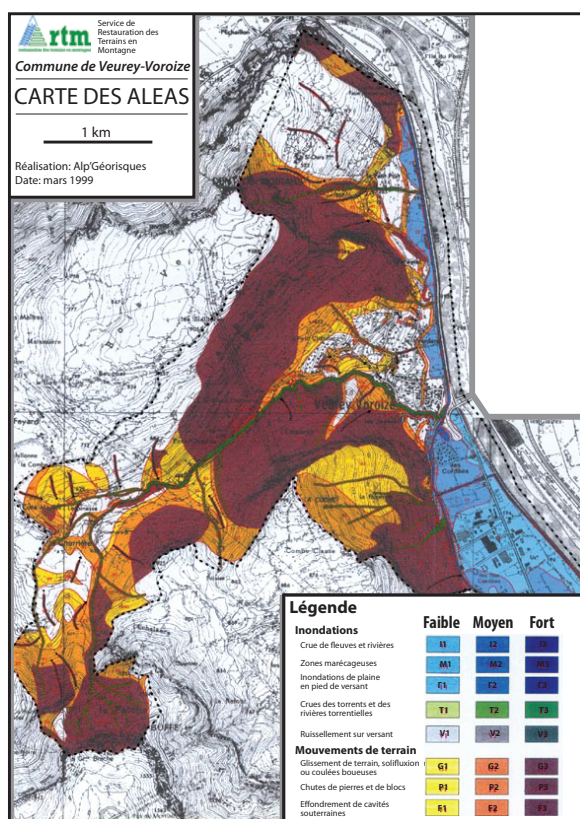


FIGURE 1.4 – Carte des aléas sur la commune de Veurey (Isère, France). Les zones sujettes à l'aléa « chutes de pierres et de blocs » sont coloriées en jaune (P1, aléa faible), orange (P2, aléa moyen) et marron (P3, aléa fort). Réalisation : Alp'Géorisques, document *Restauration des Terrains en Montagne*.

Hazard map of Veurey municipality (Isère, France). Areas subjected to rockfalls are colored in yellow (P1, low hazard), orange (P2, moderate hazard) and brown (P3, high hazard). Document RTM, created by Alp'Géorisques.

Pour des instabilités de volume modéré ($< 10^3 \text{ m}^3$), le risque est généralement maîtrisé en réduisant l'aléa d'occurrence et/ou l'aléa de propagation. Pour les chutes de pierres, la pose de grillages plaqués, leur maintenance et le nettoyage régulier des chaussées suffit généralement à traiter le problème. Pour les chutes de blocs isolés, des travaux de purge ou de confortement (filets plaqués, clouage, soutènement, etc.) peuvent être préconisés pour réduire l'aléa d'occurrence. L'aléa de propagation peut être diminué par des travaux de protection (écrans, merlons, galeries pare-blocs) classiquement dimensionnés à partir d'études trajectographiques qui fournissent le couple trajectoire-vitesse pour chaque bloc (Calvino *et al.* 2001; Lambert et Nicot 2011).

Pour les éboulements en masse ou écroulements ($> 10^6 \text{ m}^3$), il est difficile d'agir sur les aléas d'occurrence et de propagation. Lorsque possible, la vulnérabilité est réduite en déplaçant les enjeux de manière préventive (personnes, biens, axes de communication) et en installant des dispositifs de surveillance du mouvement de terrain (Bonnard et Vulliet 2006).

Pour des volumes d'éboulement intermédiaires (10^3 - 10^6 m^3), réduire l'aléa est difficile en raison de la taille importante des compartiments instables et des hauts niveaux d'énergie

atteints lors de la propagation. Une étude géomécanique peut alors être prescrite pour préciser l'état actuel de stabilité du compartiment rocheux. Pour cela, de nombreux paramètres (*e.g.* volume, géométrie, fractures, résistance de la roche) doivent être déterminés, utilisant parfois des méthodes géophysiques pour investiguer le massif rocheux en profondeur (Dussauge-Peisser *et al.* 2003; Jeannin *et al.* 2006; Deparis *et al.* 2007, 2008a). Le plus souvent, la réduction du risque consiste alors à suivre la déstabilisation du compartiment rocheux au cours du temps dans le but de détecter des précurseurs à la rupture (Szwedzicki 2003) et d'agir en conséquence (mise en sécurité des personnes et des biens).

Les précurseurs recherchés peuvent être des événements de faible volume (chute de pierres ou de blocs) qui précèdent parfois un événement de plus grande ampleur (Rosser *et al.* 2007). Plus fréquemment, on surveille les mouvements du compartiment instable et l'ouverture des fractures. Ces paramètres présentent généralement une évolution caractéristique vers la rupture, similaire à la déformation d'un matériau placé sous une contrainte constante (phénomène de fluage, Saito 1980; Fukuzono 1985; Voight 1989; Azimi et Desvarreux 1996). Trois comportements distincts sont généralement mis en évidence (fig. 1.5a) : une phase où les déformations tendent à se stabiliser avec le temps (fluage primaire), une phase à taux de déformation constant (fluage secondaire), puis une phase d'accélération des déformations (fluage tertiaire) précédant la rupture. La date de rupture d'un versant instable peut ainsi être prédite par extrapolation des mesures de déplacement en utilisant ces courbes de fluage. La méthode de Fukuzono (1985) consiste à représenter l'inverse de la vitesse de déformation ($1/\dot{\epsilon}$) en fonction du temps. La rupture correspond à une vitesse de déformation infinie, c'est à dire lorsque $1/\dot{\epsilon}$ coupe l'axe des abscisses (fig. 1.5b). Ce procédé a été appliqué sur plusieurs cas d'étude avec des résultats satisfaisants (Zvelebill et Moser 2001; Crosta et Agliardi 2003; Suwa *et al.* 2010), de même que d'autres procédés également basés sur la mesure des déplacements (*e.g.* critère de friction, Sornette *et al.* 2004).

Différentes technologies permettent de mesurer les mouvements au sein d'un massif rocheux. Généralement, des extensomètres sont installés pour mesurer la distance entre deux points situés de part et d'autre d'une fracture et des inclinomètres (en surface ou en forage) permettent la mesure de rotation. Avec le développement des techniques de télémétrie, les mouvements de l'ensemble de la surface du terrain peuvent être reconstruits à partir d'acquisitions LiDAR (*Light Detection And Ranging*, Oppikofer *et al.* 2009; Abellán *et al.* 2009; Abellán *et al.* 2010) ou InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*, Bozzano *et al.* 2010) successives.

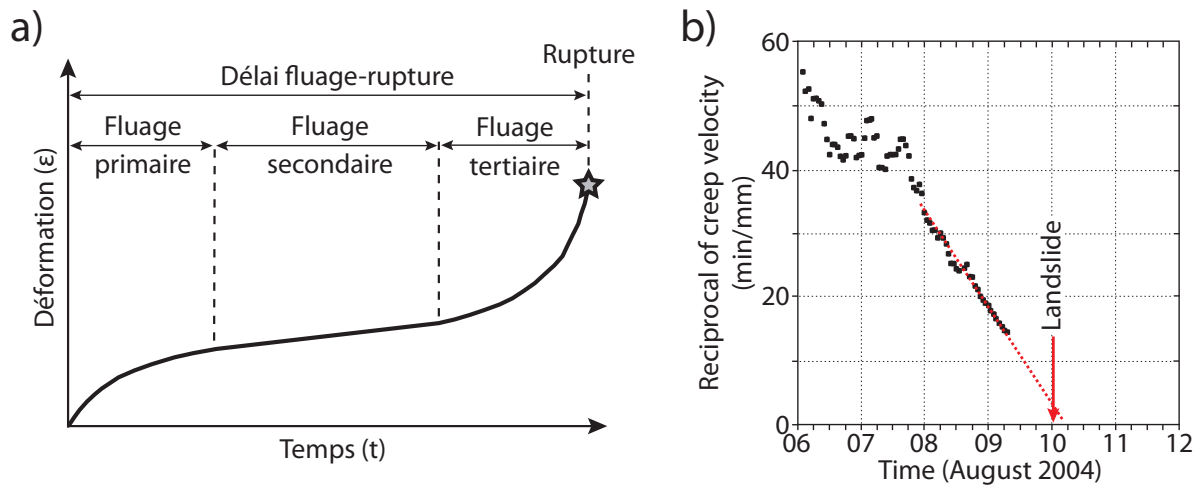


FIGURE 1.5 – a) Evolution schématique de la déformation (ϵ) d'un matériau en fonction du temps (t) sous contrainte constante (d'après Saito 1980). b) Prédiction de la rupture du glissement d'Ohto, par la méthode de Fukuzono (1985). L'inverse de la vitesse de déplacement ($1/v$, ordonnées) est représentée en fonction du temps (abscisses). La rupture effective est indiquée par la flèche rouge. Tiré de Suwa *et al.* (2010).

a) Typical creeping curve of a material. The deformation (ϵ) is shown as a function of time, under a constant stress (from Saito 1980). b) Prediction of Ohto landslide time of rupture, using Fukuzono's method (Fukuzono 1985). The displacement velocity reciprocal ($1/v$, ordinate) is plotted as a function of time (abscissa). The actual time of rupture is pointed by the red arrow. From Suwa *et al.* (2010).

1.3 Conclusions

Mon travail de doctorat se focalisera sur les éboulements rocheux de volume intermédiaire (10^3 - 10^5 m³), qui sont des phénomènes spatialement discrets à la propagation post-rupture très rapide et au pouvoir destructeur élevé. Ce type d'aléa nécessite un suivi temporel vers la rupture qui consiste à rechercher des précurseurs, généralement l'augmentation des mouvements du terrain et/ou de l'ouverture des fractures. Ces mesures sont souvent ponctuelles et cantonnées à la surface du terrain et ne permettent pas de suivre l'état de stabilité mécanique du compartiment, principalement contrôlé par des processus localisés en profondeur dans le massif rocheux. Il est donc nécessaire d'identifier des précurseurs sensibles à ces processus profonds et on présentera dans les deux chapitres suivants des méthodes basées sur les enregistrements sismiques.

Chapitre 2

Apport des enregistrements sismiques avant et pendant les mouvements de terrain

Sommaire

2.1	Introduction	29
2.2	Signaux sismiques précurseurs à la rupture	30
2.3	Signaux de la rupture et propagation post-rupture	33
2.4	Cas des mouvements de terrain à l'activité diffuse	38
2.5	Conclusions	39

2.1 Introduction

Les enregistrements sismiques ont récemment connu une utilisation croissante dans de nombreuses disciplines des sciences de la terre car ils permettent d'obtenir de manière indirecte des informations à distance et en profondeur sur des processus naturels ou anthropiques. Ils ont par exemple été utilisés pour étudier la dynamique éruptive de volcans (Diodati *et al.* 1991; Gambino *et al.* 2004), la cinématique d'avalanches de glace (Caplan-Auerbach et Huggel 2007) ou les propriétés de lahars (Cole *et al.* 2009). Les enregistrements de signaux sismiques ont également été appliqués pour étudier la réponse du massif rocheux à des travaux d'excavation (Pettitt *et al.* 2002) ou à l'envoyage d'une mine désaffectée (Senfaute *et al.* 2008).

Durant les deux dernières décennies, les enregistrements sismiques ont été utilisés pour étudier des mouvements de terrain de volume et de nature (sols, roches) très variables. Les deux premières sections de ce chapitre concernent les mouvements de terrain connaissant des phases pré- et post-rupture bien différenciées. On présentera dans un premier temps les signaux sismiques émis par des processus précurseurs à la rupture, mis en évidence à l'échelle du laboratoire et sur des cas réels (section 2.2). La section 2.3 aborde

l'exploitation des signaux sismiques associés à la rupture et à la propagation dans le but de caractériser les propriétés et la dynamique des mouvements de terrain. Le cas des mouvements de terrain présentant une activité modérée et diffuse sera abordé à la section 2.4.

2.2 Signaux sismiques précurseurs à la rupture

L'endommagement d'un matériau, plus précisément les ruptures fragiles qui s'y produisent, se traduit par l'émission d'ondes élastiques. Les signaux associés sont appelés émissions acoustiques (*EA*) ou micro-séismes (*MS*) en fonction de leur contenu fréquentiel ($\sim 10^4$ - 10^6 Hz et ~ 1 - 10^3 Hz, respectivement Hardy 2003). En conséquence, les *EA* peuvent être enregistrées jusqu'à quelques mètres de distance contre plusieurs centaines de mètres pour les *MS*. Les dimensions du volume investigué par cette technique d'écoute sismique dépendent de la taille de la source, du milieu de propagation et des instruments de mesure employés.

Contrairement aux précurseurs aux mouvements de terrain classiquement recherchés, ponctuels et en surface (*cf.* 2), l'écoute sismique renseigne sur les processus d'endommagement au sein d'un volume de matériau. Dans la littérature, elle a principalement été appliquée aux roches se comportant de manière fragile.

Les processus d'émission acoustique ont été intensément étudiés à l'échelle du laboratoire sur des échantillons rocheux soumis à de la compression uniaxiale ou triaxiale. Lors de l'endommagement progressif de l'échantillon, on enregistre des émissions acoustiques liées à l'ouverture/fermeture de fractures pré-existantes ou à l'initiation puis la propagation de nouvelles fractures (Ohnaka et Mogi 1982). On observe un accroissement du taux d'émissions vers la rupture (fig. 2.1) ainsi qu'une augmentation de l'amplitude moyenne des événements (Ohnaka et Mogi 1982; Amitrano 2003; Sellers *et al.* 2003).

De nombreuses études ont récemment transposé l'écoute sismique du laboratoire vers le terrain en réalisant le suivi temporel des émissions acoustiques et/ou de la micro-sismicité émise par des matériaux naturels. Contrairement au laboratoire, le milieu naturel est très peu contrôlé ce qui nécessite une étape de détection des événements sismiques (automatique – *i.e.* sans intervention humaine – ou semi-automatique) puis de classification (manuelle, automatique, semi-automatique) pour ne conserver que les signaux d'*EA/MS*. Diverses configurations d'instabilité dans des matériaux rocheux ont été étudiées pour des contextes géologiques et morphologiques variés.

On peut mentionner les écoutes sismiques menées dans les parois de roches métamorphiques de la Jungfrau et du Cervin (Amitrano *et al.* 2010, 2012; Occhiena *et al.* 2012) ou les falaises sédimentaires du Vercors (Got *et al.* 2010). Ces travaux ont montré une corrélation significative des taux d'*EA* et *MS* avec la température, l'activité acoustique et micro-sismique se concentrant durant les périodes de gel intense (fig. 2.2). En faisant l'hypothèse que les *EA/MS* sont générés par des ruptures fragiles au sein du matériau rocheux comme pour les expériences de laboratoire, alors le suivi des taux d'*EA* et *MS* permet de suivre l'endommagement du massif.

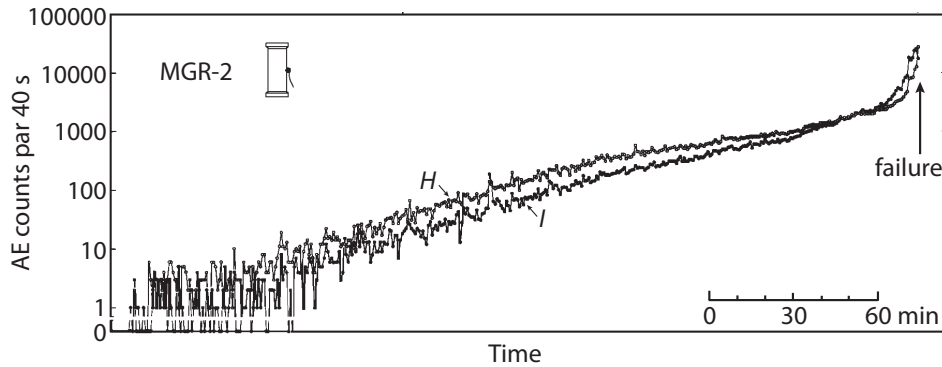


FIGURE 2.1 – Suivi temporel du taux d'émission acoustique (nombre d'EA/40 s) dans deux bandes de fréquence (I : intermédiaire 300-400 kHz, H : haute 1-1,5 MHz) pour un test de compression uniaxiale d'un granite de Mannari (MGR-2) jusqu'à la rupture. Adapté de [Ohnaka et Mogi \(1982\)](#).

Acoustic Emission rate as a function of time (number of EA per 40 s) in two frequency ranges (I : intermediate 300-400 kHz, H : high 1-1,5 MHz) for a Mannari granite sample (MGR-2) submitted to uniaxial compression test until failure. Adapted from [Ohnaka et Mogi \(1982\)](#).

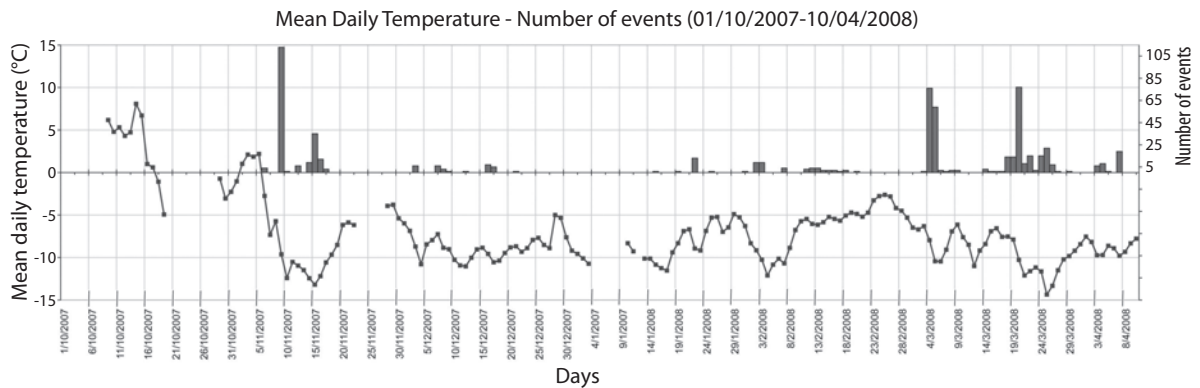


FIGURE 2.2 – Nombre d'évènements micro-sismiques (histogramme) et températures journalières moyennes (courbe grise) en fonction du temps sur le site instrumenté du Cervin. Tiré de [Amitrano et al. \(2010\)](#).

Number of micro-seismic events (bars) and mean daily temperatures (grey curve) as a function of time, for Matterhorn study site. From [Amitrano et al. \(2010\)](#).

Certains travaux basés sur l'écoute sismique ont permis la localisation des sources d'EA/MS en utilisant différentes méthodes (différence des temps d'arrivée entre les ondes P et les ondes S, recherche par quadrillage) qui nécessitent un bon rapport signal à bruit et/ou un modèle de vitesse précis. Par exemple, un zonage de la micro-sismicité a pu être réalisé sur le versant instable de Randa, les zones actives du glissement se traduisant par une activité MS élevée ([Spillmann et al. 2007](#)). Sous certaines conditions, les surfaces de glissement pourraient être reconnues par la micro-sismicité de fracturation et d'adhérence-glissement (stick-slip) qu'elles génèrent ([Brückl et Mertl 2006](#)).

Une campagne d'enregistrements sismiques a été conduite en 2007 sur une colonne calcaire de 21000 m³ nettement découpée du massif rocheux qui s'est effondrée après 4 mois d'études. Les sources d'*EA/MS* ont été localisées préférentiellement au niveau des ponts rocheux qui assuraient la stabilité de l'écaïlle et ont été endommagés au cours du temps. L'étude de la polarisation des micro-séismes à l'aide de capteurs 3 composantes a mis en évidence des ruptures préférentiellement en traction dans la partie haute de la fracture et en cisaillement dans la partie basse, résultant probablement d'un mécanisme de rupture de la colonne en basculement (Lévy *et al.* 2011).

L'instrumentation d'une falaise de craie en Haute-Normandie (site de Mesnil-Val) est un des rares cas où le suivi des *EA/MS* a été mené jusqu'au déclenchement du mouvement de terrain (fig. 2.3a). Le taux d'*EA/MS* enregistré par la station la plus proche du plan de rupture a augmenté durant les deux heures précédant l'éboulement, accompagné d'une augmentation de l'amplitude moyenne des événements dans les bandes de fréquence 0,40-1,5 kHz et 2-10 kHz (fig. 2.3b). L'énergie émise sur cet intervalle de temps s'est accrue en suivant une loi puissance. Cet accroissement du taux d'*EA* et *MS* n'a pas été observé sur les stations sismiques plus éloignées du plan de rupture en raison de la forte atténuation des ondes sismiques dans le matériau crayeux du site d'étude (Amitrano *et al.* 2005; Senfaute *et al.* 2009).

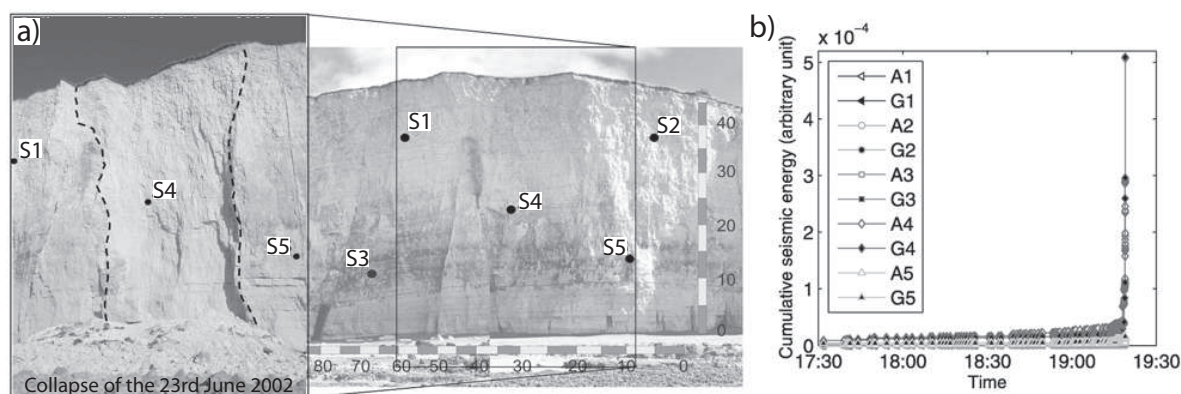


FIGURE 2.3 – a) Photographie de la falaise de craie de Mesnil-Val (Haute-Normandie, France) avant (droite) et après (gauche) l'éboulement du 23/06/2002, d'un volume de 1000-2000 m³. Le réseau d'écoute sismique est composée de 5 stations (*S*) comprenant chacune un accéléromètre (*A*) et un géophone (*G*). La station *S*₄ est située à proximité du plan de rupture. b) Activité sismique enregistrée par chaque capteur du réseau durant les deux heures précédant l'éboulement. Tiré de Amitrano *et al.* (2005).

a) Picture of Mesnil-Val chalk cliff (Upper Normandy, France) before (right) and after (left) the 2002/06/23 rockfall, with a volume of about 1,000-2,000 m³. The seismic array is made up of 5 stations (*S*) combining accelerometric (*A*) and velocimetric measurements (geophones, *G*). Station *S*₄ is located close to the failure plane. b) Seismic activity recorded by each sensor during the last two hours before failure. From Amitrano *et al.* (2005).

En conclusion, l'écoute sismique permet de suivre l'activité d'un mouvement de terrain dans des matériaux fragiles par le biais du suivi du taux d'émission acoustique ou de micro-sismicité, et peut être combinée à des techniques de surveillance classiques (Arosio *et al.* 2009, chapitre 1). Lorsque des algorithmes de détection et de classification des signaux sont automatisés et rapides, cette technique peut être intégrée à un système de surveillance opérationnel comme pour l'instabilité de versant d'Åknes (Roth *et al.* 2006). Comme l'activité sismique est partiellement contrôlée par les conditions climatiques, l'acquisition de longues séries temporelles est nécessaire afin de distinguer la dynamique normale du mouvement de terrain d'une évolution rapide vers la rupture. Il est également indispensable de disposer le réseau d'écoute de manière à enregistrer les signaux émis par la (les) zone(s) active(s), en prenant en compte l'atténuation généralement forte dans les milieux fracturés.

2.3 Signaux de la rupture et propagation post-rupture

Lorsque la stabilité d'un mouvement de terrain n'est plus assurée, la phase de rupture puis la phase de propagation génèrent des signaux sismiques caractéristiques. Lors de ces processus, seule une faible partie de l'énergie potentielle initiale est convertie en énergie sismique (ratio entre 10^{-6} et 10^{-3} , Weichert *et al.* 1994; Deparis *et al.* 2008b; Hibert *et al.* 2011).

Dans le cas d'instabilités de volume important (plusieurs dizaines de milliers à millions de m^3), les signaux générés sont suffisamment énergétiques pour être enregistrés par des stations sismiques distantes de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres. Les sismogrammes peuvent alors être utilisés pour la détection, l'identification, la localisation et la datation des mouvements de terrain. Ils présentent généralement une enveloppe émergente et une disparition progressive, avec une forme irrégulière et des pulses d'énergie. Le contenu fréquentiel, centré autour de quelques Hz à dizaines de Hz, montre des spectrogrammes triangulaires probablement dus à des effets d'entraînement de matière et/ou de déplacement de la source sismique (Suriñach *et al.* 2005; Dammeier *et al.* 2011). Weichert *et al.* (1994) associent une signature sismique singulière à des mouvements de terrain de plusieurs millions de m^3 , caractérisée par un faible rapport entre le contenu spectral haute et basse fréquence. Des travaux récents concernent la détection et localisation en temps quasi-réel des mouvements de terrain à partir des réseaux sismiques permanents dans un but d'intégration au système de secours aux victimes (Kao *et al.* 2012).

De nombreuses études ont visé à déterminer le volume de matériau mis en jeu à partir des signaux sismiques. Yamada *et al.* (2012) ont étudié les mouvements de terrain de grande ampleur ($V \sim 10^6 m^3$) induits par le passage du typhon Talas sur le Japon à partir des enregistrements des réseaux sismologiques. Il propose une relation linéaire entre l'énergie du signal sismique (*i.e.* le carré de l'amplitude) et le volume de l'instabilité. L'étude de Norris (1994) couvre un large panel d'instabilités gravitaires (avalanches de glace, neige ou roche, coulées de débris) s'étant produites sur les pentes du Mont St Helens et du Mont Rainier, avec des volumes compris entre 10^4 et $10^7 m^3$. Ces travaux ont

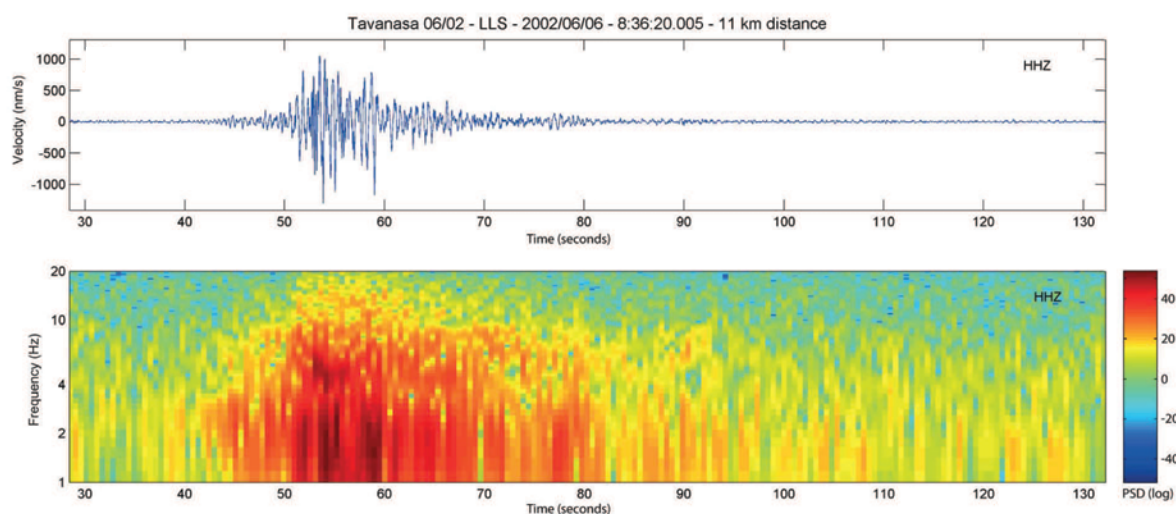


FIGURE 2.4 – Sismogramme et spectrogramme de l'éboulement de Tavanasa (90000 m^3) enregistré sur la composante verticale à une distance de 11 km. Le sismogramme émerge et décroît progressivement, tandis que le spectrogramme montre une forme triangulaire : le contenu à haute fréquence augmente de 45 à 55 s puis diminue jusqu'à la fin du signal. Tiré de [Dammeier et al. \(2011\)](#).

Seismic signal and spectrogram of Tavanasa rockfall ($90,000 \text{ m}^3$) recorded on the vertical component at 11 km in distance. The amplitude of seismogram increases and decreases smoothly and the spectrogram shows a characteristic triangular shape, with increasing high frequency content from 45 to 55 s that then decreases until the end of the signal. From [Dammeier et al. \(2011\)](#).

permis de dater des événements et de tester l'influence du volume, du type de matériau, du chemin de propagation et du mode de rupture sur les signaux sismiques induits. En particulier, une relation linéaire a été observée entre le volume de l'instabilité et l'amplitude du signal. Ce même type de relation a été trouvée par [McSaveney et Downes \(2002\)](#) pour des avalanches rocheuses en Nouvelle-Zélande de plusieurs millions à dizaines de millions de m^3 .

Lorsque les volumes mis en jeu sont plus faibles ($10^3 \leq V \leq 10^6 \text{ m}^3$), l'enregistrement des signaux sismiques induits nécessite une densité plus importante de stations. Sur un jeu de 20 éboulements ou avalanches rocheux(es) enregistrés dans les Alpes par le service sismologique suisse (<http://www.seismo.ethz.ch/index>), [Dammeier et al. \(2011\)](#) ont calibré des relations statistiques entre les caractéristiques des événements et les sismogrammes. Après correction de l'atténuation, la durée du signal, le pic d'amplitude de l'enveloppe du signal et l'aire de l'enveloppe ont permis d'estimer de manière satisfaisante les caractéristiques des instabilités. Les corrélations les plus significatives ont été obtenues entre la durée du signal et l'énergie potentielle, ainsi qu'entre la durée du signal et le volume de l'instabilité. De manière analogue, [Deparis et al. \(2008b\)](#) ont étudié un jeu de 10 éboulements enregistrés par le réseau régional *Sismalp* (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>). Il n'a été trouvé aucune corrélation significative entre les paramètres des éboulements (hauteur de chute, distance de propagation, volume, énergie potentielle) et

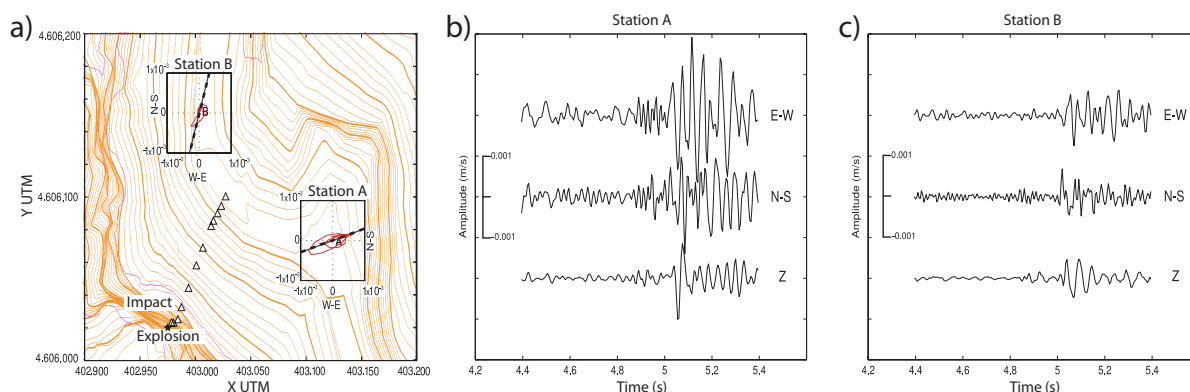


FIGURE 2.5 – Localisation de l'impact d'une masse minée de 75 m^3 à partir de la polarisation des signaux enregistrés par deux capteurs sismiques trois composantes. a) Carte topographique du site présentant la localisation des stations sismiques (A et B), l'explosion (étoile noire) et la trajectoire de l'éboulement (triangles). En faisant l'hypothèse d'ondes P se propageant dans un milieu homogène, la direction préférentielle de polarisation (pointillés noirs) est dirigée vers la source sismique. b) et c) Signaux enregistrés par les composantes E-W, N-S et Verticale (Z) des capteurs sismiques A et B, respectivement. Tiré de [Vilajosana et al. \(2008\)](#).

Impact location of a 75 m^3 triggered rockfall derived from 3C seismic signals polarization. a) Topographic map of the site with location of the seismic stations (A and B), the blast (black star) and rockfall path (triangles). Under the hypothesis of P waves travelling in a homogeneous medium, the direction of polarization (black dashed lines) points towards the seismic source. b) and c) Seismic signals recorded on the E-W, N-S and Vertical (Z) components of A and B, respectively. From [Vilajosana et al. \(2008\)](#).

la magnitude sismique. En revanche, la durée du signal est liée à l'énergie potentielle et à la distance de propagation. Une corrélation identique a été établie pour une centaine d'éboulements rocheux du type écoulement granulaire enregistrés à l'intérieur du cratère Dolomieu (Piton de la Fournaise, la Réunion, [Hibert et al. 2011](#); [Hibert 2012](#)). Dans le cas particulier d'un éboulement de faible volume (75 m^3) déclenché par minage, deux capteurs sismiques trois composantes dédiés à cette expérience ont pu être mis en place à proximité. [Vilajosana et al. \(2008\)](#) relie la forme des sismogrammes enregistrés à la cinématique de l'éboulement, avec des arrivées d'ondes associés aux ondes P et acoustiques de l'explosion, à l'impact de la masse éboulée sur deux vires successives et à l'impact de quatre blocs isolés sur la route en aval. L'analyse de la polarisation des signaux sur des fenêtres de temps glissantes a permis de localiser l'explosion, la chute de la masse éboulée sur le sol (fig. 2.5) et l'impact d'un bloc sur la route.

Les relations entre les caractéristiques des mouvements de terrain (en particulier le volume instable) et les sismogrammes correspondants sont complexes. En effet, l'émission de signaux sismiques est largement contrôlée par la dynamique de l'instabilité (en particulier la phase de propagation du matériau), qui fait intervenir de multiples sources sismiques avec une chronologie particulière.

Dans les études précédemment mentionnées, les caractéristiques des mouvements de terrain étaient estimées à partir de corrélations avec certaines caractéristiques du signal (durée, pic d'amplitude, etc.). Des études récentes ont proposé d'exploiter la forme d'ondes complète pour caractériser la source sismique. Pour cela, la forme d'onde doit être peu déformée lors du trajet source-captteur, ce qui implique d'exploiter les basses fréquences, moins sensibles aux hétérogénéités du milieu. En conséquence, cette méthode est restreinte à des volumes d'instabilité importants enregistrés de quelques kilomètres à centaines de kilomètres de distance. Dans ces cas, la génération des signaux sismiques est contrôlée par le déplacement et les changements de trajectoire du matériau en mouvement (virage, rupture de pente, [Suriñach et al. 2001](#)) et par des variations du couplage sismique avec le sol (changement de rugosité de la topographie ou de la contrainte de cisaillement basale, [Caplan-Auerbach et Huggel 2007](#)). Plusieurs modèles de sources sismiques générées par les avalanches de matériau ont été proposés avec des degrés de sophistication variables. Par analogie avec un bloc en glissement sur la topographie, la source sismique d'une avalanche peut être approximée par un point force appliqué à la surface du sol ([Kanamori et Given 1982](#); [Kanamori et al. 1984](#); [Dahlen 1993](#)). Sa magnitude dépend du volume de l'instabilité, du coefficient de frottement basal et d'effets dynamiques ([La Rocca et al. 2004](#)). En inversant les signaux sismiques, on peut retrouver la direction, le sens et la magnitude du point force à chaque instant et ainsi contraindre la dynamique du mouvement de terrain. [Lin et al. \(2010\)](#) retrouvent ainsi la direction de déplacement d'un glissement de terrain et estiment son volume à 5 millions de m^3 à partir des enregistrements du réseau sismologique taiwanais. Pour un glissement de terrain survenu au Pakistan, [Ekström et Stark \(2013\)](#) mettent en évidence les phases d'accélération et de ralentissement le long d'une trajectoire rectiligne et estiment le volume glissé à 45 millions de m^3 (fig. 2.6). Les mêmes auteurs étudient ensuite un panel de 29 mouvements de terrain majeurs sur la période 1980-2012, et observent que la magnitude maximale de la force est reliée à la masse de matériau instable, à l'énergie potentielle et à la durée de propagation. Dans leur étude du mouvement de terrain d'Akatani (8 Mm^3 , Japon), [Yamada et al. \(2013\)](#) relèvent une diminution du coefficient de frottement basal au cours de la propagation, suggérant l'arasement des aspérités du sol et/ou un phénomène de liquéfaction qui contribuent à augmenter la distance de propagation.

Des modèles numériques basés sur des lois d'écoulement ont été développés pour modéliser les avalanches et permettent de calculer les contraintes à la surface du sol induites par la propagation. Diverses rhéologies de matériaux ont été utilisées dans la littérature dont on mentionne quelques exemples ci-après. Les avalanches de la Punta Thurwieser (2,5 Mm^3 , Italie, [Favreau et al. 2010](#)) et du Mont Steller (40-60 Mm^3 , Alaska, [Moretti et al. 2012](#)) ont été modélisées avec une rhéologie de Coulomb, où le frottement est indépendant de la vitesse d'écoulement du matériau. [Schneider et al. \(2010\)](#) ont modélisé les avalanches rocheuses de Red Glacier (6 Mm^3 , Alaska) et du Mont Cook (12 Mm^3 , Nouvelle-Zélande) en utilisant une rhéologie de Voellmy, où les caractéristiques mécaniques du matériau varient en fonction de la vitesse d'écoulement ([Hungr et Evans 1996](#)) et en prenant en compte l'entraînement de matériau au cours de la propagation.

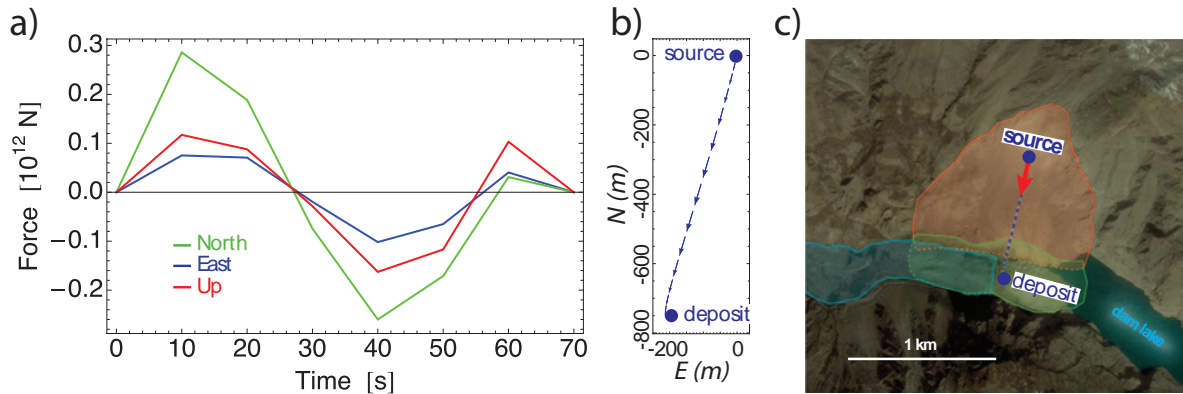


FIGURE 2.6 – Etude du mouvement de terrain d’Hunza-Attabada, Pakistan. a) Magnitude du point force en fonction du temps, pour les trois composantes Nord, Est et Z. b) Déplacement de la masse dans le plan horizontal déduite par double intégration du point force et normalisation par la distance de propagation totale repérée en (c). c) Photographie satellite prise après le mouvement de terrain avec la position initiale de la masse instable (rouge) et la zone de dépôt (vert). La distance de propagation totale a été calculée entre les barycentres de la source et du dépôt. Tiré de [Ekström et Stark \(2013\)](#).

Hunza-Attabada landslide case study (Pakistan). a) Point force magnitude as a function of time, for North, East and Z components. b) Planform trajectory of landslide motion computed from the double-integration of the point force and scaling by runout distance. c) Satellite image taken after the landslide, showing the initial (red) and final (green) position of the material. The runout was computed between source and deposit centers of mass. From [Ekström et Stark \(2013\)](#).

Ces études mêlant signaux sismiques et modélisations numériques ont permis de mieux comprendre la cinématique des avalanches rocheuses et la genèse des signaux sismiques, quel que soit le type de source modélisée. Elles ont permis de calibrer les paramètres de frottement basal (modèle du bloc en glissement) ou ceux des lois rhéologiques (modèle d’écoulement) utilisés pour la modélisation. Une diminution du coefficient de frottement a parfois été observée au cours de la propagation, ce qui peut expliquer au moins en partie les distances de propagation élevées des avalanches de terrain ([Melosh 1987](#)). Les processus d’entraînement et de dépôt de matériau intervenant au cours de la propagation ont parfois du être pris en compte pour aboutir à une géométrie de dépôt vraisemblable ([Hungre et Evans 2004](#); [Mangeney et al. 2007](#)).

En revanche, les mécanismes de source sismique pour les éboulements rocheux (10^3 - 10^5 m³) sont moins connus et n’ont pas fait l’objet de modélisations similaires pour plusieurs raisons. Ils sont plus rarement enregistrés par des réseaux sismiques en raison de l’atténuation importante dans la gamme de fréquence élevée des signaux générés. De plus, la forme d’onde est altérée lors du trajet source-capteur par la diffraction multiple sur les hétérogénéités du milieu. Enfin, les émissions sismiques d’un éboulement ne peuvent être modélisées de façon simple car les sources sont multiples, concomitantes et de caractéristiques variables.

2.4 Cas des mouvements de terrain à l'activité diffuse

Certains types de mouvements de terrain montrent une activité diffuse au cours du temps, sans rupture catastrophique observée à l'échelle de la période d'étude. C'est le cas des matériaux meubles en régime d'écoulement lent qui ne montrent pas d'accélération des mouvements vers des coulées rapides. Le glissement d'Heumoes (Autriche) affectant des dépôts glaciaires a été instrumenté avec des réseaux sismiques (Walter et Joswig 2008). L'activité sismique observée au sein du matériau en glissement est corrélée avec la vitesse de déplacement, et probablement générée par des ruptures lors de la déformation. De manière similaire, les études des glissements de Super-Sauze (France, fig. 2.7) et Valoria (Italie) ont montré l'émission de signaux sismiques dans le matériau argileux en mouvement (Amitrano *et al.* 2007; Walter et Joswig 2009; Walter *et al.* 2012; Tonnellier *et al.* 2013). L'écoute sismique a permis de relier activité sismique et déplacements, en attribuant les émissions sismiques à des ruptures fragiles dans la partie non saturée du matériau ou à du frottement sur le substratum (fig. 2.7).

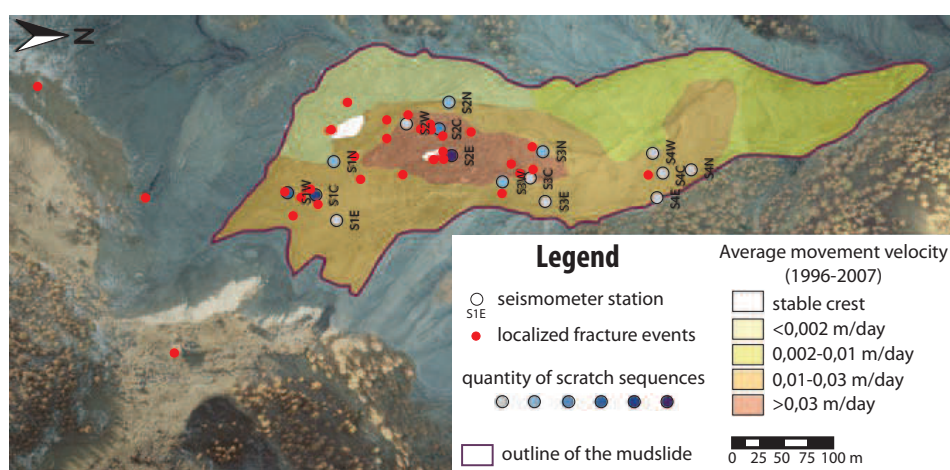


FIGURE 2.7 – Vue aérienne du glissement de Super-Sauze, avec les vitesses de déplacement moyenne sur la période 1996-2007 (échelle de couleurs de blanc à rouge). Sismomètres (cercles), épiceintre des ruptures fragiles au sein du matériau argileux en mouvement (rouge) et quantité d'évènements du type frottement sur substratum (niveaux de bleus). Tiré de Walter *et al.* (2009).

*Aerial view of Super-Sauze landslide showing average movement velocities over 1996-2007 period (white to red color scale). Seismometers (circles), location of brittle fracture events within the moving clayey material (red) and quantity of scratch sequences over the substratum (blue color scale). From Walter *et al.* (2009).*

Dans le cas des mouvements de versant de grande ampleur, les chutes de pierres ou chutes de blocs traduisent l'activité des processus de déstabilisation. La détection des signaux sismiques engendrés par la propagation de ces petits volumes de matériau peut être intégrée à un dispositif de surveillance du mouvement de versant. Deux études de ce type ont intéressé l'activité de chute de pierres/blocs sur le versant instable de Séchilienne (France), permettant de localiser deux zones préférentielles de chutes de pierres/chutes de blocs ([Lacroix et Helmstetter 2011](#)) et d'investiguer la relation complexe entre activité gravitaire et pluviométrie ([Helmstetter et Garambois 2010](#)).

2.5 Conclusions

Les évènements sismiques générés par une large typologie de mouvements de terrain ont été étudiés, couvrant une vaste gamme de matériaux. Des émissions sismiques pré-rupture ont été mises en évidence et reliées à l'endommagement du matériau, suggérant que l'augmentation du taux d'émission sismique peut être précurseur de la rupture. Lors de la phase post-rupture, les signaux sismiques enregistrés renseignent sur les propriétés de l'instabilité (volume, hauteur de chute, etc.) et sur la propagation (distance parcourue, vitesse, etc.). Dans le cas des avalanches rocheuses, l'inversion des signaux permet de caractériser la source sismique en fonction du temps. La dynamique de propagation peut alors être explorée par simulation numérique. L'écoute sismique permet également de préciser la dynamique des mouvements de terrain à l'activité diffuse dans le temps, qui ne connaissent pas d'évolution catastrophique vers la rupture à l'échelle de la période d'étude.

Chapitre 3

Analyse spectrale des structures

Sommaire

3.1	Introduction	40
3.2	Analyse modale	41
3.3	Analyse modale en génie civil	42
3.3.1	Méthodes	42
3.3.2	Applications	43
3.4	Effets de site en sismologie	47
3.5	Réponse dynamique des mouvements de terrain	50
3.6	Conclusion	54

3.1 Introduction

Ce chapitre présente l'utilisation des enregistrements sismiques afin de caractériser la réponse spectrale de structures. Celle-ci dépend des propriétés géométriques et mécaniques de la structure et des conditions aux limites (Avitabile 2001; Fu et He 2001) et permet de déterminer les paramètres dynamiques que sont les fréquences de résonance, les amortissements et les déformées modales. La première section présente de manière succincte les deux grandes familles de sollicitations (forcées ou ambiantes) et les méthodes de traitement utilisées en analyse modale. La réponse dynamique d'ouvrages de génie civil et de structures géologiques est abordée dans les deux sections suivantes à travers l'étude des fréquences de résonance. La dernière section traite de la réponse dynamique des mouvements de terrain et plus précisément des phénomènes de résonance des instabilités rocheuses.

3.2 Analyse modale

L'analyse modale est basée sur l'enregistrement des vibrations d'une structure soumise à une sollicitation extérieure du type vibrations forcées ou vibrations ambiantes, en vue de déterminer ses paramètres dynamiques. Ces paramètres sont contrôlés par les propriétés géométriques et mécaniques de la structure ainsi que par les conditions aux limites. En faisant l'hypothèse que les propriétés géométriques de la structure restent constantes au cours de la période d'étude, le suivi des paramètres modaux est un proxy des propriétés mécaniques, permettant le suivi de l'intégrité des structures.

Vibrations forcées

Historiquement, les premiers enregistrements de vibrations dans une structure ont été faites durant des sollicitations de fortes amplitudes en raison de la faible sensibilité des premiers capteurs sismiques. Ces sollicitations fortes peuvent être d'origine naturelle (séismes, vent, etc.) comme pour les premiers enregistrements de vibrations de bâtiments sous séismes menés par le sismologue japonais Omori au début du XX^e siècle ([Omori 1922](#); [Michel 2007](#)). Afin de pouvoir déclencher et contrôler ces vibrations, des sources sismiques anthropiques (impulsions, machines vibrantes, etc.) ont été ensuite mises au point, permettant de générer des vibrations forcées ([Blume 1935](#)).

Vibrations ambiantes

[Gutenberg \(1958\)](#) décrit le bruit de fond sismique comme des vibrations de faible amplitude, pseudo-stationnaires sur une certaine échelle de temps et qui ne sont pas reliées à des séismes ou à des explosions. Ces mouvements observés partout à la surface du globe sont appelés indifféremment vibrations ambiantes, bruit de fond sismique ou champ ambiant. Le terme historique de microséismes ne sera pas utilisé dans cette thèse à cause de l'ambiguïté avec les ondes élastiques émises par des micro-ruptures dans les matériaux (*cf.* chapitre 2). En l'absence d'activité humaine, le bruit de fond sismique provient de sources naturelles. A basses fréquences (0,005-0,3 Hz), il est généré par les perturbations atmosphériques et océaniques converties au fond des océans et sur les côtes en ondes élastiques se propageant dans la croûte ([Gutenberg 1958](#)). A plus hautes fréquences (>1 Hz), le champ ambiant provient de diverses sources parmi lesquelles le vent, la pluie, l'écoulement des cours d'eau, etc. ([Withers *et al.* 1996](#); [Bonnefoy-Claudet 2004](#); [Mucciarelli *et al.* 2005](#)). A proximité des zones habitées, les sources anthropiques dominent généralement à hautes fréquences (>1 Hz) : usines, transports, etc. L'importance respective des différentes sources de bruit de fond varie en fonction de la distance à la source, des conditions environnementales, du niveau d'activité anthropique, etc.

Le champ ambiant généré par ces sources superficielles est principalement constitué d'ondes de surface pour lesquelles il est difficile de quantifier le ratio entre les ondes de Rayleigh et les ondes de Love ainsi que la répartition d'énergie entre le mode fondamental et les modes supérieurs ([Bonnefoy-Claudet *et al.* 2006b](#)). En utilisant un réseau de plusieurs dizaines de stations sismologiques réparties sur le globe, [Peterson \(1993\)](#) a mis en

évidence la forme spectrale caractéristique du bruit de fond sismique avec deux maxima locaux (flèches à 18 s et 5 s de période, fig. 3.1). Ces pics d'énergie dits « primaire » et « secondaire » peuvent varier légèrement en fréquence, et sont généralement observés à 14 et 7 s, respectivement. Ils sont causés par l'impact de la houle océanique sur les côtes (pic à 14 s, [Wiechert 1904](#)) et par l'interaction de deux trains de houle océanique se propageant dans des sens opposés (pic à 7 s, [Longuet-Higgins 1950](#)). [Peterson \(1993\)](#) montre que le niveau de bruit de fond sismique dépend principalement de la proximité avec les côtes océaniques et l'activité humaine. Il définit alors deux modèles statistiques de bruit de fond, le « New High-Noise Model » (*NHNM*) et le « New Low-Noise Model » (*NLNM*) correspondant respectivement à un haut et faible niveau d'excitation (fig. 3.1).

Avec l'amélioration progressive de la résolution des capteurs sismiques, l'enregistrement des vibrations de structures sous ces sollicitations de faibles amplitudes se sont démocratisés à partir des années 1960-1970 ([Michel 2007](#)).

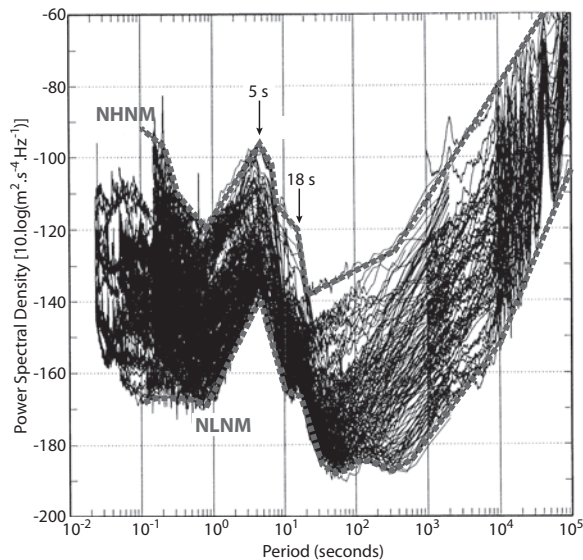


FIGURE 3.1 – Spectres de bruit de fond enregistrés par les 75 stations du réseau global utilisées par [Peterson \(1993\)](#). Les modèles de bruit de fond « New Low-Noise Model » (*NLNM*) et « New High-Noise Model » (*NHNM*) sont représentés en pointillés gris, avec les pics microseismiques primaire (5 s) et secondaire (18 s).

*Seismic noise spectra recorded by 75 stations of the global network used by [Peterson \(1993\)](#). The New Low-Noise Model (*NLNM*) and New High-Noise Model (*NHNM*) are shown in grey dashed lines, along with the primary (5 s) and secondary (18 s) microseismic peaks.*

3.3 Analyse modale en génie civil

3.3.1 Méthodes

L'analyse modale nécessite le déploiement de capteurs (généralement des accéléromètres ou des vélocimètres) disposés en un ou plusieurs points d'une structure. L'enregistrement des vibrations peut être simultané ou non sur l'ensemble des capteurs selon les méthodes de traitement utilisées.

Pour les tests de vibrations forcées, la sollicitation d'entrée est également enregistrée (séisme, impact, etc.). La fonction de transfert, qui compare cette sollicitation d'entrée avec la réponse de la structure, permet d'évaluer les paramètres dynamiques (méthodes « input-output », [Avitabile 2001](#); [Cunha et al. 2005](#)). De nombreuses méthodes d'analyse

modale sont basées sur ce principe et diffèrent selon le domaine de calcul (fréquentiel ou temporel) et le nombre de degrés de liberté pris en compte (Maia et Silva 1997).

Pour les tests de vibrations ambiantes, seule la réponse vibratoire de la structure est enregistrée par les capteurs. Des méthodes « output only » ont été développées pour l'analyse modale et sont basées sur l'hypothèse que l'énergie du bruit de fond est répartie de manière homogène sur une large bande de fréquence (hypothèse de bruit blanc). La structure répond alors sélectivement dans ses modes de vibration caractéristiques (Stubbs et MacLamore 1973). Ces méthodes, très nombreuses, peuvent être réparties en deux groupes : les méthodes paramétriques et non-paramétriques (Cunha *et al.* 2005). Pour les analyses modales conduites dans ce travail de doctorat, on utilisera une approche non-paramétrique basée sur le pointé de pics dans le domaine fréquentiel (Michel 2007). Cette méthode, appelée Frequency Domain Decomposition (*FDD*, Brincker *et al.* 2001) consiste à décomposer la vibration de la structure selon ses différents modes de vibrations. Elle permet ainsi de séparer des modes ayant des fréquences de résonance proches mais des directions de vibration différentes.

Une description plus complète des méthodes d'analyse modale est fournie dans les ouvrages de Maia et Silva (1997) et Fu et He (2001).

3.3.2 Applications

Détection d'endommagement par suivi temporel

Ces techniques visant à déterminer la réponse dynamique des structures ont été appliquées depuis longtemps en génie civil afin de suivre l'intégrité des structures (« Structural Health Monitoring »).

Un exemple fréquemment mentionné est l'étude de la bibliothèque Millikan, sur le campus de Caltech (Californie, Etats-Unis). Clinton *et al.* (2006) ont suivi les deux premières fréquences de résonance du bâtiment (direction E-O et N-S) sur la période 1967-2003, à partir de tests de vibrations forcées (fig. 3.2). Ils ont observé une décroissance nette des deux fréquences de résonance sur la période d'étude (-22% et -12% selon E-O et N-S, respectivement) interprétée comme l'endommagement de la structure causée par les séismes successifs, entraînant une diminution de sa rigidité.

Le pont d'Alamosa Canyon (Nouveau Mexique, Etats-Unis) a fait l'objet d'un programme de recherches du Los Alamos National Laboratory dans les années 1990. La réponse dynamique de la structure a été déterminée initialement puis après chaque stade de l'endommagement contrôlé par des tests de vibrations forcées et ambiantes. Une diminution des fréquences de résonance a été détectée à la suite du dernier stade d'endommagement, ainsi qu'une modification de certaines déformées modales (Farrar et Cone 1994).

De nombreux ouvrages de génie civil ont fait l'objet d'analyses modales avec des conclusions similaires : les fréquences de résonance sont les paramètres dynamiques les plus sensibles à l'endommagement d'une structure (Celebi 1993; Ivanovic *et al.* 2000;

Dunand *et al.* 2006). Salawu (1997) présente une revue de ces études en soulignant l'intérêt et les limites de l'analyse modale.

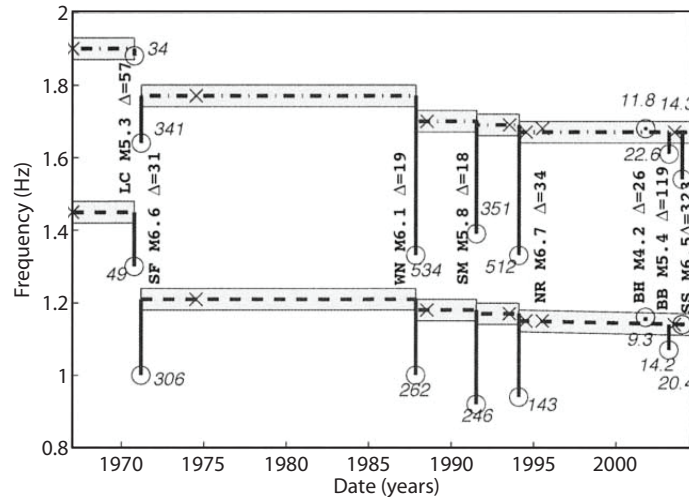


FIGURE 3.2 – Evolution des fréquences de résonance de la Millikan Library entre 1977 et 2003 dans les directions Est-Ouest (ligne pointillée, bas) et Nord-Sud (ligne pointillée, haut), déterminée à partir de tests de vibrations forcées (croix noires). La zone grisée représente l'incertitude de mesure due aux conditions expérimentales et environnementales. Les séismes majeurs sont repérés par les traits noirs verticaux, avec leur magnitude (M) et distance épacentrale (Δ). Les fréquences de résonance mesurées sous ces mouvements forts sont indiquées par les cercles, avec l'accélération maximale du sol enregistrée (en italique, exprimée en cm.s^{-2}). Tiré de Clinton *et al.* (2006).

*First resonant frequencies of the Millikan Library along E-W (dashed line, bottom) and N-S (dashed line, top) directions from 1977 to 2003, derived from shaking tests (black crosses). The measurement uncertainty related to experimental and environmental conditions is shown by the grey area. Major earthquakes are pointed by vertical black lines, along with their magnitude (M) and epicentral distance (Δ). Resonant frequencies under strong motion are shown by the circles with peak ground acceleration in cm.s^{-2} in italic. From Clinton *et al.* (2006).*

Fluctuations environnementales

L'analyse modale d'ouvrages de génie civil à partir d'enregistrements continus s'est développée dans les années 2000 grâce aux progrès en instrumentation et en stockage de données.

Sur un élément structural simple (dalle de béton armé), Xia *et al.* (2006) observent des changements de propriétés modales liées à la température et à l'humidité. Les fréquences de résonance sont corrélées négativement avec la température et l'humidité tandis que l'amortissement est corrélé positivement. Les fluctuations des paramètres modaux peuvent s'expliquer par des variations du module élastique du matériau, en particulier en fonction de la température (Xia *et al.* 2011).

Sur des ouvrages complets, plusieurs études relèvent également des fluctuations des paramètres modaux en fonction des conditions environnementales. Le suivi de la première fréquence de résonance (f_1) de la tour Belledonne (Grenoble, France) est présentée à la figure 3.3 pour la direction E-O. Cette structure de béton armé de 98 m de hauteur montre des changements réversibles de f_1 qui apparaissent corrélés avec des forçages externes tels que la température ou l'exposition au soleil (Mikael 2011). Sur cet ouvrage, une augmentation de température induit une augmentation de f_1 . En revanche, ce comportement n'est pas généralisable à l'ensemble des ouvrages de génie civil. Pour un jeu de trois bâtiments étudiés, Mikael *et al.* (2013) ont en effet trouvé des corrélations et des anti-corrélations entre la fréquence f_1 et la température. A partir d'enregistrements continus de vibrations à la bibliothèque Millikan sur la période 2001-2003, Clinton *et al.* (2006) ont mis en évidence un lien entre les variations de fréquence de résonance et les conditions météorologiques (vent, pluie, température). Pour d'autres ouvrages, les fluctuations modales ont été reliées à des changements de température, de la force du vent ou de l'interaction sol-structure (Farrar *et al.* 1997; Herak et Herak 2010; Mikael *et al.* 2013). L'amortissement présente un comportement complexe et une corrélation généralement plus faible avec les conditions environnementales.

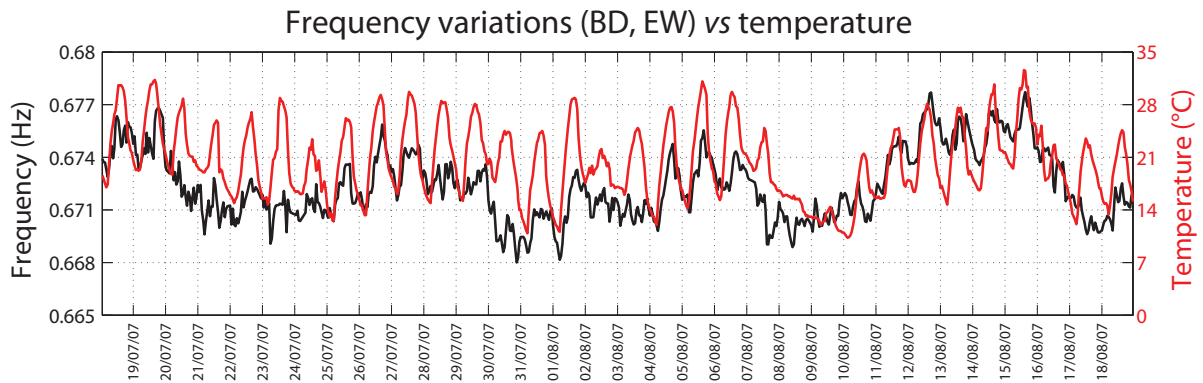


FIGURE 3.3 – Variations de la première fréquence de résonance (noir) et de la température (rouge) enregistrée à une quinzaine de kilomètres du site d'étude. Composante Est-Ouest de la tour « Belledonne » (Ile Verte, Grenoble), du 18 juillet au 18 août 2007. Tiré de Mikael (2011). *Fundamental resonant frequency (black) and temperature (red) fluctuations along the E-W direction for Belledonne tower (Ile Verte, Grenoble) between 2007/07/18 and 2007/08/18. The temperature was recorded at a distance of about 15 km from the building. From Mikael (2011).*

Afin de mettre en évidence d'éventuels changements de fréquence de résonance liés à de l'endommagement, il est nécessaire de s'affranchir de l'influence des conditions environnementales (Yuen et Kuok 2010a). Plusieurs méthodes et modèles ont été développés pour les ouvrages de génie civil, généralement calibrés sur des séries temporelles existantes (Sohn *et al.* 1999; Yuen et Kuok 2010b).

Mouvements faibles *vs* mouvements forts

Plusieurs études ont montré que la valeur des fréquences de résonance d'une structure dépend de l'ampleur de la sollicitation excitatrice sous laquelle la mesure est réalisée. Pour la bibliothèque Millikan par exemple, [Clinton *et al.* \(2006\)](#) reportent des fréquences de résonance sous séisme jusqu'à 25% inférieures à celles déterminées par des tests de vibrations forcées (cercles noirs, fig. 3.2). Pour l'hôtel de ville de Grenoble, [Michel *et al.* \(2010a\)](#) observent une diminution de l'ordre de quelques pourcents ($\sim 2\%$) des fréquences de résonance lors de séismes de magnitude modérée par rapport aux tests de vibrations ambiantes. Enfin, [Doebling *et al.* \(1996\)](#) observent des fréquences de résonance légèrement inférieures sous vibrations forcées par rapport aux vibrations ambiantes. Ces diminutions des fréquences de résonance sous mouvements forts sont transitoires et sont attribuées à des effets non linéaires, probablement de l'endommagement ou des modifications de l'interaction sol-structure ([Herak et Herak 2010](#); [Michel *et al.* 2011](#)). On observe un phénomène de recouvrement partiel ou total des fréquences de résonance vers leur niveau initial selon l'amplitude du mouvement fort et l'endommagement induit.

Développements

Le suivi de l'intégrité des structures est particulièrement utile afin de diagnostiquer rapidement le degré d'endommagement à la suite de sollicitations potentiellement dommageables (explosion, séisme, [Dunand *et al.* 2004](#)). De nombreuses techniques de localisation de l'endommagement ont été mises au point, et sont décrites par [Doebling *et al.* \(1998\)](#) : changements modaux, de la courbature, de la flexibilité, etc.

De nouveaux capteurs accélérométriques utilisant la technologie MEMS (*Micro-Electro-Mechanical Systems*) ont récemment été mis au point et rendent accessible la diffusion à large échelle de l'instrumentation grâce à la baisse des coûts. Ils restent cependant moins performants que les capteurs standards (saturation, sensibilité) et permettent pour l'instant l'étude des mouvements uniquement dans une gamme d'accélérations restreinte ([Holland 2003](#); [Cochran *et al.* 2009](#)). La mesure de vibrations par *LiDAR* (Light Detection and Ranging) cohérent a également été développée ces dernières années par l'*ONERA* et testée avec succès pour l'analyse modale de bâtiments ([Gueguen *et al.* 2010](#); [Valla *et al.* 2013](#)). Comparativement à la méthode classique utilisant des capteurs sismiques, cette technique présente les avantages d'acquérir rapidement et à distance de nombreuses mesures, avantage appréciable dans un contexte de mission post-sismique. Toutefois, elle permet de mesurer uniquement la part des vibrations colinéaires à la direction de visée.

L'analyse modale par vibrations ambiantes permet également de connaître plus précisément la vulnérabilité du bâti : les courbes de fragilité correspondant aux premiers niveaux de dommages peuvent être calées à partir des mesures de vibrations et non plus seulement estimée à partir de dires d'expert ou de modèles empiriques ([Michel *et al.* 2010b, 2012](#)).

3.4 Effets de site en sismologie

Les effets de sites observés en sismologie correspondent à la réponse dynamique de structures géologiques sur lesquelles le signal sismique a été enregistré. [Boore \(1973\)](#) a par exemple observé des accélérations du sol très élevées à proximité du barrage de Pacoima (Californie, Etats-Unis) pour le séisme de San Fernando de 1971, qu'il impute en partie à la topographie du site. [Kawase et Aki \(1990\)](#) ont montré que la distribution de l'intensité des dommages du séisme de Whittier Narrows en 1987 (Californie) est concentrée en quelques endroits et peut être expliquée pour partie par la structure géologique du site ([Vidale et al. 1991](#)). Les effets de site connaissent deux causes majeures développées ci-après : (1) la topographie et (2) la résonance de couches de matériaux meubles reposant sur un substratum rigide.

Influence de la topographie

Dans la littérature, plusieurs observations d'amplification du mouvement sismique sur des crêtes topographiques ont été rapportées. Pour le séisme de Northridge (1994, Etats-Unis), des amplifications de +30% à +100% dans la gamme 2-15 Hz ont été relevées au sommet de la colline de Tarzana (~ 20 m de haut) par rapport à sa base ([Spudich et al. 1996](#)) et ont pu être simulées numériquement (fig. 3.4, [Bouchon et Barker 1996](#)). [Pedersen et al. \(1994\)](#) ont mesuré des amplifications du mouvement du sol de +50% à +300% au sommet d'une colline allongée (Sourpi, Grèce) par rapport à la base de la colline lors de séismes locaux et régionaux, tandis que [Pischiutta et al. \(2010\)](#) ont mis en évidence des amplifications de +300% à +1900% selon la bande de fréquences sur les enregistrements des répliques ($2.6 < M_L < 4.1$) du séisme d'Ombrie et des Marches de 1997. De manière systématique, les amplifications les plus fortes affectent la composante horizontale du mouvement du sol et sont observées dans la direction perpendiculaire à l'axe des crêtes topographiques. Ces amplifications semblent stables dans le temps quel que soit le séisme considéré, montrant qu'elles ne sont pas dues à des effets de source mais bien à des effets de site. Les modélisations numériques montrent cependant que l'effet topographique seul ne permet pas de reproduire la magnitude des amplifications observées mais que des effets 3D et/ou l'effet de la géologie des couches de surface interviennent ([Geli et al. 1988](#); [Bouchon et Barker 1996](#)).

Influence des formations meubles

Un des exemples les plus connus est l'effet du séisme du 19 septembre 1985 sur la ville de Mexico ($M_s - M_w = 8,1$, [McNally et al. 1986](#); [Astiz et al. 1987](#)). L'intensité sismique, très variable spatialement, a été la plus importante dans la partie de la ville construite sur un ancien lac rempli de sédiments ([Iglesias et al. 1987](#)). De forts contrastes de dommages ont été observés entre des bâtiments distants seulement de quelques centaines de mètres, avec un endommagement préférentiel des immeubles d'environ 8 à 15 étages ([Flores et al. 1987](#)).

L'amplification du mouvement du sol au niveau de l'ancien lac, estimée entre 8 et 50 ([Singh et al. 1988](#)), a été expliquée par le contraste d'impédance entre le substratum

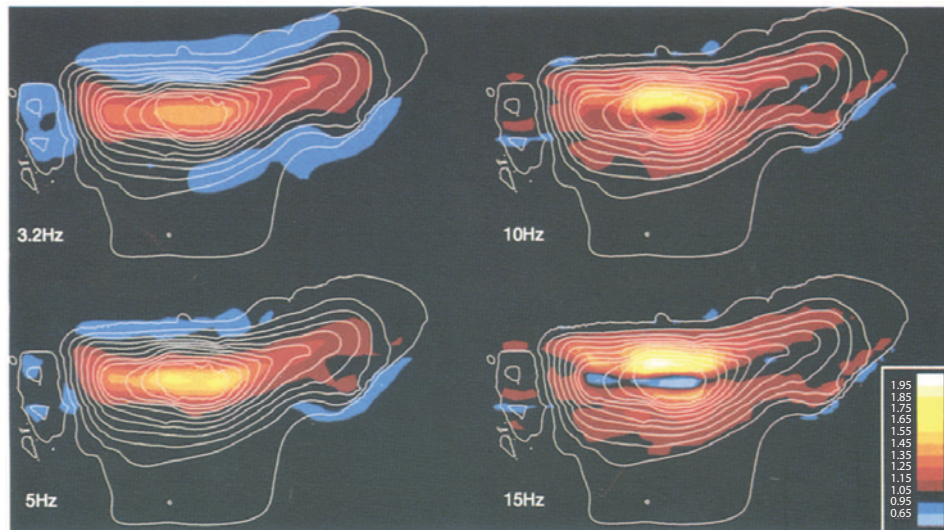


FIGURE 3.4 – Réponse sismique de la colline de Tarzana en fonction de la fréquence, pour une onde S incidente polarisée dans la direction de l’allongement de la colline. L’échelle de couleurs représente l’amplitude maximale du mouvement de sol normalisée par rapport au cas d’une topographie plane. Les contours indiquent la topographie de la colline tous les 5 pieds. Tiré de [Bouchon et Barker \(1996\)](#).

Seismic response of Tarzana hill as a function of frequency under an incident S wave polarized along the hill elongation. The color scale shows the peak ground displacement normalized by the case of a flat topography. White contours show the hill altitude every 5 feet. From [Bouchon et Barker \(1996\)](#).

et les formations sédimentaires superficielles ([Rosenblueth 1986](#); [Flores et al. 1987](#)). La résonance de la couche de sédiments aux environs de 0,5 Hz explique l’endommagement préférentiel des immeubles ayant une fréquence fondamentale proche.

Afin de prédire l’amplification du mouvement du sol en fonction de la fréquence, les ratios site/référence (*i.e.* sédiments/rocher) ont été calculés dans le domaine spectral à partir de sollicitations faibles (bruit de fond) et de mouvements forts (séismes). Ils se sont révélés cohérents, suggérant la faisabilité du zonage sismique à petite échelle ([Lermo et Chavez-Garcia 1994](#)). D’autres exemples d’effets de site dus à des formations meubles superficielles ont été décrits par [Aki \(1993\)](#), qui relève des effets d’amplification non-linéaire au-delà d’une certaine amplitude de mouvement de sol.

Par la suite, une méthode a été proposée pour établir les fréquences de résonance et le facteur d’amplification d’une couche meuble à partir d’un seul capteur 3C, *i.e.* sans capteur de référence au rocher. Cette méthode consiste à calculer le rapport entre le mouvement sismique dans le plan horizontal (H) et le mouvement dans le plan vertical (V) pour différentes bandes de fréquence. On se référera à [SESAME \(2004\)](#) pour la présentation des protocoles de mesure, du traitement et de l’interprétation.

Le rapport H/V a été initialement calculé à partir de mouvements sismiques sur plusieurs sites au Japon ([Nakamura 2008](#)). Sur les sols meubles, le mouvement horizontal est apparu plus important que le mouvement vertical pour certaines fréquences tandis que

les sites au rocher montrent des mouvements identiques dans les deux directions. Cet effet génère un pic du rapport H/V à une fréquence que l'on note $f_{H/V}$. La stabilité du ratio H/V dans le temps suggère un contrôle par la structure géologique plutôt que des effets de source ou de propagation. Quelle que soit la sollicitation, $f_{H/V}$ apparaît cohérente avec la fréquence de résonance fondamentale déterminée par la méthode site/référence (Lermo et Chavez-Garcia 1994; Rodriguez et Midorikawa 2002; Nakamura 2008) tandis que la validité du coefficient d'amplification fait toujours l'objet de discussions (Konno et Ohmachi 1998; Bonnefoy-Claudet 2004; Bonnefoy-Claudet *et al.* 2006a, 2008).

Il est admis que $f_{H/V}$ est influencée par les caractéristiques du sol (notamment le contraste d'impédance entre les formations meubles et le substratum) mais l'origine physique du pic du rapport H/V a été intensément discutée (Bonnefoy-Claudet *et al.* 2006b). Elle est attribuée –de manière non exclusive– aux réflexions multiples des ondes SH autour de la fréquence de résonance du bassin, à l'ellipticité des ondes de Rayleigh et/ou à la phase d'Airy des ondes de Love (Fäh *et al.* 2001; Bonnefoy-Claudet 2004; Bonnefoy-Claudet *et al.* 2008; Nakamura 2008) et semble aussi dépendre de la localisation spatiale des sources de bruit (Bonnefoy-Claudet *et al.* 2006a). Pour une géométrie 1D, $f_{H/V}$ donne une estimation correcte de la fréquence fondamentale de résonance d'une couche meuble superficielle sur un substratum (f_1) obtenue à travers la relation $f_1 = V_S/4h$, avec f_1 la première fréquence de résonance, V_S la vitesse des ondes de cisaillement et h l'épaisseur de la couche meuble (Konno et Ohmachi 1998). Le Roux *et al.* (2012) ont étudié le remplissage d'une vallée glaciaire alpine ayant fait l'objet de mesures de H/V (échelle de couleurs, fig. 3.5). La $f_{H/V}$ mesurée est indiquée par les pointillés. V_S et h ayant été reconnus préalablement par sismique réflexion, les auteurs ont calculé la fréquence de résonance théorique (f_1) à partir de la formule 1D (ligne grise). Dans les zones amont et aval (upstream et downstream), $f_{H/V}$ mesurée et f_1 théorique coïncident ce qui indique une résonance de couche meuble sur substratum du type 1D.

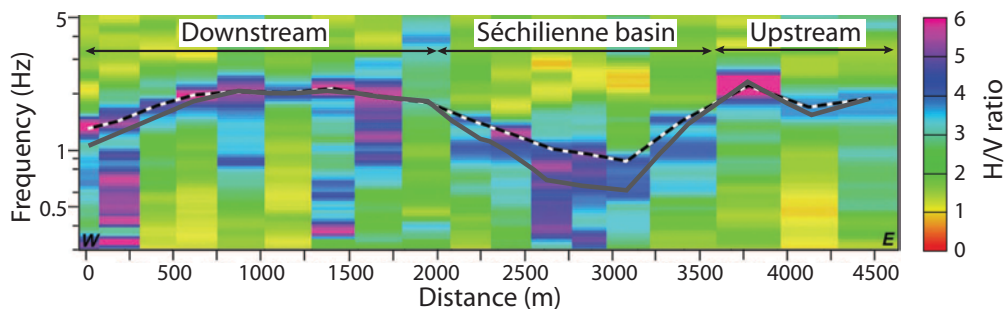


FIGURE 3.5 – Rapport H/V mesuré sur le profil longitudinal de la vallée. L'amplitude est indiquée par l'échelle de couleurs, les pics de H/V étant reliés par la ligne pointillée. La ligne grise indique la fréquence de résonance théorique calculée en utilisant la formule $f_1 = V_S/4h$. V_S et h ont été reconnus par des expériences préalables de sismique réflexion. Tiré de Le Roux *et al.* (2012).

*H/V spectral ratio measured along the profile colinear to the valley axis. The ratio amplitude is shown by the color scale, H/V peaks being linked by the dashed line. The grey line shows the theoretical resonant frequency computed from the following equation : $f_1 = V_S/4h$. V_S and h derived from a previous seismic reflection survey. From Le Roux *et al.* (2012).*

Pour des géométries plus complexes en revanche, il n'existe pas de relation simple et le pic de H/V est souvent mal défini (Cornou *et al.* 2003). Dans le cas de la vallée glaciaire étudiée par Le Roux *et al.* (2012) (paragraphe précédent, fig. 3.5), la zone du bassin de Séchilienne montre une mauvaise adéquation entre la $f_{H/V}$ mesurée et la fréquence de résonance théorique (f_1). La formule 1D théorique sous-estime $f_{H/V}$: la résonance du bassin s'explique ici par des effets 2D. La structure géologique contrôle également la forme du pic H/V : un pic net avec une amplitude > 4 apparaît dans le cas 1D tandis qu'on observe un plateau sur une large bande de fréquences lors d'effets 2D. Dans le bassin sédimentaire de Grenoble (France), caractérisé par une faible largeur et une grande profondeur, Gueguen *et al.* (2007) ont montré que le pic de H/V permet de prédire l'épaisseur des sédiments dans la partie centrale à $\pm 10\%$ d'erreur. A proximité des bords du bassin, l'erreur sur la profondeur peut atteindre plus de 50%, probablement en raison d'effets 2D ou 3D.

A partir d'une étude par modélisation numérique, Bard et Bouchon (1985) ont montré que la résonance 2D d'une vallée au remplissage meuble est contrôlée par son ratio de forme (épaisseur/demi-largeur) et par le contraste de vitesse avec le substratum. Ils ont proposé une relation analytique entre la fréquence de résonance 2D, la fréquence au centre de la vallée et le ratio de forme. Pour des géométries 2D à 3D, Jongmans et Campillo (1993); Bard et Bouchon (1985); Pedersen *et al.* (1995) ont montré que le ratio H/V n'est pas entièrement déterminé par l'effet de site mais dépend également de l'azimut et l'incidence du champ d'ondes (effet de source et de propagation).

3.5 Réponse dynamique des mouvements de terrain

Cette section aborde l'utilisation des enregistrements sismiques pour évaluer la réponse dynamique des mouvements de terrain. Ces milieux complexes montrent généralement une topographie marquée, de fortes hétérogénéités (contrastes d'impédance sismique) et des surfaces de découplage mécanique (fractures, surfaces de glissement, etc.) et sont donc de bons candidats aux effets de site.

Dans le cas de matériaux meubles en mouvement sur un substratum, Méric *et al.* (2007) ont montré que le contraste d'impédance provoque des phénomènes de résonance sous vibrations ambiantes (*cf.* section 3.4). L'épaisseur de la couche en glissement à Super-Sauze et Saint-Guillaume (France) a été caractérisée à partir du pic de H/V en faisant l'hypothèse d'un milieu 1D. Cette interprétation est parfois délicate en raison de la forte hétérogénéité rencontrée dans les matériaux en mouvement.

Dans la chaîne des Apennins (Italie), des versants recouverts d'une épaisseur importante de matériaux meubles (> 5 m) ont été instrumentés durant 4 ans avec des accéléromètres (Del Gaudio et Wasowski 2007; Del Gaudio *et al.* 2008; Del Gaudio et Wasowski 2011). Au cours de la période d'étude, les enregistrements de séismes ont révélé (1) des facteurs d'amplification site/référence compris entre 2 et 3 et (2) une directivité orientée selon le gradient de pente sur les matériaux meubles contrairement au rocher adjacent. L'amplification est probablement liée au contraste d'impédance entre les maté-

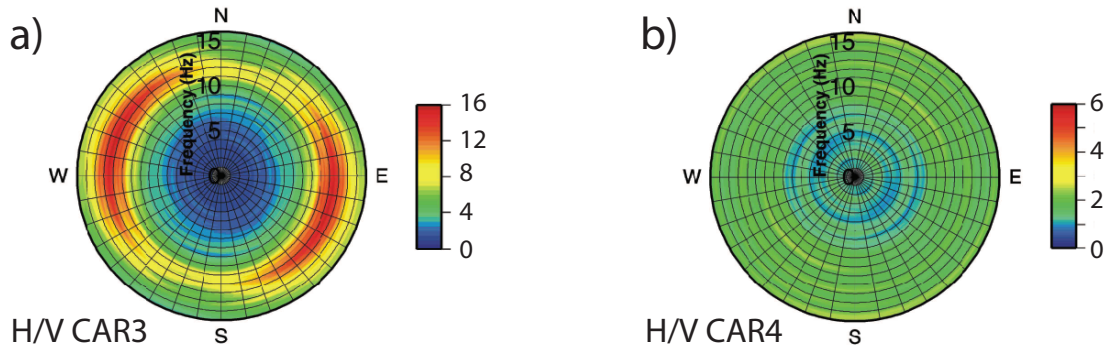


FIGURE 3.6 – Diagrammes polaires du ratio H/V pour les séismes enregistrés aux stations CAR3 (a, station sur les terrains de couverture) et CAR4 (b, station au rocher) du glissement de Caramanico Terme (Italie). L'axe radial représente la fréquence (0-15 Hz), l'angle polaire donne l'azimut de vibration dans le plan horizontal tandis que l'échelle de couleur indique l'amplitude spectrale. Moyenne pour l'ensemble des séismes enregistrés à chaque station. Tiré de [Del Gaudio *et al.* \(2008\)](#).

*H/V polar plots for the earthquakes recorded at stations CAR3 (a, station on soft, superficial layer) and CAR4 (b, reference station) for Caramanico Terme landslide (Italy). The radial axis shows the frequency (0-15 Hz), the polar angle shows the azimuth of vibration in the horizontal plane and the color scale indicates the spectral amplitude. Average over the complete earthquake data set recorded at each station. From [Del Gaudio *et al.* \(2008\)](#).*

riaux de couverture et le substratum tandis que la directivité provient de la combinaison d'effets topographiques, lithologiques et structuraux qui redistribuent l'énergie sismique dans des directions spécifiques. La méthode H/V a été appliquée sur ces enregistrements de séismes ainsi que sur des enregistrements de bruit de fond et met en évidence des caractéristiques d'amplitude et de directivité similaires (fig. 3.6).

Sur des versants rocheux potentiellement instables, des observations similaires ont été rapportées. Par exemple, les versants instables de Randa (5 Mm³) et Walkersmatt (0,8-1 Mm³) (Suisse) ont fait l'objet d'enregistrements de bruit de fond par des stations ou réseaux sismiques ([Burjánek *et al.* 2010, 2012](#)). Contrairement à la zone stable, la partie instable du versant présente systématiquement des pics spectraux à certaines fréquences. Le mouvement du sol y est orienté préférentiellement dans la ligne de plus grande pente, *i.e.* dans la direction de déformation du versant, perpendiculairement aux fractures en extension (fig. 3.7). Les mesures de bruit de fond par les stations en réseau montrent que le champ d'ondes est dominé par des ondes stationnaires, suggérant un phénomène de résonance au sein du volume instable. Des simulations numériques ont permis de montrer que la fracturation sub-v verticale et ouverte du versant explique la résonance ([Moore *et al.* 2011](#)).

Sur le versant rocheux instable de Séchilienne (zone active de 3 Mm³, France), [Meric *et al.* \(2005\)](#) ont observé des amplifications de 1 à 10 de l'énergie du bruit de fond, attribuées au contraste d'impédance entre le substratum et la zone déformée.

Le rapport H/V a été étudié à partir des enregistrements de bruit de fond sur le versant instable de La Clapière (60 Mm³, France). Les résultats montrent une forte variabilité

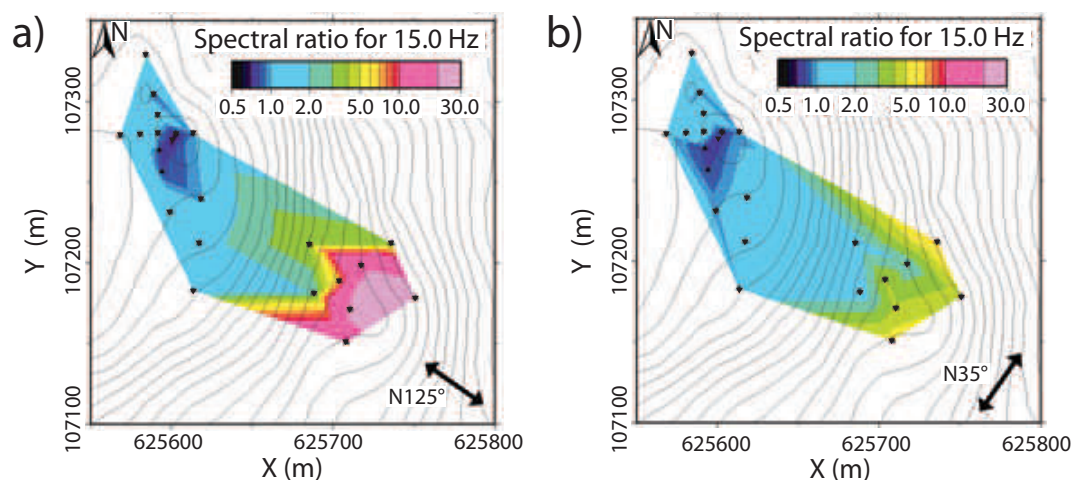


FIGURE 3.7 – Carte des rapports de spectres de bruit de fond site/référence sur le site de Randa, calculés a) dans la direction de la pente (N125°) et b) parallèlement aux courbes de niveau (N35°), à la fréquence de 15 Hz. L’interpolation a été faite par triangulation entre les stations (triangles noirs). Tiré de [Burjánek et al. \(2010\)](#).

Map of site/reference spectral ratios on Randa study site, a) along the direction of slope gradient (N125°) and b) in parallel to the topographic contour lines (N35°), at 15 Hz. Triangulation was used for interpolation between the stations (black triangles). From [Burjánek et al. \(2010\)](#).

spatiale du rapport H/V en raison de l’hétérogénéité du milieu. Les pics de H/V ont été interprétés en utilisant la formule de la résonance d’une couche 1D, révélant uniquement les surfaces de glissement superficielles. La surface de glissement principale n’est pas visible probablement en raison d’un contraste d’impédance trop faible en profondeur ([Gaffet et al. 2010](#)).

La réponse dynamique d’instabilités de volume plus faible a également été étudiée. [Lévy et al. \(2010\)](#) ont instrumenté une colonne calcaire de 21000 m³ avec des sismomètres et des extensomètres durant 4 mois (Juillet-Novembre 2007). Les enregistrements de bruit de fond sismique ont mis en évidence des pics spectraux nets sur la colonne instable contrairement au massif stable adjacent. La modélisation numérique a permis d’attribuer ces pics aux fréquences de résonance de la colonne. La fréquence de résonance fondamentale (f_1) est la plus énergétique (fig. 3.8) et présente des fluctuations liées à la température, à l’instar des structures de génie civil (*cf.* section 3.3). Une chute de fréquence de résonance d’environ 30% a été observée quelques semaines avant l’éboulement (ΔF , fig. 3.8) simultanément à l’ouverture de la fracture arrière, conséquence probable de la rupture des ponts rocheux qui relie la colonne instable au massif. Cette hypothèse est appuyée par les cassures fraîches observées sur la cicatrice de l’éboulement et par des modélisations numériques dynamiques. Cette étude a permis le suivi temporel d’un nouveau paramètre qui dépend de l’endommagement se produisant sur la future surface de rupture. En complément de l’approche expérimentale, des études numériques paramétriques ont permis d’explorer les facteurs contrôlant la résonance d’une colonne rocheuse instable à l’aide des codes aux éléments finis *RDM6* ([Debard 2011](#)) et *Plast2* ([Baillet et Sassi 2002](#)). La fréquence fondamentale f_1 est contrôlée par le nombre et l’emplacement

des ponts rocheux (en particulier leurs positions extrêmes), par le module élastique du matériau, la masse volumique et la géométrie (Lévy 2011). La déformée modale associée à f_1 est un mouvement de flexion dans la direction perpendiculaire à la fracture arrière qui sépare la colonne instable du massif.

Cette étude a également mis en évidence des fluctuations réversibles de la fréquence de résonance fondamentale f_1 de la colonne rocheuse, corrélées avec les variations de la température de l'air et la pluviométrie. Les auteurs expliquent ce phénomène par la contraction (resp. dilatation) thermique de la roche au niveau des ponts rocheux de la surface de rupture ce qui entraîne une réduction (resp. augmentation) de la raideur du contact entre la colonne instable et le massif. Les précipitations provoquent une diminution transitoire de f_1 , suggérant une modification de la raideur des ponts rocheux et/ou l'augmentation du poids de la colonne instable sous l'effet de l'augmentation de la teneur en eau du matériau. Les périodes de gel provoquent un fort accroissement de f_1 probablement due à la formation de glace dans la fracture arrière, augmentant la cohésion au niveau de la future surface de rupture.

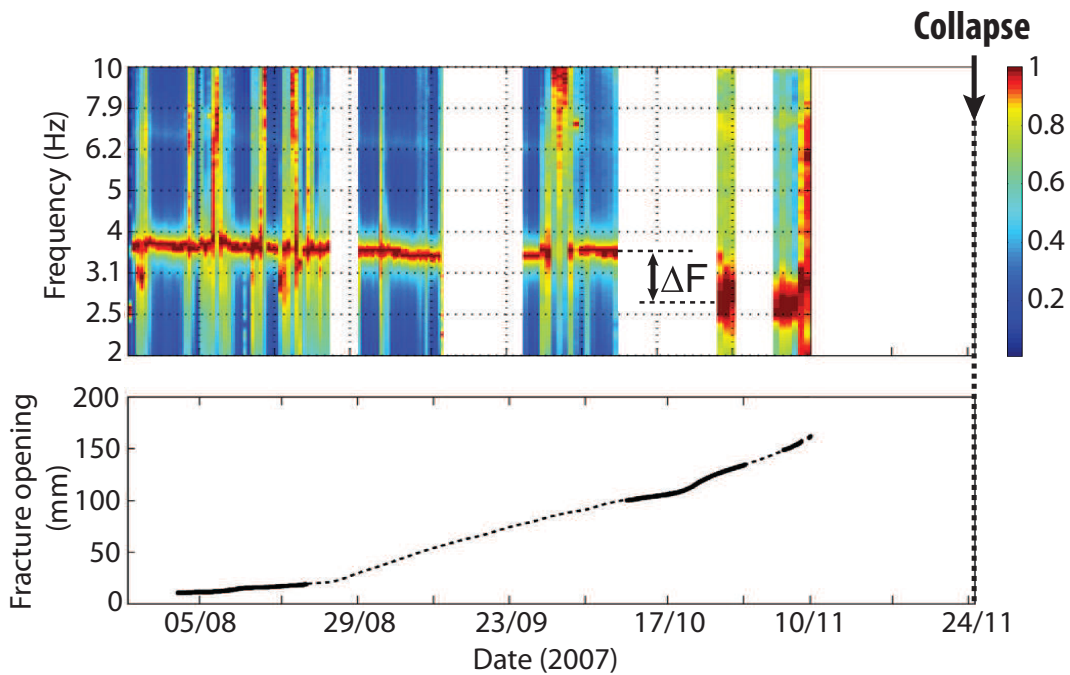


FIGURE 3.8 – (Haut) Spectres normalisés en fonction du temps pour le sismomètre vertical sur le compartiment instable de Chamousset. Période de Juillet à Novembre 2007. La chute de fréquence de résonance fondamentale (f_1) est notée ΔF . (Bas) Ouverture de la fracture arrière sur la même période. Tiré de Lévy *et al.* (2010).

(Top) Normalized noise spectra as a function of time recorded on the vertical component on top of Chamousset unstable compartment from July to November 2007. Drop in fundamental resonant frequency (f_1) is marked ΔF . (Bottom) Rear fracture opening over the same period. From Lévy *et al.* (2010).

3.6 Conclusion

La réponse dynamique de structures (*i.e.* les fréquences de résonance, les amortissements et les déformées modales) peut être caractérisée à partir d'enregistrements sismiques en utilisant plusieurs méthodes sous sollicitations fortes (séismes, vibrations forcées) ou faibles (vibrations ambiantes). Dans des milieux hétérogènes comme les mouvements de terrain, la résonance peut provenir de la topographie du site, du découplage mécanique et/ou de contrastes d'impédances entre les matériaux. Pour une colonne calcaire rigide se découplant du massif via une fracture arrière bien définie, le bruit de fond sismique a permis d'extraire et de suivre l'évolution des premières fréquences de résonance, en particulier de la fréquence fondamentale f_1 . Cette fréquence dépend de la rigidité de la colonne (module élastique) et de son accroche au massif (nombre et position des ponts rocheux) et représente donc un précurseur potentiel aux éboulements rocheux. Cependant, f_1 a montré des fluctuations liées aux conditions environnementales (température de l'air, pluviométrie, gel) qui peuvent masquer l'endommagement ou au contraire poser le problème de fausses alertes.

Dans la suite de cette thèse, on testera l'applicabilité de cette méthode pour caractériser la réponse dynamique d'instabilités rocheuses de taille moyenne dans des contextes géologiques différents, avec d'autres modes de déformation et de rupture. Après avoir présenté les sites d'études retenus, on caractérisera la variabilité spatiale et temporelle du bruit de fond enregistré. En particulier, la fréquence de résonance fondamentale (f_1) de chaque compartiment instable sera suivie au cours du temps afin de mettre en évidence l'endommagement (variations irréversibles de f_1) et étudier l'influence des conditions environnementales (variations réversibles de f_1).

Deuxième partie

Utilisation du bruit de fond sismique pour la caractérisation de l'aléa gravitaire

Chapitre 4

Présentation des sites d'étude

Sommaire

4.1 Localisation et contexte général	56
4.2 Morphologie, géologie et activité des sites d'étude	59
4.3 Instrumentation	67
4.4 Conclusions	68

Ce chapitre décrit cinq sites expérimentaux qui ont fait l'objet de mesures de bruit de fond sismique dans le cadre de cette thèse. On s'attachera dans un premier temps à la localisation géographique des sites ainsi qu'au contexte général. Ensuite, on détaillera les caractéristiques morphologiques et géologiques à l'échelle de chaque site et l'on présentera l'instrumentation mise en place.

4.1 Localisation et contexte général

Les sites expérimentaux sont situés dans la partie occidentale de l'arc alpin, en France, en Italie et en Suisse. Dans le cadre de cette thèse, ils sont dénommés Rubi, La Suche, La Praz, Les Arches et Madonna del Sasso d'après la toponymie locale. Du point de vue géographique, les quatre premiers sites se trouvent dans les Alpes occidentales tandis que Madonna del Sasso est situé dans les Alpes centrales. Leur localisation est indiquée à la figure 4.1a tandis que le tableau 4.1 précise le massif, la région et le pays d'appartenance ainsi que l'altitude de chaque site.

Du point de vue géologique, les sites sont répartis dans quatre grandes subdivisions structurales alpines : zone externe, préalpes, zone interne pennique et zone interne sud-alpine (Agard et Lemoine 2003; Dal Piaz *et al.* 2003; Handy *et al.* 2010). Ces grands ensembles, présentés à la figure 4.1b, se distinguent par l'origine paléogéographique des roches qui les composent, le degré de métamorphisme subi et le mode de mise en place (Schmid *et al.* 2004). La zone externe (ZE, à l'Ouest) est principalement constituée de roches sédimentaires peu métamorphisées provenant de la plaque européenne (Dumont

N°	Nom du site	Massif	Altitude (m)	Unité administrative	Pays
1	Rubi	Mercantour	800	Alpes-Maritimes	France
2	La Suche	Chablais	1400	Valais	Suisse
3	La Praz	Cerces	1230	Savoie	France
3	Les Arches	Vercors	1875	Isère	France
5	Madonna del Sasso	Alpes pennines	650	Verbano-Cusio-Ossola	Italie

TABLE 4.1 – Principales caractéristiques géographiques des cinq sites d’étude.
Main geographical features of the five study sites.

et al. 2012). Le site de Rubi (1, fig. 4.1b) se trouve dans la partie méridionale de la zone externe, au niveau du Dôme de Barrot. Dans cette région, le Permien affleure sous la forme d’une puissante série monotone de sédiments rouges pélitiques stratifiés (Faure-Muret et Falot 1957). Le site des Arches (4, fig. 4.1b) se trouve également à l’intérieur de la zone externe dans le massif sédimentaire calcaire du Vercors (zone dauphinoise, Gignoux et Moret 1934).

La zone interne pennique (ZIP) est située à l’Est d’une discontinuité majeure, appelée chevauchement pennique frontal (CPF). Cette zone est caractérisées par des roches d’origine paléogéographique variée qui ont souvent subi un métamorphisme intense. On y trouve le site de La Praz (3, fig. 4.1b), situé dans le domaine briançonnais et ses formations schisto-gréseuses du Houiller caractéristiques (Debelmas *et al.* 1989).

A cette zone interne pennique sont également rattachées trois zones situées à l’Ouest du chevauchement pennique frontal (*cf.* fig. 4.1b) : les nappes préalpines (P) et les flysch de l’Embrunais-Ubaye (E) et de Ligurie (L) (Gignoux et Moret 1934; Dumont *et al.* 2012). Le site de La Suche se trouve dans la partie sud des préalpes (Chablais) au sein des préalpes médianes « plastiques » (2, fig. 4.1b).

Le dernier site, Madonna del Sasso (5, fig. 4.1b), se trouve à l’extrémité occidentale de la zone interne sud-alpine (ZIS) caractérisée par des matériaux en provenance de la plaque Adriatique (Schmid *et al.* 2004). Des formations pré-Mésozoïque affleurent dans la région du site (zone Strona-Ceneri), principalement des schistes et granitoïdes permien.

Le contexte géologique des sites est synthétisé dans le tableau 4.2 ainsi que les conditions climatiques.

Les conditions climatiques subies par les sites dépendent notamment de la localisation géographique et de l’altitude ainsi que de caractéristiques plus locales (exposition, micro-climats, Beniston 2006). On s’appuiera ici sur la classification spatiale des Alpes occidentales proposée par Joly *et al.* (2010) qui distingue trois grandes catégories de climats. Les zones d’altitude élevée subissent un climat montagnard caractérisé par des températures moyennes basses et un nombre de jours de précipitation élevés. Les cumuls de précipitations sont importants avec une forte variabilité inter-annuelle. Ces caractéristiques présentent une variabilité spatiale assez importante et une sévérité dépendant de l’altitude. On rencontre ce type de climat sur les sites des Arches (4) et de La Praz (3, tableau 4.2). Les avant-reliefs (Madonna del Sasso (5), La Suche (2)) connaissent un climat de type océanique dégradé à semi-continentale. Les températures moyennes y sont plus douces qu’en climat montagnard, avec des amplitudes saisonnières de température

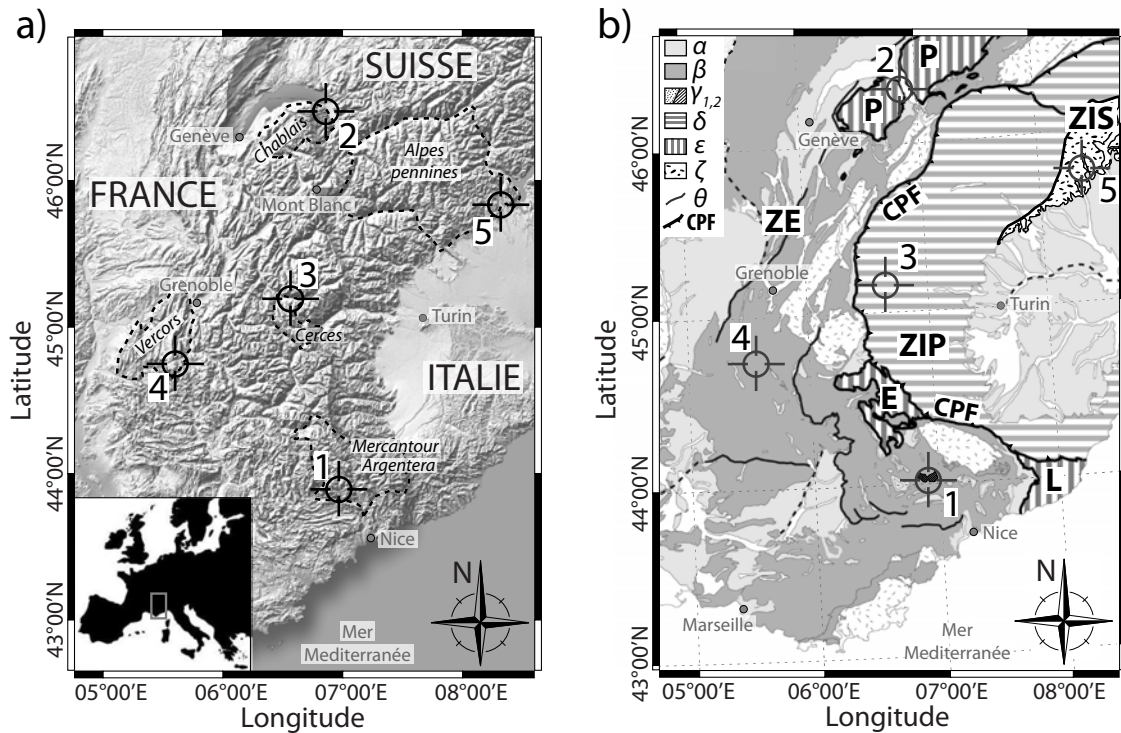


FIGURE 4.1 – a) Carte de localisation des sites d'étude. 1. Rubi, 2. La Suche, 3. La Praz, 4. Les Arches, 5. Madonna del Sasso. Les massifs auxquels ils appartiennent sont entourés par des pointillés. b) Carte structurale de la partie occidentale des Alpes, d'après Dumont *et al.* (2012). (α , β , γ) : Zone Externe (ZE), terrains de couverture d'âge cénozoïque, mésozoïque et paléozoïque, respectivement ; γ_1 : socle cristallin, γ_2 : Dôme de Barrot ; (δ) : Zone Interne Pennique (ZIP) ; (ϵ) nappes des Préalpes (P), de l'Embrunais-Ubaye (E) et de Ligurie (L) ; (ζ) : Zone Interne Sud-alpine (ZIS) ; (θ) accidents tectoniques majeurs ; (CPF) Chevauchement Pennique Frontal. Les sites d'étude sont numérotés de 1 à 5 (cf. figure 4.1a).

a) Location of the study sites. 1. Rubi, 2. La Suche, 3. La Praz, 4. Les Arches, 5. Madonna del Sasso. Mountain ranges are delineated with dashed lines. b) Structural map of the Occidental Alps from Dumont *et al.* (2012). α , β , γ) : External Zone (ZE) ; γ_1 : crystalline zone, γ_2 : Barrot Dome ; (δ) : Internal Penninic Zone (ZIP) ; (ϵ) Prealpine nappes (P), Embrunais-Ubaye nappes (E) and Ligurian nappes (L) ; (ζ) : Internal Southern Alpine Zone (ZIS) ; (θ) major tectonic structures ; (CPF) Penninic thrustfront. The study sites are numbered from 1 to 5 (cf. figure 4.1a).

moyennes. La répartition des pluies est relativement homogène dans l'année. Enfin, le Sud des Alpes occidentales (Rubi (1)) est soumis à l'influence de la Méditerranée. L'ensoleillement et la température moyenne annuelle y sont élevés, avec peu de jours froids et de nombreuses journées chaudes. Les précipitations sont concentrées en automne et hiver pour un cumul annuel moyen. Ces climats-types donnent lieu à de multiples variantes ou micro-climats, principalement dus à l'influence des reliefs (précipitations orographiques, effets de foehn, brises de vallée) qui ne sont pas détaillés ici.

N°	Nom du site	Contexte géologique		Climat
		Subdivision structurale	Sous-ensemble	
1	Rubi	Zone externe	Dôme de Barrot	Méditerranéen dégradé
2	La Suche	Préalpes	Préalpes médianes plastiques	Semi-continental
3	La Praz	Zone interne pennique	Zone houillère briançonnaise	Montagnard
4	Les Arches	Zone externe	Zone dauphinoise	Montagnard
5	Madonna del Sasso	Zone interne sud-alpine	Zone Strona-Ceneri	Semi-continental

TABLE 4.2 – Contexte géologique et climatique des cinq sites d'étude.
Geological context and climate conditions of the five study sites.

4.2 Morphologie, géologie et activité des sites d'étude

Cette section décrit la morphologie et la géologie à l'échelle des sites d'étude et présente une rapide synthèse de leur activité passée. Les documents (photographies, carte morphologique et structurale du versant et coupe) sont présentés pour tous les sites aux figures 4.2, 4.4 et 4.5, respectivement. Le tableau 4.4 récapitule les principales caractéristiques des compartiments étudiés. Dans la suite de cette thèse, le terme de compartiment rocheux sera utilisé indifféremment pour décrire toutes les morphologies (colonnes rocheuses, écaillés, versants fracturés) des sites étudiés.

Le site de Rubi se situe à environ 800 m d'altitude sur le versant en rive droite du torrent Cians, au droit du point de repère 9,5 km sur la RD (route départementale) 28, sur le territoire de la commune de Rigaud (06260, Alpes-Maritimes, France). Le compartiment étudié est une colonne instable d'environ 4500 m³ (*C*, fig. 4.2). Elle est séparée du massif stable sur une hauteur d'une vingtaine de mètres par une fracture arrière subverticale d'ouverture métrique orientée N65° (*FA*, figures 4.2 et 4.5). En direction du Nord-Ouest, la colonne instable côtoie une vire d'une dizaine de mètres de largeur adossée à une falaise d'une trentaine de mètres de hauteur (*K*, figures 4.2 et 4.5) qui se termine par un plateau. Vers le Sud-Est, on trouve en pied de colonne un pierrier (*P*) sur une dénivelée d'environ 80 m qui se termine quelques dizaines de mètres en amont de la RD 28. L'ensemble du versant est constitué de pélites rouges à grains fins sans litage apparent (Vernet 1963; Traore 1976; Avril *et al.* 1987). Une étude de la structure du versant révèle deux familles de fractures subverticales (pendage entre 80° et 90°) orientées N20-30° (*F1*) et N100-120° (*F2*). La stratification (*S0*) est orientée N65°/20°SE, parallèlement à la falaise et rentrant dans le versant (figs. 4.4, 4.5). La morphologie du compartiment instable et son assise suggèrent un mouvement de basculement et/ou de

glissement en pied comme mécanisme de rupture. La matrice pélitique qui compose le versant est peu perméable et les circulations d'eau se font préférentiellement à travers le réseau de fractures. Aucune venue d'eau n'a été observée lors des visites de site. L'orientation Est/Sud-Est du site assure une bonne exposition au soleil tout au long de l'année : la neige y est rare et peu persistante. L'activité du site est bien connue depuis au moins les années 1990 et a donné lieu à des travaux de confortement partiels. La mesure des déformations du versant est effectué de manière ponctuelle par la société *Géolithe*, pour le compte du conseil général des Alpes-Maritimes depuis 2001 (Jarrin 2011). Au cours de 10 années de mesure (2001-2011), la colonne s'est déplacée d'environ 125 mm dans la direction N160°,30° par rapport à la falaise située en arrière. La période 2001 à 2004 a connu les vitesses de déplacement les plus rapides avec des pics jusqu'à 30 mm.mois⁻¹. Par la suite, les vitesses se sont stabilisées autour de 1 à 5 mm.mois⁻¹ pour la période 2004-2011. L'enjeu principal menacé est la RD 28 qui dessert la haute vallée du Cians et notamment les stations de sport d'hiver de Beuil-Valberg.

Le site de La Suche est situé en rive gauche du Rhône, environ 4 km en amont du lac Léman sur la commune de Vouvry (1896, Valais, Suisse). A l'échelle locale, la falaise étudiée se situe au relais de deux failles sénestres d'orientation E-O et d'extension kilométrique. Elle se compose de strates subhorizontales de calcaires massifs s'étageant du Jurassique inférieur jusqu'au Paléocène (Badoux 1965). La colonne rocheuse étudiée se trouve à environ 1400 m d'altitude, et mesure environ 55 m de hauteur pour une section en losange de 25 m de long sur 15 m de large (*C*, figs. 4.2 et 4.5), pour un volume potentiellement instable d'environ 30000 m³. Elle surplombe un cône d'éboulis de pente 35° et de longueur 1 km comprenant des blocs de volume n'excédant pas 5 m³. L'analyse structurale du site met en évidence quatre familles de discontinuités principales (fig. 4.4). Les faces nord-ouest et nord-est de la colonne sont délimitées par deux discontinuités subverticales orientés N40° (*F1*) et N165° (*F2*), respectivement. La face Sud-Ouest présente une fracture subverticale d'orientation comprise entre N120° au sommet de la colonne et N135° à sa base (*F3*). Au Sud-Est, la colonne est séparée du massif par un réseau complexe de fractures d'orientation variable souvent peu ouvertes (fig. 4.4, *FA* figs. 4.2 et 4.5). Une discontinuité N110°,70°NNE affecte le pied de la colonne (fig. 4.5). La morphologie du compartiment et la fracturation laissent supposer une rupture par basculement ou glissement en pied. La falaise de la Suche génère des éboulements réguliers au moins depuis les années 1960 et on rapporte quatre éboulements significatifs (de volume non renseigné) sur la période 1969-1999. Un suivi extensométrique de la colonne rocheuse est en place depuis 2005, opéré dans le cadre du réseau Guardaval (www.guardaval.net) par le *CREALP* (Centre de Recherche en Environnement ALPin). Les mesures montrent une tendance lente mais continue à l'ouverture, avec des vitesses de l'ordre de quelques mm.an⁻¹. Le compartiment menace un village en aval, ainsi que la route cantonale et la ligne de chemin de fer St Gingolph - Monthey.

Le site de La Praz se situe sur le versant ubac de la vallée de la Maurienne, sur le territoire de la commune de Freney (73500, Savoie, France). La série du Houiller stérile (aussi appelé « grès de La Praz ») affleure dans cette zone. Cette formation datant du Carbonifère est constituée d'une alternance de grès gris arkosiques en bancs d'épaisseur métrique à décimétrique et de schistes noirs micacés (Debelmas *et al.* 1989). Le massif rocheux a subi une fracturation et une déformation intenses (fig. 4.2) donnant lieu à un empilement déstructuré de blocs gréseux de taille métrique. Le compartiment étudié (*C*) s'étage entre une vire stable repérée à 1190-1195 m d'altitude (*VS*) et la fracture amont principale (*FA*, figures 4.4 et 4.5) avec une épaisseur de 7 m à localement 15 m. Le volume potentiellement mobilisable à moyen terme représente approximativement 13 000 m³ (SAGE 2005). En aval du compartiment, un couloir d'éboulement d'une cinquantaine de mètres de largeur s'étend jusqu'en pied de versant (cote 990 m). La structure du versant révèle une stratification rentrante orientée N90/20-30°S (*S0*) et une famille de fractures pratiquement conforme à la pente (N90-100/55-70°N, *F1*). On peut supposer que la combinaison de ces deux discontinuités d'orientation similaire est à l'origine de la déstabilisation du matériau par glissement fractionné. L'escarpement sommital Sud mesure entre 7 et 15 m de hauteur sur plus de 50 m de large et marque la limite amont du compartiment. Les limites latérales sont constituées par une fracture subverticale N130-150° côté Ouest (*F2*) et une dépression dans la topographie à l'Est suggérant un glissement de terrain antérieur. Du fait de sa situation en versant ubac d'une vallée étroite, le site reçoit très peu de soleil durant les mois d'hiver. La neige y est fréquente et demeure durant de longues périodes de temps. L'activité de chutes de blocs sur le versant de La Praz est connue depuis au moins le XIX^e siècle. Plus récemment, on a observé des éboulements de volume unitaire allant jusqu'à 1000 m³ entre 1972 et 1985. Les deux éboulements les plus récents (2002 et 2009) ont atteint quelques centaines de mètres cubes. Le site est instrumenté par un réseau de 9 extensomètres depuis 2006, opéré par la *Société Alpine de Géotechnique (SAGE)*. Les mesures de vitesses de déplacement montrent une variabilité spatiale importante résultant probablement de la fracturation du compartiment (de quelques mm.an⁻¹ à localement plus de 40 mm.an⁻¹). Les enjeux sont forts sur cet axe transfrontalier franco-italien majeur avec la présence de la ligne de chemin de fer, la RD 1006 et l'autoroute A43 immédiatement en pied de versant.

Le site des Arches est situé dans la réserve du parc naturel régional du Vercors, sur la commune de Chichilianne (38103, Isère, France). Le relief se présente sous la forme d'un grand plateau qui se termine abruptement à l'Est par une falaise de plusieurs centaines de mètres de hauteur. La partie sommitale de la falaise (100 m de hauteur) présente une succession de lits subhorizontaux de calcaire bioclastique du Barrémo-Bédoulien. La partie inférieure de la falaise, moins pentue, est constituée de marnes calcaires du Barrémien-Hauterivien en bancs décimétriques à l'affleurement (Arnaud *et al.* 1974; Lévy *et al.* 2010). Le compartiment étudié est une écaille rocheuse d'environ 15 m de long par 5 m de large sur une hauteur d'une trentaine de mètres (*C*, fig. 4.2 et 4.4). On estime le volume instable à 1000 m³. L'écaille est séparée du massif rocheux par une fracture arrière subverticale bien marquée (*FA*) d'ouverture variable (quelques centimètres à dizaines de centimètres) et d'orientation N160°. Cette fracture s'étend de la surface jusqu'à au moins 15 m de profondeur (fig. 4.5). Suite à l'étude de Frayssines et Hantz (2006), la stabilité

de l'écaïlle rocheuse est probablement assurée principalement par la présence de ponts rocheux au niveau de la fracture arrière. Une analyse structurale montre que le massif est affecté à l'échelle métrique par deux familles principales de fractures subverticales orientées N30-50° ($F1$) et N110-120° ($F2$) (fig. 4.4). La morphologie de l'écaïlle rocheuse et l'arrangement des fractures suggère une rupture par basculement, hypothèse renforcée par une étude conduite sur une écaïlle similaire (Lévy *et al.* 2011). De par son altitude, sa localisation en rebord de plateau et son exposition à l'Est, l'écaïlle étudiée est soumise à des conditions climatiques rudes. Les amplitudes thermiques journalière et saisonnière sont importantes et l'écaïlle rocheuse est largement exposée au vent et aux précipitations neigeuses et pluvieuses. On observe des venues d'eau régulières en pied de colonne, donnant lieu à la formation de glace en hiver.

Le site de Madonna del Sasso se situe en partie orientale du lac d'Orta, à environ 650 m d'altitude sur le territoire de la commune éponyme (28010, Province de Verbano-Cusio-Ossola, Italie). L'éperon rocheux étudié, orienté Est-Ouest, est limité par des parois sub-verticales d'environ 200 m de hauteur sur les faces Nord, Est et Sud (fig. 4.2). Il comprend un sanctuaire à son sommet, classé monument historique. L'éperon est intégralement composé de granite blanc d'Alzo (Mattiolo *et al.* 1927; Boriani 1987). Son analyse structurale met en évidence quatre familles principales de fractures (fig. 4.4, Lancellotta *et al.* 1991), orientées N20/75SE° ($F1$), N90/80°N ($F2$), N60/15°SE ($F3$) et N165/80°NE ($F4$). Ces discontinuités d'ouverture millimétrique à décimétrique ont généralement des espacements métriques. L'arrangement des fractures découpe l'éperon en deux dièdres notés Ca et Cb , de volume respectifs 12000 m³ et 7500 m³ (fig. 4.2 et 4.5). Le compartiment Ca glisse sur les plans $F1$ et $F2$, et repose en butée sur le plan $F3$ qui assure sa stabilité. Le compartiment Cb présente un risque d'instabilité faible, conditionné à la rupture préalable du volume Ca (Lancellotta *et al.* 1991). Aucune venue d'eau particulière n'est visible sur le site et les écoulements d'eau de pluie se font préférentiellement au sein du réseau de fractures. Des indices de mouvement ont été repérés depuis la fin des années 1980 avec un affaissement du parvis du sanctuaire le long de la fracture $F1$. Les extensomètres installés en 1991 autour du compartiment Ca ont montré des déplacements annuels millimétriques, plus importants en partie haute du compartiment qu'en pied. Les éléments exposés sont principalement une route communale et une zone d'activité situés en pied de versant pour lesquels un merlon de protection a été érigé. Bien que le sanctuaire soit situé sur la partie stable de l'éperon, on peut s'attendre à des désordres sur le parvis, point d'attraction touristique majeur pour la commune.

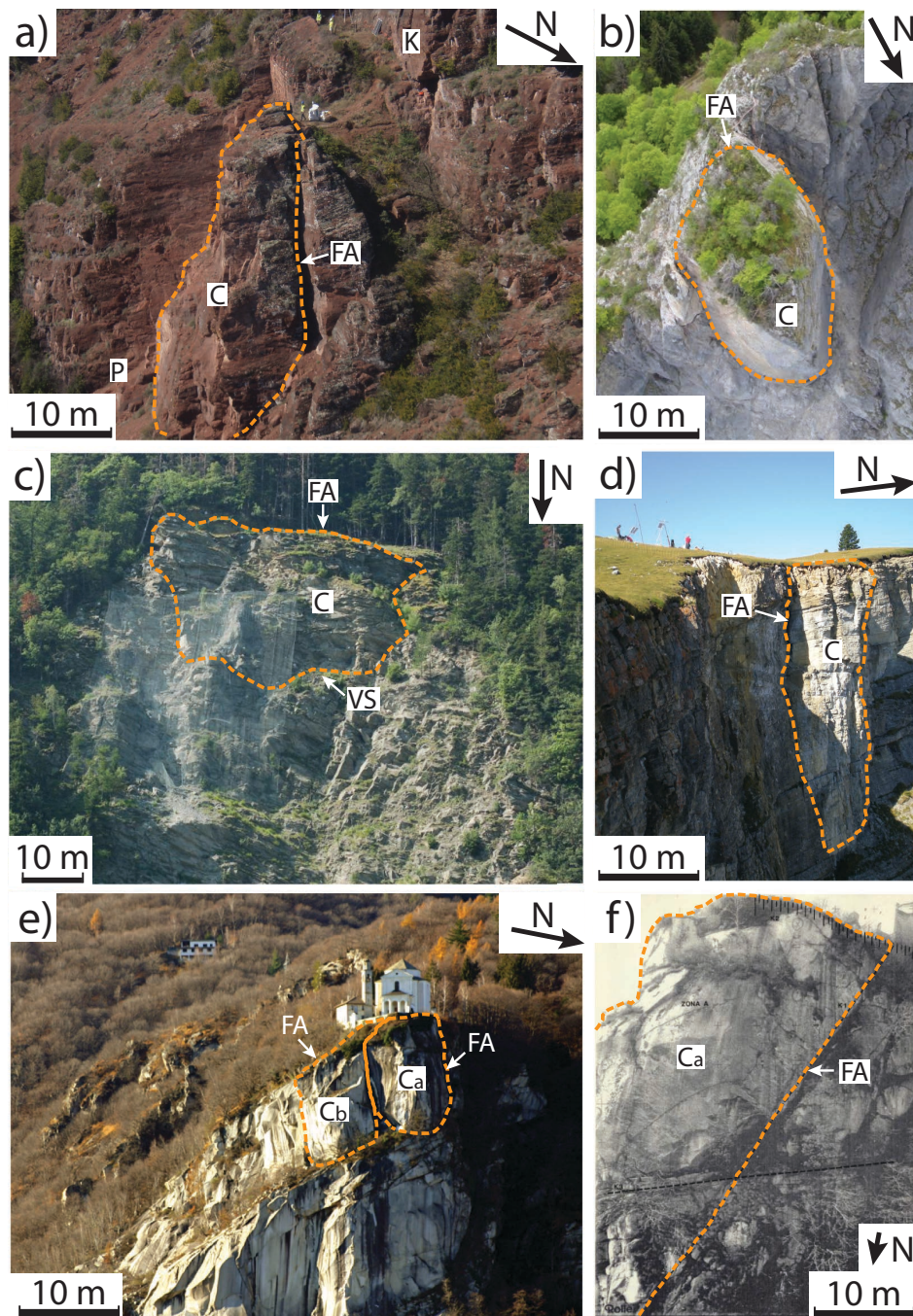


FIGURE 4.2 – Photographies des sites d'étude. a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz, d) Les Arches, e) Madonna del Sasso. Les compartiments instables (C) sont entourés de pointillés orange. Une flèche montre la principale fracture (FA) les séparant du massif stable. La falaise et le pierrier sur le site de Rubi (a) sont respectivement notés K et P. VS repère la vire stable sur le site de La Praz (c).

Pictures of the study sites. a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz, d) Les Arches, e) Madonna del Sasso. Prone-to-fall rock compartments (C) are delineated with orange dashed lines. The major rear fracture (FA) separating the compartment from the stable rock mass is pointed out with an arrow. For Rubi site (a), the cliff and the rocky scree are labelled K and P, respectively. VS shows the stable ledge on La Praz site (c).

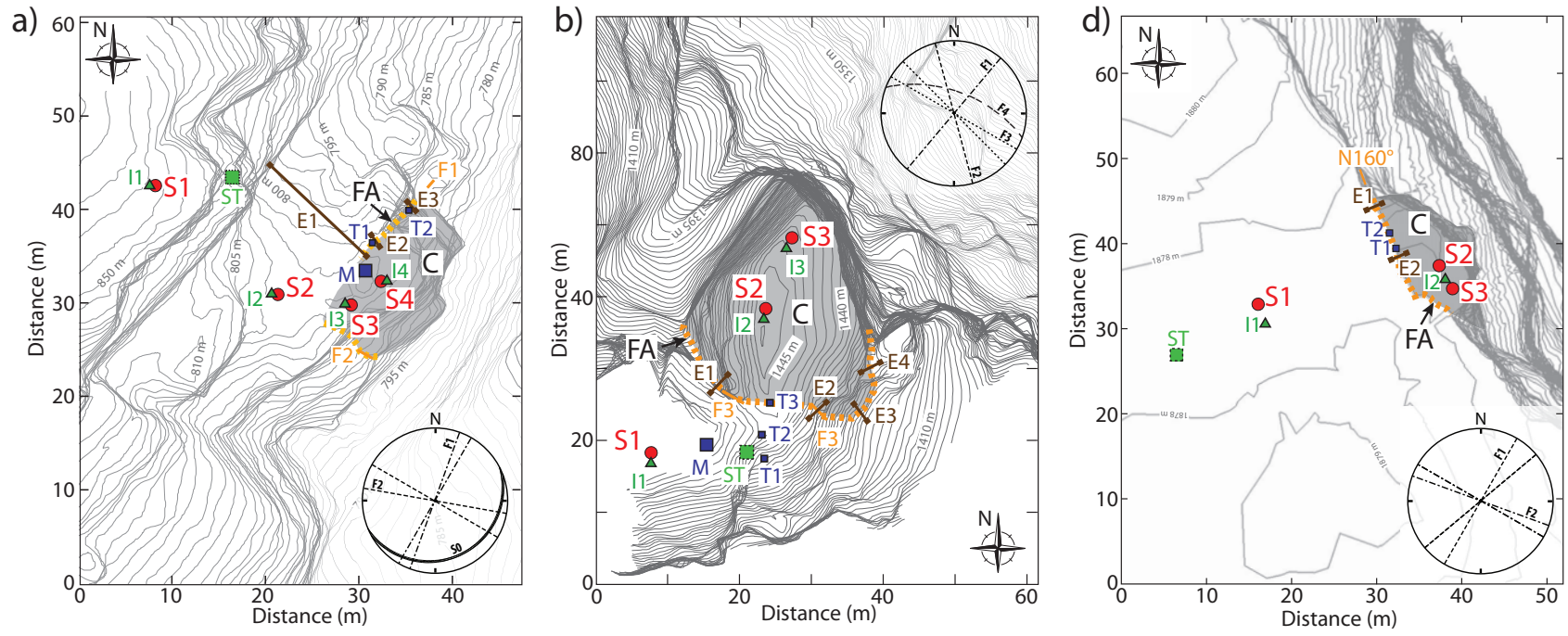


FIGURE 4.3 – Légende : cf. page suivante.
 Legend : see following page.

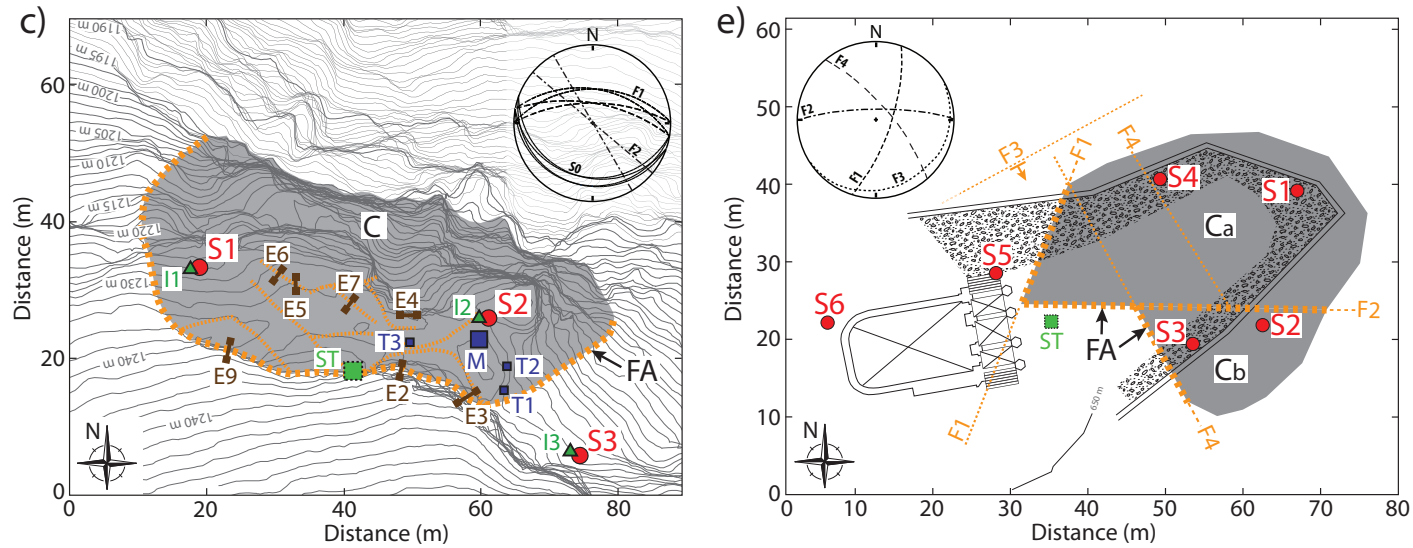


FIGURE 4.4 – Carte des cinq sites d'étude : a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz, d) Les Arches, e) Madonna del Sasso. Morphologie : Les compartiments instables (C) sont indiqués en gris. La fracturation est repérée par les pointillés oranges, la flèche FA indique la principale fracture séparant l'instabilité du massif. L'analyse structurale du versant est présentée en encart (diagramme de Wulff, projection sur l'hémisphère inférieur), montrant la stratification ($S0$) et les familles de fractures (F), le cas échéant. Instrumentation : (S) vélocimètre, (I) clinomètre, (E) extensomètre, (ST) station d'acquisition, (M) station météorologique, (T) sonde de température.

Map of the five study sites : a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz, d) Les Arches, e) Madonna del Sasso. Morphology : Prone-to-fall compartments (C) are shaded in grey. Fracturing is shown by orange dashed lines, while FA arrow points out the main fracture separating the compartment from the rock mass. Structural slope analysis is shown as insert (Wulff diagram, lower hemisphere projection), indicating the bedding ($S0$) and discontinuity sets (F). Instrumentation : (S) velocimeter, (I) clinometer, (E) extensometer, (ST) acquisition station, (M) weather station, (T) temperature probe.

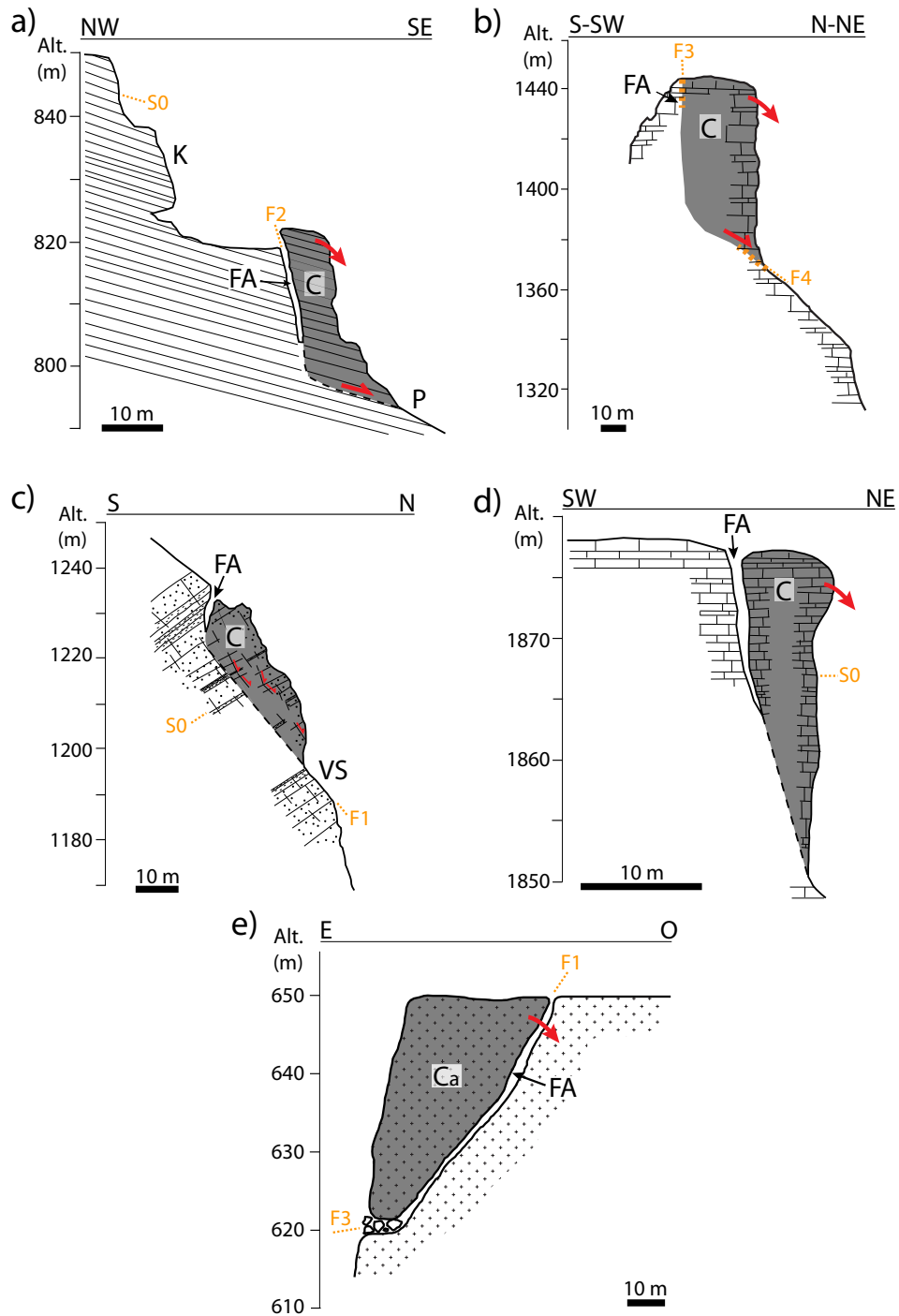


FIGURE 4.5 – Coupes des sites d'étude selon la plus grande pente, avec a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz, d) Les Arches, e) Madonna del Sasso. Les notations employées sont identiques à celles de la fig. 4.4. Les flèches rouges représentent le mécanisme de rupture supposé pour chaque compartiment.

Study sites cross sections along the direction of maximum slope gradient for a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz, d) Les Arches, e) Madonna del Sasso. The same notations as in fig. 4.4 are used. Red arrows depict the expected failure mechanism.

4.3 Instrumentation

Cette section présente sommairement l'instrumentation déployée sur chacun des sites d'étude. Dans le cadre de cette thèse, quatre sites ont fait l'objet d'une instrumentation préliminaire durant quelques jours, dans le but de valider le matériel et la méthode d'acquisition utilisés. Par la suite, trois ont été instrumentés de manière « semi-permanente » (plusieurs mois ou années) en recherchant une certaine homogénéité inter-sites dans le matériel employé (tableau 4.3). Le site des Arches, instrumenté depuis 2008 (Lévy 2011), a reçu un complément d'instrumentation.

N°	Nom du site	Instr. temporaire	Instr. semi-permanente
1	Rubi	Oui (2010)	Oui (03/2011)
2	La Suche	Oui (2010)	Oui (07/2011)
3	La Praz	Oui (2010)	Oui (04/2011)
4	Les Arches	Non	Oui (2008 ^[1])
5	Madonna del Sasso	Oui (2010)	Non

TABLE 4.3 – Chronologie des instrumentations. ^[1]Enregistrement en mode continu depuis 2010. *Chronology of the successive instrumentation works. ^[1]Continuous recording mode since 2010.*

Pour chaque site, une instrumentation multi-paramètres et multi-capteurs a été installée. Elle permet l'acquisition de données sismiques, de mesures de mouvement et météorologiques. Les plans d'instrumentation correspondants sont fournis à la fig. 4.4.

Les capteurs sismiques utilisés sont des vélocimètres courte-période trois composantes (3-C) qui enregistrent le mouvement du sol en continu selon les axes Vertical, Nord-Sud et Est-Ouest. Pour chaque site, deux capteurs ont été installés sur le compartiment instable (*C*) et un capteur sur le massif stable (*cf.* fig. 4.4). Lors de la mise en place, les vélocimètres ont été orientés vers le Nord avec une précision de $\pm 5^\circ$. Ils sont reliés à une station d'acquisition sismique qui assure l'échantillonnage à une fréquence de 250 Hz, la numérisation et le stockage des signaux. Les données sont enregistrées sous forme de fichiers d'une durée d'une heure, au format *SEED* (Standard for the Exchange of Earthquake Data, *IFDSN et al.* 2012) ou *SAC* (Seismic Analysis Code, <http://www.iris.edu/files/sac-manual/>), en utilisant le temps *GPS* exprimé en temps universel coordonné (*UTC*). La bande de fréquence que l'on étudie dans cette thèse est contenue dans la zone de réponse plate des capteurs utilisés et aucune déconvolution des signaux par la réponse instrumentale n'a été réalisée.

La mesure des mouvements se fait par l'intermédiaire de capteurs de déplacement (extensomètres à câble ou à piston, *E* fig. 4.4) et de capteurs d'inclinaison (clinomètres de surface, *I* fig. 4.4). Les capteurs de déplacement ont été installés sur les principales fractures affectant le matériau, en particulier la fracture arrière qui sépare le compartiment étudié du massif stable. Les clinomètres ont été disposés sur le compartiment étudié et sur le massif stable. Pour ces deux types de capteurs, les données ont été échantillonnées à une fréquence de 1 Hz et l'on stocke la valeur moyenne sur 3600 mesures pour

chaque heure UTC. Enfin, une station météorologique (M , fig. 4.4) a été installée sur chaque site, fournissant des mesures de la température de l'air, du vent (vitesse et direction) et des précipitations. Sur certains sites, des sondes de température déportées (T) ont été installées dans les fractures ouvertes de la roche ou bien en forage dans la matrice rocheuse. Le détail du matériel utilisé et des paramètres d'acquisition est donné en annexe A.

4.4 Conclusions

Les sites instrumentés dans le cadre de cette thèse constituent un panel varié de compartiments de volume intermédiaire affectant des roches compétentes dans les Alpes Occidentales. Les conditions environnementales auxquels ils sont exposés dépendent de leur localisation dans les différents massifs de montagnes, en particulier de la zone climatique et de l'altitude. Les roches composant les sites présentent une nature et une origine paléogéographique variée. La morphologie des compartiments (volume, forme) et la fracturation laissent supposer différents mécanismes de rupture. La tableau 4.4 récapitule les principales caractéristiques des compartiments étudiés, en insistant sur la variabilité inter-sites.

N°	Nom du site	Altitude (m)	Volume (m ³)	Nature géologique	Morphologie	Mécanisme de rupture
1	Rubi	800	4500	Sédimentaire détritique	Colonne	Glissement en pied ; basculement
2	La Suche	1400	30000	Sédimentaire carbonatée	Colonne	Glissement en pied ; basculement
3	La Praz	1230	13000	Détritique métamorphisée	Versant déstructuré	Glissement composé
4	Les Arches	1875	1000	Sédimentaire carbonatée	Colonne	Basculement
5	Madonna del Sasso	650	12000 ; 7500	Magmatique	Deux dièdres	Glissement en pied

TABLE 4.4 – Synthèse de la variabilité inter-sites.

Summary of inter-sites variability

Chapitre 5

Variabilité spatiale et temporelle multi-échelles du bruit de fond sismique

Sommaire

5.1	Introduction	69
5.2	Traitement du signal	70
5.3	Variabilité spatiale	72
5.4	Variabilité temporelle	80
5.5	Corrélation avec les paramètres environnementaux	85
5.6	Conclusions	89

5.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de caractériser le bruit de fond sismique mesuré sur les différents sites à partir des signaux sismiques enregistrés. Dans un premier temps, on présentera le traitement du signal réalisé. Ensuite, on étudiera la variabilité spatiale inter et intra-sites du bruit de fond puis on explorera sa variabilité temporelle au cours de la période d'étude. D'après des travaux similaires visant à caractériser la réponse dynamique de structures (*cf.* chap. 3), la gamme de fréquence d'intérêt est contrôlée par la taille de l'objet et les vitesses de propagation des ondes sismiques. Pour des compartiments rocheux dont la hauteur est de l'ordre de la dizaine de mètres, les fréquences caractéristiques s'étendent de quelques Hz à quelques dizaines de Hz (Lévy 2011).

5.2 Traitement du signal

Deux processus de traitement du signal sont principalement utilisés dans cette thèse pour définir les caractéristiques spectrales du bruit de fond sismique : d'une part, le calcul de la Densité Spectrale de Puissance (*DSP*) et sa fonction de probabilité, d'autre part la distribution azimutale de l'énergie du bruit de fond sismique en fonction de la fréquence (figure 5.1).

La Densité Spectrale de Puissance (*DSP*) est calculée en utilisant la méthode décrite par Bendat et Piersol (1971) et utilisée par Peterson (1993). Elle a été légèrement modifiée par McNamara et Buland (2004) et utilisée récemment dans plusieurs études du bruit de fond sismique (McNamara et Buland 2004; Diaz *et al.* 2010). On en recense ici les principales étapes en mentionnant les points spécifiques à notre étude.

Pour chaque fichier d'une heure d'acquisition (*cf.* section 4.3), on retire la moyenne et la tendance du signal sismique exprimé en vitesse ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, fig. 5.1a). Afin de minimiser le temps de calcul, on réduit ensuite la fréquence d'échantillonnage (décimation) d'un facteur quatre afin d'obtenir une fréquence d'échantillonnage (f_e) de 62,5 Hz et une fréquence de Nyquist-Shannon de $f_c = f_e/2 = 31,25$ Hz (Nyquist 1928; Shannon 1949). Pour réduire l'influence d'événements sismiques transitoires, les signaux sont écrêtés avec un seuil adaptatif (fig. 5.1b) contrôlé par le niveau de bruit de fond sismique (Sabra *et al.* 2005). Ce traitement préserve la continuité des enregistrements au prix d'une distorsion fréquentielle. Le seuil d'amplitude S_a a été fixé à la suite de tests à $S_a = 4 \cdot \sigma$, où σ est l'écart-type du signal. Le signal est ensuite découpé en fenêtres temporelles sans recouvrement dont la longueur $L_{\text{fenêtre}}$ dépend de la période d'intérêt T_o (fig. 5.1c). SESAME (2004) recommande $L_{\text{fenêtre}} \geq 10 \cdot T_o$ tandis que Picozzi *et al.* (2005) propose $20 \leq L_{\text{fenêtre}} \leq 60$ s pour $1 \leq T_o \leq 10$ s avec au minimum 20 min d'enregistrement. Dans notre cas, on considère $T_o = 5$ s (fréquence de coupure la plus basse des capteurs utilisés) et on utilise des fenêtres de 100 s de durée, ce qui est conservatif au vu des deux critères précédents. La durée de chaque fenêtre (en nombre d'échantillons) est ajustée par zero-padding à une puissance de deux afin d'optimiser l'algorithme de transformée de Fourier rapide (Cooley et Tukey 1965). Chaque fenêtre est ensuite apodisée par une fenêtre de Tukey (Tukey et Blackman 1958) sur 10% de sa longueur (fig. 5.1c).

A la suite de cette étape, le périodogramme est calculé pour chaque fenêtre (Stoica et Moses 1997) et corrigé du facteur 1,142857 du à l'apodisation (Bendat et Piersol 1971). Pour chaque heure de signal, la moyenne des périodogrammes permet l'estimation de la Densité Spectrale de Puissance (*DSP*, fig. 5.1d) exprimée en décibels (dB) relatifs à une accélération ($10 \cdot \log_{10} ((\text{m}/\text{s})^2 \cdot \text{Hz}^{-1})$). L'intervalle de 95 % de confiance est estimé à $\pm 2,14$ dB (Peterson 1993). Comme ce processus de traitement appliqué à toutes les voies, capteurs et sites étudiés produit un très grand nombre de *DSP*, on choisit de représenter la Fonction de Densité de Probabilité *FDP* des Densités Spectrales de Puissance (*DSP*) calculées (McNamara et Buland (2004), *cf.* fig. 5.1e). La *FDP*, représentée par une échelle de couleur, décrit la probabilité que la *DSP* se trouve à un niveau de puissance à une fréquence donnée pour l'ensemble de la période temporelle étudiée. Pour construire les *FDP*, on a choisi des intervalles de 1 dB en puissance et de 0,1 Hz en fréquence.

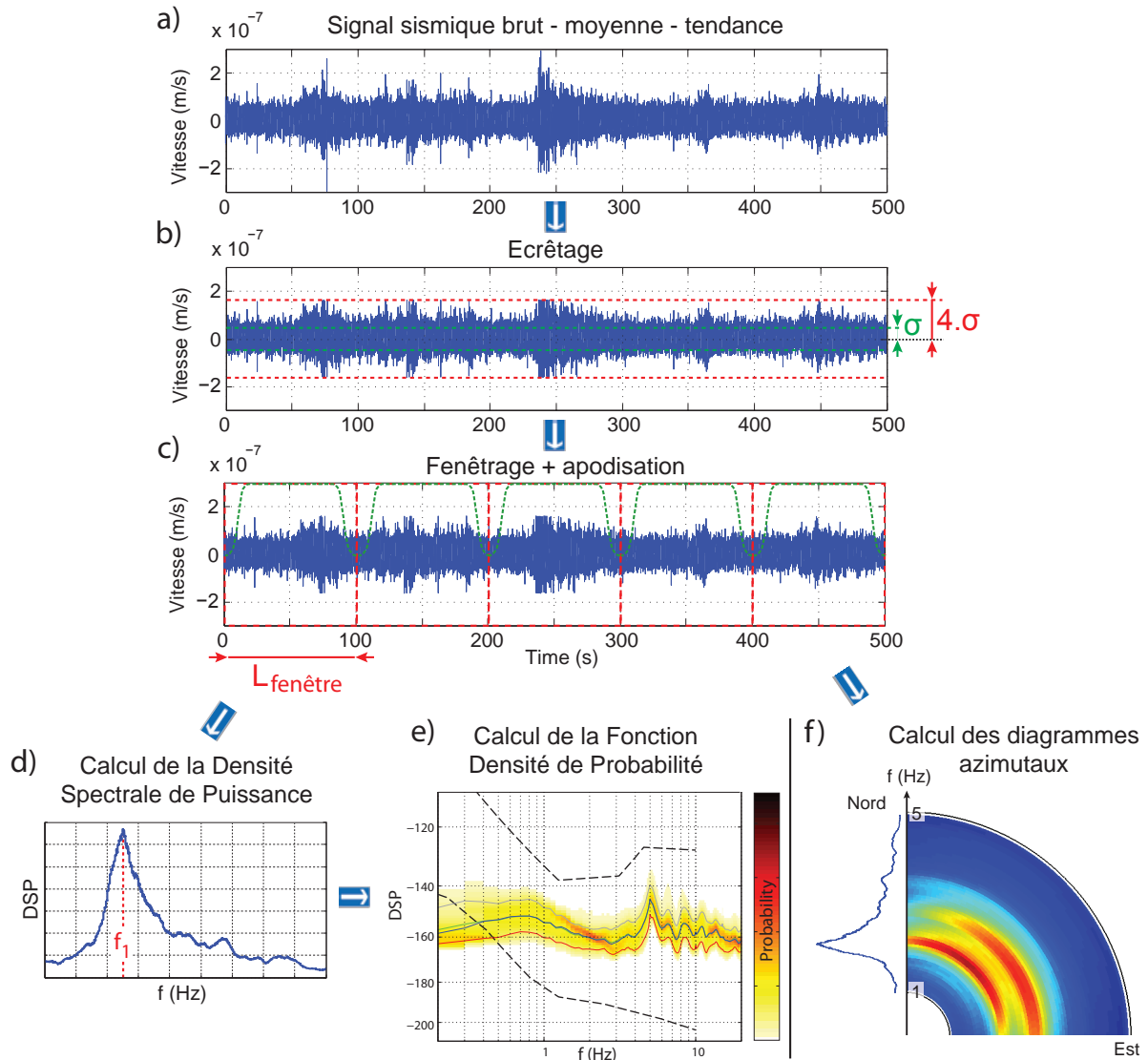


FIGURE 5.1 – Schéma du processus de traitement des signaux de bruit de fond sismique. a) Signal sismique brut auquel on a retiré moyenne et tendance. b) Ecrêtage du signal par un seuil adaptatif $Sa = 4 \cdot \sigma(\text{signal})$. c) Fenêtrage du signal (rouge) et apodisation par fenêtres de Tukey (vert). d) Calcul de la Densité Spectrale de Puissance (DSP) par la méthode de Welch. e) Représentation de la Fonction Densité de Probabilité (FDP , échelle de couleur) des Densités Spectrales de Puissance (DSP). Les DSP moyenne et médiane ainsi que les 10^{ème} et 90^{ème} percentiles sont tracés respectivement en vert, bleu, rouge et gris. Les courbes $NLNM$ et $NHHM$ sont indiquées en pointillés noirs. f) Diagramme azimutal calculé dans le plan horizontal, à partir du spectre de la voie Nord (gauche) et Est (non présenté).

Diagram of ambient vibration signal processing. a) Raw signal after subtracting its mean and trend. b) Signal clipping at adaptive threshold Sa , with $Sa = 4 \cdot \sigma(\text{signal})$. c) Signal windowing (red) and Tukey tapering (green). d) Power Spectral Density (DSP) computation using Welch's method. e) Probability Density Function (FDP , color scale) of Power Spectral Density. Average, median, 10th and 90th percentiles are shown by the green, blue, red and grey lines, respectively. $NLNM$ and $NHHM$ curves are shown as black dashed line. f) Polar plot for the horizontal plane, derived from North (left) and East (not shown) seismic channels.

Les courbes de *DSP* moyenne et médiane ainsi que celles correspondant aux 10^{ème} et 90^{ème} percentiles sont calculées pour chaque bande de fréquence et représentées sur la fig. 5.1e. Les courbes correspondant au New Low-Noise Model *NLNM* et New High-Noise Model *NHNM* définis par Peterson (1993) sont tracées en pointillés noirs épais. Ces modèles, construits sur un panel de données réelles en provenance de dizaines de stations sismologiques réparties sur le globe, permettent d'évaluer et caractériser les conditions de site des stations, de définir les spécifications instrumentales et de vérifier le bon fonctionnement du système d'acquisition dans des conditions standard (Peterson 1993; McNamara et Buland 2004).

La distribution azimutale de l'énergie du bruit de fond sismique mesurée par un capteur trois composantes est calculée en suivant un processus identique à celui décrit ci-dessus, jusqu'à l'étape de fenêtrage et d'apodisation du signal (fig. 5.1c) incluse. Ensuite, les transformées de Fourier rapides de chaque fenêtre sont moyennées sur l'ensemble du signal. En combinant les spectres calculés pour chacune des trois composantes, il est possible d'obtenir la répartition fréquentielle (axe radial) et azimutale (angle polaire) de l'énergie de vibration (échelle de couleurs). La figure 5.1f présente un diagramme azimutal type, calculé avec une résolution azimutale de 5°.

5.3 Variabilité spatiale

Afin de caractériser la variabilité spatiale inter et intra sites d'études du bruit de fond sismique, on cherche à s'affranchir des éventuelles variations temporelles. Pour cela, on calcule dans un premier temps la Fonction Densité de Probabilité (*FDP*) des Densités Spectrales de Puissance (*DSP*, cf. section 5.2) du bruit de fond sismique ainsi que les *DSP* moyenne, médiane, 10^{ème} et 90^{ème} percentile.

La figure 5.2 présente la courbe moyenne des *DSP* de la composante verticale sur le massif stable pour chaque site d'étude. Les *DSP* moyennes de chacun des sites sont relativement stables dans la gamme 2-20 Hz, avec des puissances comprises entre -150 et -170 dB. Vers les basses fréquences, on observe une augmentation d'environ 40 dB/décade des *DSP* moyennes sur l'intervalle 0.2-2 Hz pour les sites de La Suche, La Praz et Madonna del Sasso. En revanche, les valeurs de *DSP* sur le même intervalle sont nettement inférieures (-165 à -150 dB) pour les sites de Rubi et des Arches, pour lesquels on se situe hors de la réponse plate des capteurs employés (cf. section 4.3). Hors effets instrumentaux, les *DSP* moyennes sont comprises entre les courbes *NLNM* et *NHNM* sur la gamme fréquentielle étudiée, traduisant la bonne qualité des données acquises (performance du système d'acquisition, absence de problème opérationnel, Peterson 1993; McNamara et Buland 2004). Le site de La Praz présente un pic spectral étroit, d'amplitude ~ 10 dB à une fréquence de 10 Hz, suggérant une vibration d'origine anthropique probablement due à la proximité du barrage de Bissorte (Onde 1933). La comparaison des courbes de *DSP* pour les différents sites d'étude montre que le contenu spectral du bruit de fond est globalement cohérent. Les niveaux de puissance mesurés dépendent de la chaîne d'acquisition sismique, de qualité du couplage des capteurs avec le sol, des effets de site et des

caractéristiques des sources de bruit de fond naturelles et anthropiques (distance, intensité). Les sites de La Praz et Madonna del Sasso présentent les niveaux de puissance les plus élevés dans la gamme 2-20 Hz probablement en raison de la proximité de sources de bruit anthropique.

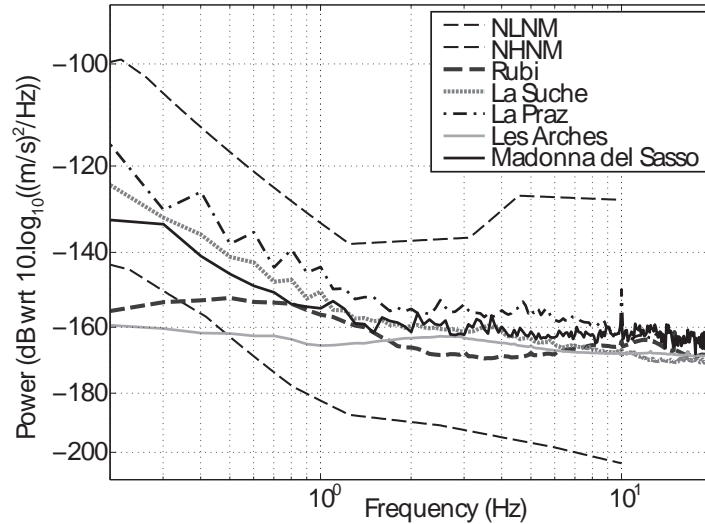


FIGURE 5.2 – *DSP* moyenne de la voie verticale du capteur installé sur le massif stable, calculée sur l'ensemble de la période d'étude et pour chacun des sites, dans la gamme 0,2-20 Hz. *Average of Power Spectral Density for the vertical component of the sensor set up on the stable rock mass, computed over the whole period of study, between 0.2 and 20 Hz.*

Les Fonction Densité de Probabilité (*FDP*) ont été calculées à partir de l'ensemble de la période d'étude, pour chacune des voies de chacun des capteurs installés sur les sites et sont présentées en annexe C sur la gamme de fréquence 0,2-20 Hz. Dans un souci de concision, deux *FDP* sont montrées par site, à gauche sur la voie horizontale la plus énergétique (Nord ou Est) du capteur situé sur le compartiment instable et à droite pour la voie correspondante sur le massif stable (fig. 5.3). On note que les durées d'enregistrement du bruit de fond varient de quelques jours à plus de deux ans selon les sites (*cf.* section 4.3). La forme générale des *DSP* est similaire à celle présentée à la figure 5.2 pour la voie verticale du capteur situé sur le massif stable. On note cependant une variabilité importante du niveau de bruit dans la gamme 2-20 Hz avec des niveaux de bruit compris entre -130 et -170 dB. En particulier, le site des Arches (fig. 5.3d) présente une large dispersion des *DSP* et cette question sera abordée à la section 5.4 et au chapitre 7. On observe des pics spectraux bien marqués sur certaines voies, avec des amplitudes de l'ordre de la dizaine de dB. Ces pics majeurs sont repérés par des flèches numérotées f_1 à f_6 dans l'ordre croissant des fréquences (fig. 5.3 et annexe C) et sont récapitulés au tableau 5.1.

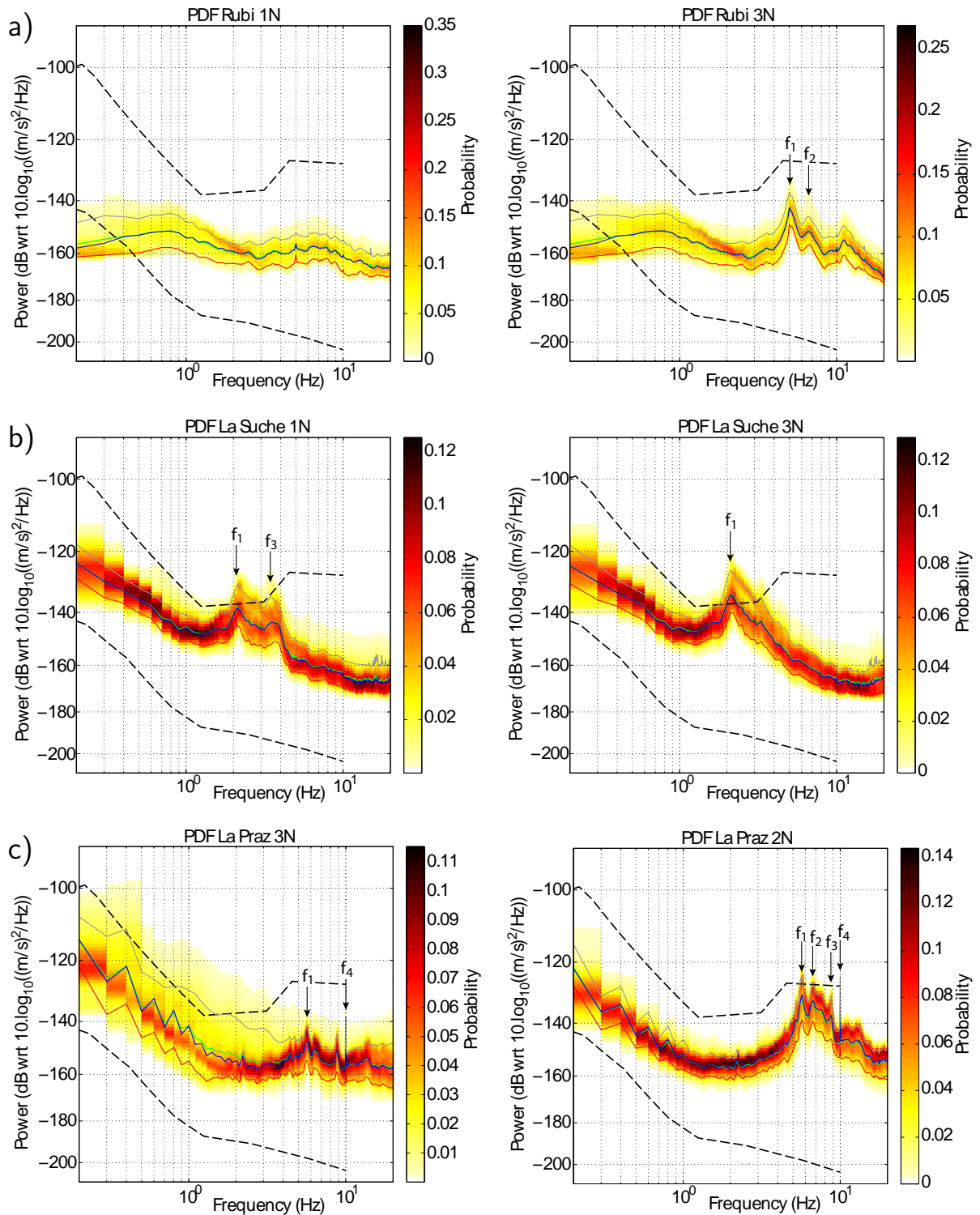


FIGURE 5.3 – Légende : cf. page suivante.

Legend : see following page.

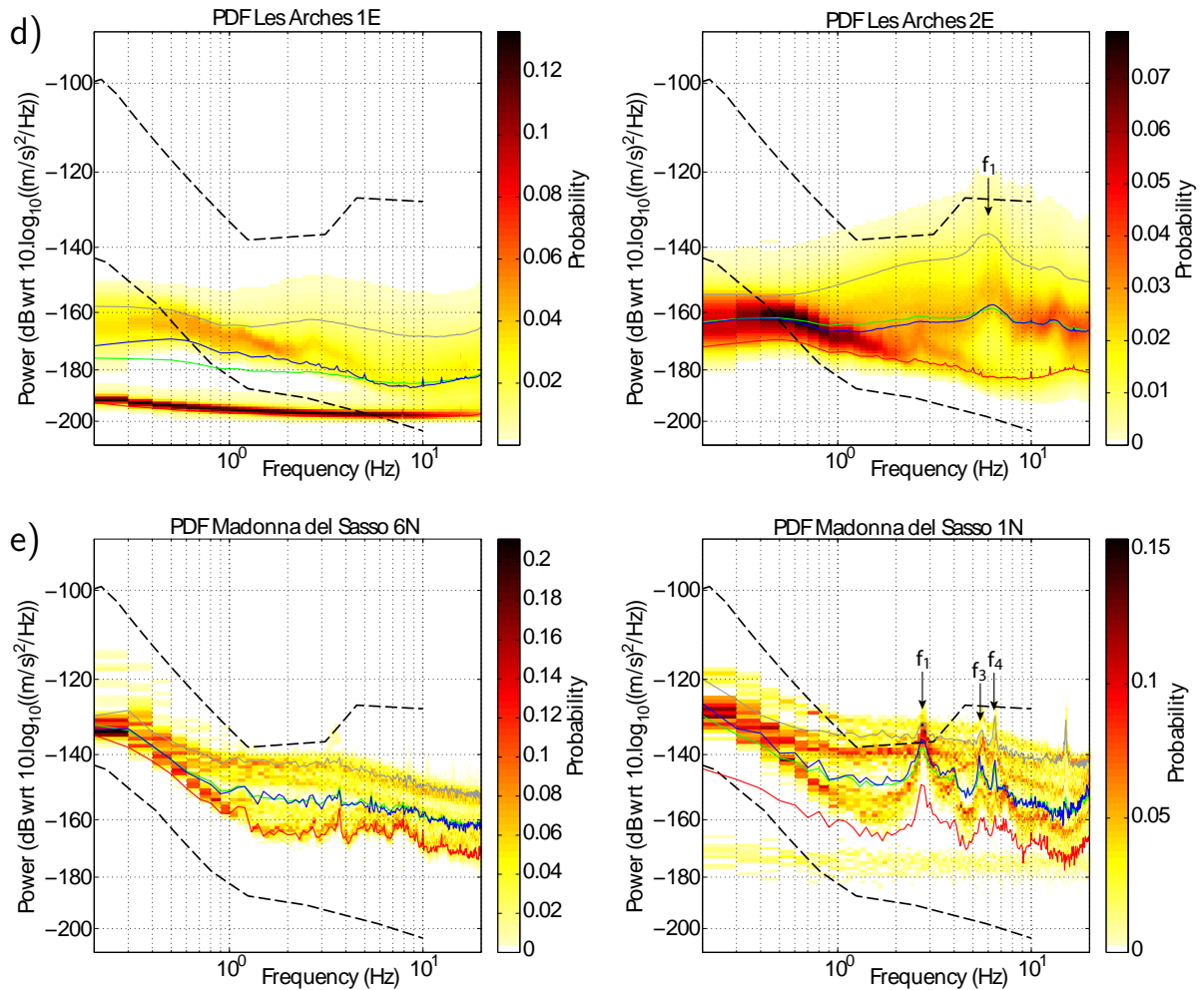


FIGURE 5.3 – Fonction Densité de Probabilité du bruit de fond sismique pour le massif stable (gauche) et le compartiment instable (droite). a) Rubi, composante Nord du 23/04/2011 au 21/09/2012; b) La Suche, composante Nord du 07/07/2011 au 10/04/2013; c) La Praz, composante Nord du 29/04/2011 au 25/10/2013; d) Les Arches, composante Est du 03/11/2010 au 08/04/2013 et e) Madonna del Sasso, composante Nord du 25/11/2010 au 26/11/2010. Les pics spectraux majeurs sont repérés par les flèches verticales et numérotés en accord avec le tableau 5.1.

Ambient vibrations Probability Density Function for the stable rock mass (left) and the prone-to-fall compartment (right). a) Rubi, North channel from 2011/04/23 until 2012/09/21; b) La Suche, North channel from 2011/07/07 until 2013/04/10; c) La Praz, North channel from 2011/04/29 until 2013/10/25; d) Les Arches, East channel from 2010/11/03 until 2013/04/08 and e) Madonna del Sasso, North channel from 2010/11/25 until 2010/11/26. Major spectral peaks are pointed out with vertical arrows and numbered according to table 5.1.

Sur l'ensemble des sites, des pics spectraux sont bien visibles sur les compartiments instables tandis qu'ils sont peu marqués ou absents (10 à 20 dB inférieurs) sur le massif stable (tableau 5.1, fig. 5.3). Les pics spectraux les plus énergétiques sont systématiquement présents sur les composantes horizontales du mouvement (composante Nord et/ou Est) des capteurs situés sur le compartiment instable. Le premier pic spectral (f_1) présente l'amplitude la plus importante sur les sites de Rubi, La Suche et Les Arches (figs. 5.3a,b,d), en accord avec les travaux de Lévy *et al.* (2010); Lévy (2011); Burjáněk *et al.* (2012). En revanche, aucune hiérarchie claire ne se dessine entre les pics spectraux pour les sites de La Praz et Madonna del Sasso (figs. 5.3c et e). Contrairement aux autres sites, les *DSP* mesurées sur le massif stable à La Suche (fig. 5.3b, gauche) présentent deux pics spectraux bien marqués. Ceci est probablement dû à la proximité du capteur *S1* par rapport à la colonne instable, résultant de l'exiguïté du site d'étude.

Site	Rubi				La Suche			La Praz			Les Arches			Madonna del Sasso					
Cap.	(1)	2	3	4	(1)	2	3	1	2	(3)	(1)	2	3	1	2	3	4	5	(6)
Z	-	-	-	f_2	-	f_2	f_1	f_1	f_1	f_4	f_1	f_1	f_2	f_1	f_1	f_2	f_1	-	-
							f_2	f_3	f_3		f_3	f_2		f_3	f_2				
								f_4	f_4		f_4			f_4					
N	-	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	-	-
		f_3	f_2		f_3			f_3	f_2	f_4	f_3	f_2	f_2	f_3	f_2	f_2			
								f_4	f_3		f_4	f_3	f_3	f_4	f_3	f_3			
								f_5	f_4										
								f_6											
E	-	f_3	f_1	f_1	f_1	f_1	f_1	f_4	f_1	f_3	-	f_1	-	f_1	f_1	f_2	-	-	-
			f_2	f_2	f_2	f_2	f_2		f_3	f_4				f_3	f_2				
					f_3			f_4						f_4	f_3				

TABLE 5.1 – Récapitulatif des pics spectraux de bruit de fond sismique mesurés pour les différents capteurs (cap.) de chaque site (*cf.* figures en annexe C). Le capteur installé sur le massif stable est placé entre parenthèses.

Summary of ambient vibration spectral peaks measured by the seismic sensors (cap.) for each site (see appendix C). The sensor set up on the stable rock mass is bracketed.

On utilise les diagrammes azimutaux décrits à la section 5.2 pour étudier la répartition azimutale de l'énergie du bruit de fond sismique sur chaque site. Les figures 5.4a à e présentent deux diagrammes azimutaux par site : un pour le massif stable (colonne de gauche) et un pour le compartiment instable (droite), l'ensemble des diagrammes étant disponible à l'annexe E. Les diagrammes azimutaux sont calculés sur des durées d'enregistrement de bruit de fond limitées (deux jours pour Madonna del Sasso, une semaine pour les autres sites). L'échelle d'amplitude utilisée pour chaque diagramme est définie par l'énergie minimale et maximale mesurée sur le site d'étude.

Tous les diagrammes azimutaux des compartiments instables (fig. 5.4, colonne de droite) montrent des pics clairs, à des fréquences et orientations bien définies. En revanche, aucun pic d’amplitude significative ni directionnalité marquée n’est observé pour le massif stable (fig. 5.4, gauche), excepté pour le site de La Suche pour lequel le capteur de référence n’a pu être significativement éloigné du compartiment instable (*cf.* paragraphe précédent). Pour les sites de Rubi, La Suche, Les Arches et Madonna del Sasso (figs. 5.4a, b, d, e), l’amplitude spectrale maximale est observée pour le premier pic spectral f_1 . A plus haute fréquence, on trouve un second pic spectral dans une direction de vibration orthogonale à f_1 , parfois accompagné de pics supérieurs. Au contraire, les trois premiers pics sur le site de La Praz (fig. 5.4c) sont orientés approximativement dans la même direction tandis que le quatrième pic leur est orthogonal. Les diagrammes azimutaux calculés à des instants différents de la période d’étude sont similaires, suggérant une répartition azimutale stable de l’énergie du bruit de fond sismique. Les principaux pics spectraux et les directions de vibration associées sont listés au tableau 5.2. La direction de vibration correspondant à f_1 est orientée perpendiculairement à la principale fracture arrière (*FA*, fig. 4.4) pour les sites de Rubi, La Praz et Les Arches. Ces observations sont en accord avec les résultats de [Burjáněk et al. \(2010, 2012\)](#); [Lévy et al. \(2010\)](#) qui montrent une polarisation du bruit de fond préférentielle perpendiculairement aux fractures ouvertes affectant le massif rocheux. A La Suche et Madonna del Sasso, le réseau de fractures est plus complexe (fig. 4.4b et e) avec au moins deux familles de fracture délimitant le compartiment instable. Pour ces deux sites, la vibration à f_1 est orientée approximativement selon la plus grande pente.

L’origine de tels pics spectraux enregistrés sur des compartiments instables a été discutée au chapitre 3, et peut être attribuée au découplage du compartiment rocheux par rapport au massif stable et/ou à des contrastes d’impédance sismique. Sur la base d’études précédentes conduites sur des écailles calcaire instables ([Lévy et al. 2010](#); [Lévy 2011](#)) et de simulations numériques (*cf.* annexe B), ces pics spectraux seront interprétés comme les fréquences de résonance du compartiment rocheux et désignées dans l’ordre des fréquences f croissantes dans la suite du manuscrit. Cette hypothèse est appuyée par l’absence de pics spectraux marqués sur le massif stable adjacent. La fréquence de résonance fondamentale f_1 est contrôlée par la géométrie, la rigidité et la masse du compartiment instable ainsi que les conditions aux limites (*cf.* chapitre 3).

	Rubi	La Suche	La Praz	Les Arches	Madonna del Sasso
f_1 (Hz)	5	2,3	5,7	6,3	2,5
f_2 (Hz)	6,8	2,8	6,8	7	5,5
f_3 (Hz)	-	-	8,8	-	6,5
$\theta(f_1)$ ($^\circ$ /N)	160	15	16	54	165

TABLE 5.2 – Fréquences de résonance (f) identifiées sur les diagrammes azimutaux du compartiment instable (fig 5.4, droite) et direction de vibration (θ) associée à f_1 .

Resonant frequencies (f) of the prone-to-fall compartment observed in the polar plot (fig. 5.4, right) and direction of vibration (θ) at f_1 .

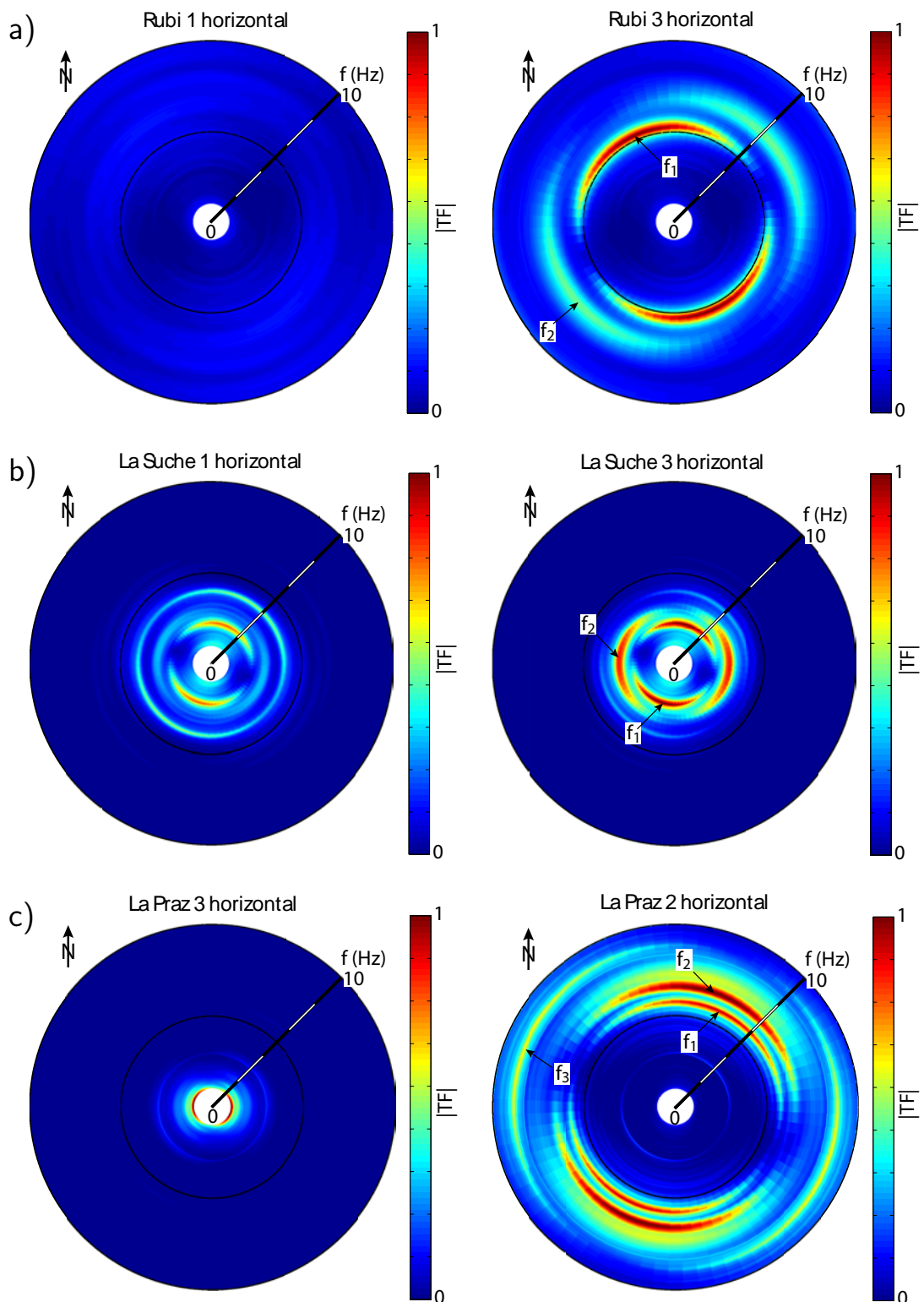


FIGURE 5.4 – Légende : cf. page suivante.
Legend : see following page.

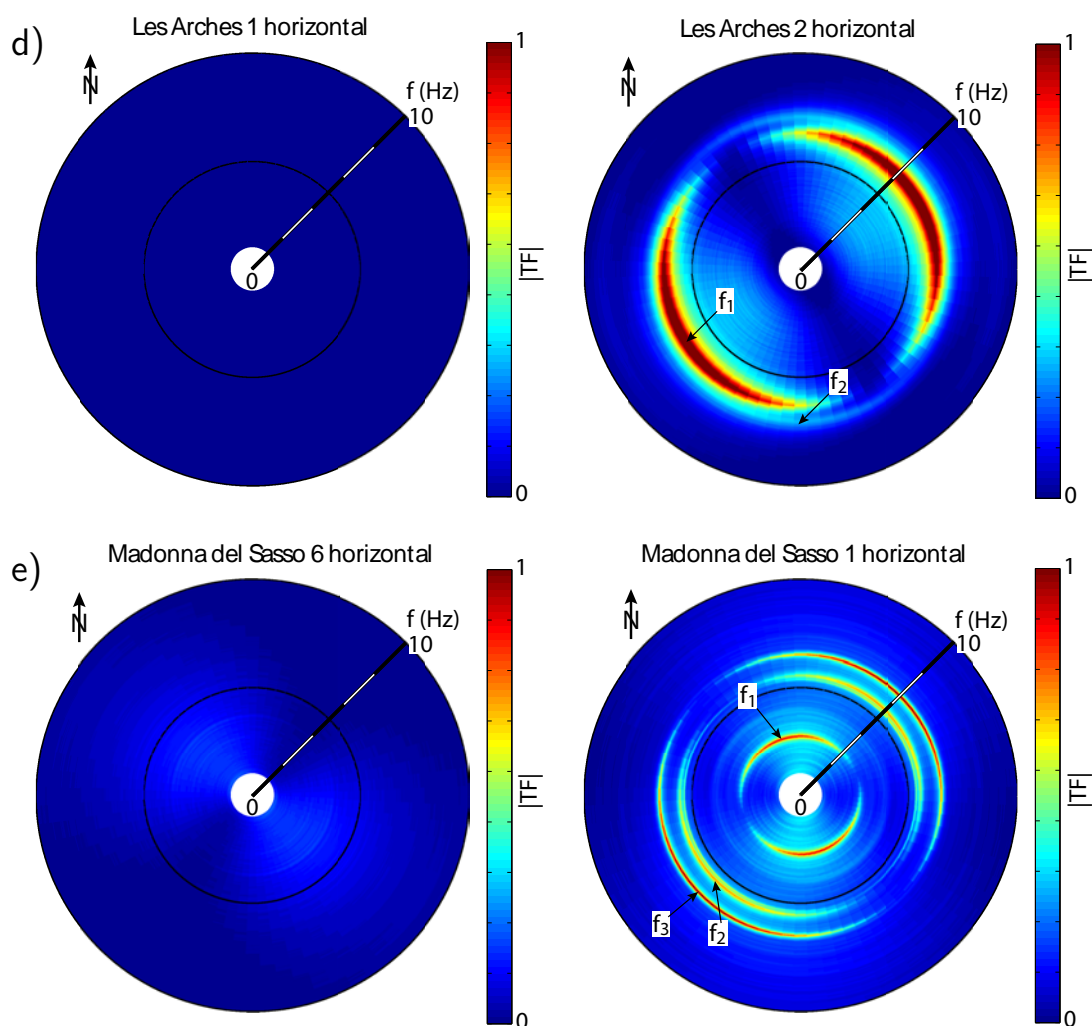


FIGURE 5.4 – Répartition azimutale de l’amplitude spectrale du bruit de fond sismique dans le plan horizontal pour le massif stable (gauche) et le compartiment instable (droite). L’axe radial décrit les fréquences, l’azimut est défini dans le sens horaire à partir du Nord. L’échelle de couleur représente l’amplitude spectrale, normalisée à 1 pour chaque site. a) Rubi, du 15/08/2011 au 21/08/2012; b) La Suche, du 15/08/2011 au 21/08/2012; c) La Praz, du 09/05/2011 au 15/05/2011; d) Les Arches, du 08/11/2010 au 14/11/2010 et e) Madonna del Sasso, du 25/11/2010 au 26/11/2010.

Polar plot of ambient noise spectral amplitude in the horizontal plane for the stable massif (left) and the prone-to-fall compartment (right). The radial axis shows the frequency, the azimuth is defined clockwise from North. Colorscale shows the spectral amplitude, normalized to 1 at each site. a) Rubi, from 2011/08/15 until 2012/08/21; b) La Suche, from 2011/08/15 until 2012/08/21; c) La Praz, from 2011/05/09 until 2011/05/15; d) Les Arches, from 2010/11/08 until 2010/11/14 et e) Madonna del Sasso, from 2010/11/25 until 2010/11/26.

En conclusion, le bruit de fond sismique présente une forme spectrale assez stable pour la plupart des sites (figs. 5.3a, b, c, e), hormis Les Arches qui montre une dispersion importante des niveaux de bruit mesurés (fig. 5.3d). Pour les cinq sites, les caractéristiques spectrales du bruit de fond sont en accord avec les modèles globaux (Peterson 1993). Cependant, cette étude met également en évidence la variabilité spatiale multi-échelles du bruit de fond. Les niveaux de bruit sismique présentent une variabilité inter-sites (fig. 5.2) due à des fréquences de coupure des capteurs différentes pour la gamme 1.2-2 Hz et contrôlée par la distribution des sources sismiques anthropiques pour la gamme 2-20 Hz. Au sein d'un même site d'étude, les capteurs situés sur le compartiment instable montrent des pics spectraux nets, avec des amplitudes 10 à 20 dB supérieures au spectre mesuré sur le massif stable (fig. 5.3). Enfin, l'énergie du bruit de fond sismique est répartie de manière hétérogène dans le plan horizontal (fig. 5.4). En particulier, la direction de vibration à la première fréquence de résonance (f_1) est systématiquement orientée perpendiculairement à la fracture arrière, ou selon la ligne de pente pour les sites ne présentant pas de fracture arrière bien marquée (tableau 5.2). Comme la première fréquence de résonance (f_1) est contrôlée par la géométrie, la rigidité et la masse du compartiment instable ainsi que les conditions aux limites, le suivi temporel du bruit de fond sismique devrait permettre de suivre l'évolution de ces paramètres au cours du temps.

5.4 Variabilité temporelle

Un suivi temporel du bruit de fond sismique a été réalisé sur les sites instrumentés de manière semi-permanente. La figure 5.5 présente l'amplitude des Densités Spectrales de Puissance horaires en fonction du temps et de la fréquence pour la composante verticale du massif stable des sites de La Praz et Les Arches en août 2011. On observe des variations temporelles importantes (plusieurs dizaine de décibels) des niveaux de bruit mesurés. Le site de Le Praz (fig. 5.5a) montre une cyclicité journalière du niveau de bruit dans la gamme 1-20 Hz, avec des pics durant la journée et des creux pendant la nuit. Une cyclicité hebdomadaire est également visible, caractérisée par cinq jours de niveaux de bruit élevés (~ -150 -160 dB) suivi par deux jours de creux (~ -170 dB). Ce motif hebdomadaire est bien visible pour les semaines du 01 au 07/08 ou du 08 au 14/08 par exemple, et présente une variation pour la semaine du 15 au 21/08 (présence d'un jour férié). Ces observations suggèrent que le bruit de fond mesuré sur le site de la Praz est principalement dû à des sources de vibrations d'origine anthropique (alternances jour/nuit, semaine/week-end, jours fériés). Par contre, le bruit de fond sur le site des Arches (fig. 5.5b) ne présente aucune organisation particulière en raison de l'absence de sources de bruit anthropiques. Sur ce site, les variations d'amplitude du bruit de fond pourraient plutôt être liées aux conditions météorologiques (Withers *et al.* 1996; Vila 1998; Mucciarelli *et al.* 2005). Le suivi temporel du bruit de fond sismique enregistré sur le massif stable (composante verticale) sur les sites de Rubi et La Suche est présenté en annexe E.1. Les cycles journaliers sont clairement marqués tandis que les cycles hebdomadaires sont peu visibles, ce qui ne permet pas de statuer sur l'origine naturelle ou anthropique dominant le bruit de fond sismique.

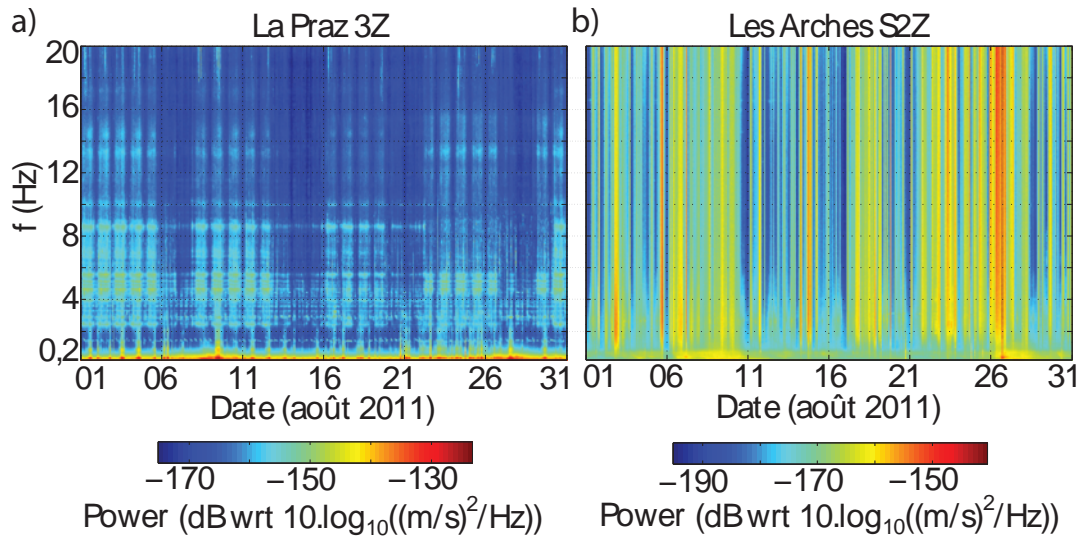


FIGURE 5.5 – Suivi temporel des Densités Spectrales de Puissance du bruit de fond pour les sites de La Praz (a) et des Arches (b), en août 2011. Composante verticale enregistrée sur le massif stable. Les échelles de couleurs sont différentes pour les deux images.

Power Spectral Density monitoring for La Praz (a) and Les Arches (b) study sites, over August 2011. Vertical channel recorded on the stable rock mass. The color scales are different for the two images.

Le bruit de fond mesuré sur le compartiment instable est également affecté par ces variations d'amplitude spectrale. Pour s'affranchir de ces variations en vue du suivi temporel, on normalise à 1 l'amplitude maximale du spectre dans une gamme fréquentielle centrée sur la fréquence de résonance étudiée. Dans le cadre de cette thèse, le suivi temporel concernera la première fréquence de résonance (f_1) dont le suivi est facilité par son amplitude spectrale dominante et par sa présence systématique sur le compartiment instable. Les Densités Spectrales de Puissance normalisées selon la composante la plus proche de la direction de vibration f_1 (tableau 5.2) sont présentées pour les sites de La Praz et Les Arches à la figure 5.6, pour le mois d'août 2011. Le maximum d'énergie, en rouge, met en évidence la première fréquence de résonance f_1 . Pour le site de La Praz, f_1 présente des petites variations ($\pm 0,05$ Hz) autour d'une valeur moyenne de 5,7 Hz tandis que les Arches montre des variations importantes de f_1 ($\pm 0,75$ Hz) sur la même période d'étude.

La figure 5.7 présente les mêmes DSP normalisées que la figure 5.6 en se focalisant sur une bande de fréquence plus étroite autour de f_1 pour La Praz. La courbe de f_1 est extraite par une recherche du maximum local de la DSP normalisée sur cet intervalle fréquentiel sur l'ensemble de la période d'étude. En parallèle, on montre la température de l'air et la pluviométrie relevées sur les sites durant la même période. On observe que les formes des courbes de f_1 et de température présentent des similitudes, particulièrement pour le site des Arches (fig. 5.6b). Les transformées de Fourier de f_1 et de la température de l'air sont calculées pour les deux sites (respectivement en traits pleins et pointillés, fig. 5.6). Toutes les séries de données présentent un pic net à la fréquence de 1 jour⁻¹,

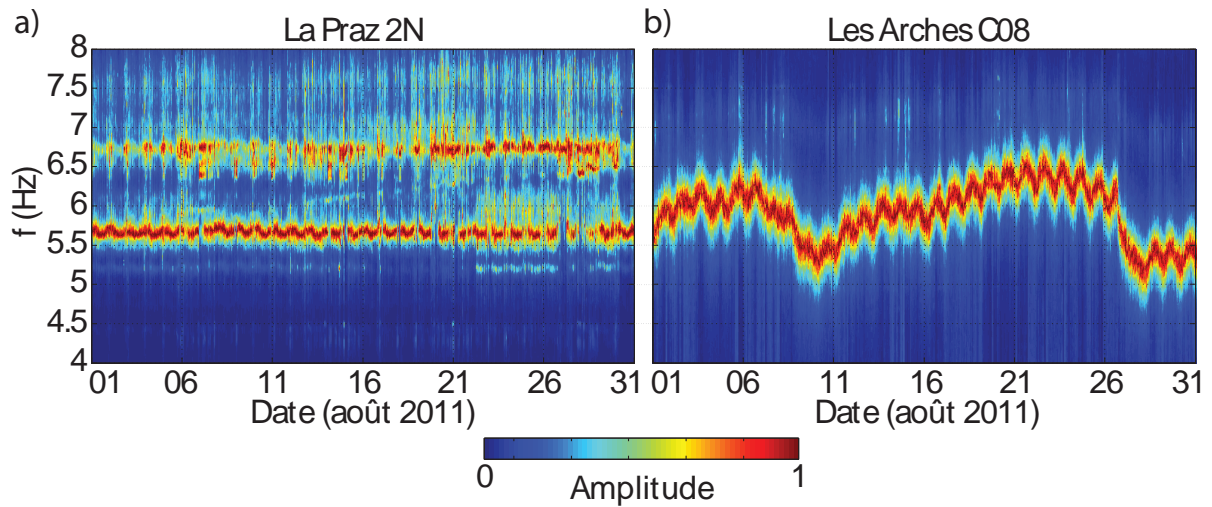


FIGURE 5.6 – Suivi temporel des Densités Spectrales de Puissance normalisées du bruit de fond enregistré sur le compartiment instable, pour les sites de La Praz (a) et des Arches (b), en août 2011. La composante horizontale choisie est la plus proche de la direction de vibration à f_1 (tableau 5.2).

Normalized Power Spectral Density monitoring of the ambient vibrations recorded on the prone-to-fall compartment for La Praz (a) and Les Arches (b) study sites, over August 2011. The horizontal channel closest to f_1 direction of vibration was chosen (see table 5.2).

correspondant aux fluctuations journalières de f_1 et de la température observées sur les deux sites. Un second pic, plus large, est visible autour de $0,3-0,4 \text{ jour}^{-1}$. Pour des périodes de quelques jours, le contenu spectral de f_1 et de la température de l'air sont comparables pour les Arches (fig. 5.6b) tandis que les variations de f_1 sont faibles sur le site de La Praz (fig. 5.6a). Des fluctuations de f_1 et de température sont également observées sur la même période, pour les sites de Rubi et La Suche. Le spectre de toutes les données présente un pic à 1 jour^{-1} tandis que les variations de f_1 de période pluri-journalière à La Suche sont plus faibles qu'à Rubi.

Ce suivi temporel a été mené sur l'ensemble de la période d'étude (annexe E.4). En plus des variations journalières et pluri-journalières mises en évidence en août 2011 (fig. 5.6), la courbe de f_1 présente des variations saisonnières. L'amplitude de ces variations autour d'une valeur moyenne, différente selon les sites, est de quelques dixièmes de Hz pour Rubi, La Suche et La Praz et d'environ 20 Hz pour Les Arches.

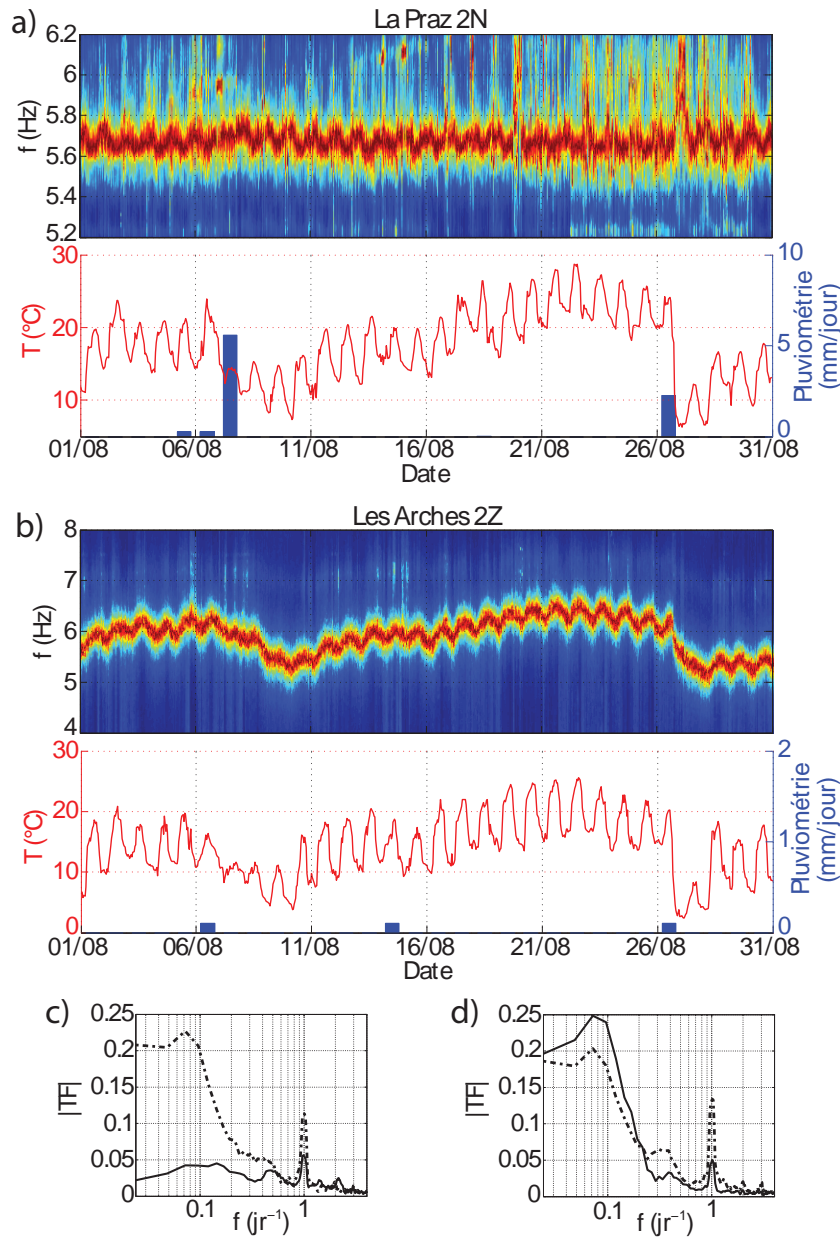


FIGURE 5.7 – (a,b) (Haut) Suivi temporel des Densités Spectrales de Puissance normalisées du bruit de fond enregistré sur le compartiment instable pour les sites de La Praz (a) et des Arches (b) en août 2011. Noter que les échelles de fréquence en ordonnées sont différentes. La composante horizontale choisie est la plus proche de la direction de vibration préférentielle à f_1 (tableau 5.2). (Bas) Température de l’air et pluviométrie sur la période correspondante. (c,d) Transformées de Fourier de f_1 (trait plein) et de la température de l’air (trait en pointillés) pour les sites de La Praz et Les Arches, respectivement.

(a,b) (Top) Normalized Power Spectral Density monitoring of the ambient vibrations recorded on the prone-to-fall compartment for La Praz (a) and Les Arches (b) study sites, over August 2011. The horizontal channel closest to f_1 direction of vibration was chosen (see table 5.2). NB the frequency scale is different in (a) and (b). (Bottom) Air temperature and rainfall over the same period. (c,d) Fourier Transform for f_1 (continuous line) and air temperature (dashed line) for La Praz and Les Arches study sites, respectively.

Pour caractériser les fluctuations de f_1 , on teste l'hypothèse d'une distribution normale décrite par la valeur moyenne de f_1 (\bar{f}_1) et son écart-type (σ). La figure 5.8 présente l'histogramme de f_1 avec des intervalles fréquentiels de 0,1 Hz et la loi normale correspondante. Cette hypothèse semble satisfaisante pour les sites de Rubi, La Suche et La Praz en première approche (figs. 5.8a,b,c, respectivement). En revanche, le site des Arches présente un comportement très différent, non décrit par la loi normale. On observe un pic marqué de l'histogramme autour de 6 Hz, puis une dispersion des valeurs de f_1 à plus haute fréquence liée à l'amplitude importante (~ 20 Hz) des variations saisonnières de f_1 . Ces histogrammes reflètent donc différents comportements temporels de la première fréquence de résonance des compartiments instables, dont les caractéristiques seront étudiées à la section 5.5.

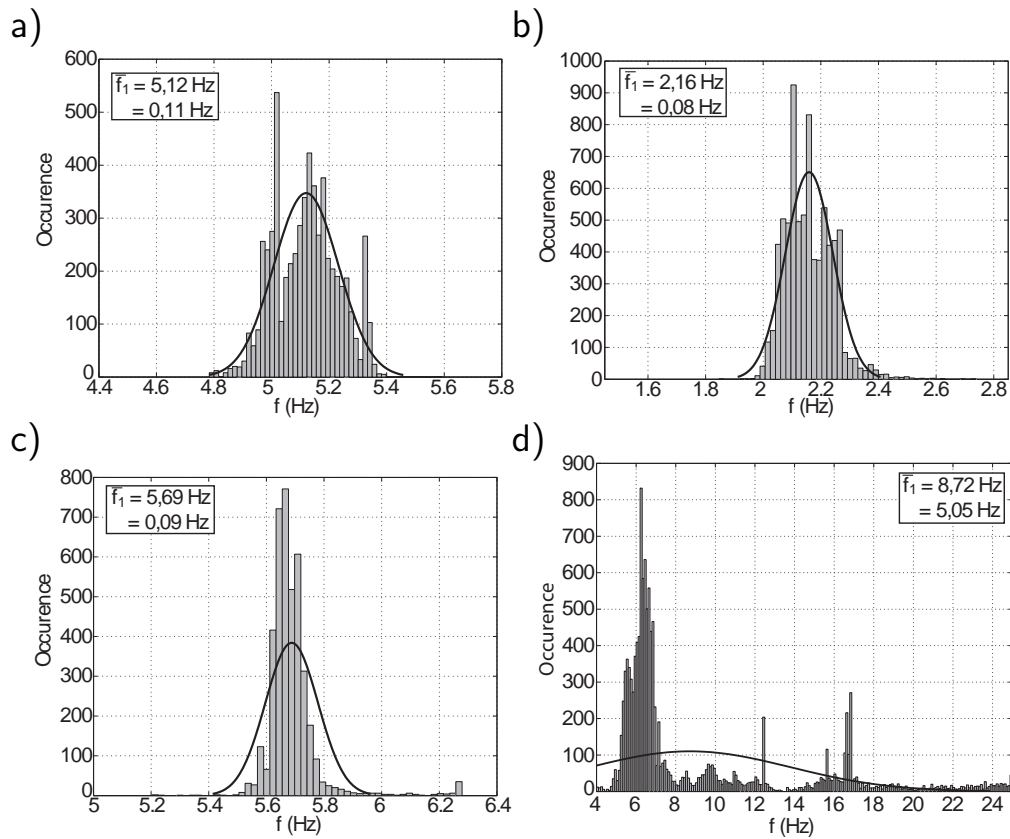


FIGURE 5.8 – Distribution de f_1 entre ses valeurs extrêmes. a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz et d) Les Arches. Intervalles fréquentiels de 0,1 Hz.

Distribution of f_1 values. a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz and d) Les Arches in 0.1 Hz wide bins.

5.5 Corrélation avec les paramètres environnementaux

Afin de quantifier le lien entre l'évolution de la première fréquence de résonance (f_1) d'une part et les paramètres météorologiques et mesures de déplacement d'autre part, l'inter-corrélation entre les séries de données a été calculée. La corrélation n'implique pas intrinsèquement de relation de cause à effet mais quantifie le degré d'association entre deux paramètres. Les inter-corrélations sont calculées pour les données brutes, ainsi que pour les données filtrées en passe-bande autour des pics spectraux journalier (intervalle 0,8-1,2 jr⁻¹) et multi-journalier (intervalle 1/30-1/7 jr⁻¹) de f_1 mis en évidence à la section 5.3. Pour s'affranchir des variations hivernales et pour disposer de séries de données continues, les inter-corrélations sont calculées sur une période de cinq mois à l'été-automne 2011.

La figure 5.9 présente les coefficients d'inter-corrélation entre f_1 et la température de l'air (T), également rappelés au tableau 5.3. L'ensemble des coefficients d'inter-corrélations présente des oscillations de période journalière ou multi-journalière dues à la périodicité de f_1 et T . Les inter-corrélations brutes (colonne de gauche) montrent un seul pic bien marqué pour le site de La Suche (fig. 5.9d) avec un coefficient de corrélation maximum élevé et un délai faible. En revanche, les inter-corrélations sur les sites de La Praz et Les Arches (figs. 5.9g et j, respectivement) ont une forme plus complexe, avec plusieurs extrema locaux d'amplitude comparable mais de signe opposé et des maxima de coefficients de corrélation peu élevés. Les inter-corrélations sur le site de Rubi montrent un pic assez large et mal défini, présentant de petites variations (fig. 5.9a). Ces formes complexes et variées des coefficients d'inter-corrélations calculés traduisent une relation complexe entre f_1 et la température de l'air qui diffère selon les sites. L'inter-corrélation entre f_1 et T pour des périodes multi-journalières (colonne centrale) montre un pic étroit et bien marqué pour les sites de La Suche, La Praz et Rubi (figs. 5.9e, h, k), positif ou négatif selon les cas. Le site de Rubi (fig. 5.9b) montre quant à lui deux pics successifs d'amplitude similaire, l'un positif, l'autre négatif. Pour les périodes journalières (colonne de droite), on observe des oscillations marquées du coefficient de corrélation, due à la périodicité des courbes de f_1 et T . Les coefficients de corrélation montrent des pics positifs et négatifs successifs, avec une amplitude maximale en valeur absolue pour le premier pic de la partie causale (délai positif entre une variation de température et la variation correspondante de f_1). Selon le site, ce premier pic peut être positif (une variation de température est suivie d'une variation de f_1 de même sens) ou négatif (une variation de température est suivie d'une variation de f_1 de sens opposé). Le délai correspondant à ce premier pic varie de moins d'une heure (La Suche, La Praz, figs. 5.9f et i), jusqu'à plusieurs heures (Rubi, Les Arches figs. 5.9c et l, respectivement).

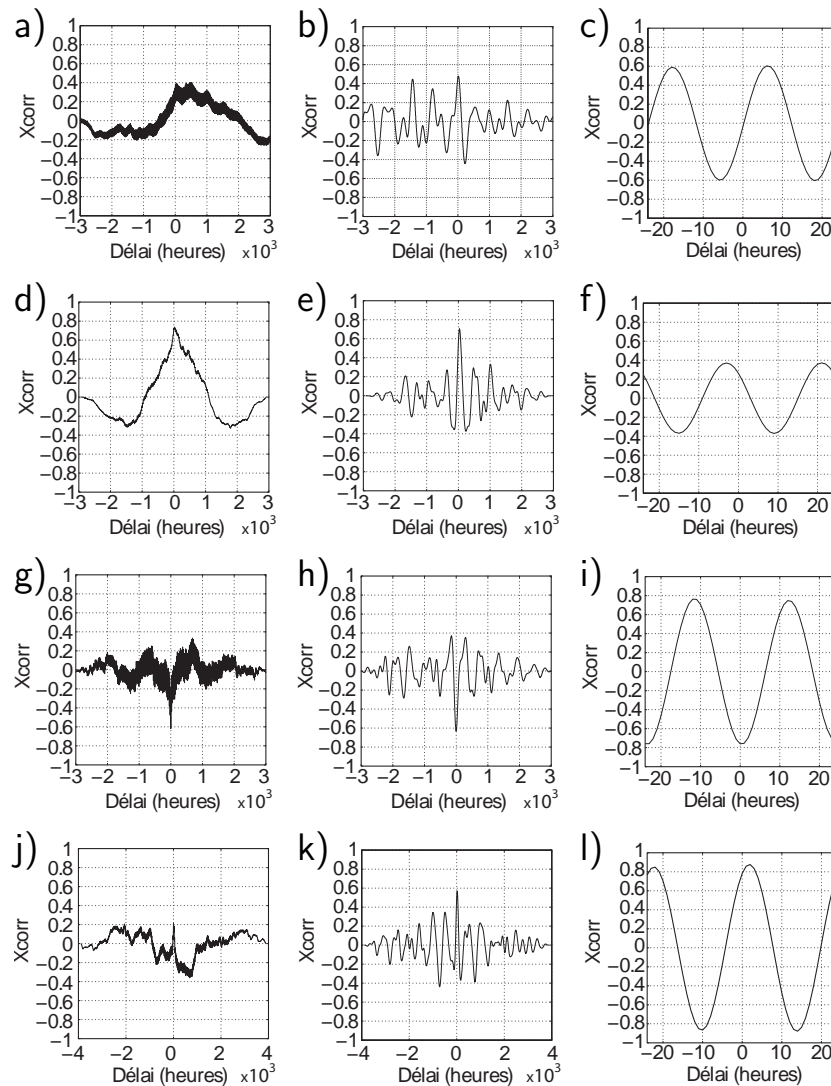


FIGURE 5.9 – Coefficient d’inter-corrélation (ordonnée) en fonction du délai (abscisse) calculé entre f_1 et la température de l’air sur une période de cinq mois (été-automne 2011). Colonnes : données brutes (gauche), bande de fréquence multi-journalière (centre) et bande de fréquence journalière (droite, échelle en abscisse différente). Lignes (de haut en bas) : sites de Rubi, La Suche, La Praz et Les Arches.

Cross-correlation coefficient (ordinate) as a function of phase shift (abscissa) computed between f_1 and air temperature over five months of study (summer-fall 2011). Columns : raw data (left), multi-daily period (center) and daily period (right, different abscissa scale). Rows (from top to bottom) : Rubi, La Suche, La Praz and Les Arches study sites.

L’inter-corrélation entre f_1 et la pluviométrie produit systématiquement des coefficients de corrélation faibles sur tous les sites, révélant l’absence d’association significative entre ces deux paramètres (fig. 5.10). De même, aucune association notable n’a été observée entre f_1 et la vitesse du vent enregistrée.

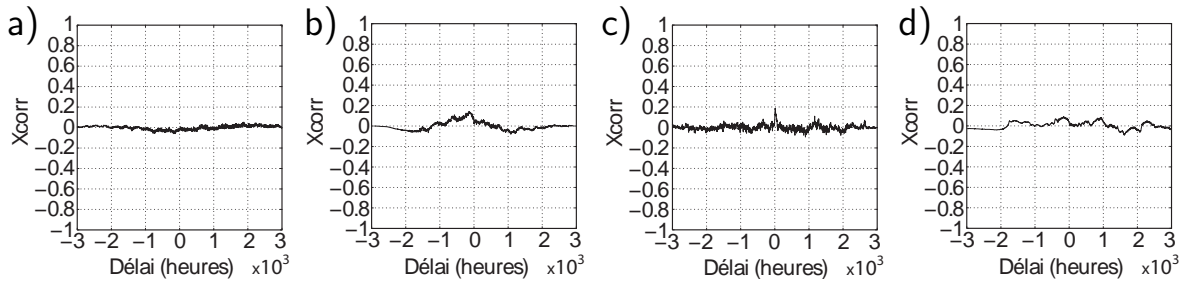


FIGURE 5.10 – Coefficient d’inter-corrélation (ordonnée) en fonction du délai (abscisse) calculé entre f_1 et la pluviométrie journalière sur une période de cinq mois (été-automne 2011). a) Site de Rubi, b) La Suche, c) La Praz et d) Les Arches.

Cross-correlation coefficient (ordinate) as a function of phase shift (abscissa) computed between f_1 and rainfall over five months of study (summer-fall 2011). a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz and d) Les Arches study sites.

L’extremum global du coefficient d’inter-corrélation entre f_1 et la température de l’air (T) ainsi que le délai associé sont rappelés au tableau 5.3 pour tous les sites et pour chaque période caractéristique d’étude. On observe que la valeur absolue de l’extremum et donc le degré d’association entre les deux paramètres peut varier fortement pour un même site, en fonction de la période caractéristique étudiée. De plus, le signe de l’extremum ainsi que le délai correspondant sont très variables selon le site et la période caractéristique étudiée, ce qui suggère une relation complexe, multi-facteurs et multi-périodique entre la première fréquence de résonance et la température de l’air. L’association entre les variations réversibles de f_1 et la température peut être expliquée par plusieurs phénomènes qui font l’objet d’une discussion dans un article scientifique (*cf.* annexe B). Le site des Arches, qui présente la plus forte sensibilité de f_1 à la température et un changement du signe du coefficient d’inter-corrélation en fonction de la période caractéristique d’observation, est étudié en détail au chapitre 7. Les cycles journaliers de f_1 sur les sites de Rubi et La Suche sont difficilement mis en évidence en raison de leur faible amplitude fréquentielle et de la forme du pic spectral, ce qui explique les faibles coefficients de corrélation obtenus. Contrairement aux travaux antérieurs de Lévy *et al.* (2010) sur une colonne calcaire instable, aucun site n’a montré de variations irréversible de f_1 pouvant traduire de l’endommagement durant la période d’étude.

Afin de quantifier l’association entre les variations de f_1 et les mouvements enregistrés sur les compartiments instables, les coefficients d’inter-corrélation ont été calculés entre f_1 et les données extensométriques sur une période de cinq mois à l’été-automne 2011 (fig. 5.11), en sélectionnant les extensomètres qui montrent une continuité des mesures et une absence de problèmes instrumentaux. La corrélation avec f_1 est élevée pour certains extensomètres de certains sites ($|Xcorr| \geq 0,8$, fig. 5.11b,d). Le comportement général est cependant complexe, les réponses extensométriques d’un même site pouvant être corrélées positivement ou négativement avec des délais variables. Cette corrélation met en évidence un lien statistique entre f_1 et l’extensométrie probablement en raison de la dépendance de ces deux paramètres à la température. En effet, une variation de température peut induire (1) la contraction/dilatation thermique de la roche résultant

en l'ouverture et la fermeture des fractures et/ou (2) une variation d'extensométrie liée à la sensibilité thermique intrinsèque des capteurs. La réponse du capteur dépend du type d'extensomètre, des composants utilisés, du mode de fixation au rocher ainsi que de la position du capteur dans un champ de température variable et influencé par l'exposition au soleil. Comme il est délicat de définir l'origine (mesure ou biais instrumental) des faibles variations d'extensométrie observées sur la période d'étude (quelques mm) et en raison de l'hétérogénéité des capteurs de mesure et des problèmes instrumentaux (trous de données, sauts de mesures, etc.) rencontrés sur certains sites, l'analyse des données extensométriques n'a pas été conduite plus avant.

Site	Données brutes		Multi-journalier		Journalier	
	Xcorr	Délai (h)	Xcorr	Délai (h)	Xcorr	Délai (h)
Rubi	+0,40	480	+0,48	15	+0,6	6
La Suche	+0,74	10	+0,70	35	+0,37	0
La Praz	-0,62	0	-0,63	0	-0,76	0
Les Arches	-0,36	3450	+0,55	22	+0,87	3

TABLE 5.3 – Extremum du coefficient d'inter-corrélation ($Xcorr$) et délai correspondant calculés entre f_1 et la température de l'air sur une période de cinq mois (été-automne 2011), pour les données brutes, les périodes multi-journalière et journalière.

Cross-correlation coefficient ($Xcorr$) and corresponding phase shift computed for f_1 and air temperature, over a five month period (summer-fall 2011); for raw data and multi-daily and daily periods.

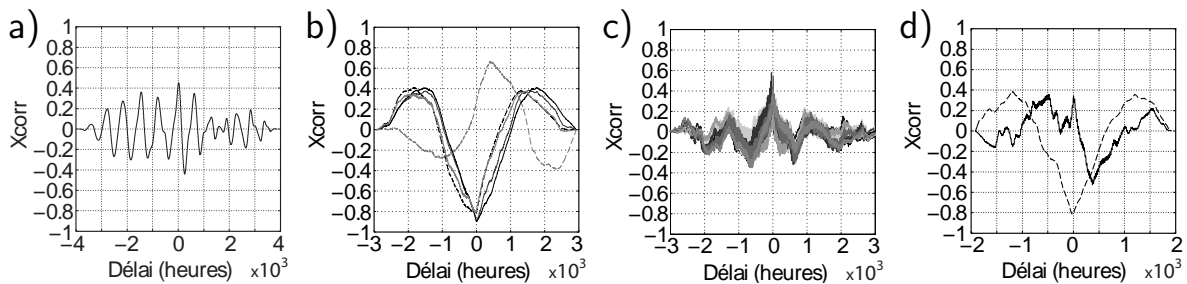


FIGURE 5.11 – Coefficient d'inter-corrélation (ordonnée) en fonction du délai (abscisse) calculé entre f_1 et les mesures extensométriques sur une période de cinq mois (été-automne 2011). a) Site de Rubi (extensomètre $E1$), b) La Suche, c) La Praz et d) Les Arches ($E2$).

Cross-correlation coefficient (ordinate) as a function of phase shift (abscissa) computed between f_1 and extensometric measurements over five months of study (summer-fall 2011). a) Rubi ($E1$ sensor), b) La Suche, c) La Praz and d) Les Arches ($E2$ sensor).

5.6 Conclusions

Le bruit de fond enregistré sur les compartiments instables montre systématiquement des pics spectraux, contrairement aux massifs stables adjacents. La forme générale du spectre et les caractéristiques des pics (polarisation, gamme de fréquence) sont relativement stables dans le temps et dans l'espace. On observe cependant une certaine variabilité (nombre, fréquence des pics) attribuée à des changements de la distribution spatio-temporelle des sources de bruit de fond et/ou de la réponse dynamique des compartiments instables étudiés. Sur la base d'analyses spectrales conduites sur des modèles numériques et de l'étude expérimentale antérieure d'une colonne calcaire instable, ces pics spectraux sont interprétés comme les fréquences de résonance des compartiments rocheux. La fréquence de résonance la plus basse montre le plus d'énergie et correspond à la fréquence fondamentale f_1 . De manière systématique, f_1 est polarisée perpendiculairement à la fracture arrière observée sur la plupart des sites, dans la direction colinéaire à la pente.

Pour les quatre sites instrumentés de manière semi-permanente, f_1 n'a pas montré de chute significative pouvant traduire de l'endommagement au cours de la période d'étude. En revanche, des fluctuations réversibles de f_1 sous l'influence des conditions environnementales ont été observées, principalement liées à des effets thermiques. Selon le site et la période d'étude (journalière, saisonnière), la corrélation entre la température de l'air et f_1 montre des corrélations positives ou négatives avec des déphasages variés, traduisant l'action de phénomènes antagonistes.

Chapitre 6

Etude de l'instabilité gravitaire au cratère Bory (La Réunion) par mesures sismiques

Sommaire

6.1	Introduction	90
6.2	Description du site	91
6.3	Etude préliminaire	94
6.4	Dispositifs expérimentaux	96
6.5	Résultats	99
6.5.1	Sismique active	99
6.5.2	Sismique passive	106
6.5.3	Etude d'un compartiment rocheux instable	111
6.6	Conclusions et perspectives	113

6.1 Introduction

L'île de la Réunion est confrontée à un aléa gravitaire très élevé, en raison de la conjonction d'une topographie escarpée et d'un climat tropical. Le site d'étude du cratère Bory, situé dans le massif volcanique du Piton de la Fournaise (fig. 6.1), sera décrit dans un premier temps. Il montre une falaise à la géologie typique de la Réunion (couches basaltiques), qui connaît des évolutions morphologiques importantes et rapides dues à la proximité de l'activité volcanique.

Les résultats d'une campagne préliminaire d'écoute sismique passive menée sur ce site en 2011 sont ensuite présentés et suggèrent que le spectre du bruit de fond sismique est contrôlé par la structure du massif rocheux, dans une certaine gamme de fréquences.

Les dispositifs expérimentaux et les résultats d'une seconde étude conduite en 2012 sont détaillés par la suite, dans le but de préciser la structure superficielle du cratère Bory (géométrie, vitesses sismiques) et ses liens avec la variabilité spatiale du spectre de bruit de fond sismique. On étudiera de manière plus précise la réponse spectrale d'un compartiment rocheux instable au cours du temps ainsi que le mouvement associé.

6.2 Description du site

Le volcan du Piton de la Fournaise se situe dans la partie Sud-Est de l'île de La Réunion (fig. 6.1). C'est un volcan actif, avec une éruption tous les huit mois en moyenne (Peltier *et al.* 2009; Staudacher *et al.* 2009). Les éruptions récentes se produisent majoritairement au sein d'une caldera d'environ 8 km de diamètre, appelée « Enclos Fouqué » (Staudacher *et al.* 2009). Deux cratères contigus se trouvent au sommet du volcan, qui culmine à environ 2600 m d'altitude. Le cratère Bory est le plus petit (environ 400 m par 200 m, Hibert *et al.* 2011) et ne présente plus d'activité éruptive significative depuis 1795 tandis que le cratère Dolomieu, plus grand (1070 m par 830 m), est toujours actif (D, fig. 6.1).

Au début du mois d'avril 2007, le volcan a connu une éruption majeure qui a engendré l'effondrement du plancher du cratère Dolomieu sur une hauteur de plus de 330 m par rapport au niveau pré-existant (Michon *et al.* 2007; Staudacher *et al.* 2009). Lors de cet événement, un volume de 90 à 100 Mm³ a été libéré dans le cratère Dolomieu, fragilisant ses parois, ouvrant des fractures périphériques sur les flancs du volcan et favorisant une activité intense d'éboulements (Hibert *et al.* 2011). Le cratère Bory a également été affecté, et présente un réseau de fractures sub-parallèles d'orientation Nord-Sud (pointillés orange *F0* à *F5*, fig. 6.2a), plus dense dans sa partie Sud-Est. A l'extrémité méridionale du cratère, un compartiment rocheux d'environ 10000 m³ (*C*, fig. 6.2b) est nettement découplé du reste du cratère par une fracture d'environ 2 m d'ouverture et d'une dizaine de mètres de profondeur (*FA*). La limite sud du compartiment rocheux est peu visible car recouverte par des éboulis.

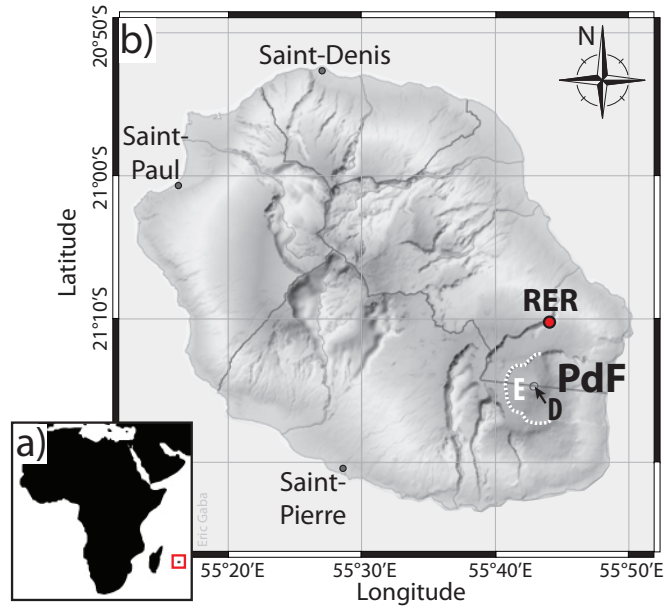


FIGURE 6.1 – a) Carte de localisation de La Réunion. b) Modèle Numérique de Terrain de l'île de la Réunion, avec le massif volcanique du Piton de la Fournaise (*PdF*), l'enclos Fouqué (*E*, pointillés blancs) et le cratère Dolomieu (*D*). La position de la station Rivière de l'Est-Sainte Rose (*RER*, réseau *Géoscope*) est indiquée par le disque rouge.

a) Location map of La Réunion. b) Digital Elevation Model of La Réunion island, with Piton de la Fournaise (*PdF*) volcanic range, the Enclos Fouqué (*E*, white dashed line) and Dolomieu caldera (*D*). The red dot marks the Rivière de l'Est-Sainte Rose seismic station (*RER*, *Géoscope* network).

Suite à l'effondrement du plancher du cratère Dolomieu, la structure interne du cratère Bory est visible au niveau de sa falaise orientale (fig. 6.2c). Le fond du cratère Bory présente une topographie marquée avec des profondeurs plus importantes en partie méridionale (57 m) que septentrionale (~ 15 m) et est rempli par une succession de couches subhorizontales de deux types différents. On observe des zones de couleur claire, présentant des roches massives sur des épaisseurs importantes (plusieurs mètres à dizaines de mètres, couches (1,3,5), fig. 6.2c et d). Ces roches basaltiques présentent une forte proportion de plagioclases et un haut niveau de cristallisation. Elles sont caractéristiques d'un refroidissement lent ayant eu lieu dans des lacs de lave alimentés par une activité effusive soutenue et continue (Peltier *et al.* 2012). En alternance, on observe des zones plus sombres, parfois rougeâtres, sur des épaisseurs décimétriques à métriques (couches (2,4), fig. 6.2c et d). Ces zones sont constituées de roches poreuses aux faibles caractéristiques mécaniques provenant de coulées de lave, de la couche superficielle de lacs de lave ayant refroidi rapidement ou de dépôts pyroclastiques (Peltier *et al.* 2012). La structure interne du cratère Bory montre une géométrie fortement tri-dimensionnelle : sur la topographie marquée du fond du cratère repose une succession de strates subhorizontales hétérogènes d'origine et de caractéristiques mécaniques très différentes, et affectées par un réseau de fractures subverticales d'orientation Nord-Sud plus développé en partie méridionale.

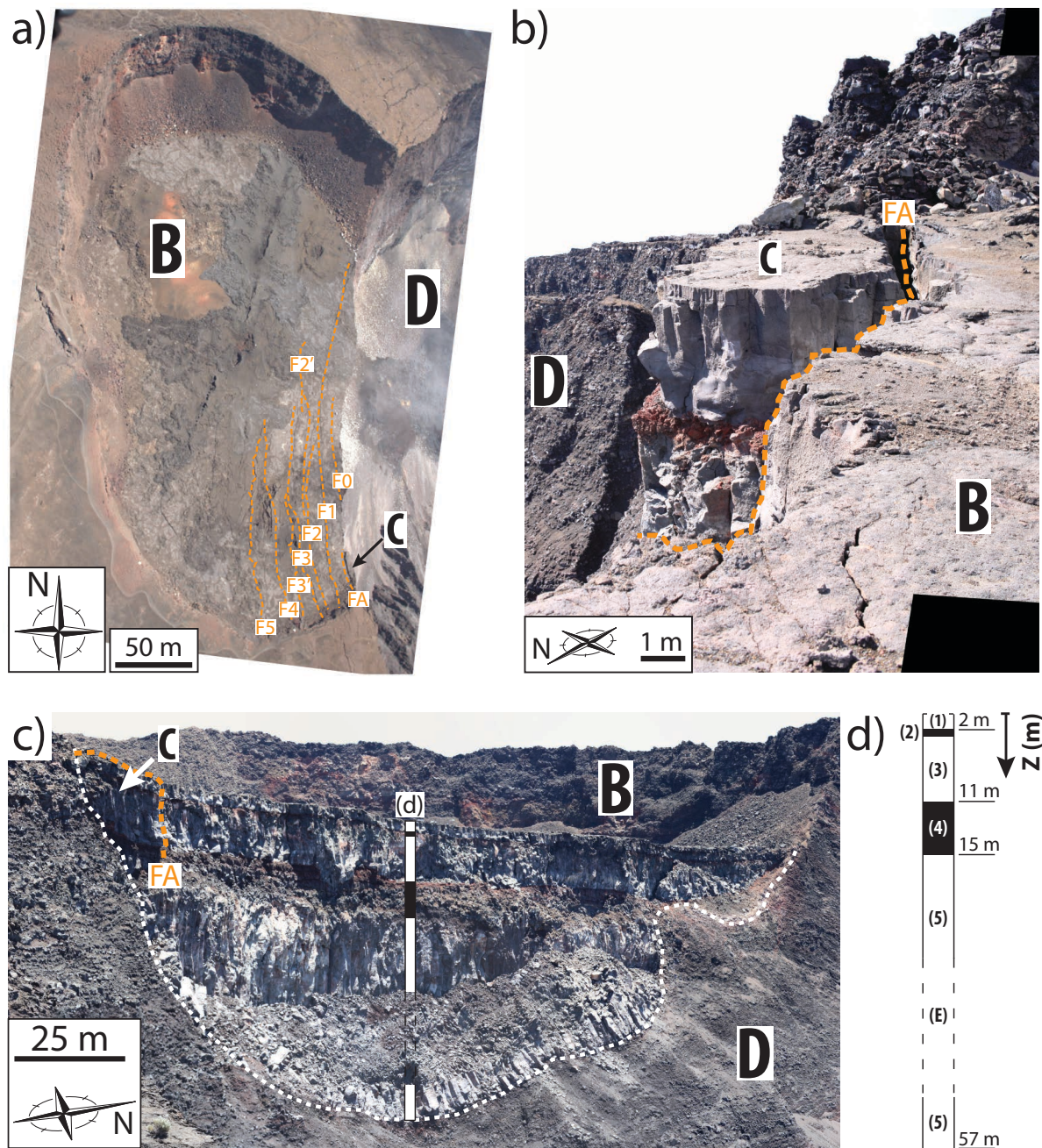


FIGURE 6.2 – a) Photographie aérienne du cratère Bory (*B*), situé à l’Ouest du cratère Dolomieu (*D*). Les fractures principales (*F*, pointillés orange) et le compartiment instable (*C*) sont indiqués. b) Photographie du compartiment instable *C* prise en direction du S-SO. La fracture arrière (*FA*) est soulignée en pointillés orange. c) Photographie de la falaise orientale du cratère Bory, côté cratère Dolomieu. Le fond du cratère est indiqué par les pointillés blancs. La stratification est détaillée à la figure (d). d) Stratification du cratère Bory, avec la profondeur des principales interfaces (droite). (1),(3),(5) : roches basaltiques massives ; (2),(4) : dépôts pyroclastiques. En raison des éboulis (*E*) qui la recouvre partiellement, il n’est pas possible de conclure sur la continuité de la couche 5 entre 15 et 57 m de profondeur (pointillés).

FIGURE 6.2 – (suite) a) Aerial view of Bory crater (B), located on the western flank of Dolomieu caldera (D). The main cracks (F) extending behind the prone-to-fall compartment (C) are shown with orange dashed lines. b) Picture of the prone-to-fall compartment taken to S-SW. The rear fracture (FA) is delineated with orange dashes. c) Oriental cliff of Bory crater from the Dolomieu caldera. The bottom of the crater is shown with the white dashed line. Stratification is presented in figure (d). d) Layer stratification in the Bory crater and corresponding depths (right). (1),(3),(5) : massive basaltic rocks; (2),(4) : pyroclastic debris. Continuity of layer 5 between 15 and 57 m in depth is uncertain because covered by the rocky scree (E).

6.3 Etude préliminaire

Le site d'étude du cratère Bory a été choisi en raison de l'aléa gravitaire élevé qu'il présente et de sa géologie (*cf.* section 6.2). Une campagne de reconnaissances préliminaires a été initiée conjointement par la *Société Alpine de Géotechnique (SAGE)* et l'*Observatoire Volcanologique du Piton de la Fournaise (OVVF)* en 2011. L'objectif était de tester la technique de suivi de la fréquence de résonance dans un contexte de roches volcaniques et en l'absence de période de gel hivernal qui perturbe les mesures (*cf.* chapitre 5). Ce site d'étude est particulièrement intéressant car il présente de forts contrastes de stabilité à l'échelle de quelques dizaines de mètres entre le compartiment instable découplé du massif par une fracture de plusieurs mètres d'ouverture et le massif rocheux plus ou moins fracturé.

Le plan d'instrumentation (fig. 6.3a) montre la localisation des capteurs sismiques disposés selon trois profils allant de la falaise orientale (hachures) vers l'intérieur du cratère Bory, perpendiculairement aux fractures principales. Les capteurs $PP\alpha.1$ et $PP\alpha.2$ sont placés sur le compartiment instable C . En complément de l'instrumentation du cratère Bory, un échantillon de bruit de fond sismique enregistré par la station Rivière de l'Est-Sainte Rose (réseau *Géoscope*, code *RER*, fig. 6.1) a été téléchargé en guise de référence. Il montre une répartition isotrope de l'amplitude spectrale, décroissant graduellement vers les hautes fréquences (fig. 6.3b). En revanche, les profils de sismique passive enregistrés sur le cratère Bory montrent tous une répartition hétérogène en espace et en fréquence de l'énergie du bruit de fond sismique (figs. 6.3c,d,e). Le bruit de fond est polarisé dans la direction Est-Ouest, perpendiculairement au réseau de fractures principal et de manière plus marquée pour les fréquences supérieures à 0,5 Hz. Depuis le rebord oriental vers l'intérieur du cratère, le contenu spectral du bruit de fond contient progressivement de moins en moins de hautes fréquences. Pour les profils $PP\alpha$ et $PP\beta$, on observe un pic d'énergie dans la gamme 0,4-1,5 Hz environ. Par contre, le profil $PP\gamma$ montre des niveaux d'énergie plus faibles dans cette gamme de fréquence. Un pic spectral nettement individualisé (f_1) apparaît à environ 2,9 Hz sur $PP\alpha.1$ et $PP\alpha.2$ situés sur le compartiment instable C , avec une direction de vibration perpendiculaire à la fracture arrière ouverte. Ce pic n'est pas visible sur $PP\alpha.3$ situé sur le massif stable adjacent et correspond probablement à un phénomène de résonance du compartiment instable.

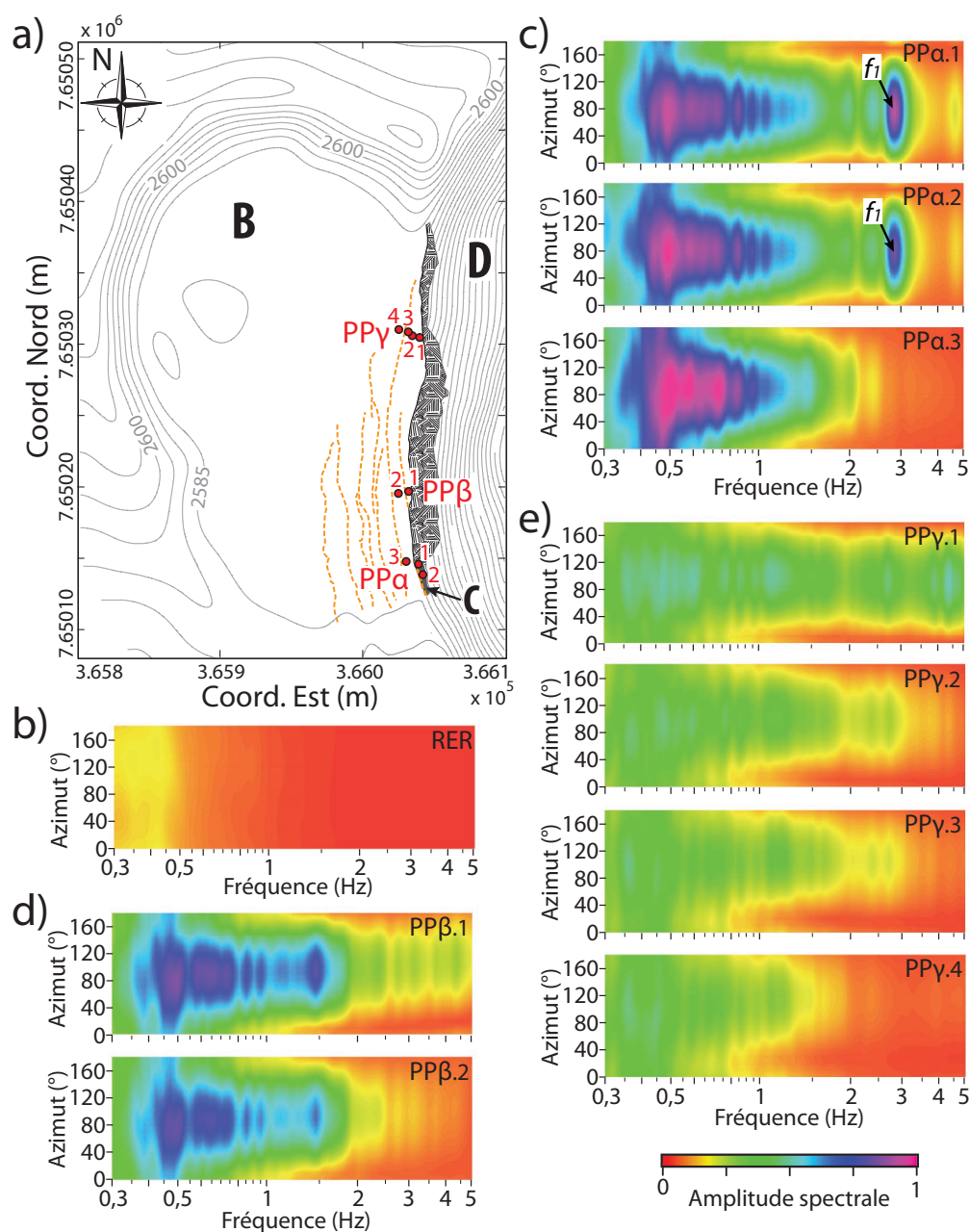


FIGURE 6.3 – a) Dispositif expérimental de la campagne de reconnaissances préliminaires (2011). B : cratère Bory, D : cratère Dolomieu, C : compartiment instable. Les fractures principales sont indiquées en pointillés orange. Les points de mesure du bruit de fond sismique (disques rouges) sont regroupés en trois profils de sismique passive $PP\alpha$, $PP\beta$ et $PP\gamma$. b, c, d, e) Distribution azimutale (ordonnées) et fréquentielle (abscisses) de l'amplitude spectrale du bruit de fond sismique (échelle de couleurs, identique pour tous les points de mesure) pour la station RER et les profils $PP\alpha$, $PP\beta$ et $PP\gamma$, respectivement.

a) Map of the instrumentation set up during the 2011 preliminary campaign. B : Bory crater, D : Dolomieu caldera, C : prone-to-fall compartment. Fractures are shown with orange dashed lines. Ambient noise measurements are shown with red dots, gathered into three passive profiles labelled $PP\alpha$, $PP\beta$ and $PP\gamma$. b, c, d, e) Azimuth (ordinate) and frequency (abscissa) distributions of seismic noise spectral amplitude for RER station and profiles $PP\alpha$, $PP\beta$ et $PP\gamma$, respectively.

Cette expérience préliminaire a montré que le spectre du bruit de fond sismique présente une polarisation marquée et des variations spatiales importantes dans la gamme de fréquences 0,4-5 Hz. En plus du pic spectral f_1 correspondant à la résonance du compartiment instable, on observe une distribution du bruit de fond particulière, probablement contrôlée en partie par la fracturation affectant cratère Bory. Une seconde campagne de reconnaissances associant la *SAGE*, le laboratoire *ISTerre*, l'*Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP)* et bénéficiant du soutien logistique de l'*OVPF* a été lancée en 2012 dans le but de confirmer et approfondir ces résultats préliminaires. En particulier, on a cherché à déterminer l'origine du pic spectral entre 0,4-1,5 Hz, nettement observé sur les profils $PP\alpha$ et $PP\beta$ et absent sur le profil $PP\gamma$. De plus, le compartiment instable a été instrumenté à nouveau afin d'étudier le mouvement du compartiment à la fréquence de résonance f_1 et comparer le contenu fréquentiel mesuré entre les deux années pour mettre en évidence un éventuel endommagement (chute de f_1). f_1 a été mesurée durant plusieurs cycles journaliers afin de tester la sensibilité de la réponse dynamique du compartiment à la température observée sur d'autres sites (*cf.* chapitre 5). Des expériences de sismique active (réfraction et ondes de surface) ont été conduites pour déterminer la géométrie et les vitesses sismiques du milieu. Des enregistrements complémentaires de bruit de fond ont été réalisés pour investiguer la réponse dynamique du cratère, en relation avec la fracturation.

6.4 Dispositifs expérimentaux

Cinq profils de sismique active ont été réalisés dans les zones orientale et méridionale du cratère Bory, avec deux profils transversaux ($PT1$, $PT2$) et trois profils longitudinaux ($PL1$ à $PL3$, *fig.* 6.4b) par rapport au réseau de fractures. Les caractéristiques de chacun des profils sont détaillées au tableau 6.1. La source consiste en l'impact d'une masse sur une plaque métallique, générant de l'énergie dans la gamme 0-500 Hz. 24 géophones verticaux de fréquence de coupure 4,5 Hz couplés au sol avec du plâtre ont été déployés, et reliés à une station d'acquisition *Geode (Geometrics)*. Pour chaque tir, deux secondes de signal ont été enregistrées avec une fréquence d'échantillonnage de 2000 Hz.

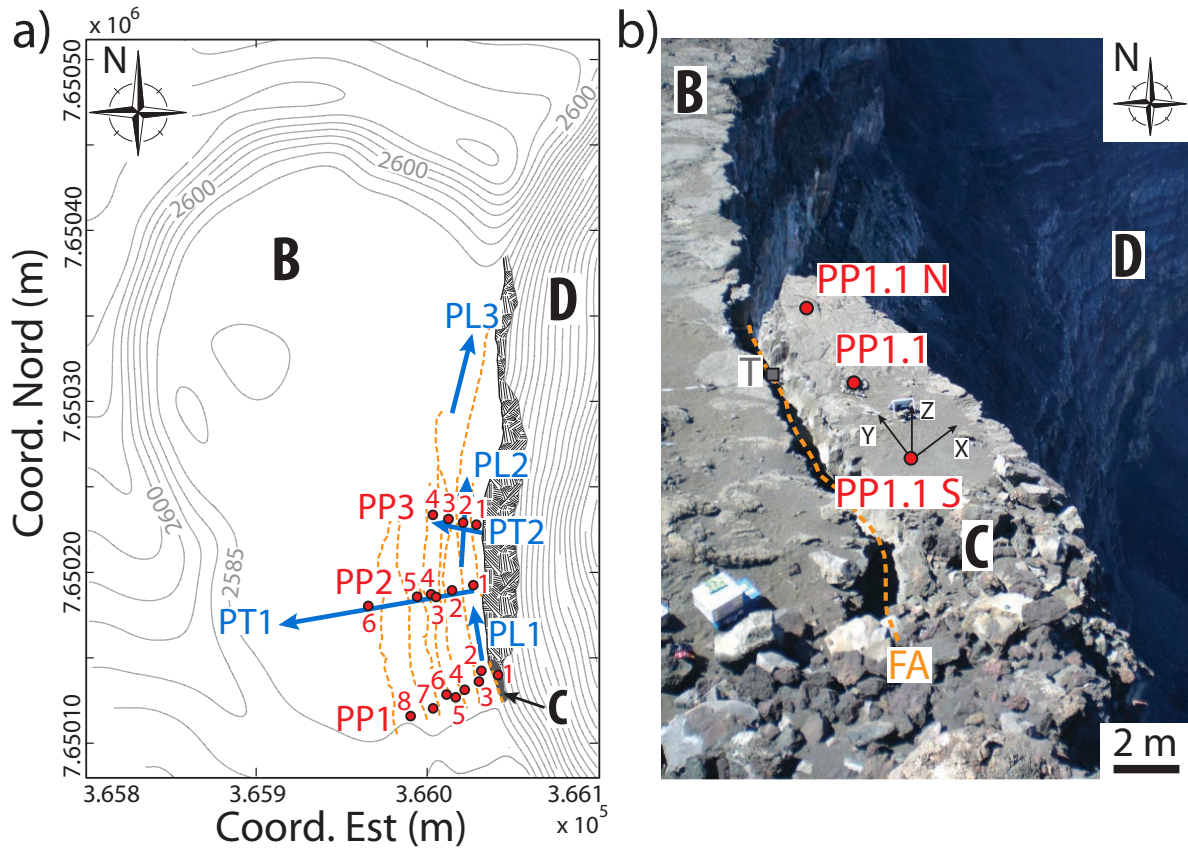


FIGURE 6.4 – Plan d'instrumentation du cratère Bory. Les profils transverses (PT) et longitudinaux (PL) de sismique active sont repérés par les flèches bleues. Les points de mesure de bruit de fond sismique (disques rouges) sont répartis selon deux profils $PP1$ (au Sud) et $PP2$ (au Nord). La falaise présentée sur la photographie 6.2c est indiquée par les hachures, avec le compartiment instable (C , gris) à l'extrémité Sud. Les fractures sont représentées en pointillés orange. Les coordonnées sont indiquées dans le repère du Réseau Géodésique de la Réunion 1992. b) Instrumentation du compartiment instable C . En complément du capteur $PP1.1$, deux capteurs supplémentaires ($PP1.1N$ et $PP1.1S$) ont été installés durant la nuit du 30 au 31/10/2012. Le carré gris indique le capteur de température (T) situé dans la fracture arrière (FA , pointillés orange). Le repère local (X, Y, Z) est utilisé pour représenter les mouvements de l'écaïlle à la figure 6.14b.

Instrumentation map of crater Bory. Transverse (PT) and longitudinal (PL) active seismic profiles are shown by blue arrows. Ambient noise measurements are shown with red dots, gathered into two passive profiles $PP1$ (South) and $PP2$ (North). The cliff shown in fig. 6.2c corresponds to the hatched area, and the prone-to-fall compartment at the southern end is shown in grey (C). Coordinates are given with respect to RGR 1992. b) Prone-to-fall compartment instrumentation. Two additional seismic sensors ($PP1.1N$ and $PP1.1S$) have been set up during the night between 2012/10/30 and 31, alongside sensor $PP1.1$. Grey scale marks the temperature probe (T) located in the rear fracture (FA , orange dashes). The orthonormal coordinate system (X, Y, Z) is used in figure 6.14b.

Profil	Géophones	f_c (Hz)	Δx (m)	L (m)	f_s (Hz)
<i>PT1</i>	Verticaux	4,5	3	69	2000
<i>PT2</i>	Verticaux	4,5	1	23	2000
<i>PL1</i>	Verticaux	4,5	1	23	2000
<i>PL2</i>	Verticaux	4,5	2	46	2000
<i>PL3</i>	Verticaux	4,5	2	46	2000

TABLE 6.1 – Caractéristiques des profils de sismique réfraction. f_c : fréquence de coupure des géophones ; Δx : espacement entre les géophones ; L : longueur du profil ; f_s : fréquence d'échantillonnage.

Seismic refraction profiles characteristics. f_c : geophone eigenfrequency ; Δx : geophone spacing ; L : profile length ; f_s : sampling frequency.

On étudiera dans un premier temps la forme des signaux sismiques et leur contenu fréquentiel pour les différents profils en identifiant les types d'ondes enregistrées. On pointera ensuite, lorsque c'est possible, les temps d'arrivée des ondes pour une analyse en sismique réfraction avec le logiciel *Sardine* (Demagnet 2000). En faisant l'hypothèse d'interfaces planes et de couches homogènes, le nombre, la position et le pendage des interfaces ainsi que la vitesse des ondes dans chaque couche peuvent être déterminés (Sheriff et Geldart 1995).

Dans un second temps, on analysera les ondes de surface (ondes de Rayleigh dans notre cas) qui ont la propriété d'être dispersives dans un milieu stratifié 1D, c'est à dire que leur vitesse de phase dépend de la fréquence (Socco et Strobbia 2004). On utilisera la technique d'analyse multi-voies des ondes de surface (Multichannel Analysis of Surface Wave) implémentée dans le logiciel *Géopsy* (www.geopsy.org) pour obtenir une estimation de la courbe de dispersion. Par inversion de cette courbe, on peut ensuite déterminer un profil 1-D de la vitesse des ondes de cisaillement (V_S) en fonction de la profondeur (Wathelet et al. 2004).

Trois profils d'écoute passive du bruit de fond sismique ont été déployés perpendiculairement au réseau de fractures (*PP1* à *PP3*, fig. 6.4a). Les profils *PP2* et *PP3* sont localisés le long des profils de sismique active *PT2* et *PT3*, respectivement. Le bruit de fond sismique a été enregistré avec une fréquence d'échantillonnage de 250 Hz pendant 45 minutes à chaque point de mesure (SESAME 2004; Picozzi et al. 2005), en utilisant un vélocimètre à trois composantes *Lennartz LE3D 5s* relié à une station d'acquisition *Nanometrics Taurus* (détails en annexe A, tableau A.1). Comme pour l'expérience préliminaire de 2011, la station Rivière de l'Est-Sainte Rose (réseau *Géoscope*, code *RER*, fig. 6.1) a été choisie comme référence pour s'affranchir d'éventuelles caractéristiques régionales du bruit de fond sismique. Un échantillon de 45 minutes de bruit de fond sismique (capteur *Streckeisen STS1*, fréquence d'échantillonnage : 20 Hz) a été téléchargé. La distribution de l'énergie du bruit de fond sismique dans le plan horizontal et le rapport H/V correspondant (Konno et Ohmachi 1998) seront représentés dans un diagramme fréquence-azimuth de vibration, en utilisant le logiciel *Géopsy*.

Pour estimer la déformée modale du compartiment rocheux situé en partie Sud du cratère, deux capteurs supplémentaires ont été placés quelques mètres au Sud et au Nord du point de mesure *PP1.1* durant la nuit du 30 au 31/10/2012 (fig. 6.4b). Les enregistrements de bruit de fond sismique seront analysés par la méthode *FDD* (Brincker *et al.* 2001) qui permet de décomposer la fonction densité spectrale de puissance en contributions individuelles de modes propres (*cf.* chapitre 7 pour plus de détail). La température de l'air à l'intérieur de la fracture *FA* séparant le compartiment rocheux *C* du massif a été mesurée durant la même période à l'aide d'un thermomètre à résistance de platine de type *PT100* (*T*, fig. 6.4b).

L'ensemble des données sont repérées en Temps Universel Coordonné (*UTC*) tandis que le fuseau horaire de la Réunion est *UTC+04 :00*.

6.5 Résultats

6.5.1 Sismique active

La figure 6.5 montre les sismogrammes (haut) et le contenu spectral normalisé des signaux (bas) pour les tirs aller et retour des profils *PT2* et *PL2*. Les autres profils (*PT1*, *PL1*, *PL3*) sont présentés en annexe F. Pour chaque profil, les signaux sont présentés sous une forme brute (1 s d'enregistrement) et filtrés en passe-haut à 200 Hz (0,4 s d'enregistrement). Les curseurs verts indiquent le temps de l'onde première arrivée visible sur les enregistrements bruts. Le maximum d'amplitude de chaque signal est normalisée à 1. Les spectres sont calculés en appliquant un algorithme de Fast Fourier Transform (Cooley et Tukey 1965) sur les deux secondes de signaux préalablement apodisés par une fenêtre de Tuckey sur 10% de leur longueur (Tukey et Blackman (1958)). Le spectre est ensuite lissé par un filtre de Konno-Ohmachi (Konno et Ohmachi 1998) en prenant $b = 90$. L'amplitude spectrale normalisée pour chaque géophone est représentée par une échelle de couleurs en fonction de la fréquence et de la distance à la source.

FIGURE 6.5 – Sismique réfraction. Profils *PT2* (a, b) et *PL2* (c, d). Sismogrammes bruts et filtrés en passe-haut à 200 Hz (haut) et contenu spectral des signaux (bas) pour les tirs aller (a, c) et retour (b, d). Pour chaque géophone, le maximum spectral des signaux a été normalisé à 1. Les pointillés orange repèrent les principales fractures (*cf.* fig. 6.2). Les repères verts indiquent le temps de l'onde première arrivée déterminée à partir des sismogrammes bruts.

Seismic refraction, profiles PT2 (a, b) and PL2 (c, d). (Top) Raw seismograms and seismograms high pass filtered at 200 Hz and (bottom) spectral content for forward (a, c) and reverse (b, d) shots. For each geophone, the maximal spectral amplitude was normalized to 1. The main fractures are shown with orange dashed lines (see fig. 6.2). Green ticks mark the first arrival traveltimes derived from raw seismograms.

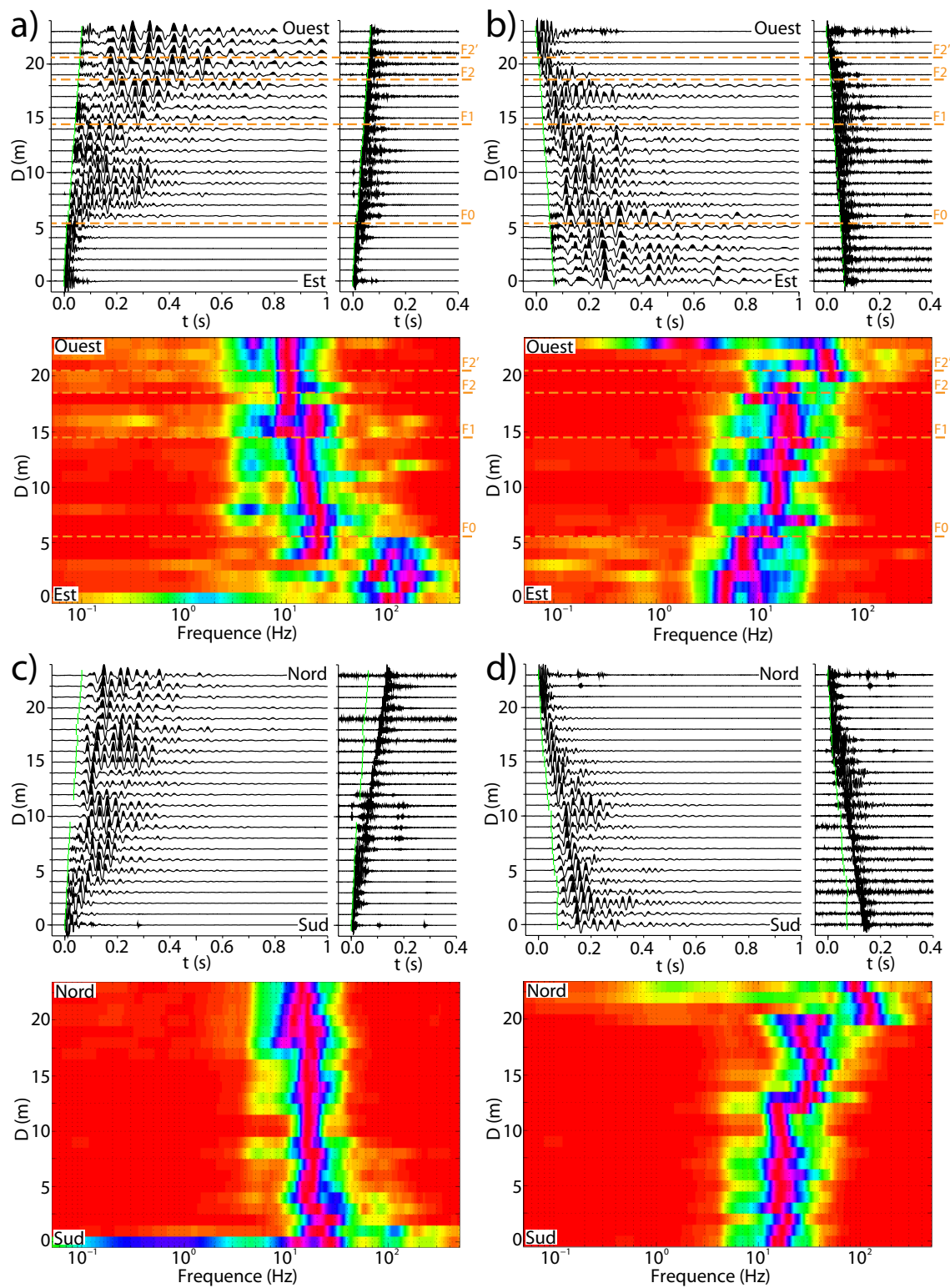


FIGURE 6.5 – Légende : cf. page précédente. *Legend : see previous page.*

Les sismogrammes bruts des profils *PT2* et *PL2* aller et retour (fig. 6.5) montrent tous des changements importants de la forme d'onde au cours de la propagation. La répartition temporelle de l'énergie du signal est très variable avec des formes d'ondes complexes s'interrompant ou reprenant brutalement. Ces changements rapides sont par exemple observables sur les profils *PT2* et *PL2* aller pour des distances à la source de 10 et 15 m environ (fig. 6.5c). De façon générale, on observe une propagation peu cohérente du champ d'onde sur l'ensemble des profils (fig. 6.5, annexe F). Ces champs d'ondes sont caractéristiques des milieux hétérogènes (Levshin *et al.* 1989; Nguyen 2005) en raison de l'ensemble des phénomènes de réfraction, réflexion et diffraction se produisant sur des interfaces de forme irrégulière. Le cratère Bory, constitué par une succession de couches irrégulières de laves et de matériaux pyroclastiques affectées par des fractures verticales de grande ampleur, présente les caractéristiques d'un milieu très hétérogène.

Pour l'ensemble des profils, les signaux filtrés en passe-haut mettent en évidence l'onde acoustique se propageant à une vitesse d'environ 340 m.s^{-1} (fig. 6.5, annexe F). Pour les profils transverses *PT1* et *PT2*, l'onde acoustique est la première arrivée et l'onde P n'est pas visible sur ces profils. Inversement, la première arrivée correspond à une onde P sur les profils longitudinaux *PL1* à *PL3* (fig. 6.5, annexe F). Cette absence d'ondes P sur les profils transversaux sera interprétée plus loin.

Les profils *PL1* et *PL2* montrent une réfraction à environ 14 m de profondeur, séparant une couche superficielle de vitesse sismique $V_P \approx 610\text{-}830 \text{ m.s}^{-1}$ et une couche plus rapide en profondeur $V_P \approx 2100\text{-}2500 \text{ m.s}^{-1}$ (fig. 6.6). Par contre, le profil *PL3* met en évidence une couche de 2 m d'épaisseur et de vitesse sismique $V_P \approx 630 \text{ m.s}^{-1}$ surmontant une couche de vitesse $V_P \approx 1500 \text{ m.s}^{-1}$ (fig. 6.6). Ces réfractions sont dues à des contrastes de masse volumique et de vitesse sismique entre les différents matériaux. La comparaison de ces résultats avec les données géologiques (figs. 6.6 et 6.2c), montre que l'interface à 15 m de profondeur mise en évidence sur les profils *PL1* et *PL2* sépare la couche de dépôts pyroclastiques (4) de la couche de lave massive de couleur claire (5). De manière similaire, l'interface sismique à 2 m de profondeur mise en évidence sur *PL3* sépare la couche de cendres volcaniques (2) de la couche de lave massive de couleur claire (3).

La vitesse sismique dans la couche de lave (3) est plus élevée au Nord (1500 m.s^{-1}) qu'au Sud ($610\text{-}830 \text{ m.s}^{-1}$, fig. 6.6), ce qui explique probablement que le toit de cette couche n'est pas visible sur les profils *PL1* et *PL2*. Cela peut s'expliquer par la densité de fracturation variable, plus importante au Sud qu'au Nord du cratère (fig. 6.6) observée sur la vue aérienne et la photographie de la falaise (figs. 6.2a,c).

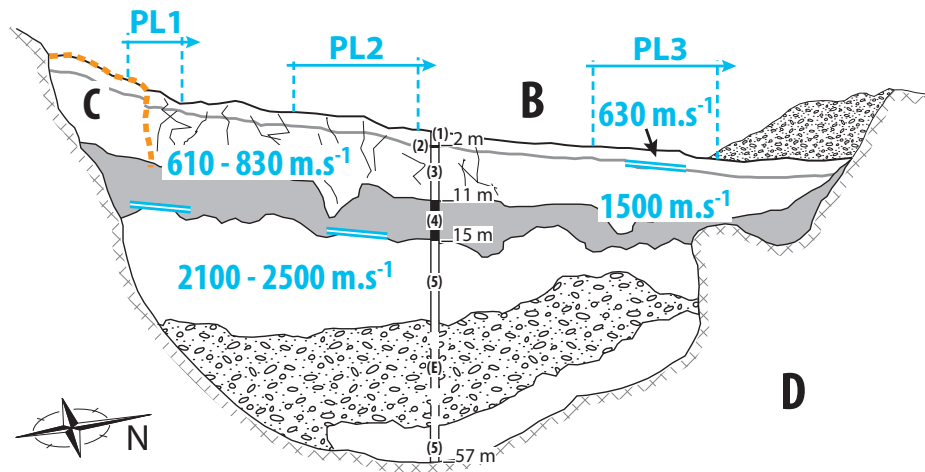


FIGURE 6.6 – Coupe sismique 2D du cratère Bory à partir des résultats de sismique réfraction, selon le même angle de vue que la figure 6.2c. Les dépôts pyroclastiques (couches (2,4), gris), les couches de lave massive (couches (1,3,5), blanc) et les éboulis (E) sont représentés ainsi que la fracturation (traits noirs), plus importante au Sud qu’au Nord du cratère. Les interfaces mises en évidence par les profils de sismique réfraction (PL1, PL2, PL3, flèches bleues) sont représentées par les doubles traits bleus.

2D seismic cross-section of crater Bory obtained from seismic refraction, taken with the same viewpoint as fig. 6.2c. Pyroclastic debris (layers (2,4), grey), massive basaltic lava layers (layers (1,3,5), white) and rocky scree (E) are shown along with fracturing (orange lines), more intense in the southern part than in the northern area. Seismic refraction profiles (PL1, PL2 and PL3, blue arrows) revealed seismic impedance contrasts between layers, shown by the double blue dashes.

La figure 6.7 compare les vitesses V_P obtenues par sismique réfraction sur le cratère Bory avec les vitesses obtenues sur cinq autres volcans par inversion des ondes de surface (Perrier *et al.* 2012). Sur les quinze premiers mètres de profondeur environ, les valeurs de V_P comprises entre 600 et 1500 m.s⁻¹ sont compatibles pour l’ensemble des volcans étudiés. En revanche, V_P dans le cratère Bory augmente à 2300 m.s⁻¹ aux environs de 15 m de profondeur alors que cet accroissement est observé à plus grande profondeur (entre 30 et 50 m de profondeur) sur les autres volcans. Cette augmentation rapide et superficielle de V_P dans le cratère Bory peut probablement être expliquée par la présence d’une couche de roche volcanique massive issue du refroidissement lent d’un lac de lave (section 6.2).

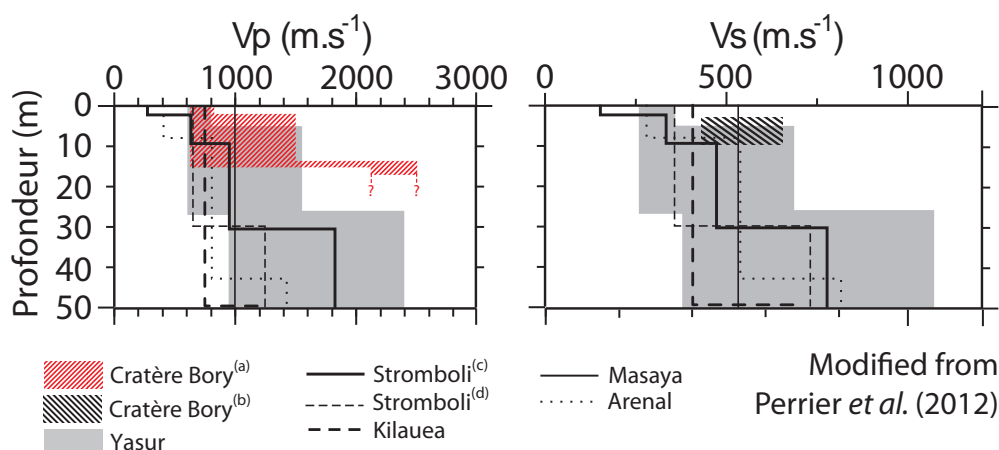


FIGURE 6.7 – Modèles de vitesse 1D de V_P et V_S calculés pour six volcans : le cratère Bory (cette étude, ^adéduit de la sismique réfraction et ^bà partir des ondes de surface), le Yasur (Perrier *et al.* 2012), le Kilauea (Ferrazzini *et al.* 1991), le Masaya (Métaxian *et al.* 1997), le Stromboli (^cChouet *et al.* (1998), ^dLa Rocca *et al.* (2000)) et l’Arenal (Mora *et al.* 2006).
*1D velocity models of V_P and V_S for six volcanoes : Bory crater (this study, ^aderived from seismic refraction and ^bfrom surface wave measurements), Yasur (Perrier *et al.* 2012), Kilauea Ferrazzini *et al.* (1991), Masaya Métaxian *et al.* (1997), Stromboli (^cChouet *et al.* (1998), ^dLa Rocca *et al.* (2000)) and Arenal (Mora *et al.* 2006).*

Le contenu spectral normalisé des signaux et les sismogrammes bruts le long du profil transverse *PT2* (fig. 6.5a,b) montrent un décalage du contenu fréquentiel des signaux vers les basses fréquences au cours de la propagation, avec des décrochages nets pouvant atteindre plusieurs dizaines de Hertz. Par contre, le profil longitudinal *PL2* (fig. 6.5d) présente un pic spectral assez stable, excepté le décalage autour de $D = 20$ m sur le tir retour. De manière systématique, on retrouve des variations nettes de contenu fréquentiel pour les profils transverses et une relative stabilité du pic spectral pour les profils longitudinaux (annexe F). Pour tous les profils, le géophone situé le plus proche du tir montre de l’énergie à basse fréquence probablement liée à des effets de source et de saturation, que l’on négligera par la suite.

Pour les profils longitudinaux, les spectres normalisés des signaux montrent une évolution graduelle du contenu fréquentiel des signaux vers les basses fréquences au fur et à mesure de la propagation (fig. 6.8a), due à l’atténuation plus importante des hautes fréquences (Keary *et al.* 2002). Par contre, les modifications brutales du contenu fréquentiel observées pour les profils transverses (fig. 6.8b) ne peuvent être expliquées par l’atténuation, et sont probablement dues aux des hétérogénéités verticales présentes localement dans le matériau.

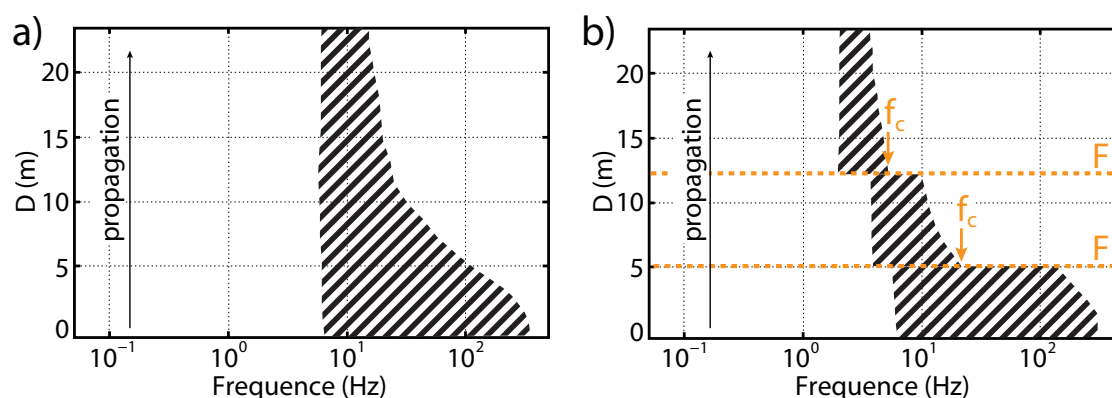


FIGURE 6.8 – a) Évolution schématique du contenu spectral d’un signal se propageant dans un milieu continu et homogène. L’atténuation est fonction de la fréquence et affecte de manière plus importante les hautes fréquences. b) Cas d’un milieu homogène avec des fractures (F , pointillés orange) perpendiculaires à la direction de propagation et jouant le rôle de filtre passe-bas. f_c indique la fréquence de coupure de la fracture.

a) *Changes in spectral content for a seismic signal travelling in a continuous, homogeneous medium. Attenuation is function of frequency and predominantly affects the high frequencies.*
 b) *Case of a homogeneous medium with fractures (F , orange dashed lines) perpendicular to the propagation direction and acting as low pass filter, f_c being the filter cutoff frequency.*

Les tirs extrêmes des profils longitudinaux de sismique active ont été utilisés pour calculer les diagrammes fréquence-vitesse (f-V) des ondes de Rayleigh (fig. 6.9). A partir de ces diagrammes et sous l’hypothèse d’un milieu 1D, il est théoriquement possible de tracer les courbes de dispersion et de les inverser pour obtenir le profil vertical de la vitesse des ondes de cisaillement (V_S). La figure 6.9 présente le résultat de l’analyse f-k dans un diagramme fréquence-vitesse, où V est la vitesse de phase de l’onde de Rayleigh. Les diagrammes bruts sont présentés pour les profils $PL1$ (a), $PL2$ (b) et $PL3$ (c). Les spectres bruts montrent des énergies élevées sur une gamme de fréquence étroite, entre 20 et 40 Hz environ. Les maxima d’énergie indiquent des vitesses V_R comprises entre 400 et 600 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. En utilisant la relation $V_S = V_R/0,92$ définie pour un coefficient de Poisson $\nu = 0,25$ (Stokoe *et al.* 1994; Sheriff et Geldart 1995; Milsom et Eriksen 2011), on obtient $430 \leq V_S \leq 650 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, ce qui est compatible avec V_P déterminé par sismique réfraction (Mavko *et al.* (2009), fig. 6.7).

L’épaisseur caractéristique investiguée par l’onde de Rayleigh est égale à $\lambda/3 = V_R/3f$ (Milsom et Eriksen 2011), soit de l’ordre de quelques mètres à une dizaine de mètres. Certains diagrammes (fig. 6.9a,b) présentent des énergies élevées entre 25 et 35 Hz pour une large gamme de vitesses. Ce sont des artefacts probablement dus à la propagation peu cohérente du champ d’ondes dans des milieux complexes ne respectant pas l’hypothèse 1D (*cf.* fig. 6.5). Dans ces conditions, il est impossible d’obtenir une courbe de dispersion des ondes de Rayleigh.

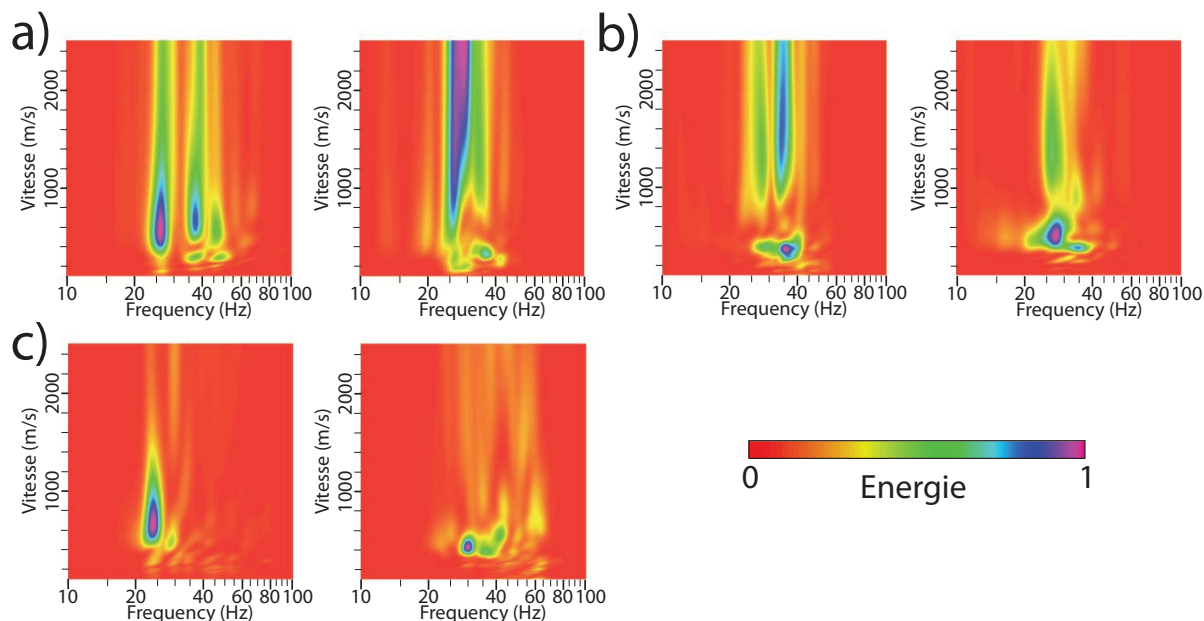


FIGURE 6.9 – Diagrammes fréquence-vitesse pour les profils *PL1* (a), *PL2* (b) et *PL3* (c). Gauche : tir aller (propagation Sud-Nord), droite : tir retour (propagation Nord-Sud). *Frequency-velocity diagrams for PL1 (a), PL2 (b) and PL3 (c) profiles. Left : forward shot (South to North propagation), right : reverse shot (North to South propagation).*

Les fractures majeures visibles en surface sont indiquées par les pointillés orange sur les figures 6.2 et 6.5a,b, leurs caractéristiques étant détaillées au tableau 6.2 (sauf *F0* qui n'a pas été relevée). La position des principaux changements de forme d'onde et de contenu spectral est identique à celle des fractures, ce qui suggère que les fractures agissent effectivement comme un filtre passe-bas sur le contenu fréquentiel des signaux (fig. 6.8b). On remarque que cet effet de filtre est plus marqué pour de faibles distances à la source (D), pour lesquelles le signal est encore riche en hautes fréquences. Par exemple, la fissure *F0* décale de plusieurs dizaines de Hertz le pic spectral du tir aller du profil *PT2*, et de seulement quelques Hertz pour le tir retour (fig. 6.5a et b, respectivement). Pour des ondes de Rayleigh se propageant dans du béton, Hevin *et al.* (1998) ont montré que les fractures (quelques mm à cm de profondeur) ont un effet de filtre passe-bas avec une fréquence de coupure $f_{c\text{ fracture}}$ dépendant de la vitesse des ondes de Rayleigh V_R et de la profondeur de la fracture D_c . Une diminution significative de l'énergie transmise pour des fréquences supérieures à $f_{c\text{ fracture}} = V_R/3D_c$ a été observée expérimentalement et numériquement. A partir d'expériences de sismique active, Bièvre *et al.* (2012) ont appliqué cette formule pour caractériser des fractures affectant des matériaux argileux, obtenant des profondeurs de fracture compatibles avec les reconnaissances de terrain.

Les signaux se propageant dans le cratère Bory sont principalement composés d'ondes de surface (type Rayleigh) et la profondeur théorique des fractures a été calculée à partir des changements de contenu spectral des signaux, en utilisant la formule $D_c = V_R/3f_{c\text{ fracture}}$. La fréquence de coupure $f_{c\text{ fracture}}$ a été déterminée en utilisant le tir le plus riche en hautes fréquences (*i.e.* le tir aller ou le tir retour, en fonction de la distance source-

N° fracture	Ouverture (m)	$Z_{observée}$ (m)	Remplissage	f_c fracture (Hz)	$Z_{calculée}$ (m)
FA	~ 2	~ 10	-	-	-
$F0$	$< 0,1$	-	-	80	2,1
$F1$	0,3	1,7-7,5	-	70	2,4
$F2$ & $F2'$	0,1-0,2	0,6-1,9	x	80	2,1
$F3$ & $F3'$	0,1-0,5	2,1-2,5	-	20	8,4
$F4$	0,1-0,7	2,7->4,7	-	30	5,6
$F5$	0,1	1,8	x	25	6,7

TABLE 6.2 – Caractéristiques des fractures relevées sur site (ouverture, profondeur, présence d'un remplissage) et comparaison avec la profondeur calculée à partir de l'effet de filtre. La fréquence de coupure f_c fracture a été mesurée sur le tir le plus riche en hautes fréquences des profils transverses (*i.e.* le tir aller ou le tir retour, en fonction de la distance source-fracture). *Characteristics of the main cracks observed on site (opening, depth, infill) and comparison with theoretical depth derived from the filter effect formula. The fracture cutoff frequency f_c fracture is measured on the transverse profile with most high frequency content (*i.e.* forward or reverse shot, depending on source-fracture distance).*

fracture) des profils transverses $PT1$ et $PT2$. La vitesse moyenne des ondes de Rayleigh a été déterminée à $500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ à partir des diagrammes fréquence-vitesse (fig. 6.9).

Les profondeurs mesurées et calculées pour les fractures $F1$, $F2$ et $F2'$ sont compatibles tandis que les profondeurs de $F3$, $F4$ et $F5$ sont systématiquement surévaluées par le calcul (tableau 6.2). Les fréquences de coupures de $F3$, $F4$ et $F5$ sont probablement sous-évaluées, en raison de l'atténuation rapide des hautes fréquences sur le profil transverse $PT1$ (intertrace importante (3 m) et fractures transverses). La profondeur de la fracture $F0$ n'a pas pu être mesurée en raison de sa trop faible ouverture.

Lorsque les signaux sont suffisamment riches en hautes fréquences, la cohérence des profondeurs mesurée et calculée étaye l'hypothèse que l'effet de filtre observé est du à la fracturation du milieu.

6.5.2 Sismique passive

Les diagrammes de répartition de l'énergie du bruit de fond sismique pour la station de référence RER et les profils passifs $PP1$ à $PP3$ sont présentés aux figures 6.10a,c, 6.11a et 6.12a avec une même échelle de couleur dans la gamme 0,3-5 Hz. Pour quantifier la teneur en hautes fréquences du bruit de fond, on définit une fréquence-limite (f_l) comme la fréquence la plus élevée ayant une amplitude de -6 dB par rapport au maximum (pointillés noirs).

La station de référence RER (fig. 6.10a,b) montre une distribution isotrope et une diminution graduelle vers les hautes fréquences de l'énergie du bruit de fond sismique dans le plan horizontal, dans la gamme 0,3-5 Hz. En revanche, tous les points de mesure dans le cratère Bory font apparaître une répartition hétérogène et anisotrope du bruit de fond

dans cette même gamme, probablement liée à des effets locaux. Au-delà de 5 Hz, on n’observe pratiquement plus d’énergie sismique sur toutes les stations. Les profils *PP1*, *PP2* et *PP3* montrent une succession de pics spectraux d’amplitude moyenne dans la gamme 0,5-5 Hz, et orientés selon l’axe Est-Ouest (azimut $\sim 90^\circ$). Cette polarisation est moins marquée dans la gamme de fréquence 0,3-0,5 Hz. Le pic spectral dominant (noté f_1 , fig. 6.10a, *PP1*) est observé sur le compartiment nettement découplé du massif avec une polarisation $\sim N70^\circ$ perpendiculaire à sa fracture arrière (fig. 6.4a) et quasiment absent sur le massif rocheux adjacent. Tous les autres points de mesure présentent des amplitudes spectrales plus faibles, avec une diminution de la fréquence-limite f_l du rebord (Est) vers l’intérieur (Ouest) du cratère pour l’ensemble des profils *PP1* à *PP3*. La polarisation du bruit de fond sismique observée sur le cratère Bory est orientée perpendiculairement au réseau de fractures. On fait l’hypothèse que les pics spectraux observés sont dus à des phénomènes de résonance des compartiments rocheux découplés, la forme et l’amplitude du pic dépendant du degré de découplage mécanique (Lévy *et al.* 2010; Burjáněk *et al.* 2012, *cf.* chapitre 5). L’énergie du bruit de fond et la fréquence-limite diminuent vers l’intérieur du cratère probablement en raison de l’atténuation qui affecte préférentiellement les hautes fréquences.

Les figures 6.10b,d, 6.11b et 6.12b présentent le rapport H/V pour la station *RER* et les profils *PP1* à *PP3* en fonction de la fréquence et de l’azimut de vibration. La station de référence *RER* (fig. 6.1b) montre un rapport H/V pratiquement constant sur l’ensemble de la gamme 0,3-5 Hz et isotrope dans le plan horizontal (fig. 6.12d). Les mesures sur le cratère Bory montrent un rapport H/V relativement constant pour toutes les directions du plan horizontal en dessous de 0,6 à 0,8 Hz environ. Au-dessus de cette valeur, le rapport H/V présente des niveaux plus élevés autour d’une direction moyenne $N90^\circ$. Le rapport H/V est corrélé aux variations spectrales des composantes horizontales (figs. 6.10a,c, 6.11a et 6.12a). On trouve les pics de H/V les plus marqués pour les stations les plus proches du rebord du cratère, dans les parties les plus découplées mécaniquement du massif rocheux. La fréquence et l’amplitude du pic H/V diminuent du rebord (Est) vers l’intérieur du cratère (Ouest), où le maximum de H/V est compris entre 1 et 1,5 Hz. Comme décrit au chapitre 3, un pic de H/V est souvent observé sur des sites à la topographie marquée et/ou à la structure géologique hétérogène. En faisant l’hypothèse que la résonance observée au cratère Bory provient du contraste d’impédance entre les couches superficielles (épaisseur ~ 15 m) et la couche de lave massive sous-jacente (figs. 6.2c), la fréquence théorique du pic de H/V dans un cas 1D peut être calculée à partir de la formule $f_1 = V_S/4h$. En utilisant la vitesse des ondes de cisaillement (V_S) et la hauteur (h) de la couche superficielle déterminées à ≈ 540 m.s $^{-1}$ et ~ 15 m respectivement par les expériences de sismique active (fig. 6.6), f_1 est estimée à 9 Hz. Cette fréquence est largement supérieure aux pics de H/V expérimentaux observés entre 1 et 3 Hz sur le cratère Bory. Contrairement à l’étude de Le Roux *et al.* (2012) (*cf.* chap. 3), la formule 1D surestime la fréquence du pic de H/V dans ce cas.

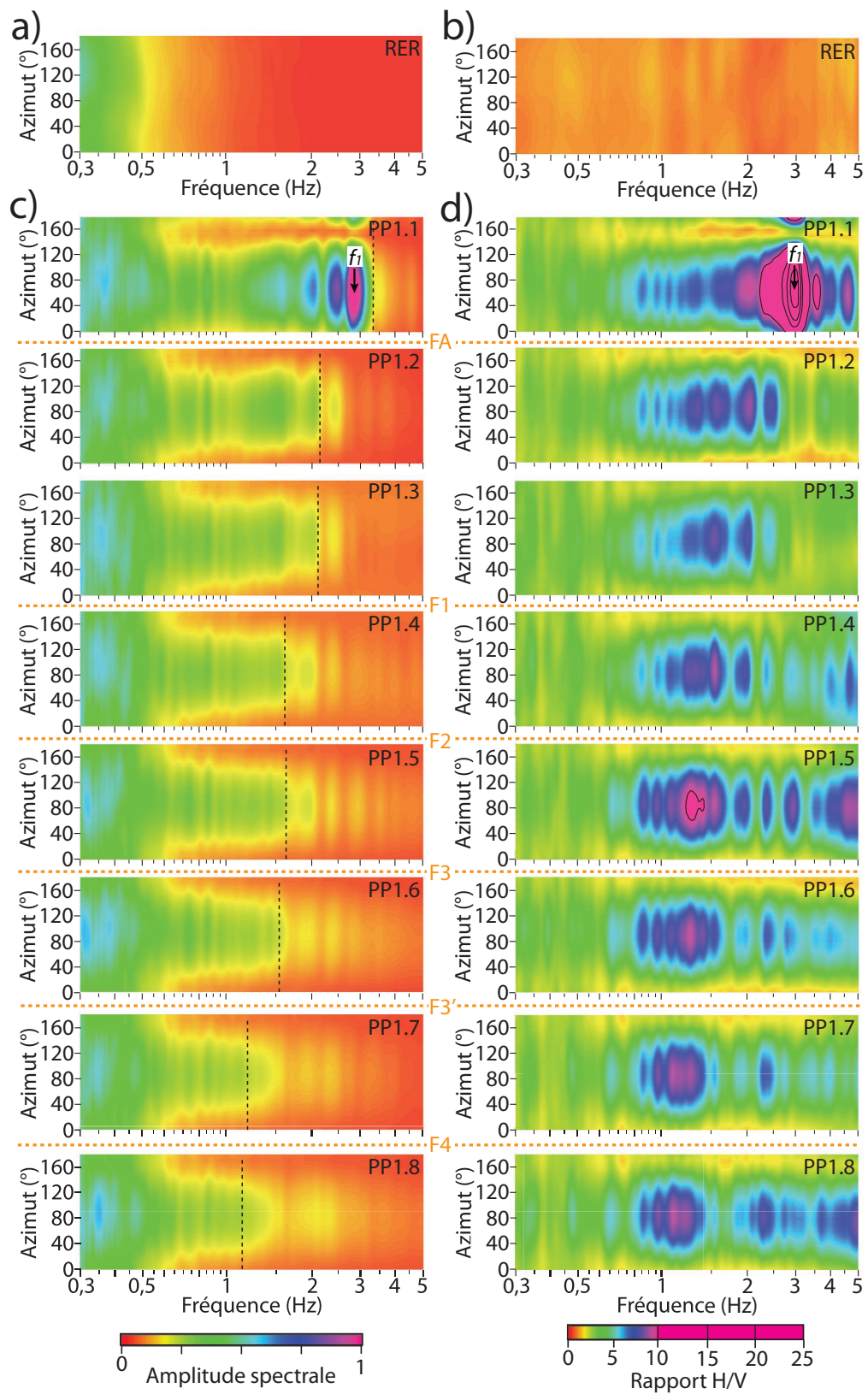


FIGURE 6.10 – Légende : *cf.* page suivante. *Legend : see following page.*

FIGURE 6.10 – a) Distribution azimutale de l'amplitude spectrale du bruit de fond sismique et b) rapport H/V pour le profil de sismique passive *PP1*. Les points de mesure sont présentés dans l'ordre de la falaise (haut) vers l'intérieur du cratère Bory (bas) avec les fractures indiquées en pointillés orange. La fréquence-limite f_l est indiquée en pointillés noirs. L'échelle de couleurs pour le rapport H/V est linéaire entre 0 et 10, puis des isolignes sont dessinés de 10 à 25.

a) Polar plot of ambient noise spectral amplitude and b) H/V spectral ratio for passive seismic profile *PP1*. The measurements are shown from the edge of the cliff (top) towards the center of Bory crater (bottom) with the fractures shown in dashed orange lines. The limit frequency f_l is marked with the black dashed line. H/V spectral ratio colorscale spreads from 0 to 10, then replaced by contour lines from 10 to 25.

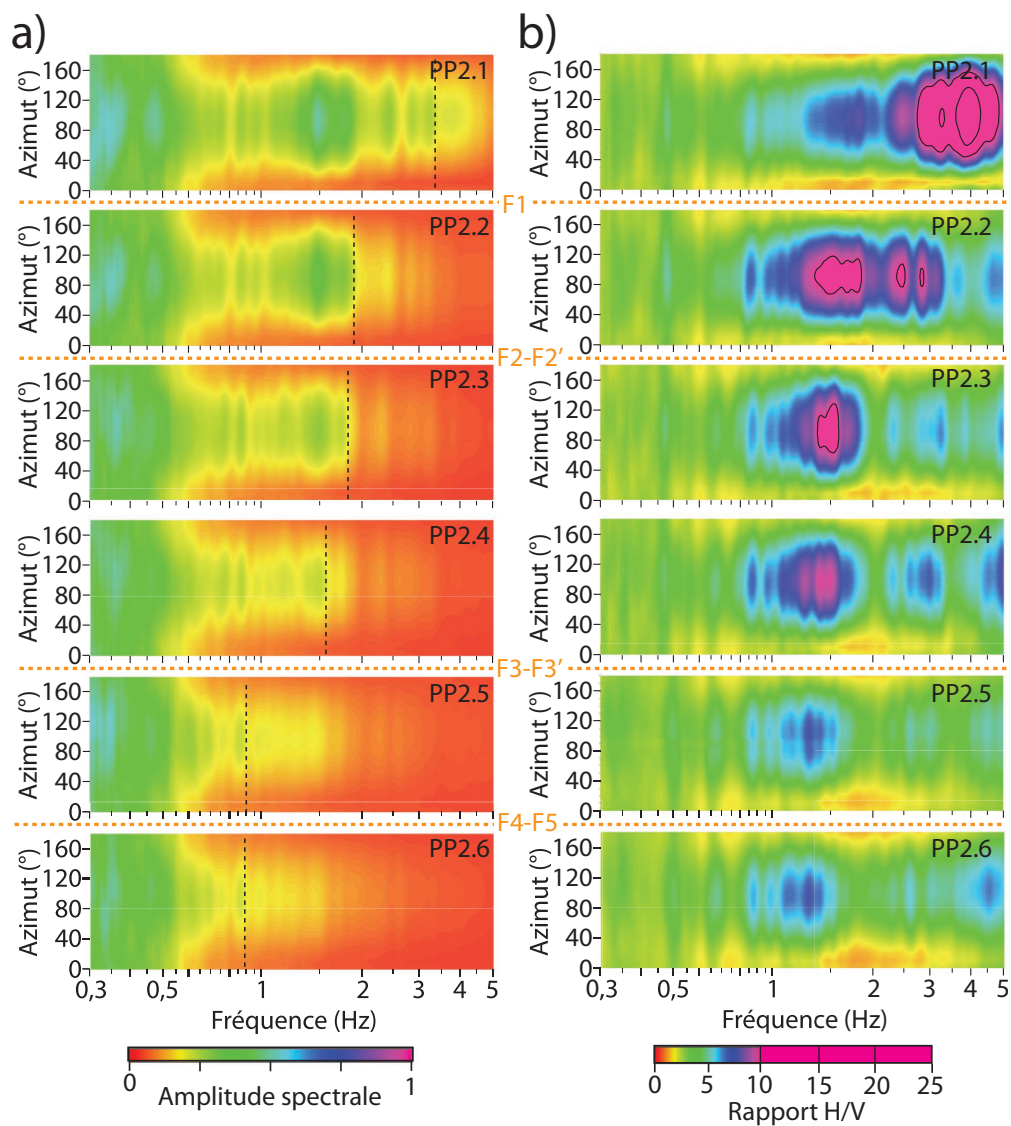


FIGURE 6.11 – Légende identique à celle de la figure 6.10 pour le profil de sismique passive *PP2*. Same legend as fig. 6.10, for *PP2* passive seismic profile.

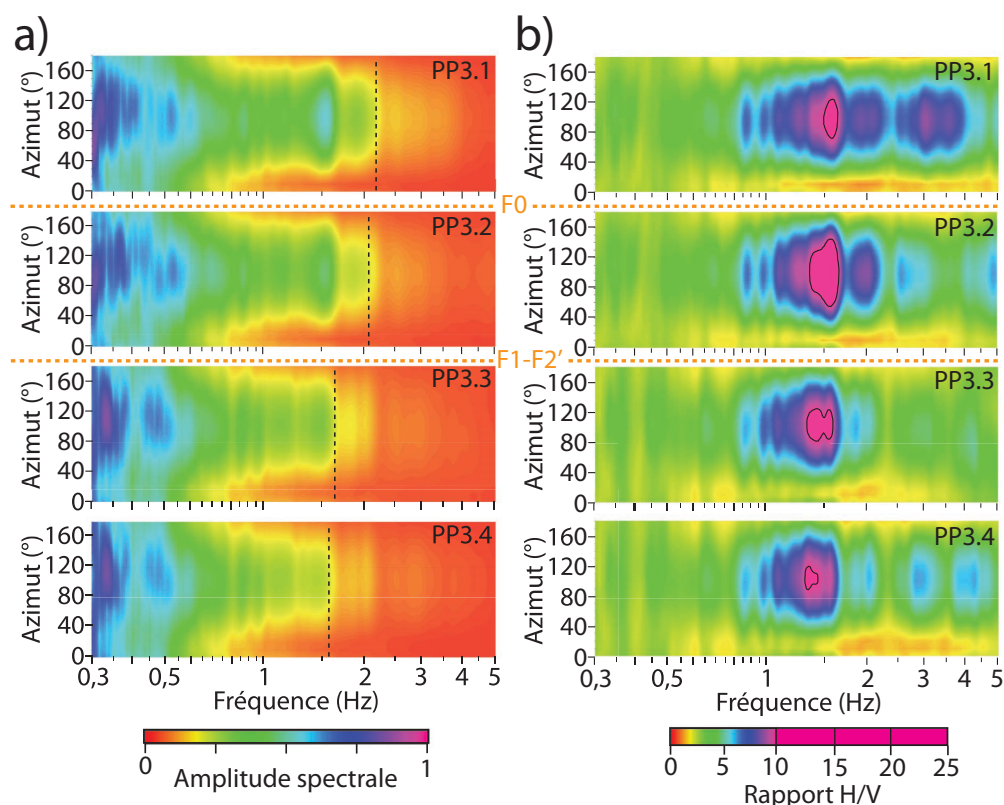


FIGURE 6.12 – Légende identique à celle de la figure 6.10 pour le profil de sismique passive *PP3*. Same legend as fig. 6.10, for *PP3* passive seismic profile.

Les profils de sismique passive obtenus lors de la campagne de 2012 peuvent être comparés avec ceux de 2011 (section 6.3, fig. 6.3). La station de référence *RER* montre une répartition isotrope de l'énergie dans les deux cas, avec des niveaux plus élevés en 2012 qu'en 2011 entre 0,3 et 0,5 Hz. Les profils *PP1* et *PP2* peuvent être comparés respectivement avec *PP α* et *PP β* situés pratiquement au même endroit. Les mêmes caractéristiques générales sont observées, à savoir une amplification de l'énergie du bruit de fond dans la direction Est-Ouest plus importante dans la zone du rebord oriental du cratère. On observe cependant des niveaux de bruit de fond plus faibles en 2012 qu'en 2011 sur *PP α* et *PP β* , particulièrement entre 0,4 et 1,5 Hz. Cette diminution ne peut pas être expliquée par les caractéristiques régionales du bruit de fond observées sur la station *RER*, qui montre une augmentation de l'amplitude spectrale sur la même période. Une hypothèse est que cette caractéristique est liée à l'activité volcanique du Piton de la Fournaise. La comparaison de la réponse dynamique du compartiment du compartiment rocheux *C* entre 2011 et 2012 sera étudié à la section 6.5.3.

On observe que les caractéristiques spectrales du bruit de fond sismique (spectres bruts et rapports H/V) montrent une distribution spatiale sensible à la morphologie et au degré de découplage du matériau rocheux : les zones du rebord oriental du cratère Bory montrent plus l'énergie et à plus haute fréquence dans la gamme 0,5-5 Hz. Le compartiment rocheux nettement découplé du massif (*C*, fig. 6.2) présente un pic spectral

dominant autour de 3 Hz qui n'est pas présent sur le massif adjacent et qui est étudié plus en détail à la section 6.5.3. L'amplification du mouvement du sol principalement dans le plan horizontal observée sur le cratère Bory provient au moins pour partie du contraste de rigidité des matériaux (V_S) en fonction de la profondeur. Cependant, elle ne peut être expliquée de manière satisfaisante par la résonance 1D de couches superficielles meubles reposant sur un matériau plus rigide. La variabilité spatiale du rapport H/V et la présence d'un pic mieux marqué en rebord oriental du cratère qu'à l'Ouest suggèrent plutôt des effets de résonance 2D ou 3D provoqués par la structure géologique complexe et hétérogène du site. Le réseau de fractures principales orienté Nord-Sud joue probablement un rôle dans l'amplification du mouvement du sol observé selon l'axe Est-Ouest. En effet, plusieurs études expérimentales et numériques de versants rocheux instables reportent une directivité du bruit de fond sismique orientée perpendiculairement aux fractures principales (*cf.* chaps. 3 et 5) en raison de l'anisotropie du matériau induite. La réponse dynamique du cratère Bory observée expérimentalement souligne l'intérêt de la modélisation numérique pour mieux comprendre le champ d'ondes ambiant. De telles simulations restent cependant complexes, une bonne connaissance de la topographie, de la structure géologique (caractéristiques des matériaux, fracturation) et de la répartition des sources de bruit étant requises.

6.5.3 Etude d'un compartiment rocheux instable

Le capteur *PP1.1* situé sur le compartiment instable en partie Sud du cratère Bory (*C*, fig. 6.2) a enregistré le bruit de fond sismique en continu durant soixante heures du 28 au 31/10/2012. Les figures 6.13a et b présentent les Densités Spectrales de Puissance normalisées (*DSP*, *cf.* section 5.2) du bruit de fond sismique respectivement dans la gamme de fréquence 0,3-5 Hz et 2,5-3,5 Hz. Orientée perpendiculairement à la fracture arrière *FA* et correspondant à la direction de vibration préférentielle du bruit de fond sismique (fig. 6.10a, *PP1.1*), seule la composante Est-Ouest sera étudiée. Les *DSP* ne présentant pas de variations brutales dans la gamme 0,3-5 Hz au cours de la période d'étude (fig. 6.13a). Le contenu spectral est dominé par un pic net autour de 3 Hz (noté f_1) et déjà identifié lors de l'étude de 2011 (f_1 , fig. 6.10a).

Ce pic spectral, observé sur le compartiment instable et non-visible sur le massif adjacent, correspond probablement à une fréquence de résonance du compartiment. Par rapport à l'étude de 2011, cette fréquence ne présente pas de variation significative qui pourrait traduire de l'endommagement. La figure 6.10b montre l'évolution de cette fréquence de résonance, extraite des enregistrements continus de bruit de fond durant trois jours. f_1 présente des fluctuations autour de sa moyenne avec une amplitude de $\pm 0,2$ Hz, le pic spectral correspondant présentant la particularité d'être plus étroit et mieux défini durant la nuit que durant la journée.

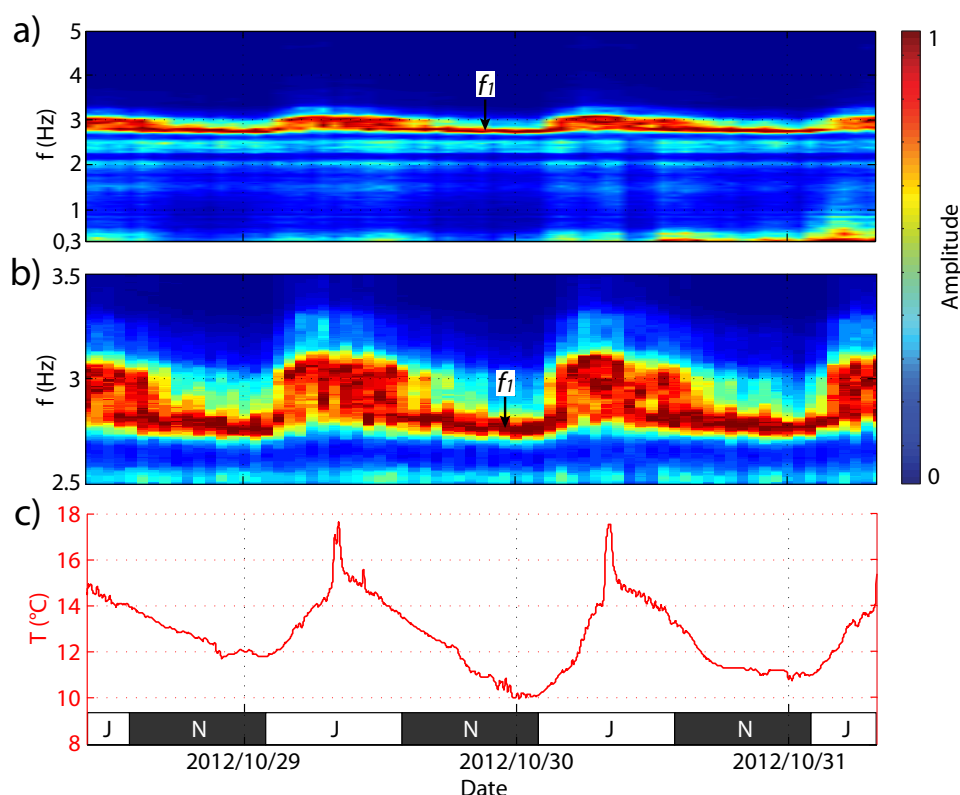


FIGURE 6.13 – a) Suivi temporel des Densités Spectrales de Puissance normalisées du bruit de fond enregistré sur le compartiment instable (point $PP1.1$) selon la composante Est dans la gamme 0,3-5 Hz b) Détail de la figure (a) entre 2,5 et 3,5 Hz. c) Suivi de la température de l'air mesurée dans la fracture séparant le compartiment instable du cratère Bory adjacent (courbe rouge). Les périodes de jour et de nuit sont indiquées par les rectangles J et N , respectivement. Les dates sont référencées en UTC .

a) *Normalized Power Spectral Density monitoring of the ambient noise recorded on the prone-to-fall compartment (PP1.1) along E-W component between 0.3 and 5 Hz. b) Zoom of (a) between 2.5 and 3.5 Hz. c) Air temperature (red curve) measured in the rear fracture separating the compartment from the adjacent rock mass. Day and night periods are labelled J and N , respectively, with dates referring to UTC .*

La température de l'air mesurée sur la période du 28 au 31/10/2012 montre des cycles journaliers de forme sinusoïdale contrôlés par l'alternance diurne/nocturne (fig. 6.13c). Des pics étroits de température à la mi-journée se superposent à cette sinusoïde. Ils correspondent aux périodes d'exposition du capteur au rayonnement solaire ce qui provoque l'augmentation de température mesurée.

Les courbes de f_1 (fig. 6.10b) et de la température de l'air (fig. 6.10c) présentent toutes deux une forme sinusoïdale similaire et en phase, donc une corrélation significative entre les deux paramètres. Une telle association entre la température de l'air et la fréquence de résonance d'un compartiment rocheux instable a déjà été observée pour de nombreux cas d'étude (chaps. 2 et 5) : pour des roches rigides et découplées du massif par une fracture arrière, les variations de température de l'air provoquent des variations de volume de

la roche. Ainsi, une augmentation de température est responsable de la fermeture des fissures et des fractures par dilatation thermique, conduisant à l'augmentation de la rigidité du matériau rocheux et du contact entre la colonne instable et le massif adjacent. L'origine de l'élargissement du pic spectral à la mi-journée n'est pas bien connue (fig. 6.13a). Il pourrait s'agir de variations du facteur d'amortissement, relié à la largeur du pic.

La figure 6.4b présente la position des trois capteurs sismiques passifs (*PP*) utilisés pour l'analyse modale du compartiment rocheux instable (*C*). La Densité Spectrale de Puissance du bruit de fond sismique enregistré entre 00 h et 01 h le 31/10/2012 a été décomposée par la méthode *FDD* (cf. section 6.4). Le mouvement correspondant au pic spectral f_1 est montré à la figure 6.14 en faisant l'hypothèse que les déplacements en pied du compartiment instable sont nuls. Les mouvements enregistrés par les trois capteurs sismiques apparaissent en phase à la fréquence f_1 ce qui suggère une déformée modale en flexion. Le même type de déformée modale est observé pour un autre cas d'étude de compartiment rocheux instable dans des roches rigides (chapitre 7).

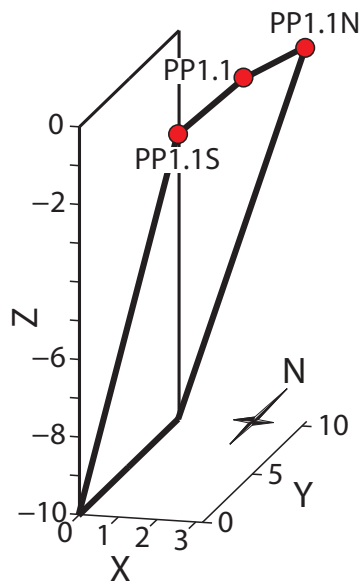


FIGURE 6.14 – Mouvement (non normé) des trois capteurs sismiques *PP1.1 S*, *PP1.1* et *PP1.1 N* installés sur le compartiment instable *C*, calculé par *FDD* à la fréquence f_1 . Le repère *X*, *Y*, *Z* utilisé est montré à la figure 6.4b. *Unscaled displacement for the three seismic sensors PP1.1 S, PP1.1 and PP1.1 N set up on the prone-to-fall compartment obtained by FDD method at frequency f_1 . The X, Y, Z orthonormal coordinate system is shown in figure 6.4b.*

6.6 Conclusions et perspectives

Le Piton de la Fournaise est un milieu qui connaît des changements morphologiques importants et rapides et une intense activité de processus gravitaires. Le cratère Bory, dont le rebord oriental a été fragilisé par l'effondrement du cratère Dolomieu adjacent, a fait l'objet d'une étude combinant reconnaissances par sismique active et mesures de bruit de fond sismique.

La sismique active a montré une propagation de champs d'ondes complexe, résultant de l'hétérogénéité des matériaux de remplissage, de la fracturation, de l'atténuation et du caractère 3D du cratère Bory. Les profils réalisés transversalement au réseau de fractures ont montré que ces dernières jouent le rôle de filtre passe-bas sur le contenu fréquentiel des signaux dont la fréquence de coupure est fonction de la profondeur de la fracture. Les données des profils longitudinaux ont permis de caractériser la géométrie du remplissage de la partie orientale du cratère, confirmée par observation visuelle. Les ordres de grandeur des vitesses sismiques superficielles V_P et V_S ont pu être déterminés respectivement par sismique réfraction et par l'analyse fréquence-vitesse des ondes de Rayleigh. Ces vitesses sismiques sont en accord avec les valeurs déterminées sur d'autres édifices volcaniques mais présentent cependant une augmentation plus rapide avec la profondeur, probablement due à la présence d'un ancien lac de lave ayant refroidi lentement et formé une couche de lave massive.

Les mesures de sismique passive sur le cratère Bory ont montré que le contenu spectral du bruit de fond sismique est contrôlé par la morphologie du site d'étude dans la gamme 0,5-5 Hz. Le bruit de fond sismique présente une direction de vibration préférentielle orientée perpendiculairement au réseau de fractures. Les amplitudes de vibration les plus importantes sont observées en bordure orientale du cratère Bory, là où l'anisotropie du matériau due à la fracturation est la plus importante. Ces caractéristiques ont également été relevées sur d'autres versants instables (*cf.* chap. 3) et sur les cinq compartiments rocheux alpins instrumentés dans le cadre de cette thèse (*cf.* chapitre 5).

En complément des reconnaissances géologiques et géotechniques usuelles, de telles campagnes de mesure de bruit de fond sismique pourraient être expérimentées pour étudier le zonage d'une instabilité gravitaire en se basant sur l'amplitude du pic spectral observé. Ce type de reconnaissance pourrait s'avérer utile lorsque les limites morphologiques de l'instabilité sont masquées par des matériaux sus-jacents, pour distinguer les zones en fonction de leur degré de découplage au massif rocheux (Burjáněk *et al.* 2012). Pour des sites tel que le cratère Bory présentant peu de variations climatiques au cours des saisons et une absence de périodes de gel durable, les variations de la fréquence du pic spectral sous forçage thermique sont probablement faibles. La mesure de la fréquence du pic spectral à différents instants pourrait donc permettre de suivre la déstabilisation du compartiment rocheux au cours du temps, le cas échéant. De telles mesures ponctuelles pourraient être conduites périodiquement ou après des événements spécifiques tels que des séismes ou éruptions sur le modèle du contrôle de l'état des structures (*Structural Health Monitoring*) utilisé en génie civil (Farrar *et al.* 1994; Clinton *et al.* 2006). Les mesures de bruit de fond pourraient apporter un nouveau paramètre susceptible de qualifier l'endommagement d'un compartiment rocheux instable, particulièrement appréciable lorsqu'aucun indice de déstabilisation du compartiment n'est détecté (mouvements, ouverture de fractures). Enfin, l'étude de la réponse dynamique d'instabilités gravitaires sous sollicitation faible (bruit de fond sismique) permet de mieux comprendre les mécanismes conduisant au déclenchement de mouvements de terrain par les mouvements forts (séismes).

Troisième partie
Thermomécanique

Chapitre 7

Etude thermo-mécanique de la colonne instable des Arches

Sommaire

7.1	Introduction et résumé en français	117
7.2	Abstract	118
7.3	Introduction	118
7.4	Field site	120
7.5	Seismic noise characteristics	121
7.6	Modal analysis of the unstable rock column	123
7.6.1	Application of the FDD method	123
7.6.2	3-D numerical modal analysis of the unstable rock column	124
7.7	Thermal influence on the column resonance	126
7.7.1	Freezing periods	127
7.7.2	Yearly variations	128
7.7.3	Daily variations	129
7.8	Thermo-mechanical numerical modelling	130
7.8.1	Yearly variations	131
7.8.2	Daily variations	132
7.9	Conclusions	133
7.10	Acknowledgements	134

Titre original : Modal and thermal analysis of Les Arches unstable rock column (Vercors massif, French Alps)

P. Bottelin¹, C. Lévy², L. Baillet¹, D. Jongmans¹, P. Guéguen¹

¹ ISTerre, Université de Grenoble 1, CNRS, IFSTTAR, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France. ² Géoazur, Université de Nice Sophia Antipolis (UNS), CNRS, 250 av Einstein, 06560 Valbonne, France.

Accepted 2013 February 4. Received 2012 December 5; in original form 2012 July 4.

7.1 Introduction et résumé en français

Introduction

Ce chapitre s'insère à la suite cas d'étude de compartiments rocheux instables étudiés aux chapitres 5 et 6 et qui ont montré des fluctuations de la fréquence fondamentale liées à des variations thermique. Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer le comportement complexe observé : les coefficients d'inter-corrélation entre f_1 et la température pouvant être positifs ou négatifs avec des délais variables selon le site d'étude et la période considérée (chap. 5, annexe B)

Ce chapitre, publié en 2013 dans la revue *Geophysical Journal International* sous le titre « *Modal and thermal analysis of Les Arches unstable rock column (Vercors massif, French Alps)* » s'intéresse aux processus thermo-mécaniques mis en jeu sur le site des Arches. Ce site, qui présente une colonne calcaire bien découpée du massif adjacent par une fracture ouverte, a été choisi en raison de la longue série temporelle de données disponibles (plus de deux ans) et car sa fréquence fondamentale est la plus sensible à la thermique par rapport aux autres sites. Les paramètres dynamiques (fréquences, déformées modales) sont caractérisées expérimentalement et numériquement dans un premier temps, puis suivis au cours des deux années d'étude. L'influence des paramètres environnementaux (température et présence de glace) contrôle les variations de la fréquence fondamentale.

Résumé

Une colonne calcaire potentiellement instable ($\sim 1000 \text{ m}^3$, Vercors, Alpes Françaises) découpée du massif par une fracture arrière ouverte a été instrumentée de manière continue par deux sismomètres à trois composantes sur la période allant de mi-Mai 2009 à mi-October 2011. L'analyse spectrale du bruit de fond sismique a permis d'identifier plusieurs fréquences de résonance comprises entre 6 et 21 Hz. La technique de décomposition dans le domaine fréquentiel (*FDD*) a été utilisée sur les vibrations ambiantes enregistrées au sommet de la colonne rocheuse. Trois modes de vibration ont été identifiés à 6, 7,5 et 9 Hz, décrivant la partie sommitale des déformées modales correspondantes. La modélisation aux éléments finis de la réponse dynamique de la colonne confirme que les deux premiers modes correspondent à des modes de flexion, respectivement perpendiculaire et parallèle à la fracture arrière tandis que le troisième mode correspond à de la torsion

Le suivi temporel du bruit de fond sismique a montré que les fréquences de résonance présentent des fluctuations qui sont contrôlées par des phénomènes thermo-mécaniques. Pour les cycles saisonniers, les variations de fréquence sont liées aux changements de propriétés élastiques du matériau avec la température. A l'échelle journalière, l'augmentation de la fréquence fondamentale lors d'une hausse de température a été interprétée comme la conséquence de la dilatation thermique du matériau. Cette dilatation engendre la fermeture des fractures du matériau et des ponts rocheux, rigidifiant ainsi le contact entre la colonne et le massif. Inversement, la contraction de la roche induit l'ouverture des fractures et une diminution de la fréquence fondamentale. Lors des périodes de gel

hivernales, la fréquence fondamentale augmente très fortement (passant de 6 Hz environ à plus de 25 Hz) sous l'effet de la formation de glace dans la fracture. Au printemps, la fréquence de résonance diminue lentement avec la fonte de la glace, jusqu'à retrouver son niveau d'avant l'hiver.

7.2 Abstract

A potentially unstable limestone column ($\approx 1,000 \text{ m}^3$, Vercors, French Alps) delineated by an open rear fracture was continuously instrumented with two three-component seismic sensors from mid-May 2009 to mid-October 2011. Spectral analysis of seismic noise allowed several resonance frequencies to be determined, ranging from 6 to 21 Hz. The frequency domain decomposition (*FDD*) technique was applied to the ambient vibrations recorded on the top of the rock column. Three vibration modes were identified at 6, 7.5 and 9 Hz, describing the upper part of corresponding modal shapes. Finite element numerical modelling of the column dynamic response confirmed that the first two modes are bending modes perpendicular and parallel to the fracture, respectively, while the third one corresponds to torsion.

Seismic noise monitoring also pointed out that resonance frequencies fluctuate with time, under thermomechanical control. For seasonal cycles, changes in frequency are due to the variations of the bulk elastic properties with temperature. At daily scale, increase in fundamental frequency with temperature has been interpreted as resulting from the rock expansion inducing a closure of the rear fracture rock bridges, hence stiffening the contact between the column and the rock mass. Conversely, the rock contraction induces a fracture opening and a decrease in resonance frequency. In winter, when the temperature drops below $0 \text{ }^\circ\text{C}$, a dramatic increase in fundamental frequency is observed from 6 Hz to more than 25 Hz, resulting from ice formation in the fracture. During spring, the resonance frequency gradually diminishes with ice melting to reach the value measured before winter.

7.3 Introduction

In the last two decades, ambient vibrations surveys (Stubbs et MacLamore 1973) have been increasingly used for studying the modal properties of civil engineering structures (Sohn et al. 1999; Clinton et al. 2006; Michel et al. 2008; Herak et Herak 2010). Compared to active methods, ambient vibrations are as accurate and offer the advantages of low cost and easy continuous recordings and implementations (Michel et al. 2010a). Continuous monitoring of dynamic properties (mainly resonance frequencies and damping) can help to detect changes in system stiffness (Doebbling et al. 1996; Kim et Stubbs 2003). Permanent reduction of resonance frequencies in a californian building was observed by Clinton et al. (2006) after strong earthquake motions, and was interpreted as an indicator of structural damage

Recently, ambient vibration studies have also been applied on potentially unstable rock slopes. [Burjánek *et al.* \(2010\)](#) and [Moore *et al.* \(2011\)](#) performed seismic noise measurements on the gneissic slope above the Randa scarp (Southern Swiss Alps), which was generated by two large rockslides in 1991. Polarization analysis revealed a predominant vibration at a given frequency around 5 Hz in the direction of the line of slope, in good agreement with the displacement directions obtained by geodetic measurements. In the same area, processing of the seismic noise registered during 1 hr on the Walkersmaat unstable slope (6 km north of Randa) showed normal mode slope rock vibration around 1.6 Hz, with direction perpendicular to slope surface cracks ([Burjánek *et al.* 2012](#)). In the Vercors massif (Western Alps, France), seismic noise was measured during a time period ranging from 6 months to 2 weeks prior to the collapse of a 21 000 m³ limestone column ([Lévy *et al.* 2010](#)). Spectral analysis of the signals measured on the column allowed the identification of several resonance frequencies, which were not observed on the rock massif records. The lowest resonance frequency showed a significant drop (from 3.4 to 2.6 Hz) two weeks before the fall, which was interpreted as the breakage of rock bridges, also attested by the increase in seismic activity. These results illustrate that the damaging process on both natural and man-made structures can be tracked by changes in resonance frequency.

However, monitoring studies on buildings and unstable slopes both revealed that the resonance frequencies also exhibit significant reversible variations. Indeed, weather conditions such as air temperature and humidity have a substantial effect on the resonance frequencies of civil engineering structures ([Clinton *et al.* 2006](#); [Yuen *et al.* 2010a](#); [Mikael *et al.* 2012](#)) and rock column ([Lévy *et al.* 2010](#)). For a reinforced concrete slab exposed to a 20 °C temperature fluctuation, [Xia *et al.* \(2011\)](#) observed 3 per cent variation in fundamental frequency. In buildings, [Nayeri *et al.* \(2008\)](#) reported 1 per cent wanders in fundamental frequency under natural temperature fluctuations. In their study on the prone-to-fall rock column, [Lévy *et al.* \(2010\)](#) found that a temperature variation of 20 °C generated a reversible change of about 5 per cent in the first resonance frequency. Therefore, frequency fluctuations induced by thermal effects can mask small structural changes caused by damaging, both in civil engineering and rock mechanics. Discriminating reversible temperature effects from irreversible damaging effects is then required for resonance frequency monitoring. Although several techniques have been proposed for civil engineering structures such as reinforced concrete beams or buildings ([Yuen *et al.* 2010a](#); [Lin *et al.* 2011](#)), there is currently no easy and validated method to tackle this problem.

This study aims at focusing on the factors influencing the dynamic response of a prone-to-fall rock column, located hundred metres to the south of that studied by Lévy *et al.* (2010). The top of this column was equipped with two three-component (3-C) seismometers during 29 months. First, the spectral analysis of ambient vibrations evidenced the existence of several resonance frequencies varying with time. Then, the application of the frequency domain decomposition (*FDD*) method (Brincker *et al.* 2001) and 3-D numerical modelling allowed identifying the modes corresponding to the first three resonance frequencies. Finally, the temperature control on the fundamental mode was experimentally and numerically studied.

7.4 Field site

The study site is located to the South of the carbonate Vercors Massif (Western Alps, France), at about 1900 m in elevation (fig. 7.1a). This part of the Vercors Massif is a plateau limited by an east-facing cliff made of near-horizontal metre-thick bedded limestone in its upper part (highest 100 m), while marly limestone composes the less steep lower part of the cliff with few decimetres thick layers.

The rock column was identified as potentially unstable in 2007 November, after the collapse of a similar and nearby larger column (Lévy *et al.* 2010). A *LIDAR* scan of the cliff was acquired in 2007 December, using a *Riegl* 2-D laser scan put together with a *Hasselblad* digital camera, an Inertial Measurement Unit *iMAR* and a dual frequency *GNSS* receiver. The Digital Elevation Model (*DEM*) derived from *LIDAR* data is shown in figure 7.1b). The column, which is 30 m high, about 15 m wide and 5 m thick at its top, is separated from the massif by a 0.7 m wide open rear fracture extending to a depth estimated at about 15 m. This last value is however little constrained. The total unstable volume was estimated at about 1000 m³. Water seepage was observed at the toe of the column, where ice develops during winter.

In 2009 May, the site was equipped with two 2 Hz seismometers : one vertical on the stable massif and one 3-C on the unstable rock column. The seismic station was configured to record microcracks (Lévy 2011) and operated in a triggered mode using an *STA/LTA* criterion ($STA = 0.5$ s, $LTA = 20$ s, $STA/LTA > 6$) with 1000 Hz of sampling frequency from 2009 May until 2010 June. Time windows of at least 2 min were recorded, allowing seismic noise signals to be extracted. The array configuration changed to three 2 Hz 3-C seismometers after 2010 June (labelled S1 to S3, fig. 7.1c) and seismic recordings were continuously acquired using a 250 Hz sampling frequency. Air temperature under shelter, rainfall and wind speed were recorded every 15 min by the permanent meteorological station "Jardins du Roi", located 3.2 km southwest of the site and 120 m below in altitude. Both seismic and meteorological data are time-referenced in *UTC*.

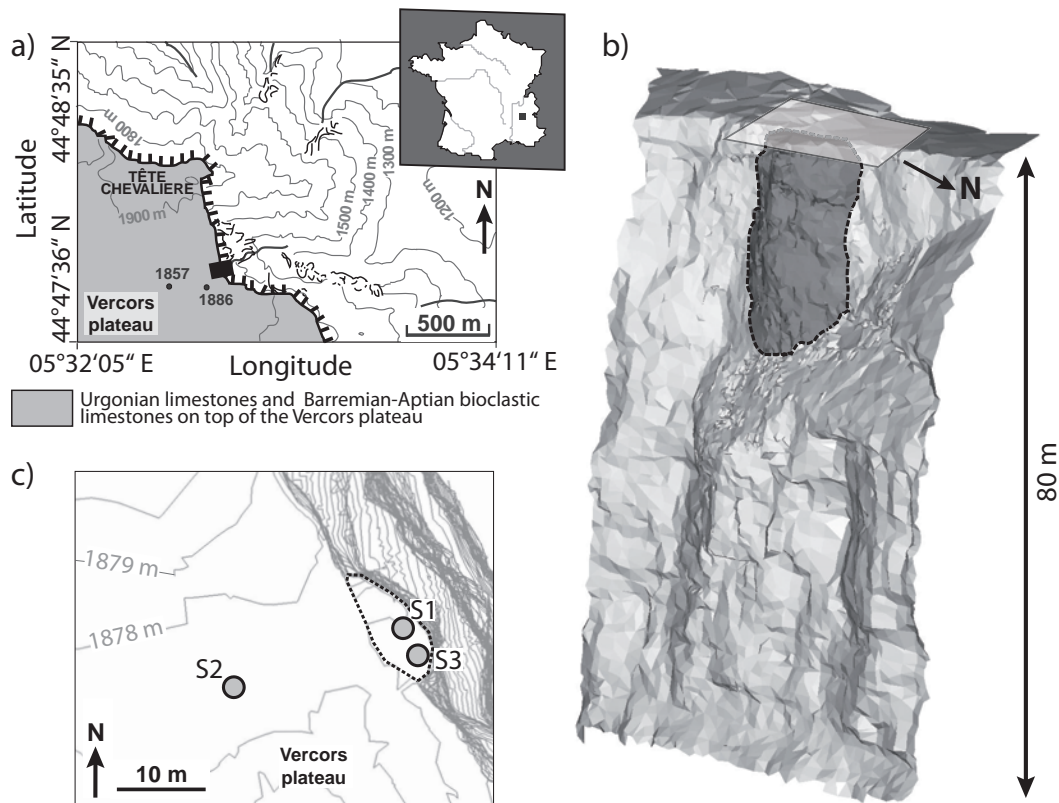


FIGURE 7.1 – (a) Situation map of the study site located at the border of the Vercors plateau (southeast of France). The cliff limit is delineated with a barbed line and the site is located with a black rectangle. Grey area corresponds to Barremian bioclastic limestone. (b) Digital elevation model of the cliff obtained from *LIDAR* data. The location of the sensor array is indicated by a white transparent parallelogram. The extension of the rock column, deduced from morphology and fracture analysis, is outlined with a dark dashed line. Water seepage is observed at the toe of the column. (c) Top view of the equipment layout at the experimental site. From 2009 May to 2010 June, the seismic array was composed of one vertical seismometer *S2* (2 Hz) on the stable massif and one 3-C seismometer *S1* on the unstable rock column. Afterwards, the array configuration changed to three 3-C seismometers (*S1*, *S2* and *S3*). The limits of the unstable column are delineated by a black dashed line.

7.5 Seismic noise characteristics

Spectral characteristics of the seismic noise recorded on the column and on the stable massif were first studied over a short period of time (2009 August). Fourier spectra were computed from the triggered recordings, using 5 s windows selected with an antitriggering filter ($STA/LTA < 2$, $STA = 0.5$ s, $LTA = 20$ s). These spectra were then stacked to reach the equivalent of 1 hr of noise record (i.e. 720 5 s time segments). For a better legibility, each spectra stack was normalized to one over the whole frequency range. Fig. 7.2a-c present normalized stacks of seismic noise spectra (further referred as "spectra")

during 2009 August for the 3-C sensor *S1* installed on the unstable column. The two horizontal components (North-South in Fig. 7.2a and East-West in fig. 7.2b) show a frequency peak around 6 Hz, which slightly fluctuates with time. Other frequency peaks at about 7.5, 9 and 11 Hz are observed on one or the two horizontal components (see arrows in Figs. 7.2a-c). Although they are less energetic than the first peak, they exhibit similar fluctuation patterns. Only two frequency peaks (at 7.5 and 21 Hz) were spotted on the vertical component spectra (fig. 7.2c), the dominant peak at 21 Hz not being perceptible on the horizontal components.

In contrast, the vertical sensor *S2* located on the stable massif shows no distinct peak in the same frequency range (fig. 7.2d). The spectra are characterized by high amplitudes at low frequencies (< 3 Hz). This difference in frequency response between sensors *S1* and *S2* reveals the resonance of the unstable column. The frequency peaks appearing on the unstable rock column are listed in table 7.1, and show some purely horizontal modes (6, 9 and 11 Hz), one vertical mode (21 Hz) and a compound mode (7.5 Hz). Further study of the column resonance modes will be carried out in section 7.6.

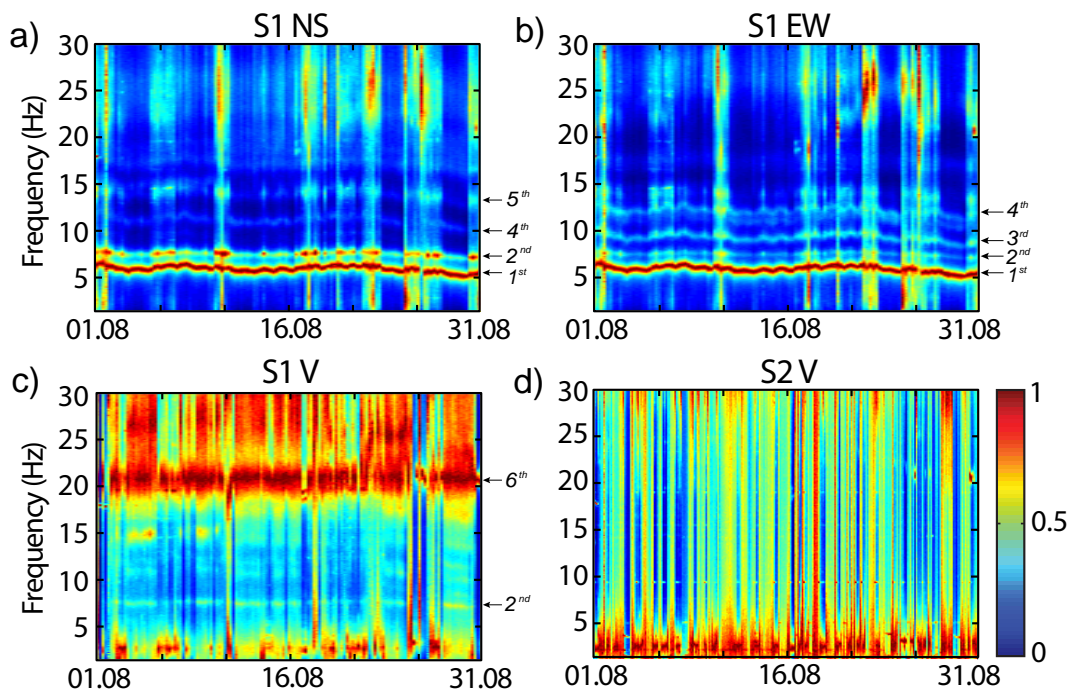


FIGURE 7.2 – Normalized Fourier spectra of seismic noise recorded during 2009 August by the 3-C sensor *S1* installed on the unstable rock column. (a) NS horizontal component, (b) EW horizontal component and (c) vertical component. (d) Same plot for the vertical sensor *S2* installed on the stable massif. The frequency peaks are pointed by the black arrows on the right-hand side and referenced in table 7.1.

Frequency peak	Component			Method	f_1 (Hz)	f_2 (Hz)	f_3 (Hz)
	<i>S1</i> V	<i>S1</i> N-S	<i>S1</i> E-W				
First	-	6 Hz	6 Hz	<i>FDD</i>	5.95	6.94	8.80
Second	7.5 Hz	7.5 Hz	7.5 Hz	Numerical	5.95	6.94	8.80
Third	-	-	9 Hz	modelling			
Fourth	-	11 Hz	11 Hz	TABLE 7.2 – Comparison of resonance frequency for the three first modes calculated using the <i>FDD</i> method and 3-D numerical modelling.			
Fifth	-	15 Hz	-				
Sixth	21 Hz	-	-				

TABLE 7.1 – Frequency peaks for the 3-C seismometer *S1* installed on the unstable rock column.

7.6 Modal analysis of the unstable rock column

7.6.1 Application of the FDD method

The *FDD* method uses a decomposition of the spectral density function matrix to separate the response spectra into a set of single degree of freedom systems, each corresponding to an individual mode (Brincker *et al.* 2001). It was applied to ambient vibrations measured by the two 3-C seismometers *S1* and *S3* located on top of the rock column, to identify the modal shapes corresponding to the observed resonance frequencies. 1-hr-long recordings dating back from the 2011 November 30 were selected for the analysis. Three frequency peaks fitting a Modal Assurance Criterion (Allemang et Brown 1982) above 80 per cent over large frequency bands (> 1 Hz) were identified ($f_1 = 5.95$ Hz, $f_2 = 6.94$ Hz and $f_3 = 8.80$ Hz, fig. 7.3a and table 7.2). Although higher modes probably exist (see fig. 7.2), they were not evidenced by the *FDD* method because of lower modal participation factors and weak amplitude of the excitation at high frequency. The identified modes were interpreted as the three first resonance modes of the column. The measured frequencies are comparable with the first three frequency values given in table 7.1, but are slightly lower probably because of the difference in time between the recordings (2011 November versus 2009 August). These results highlight some fluctuations of these frequencies with time, which will be studied in section 7.7.

Due to topographical reasons, ground vibration was recorded only at two points on the top of the rock column, allowing reconstructing the upper motion of each modal shape. Fig. 7.3b shows the normalized motions for the three first resonance modes in thick black, thick light grey and thin dark grey solid lines, respectively. All three motions are mainly horizontal, which explains why they were hardly distinguished on the vertical component of the sensor installed on the column (*S1* V, fig. 7.2c). Horizontal motions of the two first modes are parallel and in phase at the two sensors, corresponding probably to bending modes parallel and perpendicular to the rear fracture, respectively. In contrast,

the third mode exhibits non-parallel motions, which suggest torsion around the vertical axis. These inferences will be compared in the next section with 3-D numerical modelling simulations.

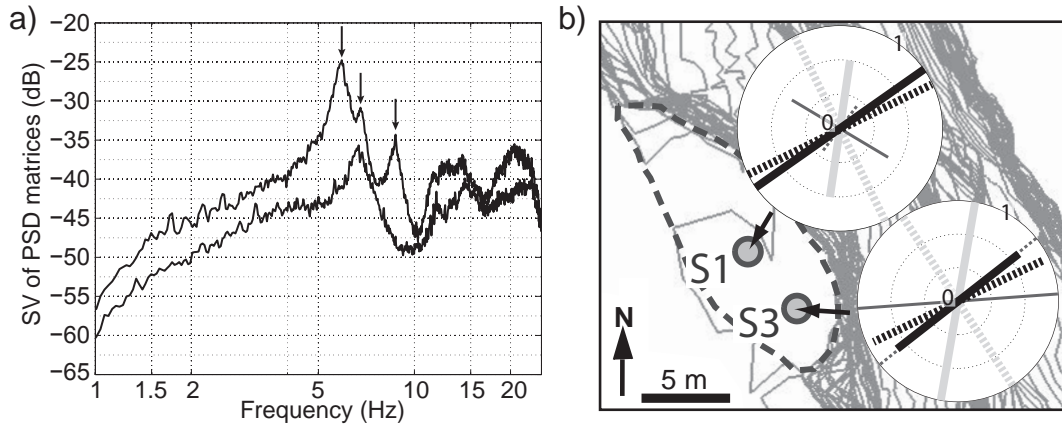


FIGURE 7.3 – (a) Plot of the first (top) and second (bottom) singular values (SV) of power spectrum density (PSD) matrices computed by the frequency domain decomposition method. Three resonance frequencies showing a high modal assurance criterion (> 80 per cent) over large frequency bands (> 1 Hz) are identified at $f_1 = 5.95$ Hz, $f_2 = 6.94$ Hz and $f_3 = 8.80$ Hz (black arrows). (b) Top view of the horizontal motions for the first three resonance modes at sensors $S1$ and $S3$. Motions determined by FDD and numerical modelling are shown with solid and dashed lines, respectively. The three first resonance modes are outlined by thick black (f_1), thick light grey (f_2) and thin dark grey (f_3) lines. For each mode, the amplitude of motion is normalized to 1.

7.6.2 3-D numerical modal analysis of the unstable rock column

To validate this interpretation, 3-D numerical modelling of the rock column response was performed using the continuous-medium finite-element software *Comsol* (Comsol 2012). Computations were made using automatic meshing with tetrahedral finite elements. The *DEM* shown in fig. 7.1b was used for defining the column geometry and an open 15-m-deep rear fracture was considered. Mechanical embedding was applied on the rock massif boundaries. The mechanical properties of the material were derived from a previous seismic study conducted in the same area ((see Lévy *et al.* 2010). Assuming the material is isotropic and homogeneous with a density of $2650 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, and neglecting the superficial thin layer of soil, a Young's modulus $E = 6.910^9 \text{ Pa}$ and a Poisson ratio $\nu = 0.43$ were computed. These values characterize the fractured rock mass at the scale of the seismic wavelength (20-40 m).

Numerical modelling with these parameters gives resonance frequency values of 4.06, 8.06 and 10.84 Hz for the three first modes. Although these values are in the range of the measured frequencies (see comparison in table 7.2), the lowest and highest computed resonance frequencies are underestimated and overestimated, respectively. Considering

the uncertainty on the input parameters (e.g. the geometry of the open rear fracture), numerical simulations will thus help to semi-quantitatively interpret the observations. The 3-D column displacement fields (fig. 7.4) show that these three modes correspond to lateral bending, transverse bending and torsion, respectively. In particular, the first resonance frequency, measured around 6 Hz with ambient vibrations, corresponds to the first flexion mode of the rock column in the direction perpendicular to the rear fracture. Horizontal motions for these three first modes at sensors $S1$ and $S3$ (dashed lines) are compared to the results of the *FDD* method in fig. 7.3b. The agreement between motion directions is very good for the first mode, while the second and third modes exhibit significant differences in motion directions (30-45°). The main uncertainty on the input parameters is the extent of the rear fracture, which strongly controls the column dynamic response. Additional numerical simulations were computed with different rear fracture depths. Results (not shown here) confirmed the nature of the three first modes, with two bending and one torsion modes. The first one is always a bending mode vibrating in the direction perpendicular to the rear fracture, whose frequency changes with the fracture depth. On the contrary, the direction of vibration of the two higher modes turned out to be more sensitive to the fracture geometry, explaining the discrepancy between observations and modelling.

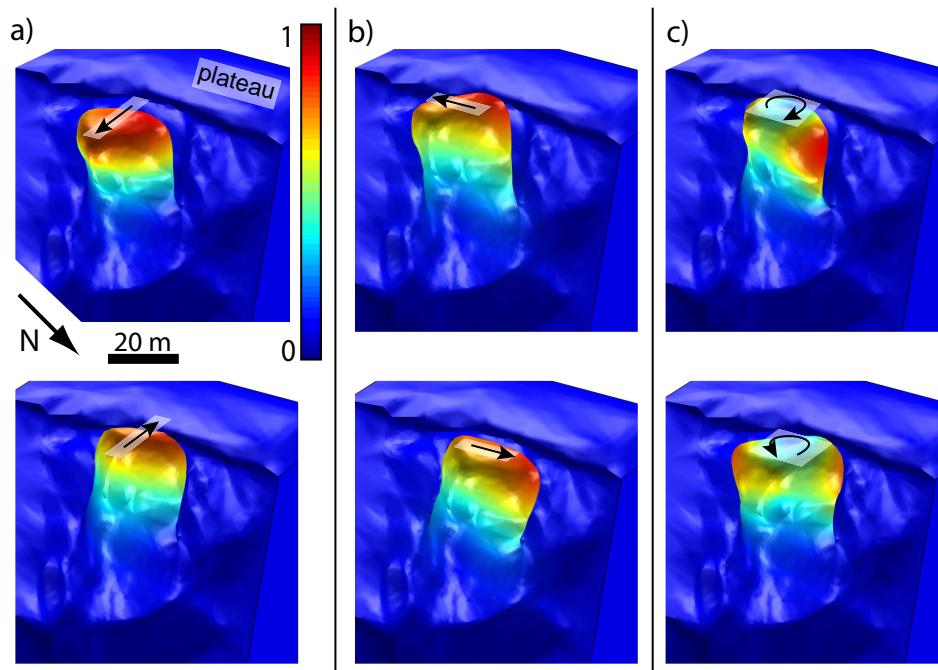


FIGURE 7.4 – 3-D maximum amplitude displacements of the column for the three first resonance modes (15 m deep rear fracture). Motion scale is normalized by the maximal displacement for each mode. (a) bending mode perpendicular to the cliff at 4.06 Hz, (b) bending mode parallel to the cliff at 8.06 Hz and (c) torsion mode at 10.84 Hz (c).

7.7 Thermal influence on the column resonance

The normalized Fourier spectra of seismic noise (recorded on the horizontal East-West component of sensor $S1$ located on the column) are displayed in fig. 7.5a between 2009 May and 2011 October. The first resonance frequency f_1 is clearly visible (black arrow) and exhibits significant fluctuations from 5 Hz in autumn to more than 25 Hz in winter. Two other modes, less energetic, are visible between 7 and 15 Hz. Air temperature and daily rainfall recorded at the weather station are shown in fig. 7.5b. During positive temperature periods (from May to October), f_1 decreases from 7.5 Hz to about 5 Hz. In contrast, when the temperature drops below 0 °C, (November to April), f_1 sharply increases and remains high during the freezing periods, peaking at about 25 Hz in 2010 January and 2011. Fourier spectra of the temperature and f_1 curves (not shown) evidence predominant peaks at 1 day and 1 year period. The two curves were both band-pass filtered at 1 year (fig. 7.6a) and 1 day (fig. 7.6b) periods and the corresponding intercorrelations are displayed in figs. 7.6c-e, respectively. In the following, the study of the relation between temperature and f_1 is consequently split into three parts : freezing periods, yearly changes and daily variations.

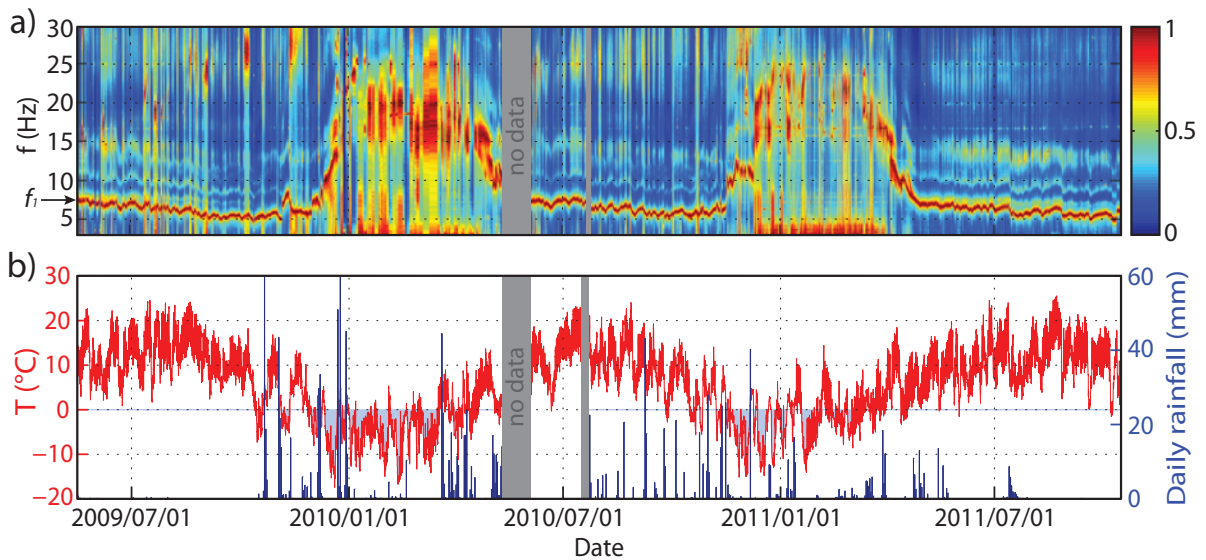


FIGURE 7.5 – (a) Normalized Fourier spectra of seismic noise recorded by the EW horizontal component of $S1$ installed on the unstable rock column, from 2009 May to 2011 October. The first resonance frequency (f_1) is shown by the black arrow. (b) Climatic parameters recorded over the same time span. Air temperature under shelter and daily rainfall are shown by the red line and the blue bars, respectively. Freezing periods are outlined in light blue.

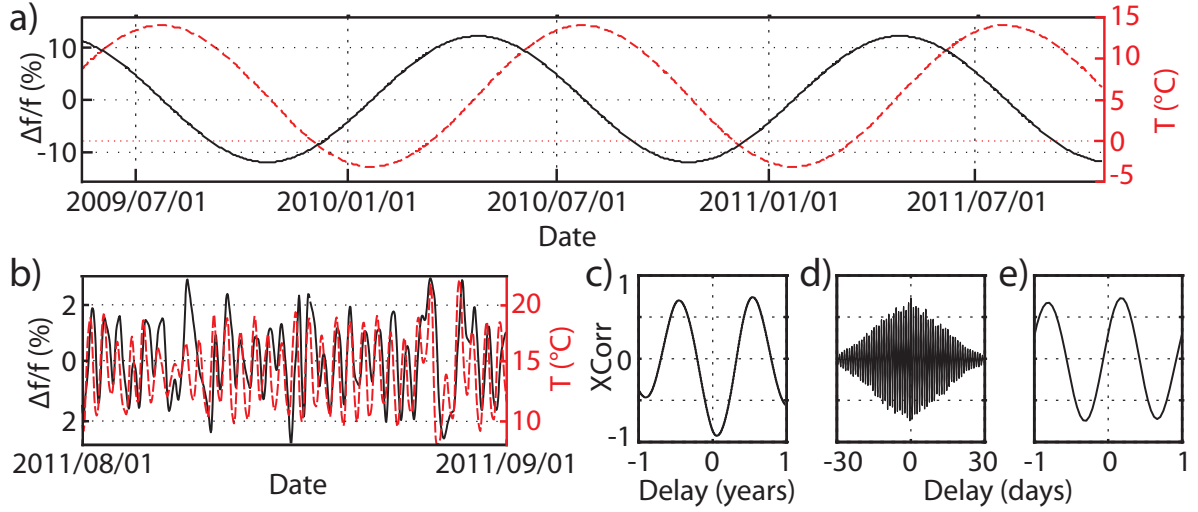


FIGURE 7.6 – (a) First resonance frequency (yearly bandpass-filtered, zero-centred and normalized, in continuous black line) and air temperature variations (yearly bandpass-filtered, in red dashed line) displayed over two and a half years. (b) Daily bandpass-filtered variations of temperature and frequency during 2011 August. (c) Cross-correlation between yearly variations of temperature and frequency (fig. 7.5a). (d) Cross-correlation between daily variations of temperature and frequency (fig. 7.5b). (e) Zoom of fig. 7.6(d) in the (-1 1 day) delay range.

7.7.1 Freezing periods

At the beginning of the freezing periods (outlined by light blue areas in fig. 7.5b), f_1 dramatically increases to reach 25 Hz at maximum. To understand this phenomenon, we studied the first freezing events of the 2010-2011 winter (occurring from October to December, fig. 7.7). The first negative temperature occurrence ($G1$ event) did not provoke a significant increase in resonance frequency. In contrast, a dramatic f_1 augmentation occurred during the $G2$ and $G3$ events that however exhibit a similar temperature drop. The main difference between $G1$ and these two episodes is that the latter were preceded by heavy rainfall. The same observation can be made for the sharp increase in f_1 (over 10 Hz) resulting from the severe temperature drop during event $G4$. These results suggest that the increase in f_1 which typically spans over 1 or 2 days is related to the transformation of water into ice. Ice formation in rock cracks raises the bulk stiffness of the rock material (Bost 2008), increasing the column resonance frequency. Ice also probably developed in the main rear fracture, stiffening the contact between the column and the rock mass. This hypothesis is supported by the observation of water seepage at the bottom of the column in autumn that turns into ice accumulation in winter. Data then suggest that water availability and freezing intensity control ice formation (Matsuoka 2001), which plays a major role in the increase of f_1 .

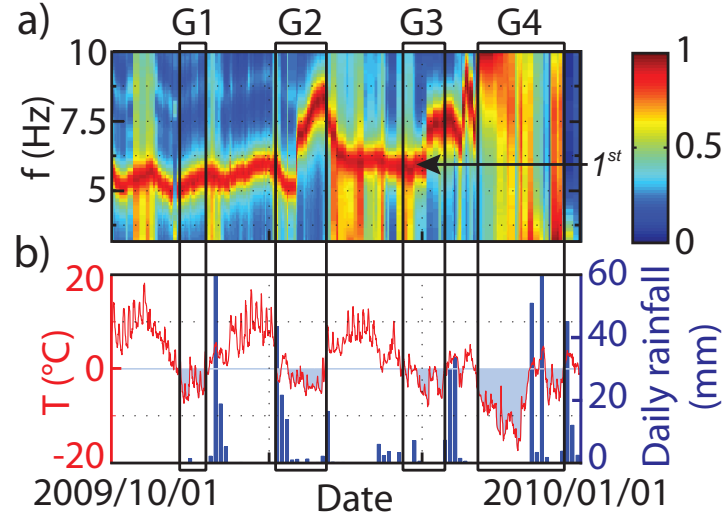


FIGURE 7.7 – (a) Normalized Fourier spectra of seismic noise recorded on the EW horizontal component ($S1$) installed on the unstable rock column from 2009 October to 2011 January. The first resonance frequency is pointed by a black arrow. (b) Air temperature (red line) and rainfall (blue bars) measured at the weather station "Jardins du Roi", 3.2 km to the southeast from the field site. Freezing periods $G1$, $G2$, $G3$ and $G4$ are filled with light blue and outlined by black rectangles.

7.7.2 Yearly variations

During non-freezing periods (May-October), the first resonance frequency f_1 and temperature curves oscillate around a mean value, following seasonal cycles (fig. 7.5). Sinusoid curves were fitted in the least-squares sense, excluding the freezing periods for f_1 . Figure 7.6a presents the harmonic variations of f_1 (zero-centred and normalized) and of the temperature over time. f_1 oscillates around 6.28 Hz with an amplitude of ± 0.78 Hz (12 per cent variation) while temperature varies in the range ± 8.7 °C over time, around a mean 5.4 °C value. Cross-correlating these two curves (fig. 7.6c) yields a high correlation coefficient of -0.92 (opposition in phase) with a delay of 87 days. A simple computation was carried out using 1-D heat conduction equations (Lowrie 2007) to understand this delay :

$$\Delta T(z, t) = \Delta T_0 \cdot \exp\left(-\frac{z}{d}\right) \cdot \cos\left(\omega t - \frac{z}{d}\right) \quad (7.7.1)$$

with

$$d = \sqrt{\frac{2D}{\omega}} \quad (7.7.2)$$

where z is the distance between the surface and the point considered into the rock mass (in meters), t is the time (in seconds), ω is the angular frequency of temperature variation at surface (in $\text{rad}\cdot\text{s}^{-1}$), T is the temperature (in °C), T_0 is the temperature at surface (in

$^{\circ}\text{C}$) and D is the thermal diffusivity (in $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) given by :

$$D = \frac{\lambda}{\rho C_p} \quad (7.7.3)$$

Parameter (units)	Value
Density ρ ($\text{kg}.\text{m}^{-3}$)	2,650
Young's modulus E (MPa)	6,900 ^a
Poisson ratio ν	0.43
Thermal conductivity λ ($\text{W}.\text{m}^{-1}.\text{K}^{-1}$)	1
Coefficient of thermal expansion α ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)	$3 \cdot 10^{-6}$
Heat capacity at constant pressure C_p ($\text{J}.\text{kg}^{-1}.\text{^{\circ}\text{C}}^{-1}$)	800
Heat transfer coefficient h ($\text{W}.\text{m}^{-2}.\text{^{\circ}\text{C}}^{-1}$)	1-20

TABLE 7.3 – Mechanical and thermal parameters used for simulation. ^aAt $T = 20$ $^{\circ}\text{C}$.

The following usual characteristics were retained for the rock material (after [Lowrie 2007](#)) : thermal conductivity $\lambda = 1 \text{ W}.\text{m}^{-1}.\text{^{\circ}\text{C}}^{-1}$, heat capacity at constant pressure $C_p = 800 \text{ J}.\text{kg}^{-1}.\text{^{\circ}\text{C}}^{-1}$, density $\rho = 2650 \text{ kg}.\text{m}^{-3}$ (table 7.3). Calculations show that after 87 days (delay observed between air temperature and f_1 changes), the heat wave front is located at 3.3 m in depth. As the 4-m-thick rock column is surrounded by air, its whole volume is probably affected by a temperature change at this time. Therefore, the delay observed between the temperature and frequency fluctuations suggest that the physical process controlling the resonance frequency at yearly scale takes place into the rock volume. That could result from the dependence of the bulk rigidity behaviour on temperature, and this hypothesis will be discussed in section 7.9.

7.7.3 Daily variations

Fig. 7.6b shows the daily-filtered variations of fundamental frequency (zero-centred and normalized) and temperature in 2011 August. During this non-freezing period, the two curves exhibit oscillations between ± 3 $^{\circ}\text{C}$ and ± 0.1 Hz, respectively, with a short delay between a temperature change and the corresponding frequency response. Cross-correlating the two curves (figs. 7.6d and e) gives a maximal 0.7 coefficient of correlation, with a 4.5 hr delay of f_1 with respect to temperature. Preliminary one-dimension conduction study using the same parameters as in section 7.7.2 showed that the perturbation in temperature into the rock mass is negligible (i.e. < 1 per cent of the air temperature change) at depth greater than 0.57 m. The heat wave front penetration corresponding to a 4.5 hr delay is only 0.13 m, meaning that only the superficial skin of the 4-m-thick rock column is affected by a temperature change. This result suggests that the physical processes controlling the evolution of the first resonance frequency at daily timescale occur in the superficial area of the rock column. In summary, the study of the temperature

influence on the first resonance frequency f_1 has evidenced an opposite effect : at the day scale, the two curves are in phase with a small delay of a few hours, while at the year scale the two parameters are anticorrelated with a delay of about 3 months. In the next section, an attempt is made to understand these relations, using thermomechanical modelling.

7.8 Thermo-mechanical numerical modelling

The thermomechanical behaviour of the rock column was modelled using *Comsol* software. The 2-D geometry of the column derived from the *DEM* is shown in fig. 7.8a, as well as the boundary conditions. The bottom and left sides (*A* and *B*) of the model are thermally insulated and mechanically embedded, while all other surfaces (*C-E*) are free to move. The relation between the air temperature and the rock surface temperature is driven by the convection phenomenon, obeying the following law (Jiji 2009) :

$$\vec{n} \cdot (\lambda \cdot \vec{\nabla} T) = h(T_a - T_s) \quad (7.8.1)$$

where \vec{n} is the unit vector normal to the surface, λ is the thermal conductivity ($\text{W.m}^{-1}.\text{C}^{-1}$), T_a and T_s are the air and rock surface temperatures, respectively, and h is the heat transfer coefficient ($\text{W.m}^{-2}.\text{C}^{-1}$). For both the ground surface and the eastward cliff face, facing free-air, the heat transfer coefficient (h) is chosen equal to $20 \text{ W.m}^{-2}.\text{C}^{-1}$ (Bergman *et al.* 2011), while h is lowered to $1 \text{ W.m}^{-2}.\text{C}^{-1}$ in the rear fracture, accounting for a less efficient convection process. Heat transfer into the rock material is assumed to occur only by conduction in this first approach. This hypothesis may not be fully satisfied, owing to the presence of discontinuities and pores in the material (Gruber *et Haeberli* 2007). All the mechanical and thermal parameters used in this section are given in table 7.3. Assuming constant Poisson's ratio and density, the thermomechanical coupling was introduced using the following linear relationship (Xia *et al.* 2011), between the Young's Modulus E and the temperature T :

$$E(T) = E(T_{ref}) \cdot [1 - \theta(T - T_{ref})] \quad (7.8.2)$$

where E is the Young's modulus, T is the temperature of the material, T_{ref} is a reference temperature (chosen equal to $20 \text{ }^\circ\text{C}$) and θ is the temperature coefficient of Young's modulus, depending on the material. This equation was initially proposed for concrete with $\theta = 0.003$ (Xia *et al.* 2011). Using P-wave velocity values measured in limestone enduring freeze-thaw cycles in the range $\pm 20 \text{ }^\circ\text{C}$ (Tourenq 1970) and assuming a constant value for the Poisson coefficient, the coefficient θ was determined to be 0.012 and 0.03 for dry and saturated rock, respectively. Daily and yearly variations of the rear fracture opening (*RFO*) and the first resonance frequency (f_1) were computed for dry rock conditions, hypothesis which will be discussed later.

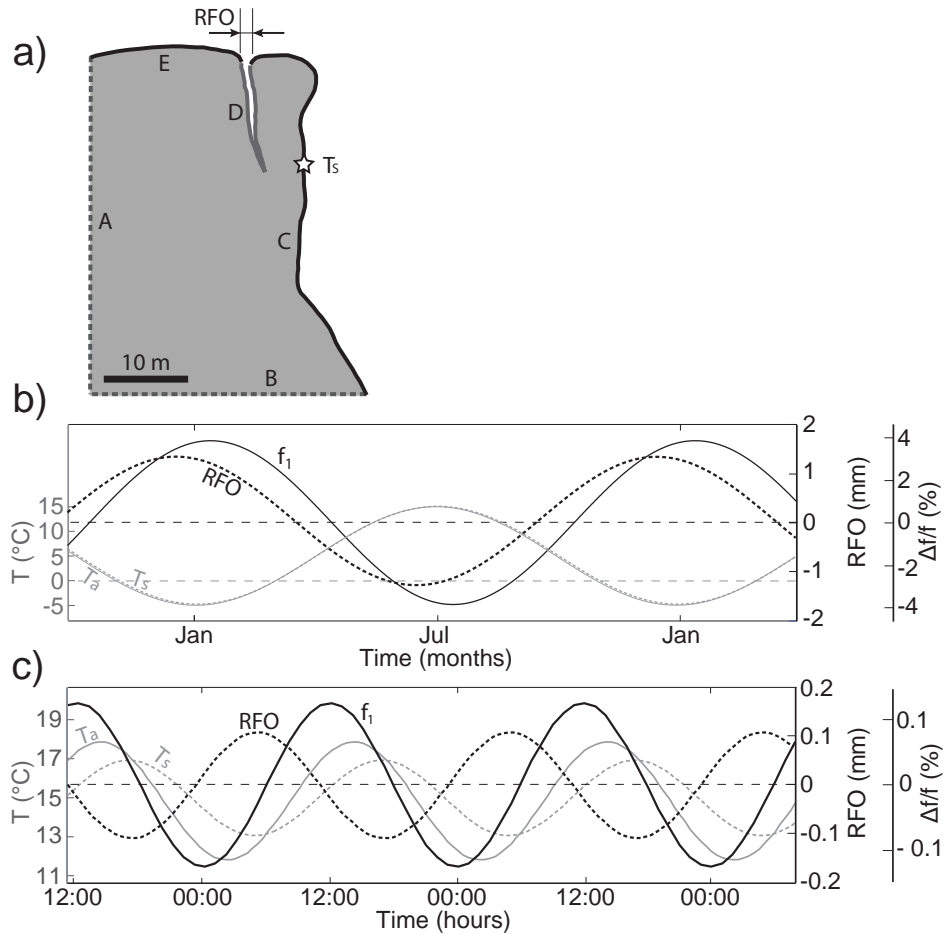


FIGURE 7.8 – Thermal modelling of the column. (a) 2-D section of the model and boundary conditions. No heat flux is applied along boundaries A and B (grey dashed line), while faces shown by black (C and E) and grey (D) plain lines are affected by convection with a heat transfer coefficient of 20 and 1 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{C}^{-1}$, respectively. The point where the surface temperature (T_s) is measured is located by a white star. (b) Modelled yearly variations of f_1 (first resonance frequency) and RFO (rear fracture opening) are shown in plain and dashed black lines, respectively, along with the air (T_a) and rock surface (T_s) temperatures (plain and dashed grey lines, respectively). (c) Same as (b) for daily variations. Zero line is outlined by grey dashed horizontal lines.

7.8.1 Yearly variations

The rock surface temperature, f_1 and RFO curves were computed during 18 months for air temperature fluctuations of ± 10 °C around a mean value of 5 °C (fig. 7.8b). At this timescale, the air and rock surface temperature curves are almost superimposed, while the RFO , which oscillates in the range ± 1.4 mm, is anticorrelated with temperature. Surprisingly, the RFO maximum is reached a few days before the rock surface temperature peak. Relative variations in $f_1 \pm 4$ per cent, fig. 7.8b) are clearly anticorrelated with air temperature, with a correlation coefficient of -0.99 and a 14 day delay.

These numerical results are globally consistent with field measurements, although differences appear in the frequency variations and delay values. At the year scale, the whole column volume is affected by the temperature variations. A rise in temperature provokes a diminution of the Young's modulus and a decrease in f_1 , explaining the anticorrelation observed between air temperature and f_1 . The computed relative frequency variations (± 4 per cent) are lower than those measured (± 12 per cent), and are mainly controlled by coefficient θ (equation 7.8.2). Dry rock conditions ($\theta = 0.012$) were chosen for simulation, because of the presence of open fractures draining the column. However, water seepage observed at the column base suggests that a part of the column could be wet, rising θ . The same computations made for saturated conditions ($\theta = 0.03$) yield relative frequency variations of ± 21 per cent, which overestimate the observations. Simulation results for extreme hydrogeological conditions (dry and saturated rock) are then bracketing the observed frequency variations. A significant discrepancy was found between the observed and simulated delays (87 and 14 days, respectively). It could result from inadequate input parameter values (too high thermal conductivity, for instance), which were not measured for this specific rock. Also, the one order of magnitude drop in rock thermal diffusivity resulting from the freezing of the liquid water fraction (Wegmann *et al.* 1998; Kukkonen et Šafanda 2001; Gruber et Haerberli 2007; Noetzli *et al.* 2007) was not considered in this study and could have delayed the thermal wave front propagation.

The opening of the rear fracture with the temperature decrease was interpreted as resulting from the rock thermal contraction. A detailed analysis of the numerical results showed that the observed *RFO* advance on air temperature (fig. 7.8c) results from complex thermal conduction process in 2-D geometry.

Presence of ice into the rear fracture stiffens the massif/column interface in the winter months, leading to a dramatic increase in first resonance frequency from 6 to about 25 Hz (see section 7.7). 2-D numerical modelling of the column with a 15 m high rear fracture (fig. 7.8a) was performed, introducing different ice heights in the fracture. As the Young's modulus of ice at -10 °C (about 10 GPa, Petrovic (2003)) is close to the rock modulus measured at Les Arches in summer (6.9 GPa), the same mechanical characteristics were considered for both materials. It turned out that about 7 m thickness of filling ice (about half the fracture height) is required to explain the observed 300 per cent f_1 augmentation.

7.8.2 Daily variations

Daily variations of the same parameters were simulated in summer conditions during 3 days for air temperature oscillating with ± 3 °C in amplitude around a mean value of 14.2 °C (fig. 7.8c). Temperature of the rock surface follows the air temperature variation with a 2.75 hr delay and a reduction of 40 per cent in amplitude resulting from the thermal convection process. The *RFO*, which varies in the range ± 0.1 mm, is almost in opposition of phase with the rock surface temperature change (slight half-hour delay). Numerical tests showed that these opening fluctuations result from the thermal contraction and expansion affecting the east-facing cliff and, to a less extent, the fracture walls. The relative variation in f_1 (fig. 7.8c), which results from the change in Young's modulus

with temperature, is weaker (0.13 per cent) than that observed (2 per cent in fig. 7.6b) and the modelled curve f_1 is in opposition of phase with the air temperature, contrary to the experimental curve. Indeed, at the daily scale, the heat wave front penetrates only a few tens of centimetres deep into the rock mass with a delay of about a few hours, and then little affects the resonance frequency. On the contrary, in open fractures, daily temperature variations could change the contact near rock bridges, which were shown to play a major role on the first resonance frequency (Lévy *et al.* 2010). Our interpretation is that the temperature increase in the open rear fracture induces local rock thermal expansion that closes microcracks near rock bridges and increases the contact surface. That stiffens the contact between the column and the rock mass and raises the first resonance frequency. A decrease in temperature generates the opposite effect.

7.9 Conclusions

The combined analysis of field measurements and numerical modelling has given insight into the thermomechanical behaviour of the Les Arches unstable rock column and has evidenced a different response under daily and yearly temperature cycles.

Seismic noise measurements during two and a half years have shown that the column vibrates predominantly at its first resonance frequency f_1 , which exhibits daily and yearly fluctuations. f_1 variations show distinct characteristics according to the periodicity, and are probably due to thermal control of the column dynamic response. Thermomechanical numerical modelling was hence used to understand the column behaviour.

At the year scale, the f_1 curve exhibits a dissymmetric shape with a sharp increase (from about 5 to more than 25 Hz) during freezing periods preceded by rainfalls (fig. 7.5). These observations, along with numerical modelling, suggest that this dramatic augmentation in resonance frequency is linked to ice growth in the rear fracture, stiffening the contact between the rock mass and the column. Once the ice has melted, the f_1 curve exhibits a yearly harmonic variation controlled by seasonal temperature fluctuations which alter the Young's modulus of the rock. A temperature maximum (minimum) is followed by a f_1 minimum (maximum) with a delay of about 3 months.

At the daily scale, the f_1 and air temperature curves are in phase, with a delay of a few hours. The thermomechanical modelling of the column, assuming a lowering of the mechanical modulus with temperature, yielded a decrease in f_1 with temperature with a relative variation of one order of magnitude lower (10^{-2} Hz) than that observed (10^{-1} Hz). Therefore, an increase in f_1 probably results from the stiffening of the interface between the column and the rock mass due to thermal expansion, and reciprocally.

The significant reversible thermal effects evidenced in this study could mask the irreversible decay in f_1 resulting from rock damaging. In the future, discriminating methods have to be developed for enabling to use the reduction in f_1 as a precursor for rock falls.

7.10 Acknowledgements

This work was partially funded by the federative structure *VOR* (Vulnérabilité des Ouvrages aux Risques) and the Alcotra project *MASSA*. This work would not have been achieved without the help of many field work participants ; we are especially grateful to L. Darras, J. Turpin, G. Cougoulat and R. Béthoux. Thanks to the Vercors Regional Park for drawing our attention to the field site and for allowing and helping the deployment of a scientific experiment in a protected area. Most of the computations were performed at the "Service Commun de Calcul Intensif de l'Observatoire de Grenoble" (*SCCI*). The authors are also grateful to the "parc national Sismob" (*INSU-CNRS*) and to the *ISTerre* for lending the seismic instruments. R. Biron transmitted the meteorological data, by courtesy of the "Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement". We thank the editor, Dr. Frank Krueger, as well as Dr. Valerio Poggi and one anonymous reviewer for their comments and suggestions.

Chapitre 8

Étude de la relation température - fréquence de résonance fondamentale

Sommaire

8.1	Introduction	135
8.2	Relation température - fréquence de résonance fondamentale	136
8.3	Recherche d'un paramètre précurseur à la rupture	143
8.4	Conclusions	146

8.1 Introduction

Le suivi de la fréquence fondamentale de résonance des compartiments rocheux instables a révélé des fluctuations réversibles de f_1 (chap. 5), avec de fortes différences d'amplitude et de signe selon les sites. Ces fluctuations de f_1 sont associées à des variations de température selon plusieurs périodes temporelles : cycles journaliers, pluri-journaliers et annuels.

Les modélisations thermo-mécaniques conduites pour le site des Arches, caractérisé par une colonne calcaire rigide séparée du massif par une fracture arrière ouverte et profonde, ont permis de préciser les phénomènes physiques mis en jeu (chap. 7). La fréquence fondamentale de résonance est ainsi contrôlée par la contraction (dilatation) thermique de la roche qui provoque l'ouverture (fermeture) des fractures et des ponts rocheux, et modifie le contact entre le compartiment instable et le massif. Ce mécanisme est prépondérant à l'échelle journalière, où les changements de température affectent les premières dizaines de centimètres de roche. À plus longue période (cycles annuels), le front de température pénètre plus en profondeur dans le matériau et modifie son module élastique, une augmentation (diminution) de température provoquant une diminution

(accroissement) de rigidité et de f_1 . Ces fluctuations réversibles de f_1 peuvent rendre complexe la détection –voire masquer– les premiers niveaux d’endommagement, ce qui souligne le besoin d’un paramètre permettant de s’en affranchir. Des problématiques similaires sont rencontrées dans le suivi de l’intégrité de structures de génie civil (*e.g.* Clinton *et al.* 2006; Mikael *et al.* 2013). Pour des structures simples et/ou à la géométrie bien connue, des modèles de comportement ou des filtres ont été développés pour prédire l’effet de la température sur la réponse dynamique (chap. 3).

Ce chapitre vise dans un premier temps à étudier en détail la relation entre f_1 et la température T pour l’ensemble des sites instrumentés. Les travaux préliminaires (chap. 5) ont montré une association complexe et variable entre ces deux paramètres, qui pourrait être liée à la diversité des processus thermo-mécaniques, de la géologie, de la morphologie et des conditions environnementales, propres à chaque site. Dans une seconde partie, un nouveau paramètre basé sur la mesure de f_1 sera proposé, en vue de définir un précurseur opérationnel aux éboulements rocheux. En particulier, ce paramètre doit permettre de retirer l’influence des fluctuations thermiques réversibles de f_1 qui rendent délicate son interprétation. Ce travail a été conduit en collaboration avec Lauren Ducret dans le cadre de son stage intitulé « *Etude de la réponse dynamique de versants schisto-gréseux et calcaires par analyse du bruit de fond sismique* », en vue de l’obtention du diplôme de Master 2 Recherche en Sciences de la Terre « *Géophysique, Géologie et Dynamique des systèmes terrestres* » de l’École et Observatoire des Sciences de la Terre de l’Université de Strasbourg.

8.2 Relation température - fréquence de résonance fondamentale

La relation entre la température et la fréquence de résonance fondamentale des compartiments instables (f_1) est étudiée sur la période printemps-automne 2011 (*cf.* tableau 8.1). Cette intervalle d’étude permet de s’affranchir de la formation hivernale de glace dans les fractures, qui perturbe f_1 comme il a été observé sur le site des Arches (chap. 7). Durant la période hivernale, l’englacement des sites scelle le compartiment au massif et les périodes critiques correspondent généralement aux périodes de dégel.

Les séries temporelles de f_1 sont issues des enregistrements de bruit de fond sismique (chap. 5) et les données de température proviennent de la station météorologique installée sur chaque site ou à proximité, les deux séries étant échantillonnées avec un pas d’une heure. Les courbes correspondantes sont présentées à la figure 8.1 pour les sites de La Praz (a) et Les Arches (c), avec la température T en rouge et f_1 en noir. Ces courbes ont été préalablement lissées avec un filtre médian sur une fenêtre glissante de 5 heures afin de réduire l’influence des événements transitoires (points aberrants, erreurs de pointé) qui affectent principalement f_1 . La moyenne et l’écart-type des séries de données sont reportées dans le tableau 8.1. Les courbes de température enregistrées sur les deux sites présentent une forme similaire, avec un décalage de 3,6 °C vers les basses température pour le site des Arches qui est situé à une altitude environ 650 m supérieure (fig. 8.1).

Les écart-types de T (σ_T) sont également très proches (4,2 et 4,5 °C), ce qui suggère une même variabilité due aux perturbations météorologiques et aux cycles journaliers. En revanche, les courbes de f_1 montrent des variations d'un ordre de grandeur plus élevé pour les Arches (~ 1 Hz) qu'à la Praz ($\sim 0,1$ Hz), qui se retrouvent sur les mesures d'écart-types σ_{f_1} (resp. 0,04 et 0,41). Sur le site des Arches, les variations de température et de f_1 sont de même sens (exemples durant les périodes *A2*, fig. 8.1) contrairement à la Praz (ex. périodes *A1*). Cette différence de comportement à déjà été soulignée au chapitre 5.

Les courbes de T et f_1 présentent des fluctuations selon plusieurs périodes temporelles : variations journalières, pluri-journalières et annuelles (fig. 8.1, chaps. 5 et 7). Compte-tenu de la période d'étude restreinte (printemps-automne 2011), les fluctuations annuelles ne sont pas visibles à la figure 8.1. Sur ce même graphe, certains points aberrants affectent la courbe de f_1 malgré le lissage par filtre médian (ex. *Tr1*, *Tr2*, *Tr3*), de manière particulièrement visible sur le site de La Praz.

Les variations pluri-journalières et mensuelles de f_1 et T , notées f_{1bf} et T_{bf} , sont isolées par filtrage passe-bas (Butterworth d'ordre 4) à $0,6 \text{ jr}^{-1}$. Les fluctuations journalières de f_1 et T sont alors obtenues en soustrayant les courbes f_{1bf} et T_{bf} aux courbes brutes, et sont présentées à la figure 8.1 pour le site de La Praz (b) et des Arches (d). Les fluctuations journalières de température sont d'amplitude et de forme similaires sur les deux sites, tandis que f_1 présente une amplitude environ trois fois plus faible sur le site de La Praz par rapport aux Arches (écart-type journalier $\sigma_{f_{1j}}$ de 0,02 et 0,06, respectivement). A cette échelle de temps, T et f_1 montrent des oscillations pratiquement en phase sur Les Arches et en opposition de phase pour le site de La Praz (encarts fig. 8.1 et chap. 5). Le coefficient d'inter-corrélation linéaire (XCorr) a été calculé pour les séries temporelles journalières de T et f_1 normalisées. XCorr est négatif (-0,75, opposition de phase) pour La Praz et positif (+0,85 pour un délai de 2 h, *i.e.* pratiquement en phase) pour le site des Arches.

Site	Période d'étude	\bar{T} (°C)	σ_T (°C)	\bar{f}_1 (Hz)	σ_{f_1} (Hz)	XCorr	Déphasage (h)
Rubi	20/05/2011 au 20/08/2011	18,9	4,4	5,12	0,05	+0,5	4
La Suche	01/08/2011 au 30/09/2011	14,5	4,4	2,17	0,04	+0,4	0
La Praz	20/05/2011 au 20/08/2011	14,5	4,2	5,67	0,04	-0,75	0
Les Arches	20/05/2011 au 20/08/2011	10,9	4,5	6,13	0,41	+0,85	2

TABLE 8.1 – Moyenne ($\bar{}$) et écart-type (σ) des séries temporelles de température de l'air (T) et de fréquence fondamentale de résonance (f_1) utilisées sur la période d'étude, pour chaque site d'étude. Xcorr : coefficient de corrélation.

Average ($\bar{}$) and standard deviation (σ) of air temperature (T) and fundamental resonant frequency (f_1) series over the period of study, for each study site. Xcorr : correlation coefficient.

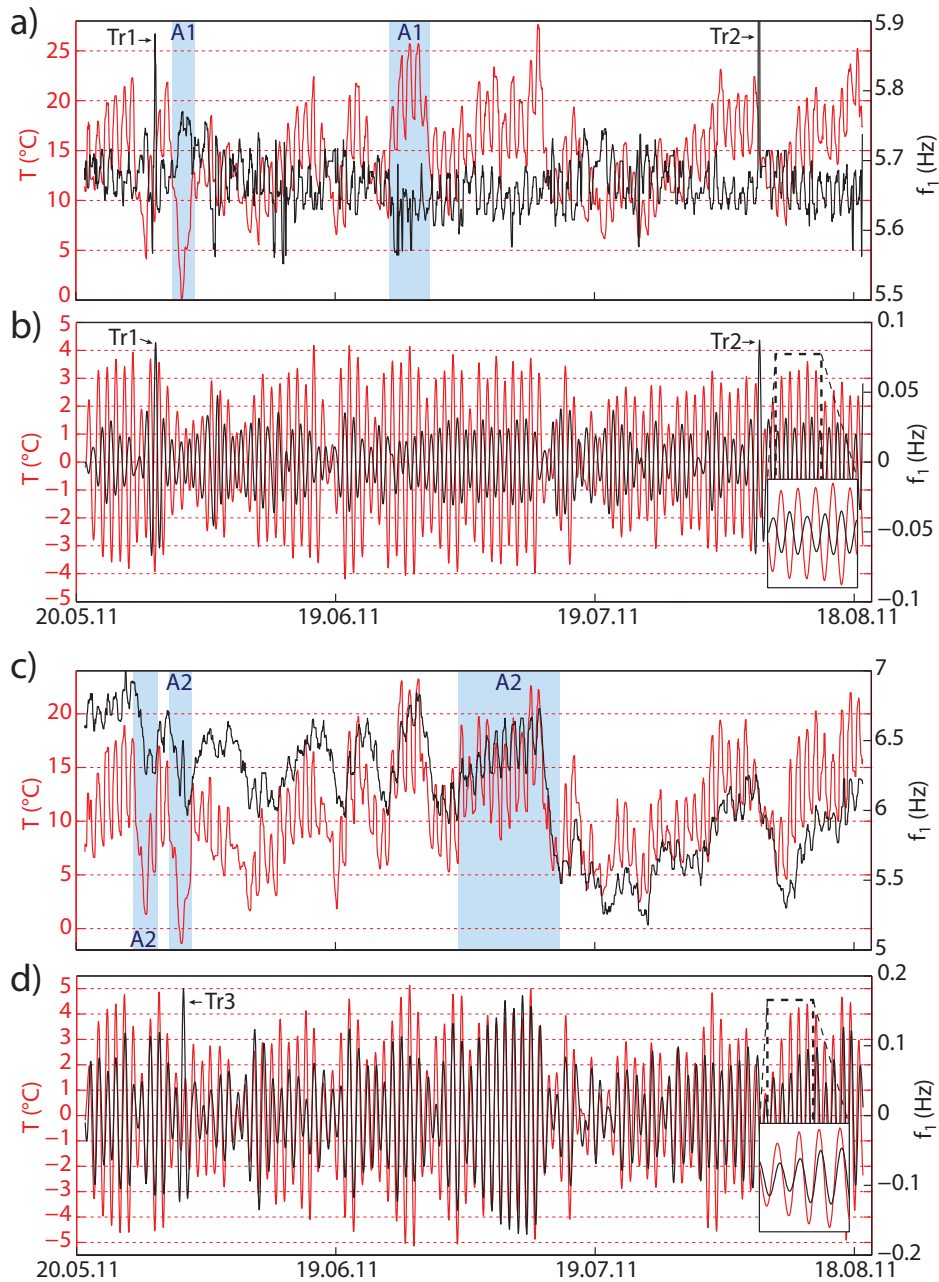


FIGURE 8.1 – a,b) Site de La Praz et c,d) Site des Arches, du 20/05/2011 au 20/08/2011. a,c) Courbes de température (rouge) et f_1 (noir) lissées par filtrage médian ; b,d) Fluctuations journalières de ces deux mêmes paramètres. Tr : évènement transitoire, A : période où le comportement de f_1 par rapport à T est clairement visible (cf. texte). Encart : zoom sur les courbes de T et f_1 journalières pour une période de cinq jours.

a,b) La Praz and c,d) Les Arches study sites, from 2011/05/20 until 2011/08/20. a,c) Temperature (red) and f_1 (black) curves with median filter smoothing ; b,d) Daily variations of the same parameters. Tr : transient event, A : period of time clearly showing f_1 vs T behavior (cf. text). Insert : zoom of T and f_1 daily curves over a five day long period.

Pour les sites de Rubi et La Suche, les courbes de T et f_1 montrent des variations en phase avec des amplitudes de f_1 inférieures d'un ordre de grandeur par rapport au site des Arches. Les écart-types de T sont en revanche similaires (tableau 8.1). Les sites de Rubi et La Suche présentent des coefficients d'inter-corrélation T - f_1 relativement faibles (+0,4 et +0,5) pour un déphasage de 4 h et 0 h, respectivement. Ces résultats sont comparables à ceux déterminés au chap. 5 sur une période d'étude plus large, pour les quatre sites. On donc observe un comportement très variable de f_1 , avec des sensibilités à la température très différentes et des inter-corrélations qui changent de signe entre Rubi, La Suche et Les Arches d'une part et La Praz d'autre part. Les légères variations du coefficient de corrélation entre le chapitre 5 et cette étude pourraient provenir de changements du forçage environnemental au cours de la période d'instrumentation ou à des problèmes instrumentaux.

La suite de ce chapitre traite principalement du lien entre les fluctuations journalières de f_1 et de température. L'objectif est de déterminer si la sollicitation thermique, qui fait varier f_1 , peut être utilisée pour caractériser le degré de découplage ou d'endommagement du compartiment par rapport au massif. La périodicité journalière permet un suivi temporel rapproché, nécessaire dans un contexte opérationnel. La courbe journalière de f_1 est décalée par rapport à la température du déphasage mesuré (tableau 8.1) et l'on note Δf_1 et ΔT les écarts journaliers locaux à la moyenne de f_1 et T , respectivement. Cette variation peut également être exprimée de manière relative par le ratio $\Delta f_1/f_1$. La distribution des séries temporelles f_1 - T , Δf_1 - T , $\Delta f_1/f_1$ - T et $\Delta f_1/f_1$ - ΔT est tracée à la figure 8.2 pour le site des Arches et en annexe G pour les autres sites. Pour chaque graphe, la régression linéaire entre les deux paramètres a été calculée par la méthode des moindres carrés (ligne rouge), accompagnée des intervalles à $\pm 1,96$ écart-type autour de la régression (pointillés gris). Le coefficient de corrélation (XCorr, coefficient de Pearson) quantifie le degré d'association linéaire entre deux variables. Il est indiqué à la figure 8.2 et rappelé au tableau 8.2.

Le relation entre T et f_1 sur le site des Arches montre un coefficient XCorr assez faible (fig. 8.2a). Les couples f_1 - T sont dispersés autour de la tendance en raison de la relation complexe et multi-périodes entre ces deux paramètres. La pente de la régression est positive, ce qui confirme que f_1 et T varient dans le même sens. La distribution de $\Delta f_1/f_1$ - T est similaire (fig. 8.2b), avec un coefficient de corrélation légèrement plus élevé (0,46 vs 0,42). En revanche, l'association statistique est largement plus importante (XCorr=0,85) entre la variation journalière de f_1 (absolue, Δf_1 ou relative, $\Delta f_1/f_1$) par rapport à une variation journalière de température (ΔT). Le coefficient de corrélation est pratiquement identique dans les deux cas, car f_{1bf} varie relativement peu au cours de la période d'étude. L'équation de la droite de régression passe à proximité du zéro pour les couples de paramètres faisant intervenir Δf_1 et ΔT (fig. 8.2c,d), ce qui signifie que les variations journalières de f_1 sont expliquées de manière pertinente par les cycles journaliers de température. On observe cependant certains points qui sortent de l'intervalle de $\pm 1,96$ écart-type (pointillés gris) et qui décrivent une forme elliptique. Ces points correspondent à des variations brutales de f_1 ou T journaliers, dues à des valeurs aberrantes et/ou à un filtrage trop progressif (filtre de Butterworth d'ordre 4) qui conserve une

partie des variations pluri-journalières. Le tableau 8.2 liste les coefficients de corrélation obtenus pour les 4 relations à chaque site. Les coefficients de corrélation les plus élevés sont a nouveau obtenus en fonction de ΔT .

Dans la suite de cette étude, on se focalisera sur le paramètre $\Delta f_1/f_1/\Delta T$ qui exprime la sensibilité relative de f_1 à une variation de température, et qui sera noté S_{fT} .

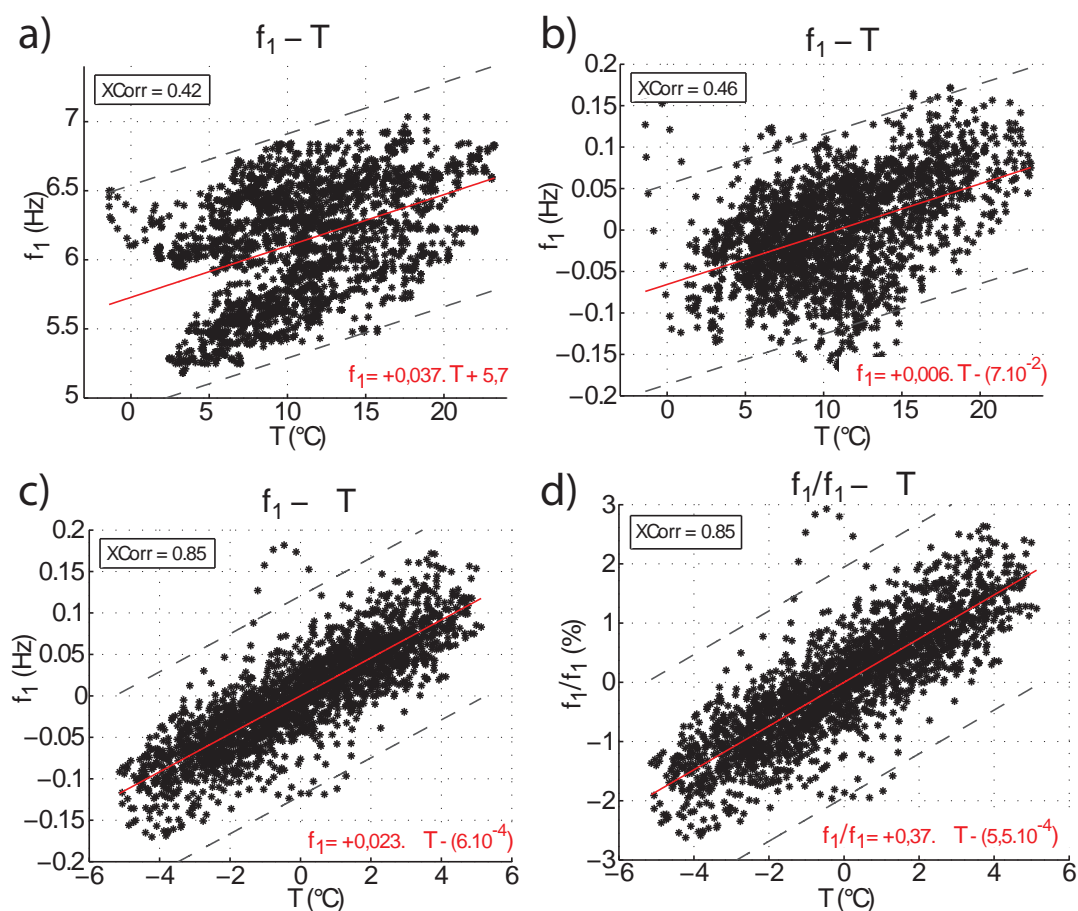


FIGURE 8.2 – Site des Arches, du 20/05/2011 au 20/08/2011. a) Distribution température (T) - fréquence de résonance fondamentale (f_1), b) $\Delta f_1 - T$, c) $\Delta f_1 - \Delta T$ et d) $\Delta f_1/f_1 - \Delta T$, avec un point toutes les heures. La droite de régression aux moindres carrés (ligne rouge), son équation (rouge) et le coefficient de corrélation (XCorr) sont indiqués sur chaque graphe. L'intervalle à $\pm 1,96$ écart-type de la régression est indiqué en pointillés gris.

Les Arches study site, from 2011/05/20 until 2011/08/20. a) Temperature (T) - fundamental resonant frequency (f_1) distribution, b) $\Delta f_1/f_1 - T$, c) $\Delta f_1/f_1 - \Delta T$ and d) $\Delta f_1/f_1 - \Delta T$, with one data point for each hour. Linear least-squares regression (red line), corresponding equation (red) and correlation coefficient (XCorr). The area of $\pm 1,96$ standard deviation is shown with the grey dashed lines).

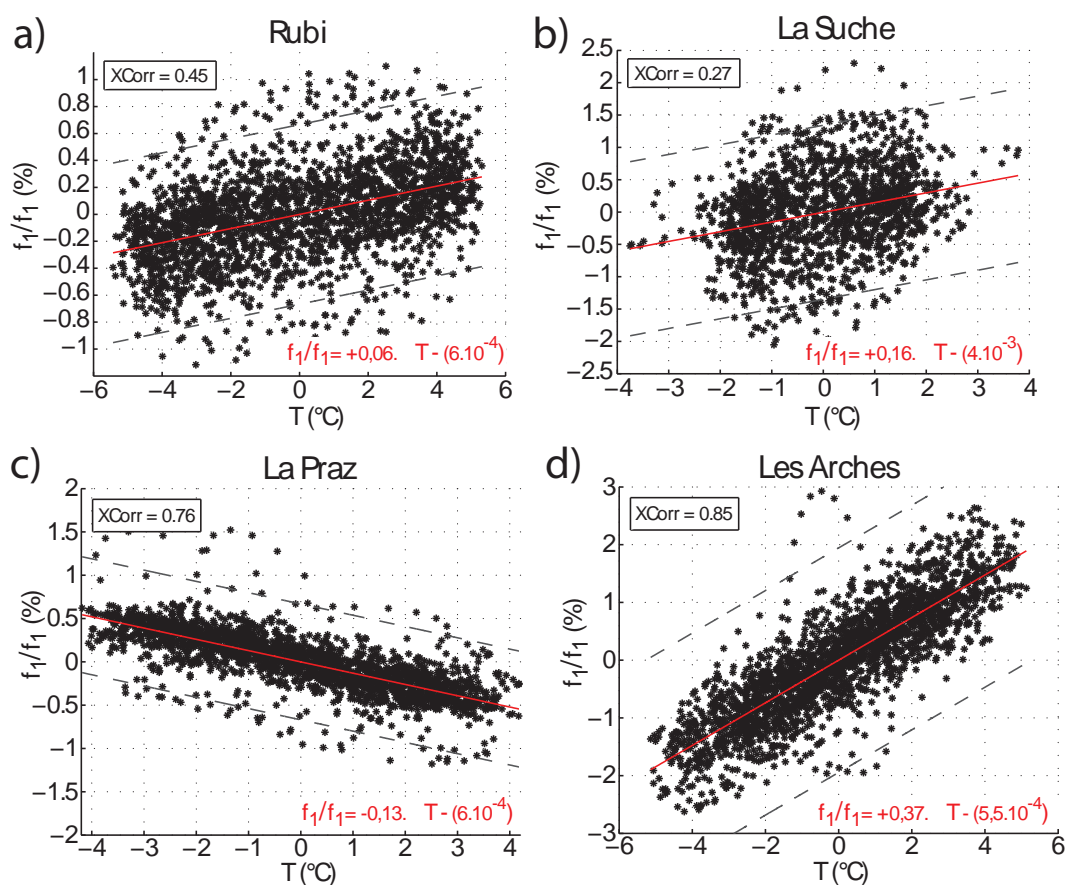


FIGURE 8.3 – Variation relative de fréquence de résonance fondamentale ($\Delta f_1/f_1$) en fonction d'une variation de température (ΔT) pour a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz et d) Les Arches. La droite de régression aux moindres carrés (ligne rouge), son équation (rouge) et le coefficient de corrélation (XCorr) sont indiqués sur chaque graphe. L'intervalle à $\pm 1,96$ écart-type de la régression est indiqué en pointillés gris.

Relative fundamental resonant frequency variation ($\Delta f_1/f_1$) as a function of temperature change (ΔT) for a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz and d) Les Arches study sites. Linear least-squares fit (red line), corresponding equation (red) and correlation coefficient (XCorr). The area of $\pm 1,96$ standard deviation is shown with the grey dashed lines.

Les graphes $\Delta f_1/f_1 - \Delta T$ sont tracés pour les 4 sites à la figure 8.3. Ils montrent des comportements nettement différents de f_1 à l'échelle journalière. Les sites de Rubi, La Suche et Les Arches présentent une corrélation positive entre ΔT et $\Delta f_1/f_1$, avec cependant de fortes variations du coefficient de corrélation : R varie de 0,27 pour La Suche à 0,85 pour Les Arches. La pente de la régression S_{fT} varie de +0,06 (Rubi) à +0,37 (Les Arches). À l'inverse, La Praz montre une pente négative ($S_{fT} = -0,13$) avec $R = 0,76$. La droite de régression passe par zéro pour l'ensemble des sites (fig. 8.3), ce qui confirme que les variations locales de f_1 à l'échelle journalière sont dues aux variations journalières de température. La sensibilité thermique S_{fT} montre une dispersion importante des mesures autour de sa moyenne ($\overline{S_{fT}}$), que l'on quantifie par son écart-type (σS_{fT} , tableau 8.2).

Cette dispersion importante est générée par les points aberrants de T ou f_1 identifiés précédemment et/ou par les faibles valeurs de ΔT qui font diverger le ratio S_{fT} . Afin de réduire l'influence de ces points aberrants, on sélectionne les points S_{fT} dont les valeurs sont comprises dans l'intervalle réduit à $\pm 1,96 \sigma S_{fT}$. La moyenne ($\overline{S_{RfT}}$) et l'écart-type ($\sigma_R S_{fT}$) réduits sont calculés et indiqués au tableau 8.2. Le signe et la magnitude de $\overline{S_{RfT}}$ est compatible avec la pente de la régression (tableau 8.1), contrairement à la première estimation. $\overline{S_{RfT}}$ montre une forte variabilité en valeur absolue et en signe, récapitulée au tableau 8.2. Ce paramètre de sensibilité thermique réduite S_{RfT} sera utilisé dans la suite de ce chapitre.

Site	Coefficient de corrélation R				Sensibilité			
	f_1-T	Δf_1-T	$\Delta f_1-\Delta T$	$\Delta f_1/f_1-\Delta T$	$\overline{S_{fT}}$ (%/°C)	σS_{fT} (%/°C)	$\overline{S_{RfT}}$ (%/°C)	$\sigma_R S_{fT}$ (%/°C)
Rubi	0,37	0,33	0,45	0,45	+0,02	2,3	+0,06	0,46
La Suche	0,38	0,09	0,28	0,27	-0,26	15	+0,16	3
La Praz	0,6	0,39	0,76	0,76	+0,36	25	-0,13	2,0
Les Arches	0,42	0,46	0,85	0,85	-0,12	17,6	+0,37	1,66

TABLE 8.2 – (Cols. 2 à 5) Coefficient de corrélation pour les différents couples de paramètres. (Cols. 6 à 10) Sensibilité S_{fT} et sensibilité réduite S_{RfT} moyennes (notées resp. $\overline{S_{fT}}$ et $\overline{S_{RfT}}$) et écart-types associés (σS_{fT} et σS_{RfT}) pour les différents sites d'étude. Voir texte pour détails. (Cols. 2-5) *Correlation coefficient for the four tested distributions. (Cols. 6-10) Average of S_{fT} and S_{RfT} ($\overline{S_{fT}}$ and $\overline{S_{RfT}}$, respectively) and associated standard-deviations (σS_{fT} and σS_{RfT}) for the four study sites. See text for details.*

On fait l'hypothèse que la variabilité de S_{RfT} est due aux différences morphologiques, géologiques ou de conditions hydrologiques entre les sites. En effet, les trois sites présentant une sensibilité positive présentent un compartiment rigide de forme relativement élancée séparé du massif par une fracture arrière plus ou moins ouverte. Dans cette configuration, les phénomènes de contraction/dilatation de la roche jouant sur la fracturation et le contact sont probablement prépondérants, ainsi qu'il l'a été montré pour le site des Arches (*cf.* chapitre 7). Les sites de Rubi et La Suche apparaissent moins sensibles aux variations de température, probablement en raison d'une fracture arrière moins ouverte et/ou dépourvue de ponts rocheux. A l'inverse, le site de La Praz se démarque avec une sensibilité négative de f_1 à la température. Le compartiment instable sur ce site ne présente pas de fracture arrière profonde et ouverte, mais se caractérise par une fracturation intense associée à une surface de rupture située en profondeur et peu affectée par les fluctuations journalières de température. La géologie du site est fortement hétérogène (alternance de couches de grès et schistes). Les fluctuations journalières de température affectent sans doute davantage le module élastique que sur les autres sites, avec une pénétration plus importante du front de température et une augmentation (diminution) de f_1 en fonction d'une diminution (augmentation) de T . Cet effet de T sur le module élastique avait été mis en évidence pour le site des Arches sur une plus longue période (chap. 7). Par contre, sur les sites de Rubi, La Suche et Les Arches composés d'un matériau plus homogène et moins fracturé, l'effet de la dilatation sur la fracture arrière est prépondérant par rapport à celui sur le module élastique.

8.3 Recherche d'un paramètre précurseur à la rupture

Comme on l'a vu précédemment, il peut être délicat de considérer la fréquence fondamentale de résonance f_1 comme un précurseur opérationnel en raison de sa dépendance à la température. En faisant l'hypothèse que l'endommagement progressif (création et ouverture de fissures et fractures) précédant un éboulement affecte le compartiment rocheux et/ou les propriétés du contact sur la future surface de rupture, la sensibilité thermique S_{RfT} d'un compartiment devrait augmenter lorsqu'on évolue vers l'éboulement.

Ce phénomène semble observé sur les données du site de Chamousset pour lequel une diminution sensible de f_1 a été mise en évidence avant l'éboulement de la colonne (figure 3.8). Les variations journalières de f_1 semblent en effet augmenter au cours du temps pour une même valeur de ΔT . Le mode d'acquisition des données (déclenché) et leur relative mauvaise qualité empêche cependant de calculer S_{fT} correctement. Dans le cas d'un compartiment homogène avec une fracture arrière bien développée (sites des Arches et de Chamousset), les variations journalières de f_1 sont dominées par des effets de contact tandis que l'effet de la température sur le module élastique est prépondérant dans les autres cas. Dans les deux situations, une augmentation de S_{RfT} pourrait traduire l'endommagement.

Cette hypothèse est explorée en deux temps dans la suite de cette section. Tout d'abord, la sensibilité thermique des compartiments est suivie sur une période de référence (2011) durant laquelle il n'a pas été observé d'endommagement, afin de vérifier que ce paramètre ne présente pas de variation significative pouvant conduire à de fausses alertes. Ensuite, on compare cette référence à une période de mesures en 2012.

La figure 8.4 présente l'évolution de la sensibilité thermique réduite (S_{RfT} , exprimée en $\%/^{\circ}\text{C}$) en fonction du temps (points noirs) pour les quatre sites d'étude. La valeur moyenne est indiquée par les pointillés rouges, de même que les 5% et 95% percentiles.

Durant la période d'étude de référence (2011), les mesures de sensibilité thermique sont centrées autour de la moyenne et très majoritairement comprises à l'intérieur de la zone des 5-95% percentiles. Le site de La Suche montre une variabilité environ trois fois plus importante des mesures par rapport aux autres sites (fig. 8.4b, tableau 8.3), qui peut s'expliquer par un pointé de f_1 délicat. On observe des mesures de S_{RfT} qui sortent de l'intervalle des 5^{ème}-95^{ème} percentiles et qui sont liées à des événements transitoires (cf. fig. 8.1). L'ensemble des sites montrent une légère variabilité de S_{RfT} à l'intérieur de la bande 5^{ème}-95^{ème} percentiles, encore associée à des variations de température. Le paramètre de sensibilité thermique S_{RfT} ne permet donc pas de s'affranchir complètement des fluctuations réversibles de f_1 , qui peuvent être liées à l'historique récent des températures et/ou à la méthode de traitement. Il est cependant nettement plus sensible que f_1 et permet la définition de seuils qui facilitent la détection et l'interprétation d'un changement de comportement de S_{RfT} (5^{ème} et 95^{ème} percentiles), afin d'utiliser S_{RfT} comme un précurseur opérationnel de la rupture.

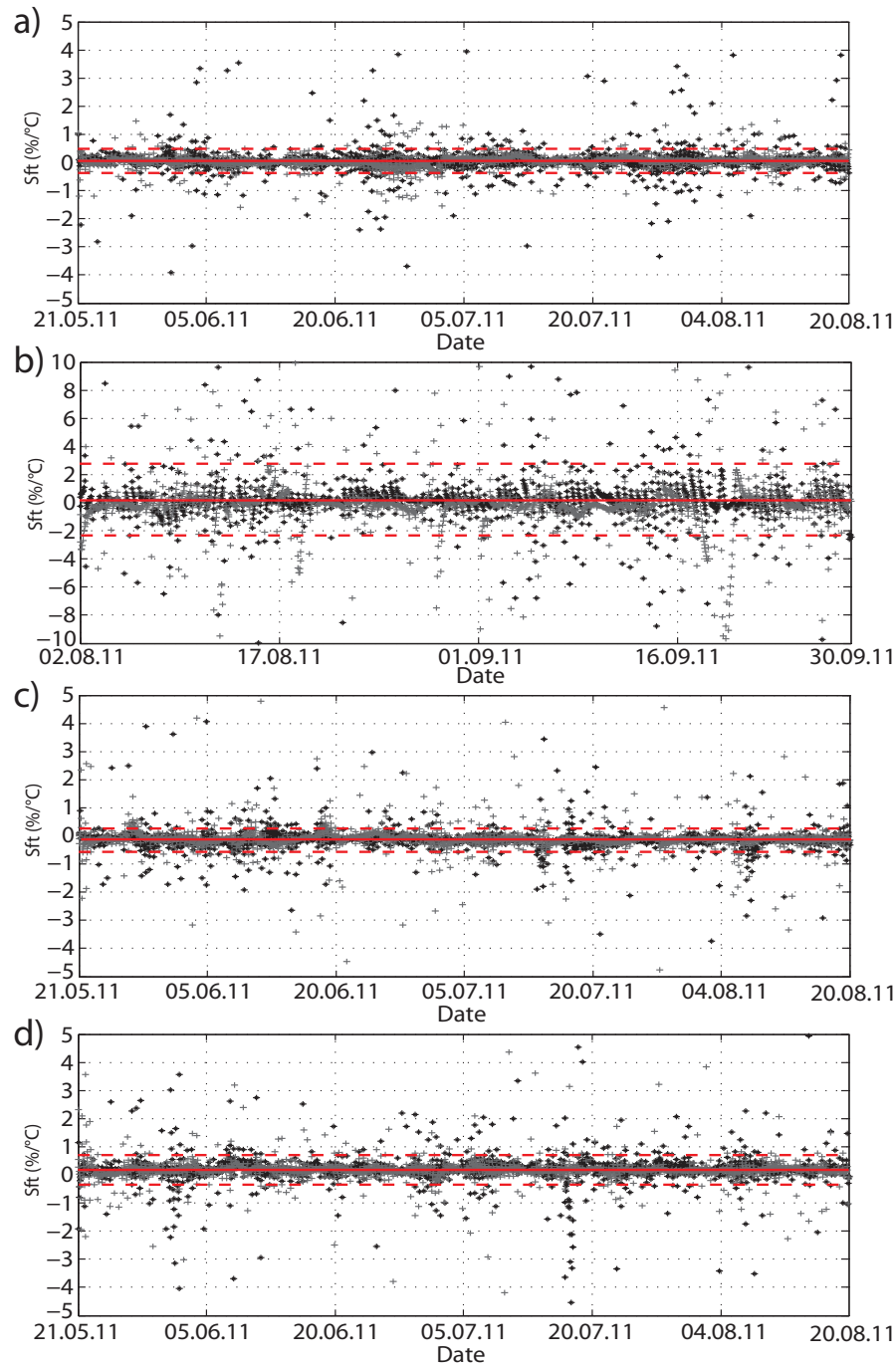


FIGURE 8.4 – Suivi temporel de la sensibilité thermique S_{RFT} pour les sites de a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz et d) Les Arches. En noir : mesures en 2011, en gris : mesures en 2012. Moyenne (ligne rouge) et les 5^{ème} et 90^{ème} percentiles (pointillés rouges) de S_{RFT} ont été calculés sur la période de référence.

Thermal sensitivity monitoring for a) Rubi, b) La Suche, c) La Praz and d) Les Arches study sites. Black : 2011 data, grey : 2012 data. The mean (red) and 5th and 90th percentiles (red dashed lines) for S_{RFT} computed over the reference period.

On note que la sensibilité thermique est la plus importante sur le site des Arches, qui semble le plus proche de la rupture (assise, ouverture et profondeur de la fracture arrière), sans toutefois avoir évolué sur la période d'étude. Sur la période de référence (2011), aucun site n'a montré de signe d'endommagement (indices visuels, mesures extensométriques, chute de f_1). La sensibilité S_{RfT} ne montre pas non plus de tendance à s'écarter de sa moyenne, ce qui suggère l'aptitude de ce paramètre à ne pas générer de fausse alerte.

Le second volet de cette section consiste à tester S_{RfT} comme paramètre précurseur opérationnel, apte à révéler l'endommagement. Pour cela, les points de sensibilité S_{RfT} ont été calculés en 2012 (gris) durant la même période de l'année qu'en 2011 et reportés à la figure 8.4. De manière générale, le comportement de S_{RfT} ne présente pas de changement majeur entre 2011 et 2012. Les fluctuations de S_{RfT} au cours du temps sont majoritairement comprises entre les 5^{ème} et 95^{ème} percentiles déterminés sur la période de référence.

Le tableau 8.3 montre la comparaison des valeurs moyennes de sensibilité thermique ($\overline{S_{RfT}}$) et d'écart-types pour 2011 et 2012. Les moyennes sont proches : la moyenne de 2012 est toujours comprise dans l'intervalle entre le 5^{ème} et 95^{ème} percentile de 2011. La sensibilité thermique moyenne augmente légèrement (+0,02 %/°C) entre 2011 et 2012 pour les sites de La Suche et La Praz et diminue légèrement (-0,02) pour les sites de Rubi et des Arches. Ces fluctuations de faible amplitude ne sont probablement pas significatives et ne peuvent être interprétées en termes d'endommagement. Cette conclusion est appuyée par l'absence de changements visuels ou de variations des autres paramètres (déplacements, rotation) mesurés sur les sites d'étude. On observe en revanche une variation significative des écart-types de S_{RfT} entre 2011 et 2012 car ces derniers sont très sensibles aux valeurs aberrantes, réparties inégalement entre les deux périodes d'étude.

Site	2011		2012	
	$\overline{S_{RfT}}$ (%/°C)	$\sigma_R(S_{RfT})$ (%/°C)	$\overline{S_{RfT}}$ (%/°C)	$\sigma_R(S_{RfT})$ (%/°C)
Rubi	+0,06	0,46	+0,04	0,23
La Suche	+0,16	3	+0,18	4
La Praz	-0,15	2,0	-0,13	1,4
Les Arches	+0,37	1,66	+0,35	4,18

TABLE 8.3 – Sensibilité thermique moyenne ($\overline{S_{RfT}}$, en %/°C) sur les périodes d'études de 2011 et 2012, pour les quatre sites.

Average of thermal sensitivity ($\overline{S_{RfT}}$, in %/°C) over 2011 and 2012 study periods, for the four sites.

8.4 Conclusions

La fréquence de résonance fondamentale f_1 varie en fonction de la température sur tous les sites instrumentés dans ce travail de thèse, avec des sensibilités très variables. Afin de s'affranchir de ces fluctuations réversibles, la réponse de f_1 à la sollicitation thermique T a été testée et suivie au cours du temps.

La relation entre T et f_1 est complexe et multi-périodes. A l'échelle journalière retenue pour cette étude, nous avons défini le paramètre de sensibilité thermique S_{fT} comme le rapport entre une variation relative de f_1 ($\Delta f_1/f_1$) et une variation de température (ΔT). Selon le site, la sensibilité thermique peut être positive (Rubi, La Suche, Les Arches) ou négative (La Praz). Le site le plus sensible à la thermique est le site des Arches, caractérisé par une fracture arrière nettement ouverte et par la présence de ponts rocheux couplant le compartiment au massif. C'est aussi le site qui semble visuellement le plus proche de la rupture. L'évolution de la sensibilité thermique au cours du temps montre qu'il subsiste encore un contrôle thermique de faible ampleur sur S_{fT} . Cette dépendance résiduelle suggère qu'un écart journalier de f_1 n'est pas déterminé entièrement par l'écart correspondant de T , mais dépend également de l'histoire thermique récente du site. La comparaison entre deux séries de mesures de S_{fT} à un an d'intervalle (2011-2012) n'a pas révélé de différence significative et donc d'endommagement, en accord avec l'inspection visuelle des sites. Au contraire, les valeurs de S_{fT} en 2012 sont compatibles avec celles de l'année précédente.

L'introduction du paramètre S_{RfT} , qui a un sens physique par rapport aux processus de déstabilisation en oeuvre, ouvre des perspectives intéressantes pour caractériser un compartiment potentiellement instable. Son utilisation pratique nécessite cependant une validation sur des données montrant une phase d'endommagement. Nous avons essayé de l'appliquer aux données du site de Chamousset, pour lequel une diminution de f_1 a été observée avant l'éboulement. Malheureusement, la qualité des données (acquisition en déclenché) n'a pas permis de suivre l'évolution de ce paramètre. Le calcul précis de S_{RfT} requiert aussi un meilleur contrôle sur la détermination de f_1 et sur le calcul de $\Delta f_1/f_1/\Delta T$ lorsque ΔT est proche de zéro. Une solution à ce dernier problème pourrait être de ne tenir compte que des extrema journaliers de T et f_1 . Enfin, une meilleure compréhension de la variation résiduelle de Δf_1 par rapport à ΔT journalier et la définition de meilleurs techniques de traitement du signal contribueraient aussi à améliorer le calcul de S_{RfT} .

Quatrième partie

Etude de signaux sismiques post-rupture

Chapitre 9

Etude sismique et mécanique d'un éboulement déclenché par minage

Sommaire

9.1	Introduction et résumé en français	149
9.2	Abstract	150
9.3	Introduction	151
9.4	The artificially triggered rockfall	154
9.4.1	Description of the event	154
9.4.2	Instrumentation	156
9.4.3	Volume estimation	156
9.4.4	Discontinuity pattern	158
9.5	Seismic signal analysis and event identification	159
9.6	Event characterization and localization	161
9.6.1	Magnitude	161
9.6.2	Polarization study for the main identified events	162
9.6.3	Location of seismic sources	163
9.6.4	Estimation of the block and mass velocities from the videos	166
9.7	Rockfall propagation modeling	170
9.8	Seismic modeling of a block impact	173
9.9	Conclusions	175
9.10	Appendix	176
9.11	Acknowledgements	177

Titre original : Seismic and mechanical studies of the artificially triggered rockfall at the Mount Néron (French Alps, December 2011)

P. Bottelin¹, D. Jongmans¹, D. Daudon², A. Mathy³, A. Helmstetter¹, V. Bonilla-Sierra², H. Cadet³, D. Amitrano¹, V. Richefeu², L. Lorier³, L. Baillet¹, P. Villard², F. Donzé²

¹ ISTERre, Université de Grenoble 1, CNRS, IFSTTAR, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France. ² Laboratoire 3S-R, Université de Grenoble 1, G-INP, CNRS, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France. ³ Société Alpine de Géotechnique (SAGE), 2 rue de la Condamine, Gières, France.

9.1 Introduction et résumé en français

Introduction

Dans cette partie, on s'intéresse à la phase post-rupture des éboulements de volume intermédiaire par l'intermédiaire des signaux sismiques générés par la phase de propagation (*cf.* section 2.3). Cette étude s'intègre à la suite des parties II et III qui ont permis de caractériser et de suivre dans le temps des éboulements potentiels de volume intermédiaire en utilisant le bruit de fond sismique.

Cette étude de la phase post-rupture est originale par deux aspects. (1) La configuration de l'objet d'étude est peu commune, et consiste en deux éboulements distincts de volume comparable (2000 et 2700 m³) survenus précisément au même endroit, à quelques mois d'intervalle. De plus, les caractéristiques de l'instabilité sont bien connues (géométrie, fracturation, volume, topographie) car le site faisait l'objet d'un suivi depuis plusieurs années qui a été complété lors de ces travaux. (2) L'étude associe plusieurs disciplines (mécanique, géophysique) et fait appel à différentes méthodes. En particulier, des enregistrements vidéos, des données sismiques issues d'un réseau de capteurs dédiés et des simulations numériques sont utilisées de manière combinée dans le but de mieux connaître les liens entre la dynamique des éboulements et les signaux sismiques générés, de caractériser les vitesses de propagation et de simuler numériquement la propagation.

Ce chapitre est issu d'un article soumis en 2013 à la revue *Natural Hazard and Earth System Sciences*. Mon travail a consisté à traiter les données *LiDAR* (section 9.4.3), analyser les signaux sismiques en relation avec les propriétés des éboulements (sections 9.5 et 9.6), à rechercher des indications sur les vitesses de propagation dans la bibliographie (section 9.6.4), à modéliser le champ d'ondes généré par l'impact d'un bloc rocheux (section 9.8) et à mettre en forme l'intégralité de l'article.

Résumé

La falaise orientale du Néron (Alpes françaises) a été le théâtre de deux éboulements de taille intermédiaire (10³-10⁵ m³) entre l'été et l'hiver 2011. Le 14 août 2011, un compartiment rocheux d'environ 2000 m³ s'est détaché naturellement de la falaise sommitale, a chuté librement sur une centaine de mètres avant d'impacter le versant et de se propager le long de la pente. Bien que la majeure partie du volume éboulé se soit déposé

dans la partie haute du versant, une quinzaine de blocs de quelques m³ ont été arrêtés par le fossé et le merlon en pied de versant après une propagation d'environ 800 m. Un compartiment rocheux d'environ 2600 m³ est resté en place dans la falaise avec une faible stabilité résiduelle, et a été miné le 13 décembre 2011. Au cours de cet éboulement déclenché, 7 blocs ont atteint le fossé en pied de versant, avec des volumes compris entre 0,8 et 12 m³.

Un réseau sismique semi-permanent situé à ~2,5 km du site a enregistré les signaux des deux événements, offrant l'opportunité rare d'étudier et de comparer les phases sismiques générées lors d'éboulements naturels et déclenchés. Les deux signaux ont une durée d'environ 100 s et des amplitudes maximales comparables à grande distance (magnitude locale de 1,14 et 1,05, respectivement), l'énergie étant principalement contenue sous 20 Hz. Deux techniques de télémétrie (photogrammétrie et *LiDAR*) ont été utilisées avant et après l'éboulement déclenché pour caractériser le volume instable et la fracturation. Deux caméras vidéos ont filmé le déroulement de l'éboulement, et les signaux sismiques générés ont été enregistrés par deux capteurs 3C et 3 réseaux sismiques déployés pour l'occasion en pied de versant.

L'exploitation combinée des vidéos et des enregistrements sismiques permet de comprendre la genèse des signaux sismiques et d'estimer les vitesses de propagation durant les phases successives de l'éboulement, qui sont comprises entre 12 m.s⁻¹ et 30 m.s⁻¹. Les phases sismiques les plus énergétiques sont dues à l'impact de la masse éboulée sur le sol après la phase de chute libre, et aux impacts de blocs isolés dans le fossé et le merlon de protection en pied de versant. Ces deux phases sont caractérisées par un contenu fréquentiel similaire mais un mouvement du sol très différent. La trajectoire des blocs rocheux pour l'éboulement déclenché a été simulée par la méthode des éléments discrets. Le champ de vitesse initial, la résolution du modèle numérique de terrain et la définition des paramètres de contact sont les paramètres clés qui contrôlent la propagation.

9.2 Abstract

The eastern limestone cliff of Mount Néron (French Alps) was the theatre of two medium-size rockfalls between summer and winter 2011. On 14 August 2011, a ~2,000 m³ rock compartment detached from the cliff, fell 100 m below and propagated down the slope. Although most of the fallen rocks deposited in the upper part of the slope, about 15 meter-size blocks were stopped by a ditch and an earthen barrier after a runout of 800 m. An unstable overhanging ~2,600 m³ compartment remained attached to the cliff and was blasted on 13 December 2011. During this artificially triggered event, 7 blocks reached the same ditch, with volumes ranging from 0.8 to 12 m³.

A semi-permanent seismic array located about 2.5 km from the site recorded the two events, providing a unique opportunity to understand and to compare the seismic phases generated during natural and artificially triggered rockfalls. Both events have signal duration of ~100 s with comparable maximum amplitudes recorded at large distances (computed local magnitude of 1.14 and 1.05, respectively), most of the energy lying below

20 Hz. Remote sensing techniques (photogrammetry and *LiDAR*) were employed before and after the provoked rockfall, allowing the volume and fracturing to be characterized. This event was filmed by two video cameras and the generated ground motions were recorded using two temporary 3C seismic sensors and 3 seismic arrays deployed at the slope toe.

Movie and seismogram processing provided estimates of the propagation velocity during the successive rockfall phases, which ranges from 12 m.s^{-1} to 30 m.s^{-1} . The main seismic phases were obtained from combined video and seismic signal analyses. The two most energetic phases are related to the ground impact of fallen material after free-fall, and to individual rock block impacts into the ditch and the earthen barrier. These two phases are characterized by similar low-frequency content but show very different particle motions. The discrete element technique was tested to model rock blocks propagation due to the provoked rockfall. The initial velocity field, the resolution of the topography model and the definition of parameters in the contact laws were found of critical importance for matching the observed propagation characteristics.

9.3 Introduction

The Mount Néron is located 5 km NW of Grenoble (Isère, France), at the southern end of the Chartreuse carbonate massif (fig. 9.1a). The upper layer of its eastern slope is 150 m high (between 1,150 and 1,300 m in altitude), composed of lower-Urgonian massive limestone (fig. 9.1b). Below the cliff, a 40° inclined slope (1,150 m? 600 m) is first covered by scree deposits overlying marly limestone, as its lower part shows gentle slope with marl outcrops (Gidon et Arnaud 1978). In summer 2003, *SAGE* engineering office detected a $4,700 \text{ m}^3$ unstable rock column in the limestone cliff, between 1,210 m and 1,260 m altitude (figs. 9.2a and b, Fabre et al. 2013). A field structural analysis of the cliff revealed that the back of the unstable column is bounded by a potential sliding plane (*F1*) striking $\text{N}10^\circ$, $53\text{--}61^\circ\text{SE}$, while the bedding (*S0*) strikes $\text{N}15^\circ$ and dips 45°W inwards (table 9.1). Two families of fractures (*F2* and *F3*) striking $\text{N}70^\circ$ and $\text{N}125^\circ$ were identified in the rock mass, with dips ranging from 80°S to vertical and 70°N to vertical, respectively. These discontinuities divide the column in many compartments, with the five larger of them reaching 200 to 2000 m^3 .

	Field analysis		Stereoscopic analysis	
	Strike ($^\circ$)	Dip ($^\circ$)	Strike ($^\circ$)	Dip ($^\circ$)
<i>S0</i>	$\text{N}15$	45W	$\text{N}05$	30W
<i>F1</i>	$\text{N}10$	$53\text{--}61\text{SE}$	$\text{N}0$	60E
<i>F2</i>	$\text{N}70$	$80\text{--}90\text{S}$	$\text{N}87$	80S
<i>F3</i>	$\text{N}125$	$70\text{--}90\text{N}$	-	-

TABLE 9.1 – Mean discontinuity orientation revealed by field (left column) and stereoscopic (right column) stereographic analyses.

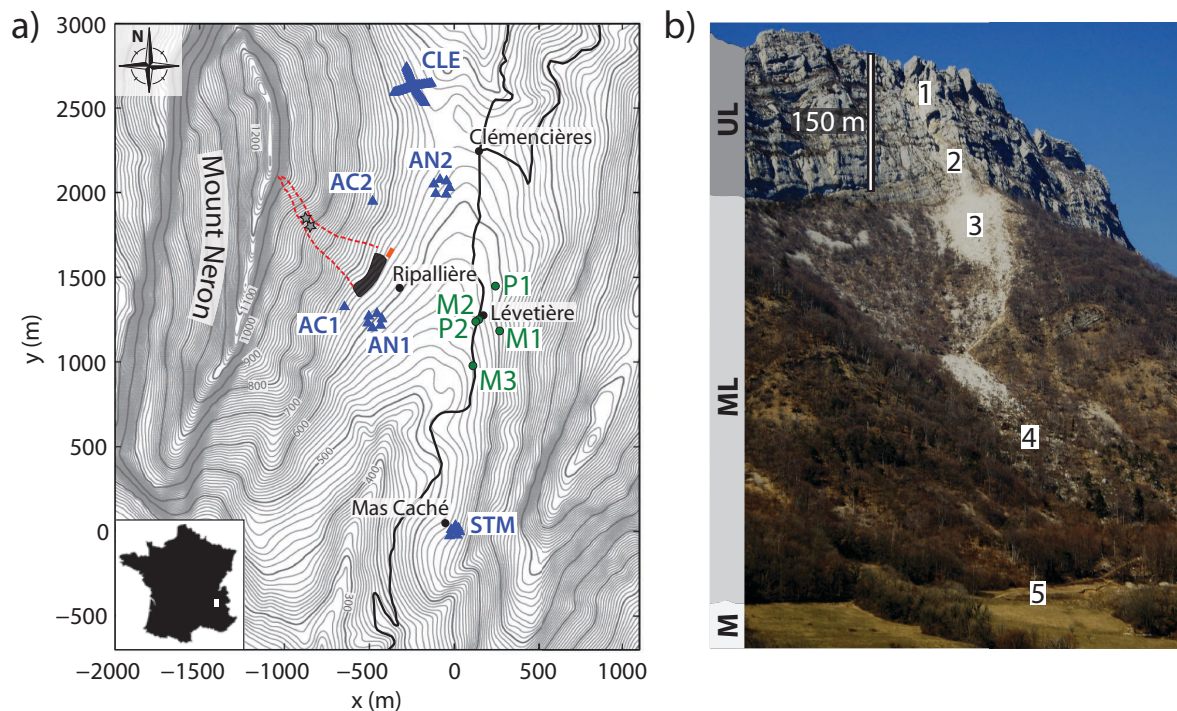


FIGURE 9.1 – a) Situation map. The topography is shown by grey contour lines and the major roads are marked with black thick lines. Black dots point out the hamlets. The red dashed line demarcates the rockfall propagation zone for the provoked event. The footprint of the ditch-earthen barrier is marked out with the dark grey polygon, and the flexible rockfall barrier is shown by the thick orange line. Blue triangles point out the seismic sensors. The green dots indicate the location of cameras used for photogrammetric analysis ($P1$ and $P2$) or event shooting ($M1$ to $M3$). The two grey stars show the location of the block bounces studied in section 9.6.4. b) Picture of the Mount Néron taken from the southeast (Mas Caché) after the provoked event, with Urgonian limestone (UL), marly limestone (ML) and marls (M) indicated. (1) rockfall scar (light grey), (2) zone of mass impact in the lower part of the cliff, (3) scree deposits, (4) forest and (5) ditch and earthen barrier system.

A geotechnical study conducted in 2004 showed that the Ripaillère hamlet (70 inhabitants) was directly threatened by potential rock falls (fig. 9.1a). Consequently, four extensometers and one tiltmeter were installed in summer 2006 to monitor the movements of the rock column. The measurements were continuously recorded and transmitted to an alert center at the *SAGE* engineering office, which was in charge of the monitoring. In 2007, a ditch and a 9 m high by 300 m long earthen barrier were built up at the toe of the slope to protect the hamlet (grey patch in fig. 9.1a). From 2006 to 2011, the extensometer installed in the lower part of the unstable column (E1, fig. 9.2c) exhibited a steady displacement trend disrupted by some crises, which were sometimes associated with small rockfall events. Following a period of heavy rainfalls (130 mm over nine days), a strong acceleration in displacement occurred between the 22/07/2011 and 28/07/2011 (figs. 9.2c and d), with a velocity reaching 12 mm/day before decreasing to 3 mm/day. However, between the 07/08/2011 and 13/08/2011, centimetric daily opening rates were

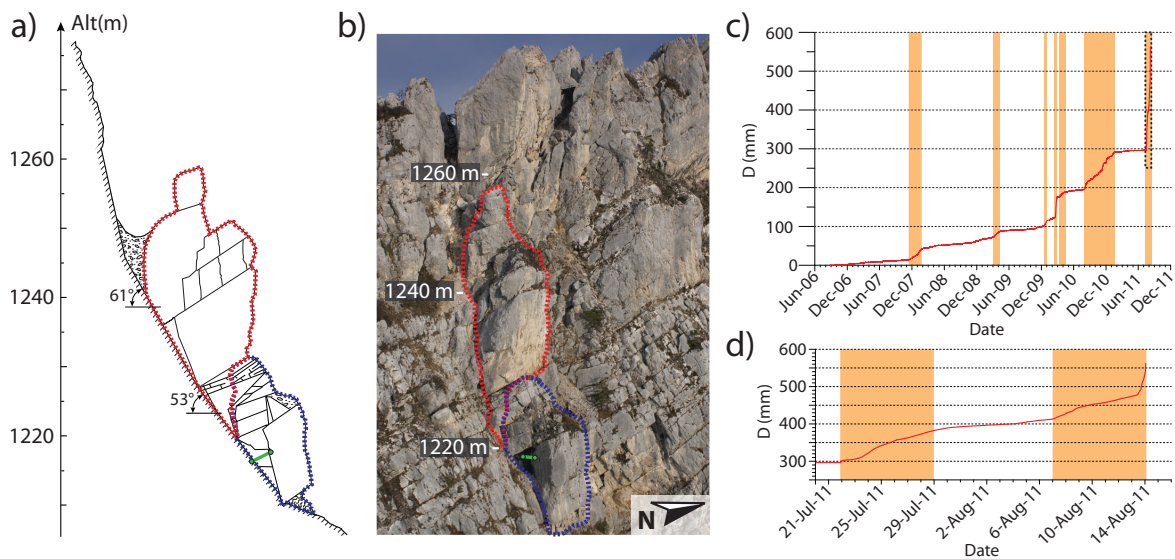


FIGURE 9.2 – a) 2D schematic cross-section of the unstable column. The cliff is indicated with the hatched line, discontinuities are shown with black lines. b) Picture of the unstable rock column before the two rockfalls, taken from the South-East. Altitude is given with the white marks. For (a) and (b), blue and red dashed lines demarcate the natural and blasted compartments, respectively. The location of the extensometer *E1* installed between the rock mass and the lower part of the unstable column is shown by the green line. c) Displacement versus time measured by *E1*, from the set up in summer 2006 until the natural rockfall on 14/08/2011 (red curve). The black dashed rectangle shows the extent of zoom (d). d). Zoom of (c) between 20/07/2011 and 14/08/2011. For (c) and (d), the crises periods are outlined in orange.

once again reached, with peaks close to 50 mm/day on the 13/08/2011. In the evening of the same day, authorities decided to preventively evacuate the hamlet. After an additional 30 mm displacement, a rockfall occurred at 02 : 30 am Coordinated Universal Time (*UTC*) on the 14/08.

Only the 2,000 m³ lower part of the column (demarked with the dashed blue line, figs. 9.2a and b) detached from the cliff, free fell about 100 m below and propagated down the slope. Although most of the fallen rocks deposited in the upper part of the slope, about 15 meter-size blocks (3 to 10 m³) were trapped in the ditch (fig. 9.3d) after a runout of 800 m. The 2,700 m³ upper compartment of the rock column (circled with the red dashed line in figs. 9.2a and b) remained attached to the cliff. Owing to its low residual stability, the decision was taken to blast it. An additional 60 m long, flexible rockfall barrier was built at the northern extremity of the earthen barrier to extend the protection area (orange dash in fig. 9.1a). Seismometers, video and photographic cameras were deployed in the area to record the artificially triggered rockfall. The blasting, operated by *Hydrokarst* company, occurred on the 13/12/2011. This provoked rockfall offered a unique opportunity to improve our understanding on the kinematics of rockfalls and on the seismic phases generated by both artificial and natural rockfall events occurring at

the place with comparable rock mass volume. Besides seismic sensors and video cameras, aerial *LiDAR* (Light Detection And Ranging) acquisitions were made before and after the event. Video shots and seismic signals were jointly interpreted to characterize the chronology of the successive rockfall phases and to assess the values of the blasted volume and the falling rock velocities. 3D modeling of the rockfall was also performed in order to highlight the key parameters controlling the propagation.

9.4 The artificially triggered rockfall

9.4.1 Description of the event

The remaining 2,700 m³ unstable compartment (delineated with the red dashed line, figs. 9.2a and b) was blasted on the 13/12/11 at 2 : 01.55 am *UTC*, using 400 kg of explosives. As seen in figure 9.3a, the size of cut up blocks strongly varies, from centimetric to metric scale. The largest blocks are located at the bottom of the compartment, owing to a larger spacing between the blasting boreholes. From video shots, several phases of the rockfall could be identified and time-referenced (fig. 9.3e). The blasted volume (spot 1 in fig. 9.1b, fig. 9.3a) free-fell during 3 to 6 seconds before impacting the ground at the toe of the cliff (spot 2) and the top of the rocky scree (spot 3) about one second later. Smaller blocks dropped continuously from the cliff during about 30 s. Simultaneously, the main fallen rock mass propagated down the scree slope, generating a dense aerosol. Similarly to what happened during the natural rockfall, most of the fallen volume deposited in the upper scree area. Only a few large blocks propagated downwards across the forest (spot 4 in fig. 9.1b), bouncing on the ground and felling trees. Seven meter-size blocks (0.8 to 12 m³) reached the toe of the slope and were stopped by the ditch-earthen barrier system (spot 5 in fig. 9.1b and fig. 9.3d). One of them (block 6 in fig. 9.3d) broke into two pieces when impacting the upper rock wall of the earthen barrier (fig. 9.3c), about 45 s after the initial blast. Another block propagated further north in the slope (fig. 9.3b), and ended in the rockfall flexible barrier (orange line in fig. 9.1a). There was no sign of movement on the videos later than 90 s after the blast.

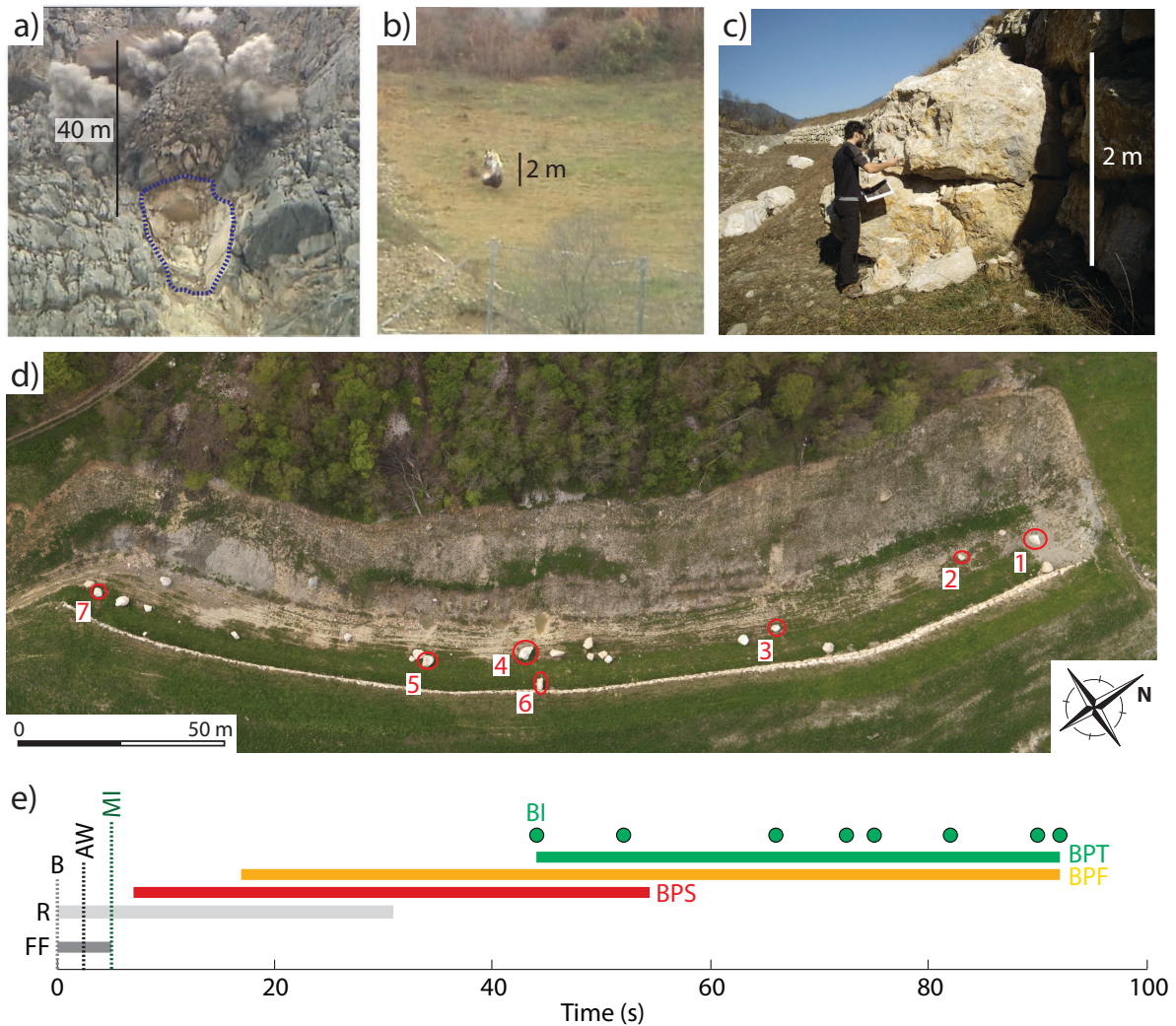


FIGURE 9.3 – Pictures of the different phases of the blasting event. a) Initiation phase. Picture of the unstable remaining $2,600 \text{ m}^3$ just after its blasting. The blue dashed line show the footprint of the previous natural rockfall. b) Propagation phase. Picture of a 3 m^3 isolated block that propagated down the slope into the flexible rockfall barrier, visible at the bottom right. c) Deposit phase. Picture of block n°6 (*c.f.* fig. 9.3d) that split into two parts when impacting the rock-reinforced uphill side of the earthen barrier. d) Deposit phase. Picture taken on the 10/05/2012, after the natural and provoked rockfalls. The 15 blocks from the natural event are not numbered, with volumes ranging from 3 to 10 m^3 . The blocks generated by the provoked event are circled in red and numbered from 1 to 7, with volumes of 3, 0.8, 4, 12, 9, 9 and 4 m^3 , respectively. e) Chronology of the provoked rockfall derived from the video shots. From the left to the right : blast (*B*), free-fall (*FF*), air wave (*AW*), main mass impact (*MI*), rocks falling from the cliff (*R*), block propagation in the scree (*BPS*), in the forest (*BPF*), at the toe of the slope (*BPT*) and block impacts in the ditch-earthen barrier (*BI*).

9.4.2 Instrumentation

A permanent seismic array (*STM*, 9.1a) located about 2.5 km southeast from the site, recorded both the natural and the provoked rockfalls. This array is made up of 6 vertical short-period (2 Hz) sensors with one three-component (3C) seismometer at the center. Two additional short-period 3C sensors (*AC1* and *AC2*); two 6 channel, vertical sensors arrays (*AN1* and *AN2*) and one 48 channel, 4.5 Hz vertical geophone array (*CLE*) were also deployed at the toe of the slope, to record the provoked rockfall (see location in 9.1a).

Photographs of the cliff were taken both before and after the provoked event from spots *P1* and *P2* (fig. 9.1a), in order to carry out photogrammetric analysis. A *Canon EOS 5D Mark II* digital camera with 21.1 megapixel resolution was used in combination with an *Electro Focus 135mm f/2L Ultra Sonic Motor* lens. Despite the large distance to the rock cliff (more than 1,000 m), it provided a good sharpness, contrast, and color rendition. A laser range finder was used to pin control points on the rock cliff for geo-referencing the photographs. A *Canon EOS 500D* digital camera with 58mm lens was installed at *M1* (fig. 9.1a) to shoot the whole propagation of the blasting event, providing 25 frames/second, 1920x1080 pixels movies. In addition, one pair of similar digital cameras was installed about 40 m lower in altitude to get the trajectories of the fallen blocks (*M2* and *M3*, fig. 9.1a). The position of all the instruments was determined by *GPS*.

Aerial *LiDAR* acquisitions were conducted both before and after the provoked event, to obtain a high-resolution *DSM* (Digital Surface Model) of the site. The first scan was conducted by *Sintegra* company on 29/09/2011 with a *Riegl* 2D laser scan *LMS-Q560* brought together with an Inertial Measurement Unit (*IMU*) *IXSEA* and a dual frequency *GNSS* receiver. The scan after the blast was acquired on 27/04/2012, using *Hélimap System* composed of a *Riegl* 2D laser scan, a *Hasselblad* digital camera, an *iMAR IMU* and a dual frequency *GNSS* receiver.

9.4.3 Volume estimation

The volume of the artificially triggered rock compartment was estimated using the aerial *LiDAR* scans and photographic images. *LiDAR* point clouds of the site area (0.7 km²) acquired before and after the provoked rockfall were treated using *3DReshaper* software (www.technodigit.com). The points corresponding to the ground and cliff surface were kept, filtering points with low reflectivity coefficient (reflections on the vegetation) and manually rejecting aberrant points. The 2.4 million point large cloud was meshed with 469,611 triangles. The blasted volume was determined by subtracting the *DSM* before (dark gray) and after the blast (light gray, fig. 9.4a), leading to a 2,570 m³ estimation. Two close views of the blasted column are shown in fig. 9.4b and c. Detailed 3D image was also obtained by processing stereographic pairs of photographs using *Sirovision* software ([CSIRO 2010a](#)), and was geo-referenced within the local coordinate system using control points on the rock slope. The cameras were positioned to obtain a baseline ratio between camera positions and the distance to the face of 1 : 7 or 1 : 6.

Adjusting the 3D images collected before (dark grey) and after (light grey) the blast, the software calculates the volume difference and the displacement variation into the selected area (fig. 9.4d and e). The blasted volume was estimated at $2,380 \text{ m}^3$, which is consistent with the volumes estimated by the consulting *SAGE* company ($2,700 \text{ m}^3$) and determined from *LiDAR* data ($2,570 \text{ m}^3$). In this case, the aerial *LiDAR* provided finer topography than the photogrammetric technique due to shorter measurement distance, better coverage and higher density of points. However, the photogrammetric technique offers the advantage to be much less expensive and more flexible.

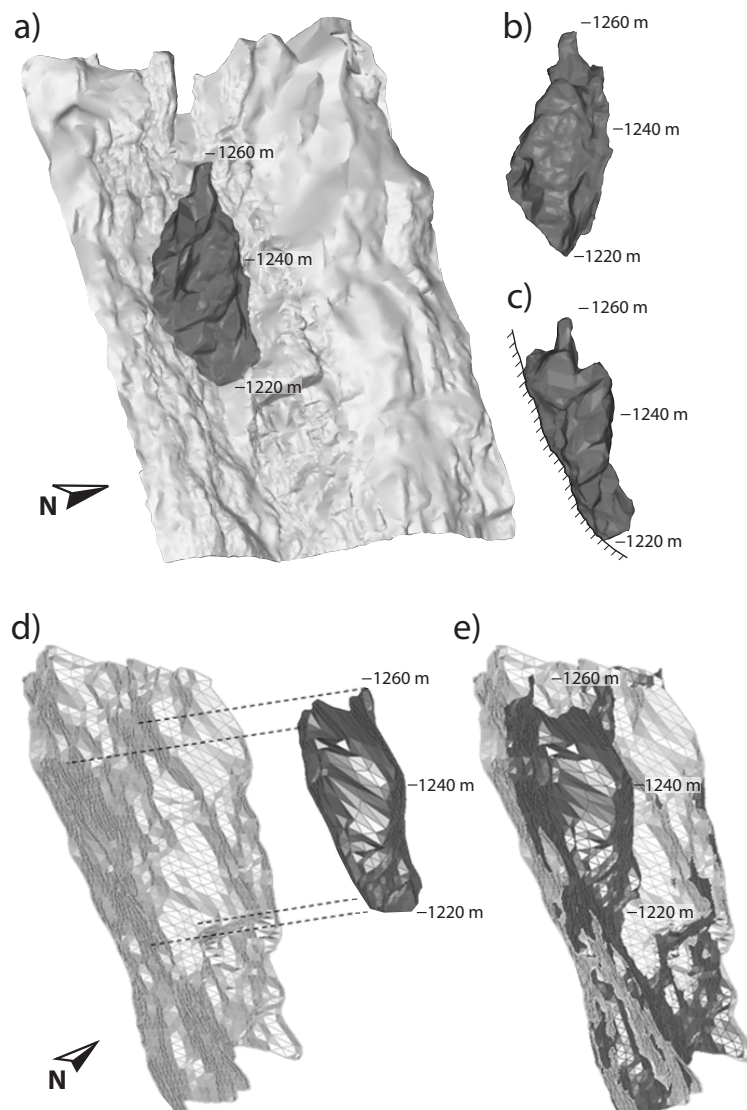


FIGURE 9.4 – a) *DEM* before and after the blasting (in dark and light gray, respectively). Views of the unstable compartment (b) from East to West and (c) from South to North with the elevation shown by the black marks. The hatched line draws the cliff section in (c). d) 3D images collected before (dark grey) and after (light grey) the blasting event. e) *Sirovision* model with superimposition of the 3D images for volume determination.

9.4.4 Discontinuity pattern

Structural features of the cliff were extracted from the 3D digital image taken after the provoked rockfall, using the Sirojoint software (CSIRO 2010b). The planes to process for discontinuity orientation characterization are manually selected (colored areas in fig. 9.5a), and the corresponding poles of each facet are shown by colored triangles on a stereographic diagram (fig. 9.5b), using Wulff lower hemisphere projection. Three sets of discontinuities were identified, and the average pole (square marker) and average plane (circle line) for each family are drawn in figure 9.5b and listed in table 9.1. The bedding ($S0$, in green) strikes N353-N11° with 19-53°W inward dipping (mean N05°, 30°W), while the two fracture sets $F1$ (blue) and $F2$ are oriented N322-24°, with a dip of 53-73°E (mean orientation : N0°/ 60°E) and N84-N93°, with a dip of 77-86°S (mean orientation : N87°/80°S), respectively. These measurements are in good accordance with the structural analysis from *SAGE* consulting company (see table 9.1 for comparison). However, the fracture set $F3$ observed on field on the outcrops was not identified by the photogrammetric analysis. The limiting factors appear to be the resolution of the 3D images and their manual processing, potentially leading to less accurate or fragmentary structural information. Nevertheless, the photogrammetric technique showed its ability for retrieving the main discontinuity pattern of the cliff, even from such remote viewpoint : over 1 km in this case.

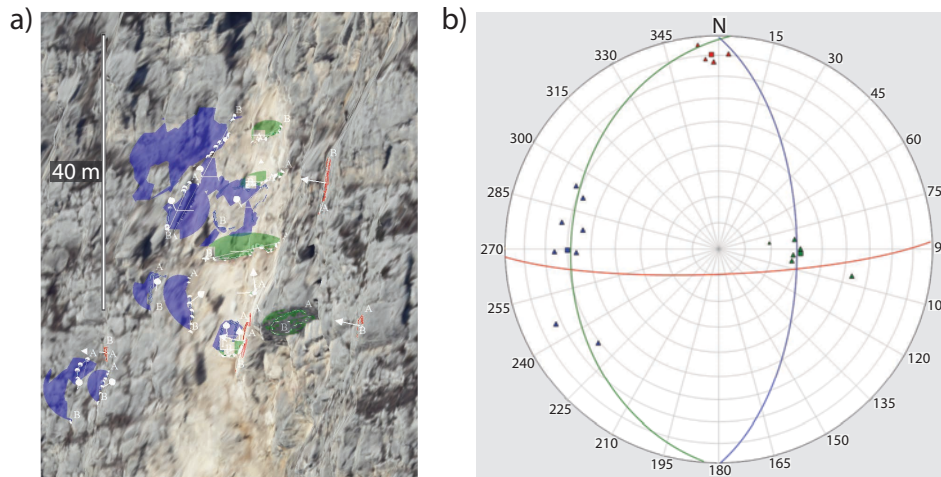


FIGURE 9.5 – a) 3D picture of the cliff after the provoked rockfall. The planes manually selected for discontinuity orientation characterization are shown with the colored areas, along with their respective normal vector (white arrow). The mean cliff plane strikes N15°. b) Stereographic diagram of (a) using Wulff lower hemisphere projection. The pole of each facet is shown by a triangle, whereas the average pole is pointed out with a square marker. The average plane is drawn with a circle line. The bedding ($S0$, in green) as well as $F1$ (blue) and $F2$ (red) fracture sets are retrieved.

9.5 Seismic signal analysis and event identification

Figure 9.6 shows the seismograms and spectrograms of the vertical component recorded by seismic station *STM* (2.5 km away) for both the natural (a) and artificially triggered (b) rockfalls. While the volume estimated for the second event (2,570 m³) is a slightly larger than for the first one (2,000 m³), the peak amplitude of the seismograms and the signal duration (~ 100 s) are close for the two events. The envelope of the first signal is smoother (fig. 9.6a), with a progressive rise in amplitude. The highest amplitude is observed about 10 seconds after the first wave arrival, and then the amplitude decreases and remains roughly constant for 50 seconds, with some seismic pulses. For the triggered event (fig. 9.6b), there is an impulsive start followed by a spike seven seconds later, owing to the acoustic waves generated by the explosion. For times between 15 and 40 seconds, the signal amplitude is slightly smaller than for the natural event. There is a clear peak at 45 seconds after the shot, synchronously with the first blocks impacting the toe of the slope. Both natural and artificially triggered event spectrograms show an irregular envelope (fig. 9.6c and d), with some energetic seismic pulses that probably result from multiple sources and the propagation of different waves (Deparis *et al.* 2008b; Dammeier *et al.* 2011). Most of the energy lies below 20 Hz. Excluding the acoustic waves, the main energetic phases in the signals are the ground impact following the free fall and later events which could correspond to impacts of rock blocks at the slope toe. This issue is discussed below by comparing close seismograms and the videos.

Figure 9.7 shows the seismic signals and spectrograms of the vertical component recorded for the artificially triggered rockfall by stations *AC1* (a, c) and *AC2* (b, d). The signal amplitude is generally larger for station *AC2*, which is located closer to the shot. The seismic phases are interpreted in the light of the event sequence determined from video shots (fig. 9.3e). Both signals show an impulsive start and high amplitudes for the first two seconds (arrow 1 in fig. 9.7), associated with the blasting. The high-frequency acoustic wave arrives about 3 seconds after the shot (arrow 2), followed by the large impact of the fallen mass at the base of the cliff beginning about 3 seconds later (arrow 3). There is a clear decrease in signal amplitude for times between 15 and 30 seconds (arrow 4), when the rock mass propagates down the rocky scree, the latter acting probably as a mattress and attenuating the seismic waves transmitted into the ground. The amplitude then rises gradually from 30 to 45 s (arrow 5), especially on *AC1* located at the toe of the slope. This probably results from seismic source movement, as the blocks propagate downwards and approach the sensors. At station *AC1*, the largest amplitude in the seismogram is observed 45 seconds after the shot (arrow 6). It corresponds to block 6 that hit the uphill rock reinforced wall of the earthen barrier (fig. 9.3c and d). This seismic peak is also visible at *AC2*, but is weaker due to greater source-sensor distance. Several pulses with large amplitudes (notably for *AC2*) occur from 60 to 90 seconds (arrow 7) and are associated with the late propagation of blocks along the slope, predominantly in its northern part. Finally, seismogram amplitudes for both sensors decrease rapidly for times greater than 90 s, in good accordance with the videos. For times later than 15 s, spectrograms (fig. 9.7c and d) show an overall triangular shape

that has been commonly observed in rockfalls and snow avalanches (Suriñach *et al.* 2005; Vilajosana *et al.* 2008) and related to material propagation effects. The energy lies mainly in a frequency range between 1 and 50 Hz, which is higher than that recorded by *STM* because of less attenuation at stations closer to the source. For the two main dominant phases, the energy mainly lies in the 1-20 Hz frequency range, with spectral peaks between 2 and 6 Hz (fig. 9.7c and d).

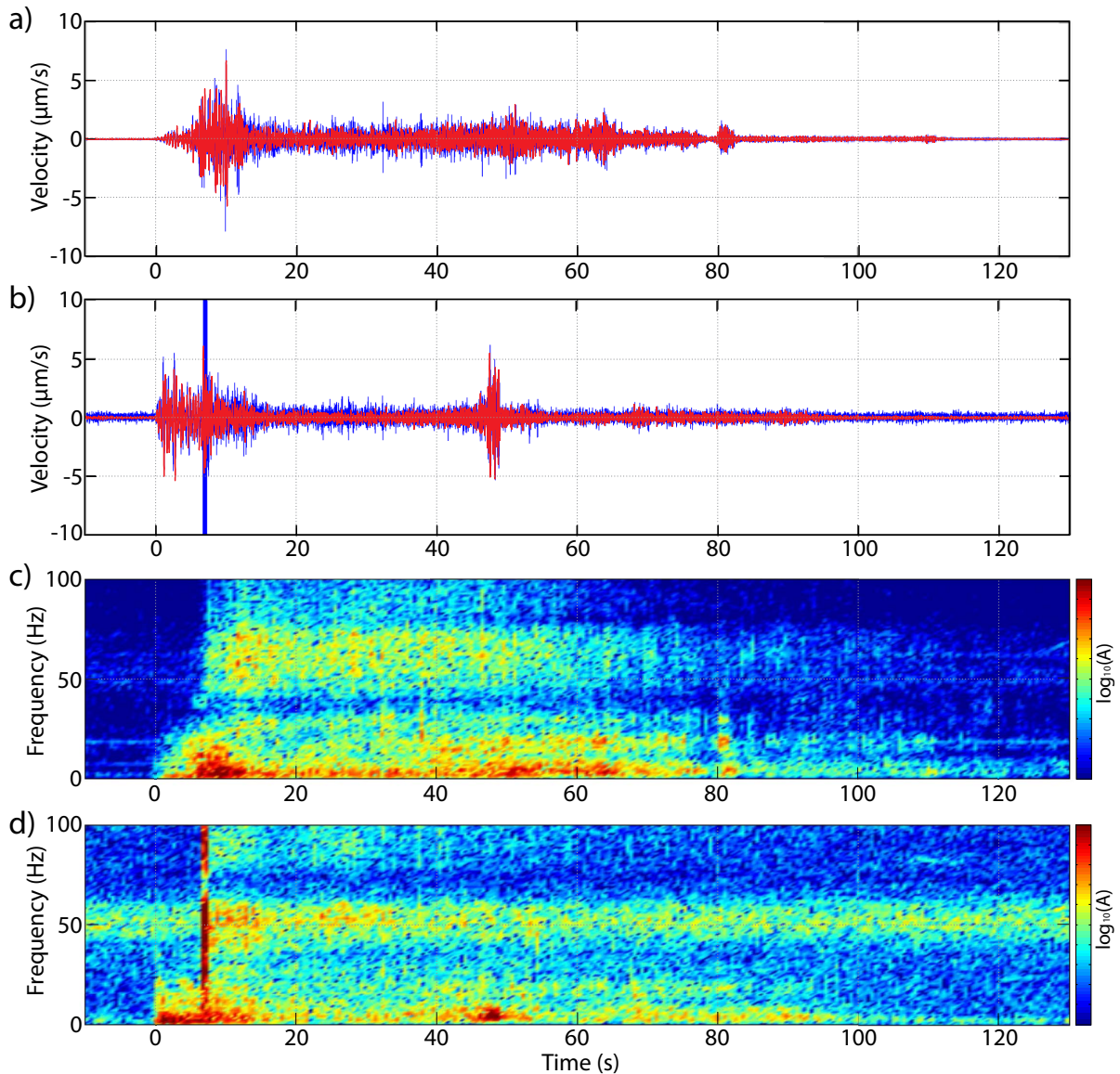


FIGURE 9.6 – Seismograms (a,b, in blue) and spectrograms (c,d) of the vertical component seismic signals recorded by station *STM* for the natural (a,c) and artificially triggered (b,d) rockfalls. The seismograms filtered in the 1-20 Hz range for magnitude estimation are shown in red. Spectrograms are computed using a fast Fourier transform of 256 samples and are shown using the same logarithmic color scale for both events.

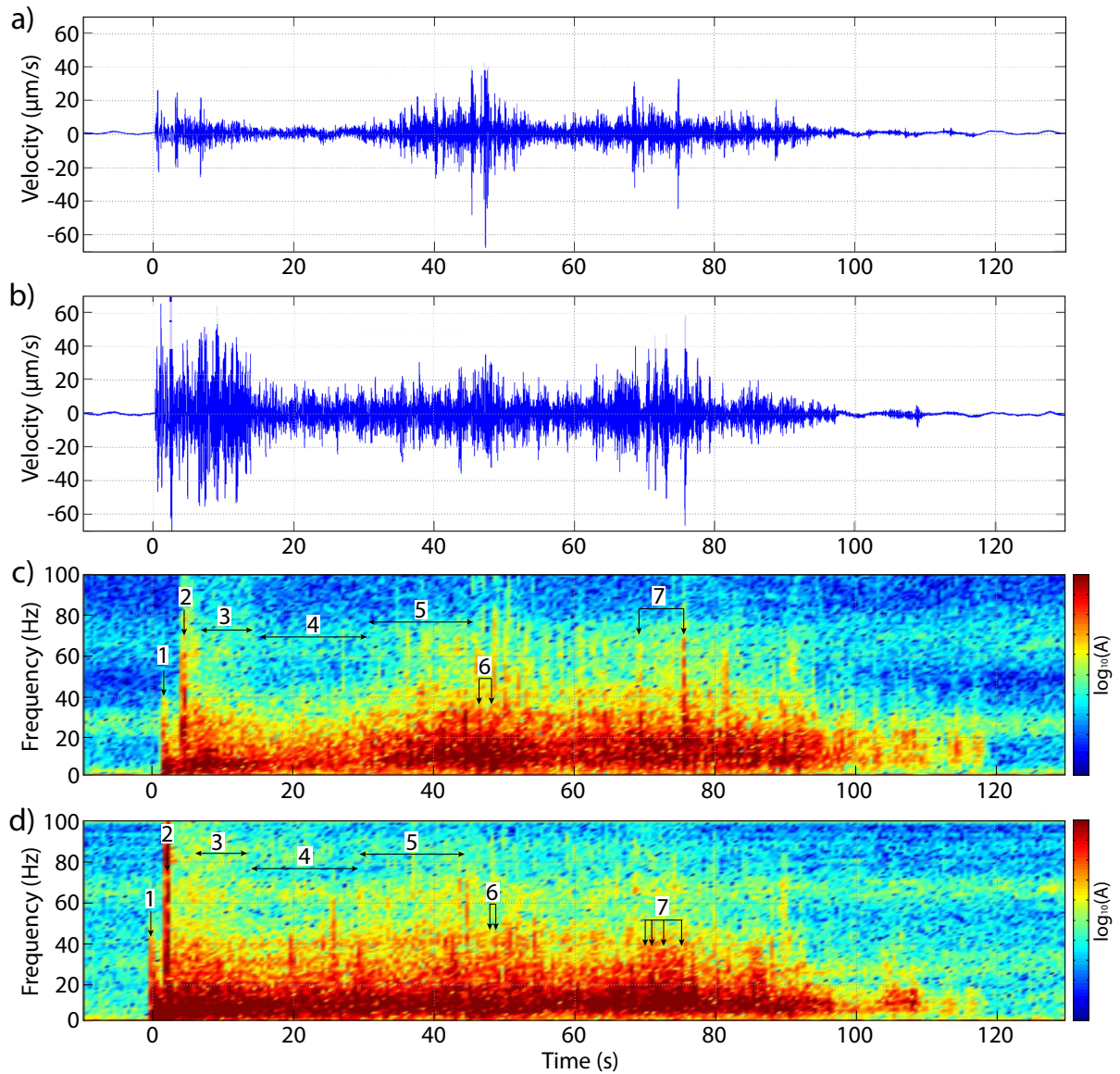


FIGURE 9.7 – Seismograms (a,b) and spectrograms (c,d) of the vertical component seismic signals recorded by station *AC1* (a,c) and *AC2* (b,d) for the artificially triggered rockfall. Spectrogram is computed using a fast Fourier transform of 256 samples and is shown using the same logarithmic color scale for both stations.

9.6 Event characterization and localization

9.6.1 Magnitude

The magnitude of the natural and provoked rockfalls was estimated from the peak amplitude of the seismic signals detected at seismic station *STM*, located about 2.5 km south from the shot. The relation between distance, peak amplitude and magnitude pro-

posed by Lacroix et Helmstetter (2011) for the Séchilienne rockslide (located 20 km away) was employed. This relation was calibrated using magnitudes computed by *SISMALP* seismic network for regional earthquakes (<http://sismalp.obs.ujf-grenoble.fr>). The shots performed at Séchilienne for tomographic purposes were also used to better constrain this relation for short distances. The magnitude is computed from the peak amplitude A (in $\mu\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) of the signal filtered between 1 and 20 Hz (fig. 9.6) and from the distance d (in km) to the source using the relation $M = \log_{10}[A \cdot \exp(d/d_0)/dn]$, with $n = 0.95$ and $d_0 = 151$ km. The magnitude is 1.14 for the natural event and 1.05 for the triggered one, considering the peak amplitude generated by the impact of the mass on the ground ($t \approx 6$ to 10 s, fig. 9.6). These values are in good agreement with values of magnitude and volumes reported by Deparis et al. (2008b) for other rockfalls in the French Alps.

Applying the magnitude (M) - seismic energy (E_s) relation $\log_{10}(E_s) = 1.5M + 4.8$ (Kanamori 1977) gives $E_s = 3.2 \cdot 10^6$ J and $2.4 \cdot 10^6$ J for the natural and provoked rockfall, respectively. Assuming that the potential energy E_p of the fallen mass is fully converted into kinetic energy E_k during free fall, the ratios between the seismic energy released by the impact and the kinetic energy are $8 \cdot 10^{-4}$ and $4.7 \cdot 10^{-4}$ for the natural and provoked events, respectively. These values lie in the conversion ratio range (10^{-3} to 10^{-5}) computed by Deparis et al. (2008b) for ground impacts of ten selected rockfalls. Magnitude was also computed for the impact of block 6 into the earthen barrier ($t \approx 45$ s, fig. 9.6) from the provoked rockfall seismogram recorded at station *STM*, leading to $M = 0.98$. Applying the same magnitude - seismic energy relation yields $E_s = 1.9 \cdot 10^6$ J.

9.6.2 Polarization study for the main identified events

For the provoked rockfall, polarization analysis was conducted on the seismograms in order to identify the nature of waves (compressional, shear or surface waves) recorded by the 3C sensors. The ground impact following free fall and the impact of block 6 into the earthen barrier, which are the two main energetic phases in the signal, were studied. Signals from *AC1* and *AC2* were windowed and band-pass filtered in the 2-6 Hz range, where most of the energy lies (see fig. 9.7c and d). Figure 9.8 shows the particle motion at the two stations *AC1* (a, b) and *AC2* (b, c). The signal generated by the impact of the mass on the ground after free-fall (a and c) shows a complex pattern, with no specific polarization whatever the visualization plane, probably due to multiple impacts and complex seismic paths. In contrast, the signals generated by the impact into the earthen barrier (b and d) exhibit strong linear ground motion at both sensors. At *AC2*, the movement is purely horizontal and predominantly oriented along the East-West direction, whereas there is a slight vertical component of motion at *AC1*, with vibration striking ESE-WNW. These linear mainly horizontal ground motions appear perpendicular to the source-sensor path in the horizontal plane (fig. 9.9a). Simulations of wave propagation are carried out in section 9.8 to better understand the origin of such polarization pattern.

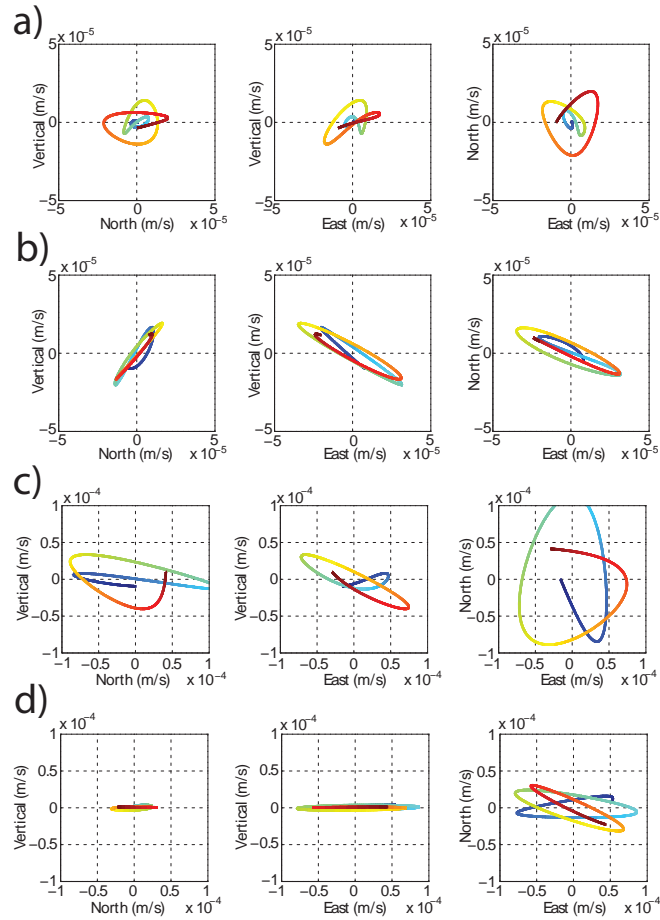


FIGURE 9.8 – Polarization analysis using the 3C sensors *AC1* (a and b) and *AC2* (c and d) for both the impact at the toe of the cliff (a and c) and the impact of block 6 into the earthen barrier (b and d). The particle motion is shown by the continuous line, whose color indicates the time (from blue to red). The axes show the motion velocity in the Vertical, North or East direction.

9.6.3 Location of seismic sources

The beam-forming method of [Lacroix et Helmstetter \(2011\)](#) is applied to locate the seismic source. This method has been developed for locating seismic sources when the first arrival is difficult to pick with precision. In this method, the position of the source is inverted by maximizing the temporal correlation between all traces after shifting each trace by the travel time. The inversion starts with a grid search with a cell size of 100 m. For each grid point, the travel times between this point and all sensors are computed. The traces are then shifted in time by this travel time, and the average weighted correlation between all couples of traces is computed. The weight associated with each couple of traces decreases with the distance between sensors, to give more weight to nearby sensors with a better inter-trace correlation. The weights were also tuned so that each seismic antenna has the same weight, otherwise the results would be controlled mainly by station

CLE, which has 48 channels compared with 6 for stations *AN1* and *AN2*. The grid point with the largest correlation is then used as the initial point for a simplex optimization of inter-trace correlation. Although the seismic velocity is likely very heterogeneous, a uniform velocity is assumed for simplicity and fixed to 2000 m.s^{-1} for seismic waves and 340 m.s^{-1} for acoustic waves.

This method was applied to different time windows, first using the first 2 seconds of the seismic signals filtered in the range 5-40 Hz, corresponding to the shot. The estimated source is located 280 m to the west of the actual location. The location uncertainty can be estimated from the area where the correlation is within 5% of the peak correlation (blue contour in fig. 9.9a). In this case, the uncertainty is 570 m. This limited resolution is due to the weak correlation between signals and to heterogeneities of seismic wave velocities. The same method was then applied to acoustic waves produced by the explosion. The signal was selected in the time window between 2.65 and 3.85 seconds after the shot, and filtered in the range 20-80 Hz to remove lower frequency P and S waves. In this case, the estimated location is very close to the actual one, the error location is of 22 m and the estimated uncertainty is 32 m (magenta contour in fig. 9.9a). The accuracy is much better for acoustic waves because the air velocity is much more uniform, even if the correlation quality between traces is similar for acoustic and seismic waves.

Finally, a sliding time window of 2 seconds was used, covering the full duration of the seismic signal. The velocity was still fixed to 2000 m.s^{-1} and the signal was filtered between 5 and 40 Hz. Because of the limited resolution of the method, the source location was imposed along the mean path of the rockfall (dashed black line in fig. 9.9a). For each time window, the point that maximizes the inter-trace correlation between traces is computed. The estimated sources are shown as colored points (fig. 9.9a). Figure 9.9b presents the distance d along the path from the shot point as a function of time (top), with a simplified chronology of the provoked rockfall phases from videos (bottom). During the first 30 s of signal, several sources are located very close to the shot ($d \sim 0 \text{ m}$). They are probably generated by the blast (*B*, fig. 9.9b) and by the blocks continuously falling from the cliff (*R*). Then (15-55 s), the shot-source distance linearly increases with time from $d = 0$ to approximately 1,000 m, with an average velocity of 20 m.s^{-1} . This phase corresponds to the rockfall propagation in the scree (*BPS*) and in the forest (*BPF*) spotted on the videos. After this $\sim 55 \text{ s}$ time limit, the source location is relatively stable with some scattering. It matches the time when the seven meter-size blocks arrived at the toe of the slope (*BPT*) and were trapped in the ditch-earthen barrier. Although there were still blocks propagating on the upper part of the slope, the seismic signal is likely dominated by the propagation front, which is closer to the seismic sensors. The seismic network remained in operation for three days after the shot. The continuous seismic signal recorded by stations *AN1* and *AN2* were analyzed using the automatic detection method of Helmstetter et Garambois (2010), which is based on the spectrogram of the signal. During this time, only one rockfall event was detected, which occurred on the 13/12/2011 at 11 : 50 pm UTC, i.e. 9 hours after the shot. The seismic signal amplitude of this event (ground impact) at station *AN1* was 140 times smaller than the provoked rockfall.

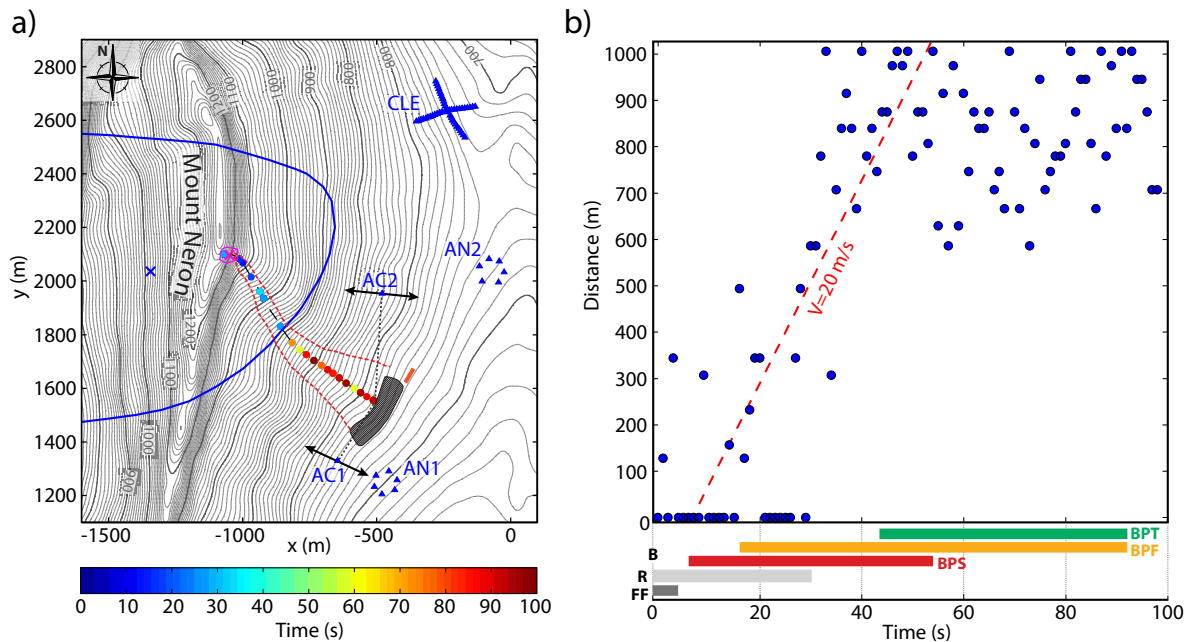


FIGURE 9.9 – a) Seismic source location estimated from the seismic signal using either the first 2 seconds of the signal (blue cross) or the acoustic waves produced by the explosion (magenta cross). The location uncertainties are shown by the blue and magenta contours. The colored circles illustrate the propagation of the source, using a 2 s long sliding time window, constrained on the mean rockfall path (black dashed line). Time ranges between the shot (in blue) until 100 seconds later (dark red). Similarly to fig. 9.1a, blue triangles show the seismometers, the hatched grey contour indicates the earthen barrier and the red dashed line represents the area of provoked rockfall propagation. The black double arrows show the direction of ground motion polarization for the impact of block 6 into the earthen barrier (see fig. 9.8b and d). The grey dotted line points out the source-sensor path. b) Top : Estimated source location of the seismic signal (blue points), computed every 2 seconds since the shot. The source is imposed to be along the main propagation path shown as a black dashed line in (a). The distance (d) is measured from the shot location, along the main propagation path. The red line is a linear fit for the first 50 seconds of the signal giving an average propagation velocity of $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Bottom : Simplified chronology of the provoked rockfall from the video shots (see fig. 9.3e). From the left to the right : blast (B), free-fall (FF), rocks falling from the cliff (R), block propagation in the scree (BPS), in the forest (BPF) and at the toe of the slope (BPT).

Under the hypothesis that these two events originate from the same area of the cliff, we can estimate the volume of the second event from the magnitude of the seismic signal. Assuming that the seismic moment is proportional to the rockfall volume, and that the seismic moment scales with magnitude M as $10^{1.5} M$ (Hanks et Kanamori 1979), the volume of the second event is estimated to about 1.5 m^3 . This value agrees with the field observations made on the cliff scar (*SAGE* consulting company, personal communication). These results indicate the ability of seismic arrays for monitoring rockfalls and estimating the fallen volumes.

9.6.4 Estimation of the block and mass velocities from the videos

The video shots were processed in order to assess the block velocities during the fall and propagation phases, using two different approaches. The image processing software *7D* (Vacher *et al.* 1999) was employed to calculate the displacement field in a given window (fig. 9.10) from one frame to the next, for the first 17 seconds of the movie. The software applies a pattern recognition algorithm based on image correlation technics.

Knowing the real pixel size and the sampling frequency of the frames, the displacement is transformed into velocity. The block velocities are spatially averaged, as the block density in each pixel is not taken into account. The intrinsic processing error was estimated by analyzing the histogram of the displacements calculated on zones that were supposed stable. The histogram (not shown here) displays log-normal shape with a mean of 0.5 pixel and a standard deviation of 0.5 pixel. Only displacements larger than one pixel between two successive frames are considered in the following. The displacement field (magnified 10 times in pixel size) at three different times (1, 3 and 11 s) and superimposed with the corresponding photographs, is presented in 9.10a. The mean velocity amplitude in the vertical direction (V_y , solid red line) and the mean velocity norm (V_n , solid blue line) in the photograph plane are displayed in 9.10b.

After the initial sharp acceleration related to the blast, the two curves tend to remain parallel, indicating that V_x (in the horizontal direction) slightly oscillates between 10 and 15 m.s⁻¹. In contrast, V_y drops for times between 0.5 to 1 s before increasing again rapidly during 2 seconds (fig. 9.10a, left), following a constant acceleration. The velocity drop probably results from the contribution of the blocks projected upward, while the rise fits well with the free fall hypothesis ($V_y = g \cdot t$, black dashed line in 9.10b) until the main mass impacts the toe of the cliff for times between 3 and 6 seconds after the blast (fig. 9.10a, center). Afterwards, the mean vertical velocity in the given window settles at a constant value of about 12 m.s⁻¹. However, as visible in the right picture in 9.10a, the smoke generated by the rockfall produces artefacts in the image correlation, affecting the late times, x-direction velocities as the wind laterally pushed the smoke. Stereographic movies of the blasting were also used to determine the 3D trajectories of the blocks individually propagating down the slope, with the aim of quantifying their translational and rotational velocities.

The planar coordinates of specific blocks were extracted manually with *ImageJ* software (<http://rsb.info.nih.gov>) from each frame of the movies shot simultaneously by *M2* and *M3* cameras (fig. 9.1a). The use of twelve referenced points pinned in each frame allowed us to reconstruct the 3D trajectory of particular blocks. The conversion was optimized by minimizing the error between the measured and calculated point positions. However, the poor definition of the videos which cover the entire slope and the dense vegetation prevented a detailed tracking of most of the blocks (9.10c). Consequently, velocity values were only determined for block 6, the trajectory of which is visible on both videos (fig. 9.10d). Two specific bounces occurring at midslope (940 and 900 m in altitude, grey stars in fig. 9.1a) and showing long free-fly phases were studied in more details. The block translational speeds before and after the bounces lie in the range 12-14.5 m.s⁻¹

and 22-28 m.s⁻¹, respectively (table 9.2). At the toe of the slope, the translational and rotational velocities of block 6 were estimated to 20 to 25 m.s⁻¹ and to about 10 rad/s, respectively, before the impact into the earthen barrier. Considering the 9 m³ block as a homogeneous sphere with a density of 2,500 kg.m⁻³, the total kinetic energy (E_c) is about 6 10⁶ J prior to the impact. The ratio between the seismic energy released by the impact (E_s , section 9.6.1) and the above-computed kinetic energy before impact (E_k) is about 0.3, three orders of magnitude larger than the ratios (5 10⁻⁴ and 8 10⁻⁴) obtained for the two Néron events. This strong difference could result from (1) the strong non-linear behavior in the soil deposits (scree overlying marly layer) at the cliff toe, (2) the free fall hypothesis of a rigid mass, which is probably incorrect because of disintegration and impacts of blocks on the cliff face, (3) the progressive fall of the mass during a few seconds, which makes the seismic energy transfer not instantaneous. These three effects tend to underestimate the ratio E_s/E_k . In contrast, the effect of the rigid rock-reinforced barrier at the slope toe, on which the block 6 broke, could explain the high conversion ratio from mechanical to seismic energy.

Translational velocities at mid-slope derived from video analysis (12 to 28 m.s⁻¹) are of the same order of magnitude as those derived from seismic source location (20 m.s⁻¹, section 9.6.3). Even so, the seismic source location technique provides an average location of all the seismic sources over a given time window which can be related to the dynamics of the propagation front along the slope, while the video analysis focuses on the dynamics of one single fast propagating block. These propagation velocities are compared with the results of other studies using image analysis or seismic signal processing (table 9.2). Such data are quite rare for rockfalls of medium size like the one studied and the comparison was extended to rock avalanches (volume > 10⁵ m³) and isolated blocks. With the largest fallen volumes and the greatest difference in altitude, rock avalanches show the greatest propagation velocities (36 to 80 m.s⁻¹ mean velocity), even if the mean slope angle over the entire path is moderate. On the contrary, the two studies concerning isolated rock blocks deal with human-triggered, block drop field experiments on steep slopes, but with small difference in elevation. Thus, maximum block velocity reaches about 30 m.s⁻¹, and the mean velocity ranges about 12-15 m.s⁻¹. The Mount Néron mid-size rockfall is characterized by a relatively steep slope (about 40° on average) with intermediate difference in altitude (550 m). Three different stages of propagation can be defined during the rockfall. At the early stage, the falling rock mass followed the free-fall equation with maximal mass velocity of 30 m.s⁻¹. After the impact at the toe of the cliff, the fallen volume behaved as a rock mass with moderate propagation speed (~20 m.s⁻¹ on average over the whole event) and settles rapidly. Several isolated blocks emerge from this mass, and propagate down the slope. Velocities of 12-28 m.s⁻¹ at midslope are reported for one single block, which reaches a maximal velocity of 20 to 25 m.s⁻¹ at the toe of the slope. These values measured during Mount Néron rockfall are bracketed by the values found in the literature (15-80 m.s⁻¹). The interesting feature is that one block (9 m³) generated a signal as energetic as the mass impacting the ground after the free-fall sequence : this is probably due to the collision at high speed (translational and rotational) in the highly compacted, rock reinforced earthen barrier.

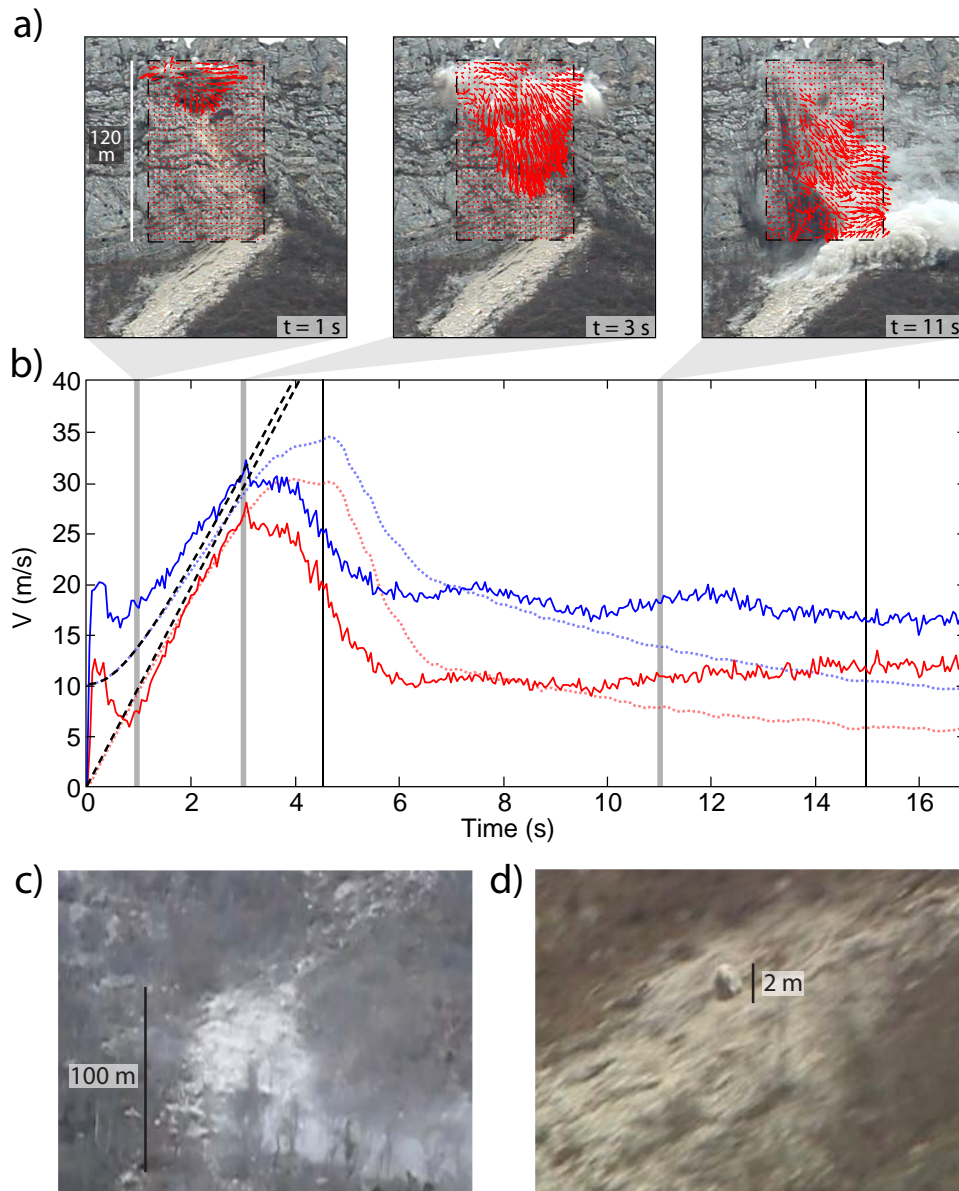


FIGURE 9.10 – a) Images of the artificially triggered rockfall taken at three different times (t_1 , t_2 and t_3) with displacement field (magnified 10 times in pixel size, red arrows) superimposed. b) Mean vertical (V_y , in red) and norm (V_n , in blue) velocities of the blocks retrieved from image correlation analysis (solid lines) and from numerical discrete element simulation (dashed lines). The free fall equations along the vertical direction ($V_y = g \cdot t$) and norm ($V_n = [(g \cdot t)^2 + V_0^2]^{1/2}$) are shown in black dashed line, where $g = 9.81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$ is the gravitational acceleration, $V_0 = 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ is the initial horizontal velocity due to the blast, and t is the time. The times corresponding to (a) pictures are marked with the vertical grey lines. Times of screenshots shown in fig. 9.12 are marked with the vertical black lines. c) *TIFF* image extracted from the 1920 x 1080 pixels videos showing the toe of the scree deposits and the upper part of the slope (labeled 3 and 4, respectively, in fig. 9.1b). d) Zoom of block 6 during propagation.

Type	Name	Rock type	Mean slope angle (°)	Difference in altitude (m)	Max punctual speed (m.s ⁻¹)	Mean velocity (m.s ⁻¹)	Reference
Rock avalanches ($> 10^5 \text{ m}^3$)	Thurwieser	Limestone and dolostone	17	~1,300	60-65	36-38	Sosio <i>et al.</i> (2008)
	Mount Fletcher	Sandstone and siltstone	22	~1,300	-	80	Evans <i>et al.</i> (2002)
	Mount Cook	Graywacke and argillite	32	~2,600	-	55-60	Evans <i>et al.</i> (2002)
Rock falls (10^3-10^5 m^3)	Mount Néron	Limestone	40	550			
Free-fall						30 ^[1]	This work
Mass propagation						20 ^[2]	
Block propagation						12 to 28 ^[1*]	
						20 to 25 ^[1*#]	
Isolated block falls ($< 10^3 \text{ m}^3$)	-	-	34	30	~15	-	Ma <i>et al.</i> (2011)
	-	-	38	200	24-31	12-15	Dorren <i>et al.</i> (2006)

TABLE 9.2 – Comparison of average propagation velocities for different types of rock instabilities, determined from video and/or seismic analysis. The mean slope angle and the difference in altitude are given between the initial position of the unstable mass and the toe of the deposit area. ^[1] derived from video processing (section 9.6.4), * : at midslope, # : at the slope toe (see fig. 9.1a). ^[2] obtained by seismic source location technique (section 9.6.3).

9.7 Rockfall propagation modeling

The artificially triggered rockfall propagation was simulated using the Discrete Element Method (*DEM*) based on rigid body dynamics. The objective of this simulation was to determine the key features that are required by the method to set up reasonable model propagation, according to this specific case study. Within the simulations, the motion of each block is powered by gravity and the model accounts for both translation and rotation. The normal and tangential contact force laws between discrete elements (Richefeu *et al.* 2012) are controlled by two dissipation coefficients, corresponding to the rate of energy lost in a collision along the normal direction (e_n^2) and to the frictional and abutment forces in the tangential direction (μ). In addition, to prevent perpetual rolling of the blocks on the slope surface, a resistive moment was introduced by means of a resistive rolling coefficient (μ_R , see appendix).

The unstable rock column is modeled by an amount of randomly arranged blocks with an apparent volume of about 2,500 m³ (fig. 9.12b). Each rock block is considered as discrete element of regular polyhedral shape with rounded edges and vertices. Block unitary volumes are uniformly distributed between 1 and 9 m³, matching the size of blocks that propagated down to the slope toe in the real event. Smaller blocks probably played a certain role in the early mass flow stage of the rockfall but then settled rapidly. For this reason and for saving computation time, they were not included in the simulations. The topography of the slope corresponds to a coarse version of the *LiDAR DSM* (triangular elements of 10 m in characteristic size) to speed up the computation. The edges and vertices of each facet have also been rounded (fig. 9.11a). This allows unambiguous definition of the contact directions between the blocks and the terrain or in-between the blocks. The *DSM* was zoned in four different areas according to the type of terrain : solid rock, rocky scree, soft ground with trees and earthen barrier material (fig. 9.11b). For each type of contact, the dissipation coefficients (e_n^2 , μ and μ_R) were chosen from a set of values coming from the literature and improved by trials and errors until the simulated rockfall time propagation behaved closely to the real one (table 9.3).

Parameter	Solid rock	Rocky scree	Soft ground with trees	Earthen barrier
e_n^2	0.30	0.05	0.01	0.001
μ	0.50	1.00	0.20	1.20
μ_R	0.00	0.20	0.10	0.90

TABLE 9.3 – Dissipation coefficients along the normal direction (e_n^2), tangential direction (μ) and rolling friction (μ_R) defined for (1) block-solid rock (including another block), (2) block-rocky scree, (3) block-soft ground with trees and (4) block-earthen barrier contacts.

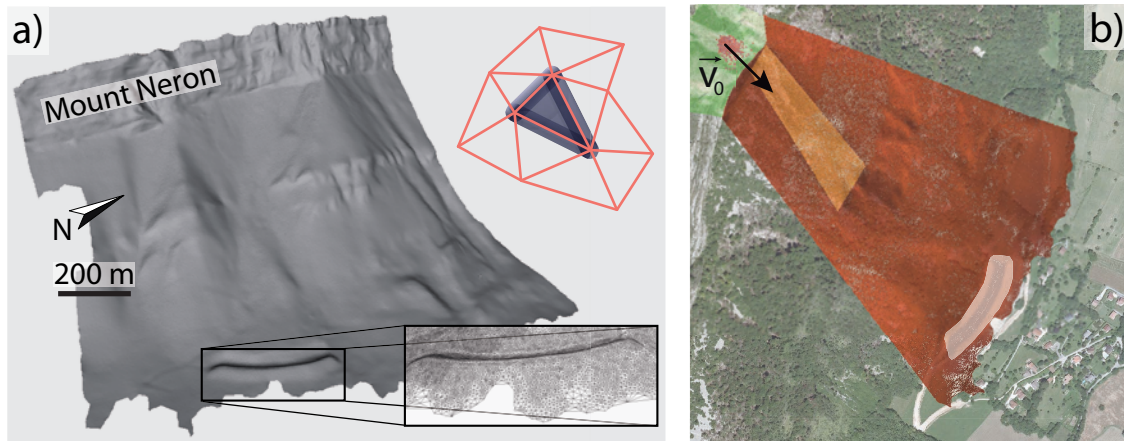


FIGURE 9.11 – The digital surface model is built by joining basic forms (top right corner) on the mesh of the *LIDAR DSM*. Detailed view is shown for the earthen barrier mesh (bottom right corner). b) Spatial zoning of the site, depending on the type of terrain : solid rock (green), rocky scree (orange), soft ground with trees (red) and earthen barrier (light grey). The initial velocity V_0 given to the blocks is shown by the black arrow.

The triggering of the rockfall consists in setting an initial horizontal velocity (V_0) to the blocks to mimic the initial blasting energy (fig. 9.12a and b). V_0 was set at $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ outwards and normal to the cliff, which is the value measured by digital image correlation (section 9.6.4). Right after the triggering, the blocks remained together as a whole during free-fall until they impacted the toe of the cliff. Similarly to the real case, most of the blocks (nearly 80%) stop when reaching the top of the slope (rocky scree) thanks to rolling resistance (9.12c). The absolute value of the vertical component (V_y , dashed red line) and the norm of the mean velocity of the blocks (V_n , dashed blue line) are plotted in 9.10b over the first 17 s of the simulation. Corresponding theoretical curves, computed from the free-fall equation, are displayed in black dashed lines. Both numerical curves increase rapidly during the first 3 seconds, following the theoretical free-fall equations. The $30\text{-}35 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ maximum mean block velocity is reached 4 to 5 seconds after the blast, before a rapid slow down (from 5 to 6.5 s), associated with the block impacts on the ground. Then, the velocity decreases smoothly between 6.5 to 17 s, as several rock blocks slow down and deposit. The overall shape of the numerical time-velocity curves is in good accordance with the data from the digital image correlations (solid lines, fig. 9.10b), with consistent maximal mean block speed and free-fall duration. Average numerical velocities are lower for times greater than 7 s, because of the restricted observation window when processing the digital images and because the small blocks continuously falling down the cliff (R , fig. 9.3e) are not taken into account in the numerical model.

The blocks that did not deposit on the rocky scree ($\sim 20\%$ of the total mass), propagate down the slope at a mean velocity slightly under $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, with very few collisions between them. Six blocks reach the ditch-earthen barrier (see simulations screenshots in 9.12c), with speed of 15 to $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ just before the impact. These velocities are in good agreement with those estimated for the real event, using seismic source location and digital image processing. The total duration of the event is about 80 s , with the first impact into the earthen barrier occurring at $t \approx 40 \text{ s}$, which is similar to the real case.

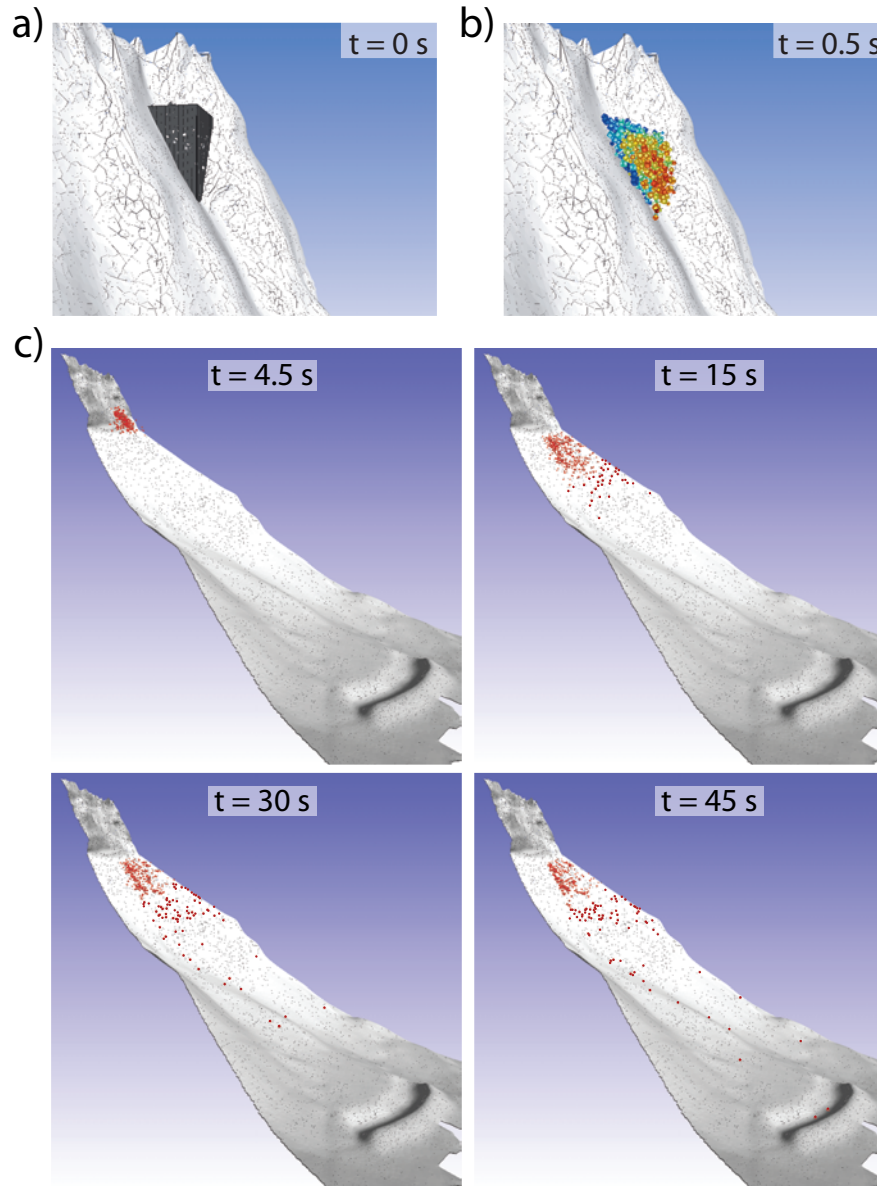


FIGURE 9.12 – a) Picture of the zone with the unstable mass is confined in an apparent $2,500 \text{ m}^3$ volume ($t = 0 \text{ s}$). b) Artificial triggering of the rockfall simulation after walls removing and initial velocity push ($t = 0.5 \text{ s}$). c) Screenshots of a simulation taken at four different times. Rocks blocks are shown in red on the light grey *DSM*.

Due to the coarse topography used and to the difficulty to obtain relevant dissipation parameters, numerical block positions cannot be compared accurately to the experimental ones. Nevertheless, 90% of the block trajectories are in good accordance with the propagation area of the real event.

Complementary numerical simulations were performed to point out the main parameters controlling the rockfall kinematics. First, it was shown that the rockfall propagation is highly sensitive to the blast modeling : the initial velocity orientation strongly controls the propagation path, whereas its magnitude is less crucial provided that it remains in the 5 to 20 m.s⁻¹ range. Secondly, the resolution of the *DSM* plays a major role in the block propagation, especially in zones receiving numerous impacts and located uphill. The selection of an appropriate resolution could be addressed by means of sensitivity studies or by comparison with well-documented rockfall events. In our case, the 10 m typical size for the *DSM* appeared too coarse for meshing the toe of cliff area, which most of the rock blocks impact after free-fall. As this zone lies at top of the slope, it strongly affected the deposit pattern. Finer *DSM* should significantly improve the results, but require more computation time.

9.8 Seismic modeling of a block impact

The seismic wave field generated by impact of block 6 (fig. 9.3d) into the earthen ditch-barrier was numerically simulated to explain the discriminative feature pattern of polarization seen in section 9.6.2. The 3D Finite Element Method (*FEM*) *Comsol* software (www.comsol.com) was used for dynamic elastic simulations. A two layers model was designed (fig. 9.13a), according to the results from a refraction seismic survey. The top soft layer was found to be 5 m thick, with P and S wave velocities of 700 m.s⁻¹ and 400 m.s⁻¹, respectively. A higher velocity layer ($V_P = 2,450$ m.s⁻¹ and $V_S = 800$ m.s⁻¹) was detected below, probably corresponding to the marly bedrock. Densities in the two layers were fixed to 1,900 and 2,500 kg.m⁻³, respectively. The impact was modeled by a unitary load applied on the model surface during 0.2 s and striking perpendicularly to the source-sensor direction with 45° inclination. Four 3C sensors (blue triangles in fig. 9.13a) were set up along this same axis to study the wave field propagation, with source-sensor distance ranging from 0 to 250 m. The medium was meshed with 2nd order tetrahedrons, with smaller elements set up along the source-sensor path to fulfill the *FEM* requirements for adequate spatial resolution of propagating waves (Bazant 1978; Moser *et al.* 1999). The generalized-alpha, implicit time integration algorithm was used (Chung *et al.* 1993). The 5 10⁻³ s time step provides accurate resolution for frequencies up to 10 Hz (ANSYS 1992), and can be related to the time of propagation between two successive nodes in the mesh for the fastest wave of interest (Moser *et al.* 1999).

The radial (red), tangential (blue) and vertical (black) seismic signals computed at the four sensors, from the load point location ($d = 0$ m) to the last sensor ($d = 250$ m) over the first 1.5 s of simulation are presented in figure 9.13b. The corresponding particle motions are presented in the radial-vertical (X-Z, top), tangential-vertical (Y-Z, center) and radial-tangential (X-Y, bottom) planes in figure 9.13c.

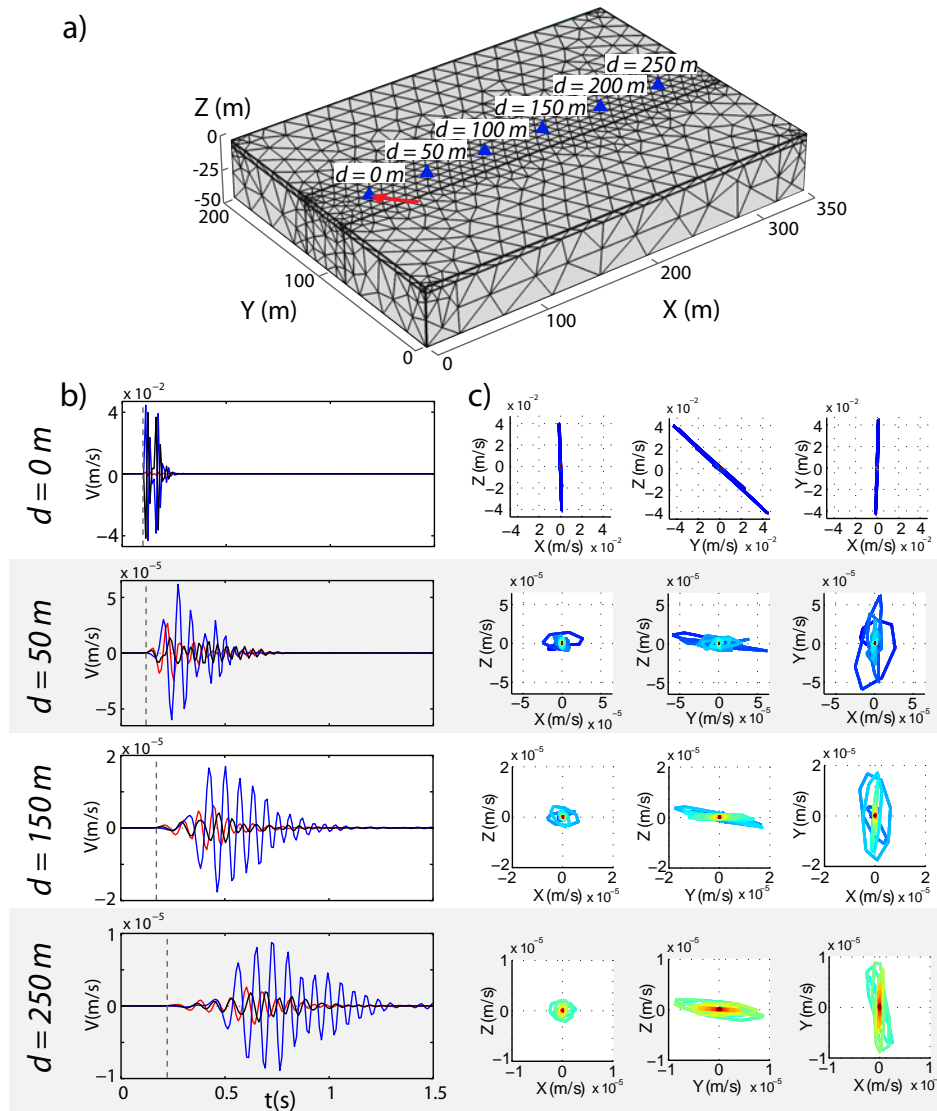


FIGURE 9.13 – Numerical modeling of the impact of block 6 on the earthen barrier. a) Tetrahedral mesh of the two layer finite element model. The red arrow symbolizes the point load inclined at 45° in the Z-Y plane and blue triangles show the four velocity sensors set up along the X-axis. b) Synthetic seismograms computed during 1.5 s at the four 3C sensors ranging from 0 to 250 m in distance d to the source. Vertical (Z, black), radial (X, red) and tangential (Y, blue) component are presented. c) Particle motions of the signals displayed in (b). The radial-vertical (XZ, top), tangential-vertical (YZ, center) and radial-tangential (XY, bottom) planes are shown. Color scales with time, from blue ($t = 0$ s) to red ($t = 1.5$ s). Note that the amplitude scale depends on source-sensor distance in (b) and (c).

The seismograms exhibit waves propagating at different velocities. The first arrival (marked with grey dashed line in fig. 9.13b) shows high velocity and low amplitude, and corresponds to the head wave refracted on the top of the marly bedrock. Then, the signal is dominated by slow and large amplitude waves corresponding to surface waves. The wavefield is dominated by the tangential component (fig. 9.13b), with maximal amplitude about two to three times greater than the others. The polarization in the tangential-vertical plane (fig. 9.13c) exposes 45° dipping particle motion at load point location, which rapidly flattens with distance, indicating the predominance of Love waves. In contrast, Rayleigh waves, which appear in the radial-vertical plane, are little excited.

Numerical particle motions can be compared with experimental motions related to the impact of block 6 into the earthen barrier. Both the numerical diagram at $d = 250$ m (fig. 9.13b) and the experimental diagram at sensor *AC1* (fig. 9.8b), that have similar source-sensor distance, demonstrate clear horizontal, transverse particle motions related to Love waves. Although simulations were not carried out for greater source-sensors distance for computation time reasons, the same numerical particle motion is likely to be observed at *AC2* ($d \approx 400$ m), in good accordance with the recorded, horizontal, transverse motion (fig. 9.8d).

9.9 Conclusions

The medium-size artificially triggered rockfall of December 2011 at Mount Neron provided a unique opportunity to compare artificial to natural rockfalls regarding their respective propagation and seismic characteristics, using various ground and remote techniques. The following conclusions can be drawn from the present study.

First, field survey, photogrammetric and aerial *LiDAR* surveys yielded consistent volume estimations for this event (from 2,380 m³ to 2,700 m³). Although its resolution is lower, the low-cost ground photogrammetry technique has shown its potential for evaluating the volume and performing a structural analysis of the cliff, even with a ranging distance of 1 km. Second, joint video and seismic data interpretation enabled to establish the correspondence between provoked rockfall stages and seismic phases. In particular, signals related to the initial blast, to the ground impact of the mass, to its propagation on the scree slope and to isolated block impacts were clearly identified. The two main energetic phases correspond respectively to the ground impact following the free fall and a 9 m³ block impacting the earthen barrier at the final slope toe. In contrast, the mass propagation along the scree slope generated little seismic energy. A simultaneous use of the image correlation and the seismic source location techniques provided the rockfall kinematics characterization. It was observed that maximal propagation speed was reached at the end of the free-fall (~ 30 m.s⁻¹) and the mass velocity abruptly dropped to about 20 m.s⁻¹ after the ground impact. From stereoscopic videos, the velocity of one isolated block was ranging from 12 to 28 m.s⁻¹ at mid-slope, depending on the kinetic energy lost and gained during the propagation. Velocities ranging from 20 to 25 m.s⁻¹ for the translational mode and 10 rad/s for rotational mode, were recorded at the

slope toe. For the blocks impacting the protective the earthen barrier, strong associated seismic signals ($M \approx 0.98$) were recorded : a high conversion ratio from kinetic energy to generated seismic waves was thus observed. These observations are of first importance to correctly interpret the seismic phases. Moreover, polarization analysis and modeling of the impact sequences showed surface waves dominating the wave-field.

The main features of the rockfall (free fall, major block settlement at the toe of the cliff and propagation of isolated blocks down the slope) have been reproduced by a numerical model (Discrete Element Model). Free fall simulation agrees well with image correlation analysis and theoretical free fall equations, assuming initial horizontal block velocities induced by the blast. The propagation path of isolated blocks and the arrival times of the first and last blocks in the ditch-earthen barrier were consistently reproduced. The model predicted impact velocities comparable to the ones estimated from the videos, i.e. ranging from 20 to 30 m.s⁻¹. The key points to obtain realistic numerical simulations are : the high resolution of the digital surface, the relevant initial velocities (for a provoked event) and the use of appropriate dissipation coefficients (especially the rolling ground resistance). This case study provided a straightforward way to calibrate a set of dissipation coefficients which could be used for future works. Nevertheless, these values need to be further constrained by processing very high resolution movies of real events, tracking numerous block trajectories.

This study provided an exceptional opportunity to compare natural and provoked rockfalls of similar volumes (2,000 and 2,570 m³, respectively) occurring at the same location. Neglecting the initial blast and the associated acoustic wave, natural and provoked rockfalls generated comparable seismic signals (duration, peak amplitude, spectrograms), yielding close magnitude estimations ($M \approx 1.1$). This supports that the source mechanism has little control on the global mass propagation. In contrast, the number of blocks reaching the ditch was higher for the natural event (15) than for the provoked one (7), suggesting dramatic effect of blasting on the block size.

9.10 Appendix

A new contact parameter was introduced in the *DEM* simulations to prevent perpetual rolling of the blocks on the slope. Indeed, the moment of the weight force with respect to the contact point on the slope acts as a source of rotational motion and cannot be compensated by the contact force itself, since the latter generates no moment at the contact point (fig. 9.14). A rolling resistant torque \vec{C} , inversely proportional to the angular velocity of the block $\vec{\omega}$, was therefore defined in the model and scaled with the normal force f_n (i.e. with the ground indentation) : $\vec{C} = -\min(\gamma_R \cdot \|\vec{\omega}\|, \mu_R \cdot l \cdot f_n) \cdot (\vec{\omega}/\|\vec{\omega}\|)$, where γ_R is a parameter of regularization and μ_R is the coefficient of rolling friction (see table 9.3). The latter dimensionally scales with a length and plays a role similar to the friction coefficient in classical Coulomb law. It is physically interpreted as the amount of soil punching that happens during a collision, expressed as a portion of the mean size l of the blocks.

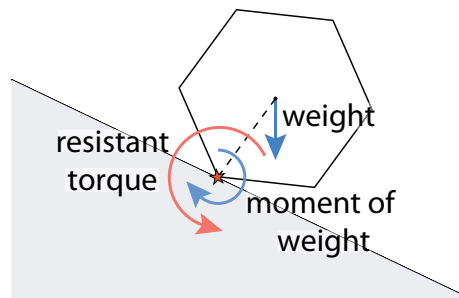


FIGURE 9.14 – Schematic sketch illustrating the perpetual block rolling on slopes under the action of its own weight (blue). A resistant torque at the contact level (red) is therefore introduced in the contact law.

9.11 Acknowledgements

This work was partially funded by the Interreg project *MASSA*, the federative structure *VOR* (Vulnérabilité des Ouvrages aux Risques) and the laboratory *ISTerre*. The used seismic instruments belong to the French national pool *Sismob-RESIF*. Authors express gratitude to the municipality of Saint Martin le Vinoux and to the Préfecture de l'Isère for allowing the deployment of a scientific experiment in a restricted area. This work would not have been achieved without the help of many people on field work. We are especially grateful to Coralie Aubert, Simon Bayle, Nathalie Cotte, Glenn Cougoulat, Lionel Darras, Isabelle Douste-bacqué, Mickael Langlais, Patrick Larizza, Sandrine Roussel, Julien Turpin, Jean Virieux, Marc Wathelet, Julie d'Amato, Lauren Ducret as well as Arnaud Leone and Steven Cuervo who also performed the image processing work.

Conclusions et perspectives

Conclusions

Les instabilités rocheuses de volume intermédiaire (10^3 - 10^5 m³) constituent un risque majeur dans les régions montagneuses, en particulier dans les Alpes où la vulnérabilité est forte en raison de l'urbanisation et des activités humaines croissantes. Ces mouvements de terrain mus par la gravité affectent les versants rocheux escarpés et pré-découpés par des discontinuités dans une multitude de contextes géologiques. Ils sont initiés par une rupture soudaine présentant peu de précurseurs visibles, rendant ces phénomènes très difficiles à prévoir. De par les volumes et les énergies mis en jeu, les dégâts peuvent être considérables et engendrer la coupures d'axes de communication importants pendant plusieurs jours ou semaines.

Ce travail de thèse a été principalement été conduit dans le cadre du programme Interreg *ALCOTRA* 2007-2013 (Alpes Latines COopération TRAnsfrontalière) et du projet *MASSA* (Medium And Small Size rock fall hazard Assessment) qui porte sur la caractérisation du risque de chutes de blocs et d'éboulements le long d'infrastructures routières ou ferroviaires de France, d'Italie et de Suisse.

Le premier objectif de cette thèse est de tester l'applicabilité d'une méthode de suivi d'un précurseur potentiel aux éboulements. Cette technique est basée sur des enregistrements de bruit de fond sismique et présente l'avantage de fournir des informations en profondeur, sur la stabilité mécanique du compartiment rocheux étudié.

Pour cela, cinq sites d'étude dans les Alpes Occidentales et un site sur l'île de la Réunion ont été sélectionnés, couvrant une large gamme de volumes, de contextes géologiques, de morphologies, de mécanismes de déformation et de rupture. Ils ont été instrumentés durant plusieurs jours à plusieurs années avec des sismomètres trois composantes courte-période complétés par l'acquisition de données météorologiques.

Dans un premier temps, le bruit de fond sismique enregistré a été caractérisé en termes de variabilités spatiale et temporelle en utilisant des outils de traitement du signal basés sur la transformée de Fourier. Tous les compartiments instables montrent des pics spectraux, contrairement aux massifs stables adjacents. Les caractéristiques des pics spectraux (polarisation, forme générale du spectre, gamme de fréquence) sont relativement stables dans le temps et dans l'espace. Ils présentent cependant une certaine variabilité (nombre, fréquence des pics) attribuée pour partie à la distribution spatio-temporelle des sources de bruit de fond et aux changements de la réponse dynamique des compartiments instables étudiés. En se basant sur les analyses modales conduites sur des modèles numériques, ces pics spectraux sont interprétés comme les fréquences de

résonance des compartiments rocheux. La fréquence de résonance la plus basse montre le plus d'énergie et correspond à la fréquence fondamentale f_1 .

De manière systématique, f_1 est polarisée perpendiculairement à la fracture arrière observée sur la plupart des sites et colinéaire à la direction de la pente. Pour les compartiments instables élancés et nettement découplés du massif par une fracture ouverte, les enregistrements des vibrations au sommet suggèrent une déformée modale en flexion perpendiculaire à la fracture. Les fréquences de résonance plus élevées sont plus difficiles à mettre en évidence car moins énergétiques. Sur le site des Arches, l'analyse modale et la modélisation numérique indiquent que les deux premiers modes supérieurs correspondent à de la flexion parallèle à la fracture et à de la torsion. Pour les sites caractérisés par une fracturation intense de la couche superficielle, la résonance pourrait provenir de l'anisotropie du matériau due à la fracturation et/ou du contraste d'impédance sismique avec le substratum.

La fréquence de résonance fondamentale f_1 est fonction de la géométrie, de la rigidité et de la masse du compartiment instable et des conditions aux limites. Dans le cas d'une colonne rigide nettement découplée, f_1 a montré une diminution significative ($\sim 30\%$) environ deux semaines avant la rupture. Cette diminution a été interprétée comme une baisse de rigidité du contact avec le massif stable adjacent due à la rupture de ponts rocheux et suggère que le suivi de f_1 peut être un précurseur aux éboulements.

Pour les quatre sites instrumentés de manière semi-permanente, f_1 a été suivie sur des durées longues (supérieures à 1 an). Sur la période d'étude, aucun site n'a montré de chute significative de f_1 pouvant traduire de l'endommagement. En revanche, des fluctuations réversibles de f_1 sous l'influence des conditions environnementales ont été observées, principalement liées à des effets thermiques. Selon le site et la période d'étude (journalière, saisonnière), la corrélation entre la température de l'air et f_1 montre des corrélations positives ou négatives avec des déphasages variés, traduisant l'action de phénomènes antagonistes.

L'étude thermo-mécanique détaillée du site des Arches, qui présente la plus forte sensibilité de f_1 à la température, a montré que les fluctuations journalières de f_1 sont dues à la contraction (resp. dilatation) thermique de la roche sur les premières dizaines de centimètres de profondeur, engendrant l'ouverture (resp. fermeture) des fissures et fractures, diminuant (resp. accroissant) la rigidité du contact entre la colonne instable et le massif au niveau des ponts rocheux. Pour les oscillations à plus longue période de temps, le front de température pénètre plus en profondeur et les variations de f_1 sont expliquées par la dépendance du module élastique de la roche à la température. Une augmentation de température induit une diminution du module élastique et une baisse de f_1 avec un déphasage de plusieurs semaines, et inversement. Ce site présente aussi la particularité de connaître une augmentation très forte de f_1 durant la période hivernale (+320%) sous l'effet de la formation de glace dans la fracture arrière.

Les autres sites d'étude montrent une moindre sensibilité de f_1 à la thermique. Pour les sites comportant une fracture arrière ouverte séparant le compartiment instable du massif, l'influence de la rigidité du contact semble prépondérante. En revanche, pour une morphologie de versant fracturé avec une surface de rupture en profondeur, l'influence de la température sur le module élastique l'emporte.

Afin d'explorer la relation complexe entre T et f_1 et s'affranchir des fluctuations réversibles de f_1 d'origine thermique, nous avons défini le paramètre de sensibilité thermique S_{fT} comme le rapport entre une variation relative de f_1 ($\Delta f_1/f_1$) et une variation de température (ΔT), à l'échelle journalière. La sensibilité thermique peut être positive (Rubi, La Suche, Les Arches) ou négative (La Praz), le site le plus sensible (Les Arches) étant caractérisé par une fracture arrière nettement ouverte et par la présence de ponts rocheux couplant le compartiment au massif. C'est aussi le site qui semble visuellement le plus proche de la rupture. L'évolution de la sensibilité thermique au cours du temps montre qu'il subsiste encore un contrôle thermique de faible ampleur sur S_{fT} . Cette dépendance résiduelle suggère qu'un écart journalier de f_1 n'est pas déterminé entièrement par l'écart correspondant de T , mais dépend également de l'histoire thermique récente du site. La comparaison entre deux séries de mesures de S_{fT} à un an d'intervalle (2011-2012) n'a pas révélé de différence significative et donc d'endommagement sur l'ensemble des 4 sites, en accord avec leur inspection visuelle.

Le second objectif de cette thèse consiste à étudier la phase post-rupture d'éboulements rocheux pour laquelle les observations et les mesures directes sont rares en raison de la soudaineté du phénomène et de sa localisation dans des endroits difficiles d'accès. Les éboulements naturel ($\sim 2000 \text{ m}^3$) et provoqué ($\sim 2700 \text{ m}^3$) du Néron (Chartreuse, Alpes françaises) survenus respectivement en août et en décembre 2011 ont été étudiés. Les enregistrements sismiques ont permis de retrouver les volumes mis en jeu à travers la magnitude associée à l'impact de la masse éboulée sur le sol. Les deux éboulements présentent des signaux sismiques comparables (amplitude, durée, magnitude locale) suggérant que l'initiation de l'éboulement influe peu sur le signal sismique, contrôlé principalement par la phase de propagation.

En utilisant des réseaux sismiques et les enregistrements vidéos déployées spécifiquement, la vitesse de propagation du matériau éboulé a été estimée entre 12 et 30 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. La correspondance entre les stades successifs de la propagation et les signaux sismiques associés a montré que la dynamique de propagation d'un bloc isolé ayant acquis une énergie importante peut dominer le signal sismique. Les observations expérimentales ont été utilisées pour calibrer les paramètres introduits dans les simulations numériques aux éléments discrets de l'éboulement déclenché. Les propagations numériques et expérimentales ont été confrontées, le champ de vitesse initial, la résolution du modèle numérique de terrain et la définition des paramètres de contact étant les paramètres clés qui contrôlent les simulations.

Perspectives

Ce travail de thèse ouvre plusieurs perspectives concernant l'application de méthodes de suivi de compartiments instables basées sur l'enregistrement de bruit de fond sismique. La première piste est de prolonger le suivi sur des sites instrumentés de manière semi-permanente afin d'acquérir des données jusqu'à la rupture du compartiment instable. Comme toute instrumentation en milieu difficile, le maintien opérationnel de l'acquisition demande des efforts considérables en particulier en termes de temps et de moyens humains. La durée d'instrumentation nécessaire est par nature inconnue et le retour sur investissement incertain. Des critères d'évaluation de la variabilité spatiale et temporelle du bruit de fond ont récemment été proposés pour l'identification des polarisations préférentielles et des fréquences de résonance associées. Les données acquises pourront permettre d'étudier plus précisément les variations saisonnières de fréquence de résonance fondamentale (f_1) qui nécessitent de longues séries temporelles. Le cas échéant, l'endommagement pourra être détecté par le suivi de la fréquence de résonance fondamentale (f_1).

Cette méthode de suivi, validée dans le cas de roches rigides, fait actuellement l'objet d'une expérimentation pour des roches meubles (marnes, schistes, etc.) dans le cadre d'autres travaux de thèse.

En analyse de la vibration des structures, plusieurs études rapportent une décroissance réversible de la fréquence de résonance sous sollicitation forte liée à de l'ouverture de fractures ou à de la modification de l'interaction sol-structure. Il serait intéressant d'étudier en détail l'évolution de f_1 des compartiments instables lors de telles périodes : vent violent, sollicitations sismiques.

Des perspectives sont ouvertes vis à vis de la localisation de l'endommagement à partir d'analyse de vibrations de structures. Pour des structures à la géométrie simple, il existe des méthodes de localisation qui nécessitent généralement l'enregistrement des déformées modales de plusieurs modes (fondamental et supérieurs). Cependant, la géométrie des compartiments instables est généralement mal contrainte (fracturation, ouverture, ponts rocheux) et les modes supérieurs, peu énergétiques, sont délicats à identifier. La reconnaissance de la déformée modale nécessite de nombreux points de mesure répartis le long du compartiment instable dans des endroits difficiles d'accès où il est difficile d'installer des vélocimètres classiques. La miniaturisation des instruments (technologie MicroElectroMechanical Systems par exemple) suggère la possibilité d'installer rapidement et à moindre frais des réseaux denses de capteurs. A l'heure actuelle toutefois, leur sensibilité

est trop faible pour la mesure du bruit de fond. La mesure de vibrations à distance par *LiDAR* a récemment permis l'analyse modale de bâtiments à partir de nombreux points de mesure acquis rapidement. Le bruit de mesure de cette technique, plus important que celui des sismomètres, restreint cependant leur utilisation à des distances de visée courte (quelques centaines de mètres) et nécessite une plateforme de mesure accessible par un véhicule.

Ce travail de thèse a montré des observations expérimentales complexes qui soulignent le besoin de modélisation numérique pour comprendre les phénomènes mis en jeu. Dans ce type de milieux discontinus (stratification, fracturation) et poreux dont on connaît mal la géométrie en profondeur et qui sont soumis à un forçage environnemental complexe (champ de températures, pluviométrie, présence de glace etc.), les modélisations numériques atteignent rapidement leurs limites et se restreignent à l'explication qualitative des observations et à des études paramétriques.

De telles simulations pourraient être utilisées pour évaluer l'intérêt de mesurer le rapport H/V sur des instabilités rocheuses et déterminer si le pic de H/V observé sur certains sites est dû à l'anisotropie du matériau induite par la fracturation ou causé par le contraste d'impédance sismique avec le substratum en profondeur.

Le projet MASSA a associé des laboratoires de recherches et des organismes opérationnels confrontés à l'aléa gravitaire. Afin de transposer cette méthode dans un cadre opérationnel, il semble possible d'alléger considérablement l'instrumentation (diminuer le nombre de capteurs et de voies) après une phase de reconnaissance préliminaire. De plus, la fréquence d'échantillonnage voire les périodes d'acquisition peuvent être réduites pour aboutir à un compromis entre polyvalence des données, fréquence du suivi, consommation énergétique des instruments et télétransmission.

Le paramètre suivi (f_1) présente des fluctuations réversibles dues à la température, avec une relation complexe et multi-échelles qui nécessite l'enregistrement des températures sur le site. Ces fluctuations de f_1 pouvant masquer ou rendre difficile la détection d'endommagement, on propose plutôt de suivre un autre paramètre : la sensibilité de f_1 à la température T .

Ce ratio présente l'avantage d'être simple à calculer, d'avoir un sens physique par rapport aux processus de déstabilisation en oeuvre et de mettre clairement en évidence l'endommagement. Il autorise la définition de seuils adaptés à une utilisation opérationnelle, mais doit encore être validé sur des données montrant une phase d'endommagement. Dans tous les cas, le suivi géophysique ne s'inscrit pas en opposition aux précurseurs classiquement mesurés (mesure de déplacement du sol, ouverture des fractures, etc.). Il en est complémentaire et permet d'apporter une information sur la stabilité mécanique du compartiment rocheux étudié et les processus de déstabilisation en profondeur. La multiplication d'indicateurs robustes et ayant un sens physique doit permettre un meilleur diagnostic aux gestionnaires du risque et la réduction des fausses alertes, très pénalisantes. Le très fort contraste des propriétés du bruit de fond observé entre le compartiment instable et le massif stable adjacent pourrait être utilisé pour le zonage de l'aléa gravitaire, dans le cas où l'extension spatiale de l'instabilité est mal contrainte.

L'étude de la phase post-rupture d'éboulements rocheux de taille intermédiaire en utilisant des enregistrements sismiques a permis de faire le lien entre les sismogrammes et certaines propriétés des éboulements (volume, localisation, vitesse de propagation). L'outil sismique paraît bien adapté à l'étude de ces processus géomorphologiques soudains, sismogènes et ayant lieu dans des endroits peu accessibles. Une meilleure localisation des sources sismiques semble possible, sous condition de disposer d'un modèle précis des vitesses dans le milieu et d'un réseau de capteurs avec une bonne couverture.

En revanche, l'inversion des signaux sismiques pour contraindre des modèles numériques paraît difficilement transposable aux éboulements de taille intermédiaire. En effet, la source sismique est complexe (*i.e.* plusieurs sources simultanées) et le champ d'ondes, relativement haute fréquence, est rapidement affecté par la phase de propagation dans le milieu (diffraction, atténuation).

Les simulations numériques de la propagation pourraient être utilisés pour explorer la sismogenèse des éboulements. A partir des interactions entre les blocs et le terrain, des sismogrammes synthétiques pourraient être générés et comparés aux enregistrements expérimentaux.

Bibliographie

- ABELLÁN, A., CALVET, J., VILAPLANA, J. M. et BLANCHARD, J. (2010). Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology*, 119(3):162–171.
- ABELLÁN, A., JABOYEDOFF, M., OPPIKOFER, T. et VILAPLANA, J. M. (2009). Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner : experiment and application to a rockfall event. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(2):365–372.
- AGARD, P. et LEMOINE, M. (2003). *Visage des Alpes : Structure et évolution géodynamique*. Commission de la Carte Géologique du Monde.
- AGLIARDI, F. et CROSTA, G. (2003). High resolution three-dimensional numerical modelling of rockfalls. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 40(4):455–471.
- AKI, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion. *Tectonophysics*, 218(13):93 – 111.
- ALLEMANG, R. J. et BROWN, D. L. (1982). A correlation coefficient for modal vector analysis. In *Proceedings of the 1st international modal analysis conference*, volume 1, pages 110–116. SEM, Orlando.
- AMBRASEYS, N. et BILHAM, R. (2012). The Sarez-Pamir earthquake and landslide of 18 february 1911. *Seismological Research Letters*, 83(2):294–314.
- AMITRANO, D. (2003). Brittle-ductile transition and associated seismicity : Experimental and numerical studies and relationship with the b value. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 108(B1).
- AMITRANO, D., ARATTANO, M., CHIARLE, M., MORTARA, G., OCCHIENA, C., PIRULLI, M., SCAVIA, C. et al. (2010). Microseismic activity analysis for the study of the rupture mechanisms in unstable rock masses. *Natural hazards and earth system sciences*, 10(4):831–841.
- AMITRANO, D., GAFFET, S., MALET, J.-P. et MAQUAIRE, O. (2007). Understanding mudslides through micro-seismic monitoring : the Super-Sauze (South-East French Alps) case study. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2):149–157.
- AMITRANO, D., GRASSO, J. R. et SENFAUTE, G. (2005). Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophysical Research Letters*, 32(8):L08314.
- AMITRANO, D., GRUBER, S. et GIRARD, L. (2012). Evidence of frost-cracking inferred from acoustic emissions in a high-alpine rock-wall. *Earth and Planetary Science Letters*, 341:86–93.
- ANSYS, U. M. (1992). Revision 5.0. *Swanson Analysis Systems Inc.*
- ANTOINE, P. et GIRAUD, A. (1995). Typologie des mouvements de versants dans un contexte opérationnel. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology - Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 51(1):57–62.
- ARNAUD, H., MELOUX, M. et MONTJUVENT, G. (1974). *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000ème, feuille XXXII-37 Mens (844)*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

-
- AROSIO, D., LONGONI, L., PAPINI, M., SCAIONI, M., ZANZI, L. et ALBA, M. (2009). Towards rockfall forecasting through observing deformations and listening to microseismic emissions. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(4):1119–1131.
- ASTIZ, L., KANAMORI, H. et EISSLER, H. (1987). Source characteristics of earthquakes in the michoacan seismic gap in mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(4):1326–1346.
- AVITABILE, P. (2001). Experimental modal analysis. *Sound and vibration*, 35(1):20–31.
- AVRIL, G., DURAND, M., PERRIAUX, J., TRAORE, H. et USELLE, J.-P. (1987). Sédimentologie du Permien et du Trias détritique du Dôme de Barrot (alpes-maritimes). *Géologie Alpine*, 13:69–80.
- AZIMI, C. et DESVARREUX, P. (1996). Quelques aspects de la prévision des mouvements de terrain. *Revue française de géotechnique*, (76).
- BADOUX, H. (1965). *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000ème, feuille XXXV-28 Thonon-Châtel*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- BAILLET, L. et SASSI, T. (2002). Finite element method with lagrange multipliers for contact problems with friction. *Comptes Rendus Mathématique*, 334(10):917–922.
- BAILLIFARD, F., JABOYEDOFF, M. et SARTORI, M. (2003). Rockfall hazard mapping along a mountainous road in switzerland using a gis-based parameter rating approach. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3(5):435–442.
- BARD, P. et RIEPL-THOMAS, J. (1999). *Wave propagation in complex geological structures and local effects on strong ground motion*, in *Wave motion in earthquake engineering*, chapitre 2, pages 38–95. Advances in Earthquake Engineering. WIT Press.
- BARD, P.-Y. et BOUCHON, M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2):519–541.
- BATES, R. L. et JACKSON, J. A. (1987). Glossary of geology : American geological institute. *Alexandria, Virginia*, 788.
- BAZANT, Z. P. (1978). Spurious reflection of elastic waves in nonuniform finite element grids. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 16(1):91–100.
- BENDAT, J. S. et PIERSOL, A. G. (1971). *Random Data : analysis and measurement procedures*. John Wiley & Sons.
- BENISTON, M. (2006). Mountain weather and climate : a general overview and a focus on climatic change in the alps. *Hydrobiologia*, 562(1):3–16.
- BERGMAN, T. L., INCROPERA, F. P., LAVINE, A. S. et DEWITT, D. P. (2011). *Fundamentals of heat and mass transfer*. John Wiley & Sons.
- BIÈVRE, G., JONGMANS, D., WINIARSKI, T. et ZUMBO, V. (2012). Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps). *Hydrological Processes*, 26(14):2128–2142.
- BLUME, J. A. (1935). A machine for setting structures and ground into forced vibration. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 25(4):361–379.
- BONNARD, C. et VULLIET, L. (2006). Management of risks from large landslides : the problems of acceptable and residual risks. In AMMANN, DANNENMANN et VULLIET, éditeurs : *Risk 21 - Coping with risk due to natural hazards in the 21st century*, page 255, Monte Verit, Ascona, Switzerland. RISK21 Workshop, Taylor & Francis.

-
- BONNEFOY-CLAUDET, S. (2004). *Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site*. Thèse de doctorat, Observatoire de Grenoble et Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique.
- BONNEFOY-CLAUDET, S., CORNOU, C., BARD, P.-Y., COTTON, F., MOCZO, P., KRISTEK, J. et FÄH, D. (2006a). H/V ratio : a tool for site effects evaluation. results from 1-d noise simulations. *Geophysical Journal International*, 167(2):827–837.
- BONNEFOY-CLAUDET, S., COTTON, F. et BARD, P.-Y. (2006b). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies : A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3-4):205–227.
- BONNEFOY-CLAUDET, S., KÖHLER, A., CORNOU, C., WATHELET, M. et BARD, P.-Y. (2008). Effects of love waves on microtremor HV ratio. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(1):288–300.
- BOORE, D. M. (1973). The effect of simple topography on seismic waves : implications for the accelerations recorded at pacoma Dam, San Fernando Valley, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(5):1603–1609.
- BORIANI, A. (1987). *Carta geologica dei graniti dei Laghi (Valsesia, Cusio e Verbano , Provincie di Vercelli e Navara)*. Dipartimento di Scienze della Terra.
- BOST, M. (2008). *Altération par le gel des massifs rocheux : Etude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures*. Thèse de doctorat, Ecole des Ponts ParisTech.
- BOUCHON, M. et BARKER, J. S. (1996). Seismic response of a hill : the example of Tarzana, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1A):66–72.
- BOZZANO, F., MAZZANTI, P., PRESTININZI, A. et SCARASCIA MUGNOZZA, G. (2010). Research and development of advanced technologies for landslide hazard analysis in Italy. *Landslides*, 7:381–385.
- BRINCKER, R., ZHANG, L. et ANDERSEN, P. (2001). Modal identification of output-only systems using frequency domain decomposition. *Smart materials and structures*, 10(3):441.
- BRÜCKL, E. et MERTL, S. (2006). Seismic monitoring of deep-seated mass movements. In *Proceedings of INTERPRAEVENT International Symposium Disaster Mitigation of Debris Flows, Slope Failures and Landslides*, pages 571–580.
- BRUNETTI, M., GUZZETTI, F. et ROSSI, M. (2009). Probability distributions of landslide volumes. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 16(2):179–188.
- BURJÁNEK, J., GASSNER-STAMM, G., POGGI, V., MOORE, J. R. et FÄH, D. (2010). Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope. *Geophysical Journal International*, 180(2):820–828.
- BURJÁNEK, J., MOORE, J. R., MOLINA, Y., FREDDY, X. et FÄH, D. (2012). Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration. *Geophysical Journal International*, 188(2):559–569.
- BUSBY, J. et JACKSON, P. (2006). The application of time-lapse azimuthal apparent resistivity measurements for the prediction of coastal cliff failure. *Journal of applied geophysics*, 59(4):261–272.
- CALVINO, A., DUPONT, P., DUSSAUGE, C., EFFENDIANTS, L., EVRARD, H., GUILLEMIN, P., ROCHET, L. et al. (2001). *Parades contre les instabilités rocheuses : Chutes de pierres, chutes de blocs, éboulements*. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC).
- CAPLAN-AUERBACH, J. et HUGGEL, C. (2007). Precursory seismicity associated with frequent, large ice avalanches on iliamna volcano, alaska, usa. *Journal of Glaciology*, 53(180):128–140.
- ÇELEBI, M. (1993). Seismic responses of two adjacent buildings. i : Data and analyses. *Journal of Structural Engineering*, 119(8):2461–2476.

-
- C.F.G.I. (2000). *Caractérisation et cartographie de l'aléa dû aux mouvements de terrain*. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées. Comité Français de Géologie de l'Ingénieur et de l'Environnement.
- CHOUET, B., DE LUCA, G., MILANA, G., DAWSON, P., MARTINI, M. et SCARPA, R. (1998). Shallow velocity structure of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3):653–666.
- CHUNG, J. et HULBERT, G. (1993). A time integration algorithm for structural dynamics with improved numerical dissipation : the generalized- α method. *Journal of applied mechanics*, 60(2):371–375.
- CLAGUE, J. J. et ROBERTS, N. J. (2012). *Landslides : types, mechanisms and modeling*, chapitre Landslide hazard and risk, pages 1–9. Cambridge University Press.
- CLINTON, J. F., BRADFORD, S. C., HEATON, T. H. et FAVELA, J. (2006). The observed wander of the natural frequencies in a structure. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1):237–257.
- COCHRAN, E. S., LAWRENCE, J. F., CHRISTENSEN, C. et JAKKA, R. S. (2009). The quake-catcher network : Citizen science expanding seismic horizons. *Seismological Research Letters*, 80(1):26–30.
- COLE, S., CRONIN, S., SHERBURN, S. et MANVILLE, V. (2009). Seismic signals of snow-slurry lahars in motion : 25 september 2007, mt ruapehu, new zealand. *Geophysical Research Letters*, 36(9).
- COMSOL, M. (2012). Comsol version 4.3a. *Inc., Burlington, MA, www.comsol.com*.
- COOLEY, J. W. et TUKEY, J. W. (1965). An algorithm for the machine calculation of complex fourier series. *Mathematics of computation*, 19(90):297–301.
- CORNFORTH, D. H. (2005). *Landslides in practice*. Wiley Hoboken.
- CORNOU, C., BARD, P.-Y. et DIETRICH, M. (2003). Contribution of dense array analysis to basin-edge-induced waves identification and quantification. Application to Grenoble basin, French Alps (II). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93 (6):2624–2648.
- COUSSY, O. (2005). Poromechanics of freezing materials. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 53(8):1689–1718.
- COUTURE, R. (1998). Contributions aux aspects mécaniques et physiques des écroulements rocheux. *Rapport du Groupe de recherche en environnement et géo-ingénierie. Université de Laval, Canada*.
- CROSTA, G. et AGLIARDI, F. (2003). Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. *Canadian Geotechnical Journal*, 40(1):176–191.
- CRUDEN, D. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 43(1):27–29.
- CRUDEN, D. M. et VARNES, D. J. (1996). *Landslides : investigation and mitigation*, volume 247, chapitre Landslide types and processes, pages 36–75. Transportation Research Board Special Report.
- CSIRO (2010a). *Siro 3D, Sirovision 3D Imaging Mapping System, User Manual, Version 4.1*. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization.
- CSIRO (2010b). *Sirojoint, Sirovision structural mapping and analysis system, User manual, Version 4.1*. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization.
- CUNHA, A., CAETANO, E., MAGALHÃES, F. et MOUTINHO, C. (2005). From input-output to output-only modal identification of civil engineering structures. *In 1st International Operational Modal Analysis Conference (IOMAC)*, pages 11–27. Copenhagen, Denmark.
- DAHLEN, F. (1993). Single-force representation of shallow landslide sources. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(1):130–143.

-
- DAL PIAZ, G. V., BISTACCHI, A. et MASSIRONI, M. (2003). Geological outline of the Alps. *Episodes*, 26(3):175–180.
- DAMMEIER, F., MOORE, J. R., HASLINGER, F. et LOEW, S. (2011). Characterization of alpine rockslides using statistical analysis of seismic signals. *Journal of Geophysical Research*, 116(F04024).
- DAVIES, T. et MAURI, M. (2012). *Landslides : types, mechanisms and modeling*, chapitre Mobility of long-runout rock avalanches, pages 50–58. Cambridge University Press.
- DAVIES, T. R. et MCSAVENEY, M. J. (1999). Runout of dry granular avalanches. *Canadian Geotechnical Journal*, 36(2):313–320.
- DEBARD, Y. (2011). Rdm6 - éléments finis.
- DEBELMAS, J., DESMONS, J., ELLENBERGER, F., GOFFÉ, B., JABRE, J., JAILLARD, E. et PACHOUD, A. (1989). *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000ème, feuille Modane (775)*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- DEL GAUDIO, V., COCCIA, S., WASOWSKI, J., GALLIPOLI, M. et MUCCIARELLI, M. (2008). Detection of directivity in seismic site response from microtremor spectral analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8:751–762.
- DEL GAUDIO, V. et WASOWSKI, J. (2007). Directivity of slope dynamic response to seismic shaking. *Geophysical research letters*, 34(12).
- DEL GAUDIO, V. et WASOWSKI, J. (2011). Advances and problems in understanding the seismic response of potentially unstable slopes. *Engineering geology*, 122(1):73–83.
- DEMANET, D. (2000). *Tomographies 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage*. Thèse de doctorat, Université de Liège, Belgium.
- DEPARIS, J., FRICOUT, B., JONGMANS, D., VILLEMIN, T., EFFENDIANTZ, L. et MATHY, A. (2008a). Combined use of geophysical methods and remote techniques for characterizing the fracture network of a potentially unstable cliff site (the 'Roche du Midi', Vercors massif, France). *Journal of Geophysics and Engineering*, 5(2):147.
- DEPARIS, J., GARAMBOIS, S. et HANTZ, D. (2007). On the potential of ground penetrating radar to help rock fall hazard assessment : A case study of a limestone slab, Gorges de la Bourne (french alps). *Engineering Geology*, 94(1):89–102.
- DEPARIS, J., JONGMANS, D., COTTON, F., BAILLET, L., THOUVENOT, F. et HANTZ, D. (2008b). Analysis of rock-fall and rock-fall avalanche seismograms in the French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4):1781–1796.
- DIAZ, J., VILLASEÑOR, A., MORALES, J., PAZOS, A., CÓRDOBA, D., PULGAR, J., GARCÍA-LOBÓN, J. L., HARNAFI, M., CARBONELL, R., GALLART, J. *et al.* (2010). Background noise characteristics at the IberArray broadband seismic network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(2):618–628.
- DINES, K. A. et LYTLE, R. J. (1979). Computerized geophysical tomography. *Proceedings of the IEEE*, 67(7):1065–1073.
- DIODATI, P., MARCHESONI, F. et PIAZZA, S. (1991). Acoustic emission from volcanic rocks : An example of self-organized criticality. *Physical review letters*, 67(17):2239–2243.
- DOEBLING, S. W., FARRAR, C. R., PRIME, M. B. *et al.* (1998). A summary review of vibration-based damage identification methods. *Shock and vibration digest*, 30(2):91–105.

-
- DOEBLING, S. W., FARRAR, C. R., PRIME, M. B. et SHEVITZ, D. W. (1996). Damage identification and health monitoring of structural and mechanical systems from changes in their vibration characteristics : a literature review. Rapport technique, Los Alamos National Lab., NM (United States).
- DORREN, L., BERGER, F., PUTTERS, U. *et al.* (2006). Real-size experiments and 3-D simulation of rockfall on forested and non-forested slopes. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(1):145–153.
- DORREN, L. K. (2003). A review of rockfall mechanics and modelling approaches. *Progress in Physical Geography*, 27(1):69–87.
- DUMONT, T., SCHWARTZ, S., GUILLOT, S., SIMON-LABRIC, T., TRICART, P. et JOURDAN, S. (2012). Structural and sedimentary records of the oligocene revolution in the western alpine arc. *Journal of Geodynamics*, 56:18–38.
- DUNAND, F., AIT MEZIANE, Y., GUÉGUEN, P., CHATELAIN, J., GUILIER, B., BEN SALEM, R., HADID, M., HELLEL, M., KIBOUA, A., LAOUAMI, N., MACHANE, D., MEZOUER, N., NOUR, A., OUBAICHE, E. et REMAS, A. (2004). Uses of ambient vibrations for Boumerdes buildings damage analysis after the 21 may 2003 earthquake. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie*, 12:177–191.
- DUNAND, F., GUÉGUEN, P., BARD, P., RODGERS, J. et CELEBI, M. (2006). Comparison of the dynamic parameters extracted from weak, moderate and strong building motion. In *1st European Conference of Earthquake Engineering and Seismology*, volume 1021.
- DUSSAUGE, C., GRASSO, J.-R. et HELMSTETTER, A. (2003). Statistical analysis of rockfall volume distributions : Implications for rockfall dynamics. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 108(B6).
- DUSSAUGE-PEISSER, C., HELMSTETTER, A., GRASSO, J.-R., HANTZ, D., DESVARREUX, P., JEANNIN, M., GIRAUD, A. *et al.* (2002). Probabilistic approach to rock fall hazard assessment : potential of historical data analysis. *Natural Hazards and Earth System Science*, 2(1/2):15–26.
- DUSSAUGE-PEISSER, C., WATHELET, M., JONGMANS, D., HANTZ, D., COUTURIER, B. et SINTES, M. (2003). Investigation of a fractured limestone cliff (Chartreuse Massif, France) using seismic tomography and ground-penetrating radar. *Near Surface Geophysics*, 1(4):161–170.
- EKSTRÖM, G. et STARK, C. P. (2013). Simple scaling of catastrophic landslide dynamics. *Science*, 339(6126):1416–1419.
- EVANS, S. G. et CLAGUE, J. J. (1997). The impact of climate change on catastrophic geomorphic processes in the mountains of British Columbia, Yukon and Alberta. *Responding to Global Climate Change in British Columbia and Yukon*, 1:7–1.
- EVANS, S. G., DE GRAFF, J. V., SCHUSTER, R. L., SALCEDO, D. A., VALENZUELA, L., MCSAVENEY, M., GOVI, M., GULLÀ, G., NICOLETTI, P. G., HUNG, J.-J. *et al.* (2002). Catastrophic landslides : Effects, occurrence, and mechanisms. *Reviews in Engineering Geology*, 15:1–34.
- FABRE, D., LORIER, L., MATHY, A. et HANTZ, D. (2013). Gestion d'un risque rocheux en zone urbanisée : le cas des rochers du Néron près de Grenoble (Isère-france). In *Proceedings of the 1st international conference on Landslides risk, 14-15-16 Mars 2013*, pages 149–162.
- FÄH, D. (2008). Coupled seismogenic geohazards in alpine regions (cogear). In *Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*.
- FÄH, D., KIND, F. et GIARDINI, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, 145(2):535–549.

-
- FARRAR, C. R., BAKER, W., BELL, T., CONE, K., DARLING, T., DUFFEY, T., EKLUND, A. et MIGLIORI, A. (1994). Dynamic characterization and damage detection in the I-40 bridge over the Rio Grande. Rapport technique, Los Alamos National Lab., NM (United States).
- FARRAR, C. R. et CONE, K. M. (1994). Vibration testing of the I-40 bridge before and after the introduction of damage. Rapport technique, Los Alamos National Lab., NM (United States).
- FARRAR, C. R., DOEBLING, S. W., CORNWELL, P. J. et STRASER, E. G. (1997). Variability of modal parameters measured on the Alamosa Canyon Bridge. *In Proceedings-Spie The International Society For Optical Engineering*, pages 257–263. Spie International Society For Optical Engineering.
- FAURE-MURET, A. et FALLOT, P. (1957). *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000ème, feuille XXXVI-41 Puget-Thénières*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.
- FAVREAU, P., MANGENEY, A., LUCAS, A., CROSTA, G. et BOUCHUT, F. (2010). Numerical modeling of landquakes. *Geophysical research letters*, 37(15):L15305.
- FELL, R., COROMINAS, J., BONNARD, C., CASCINI, L., LEROI, E. et SAVAGE, W. Z. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. *Engineering Geology*, 102(3):99–111.
- FERRAZZINI, V., AKI, K. et CHOUET, B. (1991). Characteristics of seismic waves composing hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 96(B4):6199–6209.
- FERRUCCI, F., AMELIO, M., SORRISO-VALVO, M. et TANSI, C. (2000). Seismic prospecting of a slope affected by deep-seated gravitational slope deformation : the lago sackung, calabria, italy. *Engineering Geology*, 57:53–64.
- FLORES, J., NOVARO, O. et SELIGMAN, T. (1987). Possible resonance effect in the distribution of earthquake damage in Mexico City. *Nature*, 326(6115):783–785.
- FRAYSSINES, M. (2005). *Contribution à l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux (rupture)*. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- FRAYSSINES, M. et HANTZ, D. (2006). Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps). *Engineering geology*, 86(4):256–270.
- FU, Z.-F. et HE, J. (2001). *Modal analysis*. Butterworth-Heinemann.
- FUKUZONO, T. (1985). A new method for predicting the failure time of a slope. *In Proceedings of the 4th International Conference and Field Workshop in Landslides, Tokyo*, pages 145–150.
- GAFFET, S., GUGLIELMI, Y., CAPPÀ, F., PAMBRUN, C., MONFRET, T. et 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. *Geophysical Journal International*, 182(3):1395–1410.
- GAMBINO, S., MOSTACCIO, A., PATANÈ, D., SCARFÌ, L. et URSINO, A. (2004). High-precision locations of the microseismicity preceding the 2002-2003 Mt. Etna eruption. *Geophysical Research Letters*, 31(18):n/a–n/a.
- GARDNER, J. (1970). Rockfall : a geomorphic process in high mountain terrain. *Albertan Geographer*, 6:15–20.
- GELI, L., BARD, P.-Y. et JULLIEN, B. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion : a review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(1):42–63.
- GIDON, M. et ARNAUD, H. (1978). *Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50 000ème, feuille Grenoble*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

-
- GIGNOUX, M. et MORET, L. (1934). Les grandes subdivisions géologiques des Alpes françaises. *Annales de Géographie*, 43(244):337–363.
- GOT, J.-L., MOUROT, P. et GRANGEON, J. (2010). Pre-failure behaviour of an unstable limestone cliff from displacement and seismic data. *Natural Hazards and Earth System Science*, 10(4):819–829.
- GRUBER, S. et HAEBERLI, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 112(F2).
- GUEGUEN, P., CORNOU, C., GARAMBOIS, S. et BANTON, J. (2007). On the limitation of the H/V spectral ratio using seismic noise as an exploration tool : application to the Grenoble valley (France), a small apex ratio basin. *Pure and Applied Geophysics*, 164(1):115–134.
- GUEGUEN, P., JOLIVET, V., MICHEL, C. et SCHVEITZER, A.-S. (2010). Comparison of velocimeter and coherent LiDAR measurements for building frequency assessment. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8(2):327–338.
- GUNZBURGER, Y., MERRIEN-SOUKATCHOFF, V. et GUGLIELMI, Y. (2005). Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability : case study of the Rochers de Valabres slope (France). *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42(3):331–349.
- GUÉRIN, A., ROSSETTI, J.-P., HANTZ, D. et JABOYEDOFF, M. (2013). Estimating rockfall frequency in a mountain limestone cliff using terrestrial laser scanner. -. submitted.
- GUTENBERG, B. (1958). Microseisms. volume 5 de *Advances in Geophysics*, pages 53 – 92. Elsevier.
- GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., WIECZOREK, G. *et al.* (2003). Rockfall hazard and risk assessment in the Yosemite Valley, California, USA. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3(6):491–503.
- HANDY, M. R., M SCHMID, S., BOUSQUET, R., KISSLING, E. et BERNOULLI, D. (2010). Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. *Earth-Science Reviews*, 102(3):121–158.
- HANKS, T. C. et KANAMORI, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 84(B5):2348–2350.
- HANTZ, D., VENGEON, J., DUSSAUGE-PEISSER, C. *et al.* (2003). An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3(6):693–701.
- HARDY, H. (2003). *Acoustic emission/microseismic activity : volume 1 : principles, techniques and geotechnical applications*, volume 1. Taylor & Francis.
- HAVENITH, H.-B., STROM, A., JONGMANS, D., ABDRAKHMATOV, A., DELVAUX, D. et TRÉFOIS, P. (2003). Seismic triggering of landslides, part a : Field evidence from the Northern Tien Shan. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3(1/2):135–149.
- HEINCKE, B., GÜNTHER, T., DALSEGG, E., RØNNING, J. S., GANERØD, G. V. et ELVEBAKK, H. (2010). Combined three-dimensional electric and seismic tomography study on the åknes rockslide in western Norway. *Journal of Applied Geophysics*, 70(4):292–306.
- HEINCKE, B., MAURER, H., GREEN, A. G., WILLENBERG, H., SPILLMANN, T. et BURLINI, L. (2006). Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2D and 3D seismic tomography. *Geophysics*, 71(6):B241–B256.
- HELMSTETTER, A. et GARAMBOIS, S. (2010). Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps) : Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 115(F3).

-
- HERAK, M. et HERAK, D. (2010). Continuous monitoring of dynamic parameters of the DGFSM building (Zagreb, Croatia). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8(3):657–669.
- HEVIN, G., ABRAHAM, O., PEDERSEN, H. et CAMPILLO, M. (1998). Characterization of surface cracks with Rayleigh waves : a numerical model. *NDT & E International*, 31(4):289–297.
- HIBERT, C. (2012). *Apport de l'écoute sismique pour l'étude des éboulements du cratère Dolomieu, Piton de la Fournaise (Île de la Réunion)*. Thèse de doctorat, Institut de Physique du Globe de Paris.
- HIBERT, C., MANGENEY, A., GRANDJEAN, G. et SHAPIRO, N. (2011). Slope instabilities in dolomieu crater, réunion island : From seismic signals to rockfall characteristics. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 116(F4).
- HOLLAND, A. (2003). Earthquake data recorded by the MEMS accelerometer : Field testing in idaho. *Seismological Research Letters*, 74(1):20–26.
- HOVIUS, N. et MEUNIER, P. (2012). *Landslides : types, mechanisms and modeling*, chapitre Earthquake ground motion and patterns of seismically induced landsliding, pages 24–36. Cambridge University Press.
- HUGGEL, C., CAPLAN-AUERBACH, J. et WESSELS, R. (2008). Recent extreme avalanches : Triggered by climate change? *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 89(47):469.
- HUNGR, O. et EVANS, S. (1996). Rock avalanche runout prediction using a dynamic model. *In Proceedings of the 7th International Symposium on Landslides, Trondheim, Norway*, volume 17, page 21.
- HUNGR, O. et EVANS, S. (2004). Entrainment of debris in rock avalanches : An analysis of a long run-out mechanism. *Geological Society of America Bulletin*, 116(9-10):1240–1252.
- HUNGR, O., EVANS, S., BOVIS, M. et HUTCHINSON, J. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7(3):221–238.
- HUNGR, O., EVANS, S. G. et HAZZARD, J. (1999). Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, 36(2):224–238.
- HUTCHINSON, J. N. (1988). General report : Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *In BONNARD, C., éditeur : Proceedings, Fifth International Symposium on Landslides*, volume 1, pages 3–35. Rotterdam : Balkema.
- IFDSN, IRIS et USGS (2012). *SEED Reference Manual, SEED Format Version 2.4*.
- IGLESIAS, J., JARA, M., AGUILAR, J., MOTA, O., TERÀN, A., GÓMEZ, A., ORTEGA, R., GONZALEZ, E., GUERRERO, J. J., JUÁREZ, H. *et al.* (1987). Estudio de las intensidades del sismo del 19 de septiembre en la ciudad de Mexico. *Universidad Autónoma Metropolitana, México*.
- ISO/TMB/RMWG (2007). Guide 73 : "risk management vocabulary". Rapport technique, ISO/IEC Committee draft. Reference No. N48.
- IVANOVIC, S., TRIFUNAC, M., NOVIKOVA, E., GLADKOV, A. et TODOROVSKA, M. (2000). Ambient vibration tests of a seven-story reinforced concrete building in Van Nuys, California, damaged by the 1994 Northridge earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19(6):391 – 411.
- IVERSON, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7):1897–1910.
- JARRIN, M. (2011). Rd28 - pr 9+500 - commune de Rigaud (06). instrumentation des compartiments FA et FB. compte-rendu de la mission du 14/01/2011. Rapport technique, Géolithe Méditerranée.

-
- JEANNIN, M., GARAMBOIS, S., GRÉGOIRE, C. et JONGMANS, D. (2006). Multiconfiguration GPR measurements for geometric fracture characterization in limestone cliffs (Alps). *Geophysics*, 71(3):B85–B92.
- JJI, L. M. (2009). *Heat convection*. Springer.
- JOLY, D., BROSSARD, T., CARDOT, H., CAILHES, J., HILAL, M. et WAVRESKY, P. (2010). Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo : European Journal of Geography*.
- JONGMANS, D. et CAMPILLO, M. (1993). The response of the Ubaye valley (France) for incident SH and SV waves : Comparison between measurements and modeling. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83(3):907–924.
- JONGMANS, D. et GARAMBOIS, S. (2007). Geophysical investigation of landslides : a review. *Bulletin de la Société géologique de France*, 178(2):101–112.
- JONGMANS, D., HEMROULLE, P., DEMANET, D., RENARDY, F. et VANBRABANT, Y. (2000). Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 5:75–89.
- KANAMORI, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 82(20):2981–2987.
- KANAMORI, H. et GIVEN, J. W. (1982). Analysis of long-period seismic waves excited by the may 18, 1980, eruption of Mount St. Helens-A terrestrial monopole? *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 87(B7):5422–5432.
- KANAMORI, H., GIVEN, J. W. et LAY, T. (1984). Analysis of seismic body waves excited by the Mount St. Helens eruption of may 18, 1980. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 89(B3):1856–1866.
- KAO, H., KAN, C.-W., CHEN, R.-Y., CHANG, C.-H., ROSENBERGER, A., SHIN, T.-C., LEU, P.-L., KUO, K.-W. et LIANG, W.-T. (2012). Locating, monitoring, and characterizing typhoon-induced landslides with real-time seismic signals. *Landslides*, 9(4):557–563.
- KAWASE, H. et AKI, K. (1990). Topography effect at the critical SV-wave incidence : possible explanation of damage pattern by the Whittier Narrows, California, earthquake of 1 october 1987. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80(1):1–22.
- KEARY, P., BROOKS, M. et HILL, I. (2002). An introduction to geophysical exploration.
- KIM, J.-T. et STUBBS, N. (2003). Crack detection in beam-type structures using frequency data. *Journal of Sound and Vibration*, 259(1):145–160.
- KONNO, K. et OHMACHI, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1):228–241.
- KRAUTBLATTER, M. et MOSER, M. (2009). A nonlinear model coupling rockfall and rainfall intensity based on a four year measurement in a high alpine rock wall (Reintal, German Alps). *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(4):1425–1432.
- KUKKONEN, I. et ŠAFANDA, J. (2001). Numerical modelling of permafrost in bedrock in northern Fennoscandia during the Holocene. *Global and Planetary Change*, 29(3):259–273.
- LA ROCCA, M., GALLUZZO, D., SACCOROTTI, G., TINTI, S., CIMINI, G. B. et DEL PEZZO, E. (2004). Seismic signals associated with landslides and with a tsunami at Stromboli volcano, Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(5):1850–1867.

-
- LA ROCCA, M., PETROSINO, S., SACCOROTTI, G., SIMINI, M., IBANEZ, J., ALMENDROS, J. et DEL PEZZO, E. (2000). Location of the source and shallow velocity model deduced from the explosion quakes recorded by two seismic antennas at Stromboli volcano. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A : Solid Earth and Geodesy*, 25(9):731–735.
- LACROIX, P. et HELMSTETTER, A. (2011). Location of seismic signals associated with microearthquakes and rockfalls on the Séchilienne landslide, French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(1):341–353.
- LAMBERT, S. et NICOT, F. (2011). *Rockfall engineering*. Wiley Online Library.
- LANCELLOTTA, R., GIGLI, P. et PEPE, G. (1991). Rupe del Santuario di Madonna del Sasso, relazione tecnica riguardante la caratterizzazione geologico-strutturale dell'ammasso roccioso e le condizioni di stabilità della rupe. Rapport technique, Ministero dei Lavori Pubblici - Opere Pubbliche per il Piemonte e Valle d'Aosta.
- LAUTRIDOU, J.-P. (1984). *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thèse de doctorat.
- LAVERGNE, M. (1989). *Seismic methods*. Editions Technip.
- LE ROUX, O., CORNOU, C., JONGMANS, D. et SCHWARTZ, S. (2012). 1-D and 2-D resonances in an alpine valley identified from ambient noise measurements and 3-D modelling. *Geophysical Journal International*, 191(2):579–590.
- LEGROS, F. (2002). The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63(3):301–331.
- LERMO, J. et CHAVEZ-GARCIA, F. J. (1994). Site effect evaluation at Mexico City : Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13(6):413 – 423.
- LEUCCI, G. (2007). Geophysical investigations to study the physical–mechanical characteristics of the rock in a coastal environment : the cliff of Roca (Lecce, Italy). *Journal of Geophysics and Engineering*, 4(4):462.
- LEVSHIN, A., YANOVSKAYA, T., LANDER, A., BUKCHIN, B., BARMIN, M., RATNICOVA, L., ITS, E. et KEILIS-BOROK, V. (1989). Surface seismic waves in laterally inhomogeneous earth. *Surface Seismic Waves in Laterally Inhomogeneous Earth*. Kluwer Publ. House, Dordrecht.
- LIN, C., KUMAGAI, H., ANDO, M. et SHIN, T. (2010). Detection of landslides and submarine slumps using broadband seismic networks. *Geophysical Research Letters*, 37(22).
- LIN, Y., REN, W. X. et FANG, S. (2011). Structural damage detection based on stochastic subspace identification and statistical pattern recognition : II. experimental validation under varying temperature. *Smart Materials and Structures*, 20(11):115010.
- LONGUET-HIGGINS, M. S. (1950). A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 243(857):1–35.
- LOWRIE, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press.
- LUCKMAN, B. H. (1976). Rockfalls and rockfall inventory data : Some observations from surprise valley, Jasper National Park, Canada. *Earth Surface Processes*, 1(3):287–298.
- LÉVY, C. (2011). *Etude instrumentale et numérique de la réponse dynamique d'une écaille potentiellement instable*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, France.
- LÉVY, C., BAILLET, L., JONGMANS, D., MOUROT, P. et HANTZ, D. (2010). Dynamic response of the Chamousset rock column (Western Alps, France). *Journal of Geophysical Research*, 115(F04043).

-
- LÉVY, C., JONGMANS, D. et BAILLET, L. (2011). Analysis of seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column (Vercors massif, French Alps). *Geophysical Journal International*, 186:296–310.
- MA, G., MATSUYAMA, H., NISHIYAMA, S. et OHNISHI, Y. (2011). Practical studies on rockfall simulation by DDA. *J Rock Mech Geotech Eng*, 3(1):57–63.
- MAIA, N. M. M. et SILVA, J. M. M. (1997). *Theoretical and experimental modal analysis*. Research Studies Press Taunton.
- MANGENEY, A., TSIMRING, L., VOLFSO, D., ARANSON, I. et BOUCHUT, F. (2007). Avalanche mobility induced by the presence of an erodible bed and associated entrainment. *Geophysical Research Letters*, 34(22):L22401.
- MARCLAY, R., HOHBERG, J. M., JOHN, M. et MARCHER, T. (2010). The new Linth-Limmern hydro-power plant - design of caverns under 500m overburden. In *European Rock Mechanics Symposium (Eurock)*, Rock Mechanics in Civil and Environmental Engineering, page 4, Lausanne, Switzerland. CRC Press.
- MATSUOKA, N. (2001). Direct observation of frost wedging in alpine bedrock. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(6):601–614.
- MATTIROLLO, E., NOVARESE, V., FRANCHI, S., STELLA, A. et COZZOLINO, F. (1927). *Carte géologique de l'Italie - feuille n° 30 - Varallo*. R. Ufficia Geologica.
- MAURER, H., SPILLMANN, T., HEINCKE, B., HAUCK, C., LOEW, S., SPRINGMAN, S. M. et GREEN, A. G. (2010). Geophysical characterization of slope instabilities. *First Break*, 28:53–61.
- MAVKO, G., MUKERJI, T. et DVORKIN, J. (2009). *The rock physics handbook : Tools for seismic analysis of porous media*. Cambridge University Press.
- MCGREEVY, J. (1981). Some perspectives on frost shattering. *Progress in Physical Geography*, 5(1):56–75.
- MENALLY, K. C., GONZÁLEZ-RUIZ, J. R. et STOLTE, C. (1986). Seismogenesis of the 1985 great (Ms=8.1) Michoacan, Mexico earthquake. *Geophysical Research Letters*, 13(6):585–588.
- MENAMARA, D. E. et BULAND, R. P. (2004). Ambient noise levels in continental United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94:1517–1527.
- MCSAVENEY, M. et DOWNES, G. (2002). Application of landslide seismology to some New Zealand rock avalanches. *Landslides*, pages 649–654.
- MELOSH, H. J. (1987). The mechanics of large rock avalanches. *Reviews in Engineering Geology*, 7:41–50.
- MERIC, O., GARAMBOIS, S., JONGMANS, D., WATHELET, M., CHATELAIN, J.-L. et VENGEON, J. (2005). Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(4):1105–1115.
- MÉRIC, O., GARAMBOIS, S., MALET, J.-P., CADET, H., GUÉGUEN, P. et JONGMANS, D. (2007). Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2):137–148.
- MÉTAXIAN, J.-P., LESAGE, P. et DOREL, J. (1997). Permanent tremor of Masaya volcano, Nicaragua : Wave field analysis and source location. *Journal of geophysical research*, 102(B10):22529–22.
- M.E.T.L. et M.A.T.E. (1997). *Plans de prévention des risques naturels prévisibles (PPR) : Guide général*. la Documentation française.

-
- M.E.T.L. et M.A.T.E. (1999). *Plans de prévention des risques naturels, PPR, risques de mouvements de terrain : guide méthodologique*. la Documentation française. Ministère de l'Équipement des Transports et du Logement, Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement.
- MICHEL, C. (2007). *Vulnérabilité Sismique de l'échelle du bâtiment à celle de la ville-Apport des techniques expérimentales in situ-Application à Grenoble*. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourier-Grenoble I.
- MICHEL, C., GUÉGUEN, P. et BARD, P.-Y. (2008). Dynamic parameters of structures extracted from ambient vibration measurements : An aid for the seismic vulnerability assessment of existing buildings in moderate seismic hazard regions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 28(8):593–604.
- MICHEL, C., GUEGUEN, P. et CAUSSE, M. (2012). Seismic vulnerability assessment to slight damage based on experimental modal parameters. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 41(1):81–98.
- MICHEL, C., GUÉGUEN, P., EL AREM, S., MAZARS, J. et KOTRONIS, P. (2010a). Full-scale dynamic response of an rc building under weak seismic motions using earthquake recordings, ambient vibrations and modelling. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 39(4):419–441.
- MICHEL, C., GUÉGUEN, P., LESTUZZI, P. et BARD, P.-Y. (2010b). Comparison between seismic vulnerability models and experimental dynamic properties of existing buildings in France. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8(6):1295–1307.
- MICHEL, C., ZAPICO, B., LESTUZZI, P., MOLINA, F. J. et WEBER, F. (2011). Quantification of fundamental frequency drop for unreinforced masonry buildings from dynamic tests. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 40(11):1283–1296.
- MICHON, L., STAUDACHER, T., FERRAZZINI, V., BACHÈLERY, P. et MARTI, J. (2007). April 2007 collapse of Piton de la Fournaise : A new example of caldera formation. *Geophysical Research Letters*, 34(21):L21301.
- MIKAEL, A. (2011). *Evaluation des paramètres physiques des bâtiments : amortissement, fréquence et modes de comportement des structures de génie civil : approche expérimentale*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.
- MIKAEL, A., GUEGUEN, P., BARD, P.-Y., ROUX, P. et LANGLAIS, M. (2013). The analysis of long-term frequency and damping wandering in buildings using the random decrement technique. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(1):236–246.
- MIKAEL, A., GUÉGUEN, P., BARD, P.-Y., ROUX, P. et LANGLAIS, M. (2012). Long-term frequency and damping wandering in buildings analysed using the random decrement technique. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(1).
- MILSOM, J. J. et ERIKSEN, A. (2011). *Field geophysics*, volume 36. John Wiley & Sons.
- MOORE, J. R., GISCHIG, V., BURJANEK, J., LOEW, S. et FÄH, D. (2011). Site effects in unstable rock slopes : dynamic behavior of the Randa instability (Switzerland). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6):3110–3116.
- MORA, M. M., LESAGE, P., VALETTE, B., ALVARADO, G. E., LEANDRO, C., MÉTAXIAN, J.-P. et DOREL, J. (2006). Shallow velocity structure and seismic site effects at Arenal volcano, Costa Rica. *Journal of volcanology and geothermal research*, 152(1):121–139.
- MORETTI, L., MANGENEY, A., CAPDEVILLE, Y., STUTZMANN, E., HUGGEL, C., SCHNEIDER, D. et BOUCHUT, F. (2012). Numerical modeling of the Mount Steller landslide flow history and of the generated long period seismic waves. *Geophysical Research Letters*, 39(16).

-
- MOSER, F., JACOBS, L. J. et QU, J. (1999). Modeling elastic wave propagation in waveguides with the finite element method. *Ndt & E International*, 32(4):225–234.
- MUCCIARELLI, M., GALLIPOLI, M. R., DI GIACOMO, D., DI NOTA, F. et NINO, E. (2005). The influence of wind on measurements of seismic noise. *Geophysical Journal International*, 161(2):303–308.
- MUFUNDIRWA, A., FUJII, Y., KODAMA, N. et KODAMA, J.-i. (2011). Analysis of natural rock slope deformations under temperature variation : A case from a cool temperate region in Japan. *Cold Regions Science and Technology*, 65(3):488–500.
- NAKAMURA, Y. (2008). On the H/V spectrum. *In Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*.
- NAYERI, R. D., MASRI, S. F., GHANEM, R. G. et NIGBOR, R. L. (2008). A novel approach for the structural identification and monitoring of a full-scale 17-story building based on ambient vibration measurements. *Smart Materials and Structures*, 17(2):025006.
- NGUYEN, F. (2005). *Near-surface Geophysical Imaging and Detection of Slow Active faults*. Thèse de doctorat, Université de Liège.
- NICHOLSON, D. T. et NICHOLSON, F. H. (2000). Physical deterioration of sedimentary rocks subjected to experimental freeze–thaw weathering. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(12):1295–1307.
- NOETZLI, J., GRUBER, S., KOHL, T., SALZMANN, N. et HAEBERLI, W. (2007). Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. *Journal of Geophysical Research*, 112(F2):F02S13.
- NORRIS, R. D. (1994). Seismicity of rockfalls and avalanches at three Cascade Range volcanoes : Implications for seismic detection of hazardous mass movements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6):1925–1939.
- NYQUIST, H. (1928). Certain topics in telegraph transmission theory. *American Institute of Electrical Engineers, Transactions of the*, 47(2):617–644.
- OCCHIENA, C., COVIELLO, V., ARATTANO, M., CHIARLE, M., MORRA DI CELLA, U., PIRULLI, M., POGGIOTTI, P. et SCAVIA, C. (2012). Analysis of microseismic signals and temperature recordings for rock slope stability investigations in high mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12:2283–2298.
- OHNAKA, M. et MOGI, K. (1982). Frequency characteristics of acoustic emission in rocks under uniaxial compression and its relation to the fracturing process to failure. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 87(B5):3873–3884.
- OMORI, F. (1922). The semi-destructive earthquake of april 26, 1922. *Seismological Notes*, (3).
- ONDE, H. (1933). Chantiers de haute montagne : Le barrage et la chute de Bissorte (Maurienne). *Revue de géographie alpine*, 21(3):623–633.
- OPPIKOFER, T., JABOYEDOFF, M., BLIKRA, L., DERRON, M.-H. et METZGER, R. (2009). Characterization and monitoring of the åknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Science*, 9(3):1003–1019.
- PEDERSEN, H., CAMPILLO, M. et SANCHEZ-SESMA, F. (1995). Azimuth dependent wave amplification in alluvial valleys. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 14(4):289–300.
- PEDERSEN, H., LE BRUN, B., HATZFELD, D., CAMPILLO, M. et BARD, P.-Y. (1994). Ground-motion amplitude across ridges. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6):1786–1800.

-
- PELTIER, A., BACHÈLERY, P. et STAUDACHER, T. (2009). Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (la réunion) between 1972 and 2007 : A review of geophysical and geochemical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1):93–108.
- PELTIER, A., MASSIN, F., BACHÈLERY, P. et FINIZOLA, A. (2012). Internal structure and building of basaltic shield volcanoes : the example of the Piton de La Fournaise terminal cone (la Réunion). *Bulletin of volcanology*, 74(8):1881–1897.
- PERRIER, L., MÉTAXIAN, J.-P., BATTAGLIA, J. et GARAEBITI, E. (2012). Estimation of the near-surface velocity structure of the Yasur-Yenkahe volcanic complex, Vanuatu. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 227:50–60.
- PETERSON, J. (1993). Observations and modeling of seismic background noise. Rapport technique Open File Report 93-332, USGS.
- PETLEY, D. (2012). Global patterns of loss of life from landslides. *Geology*, 40(10):927–930.
- PETLEY, D. N. (2013). Characterizing giant landslides. *Science*, 339(6126):1395–1396.
- PETROVIC, J. (2003). Review mechanical properties of ice and snow. *Journal of materials science*, 38(1):1–6.
- PETTITT, W. S., BAKER, C., YOUNG, R. P., DAHLSTRÖM, L.-O. et RAMQVIST, G. (2002). The assessment of damage around critical engineering structures using induced seismicity and ultrasonic techniques. In *The Mechanism of Induced Seismicity*, pages 179–195. Springer.
- PICOZZI, M., PAROLAI, S. et ALBARELLO, D. (2005). Statistical analysis of noise horizontal-to-vertical spectral ratios (HVSR). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95:1779–1786.
- PISCHIUTTA, M., CULTRERA, G., CASERTA, A., LUZI, L. et ROVELLI, A. (2010). Topographic effects on the hill of Nocera Umbra, central Italy. *Geophysical Journal International*, 182(2):977–987.
- RAVANEL, L., ALLIGNOL, F., DELINE, P., BRUNO, G. *et al.* (2011). Les écroulements rocheux dans le massif du Mont-Blanc pendant l’été caniculaire de 2003. *Géovision*, (36).
- RICHEFEU, V., MOLLON, G., DAUDON, D. et VILLARD, P. (2012). Dissipative contacts and realistic block shapes for modeling rock avalanches. *Engineering Geology*, 149-150(0):78–92.
- RODRIGUEZ, V. H. et MIDORIKAWA, S. (2002). Applicability of the H/V spectral ratio of microtremors in assessing site effects on seismic motion. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 31(2):261–279.
- ROSENBLUETH, E. (1986). The mexican earthquake : a firsthand report. *Civil Engineering-ASCE*, 56(1):38–40.
- ROSSER, N., LIM, M., PETLEY, D., DUNNING, S. et ALLISON, R. (2007). Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 112(F4).
- ROTH, M., DIETRICH, M., BLIKRA, L. H. et LECOMTE, I. (2006). Seismic monitoring of the unstable rock slope site at åknes, Norway. In *19th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*.
- SABRA, K. G., GERSTOFT, P., ROUX, P., KUPERMAN, W. et FEHLER, M. C. (2005). Extracting time-domain Green’s function estimates from ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 32(3).
- SAGE (2005). Rp. 3046-b : R.n. 6 - lieu-dit La Praz, secteur est - définition des travaux de sécurisation à réaliser à court-moyen terme. Rapport technique, SAGE.
- SAITO, M. (1980). Semi-logarithmic representation for forecasting slope failure. In *Proceedings of the International Symposium on Landslides*, volume 1, pages 321–324.

-
- SALAWU, O. (1997). Detection of structural damage through changes in frequency : a review. *Engineering structures*, 19(9):718–723.
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. et SCHUSTER, R. (2004). Tectonic map and overall architecture of the alpine orogen. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97(1):93–117.
- SCHNEIDER, D., BARTELT, P., CAPLAN-AUERBACH, J., CHRISTEN, M., HUGGEL, C. et MCARDELL, B. W. (2010). Insights into rock-ice avalanche dynamics by combined analysis of seismic recordings and a numerical avalanche model. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface (2003–2012)*, 115(F4).
- SCHUSTER, R. L. (1996). *Landslide : investigation and mitigation*, chapitre Socioeconomic significance of landslides, pages 12–35. Numéro 247. Transport Research Board Special Report 247, National Academy Press.
- SELLERS, E. J., KATAKA, M. O. et LINZER, L. M. (2003). Source parameters of acoustic emission events and scaling with mining-induced seismicity. *Journal of geophysical research*, 108(B9):2418.
- SENFaute, G., DUPERRET, A. et LAWRENCE, J. (2009). Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs : a case study at Mesnil-Val, Normandie, France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, 9(5):1625–1641.
- SENFaute, G., WASSERMANN, J. et HOMAND, F. (2008). Induced microseismicity and mechanical response during the experimental flooding of an iron ore mine. *In Proceedings of the Symposium Post-mining*.
- SESAME, R. T. (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. measurements, processing and interpretation. Rapport technique, SESAME European Research Project WP12 - Deliverable D23-12.
- SHANNON, C. E. (1949). Communication in the presence of noise. *Proceedings of the IRE*, 37(1):10–21.
- SHERIFF, R. E. et GELDART, L. (1995). Exploration seismology : Cambridge. *Cambridge University Press*.
- SINGH, S. K., MENA, E. et CASTRO, R. (1988). Some aspects of source characteristics of the 19 september 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(2):451–477.
- SKEMPTON, A. et HUTCHINSON, J. (1969). Stability of natural slopes and embankment foundations. *In Soil Mech & Fdn Eng Conf Proc/Mexico/*.
- SOCCO, L. et STROBBIA, C. (2004). Surface-wave method for near-surface characterization : a tutorial. *Near Surface Geophysics*, 2(4):165–185.
- SOETERS, R. et VAN WESTEN, C. J. (1996). *Landslides : investigation and mitigation*, volume 247, chapitre Slope instability recognition, analysis and zonation, pages 129–177. Transportation Research Board Special Report.
- SOHN, H., DZWONCZYK, M., STRASER, E. G., KIREMIDJIAN, A. S., LAW, K. H. et MENG, T. (1999). An experimental study of temperature effect on modal parameters of the Alamosa Canyon bridge. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 28(8):879–897.
- SORNETTE, D., HELMSTETTER, A., ANDERSEN, J., GLUZMAN, S., GRASSO, J.-R. et PISARENKO, V. (2004). Towards landslide predictions : two case studies. *Physica A : Statistical Mechanics and its Applications*, 338(3):605–632.
- SOSIO, R., CROSTA, G. B. et HUNGR, O. (2008). Complete dynamic modeling calibration for the Thurwieser rock avalanche (Italian Central Alps). *Engineering Geology*, 100(1):11–26.

-
- SPILLMANN, T., MAURER, H., GREEN, A. G., HEINCKE, B., WILLENBERG, H. et HUSEN, S. (2007). Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *Journal of Geophysical Research*, 112(B7):B07301.
- SPUDICH, P., HELLWEG, M. et LEE, W. (1996). Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake : implications for mainshock motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B):S193–S208.
- STAUDACHER, T., FERRAZZINI, V., PELTIER, A., KOWALSKI, P., BOISSIER, P., CATHERINE, P., LAURET, F. et MASSIN, F. (2009). The april 2007 eruption and the dolomieu crater collapse, two major events at Piton de la Fournaise (la Réunion island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1):126–137.
- STEAD, D. et COGGAN, J. (2012). *Landslides : types, mechanisms and modeling*, chapitre Numerical modeling of rock-slope instability, pages 1–9. Cambridge University Press.
- STOICA, P. et MOSES, R. L. (1997). *Introduction to Spectral Analysis*. Prentice-Hall.
- STOKOE, K. H., WRIGHT, S., BAY, J. et ROESSET, J. (1994). Characterization of geotechnical sites by SASW method. *Geophysical characterization of sites*, pages 15–25.
- STUBBS, I. R. et MACLAMORE, V. (1973). The ambient vibration survey. *In Proceedings of Fifth World Conference on Earthquake Engineering*.
- SURIÑACH, E., FURDADA, G., SABOT, F., BIESCAS, B. et VILAPLANA, J. (2001). On the characterization of seismic signals generated by snow avalanches for monitoring purposes. *Annals of Glaciology*, 32(1):268–274.
- SURIÑACH, E., VILAJOSANA, I., KHAZARADZE, G., BIESCAS, B., FURDADA, G., VILAPLANA, J. *et al.* (2005). Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements. *Natural Hazards and Earth System Science*, 5(6):791–798.
- SUWA, H., MIZUNO, T. et ISHII, T. (2010). Prediction of a landslide and analysis of slide motion with reference to the 2004 Ohto slide in Nara, Japan. *Geomorphology*, 124(3):157–163.
- SZWEDZICKI, T. (2003). Rock mass behaviour prior to failure. *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 40(4):573–584.
- TONNELIER, A., HELMSTETTER, A., MALET, J.-P., SCHMITTBUHL, J., CORSINI, A. et JOSWIG, M. (2013). Seismic monitoring of soft-rock landslides : the Super-Sauze and Valoria case studies. *Geophysical Journal International*, 193(3):1515–1536.
- TOURENQ, C. (1970). *La géativité des roches : application aux granulats*. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées (LCPC).
- TRAORE, H. (1976). *Etude sédimentologique et géochimique du Dome de Barrot (Alpes Maritimes)-France*. Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- TUKEY, J. et BLACKMAN, R. B. (1958). *The Measurement of Power Spectra*. Dover Publications Inc, New York.
- VACHER, P., DUMOULIN, S., MORESTIN, F. et MGUIL-TOUCHAL, S. (1999). Bidimensional strain measurement using digital images. *Proceedings of the Institution of Mechanical Engineers, Part C : Journal of Mechanical Engineering Science*, 213(8):811–817.
- VALLA, M., GUEGUEN, P., AUGÈRE, B., GOULAR, D. et PERRAULT, M. (2013). Remote modal study of reinforced concrete buildings using a multipath LiDAR vibrometer. *ASCE Journal of Structural Engineering*, Special Issue of the focusing on Field Testing of Structures. in press.

-
- VARNES, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Transportation Research Board Special Report*, (176).
- VENGEON, J.-M., HANTZ, D. et DUSSAUGE, C. (2001). Prédicibilité des éboulements rocheux : Approche probabiliste par combinaison d'études historiques et géomécaniques. *Revue Française de Géotechnique*, 95-96:143–154.
- VERNET, J. (1963). Remarques sur le Permien du massif de l'Argentera et du Dôme de Barrot. *Travaux du Laboratoire de Géologie de Grenoble*, 39:199–212.
- VIDALE, J. E., BONAMASSA, O. et HOUSTON, H. (1991). Directional site resonances observed from the 1 october 1987 Whittier Narrows, California, earthquake and the 4 october aftershock. *Earthquake Spectra*, 7(1):107–125.
- VILA, J. (1998). The broadband seismic station CAD (tunel del Cadi, eastern Pyrenees) : Site characteristics and background noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1):297–303.
- VILAJOSANA, I., SURINACH, E., ABELLAN, A., KHAZARADZE, G., GARCIA, D. et LLOSA, J. (2008). Rockfall induced seismic signals : case study in Montserrat, Catalonia. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(4):805–812.
- VOIGHT, B. (1989). A relation to describe rate-dependent material failure. *Science*, 243(4888):200–203.
- WALTER, M., ARNHARDT, C. et JOSWIG, M. (2012). Seismic monitoring of rockfalls, slide quakes, and fissure development at the Super-Sauze mudslide, French Alps. *Engineering Geology*, 128:12–22.
- WALTER, M. et JOSWIG, M. (2008). Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the vorarlberg alps. *First Break*, 26(6).
- WALTER, M. et JOSWIG, M. (2009). Seismic characterization of slope dynamics caused by soft rock-landslides : The Super-Sauze case study. In *Landslide processes : from geomorphic mapping to dynamic modelling. Proceedings of the landslide processes conference. CERG Editions, Strasbourg, France*, pages 215–220.
- 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. *first break*, 27(8).
- WATHELET, M., JONGMANS, D. et OHRNBERGER, M. (2004). Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near surface geophysics*, 2(4):211–221.
- WEGMANN, M., GUDMUNDSSON, G. H. et HAEBERLI, W. (1998). Permafrost changes in rock walls and the retreat of alpine glaciers : a thermal modelling approach. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(1):23–33.
- WEICHERT, D., HORNER, R. B. et EVANS, S. G. (1994). Seismic signatures of landslides : The 1990 Brenda Mine collapse and the 1965 Hope rockslides. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(5):1523–1532.
- WIECHERT, E. (1904). Discussion, {Verhandlung der zweiten Internationalen Seismologischen Konferenz}. *Beitrage zur Geophysik*, 2:41–43.
- WIECZOREK, G., SNYDER, J., ALGER, C. et ISAACSON, K. (1992). Yosemite historical rockfall inventory. *US Geol. Surv. Open File Report*, 38:92–387.
- WIECZOREK, G. F. (1996). Landslide triggering mechanisms. *Landslides : Investigation and mitigation*, pages 76–90.

-
- WITHERS, M. M., ASTER, R. C., YOUNG, C. J. et CHAEL, E. P. (1996). High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5):1507–1515.
- W.P.W.L.I. (1990). A suggested method for reporting a landslide. *Bulletin International Association of Engineering Geology*, 41:5–12. Working Party on World Landslide Inventory.
- WU, T. H., TANG, W. H. et EINSTEIN, H. H. (1996). *Landslides : investigation and mitigation*, volume 247, chapitre Landslide hazard and risk assessment, pages 106–118. Transportation Research Board Special Report.
- XIA, Y., HAO, H., ZANARDO, G. et DEEKS, A. (2006). Long term vibration monitoring of an RC slab : temperature and humidity effect. *Engineering Structures*, 28(3):441–452.
- XIA, Y., XU, Y.-L., WEI, Z.-L., ZHU, H.-P. et ZHOU, X.-Q. (2011). Variation of structural vibration characteristics versus non-uniform temperature distribution. *Engineering Structures*, 33(1):146–153.
- YAMADA, M., KUMAGAI, H., MATSUSHI, Y. et MATSUZAWA, T. (2013). Dynamic landslide processes revealed by broadband seismic records. *Geophysical Research Letters*.
- YAMADA, M., MATSUSHI, Y., CHIGIRA, M. et MORI, J. (2012). Seismic recordings of landslides caused by Typhoon Talas (2011), Japan. *Geophysical Research Letters*, 39(13).
- YUEN, K.-V. et KUOK, S.-C. (2010a). Ambient interference in long-term monitoring of buildings. *Engineering Structures*, 32(8):2379–2386.
- YUEN, K.-V. et KUOK, S.-C. (2010b). Modeling of environmental influence in structural health assessment for reinforced concrete buildings. *Earthquake Engineering and Engineering Vibration*, 9(2):295–306.
- ZVELEBILL, J. et MOSER, M. (2001). Monitoring based time-prediction of rock falls : three case-histories. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 26(2):159–167.

Annexes

Annexe A

Instrumentation

N°	Nom du site	Sismomètre				Station d'acquisition				
		Désignation	Nb	Bande passante (Hz)	Sensibilité (V.m ⁻¹ .s ⁻¹)	Désignation	Gain	fs (Hz)	Pleine échelle (V)	Résolution CAN (bit)
1	Rubi	Lennartz LE3D Lite	4	1-100	400	KG	1	1-100	40	24
2	La Suche	Lennartz LE3D 5s	3	0.2-100	400	KG	1	0.2-100	40	24
3	La Praz	Lennartz LE3D 5s	3	0.2-100	400	KG	1	0.2-100	40	24
4	Les Arches	IHR 3C	3	2-100	1920	AK	1	2-100		24
5	Madonna del Sasso	Lennartz LE3D 5s	6	0.2-100	400	KG, NT	1	0.2-100	40, 16	24

TABLE A.1 – Caractéristiques des capteurs et stations sismiques utilisés. KG : Kinematics Granite, AK : Agecodagis Kephren, NT : Nanometrics Taurus.

N°	Nom du site	Extensométrie		Clinométrie			Station d'acquisition
		Désignation	Nb	Désignation	Nb	Course (°)	
1	Rubi	Gefran PC67 (piston)	2	Vicatronics AGS5	4	±5	KG
		PMI-PA4HGP10K (câble)	1				
2	La Suche	Ext. à piston	4	Vicatronics AGS5	3	±5	KG, MADD
3	La Praz	Ext. à câble	9	Vicatronics AGS5	3	±5	KG
4	Les Arches	Gefran PMA12 (piston)	1	Vicatronics AGS5	2	±5	CGS
		μWDS-100-P60 (câble)	1				
5	Madonna del Sasso	-	-	-	-	-	-

TABLE A.2 – Caractéristiques des capteurs de mouvement et stations d'acquisitions utilisés. KG : Kinematics Granite, CGS : ControLord GigaLog S.

Annexe B

Analyse spectrale de compartiments rocheux instables par écoute du bruit de fond sismique

Titre original : Spectral analysis of prone-to-fall rock compartments using ambient vibrations

P. Bottelin¹, D. Jongmans¹, L. Baillet¹, T. Lebourg², D. Hantz¹, C. Lévy², O. Leroux³, H. Cadet³, L. Lorier³, J-D Rouiller⁴, J. Turpin¹, L. Darras¹

¹ ISTERre, Université de Grenoble 1, *CNRS*, F-38041 Grenoble, France. ² Géoazur, Université de Nice Sophia Antipolis (*UNS*), *CNRS*, 250 av Einstein, 06560 Valbonne, France. ³ Société Alpine de GEotechnique (*SAGE*), 2 rue de la Condamine, 38610 Gières, France. ⁴ Centre de Recherche sur l'Environnement ALPin (*CREALP*), 45 rue de l'Industrie, CH-1951 Sion, Switzerland.

Published in *JEEG*, December 2013, Volume 18, Issue 4, pp. 205-217. doi :10.2113/JEEG18.4.205

B.1 Résumé

La réponse dynamique de quatre compartiments rocheux instables situés dans les Alpes a été étudiée par enregistrement des vibrations ambiantes, dans le but d'identifier des précurseurs aux éboulements. Les sites d'études sont caractérisés par des contextes géologiques différents (calcaires, pélites, alternance grès-schistes), des mécanismes de rupture et volume variés. Les spectres de vibrations ambiantes mesurés sur le compartiment instable montrent systématiquement des pics d'énergie clairs à des fréquences spécifiques, contrairement aux enregistrements sur le massif stable. Ces fréquences dominantes sont interprétées comme les fréquences de résonance du compartiment instable, en accord avec des simulations numériques 2D. Dans le plan horizontal, la vibration à la fréquence fondamentale est systématiquement perpendiculaire au versant et perpendiculaire à la fracture arrière observée sur la plupart des sites.

La fréquence fondamentale de chaque compartiment instable montre des variations réversibles liées aux fluctuations de température, à différentes échelles de temps et avec des amplitudes et décalages variables selon le site. Sur le site le plus fracturé, la résonance semble liée à un contraste de rigidité entre le compartiment et le massif rocheux, plutôt qu'au découplage mécanique le long d'une fracture arrière observé sur les trois autres sites. Il n'a pas été observé de variation de fréquence fondamentale liée à de l'endommagement au cours de la période d'étude.

B.2 Abstract

The dynamic response of four unstable rock compartments in the Alps has been studied using the ambient vibration technique, with the aim of identifying precursors to rockfalls. The test sites present various geological settings (limestone, argillite, and shale-sandstone series), failure mechanisms and volumes. The ambient vibration spectra measured on the unstable compartments systematically showed clear energy peaks at specific frequencies, in contrast with records made on the adjacent stable rock masses. These predominant frequencies were interpreted as resonant frequencies of the unstable compartments, in agreement with 2D modal analysis. In the horizontal plane, ground motion at the fundamental frequency was found to be systematically parallel to the slope face, and perpendicular to the main bounding fracture observed at most of the sites.

The fundamental frequency of each prone-to-fall compartment shows reversible variations related to temperature fluctuations at different timescales, with a significant contrast in magnitude and phase-shift between sites. At the more fractured site, resonance seems to result from a contrast in internal rigidity between the compartment and the rock mass, rather than from decoupling along a rear fracture, which is the mechanism observed at the three other sites. No change in fundamental frequency resulting from damage processes was observed over the period of study.

B.3 Introduction

With the current increase in urbanization in alpine areas, rockfalls can result in severe damage to human facilities, disrupting communication avenues such as roads and railways, destroying buildings and sometimes causing fatalities. Medium-size rockfalls, with a volume ranging from 10^3 to 10^5 m³, have become a matter of increasing concern for land managers, owing to their large destructive power and relative high rate of occurrence ([Frayssines et Hantz 2006](#)).

Investigating prone-to-fall rock compartments with classic geotechnical techniques is however a difficult task, and geophysical tools have been increasingly used for both reconnaissance (e.g. [Dussauge-Peisser et al. 2003](#); [Jongmans et Garambois 2007](#); [Leucci 2007](#)) and monitoring purposes (e.g. [Busby et Jackson 2006](#); [Maurer et al. 2010](#); [Lévy](#)

et al. 2010). Active seismic techniques, such as seismic refraction tomography, are frequently applied to investigate rock slopes in different geological conditions, in order to determine landslide boundaries and internal structure (Jongmans *et al.* 2000; Ferrucci *et al.* 2000; Heincke *et al.* 2006, 2010). Passive seismic techniques, which consist of recording ambient vibrations, have been recently applied for monitoring prone-to-fall sites. An early approach was based on the detection of seismic events or on the change in seismic energy over a given period of time. Amitrano *et al.* (2005) reported acceleration in both the rate of seismicity and energy two hours before the collapse of a chalk cliff. Senfaute *et al.* (2009) showed that precursory micro-seismic events that occurred within 15 hours before this same rockfall were related to crack initiation, growth and opening, with an increase in the magnitude of seismic events toward failure. Studying micro-earthquakes generated close to a prone-to-fall column, Lévy *et al.* (2011) showed that their location was consistent with the position of a rock bridge area, observed after the column collapse. They provided insights into the failure mechanism, demonstrating shear zones and traction zones along the fracture. They also reported ground motion amplification on the column under microearthquake excitation. A second strategy used in passive seismic monitoring was to process the seismic noise, i.e. periods without specific seismic events, to retrieve the dynamic parameters of a structure (Stubbs *et MacLamore* 1973), in particular its resonant frequencies. Such methods were first applied to civil structures, such as bridges and buildings (e.g. Farrar *et al.* 1994; Clinton *et al.* 2006). Recently, the same techniques were applied to unstable rock slopes such as the Randa and Walkersmaat crystalline instabilities (Burjáněk *et al.* 2010, 2012; Moore *et al.* 2011) or to limestone cliffs (Lévy *et al.* 2010). In the latter study, ambient vibration monitoring allowed detecting the resonant frequencies of a prone-to-fall column and showed a clear drop of the fundamental frequency (first resonant frequency, f_1) a few weeks before the column collapsed. In the same study, f_1 was also shown to fluctuate over time, similar to observations made on buildings (Clinton *et al.* 2006). These reversible changes were attributed to temperature effects. The ambient vibration technique, which provides information on the internal mass characteristics and on the boundary conditions of rock slope instabilities, offers the advantage of easy recording and simple processing, and may be used for damage monitoring if reversible and irreversible effects can be separated.

Following the pioneering works applying ambient vibrations on unstable slopes, this paper aims to test the applicability of the technique in various rock mass configurations, characterized by different deformation and failure mechanisms. Four prone-to-fall medium-size rock compartments located in the Occidental Alps in various geological contexts (limestone, argillite and shale-sandstone series) were selected and instrumented. Ambient vibrations recorded on-site were analyzed, allowing us to retrieve the resonant frequencies of the rock compartments and monitor their fluctuations over time.

B.4 Study sites

B.4.1 Description

The location and layout of the four study sites (Rubi, La Suche, La Praz and Les Arches) are shown in figure B.1. Figure B.2 presents a simplified contour map for each site, with unstable compartment colored in grey and its rear limit shown by a thick barbed line. Figure B.3 shows cross-sections perpendicular to the rear limit, along with the orientation of the bedding. Geological information for the four sites is extracted from geological maps and field observations. Azimuths are given as clockwise from north.

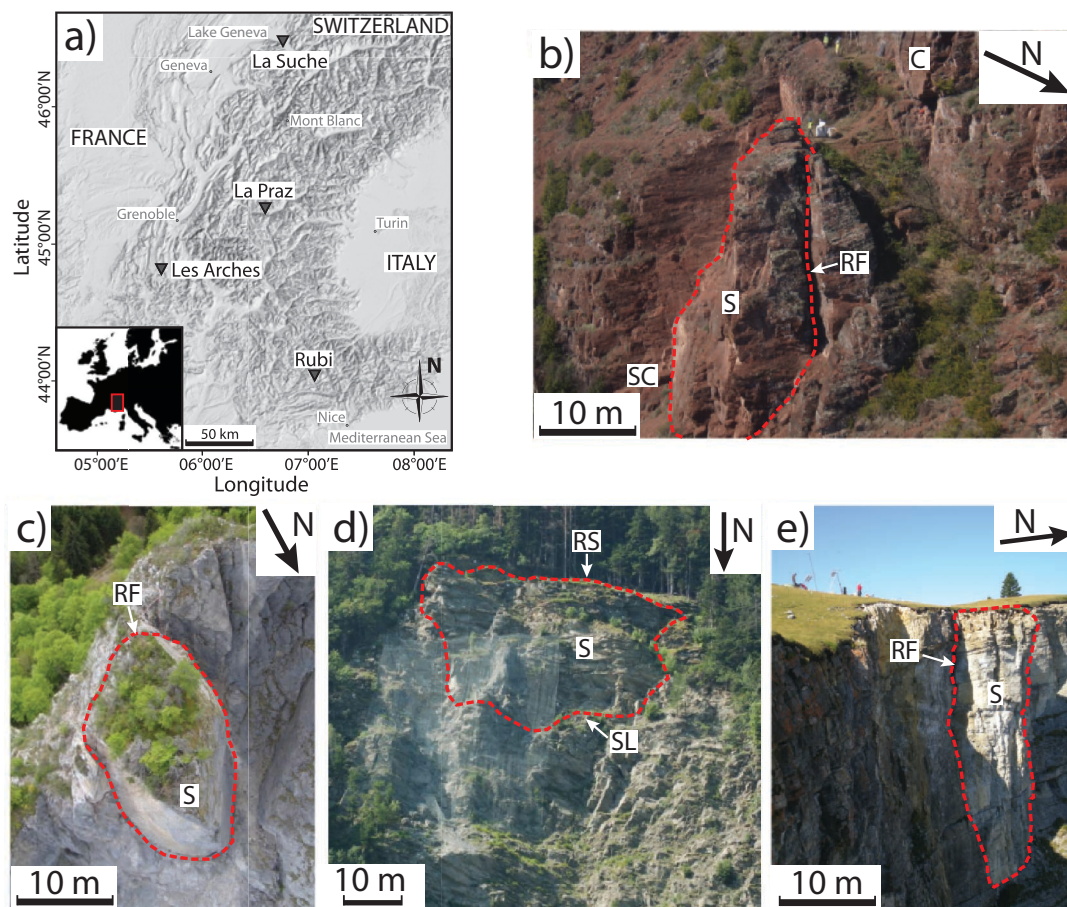


FIGURE B.1 – a) Map of the western Alps with location of the four study sites. b to e) Photographs of the four study sites. The limits of the unstable compartments are delineated by red dashed lines. (b) Rubi : From top to bottom are shown the cliff (*C*), the 4,500 m³ unstable column (*S*) and scree (*SC*). The meter wide rear fracture is indicated by the *RF* white arrow. (c) La Suche : The discontinuity separating the unstable column (*S*) from the stable rock mass is shown with the white arrow (*RF*). (d) La Praz : The unstable compartment is delineated at its bottom by a stable ledge (*SL*) and the main rear scarp (*RS*) at its top. (e) Les Arches : Note the 15 m deep open fracture (*RF*) separating the unstable rock column (*S*) from the stable rock mass.

The Rubi site lies on the downstream right-bank of the Cians River, in the maritime Alps (France) at about 800 m in altitude (Figure B.1a). The steep slope is composed of fine-grained, thinly-bedded red argillites of Permian age, belonging to the Barrot dome (Faure-Muret et Falot 1957). The daylighting bedding is oriented parallel to the slope (065°) with a dip of about 20° to SE. The $4,500 \text{ m}^3$ unstable column (figure B.1b, B.2a and B.3a) is delineated by a 065° oriented, meter-wide near-vertical discontinuity on the entire height of its rear side. Towards the northwest direction, a 12 m wide ledge is surmounted by a 30 m high cliff (figure B.3a). To the south, the unstable rock column hangs over a 50 m long scree slope, which ends a few tens of meters above the road. Two near-vertical sets of discontinuities (dip ranging from 80 to 90°) bisect the rock mass, striking 020 - 030° and 100 - 120° , respectively. The morphology and rock mass structure suggest toppling and/or basal sliding as the failure mechanism. The argillite composing the slope is generally impervious, favoring water circulation in the fracture network. This southeast-facing site is intensely exposed to sunlight radiation over the entire year. During the last 10 years, regular measurements of the column displacement were carried out and showed a cumulative 13 cm of motion in the 160° direction with a plunge of 30° .

The second site, La Suche, is located at an elevation of about 1,400 m on the downstream left-bank slope of the Rhône valley (figure B.1a) in the canton Valais, Switzerland. The cliff consists of sub-horizontal limestone layers of Lower Jurassic to Paleocene age (Badoux 1965). The studied unstable column is approximately 70 m high, 28 m wide and 15 m thick, with a volume of about $30,000 \text{ m}^3$ (figures B.1c, B.2b and B.3b). The column is delineated by two main sets of near-vertical joints, striking 040° and 165° . On its southeastern side, the column is separated from the rock mass by a complex network of open and near-vertical fractures, while an open fracture striking 120 - 135° is visible on the southwestern side. The column toe is affected by a discontinuity oriented 110° and dipping 70° to the NNE, which creates a preferential basal sliding plane. The activity of this site is evidenced by regular rockfalls occurring since the 60's, with four significant events between 1969 and 1999. Extensometer monitoring conducted by *CREALP* (Centre de Recherche en Environnement ALPin - *Guardaval* network) since 2005 has revealed a northwestward opening at rates up to 3 mm/year.

The third site, La Praz, is located in the middle part of the Maurienne Valley (Savoie, France; figure B.1a). It lies on a north-facing slope at about 1,230 m in altitude. It is composed of a succession of highly fractured sandstone beds and dark mica-rich shale layers of Carboniferous age (Debelmas et al. 1989, figure B.1d). The bedding dips into the slope at 20 - 30° in the N-S direction, almost perpendicular to the valley axis. The rock mass is cut by a major fracture set oriented 090 - $100^\circ/55$ - 70°N , which is nearly parallel to the slope. This discontinuity pattern creates an unstructured mass of rock blocks (with volumes up to 10 m^3 in sandstones) separated from the adjacent stable part by a 10 m high rear scarp, generating compound sliding of fractured material (figure B.2c). On its western side, the rock compartment is limited by a persistent near-vertical fracture oriented 130 - 150° , whereas the morphology of the disintegrated rock mass on the eastern side suggests the occurrence of a previous rockslide. The lower limit of the unstable compartment is delineated by a stable ledge at 1190-1195 m in altitude. (figure

B.2c). The volume of the unstable compartment is estimated to be about 13,000 m³, with a thickness varying from 7 m to locally 15 m (figure B.3c). Rockfall volumes up to 1,000 m³ were generated at this site during the 20th century, while three recent rockfalls between 2002 and 2009 produced volumes of a few hundred cubic meters. This site was equipped with nine extensometers in 2006, and displacement measurements show large spatial variability resulting from the discontinuous structure of the material, from a few mm to locally more than 40 mm per year.

The final site, Les Arches, is located at an elevation of about 1,900 m in the southern part of the carbonate Vercors massif (Isère, France ; figure B.1a). To the east, this slightly inclined plateau is truncated by a cliff composed of sub-horizontal meter-thick bedded bioclastic limestone in its upper part (upper 100 m) and of decimeter-thick layers of marly limestone in the less steep lower part (Arnaud *et al.* 1974; Lévy *et al.* 2010). Structural analysis showed that the material is affected at the meter scale by two main sets of near-vertical discontinuities striking 030-050° and 110-120°. The column is decoupled from the neighboring rock mass by a rear open fracture oriented 145°, visible in figures B.1e and B.3d. The unstable rock compartment is about 30 m high, 15 m wide and 5 m thick at its crown, resulting in a total volume of about 1,000 m³ (figures B.2d and B.3d). Regular water seepage is observed at the toe of the column. The column geometry and discontinuity pattern suggest toppling and possible basal sliding as failure mechanisms. In such a geological context, the main factor controlling failure is the proportion of rock bridges along the potential rupture surface, as shown by Frayssines *et Hantz* (2006) in their study of 25 rockfalls that occurred in steep limestone cliffs in the French Alps. All four study sites represent a large variety in terms of geological materials, morphology, failure mechanism and unstable volume. A summary of the study site characteristics is given in table B.1.

Site	Rock type	Shape	Failure mechanism		Vol. (m ³)	R.F.A. (°)	f_1 (Hz)	V.A. at f_1 (°)	Sensor type	f_c (Hz)
Rubi	Argillites	Column	Toppling, sliding	basal	4,500	065	5.2	160	LE3D1s	1
La Suche	Limestone	Column	Toppling, sliding	basal	30,000	-	2.2	015	LE3D5s	0.2
La Praz	Shale-sandstone series	Heavily fractured rock mass	Compound sliding		13,000	090-100	5.8	016	LE3D5s	0.2
Les Arches	Limestone	Column	Toppling, sliding	basal	1,000	145	6	054	IHR3C	2

TABLE B.1 – Characteristics of the four prone-to-fall compartments along with their fundamental frequency (f_1) and corresponding azimuth of vibration (V.A.). Azimuths are given in degrees clockwise from north. R.F.A. is the rear fracture azimuth.

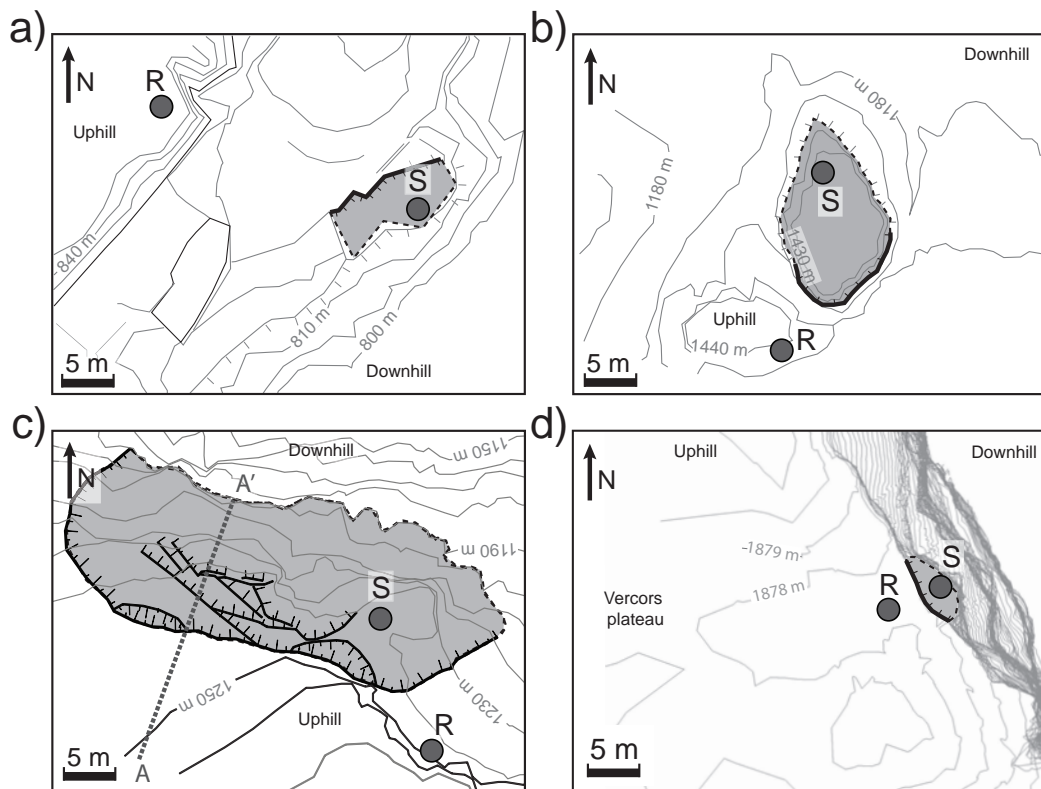


FIGURE B.2 – Site maps of Rubi (a), La Suche (b), La Praz (c) and Les Arches (d). The unstable rock compartment is shaded in light gray. The boundary separating the unstable compartment from the stable rock mass (RF or RS in figures B.1 and B.3) is delineated with a black barbed line. The location of the sensor (S) on the prone-to-fall compartment and the reference sensor (R) on the stable rock mass are shown with grey dots. The light gray (AA') dashed segment on the La Praz map (c) locates the seismic refraction profile (figure B.4).

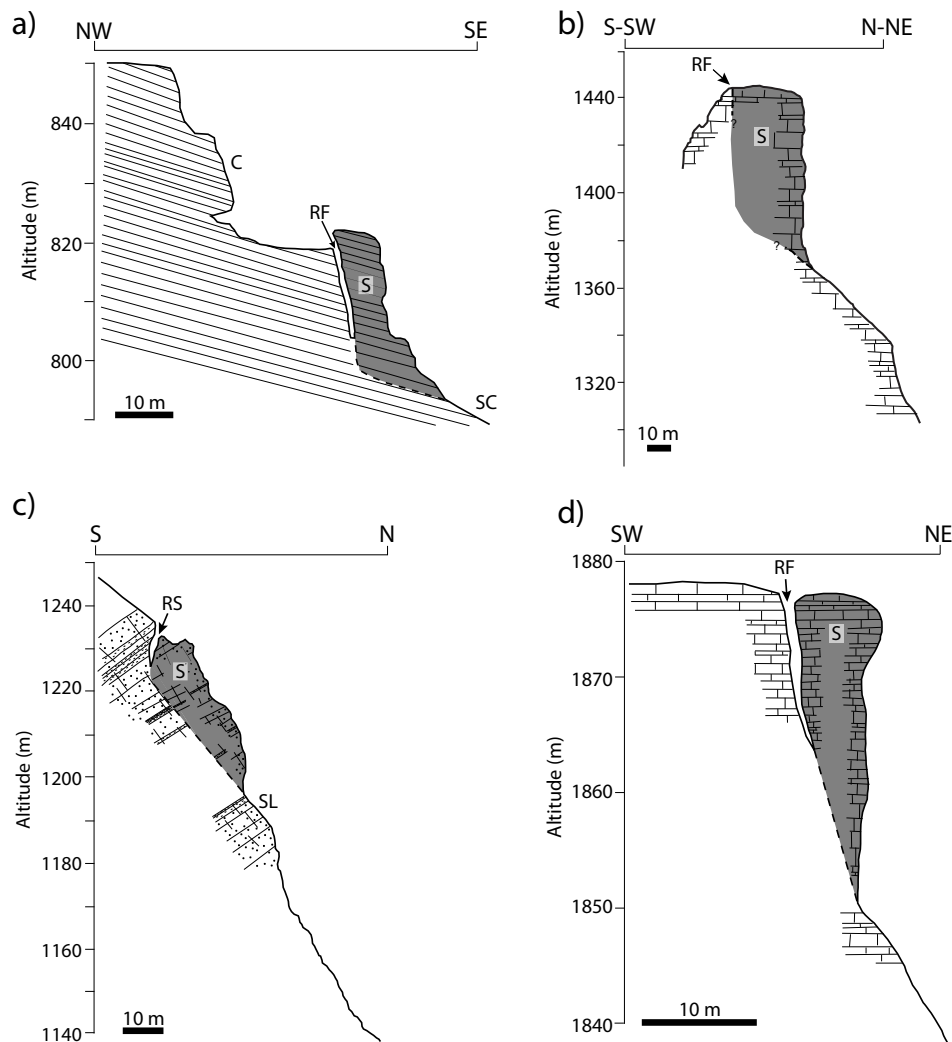


FIGURE B.3 – Schematic vertical sections of the four study sites, oriented perpendicular to the slope. (a) Rubi. From top to bottom : the rock cliff (*C*), the main rear fracture (*RF*), the unstable column (*S*, colored grey) and scree (*SC*). The thin black lines show argillite beds. (b) La Suche. From south-southwest to north-northeast : the stable rock mass (in white), rear discontinuity (*RF*) and the unstable limestone tower (*S*, in grey). (c) La Praz. The stable rock mass is shown in white, the prone-to-fall compartment (*S*, colored grey) lies between the rear scarp (*RS*) and the stable ledge (*SL*) at about 1190-1195 m in altitude. (d) Les Arches. The unstable limestone column (*S*, in grey) is separated from the stable rock mass (in white) by a 15 m deep open rear fracture (*RF*).

B.4.2 Active seismic survey

A seismic tomography survey was conducted at La Praz in order to characterize rock fracturing at depth and to define the geometry of the prone-to-fall compartment. The 57.5 m long profile (labeled AA' in figure B.2c) allowed investigating both the unstable compartment, located below the rear scarp (labeled RS on figures B.1d, B.2c and B.3c), and the upper stable rock mass. The seismic source consisted of hammer impacts on a metal plate, and the ground motion was recorded by an array of 24, 4.5 Hz single-component geophones. Inversion was carried out using the *SIRT* (Simultaneous Iterative Reconstruction Technique) algorithm (Dines et Lytle 1979) implemented in the *SARDINE* software (Demagnet 2000). The starting model was defined as a homogeneous media with P-wave velocity (V_p) of 3,000 m/s. Fit between the model and seismic data was assessed by the *RMS* (Root Mean Square) criterion :

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{1}{N} \left(\frac{t_i - t_{ic}}{t_i} \right)^2} \quad (\text{B.4.1})$$

where N is the number of seismic rays, t_i and t_{ic} are the measured and computed travel times, respectively. Inversion was stopped after eight iterations, giving a satisfying 6.1 % RMS value.

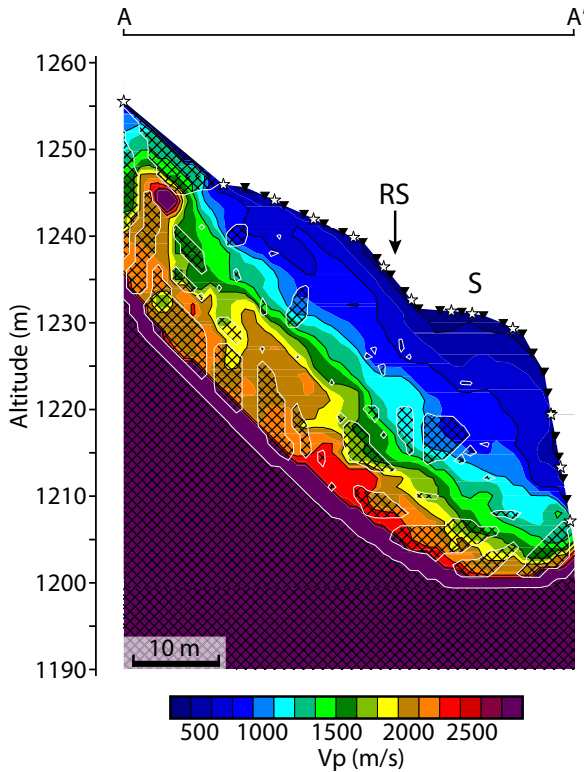


FIGURE B.4 – Seismic cross-section at La Praz after eight iterations (RMS = 6.1 %). The hatched areas indicate low resolution zones (less than four rays per cell). Geophones are shown with black triangles and the shots are located with white stars. The arrow shows the main rear scarp (RS), while S indicates the prone-to-fall compartment.

The resulting cross-section is displayed in figure B.4, highlighting the unstable compartment (S) and the main rear scarp (RS). The hatched areas designate low resolution zones, with less than four rays per cell. The seismic profile shows an increase in V_p with depth, ranging from about 300 m/s at the surface up to nearly 2,800 m/s at 25 m depth. Using a threshold of 1,000 m/s for an highly-fractured rock, the thickness of the unstable compartment below the rear fracture can be estimated at between 12 m and 15 m, in agreement with morphological observations. Surprisingly, the results reveal that this low-velocity zone extends upwards, above the main rear scarp, suggesting a potential retrogressive evolution of the instability.

B.4.3 Ambient vibration recording technique

At each site, two short-period three-component seismometers were installed on the unstable compartment (S) and on the stable rock mass (R), respectively (see locations in figure B.2). The seismometers were oriented northward, with $\pm 5^\circ$ accuracy. Different types of sensors (details given in table B.1) were used for this ambient noise recording experiment, depending on the site. At all sites, the studied resonant frequencies were within the flat response range of the sensor and no record deconvolution by the instrument response was performed. Seismometers were operated in continuous recording mode for seven months with a 250 Hz sampling frequency. As environmental conditions were found to play a role in controlling the dynamic response of an unstable compartment in a previous experiment (Lévy *et al.* 2010), a meteorological station was set up at each site, except for Les Arches where a previously installed station is located about 3 km southwest of the site and 120 m lower in altitude. Air temperature, wind speed, wind direction and rainfall were recorded every 15 minutes. Seismic and meteorological recordings are both referenced with respect to the Coordinated Universal Time (UTC).

B.5 Vibration study

B.5.1 Field data analysis

Figure B.5 5a displays the first 10 seconds of a seismic noise sample recorded on the east-west component at Les Arches study site, starting at 07h00 on 2011/08/01. The signal recorded on the unstable rock column (top) exhibits mean amplitudes about two to three times greater than on the adjacent stable rock mass one (bottom). The amplitude ratio is however dependent on the frequency content of the signal and can vary with time. The spectral content of ambient vibrations in the horizontal plane was computed from the N and E components by calculating Fourier spectra for each azimuth at 1° angular increments. The resulting polar plots for the Rubi, La Suche, La Praz and Les Arches sites are displayed in figures B.5b, c, d and e, respectively, both for the unstable compartment (top) and the stable rock mass (bottom). Azimuths are displayed clockwise with respect

to north, while the radial direction is the frequency axis. Results are shown in the 1-5 Hz or 1-10 Hz range, and the amplitude of the polar plots is normalized to 1 for each site.

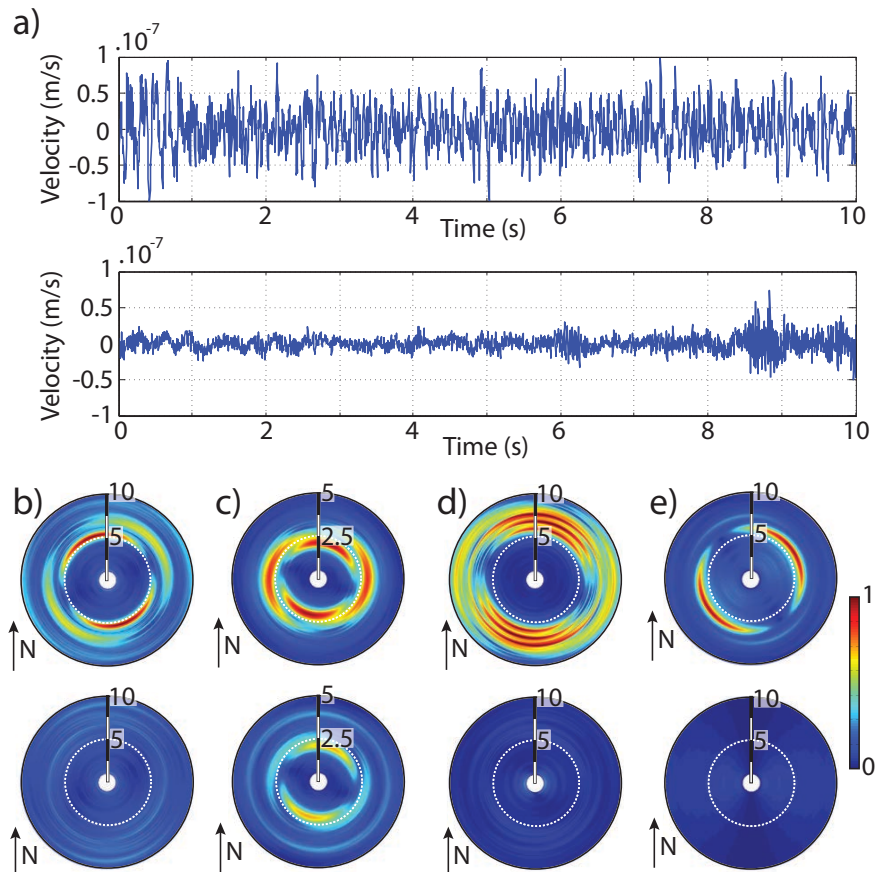


FIGURE B.5 – a) 10 second-long seismic records measured at Les Arches on the unstable column (top) and on the stable rock mass (bottom), beginning at 07 :00 on 2011/08/01. b) to e) Polar plots of normalized Fourier spectra, computed from 1-hour long records, for Rubi (b), La Suche (c), La Praz (d) and Les Arches (e). Frequency is shown on the radial axis and the azimuth is given clockwise with respect to north. The color scale corresponds to the amplitude of the Fourier spectrum, normalized to 1 for each site. Top row : unstable compartment, and bottom row : stable rock mass. Notice that the frequency scale in (c) is different from the others.

For all prone-to-fall compartments (figure B.5b to e, top) polar plots exhibit clear peaks at specific orientations and frequencies. In contrast, no significant peak in amplitude or directionality is observed on the plots for the stable rock mass (figure B.5b, bottom), except for the La Suche site. Notably, the reference sensor (R) at La Suche had to be set up relatively close to the unstable column (figure B.2b) and the data likely reflect part of the column vibration explaining the spectral peak between 1.8 and 3 Hz (figure B.5c, bottom). For Rubi (figure B.5b), La Suche (figure B.5c) and Les Arches (figure B.5e), the greatest spectral amplitudes are observed at the lowest peak in frequency, in agreement with results from previous studies (Lévy *et al.* 2010; Burjánek *et al.* 2012).

At higher frequency, another peak is clearly distinguishable at these three sites, showing a direction of vibration nearly perpendicular to the fundamental mode. In contrast, no such clear relation between spectral peaks is observed at La Praz (figure B.5d, top). The three first peaks are oriented in nearly the same direction, while the fourth is orthogonal to the others. These results suggest a different response of the La Praz site, as compared to the other three prone-to-fall compartments.

Comparing the polar plots (figures B.5b to B.5e) with the site maps (figure B.2a to B.2d), the motion of the predominant vibration appears to be oriented perpendicular to the main rear limiting crack separating the unstable compartment from the stable rock mass (table B.1), especially at Rubi, La Praz and Les Arches. These observations are consistent with the results of Burjánek *et al.* (2010), Burjánek *et al.* (2012) and Lévy *et al.* (2010), who found that ambient vibrations were predominantly oriented perpendicular to open fractures. At La Suche, the fracture pattern is more complex (figure B.2b), with at least two fracture sets delineating the rock column. At this site, the 015° striking vibration is oriented roughly in the line of slope. As shown in a similar study (Lévy *et al.* (2010)), the frequency peaks measured on the prone-to-fall compartments could be associated with their resonance modes. This hypothesis is supported by the absence of similar peaks in the spectra measured on the stable rock mass, and is explored in the following section.

B.5.2 Numerical simulations

To validate the interpretations deriving from analysis of field data, a simple numerical modal analysis of Les Arches, Rubi and La Suche sites was conducted using the 2D finite element code *RDM6* (Debard 2011). Each unstable compartment was modeled as a simple 2D rectangular column attached at its toe, using the mechanical parameters given in table B.2. At Les Arches, the dynamic characteristics of the limestone were measured in-situ using seismic prospecting (Lévy *et al.* 2010), yielding an elastic modulus of 6.9 GPa. A seismic refraction profile conducted on the rock mass at Rubi showed a P-wave velocity (V_p) of about 2,000 m/s at 10 m depth, in good agreement with the value given by Lavergne (1989) for soft sedimentary rocks (marls and shales). According to this same source, V_s was taken as 800 m/s, leading to an elastic modulus of 4.5 GPa. Such investigation was impossible on the steep terrain at La Suche. Using characteristics given in the literature for similar fractured limestone (Marclay *et al.* 2010), elastic modulus values were bracketed in the range between 15 and 25 GPa. Computed fundamental resonance frequencies, which correspond to the first flexural mode, are compared to the measured values in table B.2. Despite the strong assumptions regarding the column geometry and boundary conditions, as well as uncertainties in the mechanical parameters, the simulations yield results within the same order of magnitude as our field measurements. This supports the hypothesis that the spectral peaks measured on-site are related to resonance of the unstable compartments. The origin of this resonance will be addressed in the discussion section.

Site	Density ρ (kg.m ⁻³)	Young's modulus E (GPa)	Poisson ratio ν	f_1 (Hz)	
				F.M.	N.M.
Rubi	2,500	4.5 ⁽¹⁾	0.40	5.2	4.9
La Suche	2,650	15 ⁽²⁾	0.31	2.2	2.1
		25 ⁽²⁾			
Les Arches	2,650	6.9 ⁽³⁾	0.43	6	6.4

TABLE B.2 – Mechanical parameters used for 2D resonance modeling (see text for details). f_1 is the fundamental resonance frequency, while F.M. and N.M. refer to Field Measurements and Numerical Modeling, respectively. Elastic modulus values come from ⁽¹⁾ seismic refraction profile, ⁽²⁾ laboratory and dilatometer tests (Marclay *et al.* 2010) and ⁽³⁾ previous seismic surveys (Lévy *et al.* 2010).

B.6 Resonant frequency monitoring

The fundamental resonant frequency at each site was monitored over the acquisition period. First, the seismic trace in the direction of fundamental vibration was obtained by rotating the horizontal components. Next, the signal was cut into one-hour long blocks and clipped at a threshold value equal to four times the standard deviation of the absolute signal in order to mitigate the effects of transients. The averaged Fourier spectrum was computed for each time block by stacking 36 spectra processed over 100 s windows with 10 % cosine taper. Each averaged spectrum was then normalized to 1. This processing brought out the fundamental frequency (f_1) for monitoring its changes over time (figure B.6a-d); and air temperature and rainfall rate are plotted in the same figure (bottom). All sites exhibited variations in f_1 , but with very different magnitudes; the standard deviation ranging from 9 % at Les Arches (figure B.6d) to 0.5 % at La Praz (figure B.6c) over the entire monitoring period. Such changes are observed at two different time scales : long-period changes (a few days to a few weeks, see figure B.6) and daily cycles (figure B.7, enlargement of figure B.6 during August 2011). Both frequency and temperature curves exhibit this same characteristic, suggesting that reversible changes in f_1 are caused by thermal effects. At Rubi, La Suche and Les Arches, the two parameters are to be strongly correlated, and in phase at both time scales (figures B.6 and B.7; a, b and d respectively). Similar behavior was also observed by Lévy *et al.* (2010) and Lévy (2011) on an unstable limestone column. The rise in resonant frequency with temperature was there interpreted as resulting from rear fracture closure induced by rock thermal expansion. On the contrary, the f_1 data at La Praz (figures B.6c and 7c), which shows little variation, is negatively correlated (i.e. out of phase) with air temperature. This difference in the thermal response of the shale and sandstone series could result from the failure mechanism. Indeed, the absence of deep open fracture makes the potential rupture surface less sensitive to temperature variations. These small changes in f_1 may result from temperature-dependency of the Young's modulus (E) (Xia *et al.* 2011). As temperature decreases, E increases at the rock surface and causes slight f_1 augmentation. This effect

is probably not noticeable at the other sites where the influence of contact in the rear fracture prevails. During the first two months of this study, the fundamental frequency at Les Arches exhibited a linear decrease (figure B.6d). This long term trend likely results from ice melting in the rear fracture during spring which generates a progressive decrease in f_1 during warming, as proposed by Lévy (2011). Over the entire period of monitoring, no clear irreversible changes in resonant frequency that might indicate damage were observed.

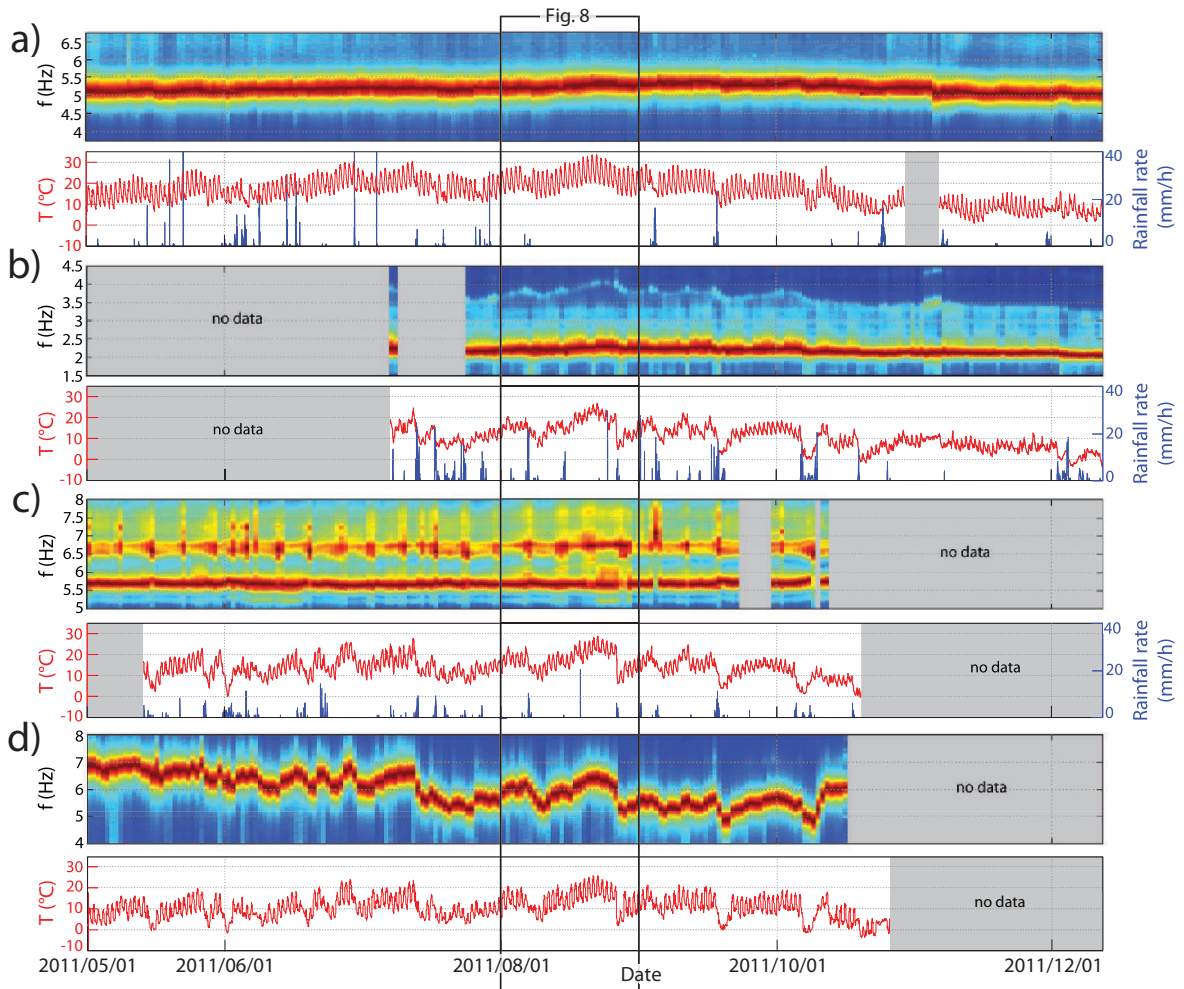


FIGURE B.6 – (Top) Averaged seismic noise spectrum, (bottom) air temperature (in red) and rainfall rate (in blue) over time, for Rubi (a), La Suche (b), La Praz (c) and Les Arches (d).

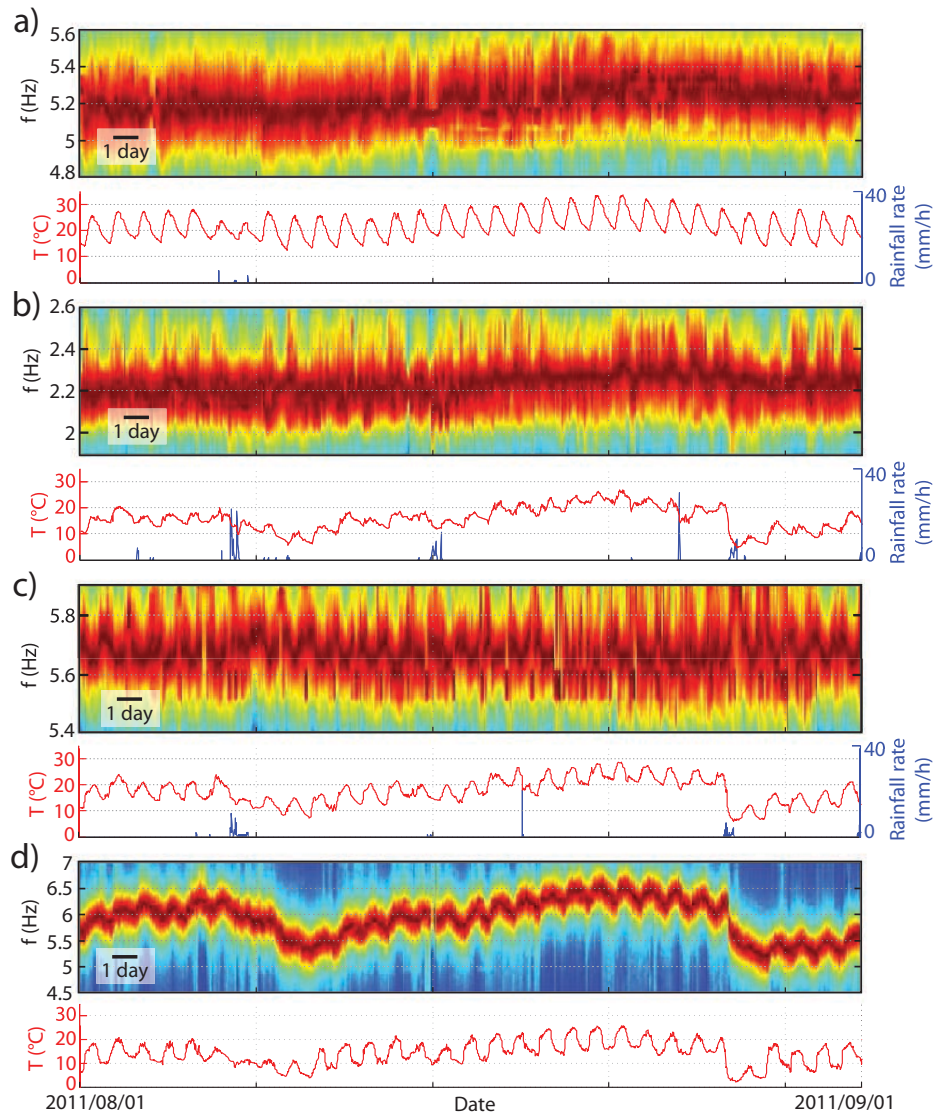


FIGURE B.7 – Zoomed view of Figure 6 during August 2011. (Top) Fundamental frequency f_1 , (bottom) air temperature (in red) and rainfall rate (in blue) variation over time, for Rubi (a), La Suche (b), La Praz (c) and Les Arches (d).

B.7 Discussion

All unstable rock compartments exhibited clear fundamental resonant frequencies (f_1) ranging from 2.2 to 6 Hz for volumes between 1,000 and 30,000 m³. The resonance of a simple oscillator is given by :

$$f_1 = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{K}{M}} \quad (\text{B.7.1})$$

where K is the spring stiffness and M is the mass. Using this simple equation, the resonant frequency should decrease with compartment volume. Such decrease is observed for Les Arches, Rubi and La Suche (see table B.1). In contrast, the La Praz site exhibits an unexpectedly high resonant frequency (5.8 Hz) with respect to its volume of 13,000 m³, suggesting the influence of another parameter. Other factors controlling the resonant frequency of an unstable compartment are its Young's modulus and the stiffness of the contact linking the compartment to the stable rock mass (Lévy *et al.* 2010). For stiff and homogeneous rocks such as limestone, the failure process (toppling or sliding) develops through rock bridge breakage along a bounding fracture (Frayssines et Hantz 2006) and the predominant factor influencing the resonant frequency change is the contact stiffness. This explains the in-phase change of f_1 with temperature, resulting from the thermal expansion which closes the rear fracture. On the contrary, the resonant frequency of the heterogeneous La Praz compartment, which is controlled by compound sliding with no deep rear fracture, is less sensitive and anti-correlated with temperature variations through the Young's modulus dependency on temperature. The Vp image obtained at La Praz (figure B.4) shows the presence of a superficial low velocity layer (< 1,000 m/s) across the identified unstable zone. This seismic structure is likely to generate spectral amplification, similar to site effects widely appreciated in earthquake engineering (Bard et Riepl-Thomas 1999). Such effects result from trapping of shear and surface waves in the low-velocity layer, generating resonance. Assuming a constant Poisson's ratio of 0.33 in the rock, Vp values were converted into Vs values and the first resonant frequency was estimated using the simple relation for a single infinite layer overlying a half-space :

$$f_1 = \frac{Vs}{4H} \quad (\text{B.7.2})$$

where H is the layer thickness, and Vs is the mean shear wave velocity in the layer. Application of this simple formula to the La Praz site (mean computed $Vs = 314$ m/s; $H = 12$ m) yielded a f_1 value of 6.5 Hz, relatively close to the observed first resonant frequency of 5.8 Hz. Despite the strong simplification of 1D medium, these results suggest that the resonance phenomenon observed at La Praz, in contrast with the other sites, is most likely generated by the contrast in rigidity between the unstable fractured compartment and the parent rock.

B.8 Conclusions

This study of the dynamic response of four prone-to-fall rock compartments exhibiting diverse morphology, failure mechanism, geological context and volumes allowed us to draw conclusions on the applicability of ambient vibration monitoring. All sites exhibited well-defined spectral peaks, both in specific orientations and at distinct frequencies. A predominant peak was systematically measured at the lowest peak in frequency, which has been interpreted as the first resonant frequency f_1 of the unstable compartment, in accordance with 2D modal analysis performed at three sites. The dominant vibration direction at f_1 is oriented perpendicular to the rear limit of the unstable compartment in the horizontal plane, at the three sites exhibiting a deep open rear fracture. This feature is consistent with numerical modeling results and suggests that the first vibrational mode is bending. These results attest that spectral analysis of ambient vibrations can provide valuable information on the dynamic behavior of unstable compartments in various geological contexts.

Secondly, monitoring f_1 during a few months did not reveal any irreversible f_1 variations linked to damage. In contrast, all sites exhibited reversible f_1 fluctuations related to temperature variations. At Rubi, La Suche and Les Arches, the two parameters are in phase, in contrast to La Praz where they are out of phase with smaller f_1 variations. Furthermore, the value of f_1 at La Praz is not consistent with the other sites, with respect to the relative volumes. These results indicate that the mechanical behavior of the La Praz compartment, which is composed of fractured and heterogeneous layers, is different from the other sites that are characterized by a deep near-vertical open rear fracture. Resonance at the La Praz site results from a contrast in internal rigidity within the rock mass, similar to site effects observed in seismology, rather than from decoupling from the rock mass along a bounding fracture.

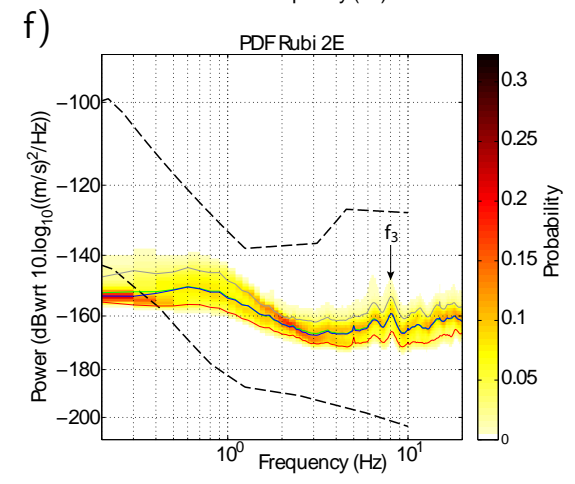
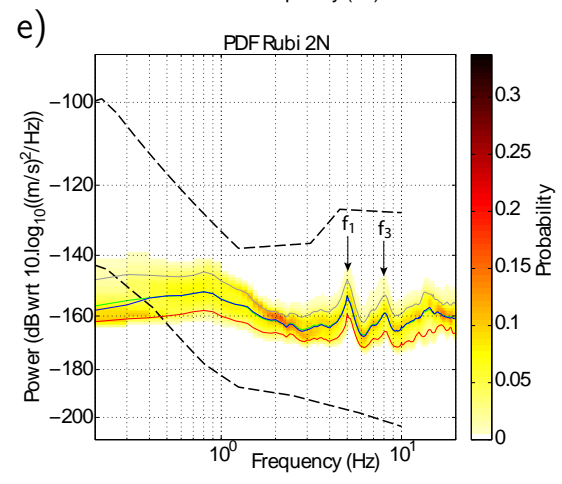
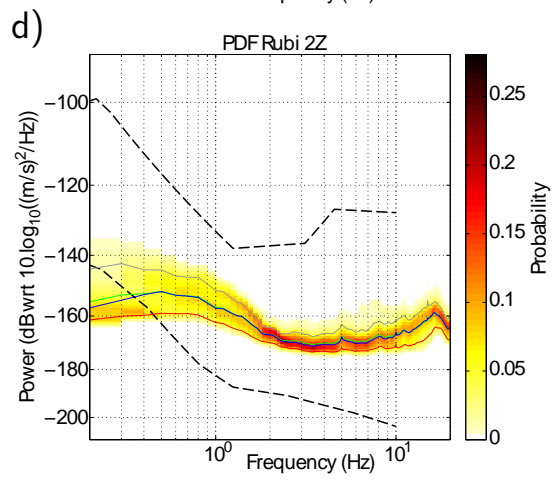
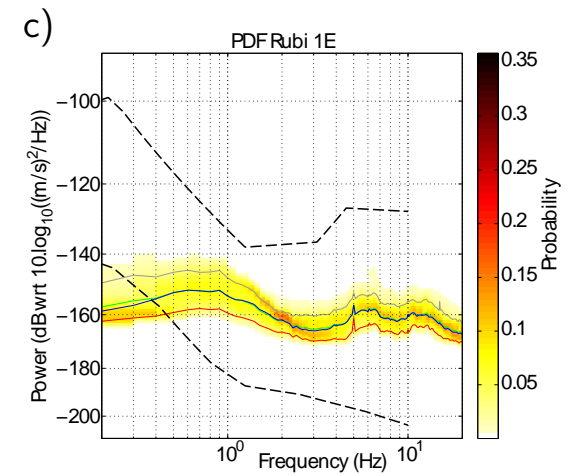
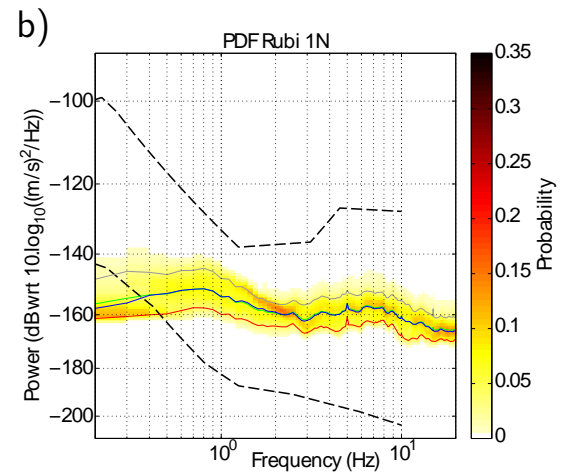
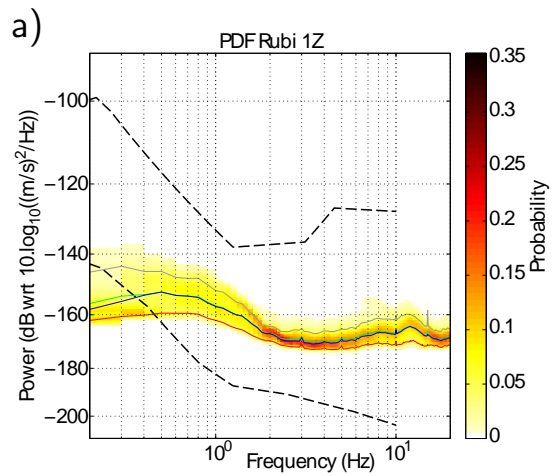
Whatever the origin of the resonance phenomenon, an irreversible decrease in f_1 can be interpreted as resulting from damage along the contact interface or within the compartment. For sites with toppling and basal sliding failure mechanisms, a decrease in f_1 may be related to breakage of rock bridges and the decrease in friction along the sliding plane, respectively. In the case of compound sliding (e.g. at La Praz), a decrease in f_1 could result from gradual disintegration of the rock compartment, which lowers its elastic modulus. These results highlight the benefit of monitoring f_1 on unstable rock compartments, provided that reversible fluctuations and irreversible effects can be discriminated.

B.9 Acknowledgements

This work was mainly funded by the Alcotra project *MASSA* and the federative structure *VOR* (Vulnérabilité des Ouvrages aux Risques). This work would not have been achieved without the help of many field participants; the authors are especially grateful to S. Bayle, G. Cougoulat, and G. Mainsant. Thanks to the *CG06*, *CG73*, the Rhône-Alpes region and the Préfecture de l'Isère for their support. The authors express gratitude to the Vercors Regional Park for drawing their attention to Les Arches field site and for allowing deployment of a scientific experiment in a protected area. Thanks to the *CETE Méditerranée* for the field support at Rubi. The authors are also grateful to the French national pool of portable seismic instruments *Sismob-RESIF* and to the *IS-Terre* for lending seismic instruments. Meteorological data on Les Arches were transmitted courtesy of the "Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement", while *CREALP* provided data at the La Suche site. We thank the associate editor, as well as Dr. Jeffrey R. Moore, Dr. SanLinn Isma'il Kaka, Dr. Zuheyr Kamaci and two anonymous reviewers for their useful comments and suggestions.

Annexe C

Fonction Densité Spectrale



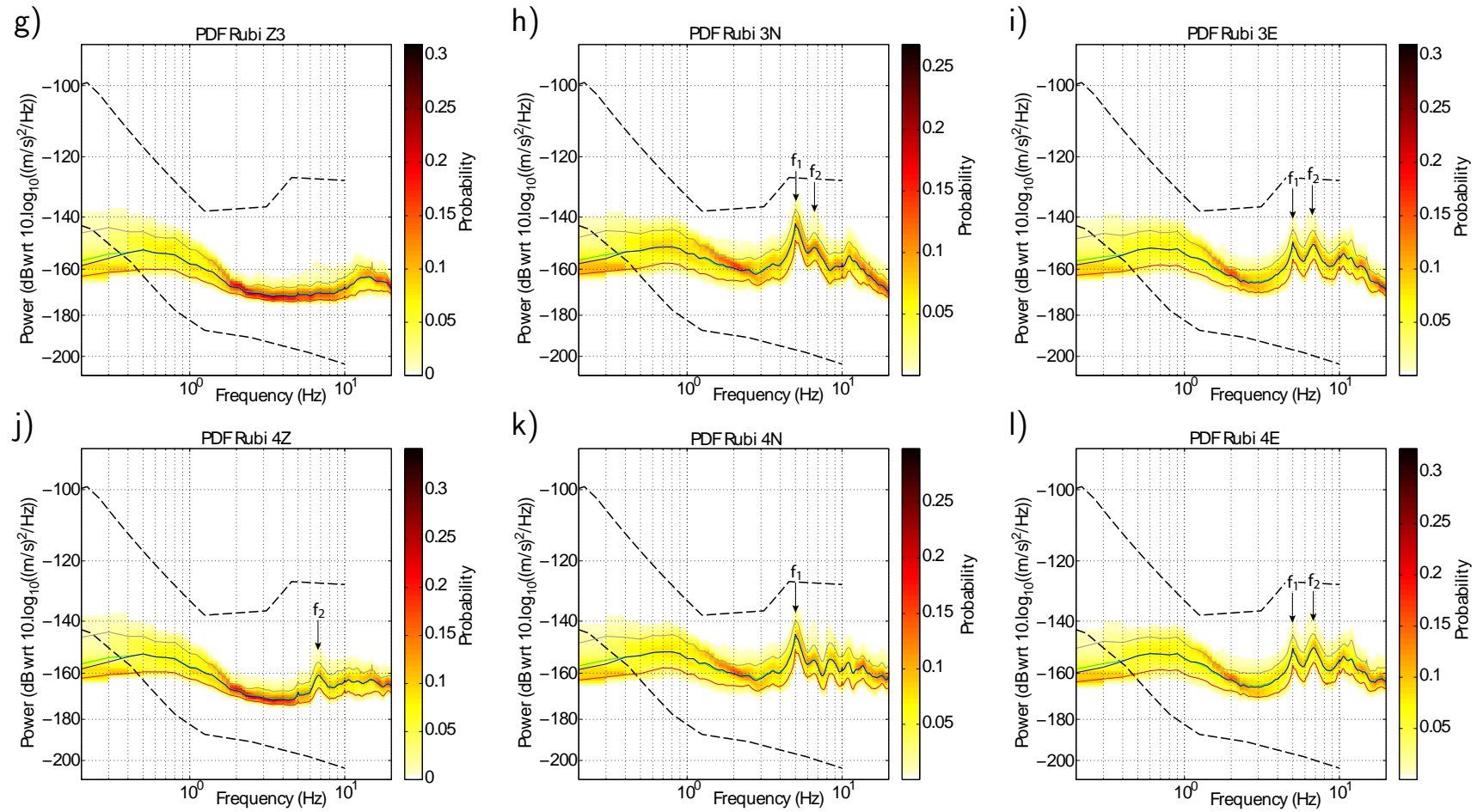
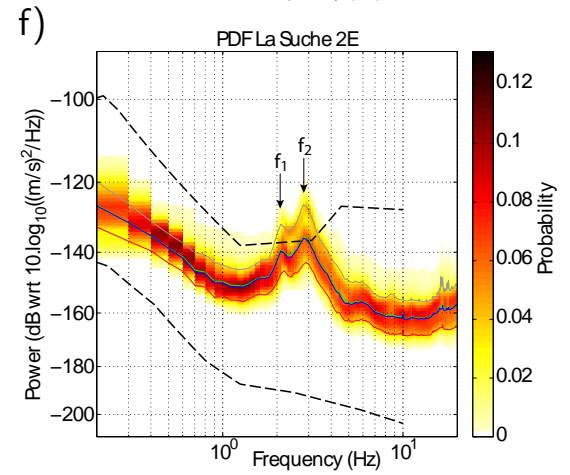
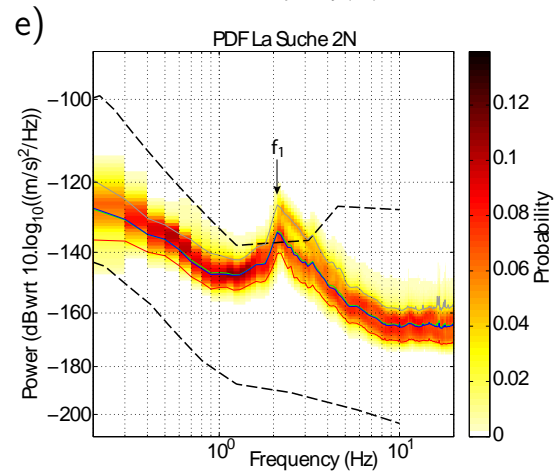
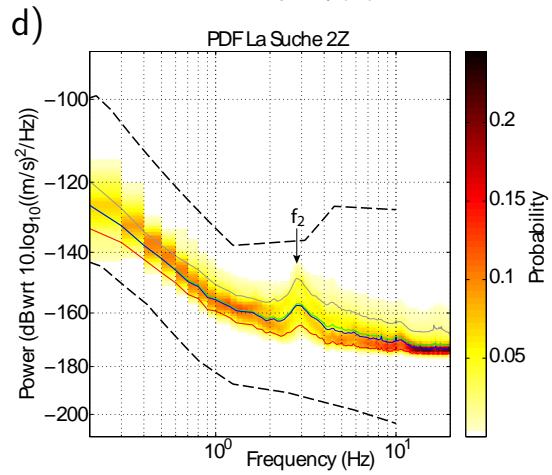
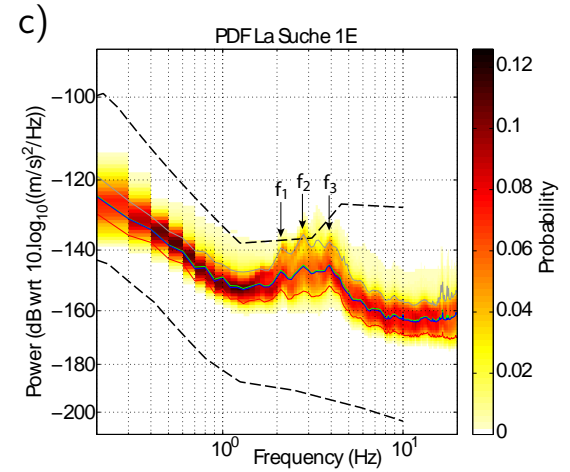
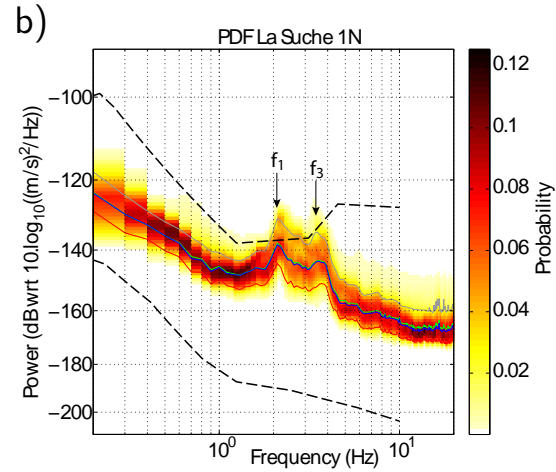
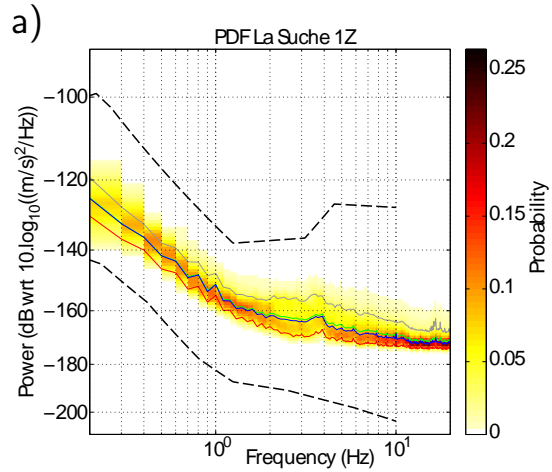


FIGURE C.1 – *FDP* pour le site de Rubi, sur la période 23/04/2011 au 21/09/2012. Lignes (de haut en bas) : capteurs 1 (zone stable), 2 (zone intermédiaire), 3 et 4 (colonne instable). Colonnes (de gauche à droite) : Voie Verticale (Z), Nord (N), Est (E).



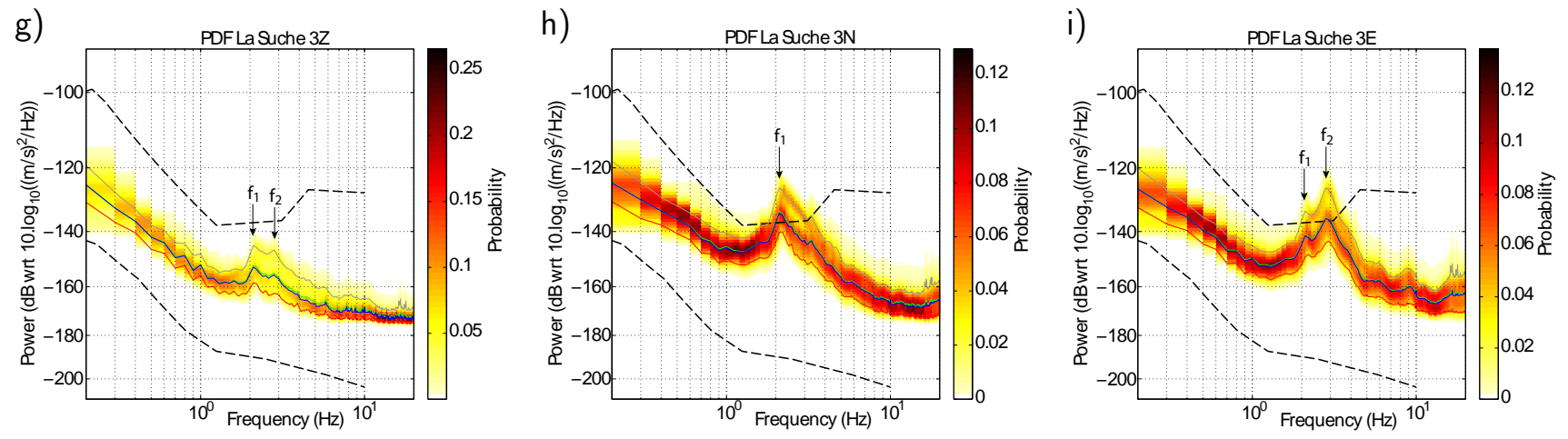
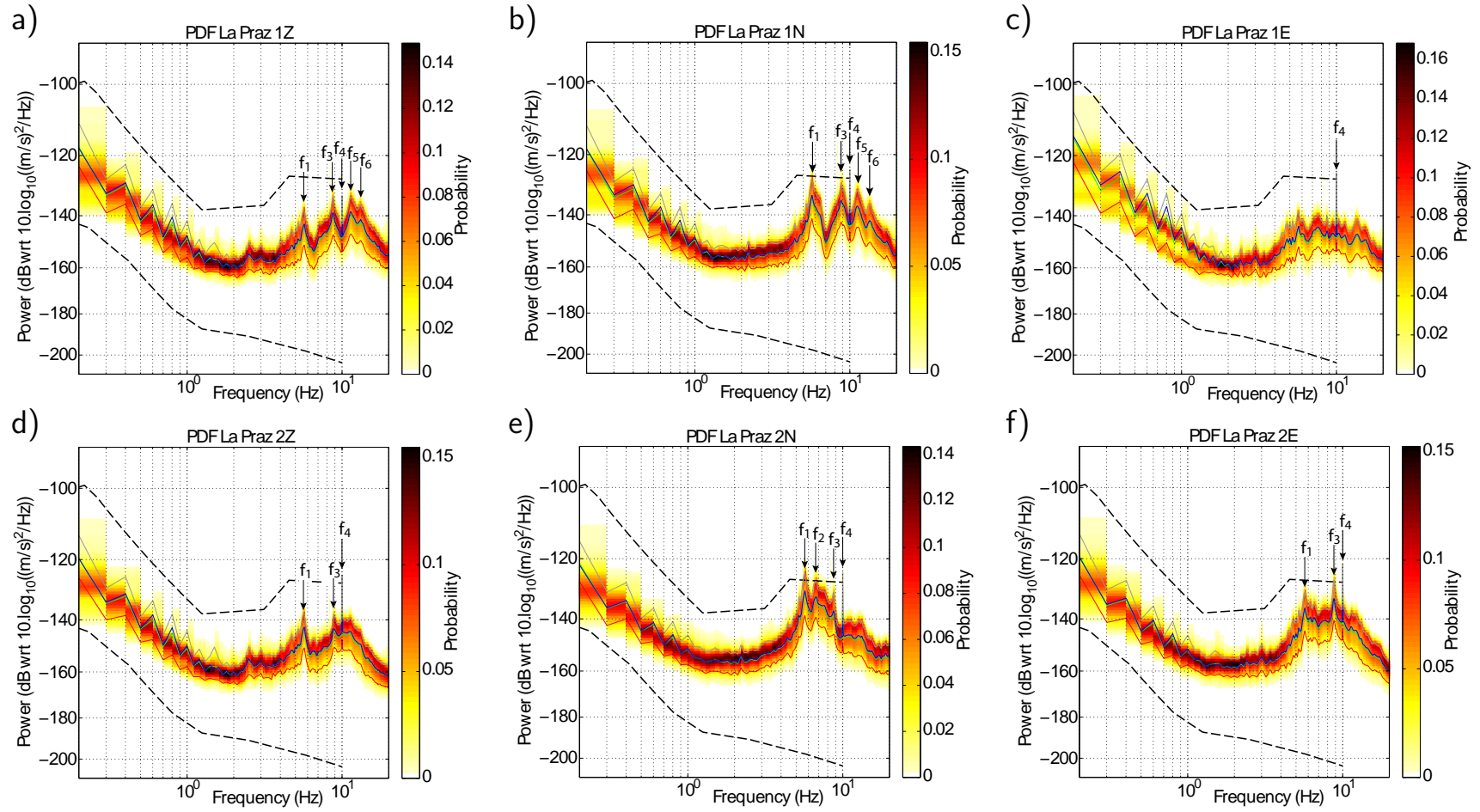


FIGURE C.2 – *FDP* pour le site de La Suche, sur la période 07/07/2011 au 10/04/2013. Lignes (de haut en bas) : capteur 1 (zone stable), 2 et 3 (colonne instable). Colonnes (de gauche à droite) : Voie Verticale (Z), Nord (N), Est (E).



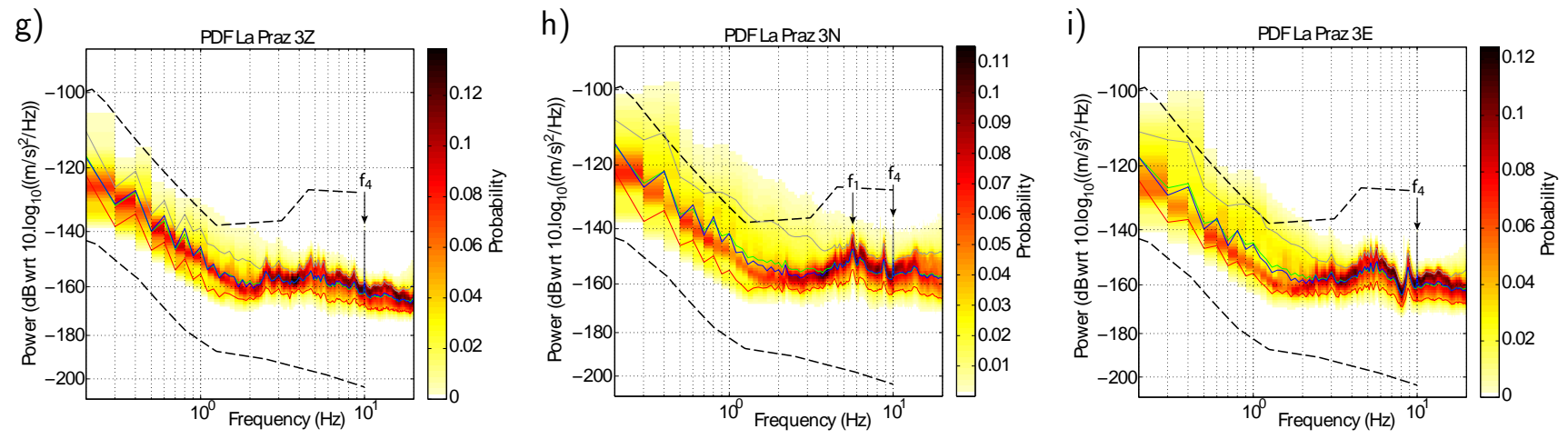
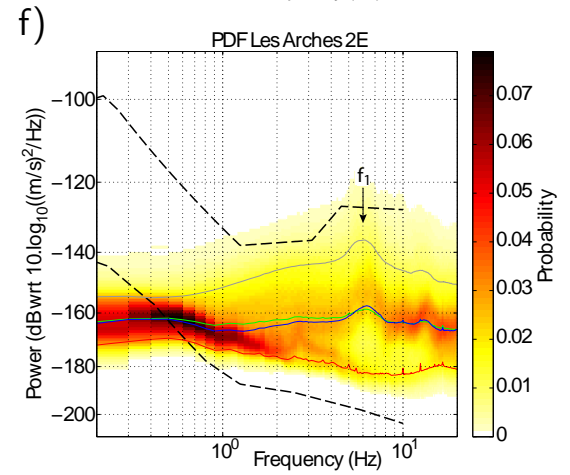
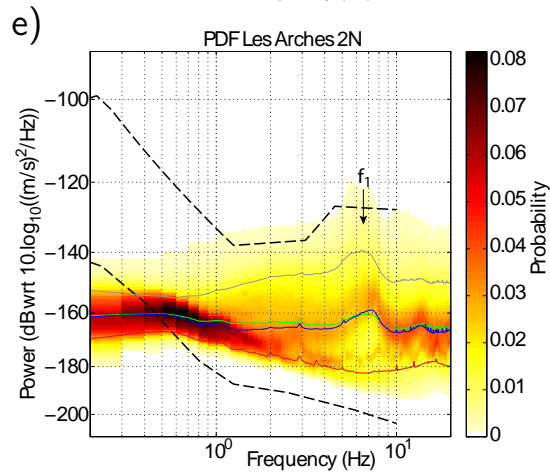
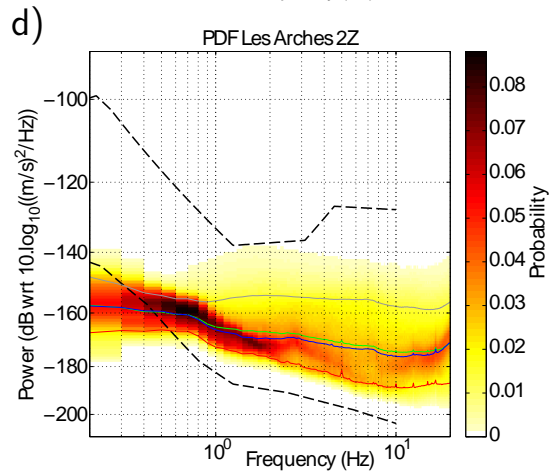
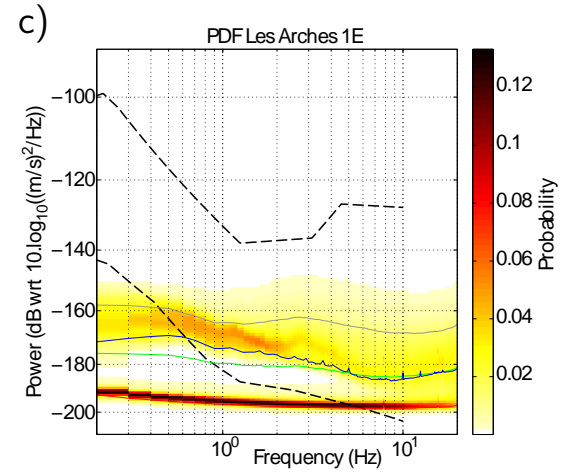
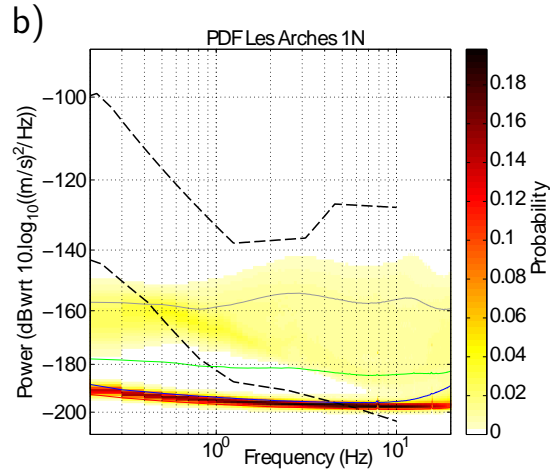
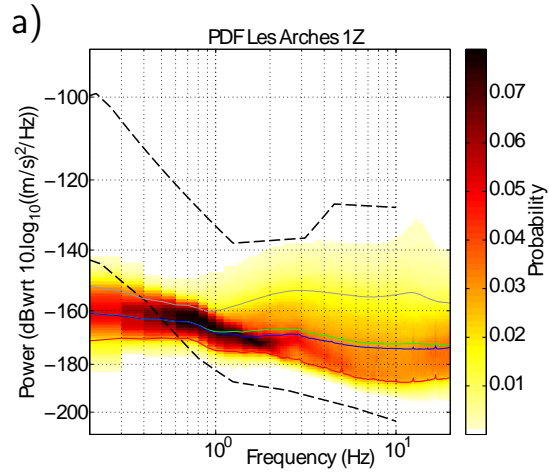


FIGURE C.3 – FDP pour le site de La Praz, sur la période 29/04/2011 au 25/10/2012. Lignes (de haut en bas) : capteur 1 (zone stable), 2 et 3 (compartiment instable). Colonnes (de gauche à droite) : Voie Verticale (Z), Nord (N), Est (E).



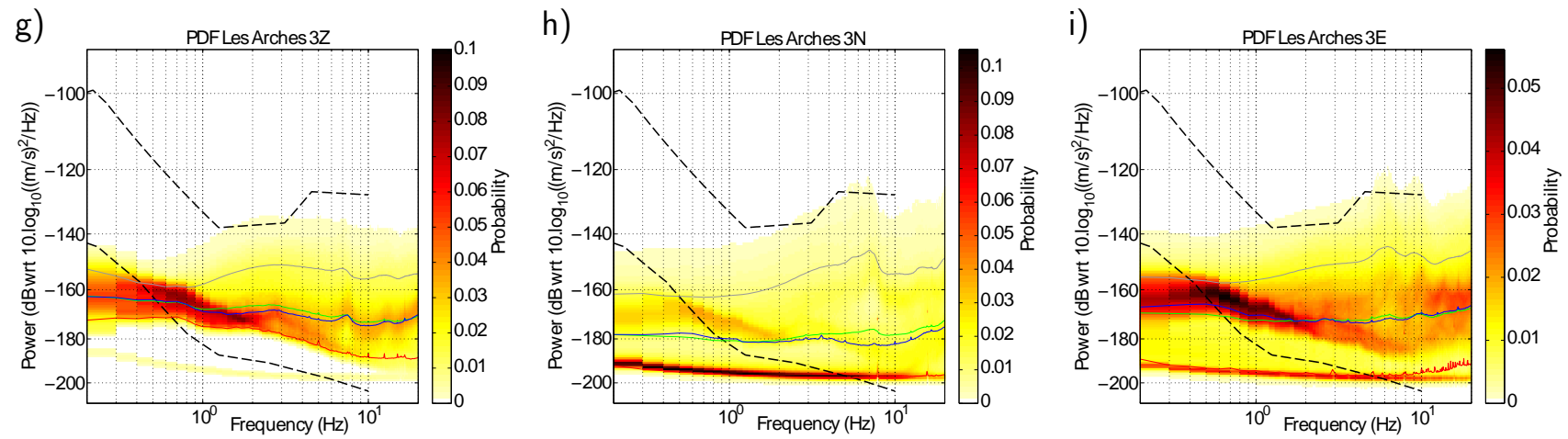
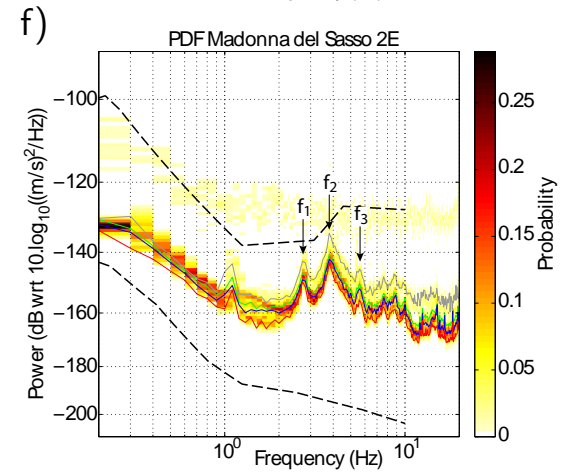
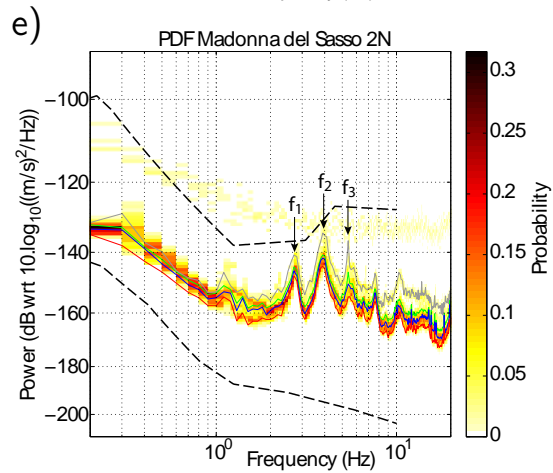
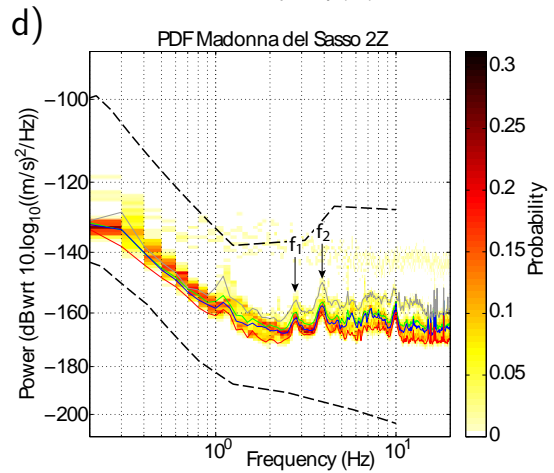
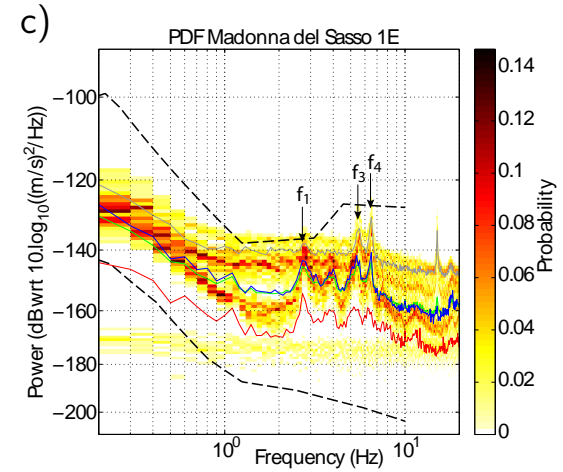
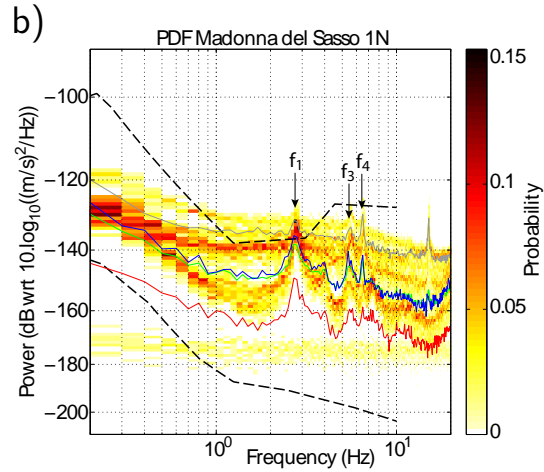
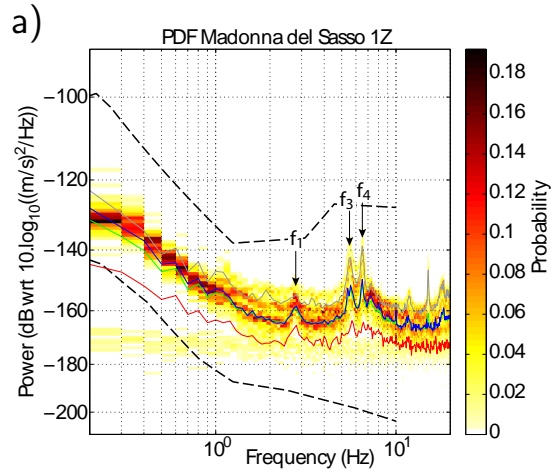
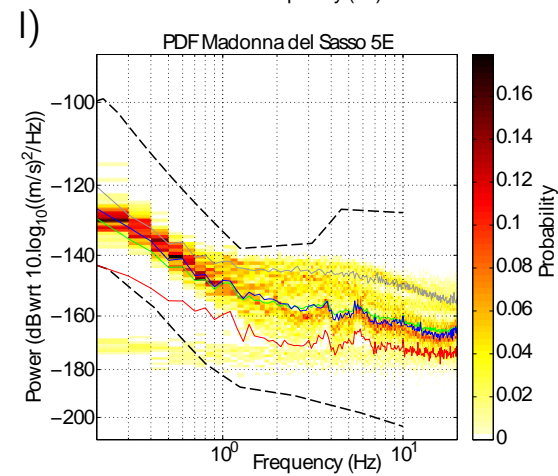
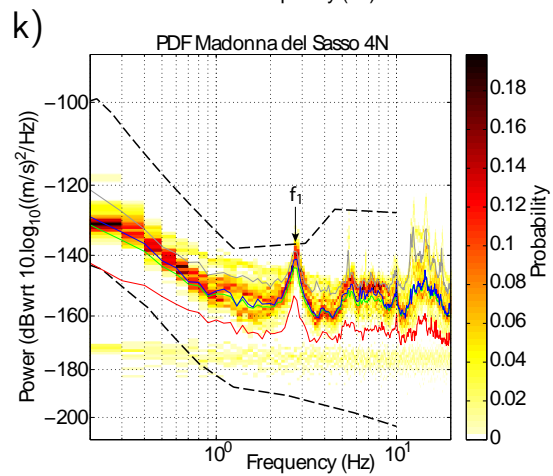
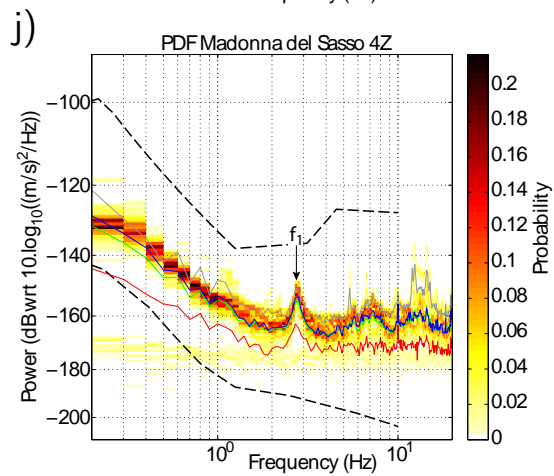
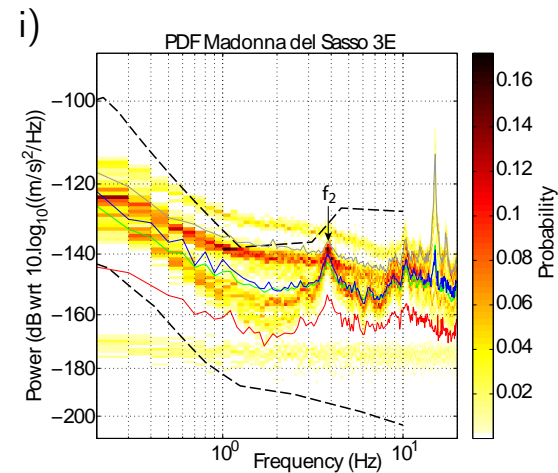
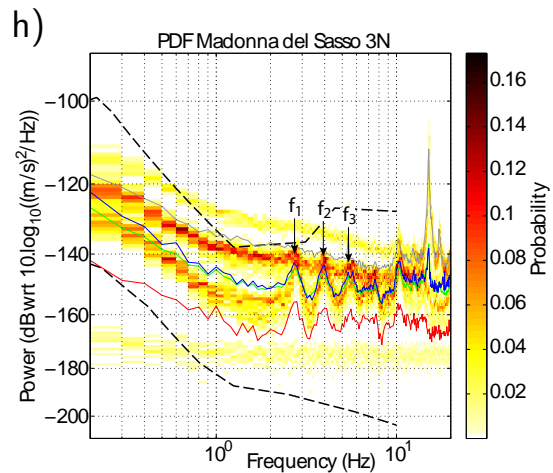
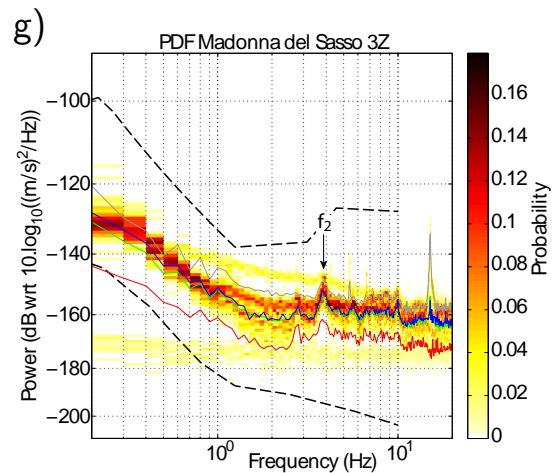


FIGURE C.4 – *FDP* pour le site des Arches, sur la période 03/11/2010 au 08/04/2013. Lignes (de haut en bas) : capteur 1 (zone stable), 2 et 3 (colonne instable). Colonnes (de gauche à droite) : Voie Verticale (Z), Nord (N), Est (E).





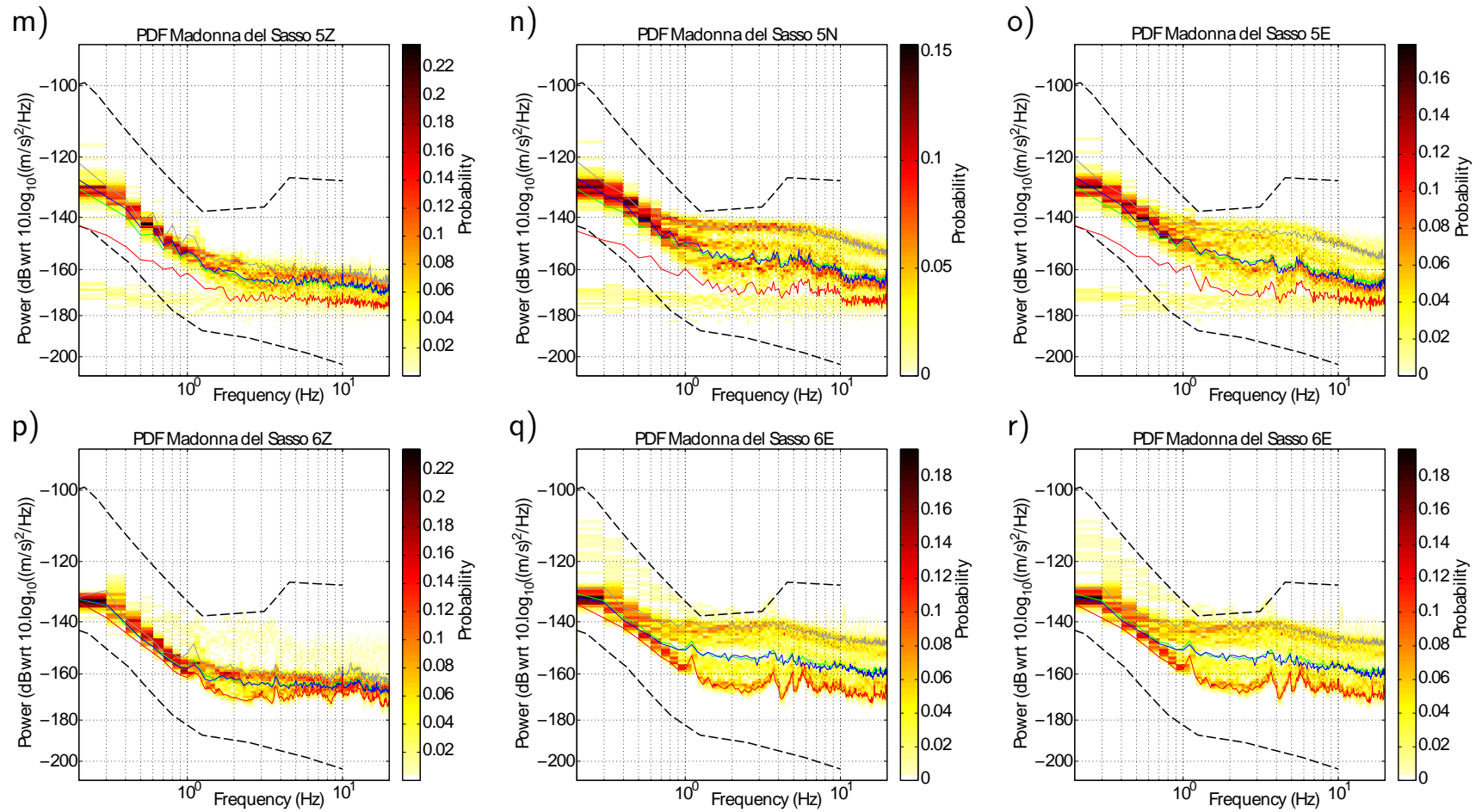


FIGURE C.5 – *FDP* pour le site de Madonna del Sasso, sur la période 25/11/2010 au 26/11/2010. Lignes (de haut en bas) : capteur 1 (zone stable), 2 et 3 (colonne instable). Colonnes (de gauche à droite) : Voie Verticale (Z), Nord (N), Est (E).

Annexe D

Diagrammes azimutaux

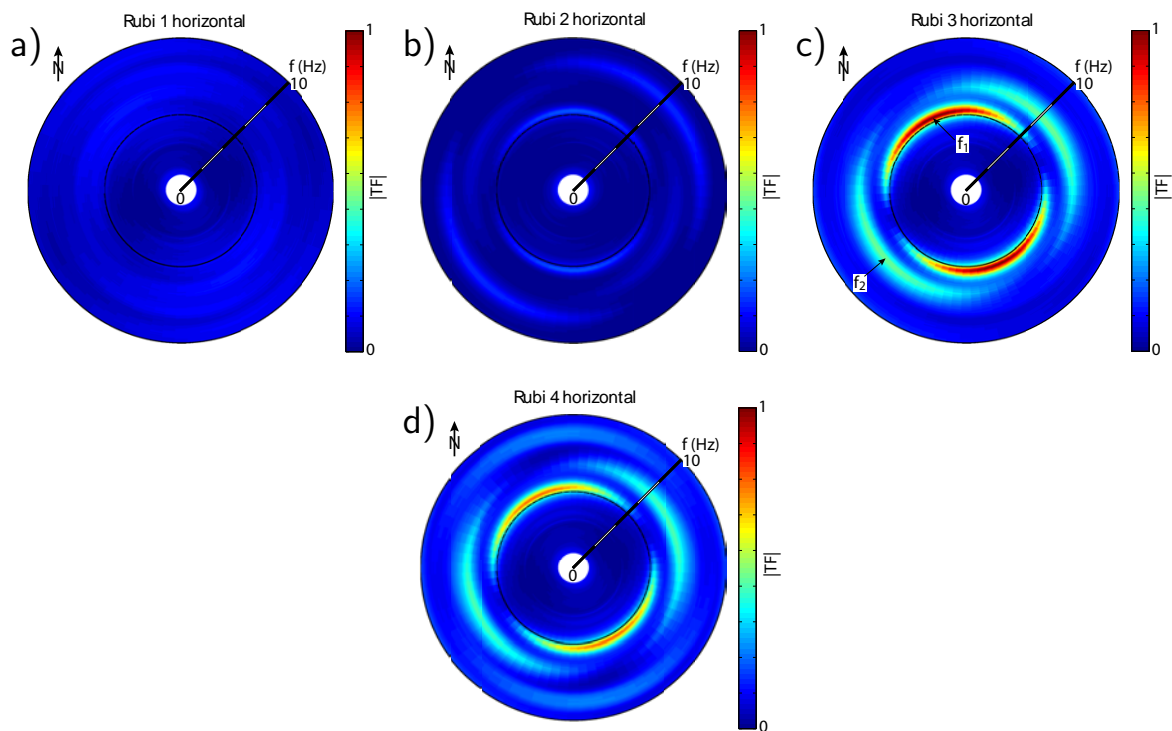


FIGURE D.1 – Répartition azimutale de l'énergie du bruit de fond sismique dans le plan horizontal pour le massif stable (capteur 1 (a)), la vire intermédiaire (capteur 2 (b)) et le compartiment instable (capteurs 3 (c) et 4 (d)). Site de Rubi, période du 15/08/2011 au 21/08/2011.

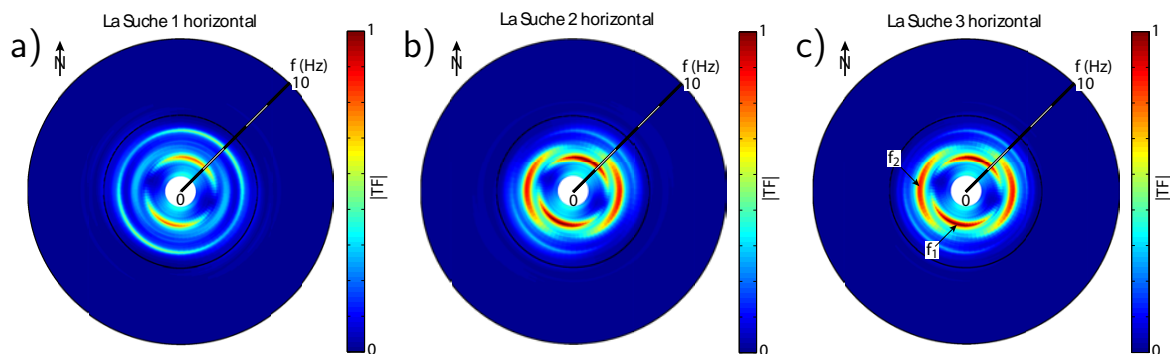


FIGURE D.2 – Répartition azimutale de l'énergie du bruit de fond sismique dans le plan horizontal pour le massif stable (capteur 1 (a)), et la colonne instable (capteurs 2 (c) et 3 (d)). Site de La Suche, période du 15/08/2011 au 21/08/2011.

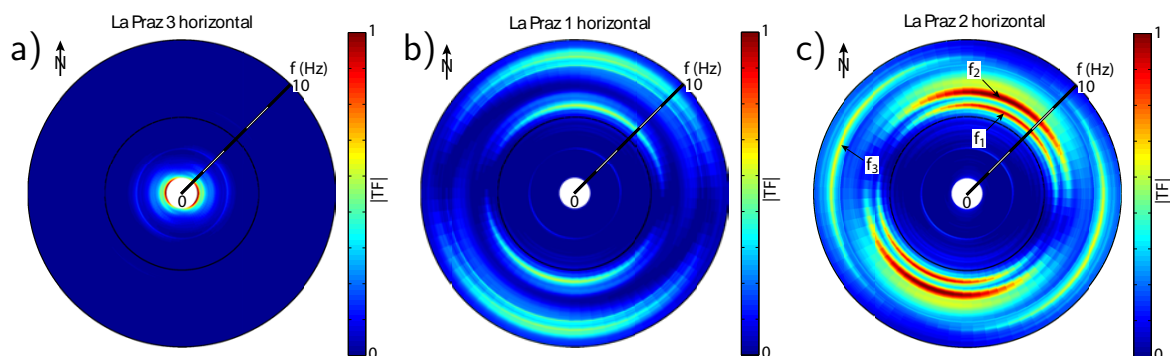


FIGURE D.3 – Répartition azimutale de l'énergie du bruit de fond sismique dans le plan horizontal pour le massif stable (capteur 3 (a)), et le compartiment instable (capteurs 2 (c) et 3 (d)). Site de La Praz, période du 09/05/2011 au 15/05/2011.

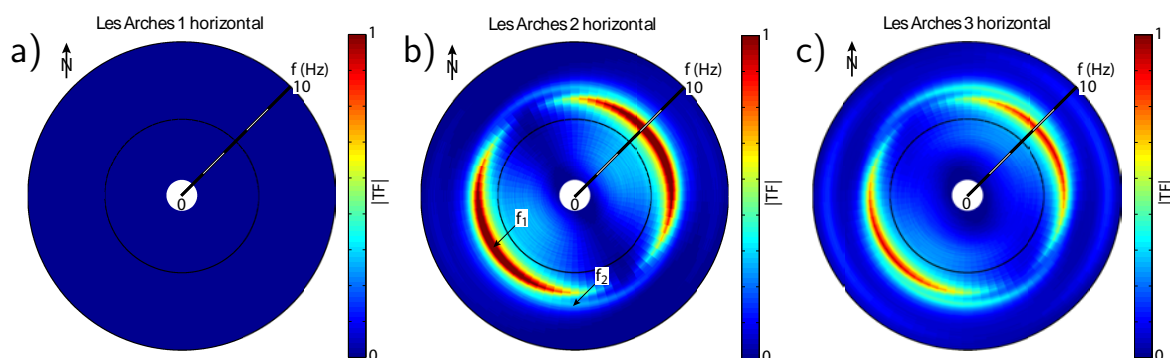


FIGURE D.4 – Répartition azimutale de l'énergie du bruit de fond sismique dans le plan horizontal pour le massif stable (capteur 1 (a)), et la colonne instable (capteurs 2 (c) et 3 (d)). Site des Arches, période du 08/11/2011 au 14/11/2011.

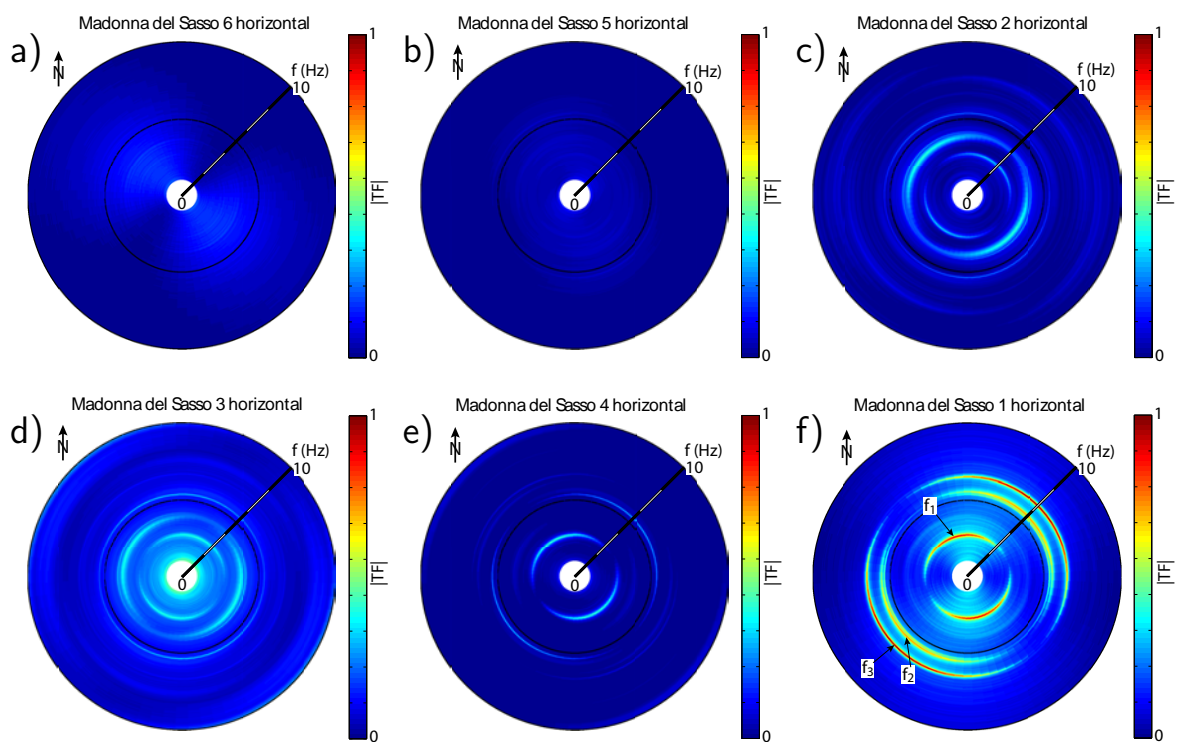


FIGURE D.5 – Répartition azimutale de l'énergie du bruit de fond sismique dans le plan horizontal pour le massif stable (capteurs 6 (a) et 5 (b)), et les compartiments instables C_b (capteurs 2 (c) et 3 (d)) et C_a (capteurs 4 (e) et 1 (f)). Site de Madonna del Sasso, période du 25/11/2010 au 26/11/2010.

Annexe E

Densités Spectrales de Puissance

E.1 Densités Spectrales de Puissance brutes

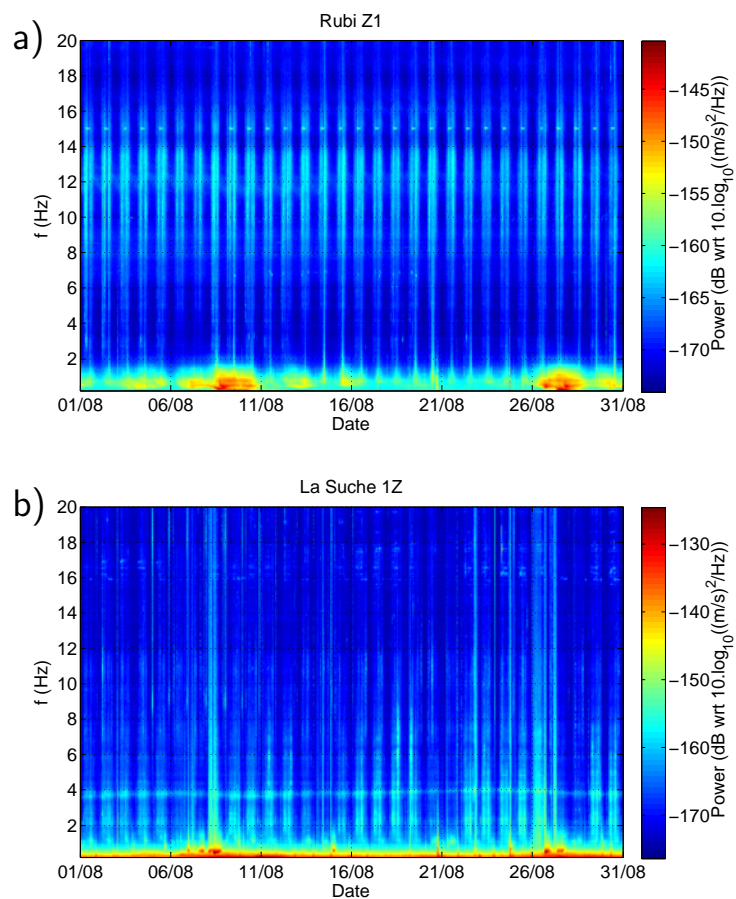


FIGURE E.1 – Légende : *cf.* page suivante.

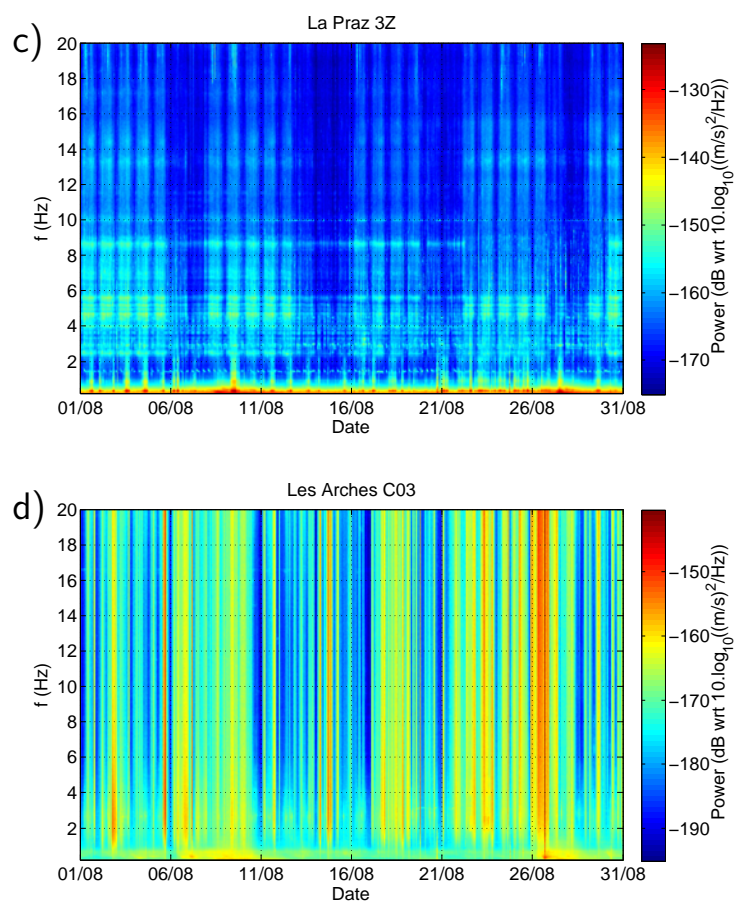


FIGURE E.2 – Suivi temporel des Densités Spectrales de Puissance du bruit de fond pour les sites de Rubi (a), La Suche (b), La Praz (c) et Les Arches (d), pour la composante verticale sur le massif stable.

E.2 Densités Spectrales de Puissance normalisées

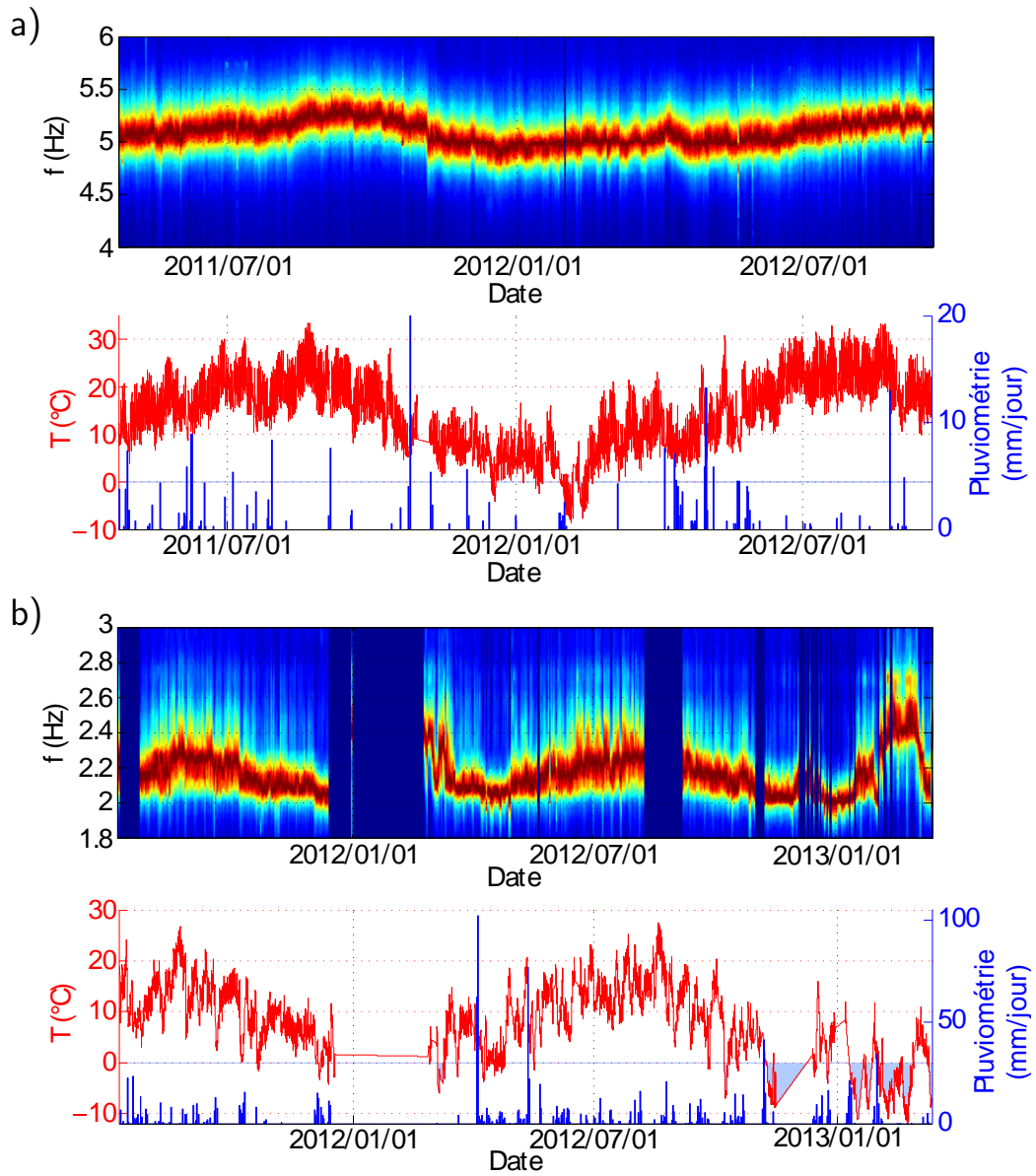


FIGURE E.3 – Légende : *cf.* page suivante.

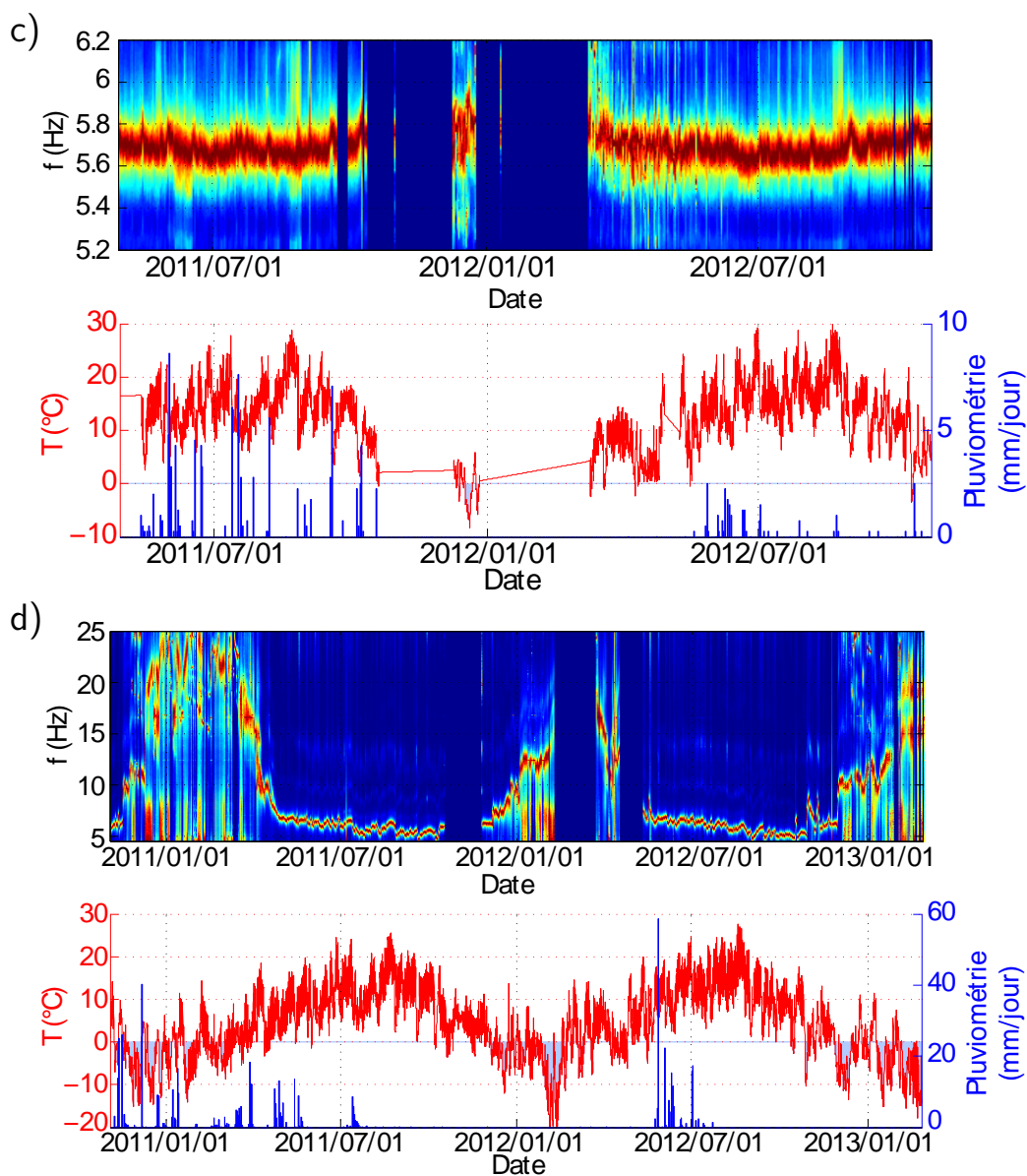


FIGURE E.4 – (Haut) Suivi temporel des Densités Spectrales de Puissance normalisées du bruit de fond pour les sites de Rubi (a), La Suche (b), La Praz (c) et Les Arches (d). La composante horizontale choisie est la plus proche de la direction de vibration préférentielle à f_1 (tableau 5.2). (Bas) Température de l'air et pluviométrie sur la période correspondante.

Annexe F

Sismique active Bory

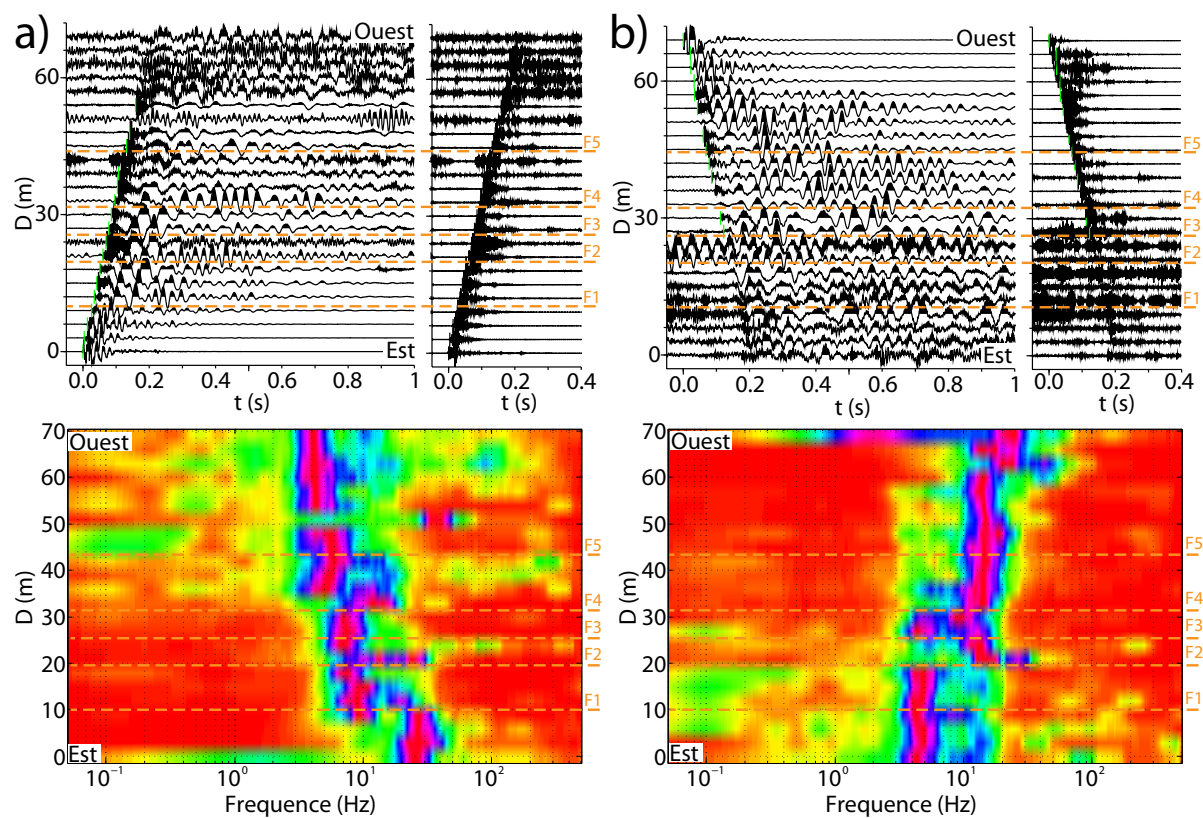


FIGURE F.1 – Profil PT1. Sismogrammes brut et filtrés en passe-haut à 200 Hz (haut) et contenu spectral des signaux (bas) pour les tirs aller et retour. Pour chaque géophone, le maximum spectral des signaux a été normalisé à 1.

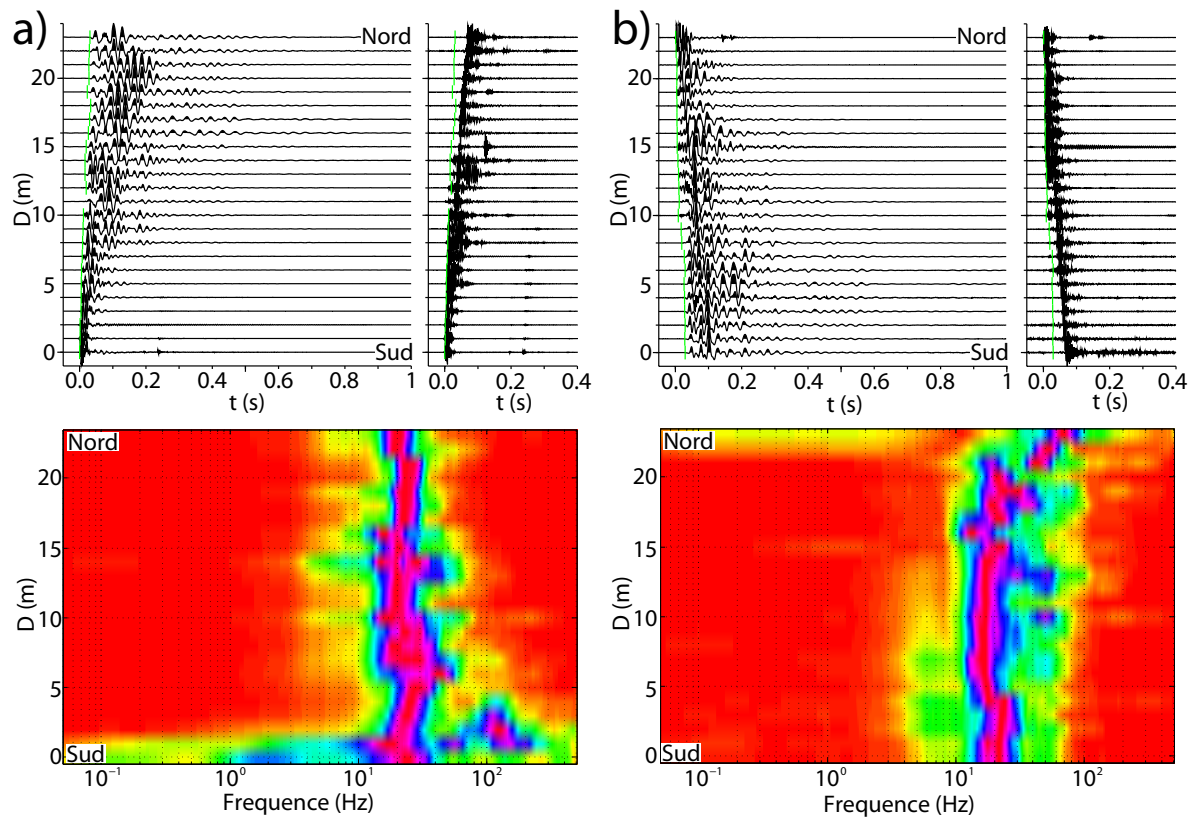


FIGURE F.2 – Profil PL1. Sismogrammes brut et filtrés en passe-haut à 200 Hz (haut) et contenu spectral des signaux (bas) pour les tirs aller et retour. Pour chaque géophone, le maximum spectral des signaux a été normalisé à 1.

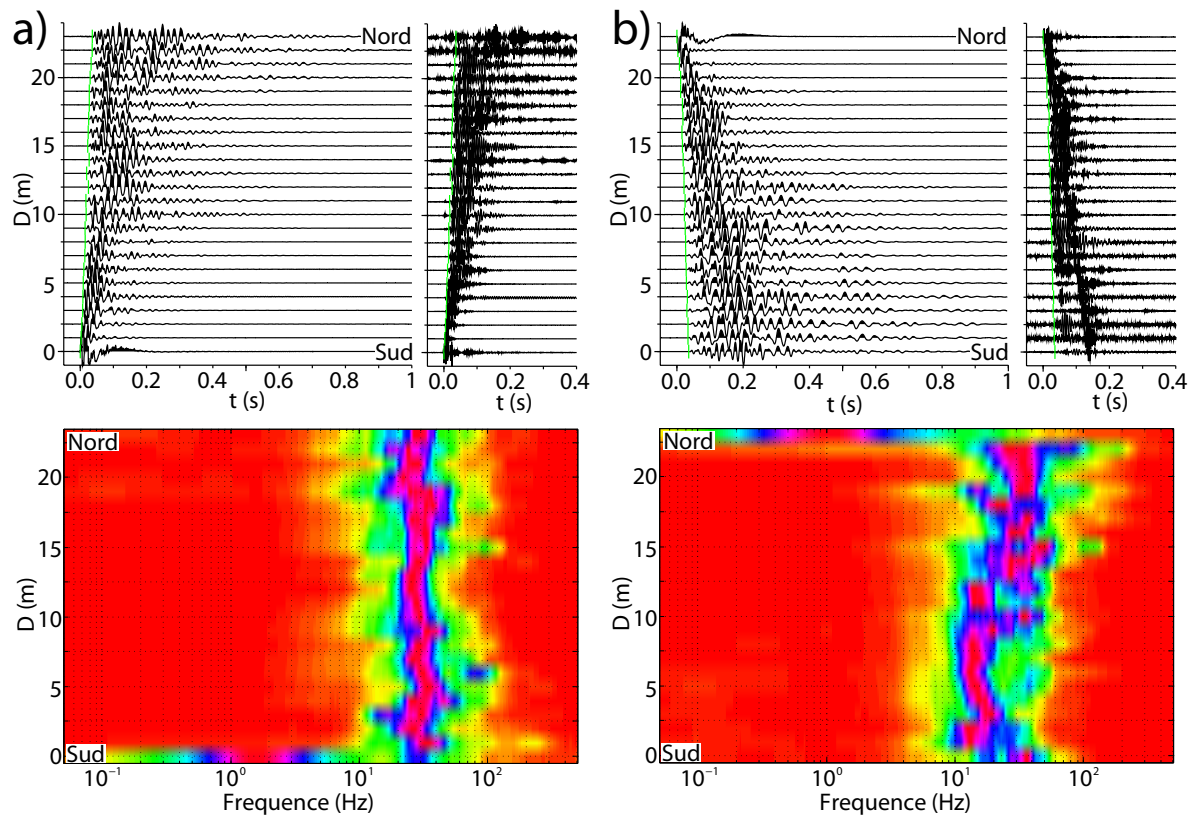


FIGURE F.3 – Profil PL3. Sismogrammes brut et filtrés en passe-haut à 200 Hz (haut) et contenu spectral des signaux (bas) pour les tirs aller et retour. Pour chaque géophone, le maximum spectral des signaux a été normalisé à 1.

Annexe G

Relation température - fréquence de résonance fondamentale

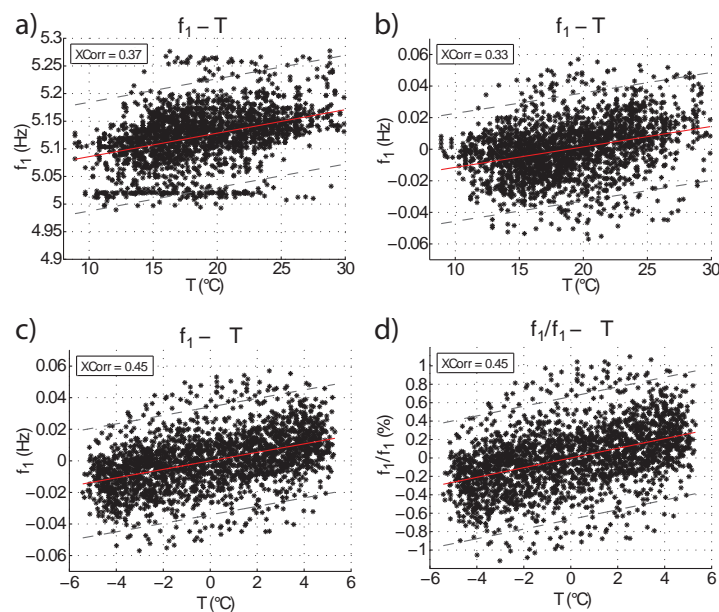


FIGURE G.1 – Site de Rubi, du 20/05/2011 au 20/08/2011. a) Distribution température (T) - fréquence de résonance fondamentale (f_1), b) $\Delta f_1 - T$, c) $\Delta f_1 - \Delta T$ et d) $\Delta f_1 / f_1 - \Delta T$, avec un point toutes les heures. La droite de régression aux moindres carrés (ligne rouge, son équation (rouge)) et le coefficient de corrélation ($XCorr$) sont indiqués sur chaque graphe. L'intervalle à $\pm 1,96$ écart-type de la régression est indiqué en pointillés gris.

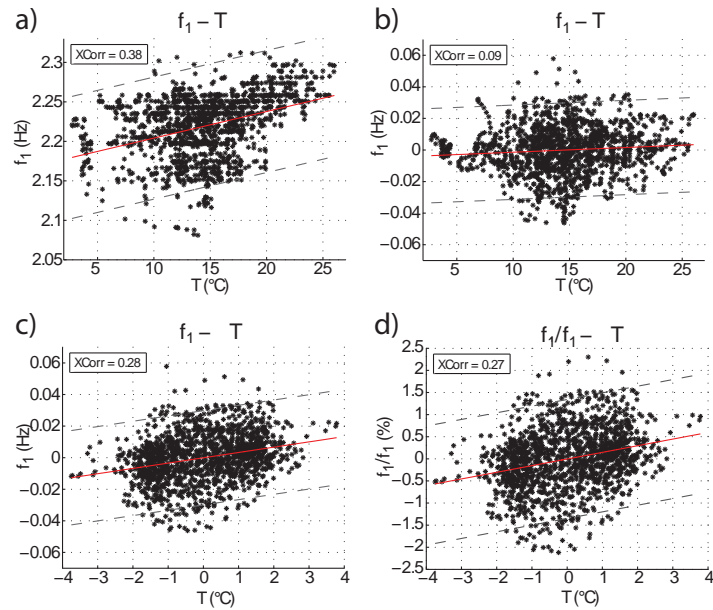


FIGURE G.2 – Site de La Suche, du 01/08/2011 au 30/09/2011. a) Distribution température (T) - fréquence de résonance fondamentale (f_1), b) $\Delta f_1 - T$, c) $\Delta f_1 - \Delta T$ et d) $\Delta f_1 / f_1 - \Delta T$, avec un point toutes les heures. La droite de régression aux moindres carrés (ligne rouge, son équation (rouge)) et le coefficient de corrélation (XCorr) sont indiqués sur chaque graphe. L'intervalle à $\pm 1,96$ écart-type de la régression est indiqué en pointillés gris.

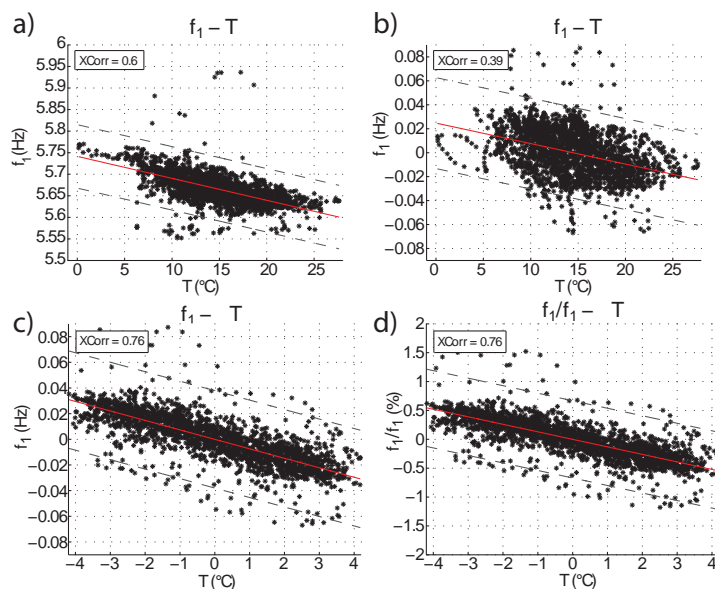


FIGURE G.3 – Site de La Praz, du 20/05/2011 au 20/08/2011. a) Distribution température (T) - fréquence de résonance fondamentale (f_1), b) $\Delta f_1 - T$, c) $\Delta f_1 - \Delta T$ et d) $\Delta f_1 / f_1 - \Delta T$, avec un point toutes les heures. La droite de régression aux moindres carrés (ligne rouge, son équation (rouge)) et le coefficient de corrélation (XCorr) sont indiqués sur chaque graphe. L'intervalle à $\pm 1,96$ écart-type de la régression est indiqué en pointillés gris.

