



HAL
open science

Ecoute sismique des glissements de terrain dans les roches argilo-marneuses : détection et identification des sources intervenant dans la progression des glissements

Alice Tonnellier

► To cite this version:

Alice Tonnellier. Ecoute sismique des glissements de terrain dans les roches argilo-marneuses : détection et identification des sources intervenant dans la progression des glissements. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Strasbourg, 2012. Français. NNT : 2012STRAH007 . tel-00873617

HAL Id: tel-00873617

<https://theses.hal.science/tel-00873617v1>

Submitted on 16 Oct 2013

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.

ÉCOLE DOCTORALE STUE

CNRS – UMR 7516

THÈSE pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**

Spécialité : Géophysique

Alice TONNELIER

10 décembre 2012

**Écoute sismique des glissements de terrain
dans les roches argilo-marneuses :**
détection et identification des sources intervenant dans la
progression des glissements

THÈSE dirigée par :

Dr Jean SCHMITTBUHL
Dr Jean-Philippe MALET

Directeur de recherche au CNRS à l'IPGS, Université de Strasbourg
Chargé de recherche au CNRS à l'IPGS, Université de Strasbourg

RAPPORTEURS :

Dr Michel CARA
Dr David AMITRANO
Dr Gilles GRANDJEAN

Professeur à l'IPGS, Université de Strasbourg, Rapporteur interne
Maître de Conférence à l'ISTerre, Université de Grenoble, Rapporteur externe
Ingénieur de recherche au BRGM, Orléans, Rapporteur externe

EXAMINATEURS :

Dr Olivier MAQUAIRE
Dr Jean-Philippe MALET

Professeur au LETG, Université de Caen Basse-Normandie
Chargé de recherche au CNRS à l'IPGS, Université de Strasbourg

Avant-propos

Le travail présenté dans ce manuscrit de thèse s'est organisé en plusieurs étapes sur ces trois années de doctorat. Il s'est partagé entre des recherches bibliographiques, des missions de terrains, des périodes de calculs et d'évaluations, de rédactions de rapports et de colloques, et enfin de travaux de médiation scientifique.

La première année a été consacrée à la bibliographie, à l'initiation aux méthodes de surveillance microsismique et à la mise en pratique lors de quatre missions de terrains entre la France et l'Italie. Elle s'est conclue avec le traitement et l'interprétation des premières données sismiques sur la base des études précédentes. Les résultats ont été présentés à l'occasion de l'EGU au printemps 2010 (Tonnelier et al. 2010) puis de la Journée des Doctorants en novembre 2010. Nous avons aussi travaillé à la rédaction d'un état de l'art sur l'écoute sismique appliquée aux zones d'instabilités à intégrer dans un rapport de projet SafeLand (Tonnelier & Malet 2010).

L'objectif de la deuxième année a été d'évaluer la fiabilité des méthodes de surveillance microsismique dans la caractérisation des signaux sismiques induits dans les glissements de terrain. Plus de terrain... l'année a progressé à tâtons, il a fallu attendre le tournant des « Journées Aléa Gravitaires » en septembre 2011 (Tonnelier & Malet 2011, annexe 1), le congrès du Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS) en Italie (Tonnelier et al. 2011) puis les nouvelles Journées des Doctorants à l'automne 2011 pour penser comment revoir la thèse.

La troisième année a été décisive pour optimiser et valider un modèle de détection et d'identification semi-automatique des signaux sismiques. Les dernières avancées de ces recherches seront présentées au nouveau congrès du GNGTS en novembre 2012 (Tonnelier & Helmstetter 2012, annexe 2). La troisième année a aussi été l'objet de la soumission d'un premier article destiné à la revue scientifique *Geophysical Journal International* (Tonnelier et al. 2012, annexe 3). Il a pu être réalisé grâce à une collaboration essentielle avec des chercheurs des universités de Grenoble, Modène (Italie) et Stuttgart (Allemagne).

Ce travail n'aurait pu aboutir sans l'implication et le soutien de nombreux chercheurs et amis. Ils ont su m'aider à faire face aux difficultés que j'ai pu rencontrer pour répondre autant que possible aux exigences d'un travail de thèse et savoir le communiquer.

J'adresse tout d'abord mes remerciements à mes responsable et directeur de thèse, le Dr Jean-Philippe Malet, chercheur au CNRS, et le Dr Jean Schmittbuhl, directeur de recherche au CNRS à l'EOST, pour leur esprit de synthèse et leur expérience scientifique, dans le domaine des glissements de terrain et de la physique des roches. Je crois en leur engagement dans la recherche à travers les nombreux projets nationaux et internationaux qu'ils coordonnent ou ont coordonnés, en particulier le projet de

l'ANR SISCA qui a permis le financement de mes recherches.

Mais je me dois autant de remercier l'École Doctorale STUE et l'UMR 7516 auxquelles j'étais affiliée : à savoir la Dr Florence Beck, ainsi que les Dr François Chabaux, Jérôme Van der Woerd et Jacques Hinderer pour leur soutien financier et leur investissement pour l'accomplissement de mes missions et de mes formations doctorales.

Je remercie grandement les membres du jury, le Dr Michel Cara, professeur à l'EOST, le Dr David Amitrano, chercheur à l'ISTerre à Grenoble et le Dr Gilles Grandjean, du BRGM à Orléans, et le Dr Olivier Maquaire, professeur au LETG à Caen d'avoir donné de leur temps pour évaluer ce travail.

Un grand merci à tous ceux qui m'ont accompagnée sur le terrain, que ce soit sous le soleil ou dans la neige. Merci à Marco Walter, Sabrina Rothmund, Uwe Niethammer, Julien Travelletti, Grégoire Skupinski, Alexandre Remaître, Alexandre Matthieu, Aline Déprez et André Stumpf pour leur compagnie sur le terrain ou sur la route et pour avoir porté avec moi les kilos de béton et de riz (excellent absorbeur d'humidité) qui ont servi à installer la station OMIV sur Super-Sauze. Merci à Alessandro Corsini, Francesco Ronchetti, Alexander Daehne de l'Université de Modène et tous ceux, dont dans la précipitation je n'ai pas retenu le nom, qui m'ont aidée à installer et surtout à récupérer ce qui était récupérable des stations après l'effondrement sur Valoria.

Merci à tous mes hébergeurs de fortune, à droite à gauche : merci Sabrina pour ta bonne humeur, merci aux cousins Tsymbal pour leur disponibilité et à tous mes conducteurs bienveillants : merci à Glenn Cougoulat qui m'a ouvert les portes des équipements IHR un samedi matin. J'adresse mes sincères reconnaissances à M. Michel Perron du service de Restauration des Terrains en Montagne de Barcelonnette qui m'a guidée en raquettes jusqu'à la station OMIV et M. Chardenal qui a mis tout son atelier de bricolage à disposition pour nos diverses mises au point et qui, accompagné de longues discussions ou d'un bol de soupe de Mme Chardenal, m'a initiée à la perceuse et à la scie sauteuse.

Toute ma reconnaissance à Manfred Joswig, Benjamin Sick et encore une fois Marco et tous les autres collègues de l'Institut de Géophysique de Stuttgart d'avoir passé des journées entières à m'expliquer leurs études et applications du fameux « nanosismique monitoring », ainsi qu'à Alessandro et Francesco pour avoir fait le point avec moi sur les acquisitions à Valoria. Merci aussi aux Dr Matthias Zillmer et Georges Herquel de l'EOST ainsi qu'au Dr Emanuele Forte de l'Université de Trieste (Italie) de m'avoir rafraîchi avec patience mes connaissances en sismique réfraction.

Encore merci, mille mercis Agnès Helmstetter pour ton investissement plein de bonne volonté dans mes recherches et surtout ta positivité ! Je conçois difficilement comment j'aurais pu progresser sans tes conseils et ta disponibilité. Je profite encore de cet avant-propos pour te féliciter pour avoir obtenu cette année la médaille de bronze du CNRS !

En complément de ces recherches de thèse, je me suis investie entre 2009 et 2011 dans des projets de médiation scientifique proposés par le Jardin des Sciences. J'ai conçu dans un premier temps des

ateliers ludiques et pédagogiques destinés à familiariser les élèves, des écoles maternelles aux lycées, aux notions de risques sismiques. Ce projet a été proposé dans le cadre de la Saison de la Turquie en France, sous l'encadrement de Valérie Ansel (EOST) et avec le soutien de Moustapha Meghraoui (EOST) que je remercie très sincèrement. Je suis profondément reconnaissante à l'école primaire du Scharrach et plus particulièrement à la directrice Mme Michelle Kah pour l'intérêt qu'elle a porté à mon investissement dans ce travail en m'invitant à participer à un projet international Comenius avec les écoles primaires de Palerme (Italie) et de Gaziantep (Turquie). J'ai travaillé dans un second temps à la mise à jour du site internet du Musée de Sismologie et Magnétisme Terrestre de l'Université de Strasbourg. Le modèle du site a été proposé en collaboration avec la Direction des Usages du Numérique et sous la direction de Valérie Ansel. Le nouveau site est accessible depuis la fin de l'année 2011 sur internet (musee-sismologie.unistra.fr). Il présente les collections du musée ainsi que des documents pédagogiques. Une partie est consacrée à des ateliers disponibles pour les enseignants. Avec la mise en ligne de ce nouveau site, je ne peux que souhaiter que le musée en lui-même rouvre vite ses portes aux groupes et promeneurs des Jardins de l'Université. Ces deux projets m'ont permis de réévaluer mes connaissances et mes compétences face à un public international non expert. J'ai ainsi appris à mieux cerner les moyens de communiquer et d'échanger des savoirs et en garde la satisfaction d'avoir été retenue pour participer aux Journées Hubert Curien 2012 à Nancy et aux journées Development Centre organisées par l'Université Franco-Allemande à Sarrebruck.

De manière moins formelle aussi je remercie tous ceux ou celles qui par leur disponibilité, leur sympathie ou leurs coups de boost m'ont aussi aidée à parvenir à mes fins. Je remercie mes collègues de l'EOST, l'équipe des doctorants et post-doc Rozan Alkontar, Abeer Al Ashkar, Aline Déprez, Yasser Mahmoud, Esra Cetin, Julien Travelletti, Anke Spickermann, Alexandra Rolland, Tatiana Akimova pour le maté, les squats, les spectacles et les évasions... Une pensée à mes amis franco-turcs et amateurs de danse. Merci aussi à l'université de Trieste (je ne compte plus les heures de connexions électrique et internet) et plus particulièrement à Stefano Covelli pour son accueil. Je remercie encore le professeur Dominique Goron de l'Université de Caen pour ses corrections d'anglais, heureuse de savoir que je ne suis pas si nulle que ça !

Un immense merci enfin à mes parents, mes sœurs et mon frère, à mes cousins alsaciens et à Andrea. Je leur suis entièrement redevable de leur patience, leur compréhension et leur générosité. Le souvenir que je garderai de ces années de thèse est assez déroutant : la recherche, c'est magique, à condition d'être soutenu ou de savoir trouver un soutien. Ils ont été des piliers pour moi, de toute évidence bien plus résistants qu'un glissement de terrain (sourions un peu...)...

Ce manuscrit reste fidèle aux résultats avancés, dans la limite de mes connaissances et de mes compétences.

Table des matières

Table des figures	9
Table des tableaux	11
Liste des abréviations	12
Introduction générale	13
I.1. Objectif des recherches	13
I.1.1. Définition du problème	13
I.1.2. Objectif et cadre de la recherche	14
I.1.3. Études menées en parallèle	15
I.2. Description du contenu de ce mémoire de thèse	16
Chap. 1 – Contexte de la recherche	18
1.1. Méthodes d’investigation et de surveillance appliquées aux zones d’instabilités	18
1.1.1. Géotechnique et hydrologie	19
1.1.2. Imagerie géophysique	20
1.1.3. Cinématique et télédétection	20
1.1.4. Modèle géométrique et géomorphologique	21
1.2. État de l’art des techniques d’écoute sismique appliquées aux instabilités de versant	22
1.2.1. Définitions : signaux sismiques et écoute microsismique	22
1.2.2. La période pionnière : l’identification des signaux sismiques	26
1.2.2.1. Caractérisation « directe » du signal sismique	26
1.2.2.2. Problèmes d’atténuation du bruit	27
1.2.2.3. Passage au domaine fréquentiel (spectrogrammes)	28
1.2.3. Applications de l’écoute microsismique	30
1.2.3.1. Définition dimensionnelle de la zone d’instabilité	30
- <i>Caractérisation géologique des glissements de terrain</i>	30
- <i>Autres grandeurs significatives de l’ampleur de la rupture potentielle</i>	31
1.2.3.2. Écoute temporelle du bruit sismique	31
- <i>Corrélation avec des événements externes</i>	31
- <i>Observation d’activation de rupture</i>	32
1.2.3.3. Répartition spatiale des signaux sismiques	34

1.2.3.4. Vers la détermination du mécanisme à la source	37
1.3. Conclusion du chapitre 1	37
Chap. 2 – Présentation des glissements-coulée de Super-Sauze et Valoria : historique, cinématique et structure interne	39
2.1. Présentation du glissement de Super-Sauze	40
2.1.1. Historique de développement	40
2.1.2. Connaissances sur la cinématique et la structure interne	42
2.1.2.1. Déplacements	42
2.1.2.2. Structure interne	45
2.2. Présentation du glissement de Valoria	47
2.2.1. Historique de développement	47
2.2.2. Connaissances sur la cinématique et la structure interne	47
2.2.2.1. Déplacements	47
2.2.2.2. Structure interne	50
2.3. Acquisition d'écoute sismique passive	51
2.3.1. Antennes d'écoute sismique installées sur les sites	51
2.3.1.1. Présentation du matériel utilisé pour ce mémoire	51
2.3.1.2. Installation des antennes sismiques	52
2.3.1.3. Données complémentaires	53
2.3.2. Périodes d'acquisition	57
2.3.2.1. Périodes de calibration des méthodes de détection	57
2.3.2.2. Période de validation pour Super-Sauze : juin-septembre 2010	57
2.3.3. Autres campagnes d'acquisition d'écoute sismique non traitées	57
2.4. Tomographie sismique sur le glissement de Super-Sauze (sismique active)	59
2.4.1. Méthode et présentation de l'acquisition	59
2.4.2. Traitement des données	61
2.4.2.1. Inversion avec le logiciel REFLEXW	61
2.4.2.2. Confrontation des résultats	62
2.4.3. Tirs de calibration	64
2.4.4. Conclusion sur la tomographie	68
Chap. 3 – Signaux sismiques, méthodes de détection et de localisation	69
3.1. Spectrogrammes	69
3.2. Types de signaux sismiques	70
3.2.1. Signaux sismiques parasites	71

3.2.2. Signaux sismiques catalogués	73
3.2.2.1. Caractéristiques des signaux sismiques de type A	74
3.2.2.2. Caractéristiques des signaux sismique de type B	75
3.2.2.3. Caractéristiques des signaux sismiques de type C	75
3.2.3. Conclusion sur les types de signaux sismiques identifiables	76
3.3. « Surveillance nanosismique »	77
3.3.1. Définition	77
3.3.2. Détection visuelle avec SonoView	77
3.3.3. Localisation manuelle avec HypoLine	79
3.3.3.1. Méthode des cercles	80
3.3.3.2. Corrélation entre traces	81
3.3.4. Contexte du développement de l’outil	82
3.4. Semi-automatisation	83
3.4.1. Détection semi-automatique	83
3.4.2. Localisation par la méthode du « beam-forming »	84
3.4.3. Correction statique à l’aide des tirs de calibration	85
3.4.4. Applications	86
3.5. Une autre approche explorée	86
3.5.1. Détection semi-automatique	87
3.5.2. Localisation des sources sismiques	88
3.6. Conclusion du chapitre 3	90

Chap. 4 – Applications des méthodes de détection et de localisation sur trois périodes caractéristiques

4.1. Détection des signaux sismiques	91
4.1.1. Détection visuelle avec SonoView	91
4.1.2. Détection semi-automatique	92
4.1.3. Validité de la classification théorique des signaux sismiques	93
4.2. Localisation des sources des signaux sismiques	95
4.2.1. Comparaison des deux méthodes à partir des tirs de calibration	95
4.2.1.1. Localisation avec HypoLine	95
4.2.1.2. Localisation automatique	95
4.2.1.3. Fiabilité des méthodes	98
4.2.1.4. Application au glissement de Valoria	99
4.2.2. Localisation pour les trois périodes d’acquisition	100
4.2.2.1. Localisation automatique complète	100

- <u>Distinction entre événements locaux et événements externes</u>	100
- <u>Signaux sismiques induits par le glissement de Super-Sauze</u>	100
- <u>Signaux sismiques induits par le glissement de Valoria</u>	103
4.2.2.2. Vérification avec HypoLine sur sept jours à Super-Sauze	105
4.3. Interprétation des signaux sismiques	107
4.3.1. Interprétation des signaux sismiques	108
4.3.1.1. Signaux sismiques de type A	108
4.3.1.2. Signaux sismiques de type B	109
4.3.1.3. Signaux sismiques et déplacements de la coulée en surface	112
4.3.2. Corrélation avec la piézométrie et la pluviométrie	115
4.3.2.1. Précipitations et niveau piézométrique	117
4.3.2.2. Sismicité régionale	119
4.4. Conclusion du chapitre 4	119
Chap. 5 – Application sur une période de cinq mois à Super-Sauze	121
5.1. Choix de la méthode d’écoute sismique passive	121
5.2. Application jusqu’en septembre 2010	121
5.2.1. Détection semi-automatique	121
5.2.1.1. Seuils de détection	121
5.2.1.2. Distribution en amplitude	122
5.2.2. Localisation automatique : beam-forming	122
5.3. Distribution spatiale et temporelle des signaux sismiques en fonction des variables externes	123
5.3.1. Précipitations et déplacements	128
5.3.1.1. Aspect qualitatif des précipitations et des déplacements	128
5.3.1.2. Aspect quantitatif des précipitations et des déplacements	129
- <u>Précipitations</u>	129
- <u>Niveau piézométrique</u>	130
- <u>Déplacements</u>	130
- <u>Événements de type B par rapport aux événements de type A</u>	130
5.3.2. Sismicité régionale	131
5.4. Conclusion du chapitre 5	131
Conclusions générales	133
Références bibliographiques	137

Annexe 1 : Écoute sismique de glissement de terrain en roches argileuses : l'exemple de Super-Sauze (Tonnellier, A., Schmittbuhl, J. & Malet, J.-P., 2011). <i>Journées Aléa Gravitaire 2011, Strasbourg, France.</i>	145
Annexe 2 : Microseismic long-term monitoring at Super-Sauze landslide: seismic sources identification and seasonal variations (Tonnellier, A. & Helmstetter, A., 2012). <i>Gruppo Nazionale di Geofisica e Terra Solida 2012, Potenza, Italy.</i>	149
Annexe 3 : Seismic monitoring of soft-rock landslides: Super-Sauze and Valoria landslides case studies (Tonnellier, A., Helmstetter, A., Malet, J.-P., Schmittbuhl, J., Corsini, A. & Joswig, M., 2012). <i>Geophysical Journal International</i> (submitted in August 2012).	152
Résumé / Abstract	166

Table des figures

Fig. 1.1. stratégie d'investigations et d'observations de glissements de terrain actifs.	18
Fig. 1.2. Modèle géométrique 3D en trois couches du glissement de terrain de Super-Sauze.	22
Fig. 1.3. Premiers enregistrements des variations du signal mesurées sur le terrain ou en laboratoire.	27
Fig. 1.4. Représentation schématique du fonctionnement d'un guide d'onde actif.	28
Fig. 1.5. Atténuation progressive, caractéristique de différents types de matériaux.	28
Fig. 1.6. Séries temporelles et spectres en fréquence de signaux sismiques identifiés à Glynrhigos.	29
Fig. 1.7. Variations du signal induites par le passage d'une coulée de boue.	29
Fig. 1.8. Enregistrement du bruit sismique (rapport H/V) su le glissement de Super-Sauze.	31
Fig. 1.9. Corrélation entre les occurrences et la magnitude des fractures avec les précipitations et les variations du niveau de la nappe, enregistrés sur le glissement de Heumös.	32
Fig. 1.10. Effondrement du 23 juin 2002 des falaises du Mesnil-Val.	33
Fig. 1.11. Signal sismique enregistré durant une coulée pyroclastique à la Soufrière.	33
Fig. 1.12. Projection horizontale de la trajectoire d'une particule dans un glissement.	35
Fig. 1.13. Sismogrammes et spectrogrammes de signaux sismiques identifiés sur le glissement de Heumös associés à des types de source différents.	35
Fig. 1.14. Exemple de signaux sismiques détectés sur le glissement rocheux de Séchilienne.	36
Fig. 2.1. Localisation géographique des glissements de Super-Sauze et de Valoria.	39
Fig. 2.2. Représentation schématique de l'évolution de la coulée de Super-Sauze de 1950 à 2000.	40
Fig. 2.3. Vue générale et détails sur le glissement de Super-Sauze.	41
Fig. 2.4. Installation du système d'acquisition photographique en face du glissement de Super-Sauze.	42
Fig. 2.5. Déplacements moyens mesurés sur le glissement de Super-Sauze jusqu'en 2008.	43
Fig. 2.6. Phénomènes associés à la dynamique du glissement de Super-Sauze visibles en surface.	44
Fig. 2.7. Drone développé par Niethammer et al. (2012).	44
Fig. 2.8. Localisation des profils sismiques et des tirs de calibration.	45
Fig. 2.9. Modèle retenu de la structure interne de la partie la plus active du glissement de Super-Sauze.	46
Fig. 2.10. Vue générale des deux glissements de Valoria unifiés et détails.	48
Fig. 2.11. « Station Totale ».	48
Fig. 2.12. Déplacements moyens mesurés sur le glissement de Valoria entre janvier et mai 2009.	49
Fig. 2.13. Profil transversal à la région supérieure du glissement de terrain.	50
Fig. 2.14. Composition du matériel utilisé pour l'écoute sismique.	52
Fig. 2.15. Localisation des antennes sismiques sur les glissements de (a) Super-Sauze et (b) et (c) Valoria.	53
Fig. 2.16. Schéma illustrant l'installation permanente des capteurs sur le glissement de Super-Sauze.	53
Fig. 2.17. Photographie illustrant l'installation permanente sur le glissement de Super-Sauze.	56
Fig. 2.18. Configuration des deux autres antennes sismiques installées début octobre 2009.	58
Fig. 2.19. Configuration des antennes sismiques temporaires reliées au système DaqLink en juillet 2010.	59
Fig. 2.20. Modèle de propagation des ondes sismiques à travers les couches du glissement.	60
Fig. 2.21. Analyse des ondes sur les enregistrements issus des extrémités des profils inférieur et supérieur.	60
Fig. 2.22. Résultat de l'inversion pour le profil supérieur et ajustement des pointés théoriques.	61
Fig. 2.23. Résultat de l'inversion pour le profil inférieur et ajustement des pointés théoriques.	62
Fig. 2.24. Confrontation des discontinuités isolées avec les profils issus du modèle 3D.	63
Fig. 2.25. Confrontation des modèles tomographiques avec d'autres résultats.	64
Fig. 2.26. Ajustement du modèle de vitesse des ondes sismiques à partir des tirs de calibration.	65-66
Fig. 2.27. Valeurs moyennes des différences de temps calculées entre les pointés manuels et théoriques.	66
Fig. 2.28. Modèle de vitesse final pour la localisation des signaux sismiques.	67
Fig. 3.1. Composition d'un spectrogramme.	70
Fig. 3.2. Exemple de sources potentielles identifiables par écoute sismique sur un glissement de terrain.	71
Fig. 3.3. Exemples de signaux parasites présentant une bonne corrélation entre traces.	72
Fig. 3.4. Exemples de signaux sismiques de type A détectés à Super-Sauze et de Valoria.	74
Fig. 3.5. Exemples de signaux sismiques de type B détectés à Super-Sauze et de Valoria.	75
Fig. 3.6. Exemples de signaux sismiques de type C détectés à Super-Sauze et de Valoria.	76
Fig. 3.7. Représentation du « super-spectrogramme ».	77
Fig. 3.8. De la détection avec SonoView à l'identification des signaux avec HypoLine.	78
Fig. 3.9. Modèle de localisation à partir des « hypolignes ».	81
Fig. 3.10. Estimation de localisation d'un signal sismique.	82

Fig. 3.11. Corrections statiques à apporter à chaque capteur.	85
Fig. 3.12. Vue d'ensemble avec InSite des données 3D obtenues par interpolation.	87
Fig. 3.13. Identification d'un signal sismique avec InSite.	88
Fig. 3.14. Exemple de localisation d'un signal sismique avec InSite.	89
Fig. 4.1. Évolution des super-spectrogrammes lors de l'accélération sur le glissement de Valoria.	92
Fig. 4.2. Fréquence dominante en fonction de la durée des signaux sismiques pour les trois périodes.	93
Fig. 4.3. Distribution cumulée des signaux sismiques de type A et de type B détectés sur le glissement de Super-Sauze et de Valoria, par analogie à la loi de distribution de Gutenberg-Richter.	94
Fig. 4.4. Comparaison entre les localisations des tirs de calibration, calculées manuellement, automatiquement sans et avec la correction statique.	97
Fig. 4.5. Exemples de sismogrammes filtrés entre 2 et 30 Hz d'un signal naturel et d'un tir de fusil.	98
Fig. 4.6. Erreurs azimutale et horizontale en fonction de la corrélation entre traces pour chaque tir.	99
Fig. 4.7. Exemple de probabilité de localisation de signaux sismiques sur le glissement de Super-Sauze.	100
Fig. 4.8. Distribution azimutale des signaux sismiques de type A et de type B à Super-Sauze.	101
Fig. 4.9. Localisation des signaux sismiques de type A et de type B localisés à Super-Sauze.	102
Fig. 4.10. Interprétation schématique de l'accélération jusqu'à l'effondrement à Valoria.	104
Fig. 4.11. Déplacement progressif de la localisation des sources des signaux sismiques lors de l'accélération.	105
Fig. 4.12. Déplacement progressif de l'azimut des sources des signaux sismiques lors de l'accélération.	105
Fig. 4.13. Mode opératoire pour la localisation des signaux sismiques à l'aide de SonoView et Hypoline.	106
Fig. 4.14. Probabilités de localisation des signaux sismiques pour une semaine d'acquisition en mai 2010 avec les méthodes proposées par Joswig (2008).	107
Fig. 4.15. Exemple d'événements type fissure détectés sur les glissements de Super-Sauze et de Valoria.	109
Fig. 4.16. Propagation de la coulée de boue dès mai 2011 sur le glissement de terrain de Super-Sauze.	110
Fig. 4.17. Progression de la coulée et endommagement de l'antenne sismique en juillet 2012.	111
Fig. 4.18. Variations temporelles des précipitations, du niveau d'eau, de la quantité d'événements de type A et B, du déplacement et des amplitudes des séismes pour le glissement de Super-Sauze en octobre 2009.	113
Fig. 4.19. Même présentation qu'en Fig. 4.18 pour le glissement de Super-Sauze en mai 2010.	114
Fig. 4.20. Variations temporelles des précipitations, de la quantité d'événements de type A et B, du déplacement et des amplitudes des séismes pour le glissement de Valoria en novembre 2009.	115
Fig. 4.21. Variations de la quantité d'événements et du déplacement lors de l'accélération.	116
Fig. 4.22. Localisation géographique de la localité de Fontanaluccia.	116
Fig. 4.23. Fonte progressive de la neige sur le glissement de Super-Sauze durant le mois de mai 2010.	118
Fig. 5.1. Distribution cumulée des signaux sismiques de type A et de type B détectés sur le glissement de Super-Sauze de mai à septembre 2010.	122
Fig. 5.2. Localisation des signaux sismiques de type A à Super-Sauze de mai à septembre 2010.	124
Fig. 5.3. Localisation des signaux sismiques de type B à Super-Sauze de mai à septembre 2010.	125
Fig. 5.4. Variations temporelles des précipitations et niveau d'eau dans le glissement, de la quantité d'événements de type A et B pour le glissement de Super-Sauze de mai à juillet 2010.	126
Fig. 5.5. Variations temporelles de la quantité d'événements de type A et B et des amplitudes des séismes détectés pour le glissement de Super-Sauze de mai à septembre 2010.	127
Fig. 5.6. Inter-corrélation de mai à fin juillet 2010 entre le taux quotidien des événements de type A et de type B avec les variations quotidiennes de précipitations, du niveau piézométrique et des déplacements.	129
Fig. 5.7. Inter-corrélation définissant le décalage des événements de type A par rapport à ceux de type B.	131

Table des tableaux

Tab. 1.1. Liste des variables observées sur les sites faisant partie du laboratoire OMIV.	19
Tab. 1.2. Liste des applications de l'écoute sismique passive aux instabilités de versant	24-25
Tab. 2.1. Caractéristiques des glissements de Super-Sauze et de Valoria.	39
Tab. 2.2. Caractéristiques des capteurs.	52
Tab. 2.3. Localisations des capteurs de l'antenne sismique, installée sur le glissement de Super-Sauze.	55
Tab. 2.4. Localisations des capteurs de l'antenne sismique utilisée jusqu'à la fin de l'acquisition, installée en amont sur le glissement de Valoria.	55
Tab. 2.5. Localisations des capteurs de l'antenne sismique endommagée, sur le glissement de Valoria en aval de l'antenne décrite en Tab. 2.4.	55
Tab. 4.1. Comparaison entre le nombre d'événements pointés manuellement et automatiquement.	91
Tab. 4.2. Erreurs azimutales et horizontales calculées pour la localisation des tirs de calibration à partir des méthodes manuelle et automatique sans et avec correction statique.	96
Tab. 4.3. Quantité de signaux sismiques de type A et de type B détectés à Super-Sauze.	103
Tab. 4.4. Liste de la mise hors service des capteurs lors de l'accélération sur le glissement de Valoria.	103

Liste des abréviations

Sont développés dans la liste ci-dessous les termes qui apparaissent en caractères majuscules dans ce mémoire de thèse.

AGU – American Geophysical Union (Union Américaine de Géophysique)

ANR – Agence Nationale de la Recherche

BRGM - Bureau des Recherches Géologiques et Minières

CNRS – Centre National de la Recherche Scientifique

EGU – European Geosciences Union (Union Européenne des Géosciences)

EOST – École et Observatoire des Sciences de la Terre

GNGTS - Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (Groupe National italien de Géophysique de la Terre Solide)

GPR – Ground Penetrating Radar (radar de proche surface)

GPS – Global Positioning System (système de positionnement global)

H/V – rapport des composantes horizontales sur la composante verticale de la vitesse des ondes sismiques

INGV – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Institut National de Géophysique et de Vulcanologie Italien)

InSar – INterferometric Synthetic Aperture Radar (interférométrie radar)

LGIT – Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

LIDAR – Light detection And Ranging (télédétection par laser)

OMIV – Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant

OSUG – Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble

SISCA – Système Intégré de Surveillance de Crises de glissements de terrain Argilleux

SISMALP – Réseau Sismologique des Alpes

SNR – Signal to Noise Ratio (rapport signal sur bruit)

SNS – Seismic Navigating System (antenne sismique définie selon la configuration de Joswig (2008))

STA / LTA – Short Time Average over Long Time Average

Introduction générale

I.1. Objectifs des recherches

I.1.1. Définition du problème

La recherche s'insère dans le cadre de l'étude de l'aléa gravitaire en milieu argilo-marneux (« mouvements ou glissements de terrain ») et plus précisément dans le cadre de la compréhension des processus qui contrôlent la dynamique de ces phénomènes. Les glissements de terrain développés en roches argilo-marneuses (glissements rotationnels / translationnels, glissements-coulées) se produisent dans de nombreuses régions du monde et peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres (par exemple : glissements-coulées de Slumgullion aux États-Unis d'une longueur de 4 km et de Valoria en Italie d'une longueur de 3 km). Ils évoluent en général sous forme globale de fluage visco-plastique et peuvent subir des accélérations brutales sous l'action de facteurs de déclenchement divers (secousses sismiques, augmentation de la pression interstitielle), ou bien tout ou partie de la masse rocheuse ou argileuse peut se « fluidifier » sous certaines conditions pour donner naissance à des coulées boueuses ou à des effondrements de grande ampleur (Malet et al. 2002). Leur comportement reste de fait peu prévisible, ce qui constitue des menaces non négligeables pour les populations et les infrastructures avoisinantes.

Chaque année, plusieurs centaines de personnes sont victimes d'effondrements de terrain de tous types. On relève déjà dans les presses locales et internationales ou dans des blogs d'experts (blogue de l'AGU : blogs.agu.org/landslideblog) pour l'année 2012 de nombreux cas de catastrophes provoquées par des glissements de terrain. Pour n'en citer que quelques uns, les glissements les plus récents ont été déclenchés suite à des fortes pluies au Vietnam et au Bangladesh. Un autre s'est déclenché dans une mine en Chine ou encore en Colombie Britannique un versant de montagne se serait détaché de manière inattendue. La difficulté réside dans le fait que nombreuses sont les zones d'instabilités encore peu considérées à cause de leur accessibilité limitée et / ou d'un manque de techniques d'observations suffisamment adaptées.

À défaut de les empêcher (il existe néanmoins des techniques de mitigation ou de génie écologique telles que le drainage, des ouvrages de soutènement ou de canalisation) et de pouvoir à l'heure actuelle sensibiliser toutes les populations et les gouvernances locales, de nombreuses études sont encouragées afin de développer des méthodologies qui permettraient de résoudre de nombreuses inconnues pour caractériser au mieux ces phénomènes (cartes d'aléas, estimation des dégâts, de la zone concernée, dans l'espace et dans le temps). Si les bilans humain et matériel sont en général extrêmement lourds,

de telles avancées devraient aider à savoir mieux prévenir ces phénomènes ou du moins à minimiser les dégâts.

I.1.2. Objectif et cadre de la recherche

Ce projet de recherche a pour but de trouver des nouvelles observables pertinentes pour la surveillance sismique afin d'approfondir nos connaissances sur les facteurs de déclenchement qui contrôlent les ruptures de versant et les crises de mouvements de terrain en particulier en milieu argilo-marneux. Il existe depuis une dizaine d'année des techniques de surveillance sismique destinées à l'étude comportementale des milieux instables (Wust-Bloch & Joswig 2006, Spillmann et al. 2007, Walter & Joswig 2008, Helmstetter & Garambois 2010).

En effet, à échelle réduite (de l'ordre du mètre pour des glissements pouvant s'étendre sur des distance hectométriques ou kilométriques), les déformations élastiques (compression / dilatation de matériaux) et plastiques (ouverture / fermeture de fissures, phénomène de cisaillements) se produisant au sein des glissements de terrain se traduisent par la propagation d'ondes sismiques à travers les matériaux géologiques. Nous souhaitons identifier au cours de la déformation des glissements d'éventuels signaux sismiques significatifs de l'évolution du glissement voire précurseurs de phénomènes de rupture.

Ce travail fait suite aux expérimentations engagées par Amitrano et al. (2007) sur le site de Super-Sauze à partir d'une station sismologique large-bande. Les enregistrements obtenus ont montré qu'il existe une sismicité détectable dans la gamme de fréquence de 0,01 Hz à 10 Hz, associée à la déformation du glissement. Les taux de déplacements du glissement s'avèrent être contrôlés par la pluviométrie et corrélés à l'activité sismique interne qu'Amitrano et al. (2007) ont proposé d'attribuer au cisaillement de la masse en mouvement sur le socle rocheux stable.

Nous considérons pour cette étude deux cas de glissement de terrain. Il s'agit du glissement-coulée de Super-Sauze situé dans le sud des Alpes françaises, en évolution continue depuis les années 1960 (Malet 2003, Grandjean et al. 2006, Méric et al. 2007, Amitrano et al. 2007, Walter et al. 2009) et du glissement-coulée de Valoria situé dans le nord des Apennins, réactivé depuis à peine une dizaine d'années (Manzi et al. 2004, Ronchetti et al. 2007, Corsini et al. 2009). Ces deux glissements sont bien caractérisés en termes de structure et de cinématique pour lesquels de nombreuses données issues d'acquisitions géologiques, géophysiques et géomorphologiques sont déjà disponibles, comme nous le verrons au chapitre 2 de cette thèse.

Ce travail de thèse s'est inscrit dans le cadre du projet ANR SISCA (Système Intégré de Surveillance des Crises et glissement de terrain Argileux, 2009-2011), en particulier dans les axes de recherche qui concernent :

- l'analyse des processus de déclenchement des mouvements de terrain (quels types de signaux sismiques enregistre-t-on, comment dans le temps et dans l'espace se répartissent-ils et quelle est leur influence sur l'évolution du glissement de terrain ?),
- l'identification de signes précurseurs d'une accélération et le développement des nouvelles techniques de surveillance sismique.

Des études précédentes ont mis en évidence que les sources de signaux sismiques enregistrés à partir de dispositifs de mesure sur et à proximité immédiate des glissements de terrain pouvaient être associées à des phénomènes exogènes aux glissements (trémors, tremblements de terre) et à des phénomènes endogènes aux glissements (chutes de blocs, cisaillements, ouvertures / fermetures de fissures, transport de matériaux rigides en surface ou en profondeur) (Amitrano et al. 2007, Spillmann et al. 2007, Walter & Joswig 2008, Helmstetter & Garambois 2010).

Sur la base de ces connaissances, nous cherchons dans cette thèse à valider l'applicabilité de techniques de surveillance sismique pour l'identification de sources sismiques caractéristiques des glissements et d'éventuelles accélérations, en lien ou non avec des facteurs externes (sismicité régionale, précipitations, etc).

I.1.3. Études menées en parallèle

D'autres doctorants et post-doctorants de l'EOST se sont dernièrement investis dans des études concernant les aléas de type « glissement de terrain ». À titre d'exemple, nous en citons quelques-uns qui font référence au cas du glissement de Super-Sauze et dont les résultats compléteront directement notre analyse sur la dynamique et l'évolution du glissement.

Les derniers résultats obtenus sur la géométrie et la structure du glissement de Super-Sauze ont été soutenus dans une thèse de doctorat par J. Travelletti (Université de Caen-Basse Normandie) en octobre 2011 (Travelletti 2011). Ils sont fondés sur des études d'imagerie à paramètres multiples. J. Travelletti s'est intéressé au développement de protocoles d'intégration de données issues de diverses mesures à résolutions variables dans des modèles géométriques hydrologiques et cinématiques cohérents. Ses travaux lui ont permis d'analyser le suivi et la caractérisation cinématique et hydrologique et d'identifier par modélisation hydromécanique les variables de contrôle de prédisposition et de déclenchement et les mécanismes élémentaires de glissements de terrain.

Ces travaux sont actuellement repris en partie dans le cadre de la thèse de doctorat d'A. Stumpf (Université de Strasbourg). Il se concentre sur le développement et l'application des techniques d'imagerie pour la cartographie et la surveillance des glissements de terrain, notamment dans le cas du glissement de Super-Sauze. Il s'agit de corrélérer des images à très haute résolution avec les

déplacements mesurés sur le glissement afin de cartographier les glissements et d'en surveiller l'évolution en surface (Stumpf & Kerle 2011).

J. Gance (Université de Strasbourg) étudie pour sa thèse de doctorat l'apport de la combinaison de diverses méthodes de géophysique à grande échelle pour la compréhension du comportement du glissement de terrain (petite zone d'étude). Il faut pour cela considérer l'effet de la fissuration et de l'hétérogénéité dans le glissement (topographie, compaction du matériel, granulométrie...) sur l'hydrologie du glissement (Gance et al. 2012).

Pour compléter les observations de terrain, A. Spickermann (Université de Strasbourg) s'est intéressée dans le cadre d'un projet postdoctoral, à l'échelle du laboratoire, aux comportements des instabilités de pente en milieux argilo-marneux selon plusieurs approches. Ses travaux se sont organisés sur la base d'expériences contrôlées sur des plans inclinés et avec des tests en centrifuge, de modélisations numériques hydromécaniques par éléments finis et de modélisations numériques du comportement post-rupture des coulées argileuses à partir du développement d'un nouveau modèle basé sur la théorie du couplage grain-fluide (Daehne et al. 2010).

Les instituts de géophysique de Stuttgart (Allemagne) et de Modène (Italie) s'intéressent aussi aux glissements de Super-Sauze et de Valoria. Nous citons les travaux de doctorat de M. Walter qui a aussi initié des recherches de surveillance sismique sur le glissement de terrain de Super-Sauze (Walter et al. 2009, Walter et al. 2011a). Il propose une première identification de signaux sismiques et c'est sur la base de ses premiers résultats pour le glissement de Super-Sauze que nous poursuivons nos recherches.

I.2. Description du contenu de ce mémoire de thèse

Ce mémoire de thèse est structuré en cinq chapitres.

Le premier chapitre définit le contexte de la recherche. Nous présentons les types d'observations et d'acquisitions géophysiques applicables aux glissements de terrain pour caractériser leur structure et leur dynamique. Nous développons davantage les attentes de la technique passive d'écoute sismique. Il s'agit d'une technique innovatrice qui complète notre aperçu sur les processus liés à la dynamique des mouvements de masse.

Le deuxième chapitre présente les caractéristiques géomorphologiques dans lesquelles se situent les glissements étudiés de Super-Sauze et de Valoria ainsi que leur historique, de l'activation de ses glissements aux avancées scientifiques actuelles. Sont aussi détaillés les systèmes de surveillance que

nous avons utilisés et les périodes d'acquisition que nous avons considérées. Nous développons enfin les acquisitions de tomographie sismique et de tirs de calibration que nous avons réalisées sur le glissement de Super-Sauze afin de mieux définir sa structure interne.

Le troisième chapitre présente les techniques d'écoute sismique que nous avons utilisées. Nous avons testé deux approches spectrales pour l'identification (détection et localisation) des signaux sismiques. La première est manuelle et nécessite une observation visuelle (Joswig 2008, Sick et al. 2012). La seconde est en partie automatisée et propose des catalogues d'événements sur la base d'algorithmes de détection plus calculatoires (Helmstetter & Garambois 2010, Lacroix & Helmstetter 2011).

Le quatrième chapitre met en application les techniques de détection et de localisation des signaux sismiques proposées précédemment et juge de la validité de ces techniques sur trois périodes d'acquisition initiales. Nous complétons la comparaison des deux techniques à l'aide des tirs de calibrations également utilisés pour la définition des profils tomographiques à Super-Sauze. Nous proposons des catalogues avec une classification selon trois groupes des signaux sismiques détectés et évaluons les variations spatiales et temporelles de ces détections avec d'autres paramètres externes mesurables, tels que les déplacements en surface, les variations météorologiques (pluviométrie, piézométrie) et la sismicité locale.

Le cinquième chapitre étend la méthode sur le glissement de Super-Sauze sur lequel l'antenne sismique a été installée de manière permanente. Nous disposons à cet effet des données sismiques enregistrées en continu de mai à septembre 2010 inclus (avec quelques interruptions à la fin du mois de juillet). Cette évaluation des signaux sismiques à plus long terme nous permet de valider les techniques de détection et de localisation proposées, en relation avec les variations saisonnières en termes d'activité du glissement et de météorologie, et renforce l'interprétation des sources associées à l'évolution dynamique du glissement.

Chapitre 1 – Contexte de la recherche

1.1. Méthodes d'investigation et de surveillance appliquées aux zones d'instabilités

Les recherches appliquées dans le cadre de la compréhension des mécanismes qui contrôlent la dynamique des mouvements de terrain (ou instabilités de versant) peuvent avoir des objectifs variés. Il existe un certain nombre de techniques qui permettent de mesurer diverses variables significatives de l'évolution des zones d'instabilités (déplacement, saturation, structure interne, etc.) (Fig. 1.1).

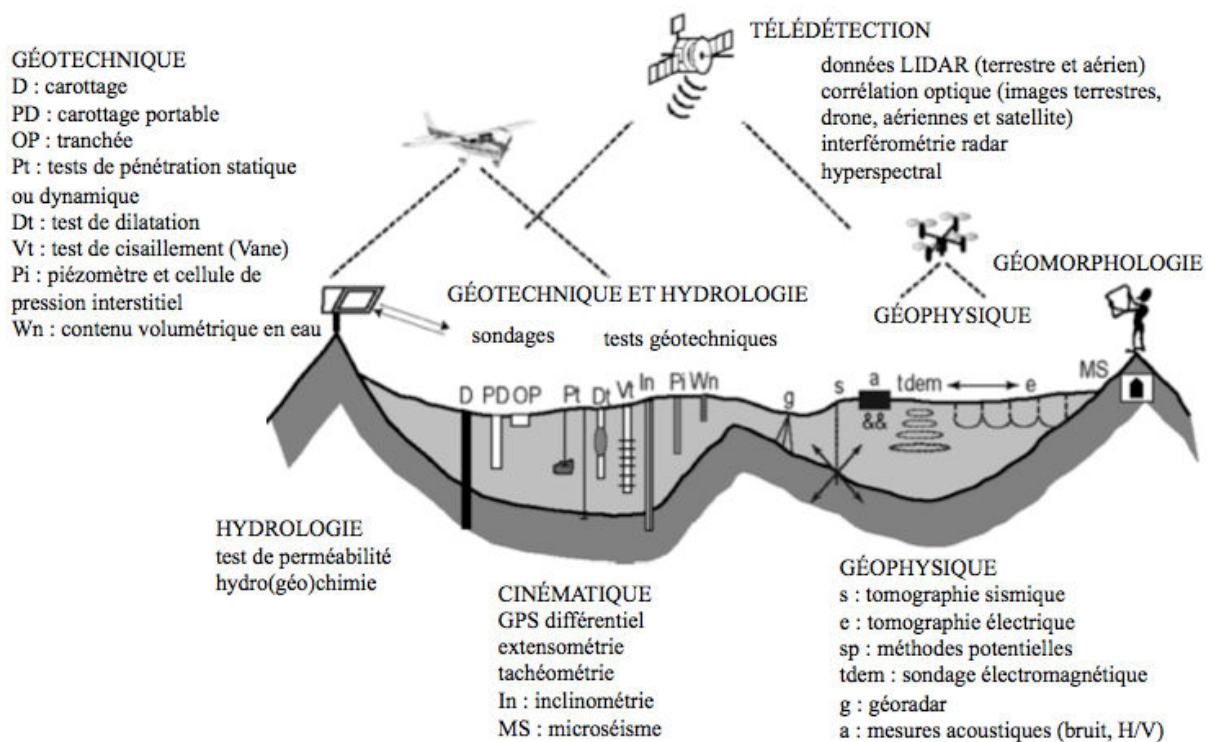


Figure 1.1. Stratégie d'investigations et d'observations de glissements de terrain actifs à paramètres et à résolutions multiples (adapté de Van Asch et al. 2007).

Ces techniques peuvent être catégorisées en quatre groupes principaux de mesures (Fig. 1.1, Van Asch et al. 2007), à savoir :

- la géomorphologie, qui correspond à la description directe des reliefs et des processus qui façonnent les paysages,
- la géotechnique et l'hydrologie, qui définissent les caractéristiques mécaniques et hydrométéorologiques du terrain en combinant observations géologiques et modélisations mathématiques,

- l'imagerie géophysique, qui est complémentaire des techniques géotechniques (forages), avec l'avantage d'être en général non invasive,
- la cinématique et la télédétection, qui mesurent de manière ponctuelle et locale ou bien globale et à distance (imagerie terrestre ou satellitaire) les déplacements physiques ou autres paramètres significatifs de la dynamique (signaux sismiques) du glissement.

À titre d'exemple, le tableau 1.1 reprend les techniques envisagées pour les quatre sites d'étude du service national d'observation OMIV, donc le glissement de Super-Sauze (l'un de nos sites d'étude) fait partie. Il précise si les données sont disponibles pour une période donnée, acquises de manière temporaire, en continu dans le cas d'une installation des systèmes d'acquisition conséquente, ou bien si les techniques qui permettraient d'obtenir ces données ne sont pas appliquées au site considéré.

Tableau 1.1. Liste des variables observées sur les sites faisant partie du service national d'observation OMIV (d'après omiv.osug.fr). Les lettres majuscules ajoutées entre parenthèses précisent la catégorie parmi celles définies en Fig. 1.1 à laquelle l'étude se rapporte (G pour géomorphologie, GH pour géotechnique et hydrologie, IG pour imagerie géophysique, CT pour cinématique et télédétection).

Site d'étude	Avignonet	Super-Sauze	La Clapière	Séchilienne
Activation ou réactivation du glissement	après 1976	1960	1976	1976
Mesures de déplacement (CT)	continu	continu	continu	continu
Mesures sismiques (CT)	disponible	temporaire	disponible	continu
Réseau de polarisation spontanée (GH)	non mesuré	disponible	non mesuré	continu
Piézométrie, conductivité, température (GH)	non mesuré	continu	continu	continu
Géochimie des écoulements fluides (GH)	non mesuré	continu	continu	temporaire
Météorologie (GH)	non mesuré	continu	continu	continu
Imagerie satellitaire (CT)	disponible	disponible	disponible	non mesuré
Imagerie géophysique (IG)	continu	temporaire	temporaire	continu
Imagerie de surface (géomorphologie) (G)	continu	continu	continu	continu

Les observations visent à caractériser :

- la cinématique du glissement (géodésie, inclinométrie, extensométrie, imagerie aérienne et satellitaire),
- les réponses hydrologiques aux forçages météorologiques,
- le comportement microsismique des glissements (signaux sismiques induits par la cinématique des glissements et réponses aux séismes régionaux).

Nous approfondissons dans les sous-chapitres suivants uniquement les méthodes d'investigation et de surveillance définies dans les quatre catégories (Fig. 1.1) employées pour notre étude, dans le cas de glissements constitués de matériaux argilo-marneux.

1.1.1. Géotechnique et hydrologie

Les variations hydrométéorologiques peuvent avoir des conséquences directes sur la stabilité des volumes argilo-marneux et être à l'origine de phénomènes gravitaires et torrentiels (Ardizzone et al.

2007). Pour contrôler ces variations, il est possible d'installer des sondes ou capteurs pluviométriques et piézométriques directement en forages ou bien à même le sol. Sont ainsi collectées les variables météorologiques (températures de l'air, précipitations) et hydrologiques (écoulements de surface, débits des infiltrations de fluides). Il est alors possible de connaître la hauteur de la nappe phréatique et de déterminer le niveau de saturation. Ces mesures peuvent être complétées par les mesures de température afin de connaître les caractéristiques thermiques du sous-sol.

1.1.2. Imagerie géophysique

Jongmans & Garambois (2007) ont récemment établi un état de l'art des méthodes géophysiques appliquées à l'analyse des glissements de terrain. Les matériaux géologiques sont caractérisés par des propriétés pétrophysiques (composition, saturation, fracturation) qui varient selon leur rhéologie (vitesse de propagation des ondes sismiques, résistance au courant électrique...). Les méthodes géophysiques permettent de mesurer ces propriétés et d'imager les sous-sols géologiques à l'aide de techniques passives ou actives, telles que le radar de proche-surface GPR (Ground Penetrating Radar), les mesures de conductivité électrique, la méthode H/V (rapport des composantes horizontales de la vitesse sur la composante verticale) ou les tomographies sismiques... Elles nous informent ainsi sur la distribution spatiale de la propriété physique utilisée, la géométrie des structures, l'état des milieux géologiques sous-jacents et avoisinants, la présence d'eau ou de glace, la température, la porosité...

Dans ce travail, nous exploitons la méthode géophysique de sismique réfraction afin d'obtenir une image des discontinuités internes glissements de terrain (présence de crêtes de matériaux argileux plus compacts). Cette méthode est présentée en détails au chapitre 2 de cette thèse, en section 2.4, avec l'application directe à la détermination des profils des vitesses des ondes sismiques dans le cas du glissement de terrain de Super-Sauze.

1.1.3. Cinématique du glissement

L'évolution et la dynamique des glissements peuvent être évaluées par la mise en évidence de déplacements au sein des glissements de terrain.

Les déplacements peuvent être mesurés de manière ponctuelle directement sur le terrain à partir d'extensomètres ou d'inclinomètres. Dans certains cas spécifiques, ces outils permettent d'évaluer le comportement de zones de friction ou de fissures (ouverture / fermeture) présentes dans le glissement (Walter et al. 2011). On peut aussi employer des techniques de télédétection telles que les mesures LIDAR (télédétection par laser) ou la photogrammétrie, comme c'est entre autres le cas pour le glissement de terrain de Super-Sauze (Fig. 2.3, Travelletti et al. 2011) ou des méthodes géodésiques,

telles que l'usage de théodolites ou de tachéomètres, de GPS, voire de Station Totale, comme c'est le cas sur le glissement de terrain de Valoria auquel nous nous intéressons (Fig. 2.7).

À plus grande échelle, l'imagerie satellitaire fournit des prises de vues des terrains étudiés à un instant donné et offre une grande précision pour la compréhension du relief à différentes échelles. Il existe ainsi la technique d'interférométrie radar InSar (interférométrie radar) qui permet d'évaluer la quantité de déplacement mesurée entre deux instants correspondant à deux passages d'un satellite au-dessus du site considéré (Travelletti 2011).

Une autre technique dernièrement avancée pour contrôler la dynamique des glissements de terrain est la détection de signaux sismiques induits par la cinématique des glissements. Il s'agit de méthodes innovantes car elles n'ont pour le moment été appliquées que sur peu de sites d'instabilités, essentiellement constitués de matériaux rocheux (Spillmann et al. 2007, Helmstetter & Garambois 2010). Nous présentons à cet effet un état de l'art des avancées de l'écoute sismique passive appliquée dans le cas des aléas gravitaires en section 1.2 de ce premier chapitre. La surveillance microsismique se distingue de l'analyse du bruit sismique (introduite en section 1.1.2) utilisée en général pour imager le sous-sol.

La validation de l'applicabilité de ces techniques au cas des glissements de terrain de type argilo-marneux constitue l'objectif principal de cette thèse. Les détails des méthodes employées pour nos recherches pour l'analyse de microsismicité sont présentés au chapitre 3 de cette thèse.

L'écoute sismique passive permet aussi de juger de la susceptibilité des glissements à se déclencher en réponse à des sollicitations sismiques. Tatard (2010) a à cet effet relevé des activations de glissements de terrain en Nouvelle-Zélande et en a confronté la répartition avec les statistiques des occurrences de séismes.

1.1.4. Modèle géométrique et géomorphologie

En combinant certaines de ces variables, on peut obtenir à l'aide de logiciels de fusion de données à sources multiples des modèles numériques géomorphologiques en trois dimensions (3D) des sites étudiés susceptibles d'évoluer dans le temps et dans l'espace.

Travelletti & Malet (2011) proposent par exemple un modèle global 3D de la structure du glissement de terrain de Super-Sauze (Fig. 1.2). Ce modèle a été obtenu en combinant des données hydrogéologiques, de résistivité électrique et inclinométriques qui étaient alors à disposition. Leur étude présente des éléments dont il nous faudra tenir compte pour nos analyses d'écoute sismique (présence de crêtes plus ou moins affleurantes en surface, discontinuités en profondeur entre couche glissante et couche plus compacte...).

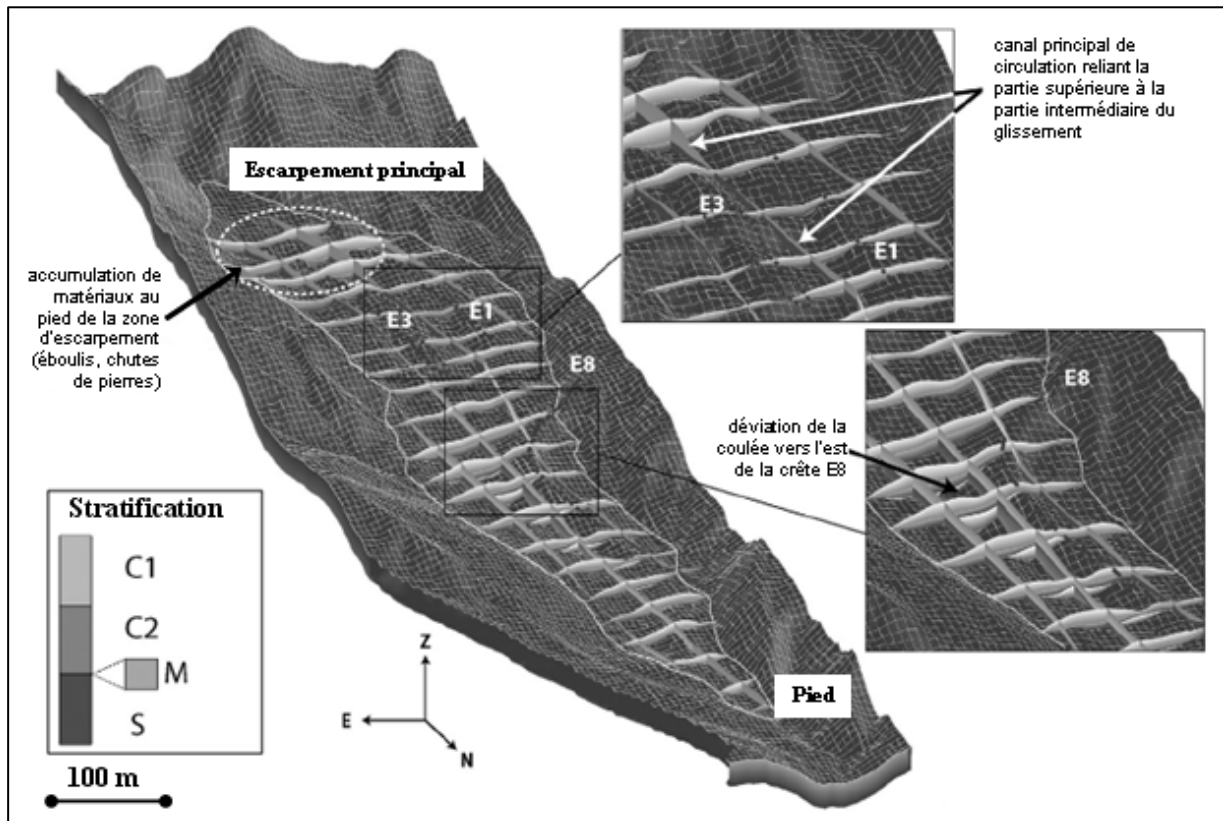


Figure 1.2. Modèle géométrique 3D en trois couches principales C1, C2 et S du glissement de terrain de Super-Sauze obtenu par interpolation de données multi-sources (d'après Travelletti & Malet 2011). Les lettres E suivies d'un numéro indiquent des emplacements de crêtes qui affleurent ou non en surface. Cette terminologie sera reprise dans ce manuscrit.

1.2. État de l'art des techniques d'écoute sismique appliquées aux instabilités de versant

Cet état de l'art est l'adaptation de l'état de l'art sur l'évolution des techniques d'analyse de la microsismicité dans le cas des instabilités de versant que nous avons rédigé pour le projet SafeLand (Tonnelier & Malet 2010).

1.2.1. Définitions : signaux sismiques et écoute microsismique

Que ce soit à l'échelle du laboratoire (de l'ordre du centimètre) ou à l'échelle des vallées et des montagnes ou de la croûte terrestre (de l'ordre des hectomètres ou des kilomètres), toute déformation macroscopique des roches, des débris et des sols, peut être associée à des processus visco-plastiques et élastiques, tels que des phénomènes de compression ou de dilatation, des cisaillements, jusqu'à la propagation de fractures ou de failles.

En effet, lors d'une accumulation de déformation dans une zone potentielle de rupture, l'énergie élastique s'y accumule jusqu'à atteindre parfois la rupture qui génèrera des « signaux sismiques », sous forme d'ondes élastiques (source) si la vitesse de rupture est suffisamment grande. Les signaux

sismiques sont surtout caractéristiques de la complexité du milieu dans laquelle les ondes émises se propagent (la fonction source est en général très courte devant l'ensemble du signal ; en microsismique, elle peut être considérée comme « quasi-ponctuelle »). On s'attend toutefois à ce que les sismogrammes varient en fonction de la source qui est à l'origine du mouvement telle qu'une rupture ou ouverture / fermeture de fissure, un phénomène de friction ou de cisaillement, un impact, un éboulement ou un effondrement.

Il est possible d'identifier la propagation de ces ondes élastiques, qui se distinguent du « bruit sismique » (tout type de vibrations « environnementales » induites par les marées, les installations électriques...), à l'aide de systèmes de détection à distance. Les techniques passives d'écoute sismique en sont un exemple. Elles nous aident à mieux comprendre les mouvements de masse et leur dynamique et à reconnaître d'éventuels signaux précurseurs de rupture.

Pour enregistrer les signaux sismiques, on utilise des capteurs sismiques (par exemple des sismomètres, des géophones, des accéléromètres, des hydrophones...). Ces capteurs permettent de détecter, de manière passive, des événements potentiels (de type signaux sismiques). La zone d'étude peut varier de quelques centimètres à des milliers de kilomètres selon :

- la magnitude et la profondeur des événements recherchés,
- l'importance de l'atténuation des ondes à la traversée des milieux géologiques rencontrés,
- le type de matériel et le déploiement du réseau d'acquisition sismique.

En milieu naturel, on pourra donc, selon ces critères, détecter des faibles signaux induits par des instabilités ou des effondrements locaux, ou bien des tremblements de terre tectoniques, pour des plus grandes échelles.

Cet état de l'art a pour but de présenter les exemples de techniques de sismique passive appliquée à l'écoute et à la caractérisation des glissements et des mouvements de masses, ou plus généralement, des instabilités de versant. Nous y reprenons dans un ordre chronologique les différentes méthodologies appliquées à la surveillance des signaux sismiques.

Nous proposons en tableau 1.2 une liste des références des applications les plus récentes que nous avons consultées, mise à jour au mois de septembre 2012, probablement parmi beaucoup d'autres. Ce tableau présente les applications pour tout type de mouvement de masse (falaises, mines, glissements, coulées, glaciers) et avec différents objectifs (premier aperçu des signaux en termes d'amplitude, de fréquence, de durée, de magnitude, ou bien observations plus précises et localisation des sources des signaux sismiques associés à la dynamique des mouvements). De nos jours, la recherche tend à développer des outils de reconnaissance, d'identification des sources, et de calcul de corrélation avec les événements externes (tremblements de terre, précipitations, cf Tableau 1.2).

Références	Type de glissement	Objectif de l'étude	Outils sismiques et autres types d'équipement
Rouse et al. 1991a; 1991b	coulée	corrélation précipitations, catalogue	accéléromètre
Weichert et al. 1994	mine, chute de roches	comparaison avec des séismes	réseau sismologique
Harp & Jibson 1995	coulée	réponse à des séismes	accéléromètres 3C (télésismique), piézomètre et extensomètre
Dixon et al. 1996	coulée, falaise	occurrence et déplacement	piézomètre, guide d'onde et inclinomètre
Kishimura & Izumi 1997	avalanche	distinction avec les séismes	sismomètre et caméra
Zyatev et al. 1998	coulée	polarisation	réseau sismologique
Arattano 1999	coulée torrentielle	vitesse, occurrence → LT	sismomètres
Suriñach et al. 2000	avalanche	passage d'avalanche	géophones 3C et caméra
Suwa et al. 2000	coulée torrentielle	volume	sismomètre
Brodsholl et al. 2000	coulée pyroclastique	localisation temporelle	sismomètre large-bande
Suriñach 2001	avalanche	dimension et passage	stations sismique 3C
Marchi et al. 2002	coulée torrentielle	volume et décharge	capteurs sismiques, capteurs de vitesse et caméra
Kolesnikov et al. 2003	coulée	polarisation de la source	capteur 3C large-bande
Brodsky 2003	coulée volcanique	coefficient de friction	enregistrement de séismes régionaux et de téléseismes
Huang et al. 2004	coulée torrentielle	catalogue	hydrophone (spectrogrammes)
La Rocca et al. 2004	coulée volcanique	polarisation et force de rupture	station sismique large-bande et courte-période
Amitrano et al. 2005	falaise	occurrence avant chute	géophones et accéléromètres
Arattano & Marchi 2005	coulée torrentielle	mesure de vitesse	capteurs sismiques, géophones, capteurs de vitesse (hydrophone) et caméra
Suriñach et al. 2005	coulée	mesure de la masse	différents sismomètres 3C (spectrogrammes)
Stuart et al. 2005	glacier	localisation et catalogue	antenne de géophones 1C et accéléromètre
Ge 2005	mine	localisation et catalogue	antenne sismique
Roth et al. 2005	chute de roches	occurrence → LT	mini antennes sismique
Brückl & Mertl 2006	chute de roches	catalogue	sismomètres 3C large-bande (spectrogrammes)
Shiotani 2006	chute de roches	évolution directionnelle	capteurs acoustiques et guides d'ondes
Esposito et al. 2006	coulée volcanique	distinction automatique	réseau de sismomètres 3C large-bande (spectrogrammes)
Wust-Bloch & Joswig 2006	gouffre	localisation et catalogue	mini antennes sismiques (spectrogrammes)
De Angelis et al. 2007	coulée pyroclastique	occurrence et catalogue	réseau de large-bande 3C et deux courte-période 1C (spectrogrammes), vues aériennes

Bessason et al. 2007	coulée torrentielle	détection automatique, catalogue	sismomètre et accéléromètre 3C
Cole et al. 2008	lahar	dynamique et rhéologie, distinction	enregistrements de sismomètres 3C
Méric et al. 2007	coulée	tomographie	sismomètres et capteurs 3C
Amitrano et al. 2007	coulée	corrélations avec précipitations	sismomètre large-bande 3C (spectrogrammes) et extensomètre
Huggel et al. 2007	coulée volcanique	LT	sismomètres courte-période (spectrogrammes) et vues aériennes et spatiales
Spillmann et al. 2007	chute de roches	détection autom., localisation	géophones 3C (spectrogrammes)
Yang et al. 2007	mine	occurrence et localisation	capteurs et sismomètres
Wang & Ge 2007	mine	occurrence et localisation	géophones 1C
Mourot 2008	chute de roches	phases avant effondrement	géophones 1C
Walter & Joswig 2008	coulée	catalogue, précipitations → LT	mini antennes sismiques (spectrogrammes)
Suwa et al. 2008	carrière	phases avant effondrement	d'après des témoins
Deparis et al. 2008	chute de roches	polarisation et catalogue	réseau sismologique SISMALP (Thouvenot et al. 1990)
Roux et al. 2008	glacier	distinction et localisation	réseaux de stations 1C et 3C (spectrogrammes)
Zimmer et al. 2008	chute de roches	catalogue	géophones et accéléromètres
Walter et al. 2009	coulée	catalogue et mécanismes associés	mini antennes sismiques (spectrogrammes) et vues aériennes
Walter & Joswig 2009	coulée	localisation et catalogue	mini antennes sismiques (spectrogrammes)
Burtin et al. 2009	coulée torrentielle	corrélations avec précipitations	station sismique (spectrogrammes) et données météorologiques
Zobin et al. 2009	lahar, coulée pyroclastiques	distinction et catalogue	station sismique large-bande
Cole et al. 2009	lahar	distinction et catalogue	sismomètre large-bande 3C (spectrogrammes)
Senfaute et al. 2009	falaise	phases avant effondrement	géophones et accéléromètres
Helmstetter & Garambois 2010	chute de roches	précipitations et séismes, catalogue	réseaux de stations 1C et 3C (spectrogrammes)
Lacroix & Helmstetter 2011	chute de roches	localisation	réseaux de stations 1C et 3C (spectrogrammes)
Gomberg et al. 2011	coulée	catalogue et corrélation	réseau sismique et antennes de mesure de déplacement (extensomètres)
Hibert et al. 2011	coulée volcanique	corrélations avec effondrements	stations courte-période d'un réseau sismologique

Tableau 1.2. Liste non exhaustive des applications de l'écoute sismique passive aux instabilités de versant sur les 20 dernières années. Les dégradés de gris servent à classer les milieux géologiques des applications (de blanc à gris sombre : glace, roche, graviers, boue). LT indique « surveillance à long terme ».

1.2.2. La période pionnière : l'identification des signaux sismiques (analyse directe et limites de la technique)

1.2.2.1. Caractérisation « directe » du signal sismique

Les premières études fonées sur l'écoute sismique dans les zones d'instabilité remontent aux années 1940 avec les travaux réalisés par Obert (1941) et Obert & Duwall (1942, 1945a, 1945b et 1957), dont les recherches étaient destinées à l'étude du bruit « sous-audible » (à la limite du seuil d'audibilité) associé à des activités de mines.

Les premières informations qu'il était alors possible d'obtenir à partir d'un signal acoustique sismique acquis correctement étaient :

- l'amplitude,
- la durée,
- le contenu fréquentiel.

Dans sa continuité, les premiers outils de surveillance microsismique ont été développés dans le but de comprendre les processus de rupture et les signes précurseurs de ces ruptures et des effondrements, essentiellement dans des zones d'activités anthropiques, telles que des mines, des carrières ou des tunnels. Certaines études pouvaient être réalisées directement sur le terrain (Kennedy & Niermeyer 1971, Obert 1977, Hardy & Kimble 1991, Nicholson 1992), tandis que d'autres pouvaient se limiter à des échantillons de roche en laboratoire (Lockner 1993).

Par la suite, Goodman & Blake (1965) et Cadman & Goodman (1967) ont démontré, à partir d'acquisitions de terrain en milieu naturel et d'expériences en laboratoire, que les glissements de roches et de terre pouvaient générer des signaux sismiques significatifs d'une accélération du mouvement (Fig. 1.3). Ils réalisèrent des tests sur plan incliné en laboratoire avec du sable partiellement saturé afin d'observer le glissement de la masse et d'enregistrer sur bande magnétique les bruits induits grâce à quatre géophones placés à des coordonnées connues dans le sable. Il était alors possible de détecter ces bruits sous-audibles échantillonnées à 580 Hz sur plusieurs dizaines de mètres de distance dans des matériaux rocheux durs, mais dans le cas de matériaux mous, ces bruits restaient fortement atténués au-delà de 30 m.

En allant plus loin, il devrait donc être possible d'obtenir des informations sur la géométrie et la dynamique d'un glissement instable en installant des réseaux de géophones sismiques à proximité de la zone concernée, sous réserve cependant de connaître autant que possible la géométrie du milieu (organisation des couches ou des discontinuités géologiques, vitesses de propagation des ondes sismiques dans ces couches), les coordonnées de capteurs ainsi que le retard d'enregistrement entre ces capteurs.

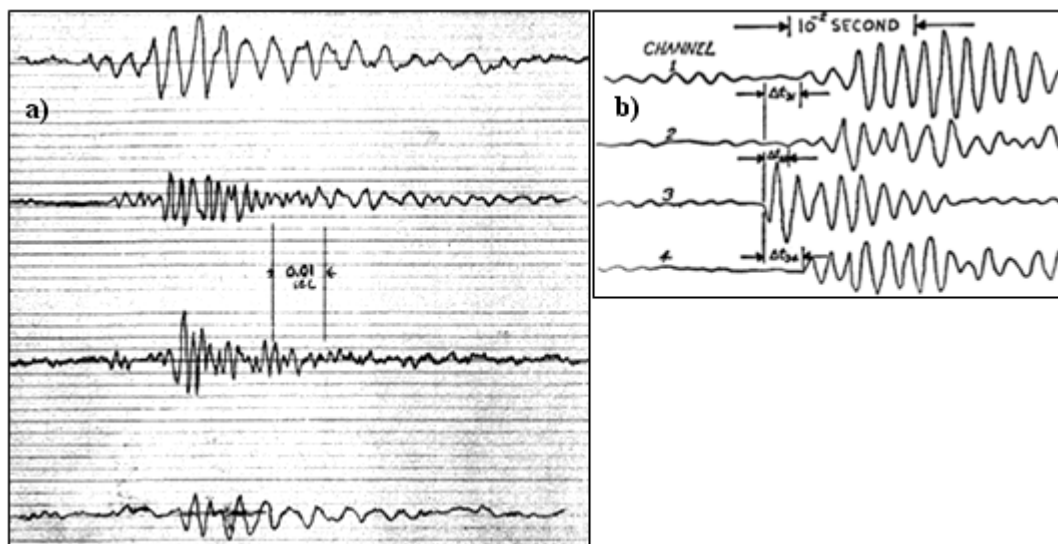


Figure 1.3. Premiers enregistrements des variations du niveau de bruit mesurées dans des glissements et / ou en laboratoire, issus des travaux de : (a) Goodman & Blake (1965) : courbe obtenues sur un oscillographe pour un micro-bruit, enregistré par quatre capteurs différents à des moments différents et (b) Cadman & Goodman (1967) : illustration du retard de l'arrivée des ondes entre les quatre capteurs pour un autre événement.

1.2.2.2. Problèmes d'atténuation et de bruit

Lorsque les matériaux géologiques sont soumis à des contraintes, les signaux sismiques émis peuvent contenir des fréquences allant de quelques hertz à 500 kHz (Koerner et al. 1981). Dans le cas des études de terrain, les signaux basse-fréquence sont contaminés par des bruits de fond (bruit électrique, vent, marées, gêne urbaine...), et les signaux haute-fréquence sont fortement atténués. Il faut trouver des moyens de filtrer ou de renforcer les enregistrements pour conserver un maximum d'informations.

Pour minimiser les conséquences de l'atténuation, certains chercheurs ont utilisé des guides d'onde métalliques, passifs ou actifs, afin de guider les signaux sismiques dans la terre ou la roche jusqu'aux capteurs (Lord et al. 1982, Hardy 1992, Dixon et al. 1996 et 2003, Kousteni 1999, Shiotani 2006). Le guide d'onde passif permet à l'onde élastique d'arriver directement au récepteur, tandis que le guide d'onde actif génère des signaux sismiques en se déformant lui-même au passage des ondes sources (même principe que pour les inclinomètres verticaux, Fig. 1.4). D'après la Fig. 1.5, le fer et l'acier transmettent des réponses très faiblement atténuées par rapport aux milieux géologiques (Koerner et al. 1981) et compensent ainsi l'atténuation du milieu.

L'usage de l'écoute microsismique reste encore limité dans les zones d'instabilité développées dans des matériaux rocheux fracturés (blocs ou clastes rocheux), ou des matériaux meubles (que l'on peut appeler « landslide » selon la classification de Varnes (1978)). L'hétérogénéité de ces milieux augmente le risque de dispersion de signal et, dans le cas des matériaux argileux, la saturation peut être proche de 100 %, ce qui crée une atténuation du signal encore plus importante (Malet 2003).

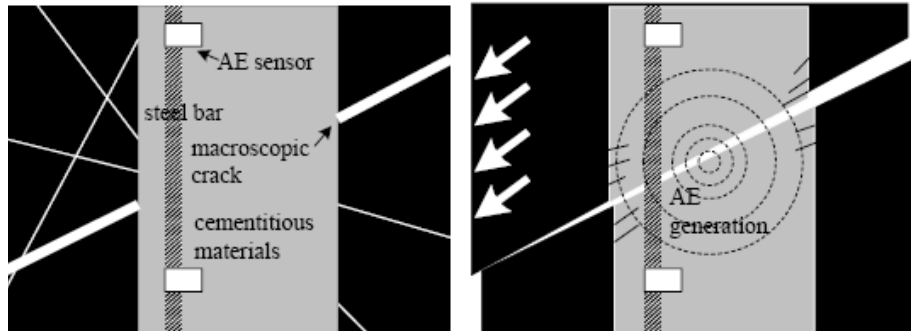


Figure 1.4. Représentation schématique du fonctionnement d'un guide d'onde actif. À gauche, aucune déformation n'est signalée. À droite, une émission acoustique est détectée (Shiotani 2006).

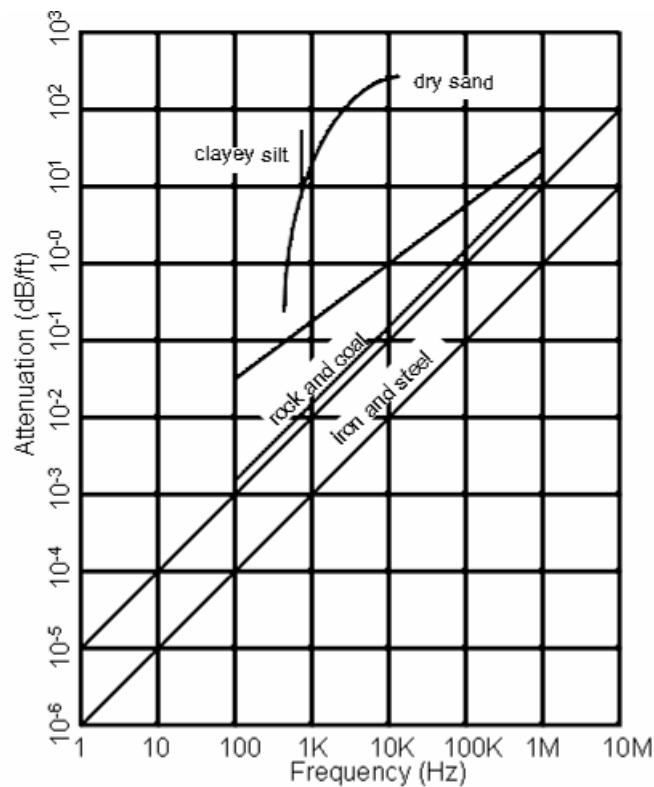


Figure 1.5. Atténuation progressive, caractéristique de différents types de matériaux (Koerner et al. 1981).

1.2.2.3. Passage au domaine fréquentiel (spectrogrammes)

La numérisation des enregistrements va faciliter l'étude du spectre fréquentiel du signal. La représentation spectrale (selon différentes transformations) est un moyen plus simple d'identifier des variations du signal pour des faibles rapports signal-sur-bruit (SNR) parce qu'elle définit les fréquences dominantes et permet d'appliquer des filtres pour mieux mettre en évidence les signaux recherchés. À titre d'exemple, Rouse et al. (1991a) observèrent plusieurs types distincts de signaux sismiques au sein d'un glissement de terrain qu'ils caractérisèrent chacun selon leur contenu fréquentiel (Fig. 1.6).

Dernièrement, certains auteurs ont proposé de représenter les variations temporelles des fréquences dominantes (Fig. 1.7, Huang et al. 2004) en introduisant les spectrogrammes (voir la section 3.1 du chapitre 3). Un spectrogramme est une image qui montre les variations du spectre dans le temps (en général deux dimensions : fréquence versus temps, avec une troisième dimension pour mettre en évidence les fréquences dominantes).

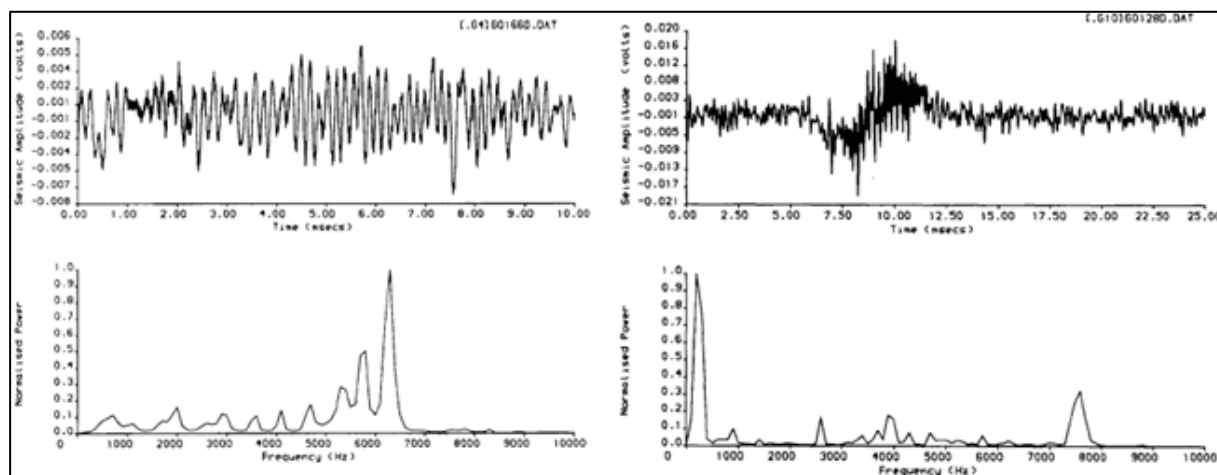


Figure 1.6. Séries temporelles et spectres en fréquence de deux types de signaux sismiques identifiés à Glynrhigos (Rouse et al. 1991a).

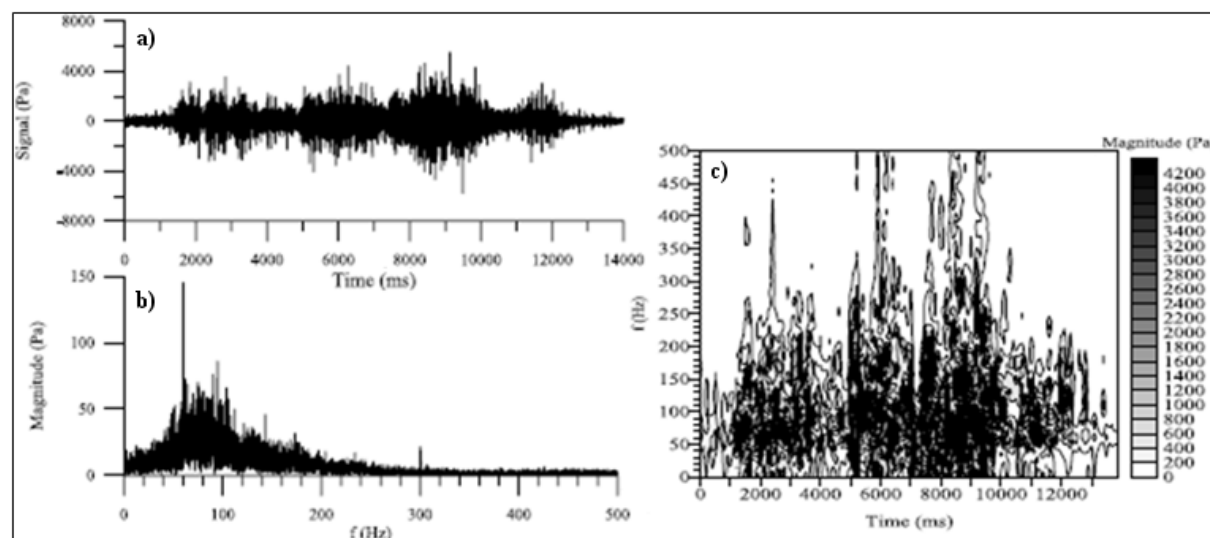


Figure 1.7. Variations du signal induites par le passage d'une coulée de boue : (a) sismogramme, (b) transformée de Fourier et (c) spectre obtenu avec la transformée de Gabor (Huang et al. 2004).

Le spectrogramme peut être un puissant outil d'extraction des signaux sismiques émis dans le temps selon, non pas leurs variations d'amplitude, mais leurs caractéristiques fréquentielles. L'usage du spectrogramme est dorénavant très fréquent pour mieux distinguer les signaux sismiques et les associer à d'éventuels mécanismes de source.

1.2.3. Applications de l'écoute microsismique

L'écoute microsismique passive peut avoir pour but (Tableau 1.2) :

- de définir les caractéristiques géologiques et géomorphologiques du milieu (il s'agit alors de l'écoute du bruit sismique et non de l'identification de signaux sismiques se distinguant du bruit moyen),
- de calculer des statistiques sur l'occurrence des événements, jusqu'à une mise en évidence éventuelle d'une accélération du mouvement,
- d'établir des relations avec des facteurs externes mesurables (par exemple les précipitations, les tremblements de terre),
- de localiser spatialement les sources des événements,
- de proposer des mécanismes associés à ces événements.

Dans cette partie, nous essayons de distinguer parmi les applications d'écoute sismique, les applications qui concernent les observations géomorphologiques ou statistiques, de celles qui vont jusqu'à la localisation spatiale et aux caractérisations des mécanismes, bien que toutes puissent être liées. Chaque paragraphe est complété par les exemples les plus récents que nous avons trouvés dans la littérature.

1.2.3.1. Définition dimensionnelle de la zone d'instabilité

Caractérisation géologique des glissements de terrain :

Nakamura (1989) reprit des méthodes introduites dans les années 1950 (Longuet-Higgins 1950) dans lesquelles il avait été démontré que les micro-tremors permettaient de caractériser la dynamique des couches superficielles de la Terre. Les micro-tremors sont des vibrations du sol de faible amplitude causées par des perturbations atmosphériques ou anthropiques. Nakamura (1989) expliqua que l'étude du rapport spectral H/V du bruit ambiant pouvait aider à détecter les zones sédimentaires qui pourraient avoir de fortes réponses en amplitude en cas d'importants mouvements du sol (séismes).

Mucciarelli & Gallipoli (2001) proposèrent un état de l'art de cette technique H/V en y reprenant tous les cas d'études développés entre 1990 et 2000.

Après confirmations expérimentales et numériques, Méric et al. (2007) l'ont appliquée à deux glissements de terrain situés en France (Super-Sauze et Saint Guillaume). Il s'agit de milieux stratifiés composés de matériaux meubles en surface et d'un substrat rocheux plus ferme. Le but était de détecter la première surface de glissement à l'aide du rapport H/V (Fig. 1.8), puis d'exploiter les valeurs des vitesses des ondes S pour décrire de manière efficace la tomographie des glissements. L'interprétation des résultats s'est révélée difficile à cause de multiples fréquences de résonances,

probablement à cause d'interfaces plus profondes, des hétérogénéités des milieux et peut-être aussi d'un mauvais couplage des capteurs durant l'acquisition.

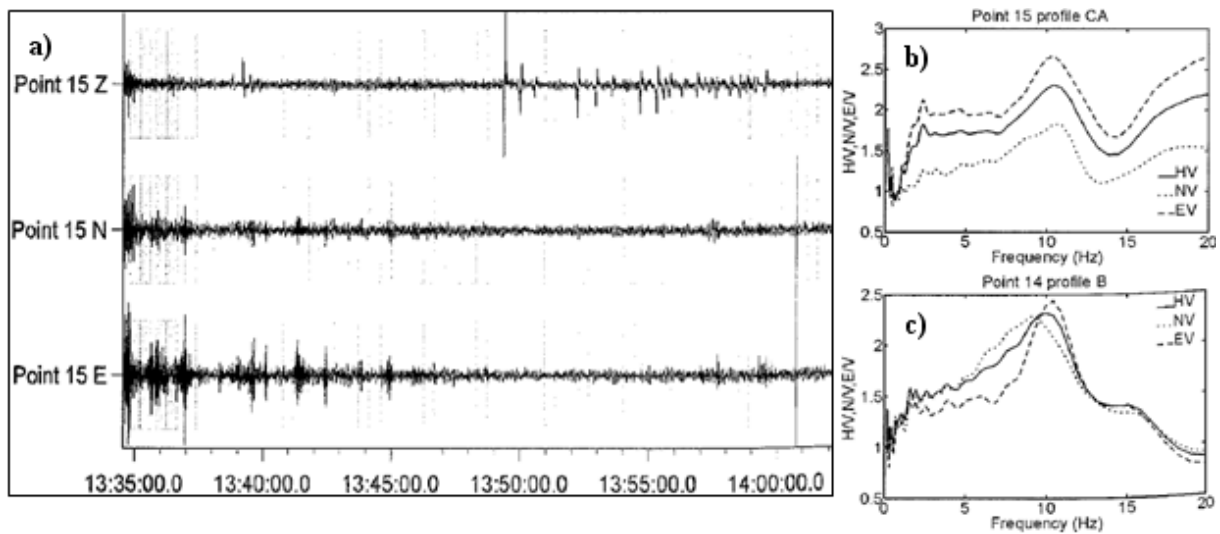


Figure 1.8. Enregistrement du bruit sismique : (a) enregistrement de 30 min à 200 Hz, (b) et (c) rapports spectraux des composantes E-O, N-S et H (racine carré des composante E-W et N-S) mesurés en deux points différents (Méric et al. 2007).

Autres grandeurs significatives de l'ampleur de la rupture potentielle :

D'autres études ont été menées dans des zones d'instabilités, dans le but de déterminer les diverses dimensions (outre l'épaisseur, le volume, la vitesse...) susceptibles d'influencer la progression d'une rupture. L'amplitude des signaux sismiques peut par exemple être corrélée au volume et à la vitesse de la coulée, ce qui permet de l'utiliser pour déclencher une alarme ou un enregistrement vidéo (Lavigne et al. 2000). Pour ne citer que quelques cas, Arattano et al. (1999) et Marchi et al. (2002) ont étudié la vitesse et le volume de coulées torrentielles dans le Nord-Est de l'Italie, Suwa et al. (2000) ont aussi calculé le volume de coulées torrentielles, Suriñach et al. (2000) ont déterminé une relation entre les signaux sismiques et le passage et le volume des avalanches, et enfin, Brodsky (2003) a calculé le coefficient de friction de glissements de terrain volcaniques.

Les méthodes développées pour obtenir ces résultats n'ont pas nécessairement pris en compte l'observation intégrale des sismogrammes et des spectrogrammes mais elles ont pu être complétées par des données fournies par des caméras, des capteurs acoustiques, ou la sismicité régionale.

1.2.3.2. Écoute temporelle du bruit sismique

Corrélation avec des événements externes :

Certains événements, comme les tremblements de terre, les précipitations ou les explosions, peuvent être considérés comme des facteurs externes de déclenchement ou d'activation d'une rupture (augmentation de la quantité de signaux sismiques, variation des taux de déplacement). Guzzetti et al. (2007) ont proposé un état de l'art à ce sujet. Le but est alors de distinguer les signaux sismiques

induits par les mouvements de la masse, de ceux issus des événements externes et d'établir des corrélations entre eux. Il est en effet important de savoir anticiper les dégâts majeurs qui pourraient être engendrés dans ces zones d'instabilités. À ce titre, les avalanches sont en général volontairement déclenchées par des explosions afin de mieux maîtriser leur progression.

Rouse et al. (1991a et 1991b), Walter & Joswig. (2008) ou encore Helmstetter & Garambois (2010) ont mis en évidence l'effet des précipitations et de la saturation sur les glissements de terrain. Plus en détails, Walter & Joswig (2008) s'intéressèrent au glissement argileux de Heumös, situé dans le Vorarlberg, en Autriche. Ils montrèrent (Fig. 1.9) que des signaux sismiques se produisaient en plus grande quantité après de fortes précipitations et en conclurent qu'il pouvait y avoir un lien entre eux.

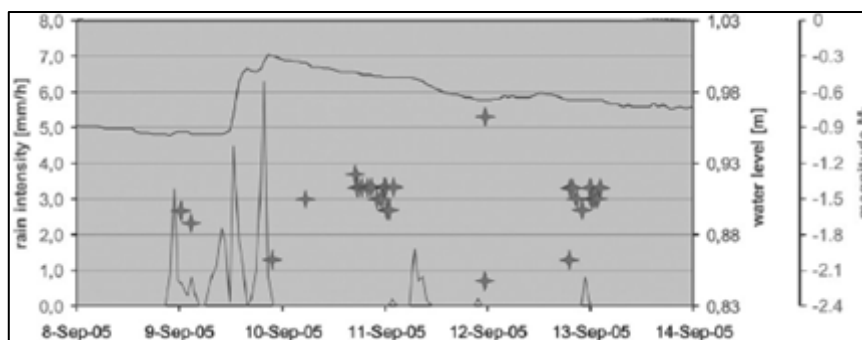


Figure 1.9. Corrélation entre les occurrences et la magnitude des fractures (étoiles) avec les précipitations (pics dans la partie inférieure du graphe) et les variations du niveau de la nappe (ligne continue dans la partie supérieure), enregistrés sur le glissement de Heumös (Walter & Joswig 2008). On constate que la majorité des signaux sismiques identifiés (étoiles) se produisent de quelques minutes à un jour après les pics de précipitation.

Harp & Jibson (1995) étudièrent la réponse des glissements de terrain après des grands tremblements de terre, dans la continuité des travaux de Keefer (1984). Ils précisèrent que le comportement des glissements de terrain à des sollicitations sismiques ne pourrait être mieux défini qu'à condition de contrôler les accélérations, les déplacements et la pression des pores du glissement durant les séismes.

Observation d'activation de rupture :

Du point de vue temporel, des études ont été menées pour observer les signaux sismiques émis jusqu'à une rupture majeure de la zone d'instabilité (Kolesnikov et al. 2003, Amitrano et al. 2004, Willenberg et al. 2004, Eberhardt et al. 2004, Amitrano et al. 2005, Mourot 2008). Senfaute et al. (2009) examinèrent les signaux sismiques enregistrés avant un effondrement majeur de blocs de pierres dans les falaises du Mesnil-Val et identifièrent différentes phases d'activation de la rupture (Fig. 1.10) avec des variations du contenu fréquentiel du signal. Ces résultats encourageants prouvèrent que la surveillance microsismique devrait nous permettre de mieux prévoir les risques d'effondrements des escarpements rocheux.

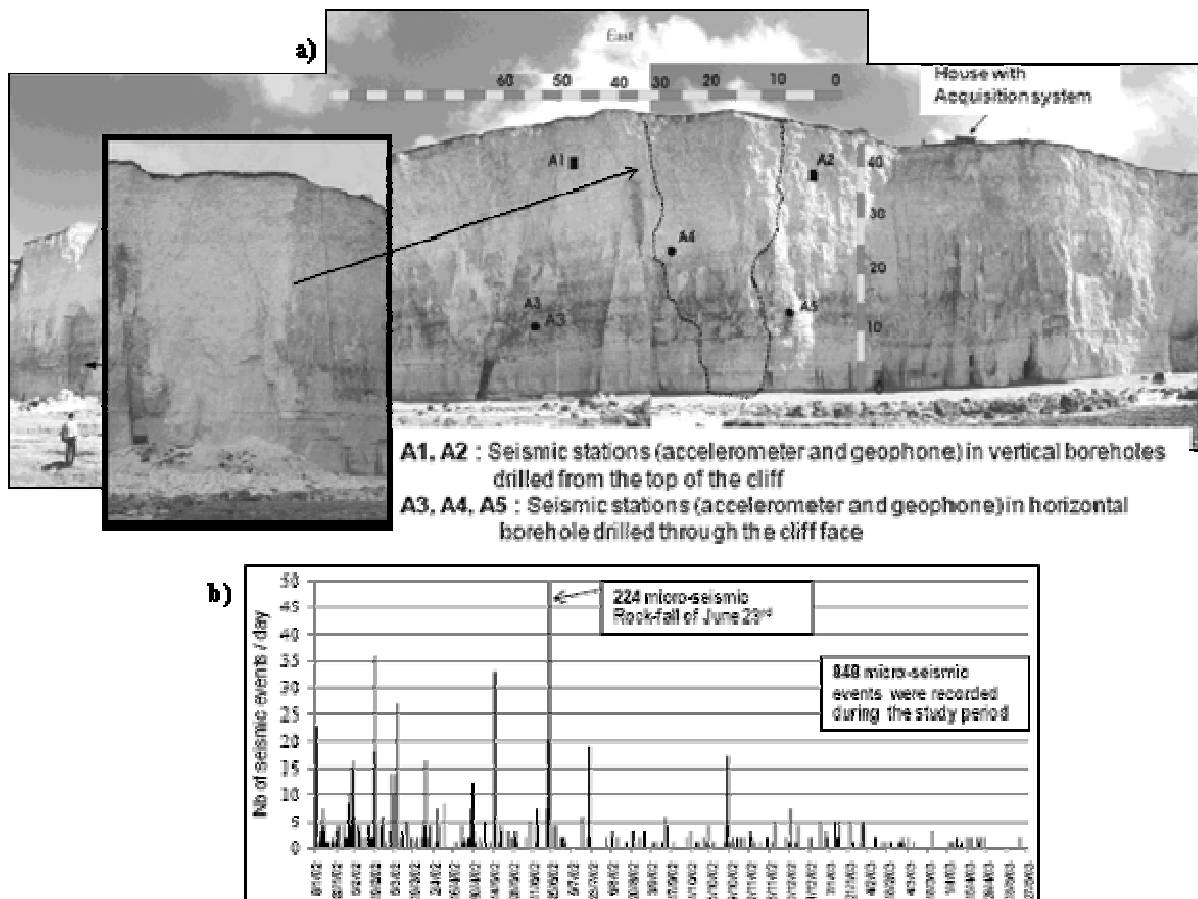


Figure 1.10. Effondrement du 23 juin 2002 des falaises du Mesnil-Val : (a) position des capteurs (A1, A2, A3, A4, A5) et (b) nombre des signaux sismiques détectés sur les 18 mois avant et après la rupture (Senfaute et al. 2009).

D'après Arattano (1999) et Itakura et al. (2005), les techniques d'écoute microsismique peuvent déjà être utilisées pour la surveillance et l'alerte en cas de coulées torrentielles. De Angelis et al. (2007) démontrèrent d'ailleurs l'intérêt de considérer ensemble les sismogrammes et les spectrogrammes pour identifier les phases d'évolution des coulées (coulées pyroclastiques du volcan de la Soufrière, Fig. 1.11).

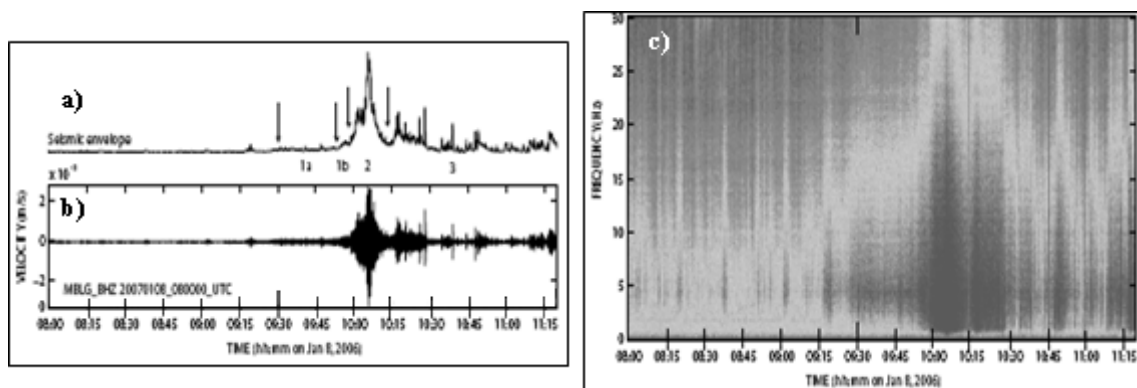


Figure 1.11. Signal sismique enregistré durant une coulée pyroclastique à la Soufrière : (a) enveloppe sismique, (b) sismogramme et (c) spectrogramme (De Angelis et al. 2007).

En novembre 2009, peu de jours après que nous avons installé un réseau sismique sur le glissement de Valoria, dans le Nord des Apennins (Italie), nous avons pu constater que le déplacement mesuré avait soudainement subi une forte accélération. Lorsque nous avons récupéré le matériel, une partie s'était effondrée voire avait été ensevelie ou perdue. L'observation des signaux sismiques enregistrés avant et au-delà de l'accélération nous a permis de mettre en évidence différentes phases dans la dynamique qui s'était enclenchée. Les détails de cette étude sont présentés au chapitre 4 de cette thèse (les Fig. 4.19 et Fig. 4.20 illustrent l'augmentation rapide de la quantité de signaux sismiques détectés lors de l'accélération du glissement). Cette évolution de la quantité de signaux sismiques est cohérente avec les expériences menées en laboratoire par Lengliné et al. (2012). Ils étudièrent la réponse d'un système soumis à des charges mécaniques progressives et montrèrent que les déformations induites successivement étaient systématiquement associées à des émissions acoustiques dues à l'activation locale de fractures.

Pour réduire le temps d'investigation dans la détection des signaux sismiques confondus dans le bruit ambiant du glissement de Valoria, nous avons utilisé une technique de détection semi-automatique dernièrement développée par Helmstetter & Garambois (2010). Les techniques de détection semi-automatique pour des signaux à faible SNR sont encore relativement récentes (Spillmann et al. 2007, Helmstetter & Garambois 2010). Pour des longs enregistrements, elles s'avèrent être un gain de temps et surtout, elles facilitent l'observation continue et l'identification en direct d'éventuels signaux précurseurs d'une accélération majeure. Le principe de la technique d'Helmstetter & Garambois est détaillé au chapitre 3 de cette thèse en section 3.4.1.

1.2.3.3. Répartition spatiale des signaux sismiques

Peu d'études se sont avancées jusqu'à la localisation des signaux sismiques identifiés dans le glissement. La précision de la localisation dépend en effet de nombreux facteurs (Ge 2005) tels que :

- le type de capteurs, leurs propriétés physiques et le déploiement des antennes,
- les connaissances du terrain, le modèle de vitesse et le bruit de fond,
- les temps d'arrivée et la signature des signaux sismiques,
- la longueur de l'enregistrement (court terme, long terme),
- l'algorithme de localisation.

La connaissance de la localisation de la source devrait en effet faciliter l'interprétation des mécanismes des glissements. Cadman et Goodman (1967, section 1.2.2.1) avaient déjà réussi à distinguer de manière approximative les signaux sismiques émis « en bas », « au milieu » ou bien « en haut » d'un plan incliné, en laboratoire. Puis grâce aux guides d'onde, Novosad et al. (1977) avaient pu isoler la direction d'où provenaient des signaux sismiques. Ces résultats d'avant-garde avaient déjà démontré qu'il serait possible de progresser dans les paramètres de localisation, de la même manière qu'il y avait eu des avancées dans la localisation des tremblements de terre.

Zyatev et al. (1998) notèrent une forte polarisation des signaux sismiques (orientation préférentielle des ondes sismiques) qu'ils mesurèrent sur les parties active et inactive d'un glissement près de Tomsk, dans l'ouest de la Sibérie (Russie). Ces observations furent confirmées à l'aide de simulations numériques et de tests menés sur un glissement de terrain dans le nord du Tien-Shan (Kirghizistan). Ils en conclurent que les ruptures des zones instables étaient orientées selon des directions préférentielles (provoquant des phénomènes de diffraction des ondes) dues aux contraintes (Fig. 1.12, Kolesnikov et al. 2003). L'analyse de la polarisation s'avéra être un outil pratique pour déterminer l'orientation (diffraction au passage d'une zone fracturée) des sources générées par les phénomènes de glissement.

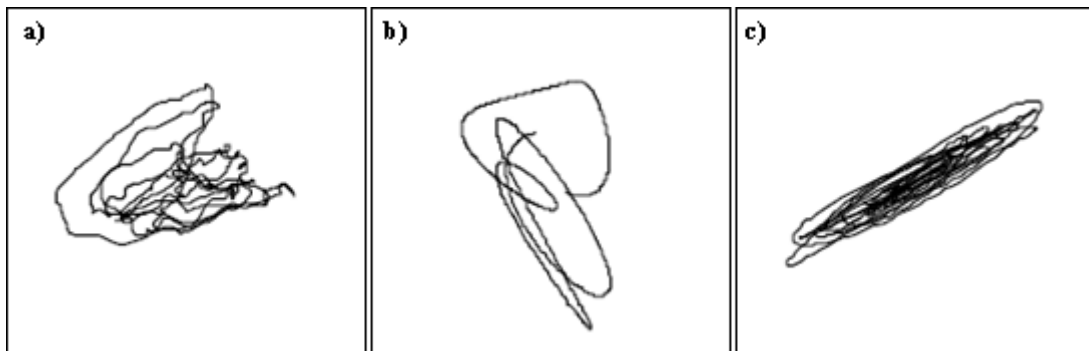


Figure 1.12. Projection horizontale de la trajectoire d'une particule dans un glissement (a) signal brut ; (b) filtré entre 10 et 45 Hz ; et (c) filtré entre 120 et 210 Hz (Kolesnikov et al. 2003).

Joswig (2008) proposa une nouvelle technique de détection, appelée « surveillance nanosismique » (« *nanoseismic monitoring* ») pour l'analyse des formes d'onde et la détection et la localisation partielle des signaux sismiques de faible amplitude à l'aide des spectrogrammes (Fig. 1.13).

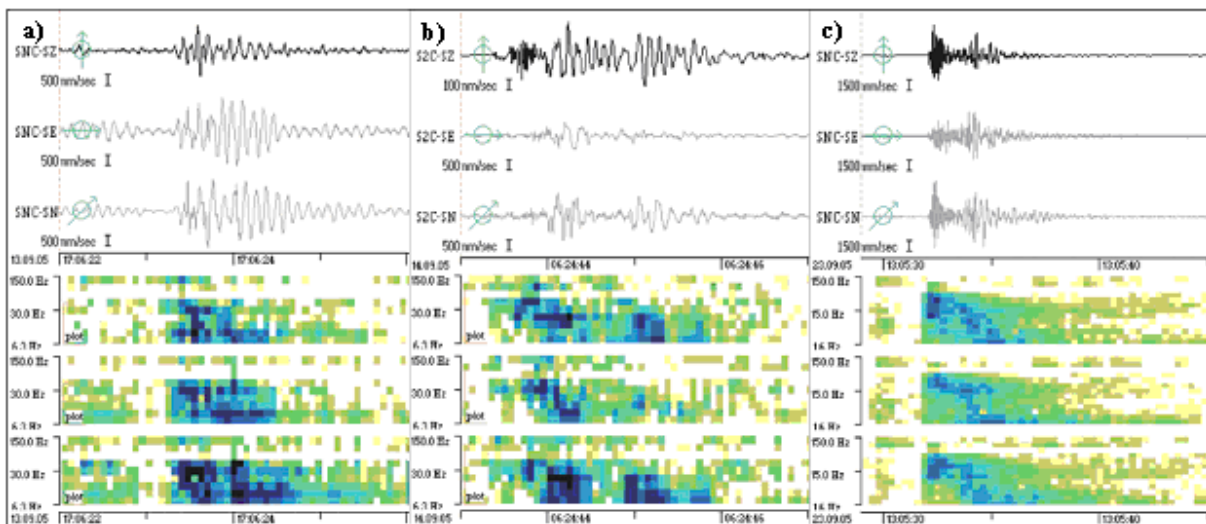


Figure 1.13. Sismogrammes et spectrogrammes de signaux sismiques identifiés sur le glissement de Heumös associés à des types de source différents : (a) fracture de magnitude $M_L = -2.0$ localisée à 160 m, (b) fracture de magnitude $M_L = -1.4$ localisée à 350 m et (c) séisme local de magnitude $M_L = 1.3$ localisé à 10 km (Walter & Joswig 2008).

Le principe de la technique de « surveillance nanosismique » est détaillé au chapitre 3 de cette thèse en section 3.3. Il s'agit d'une technique de détection visuelle qui nécessite un réseau de capteurs sismiques bien défini. Les recherches menées sur les glissements argileux de Heumös en Autriche (Walter & Joswig 2008) et de Super-Sauze en France (Walter & Joswig 2009) illustrèrent cependant la nécessité de disposer de réseaux de capteurs plus concentrés pour limiter les pertes du signal dues à l'atténuation des matériaux et mieux contraindre la localisation (meilleure corrélation entre les traces).

Par ailleurs, dans la continuité des codes de détection semi-automatique développé par Helmstetter & Garambois (2010) (section 3.4.1), Lacroix & Helmstetter (2011) ont poursuivi leurs recherches à l'aide d'algorithmes de localisation (Almendros et al. 1999) mais rencontrèrent des difficultés dans l'identification des arrivées des ondes détectées du fait du manque d'impulsivité des signaux sismiques émis et de la proximité des sources aux capteurs. La Fig. 1.14 illustrent des exemples de signaux sismiques tirés du catalogue proposé par Helmstetter & Garambois (2010) où l'on voit qu'il est difficile de pointer avec précision les arrivées des ondes sismiques successives. Malgré leurs nombreux efforts, ils conclurent que la localisation ne pourrait être améliorée qu'à condition de mieux connaître la tomographie du milieu étudié (Lacroix & Helmstetter 2011). La méthode de localisation proposée par Lacroix & Helmstetter (2011) est détaillée au chapitre 3 de cette thèse à partir de la section 3.4.2.

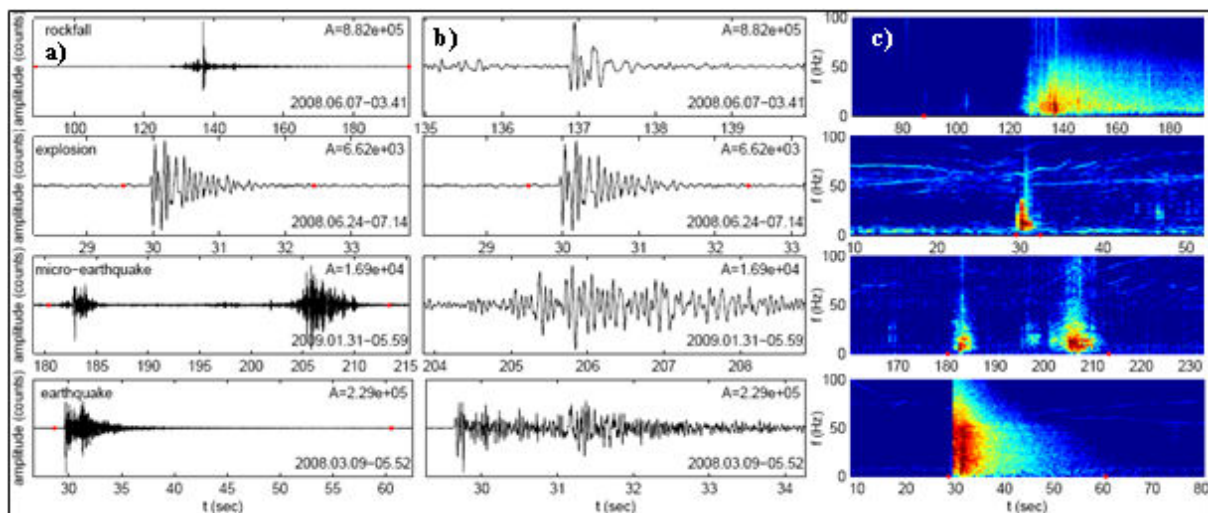


Figure 1.14. Exemple de signaux sismiques détectés sur le glissement rocheux de Séchilienne. (a) Sismogrammes ; (b) zoom sur 5 s d'enregistrement autour du pic d'amplitude. La valeur de l'amplitude maximale est donnée en counts dans le coin en haut à droite ; (c) spectrogrammes (échelle logarithmique). (Helmstetter & Garambois 2010).

Il est possible d'évaluer la fiabilité de la localisation en la comparant avec la géomorphologie et la structure interne des zones d'étude. Ces analyses peuvent être complétées par d'autres données comme Walter et al. (2009) le firent en évaluant la cohérence des signaux sismiques localisés avec la méthode

de « surveillance nanosismique » à des photos prises du ciel à l'aide d'un appareil volant téléguidé (Fig. 2.7, Niethammer et al. (2012)).

1.2.3.4. Vers la détermination du mécanisme à la source

Il est désormais possible d'identifier des signaux sismiques dans pratiquement tous les types de milieux géologiques. Bien que la qualité ne soit pas la même pour tous les milieux, selon le pouvoir d'atténuation et de dispersion des matériaux, la détection peut être facilitée grâce à la combinaison des analyses temporelle et fréquentielle, voire complétée par des critères de localisation.

En associant la signature sismique avec la localisation et les connaissances précédentes de la dynamique locale, ou en se référant à d'autres cas d'études, il devient possible de proposer des interprétations des sources (Fig. 1.13 et Fig. 1.14). Il existe déjà une large gamme de types de sources identifiés. Celles qui peuvent être intrinsèquement liées au mécanisme des instabilités sont essentiellement les :

- chutes et transport de matériaux à la surface des glissements,
- ouvertures / fermetures de fissure,
- frottements entre compartiments de cinématiques différentes,

mais les catalogues disponibles dans la littérature (Suriñach et al. 2005, Spillmann et al. 2007, Walter & Joswig 2009, Walter et al. 2009, Helmstetter & Garambois 2010) sont encore trop peu étendus pour pouvoir les valider avec certitude dans tout type des terrains et pour tout type d'instabilité.

1.3. Conclusion du chapitre 1

Nous avons vu qu'il existe un nombre varié de techniques pouvant être appliquées à la caractérisation des instabilités de versant en termes de géomorphologie et d'évolution. Ces méthodes peuvent fournir des mesures ponctuelles ou globales, être effectuées à même les sites considérés ou à distance, de manière invasive ou non.

Nous avons approfondi dans un état de l'art l'intérêt des techniques d'écoute sismique passives et les progrès avancés dans son utilisation car elles constituent l'essentiel de notre support de recherche pour cette thèse. L'usage des techniques d'écoute sismique appliquées aux instabilités de versant, zones de glissement et d'effondrement n'est pas aussi récent que l'on aurait pu le croire. La deuxième partie de ce chapitre a montré que l'on pouvait les exploiter pour des formes très variées de problèmes. Il existe principalement deux types d'écoute sismique passive. L'une analyse le bruit sismique dans son ensemble pour imager les sites étudiés (méthode H/V, image statique), l'autre cherche à déterminer les caractéristiques des signaux sismiques isolés dans l'enregistrement global (amplitude, durée, contenu

fréquentiel) afin de les associer à la dynamique des sites. Nous nous intéressons dans nos recherches essentiellement au second type d'écoute.

Alors que les premières études se limitaient à la « simple » définition du bruit et des signaux sismiques hypothétiquement associés à dynamique des glissements, elles peuvent désormais aller jusqu'à la localisation et la description de sources sismiques que l'on peut ensuite classer sous forme de catalogues. L'introduction des guides d'onde a été une première étape dans la facilitation de la détection des signaux sismiques, mais c'est essentiellement l'apparition des systèmes numériques pour l'acquisition des données sismiques qui a considérablement simplifié l'identification des signaux sismiques en la complétant par l'approche spectrale. Reste à localiser les sources des signaux sismiques avec la précision suffisante pour proposer une interprétation cohérente avec les contextes géomorphologiques (discontinuités de comportements de cinématique différentes, zones de ruptures, présence de crêtes stables...). À cet effet, de nombreuses configurations d'antennes ont été testées (configuration horizontale en surface, verticale le long d'une paroi ou en forage, en cercle, avec plus ou moins de capteurs 1C et 3C...). Nous n'avons pas développé ces notions de configuration dans cet état de l'art ; il existe à cet effet un chapitre issu du *New Manual of Seismological Observatory Practice* (Schweitzer et al. 2002).

Des études ont été réalisées dans un nombre varié de contextes géologiques : glissements de terrain, effondrement rocheux, carrières, mines, coulées torrentielles, lahars, avalanches, glaciers (Tableau 1.2) et ont permis de mieux en comprendre la dynamique. Riches de ces connaissances, des chercheurs ont développé des systèmes de détection visuelle ou plus calculatoire (semi-automatique) et de reconnaissance des signaux sismiques. À long terme, on souhaite identifier des signes précurseurs des éventuelles accélérations du mouvement et savoir exploiter l'écoute des signaux sismiques comme système de prévention en cas de rupture.

C'est à cet effet que nous nous intéressons dans cette thèse aux analyses du bruit sismique détecté pour deux glissements de terrain de type argilo-marneux. Il s'agit du glissement de Valoria, situé dans le Nord des Apennins, en Italie et de Super-Sauze, situé dans les Alpes du Sud, en France. La géomorphologie, l'historique et les systèmes d'acquisition que nous avons mis en place sont développés au chapitre 2 de cette thèse. La difficulté de cette nouvelle étude réside dans le fait que jusqu'à présent, les écoutes de surveillance microsismique ont essentiellement été réalisées dans des glissements de matériaux durs (Spillmann et al. 2007, Helmstetter & Garambois 2010). Les résultats avancés par Walter et al. (2008 et 2009) et Walter & Joswig (2009) sont l'unique support dont nous disposons dans le cas de terrains meubles.

Chapitre 2 - Présentation des glissements-coulée de Super-Sauze et de Valoria : historique, cinématique et structure interne

Les glissements de terrain de Super-Sauze et de Valoria (Fig. 2.1) sont les deux sites que nous avons choisis comme support pour ce travail de thèse. Ils se développent tous deux dans des milieux marneux et argileux et sont caractérisés par des cinématiques de déplacement relativement complexes. Dans chacun des cas, cette cinématique varie avec les saisons et est différente en amont et en aval des terrains. Les dimensions et les taux moyens de déplacement de ces deux glissements sont repris en Tableau 2.1.

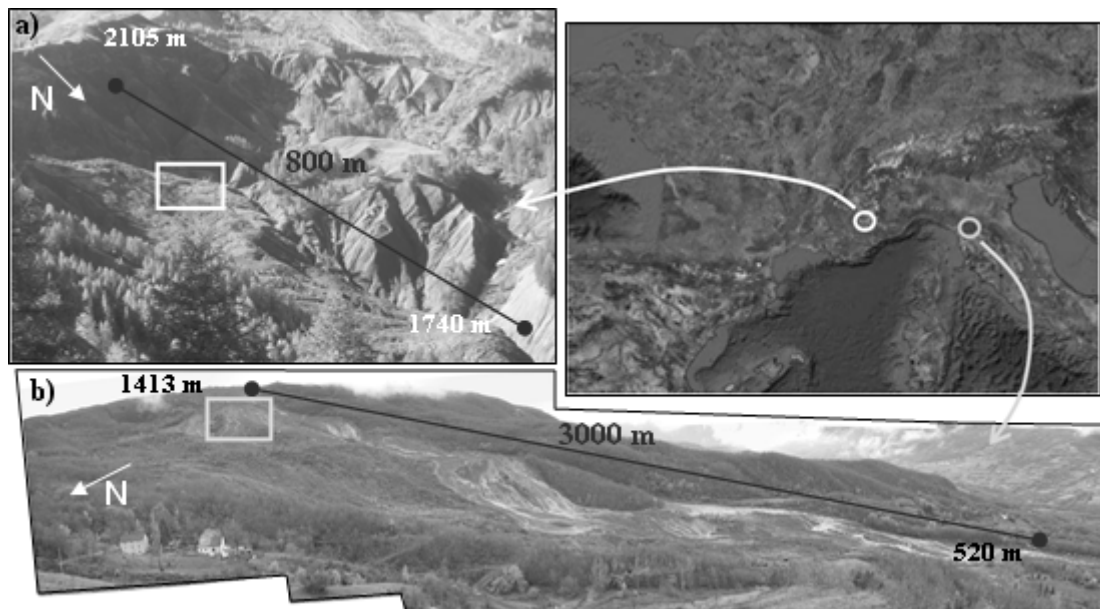


Figure 2.1. Localisation géographique des sites d'études : (a) glissement de Super-Sauze dans les Alpes du Sud et (b) glissement de Valoria dans les Apennins du Nord. Les cadres sur les photographies indiquent la région dans laquelle nous avons installé les antennes d'écoute sismique.

Tableau 2.1. Caractéristiques des glissements de Super-Sauze et de Valoria.

Site	Super-Sauze	Valoria
Date de déclenchement / réactivation	1960s	1950s
Géologie	marnes argileuses	marnes argileuses, flysch
Âge des marnes (millions d'années)	155 - 160 Ma	95 – 100 Ma (Cerrina et al. 2002)
Dimensions (longueur, largeur, épaisseur)	900 m × 130 m × 15 m	3500 m × 300 m × 20 m
Volume estimé	550 000 m ³	32 000 000 m ³
Taux de déplacement moyens	0,1 mm/jour – 40 cm/jour	0,1 mm/jour – 65 cm/jour

2.1. Présentation du glissement de Super-Sauze

2.1.1. Historique de développement

Le glissement de terrain de Super-Sauze se situe en France (Fig. 2.1a), dans les Alpes du Sud, dans le bassin de Barcelonnette en aval du torrent qui porte le même nom (le Sauze). Le processus de glissement et de rupture a été déclenché dans les années 1960 par une succession d'effondrements rocheux de marnes noires datant du Callovo-Oxfordien. S'en est suivie l'initiation de la météorisation des blocs et le glissement a progressivement évolué dans les années 1980 en une coulée boueuse et comblé la partie amont du torrent du Sauze. Actuellement, le glissement représente une masse glissante de boue et de roches marneuses friables, d'une quinzaine de mètres en moyenne d'épaisseur et de 550 000 m³ de volume. Le glissement s'étend entre 2105 m d'altitude au niveau de l'escarpement principal (délimité par la présence d'une faille orientée Sud-Ouest – Nord-Est) et 1705 m d'altitude au pied, sur 800 m de longueur et s'étale dans ses parties les plus larges sur 130 m. Le glissement est dans sa structure assez complexe (Fig. 2.2 et 2.3), composé de ravines et de crêtes (Travelletti & Malet 2011). Il est essentiellement constitué de limons et d'argiles avec la présence de gros blocs rigides de marnes et de calcaires qui se décomposent progressivement.

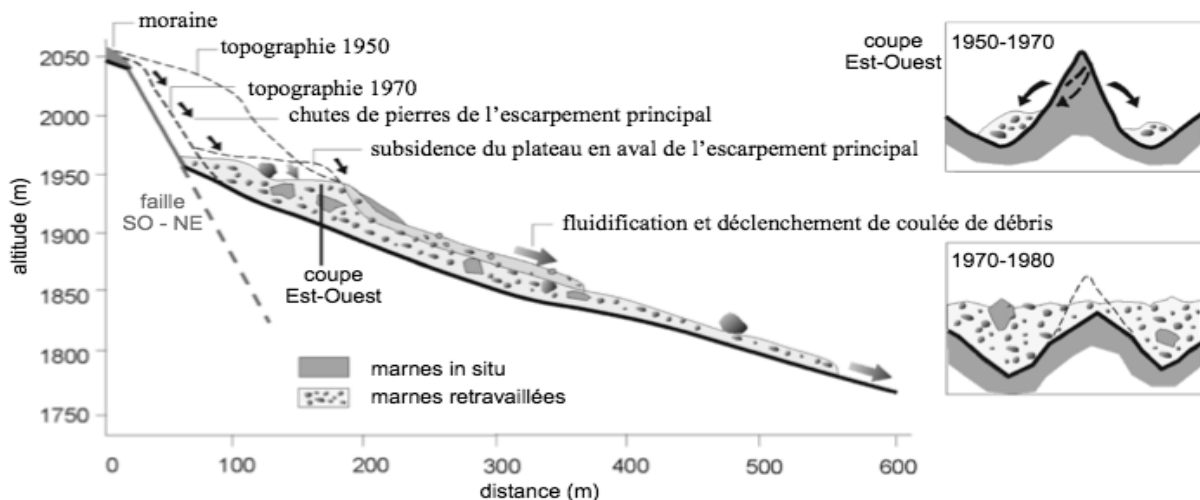


Fig. 2.2. Coupe parallèle à la faille Sud Sud Est – Nord Nord Ouest avec représentation schématique de l'évolution de la coulée de 1950 à 2000 (adapté de Malet 2003).

Les premières études sur ce glissement ont été menées dès les années 1990. Le glissement de Super-Sauze fait partie depuis 2007 de l'observatoire national OMIV (Observatoire des Instabilités de Versants, omiv.osug.fr). Cet observatoire a pour but de réunir et de mettre en libre accès les connaissances en termes de géomorphologie, géologie, hydrologie, géophysique et sismique des terrains en versants instables afin de mieux connaître les risques qui sont liés à leur évolution. Les différents glissements qui font partie de l'observatoire se situent autant dans des zones montagneuses

que des zones côtières (Tableau 1.1). Le glissement de Super-Sauze ne présente en soi pas de danger direct pour les populations et les infrastructures installées sur les bords et dans la vallée de Barcelonnette. Sa connexion directe avec le torrent Sauze qui rejoint ensuite l'Ubaye dans la vallée nous empêche cependant de négliger les conséquences que pourrait provoquer une trop forte accélération avec fluidification des matériaux argileux.

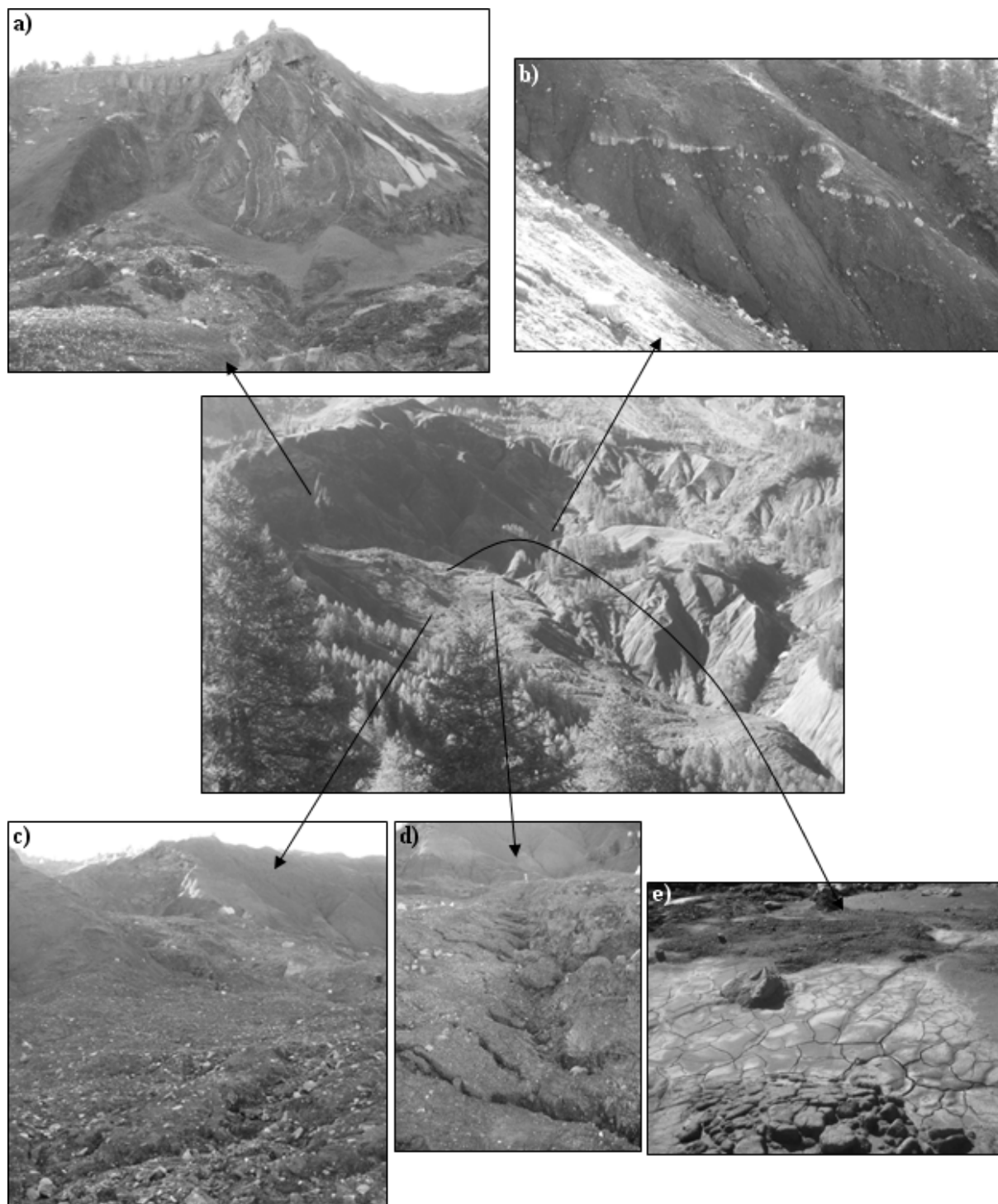


Figure 2.3. Vue générale et détails (a) de la zone d'escarpement, (b) des ravines latérales, (c) de la partie supérieure du glissement, (d) de la zone cisaillement au niveau de la crête E1 et (e) aspect des limons saturés. Photographies fournies par S. Rothmund (2010).

2.1.2. Connaissances sur la cinématique et la structure interne

2.1.2.1. Déplacements

Les déplacements en surface ont été entre autres relevés lors de campagnes de GPS sur repères (Malet & Maquaire 2002), en continu par GPS et à l'aide d'extensomètres en d'autres points (Malet 2003) puis par acquisitions terrestres par scanner laser (Travelletti et al. 2008). Ils sont complétés depuis 2007 en continu par des mesures de corrélation photogrammétrique (Fig. 2.4, Travelletti et al. 2011).



Figure 2.4. Installation du système d'acquisition photographique dans une cabane située en face du glissement de terrain de Super-Sauze (d'après Travelletti et al. 2011).

On constate que le champ de déplacements est extrêmement variable dans le temps et dans l'espace. Les taux de déplacements peuvent atteindre jusqu'à 40 cm par jour au printemps dans la région la plus active de la partie supérieure du glissement et descendre en-dessous de 0,2 cm par jour en aval au niveau du pied du glissement (Fig. 2.5). Dans la région supérieure, la présence de deux crêtes stables (crête « in situ » et crête « de limite », respectivement nommées E3 et E1 sur la Fig. 2.5, selon la nomenclature établie par Travelletti & Malet 2011) complique l'évolution du déplacement. Cette topographie complexe induit des mouvements relatifs latéraux entre des compartiments de cinématiques lente et plus rapide (de vitesse de déplacements nulle à plus de 3 cm par jour).

Amitrano et al. (2007) et Walter & Joswig (2008) ont déjà suggéré que les variations de déformations pouvaient être liées à l'activité sismique interne au glissement de Super-Sauze. Il existerait plusieurs hypothèses pour définir l'origine de cette sismicité. Elle pourrait être attribuée au cisaillement de la masse en mouvement sur le socle rocheux stable (Amitrano et al. 2007) ou encore à la présence d'escarpement et de crêtes stables. En effet, en 2008, Walter et al. (2009) et Walter & Joswig (2009) installèrent des antennes sismiques de part et d'autre du glissement pendant deux semaines. Ils cherchaient à vérifier s'il était possible de détecter des signaux sismiques voire de les localiser malgré la forte atténuation et l'hétérogénéité du terrain et de les associer à des phénomènes liés à des déformations du glissement, tels que des ouvertures / fermetures de fissures, des phénomènes de

cisaillement et transport de matériaux en surface observées sur le terrain (Fig. 2.2d et Fig. 2.6). Cette application permet de prouver que l'on pouvait effectivement détecter des signaux sismiques de magnitude $M_L \sim -2$ dans des matériaux argileux atténuants et saturés en eau. Walter et al. (2009) et Walter & Joswig (2009) fournirent une vue globale de la distribution spatiale des sources sismiques et conclurent que l'essentiel de ces sources était localisé en amont du glissement, vers la région la plus rapide (Fig. 2.5).

Les photographies qui illustrent la Fig. 2.6 ont été prises à l'aide d'un appareil téléguidé type drone (Fig. 2.7) de 60 cm de diamètre, volant à de faibles altitudes (200 m environ) afin que les photographies prises aient une résolution suffisamment précise pour mettre en évidence les fissures du glissement. Cet appareil et ses applications ont été conçus et développés par Niethammer et al. (2012).

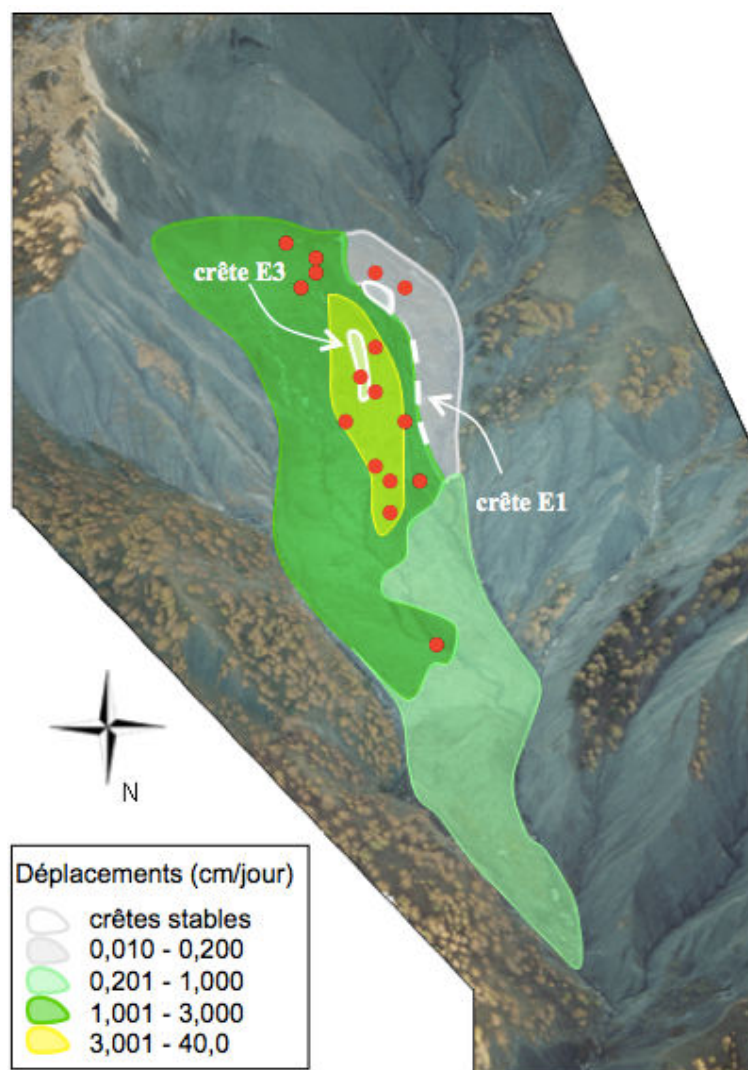


Figure 2.5. Déplacements moyens mesurés sur le glissement de Super-Sauze jusqu'en 2008. Sur cette image, l'amont est situé en haut. Le glissement s'étend d'amont en aval sur 300 m environ. Les points rouges représentent les localisations des sources des principaux signaux sismiques identifiés par Walter & Joswig (2009) (adapté de Malet 2003 et Walter & Joswig 2009).

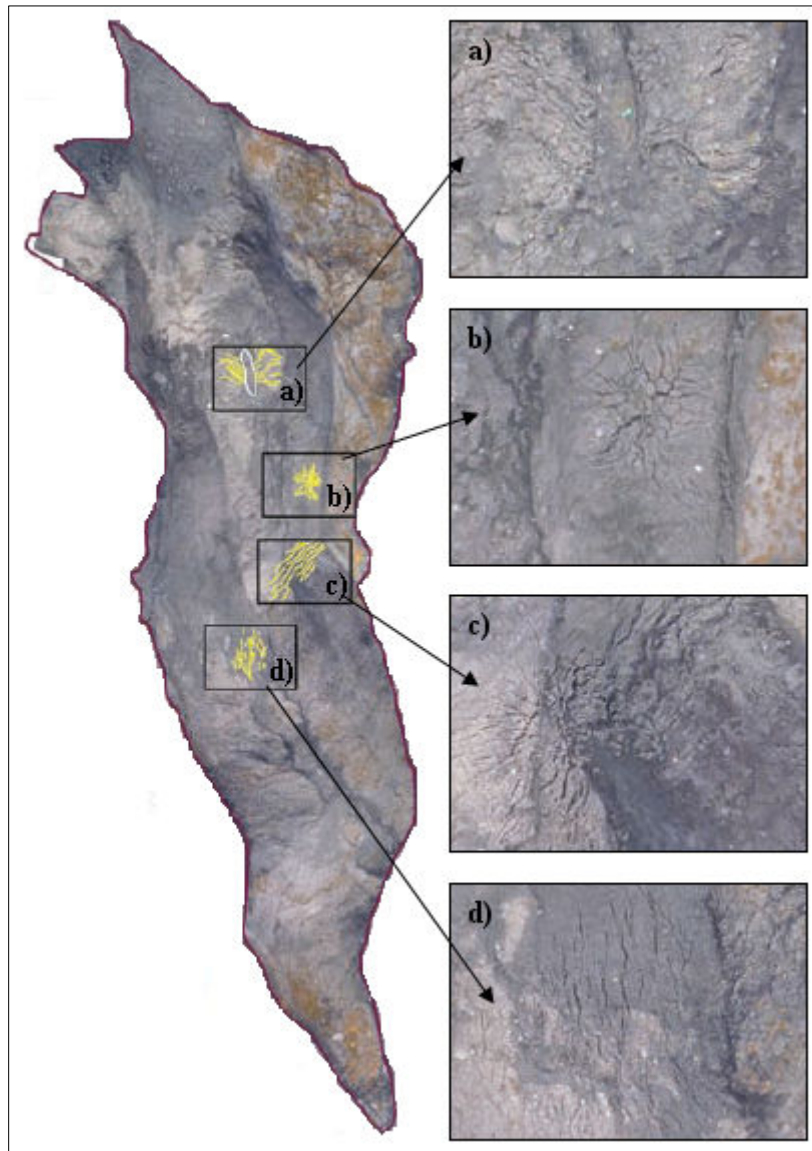


Figure 2.6. Vue générale des phénomènes associés à la dynamique du glissement visibles en surface : (a) cisaillements au niveau de la crête E3, (b) fissures entrecroisées, (c) fissures transversales au niveau d'une rupture de pente et (d) fissures longitudinales (d'après Walter et al. 2009).

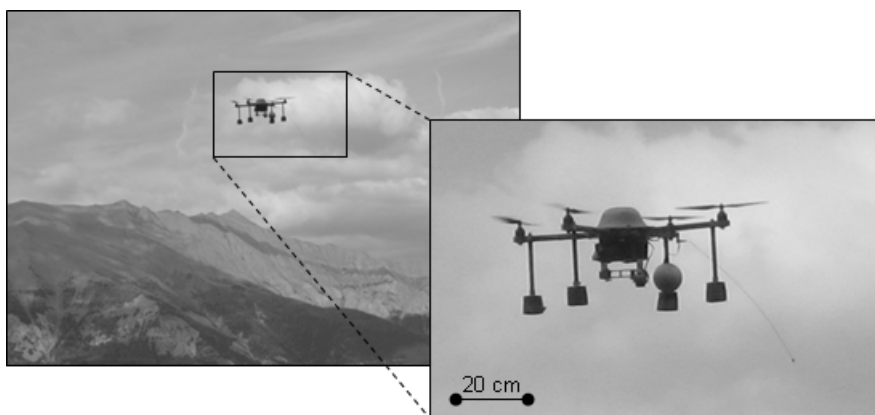


Figure 2.7. Drone développé par Niethammer et al. (2012).

C'est à la jonction entre les crêtes a priori stables et le secteur le plus actif, zone où ont été précédemment relevés par Walter & Joswig (2009) la plus grande quantité de signaux sismiques et où sont observables en surface les phénomènes de fractures et de cisaillements, que nous avons installé notre antenne sismique, à cheval sur le versant stable et le versant beaucoup plus actif du glissement (Fig. 2.5 et Fig. 2.8). Le but est de compléter les premières analyses avancées par Amitrano et al. (2007) et Walter & Joswig (2008) et Walter et al. (2009) pour surveiller la dynamique du glissement et compléter l'identification des sources sismiques significatives de déformation.

2.1.2.2. Structure interne

Nous avons mis à jour le modèle de la structure interne du glissement au niveau de notre antenne d'acquisition sismique pour pouvoir l'adapter à nos applications d'écoute sismique. Nous avons pour cela réalisé en juillet 2010 une campagne d'acquisition de sismique réfraction suivie de tirs de calibration. La Fig. 2.8 indique l'emplacement des profils tomographiques et des tirs par rapport à l'antenne d'écoute sismique qui sera introduite ultérieurement (partie 2.3 de ce chapitre).

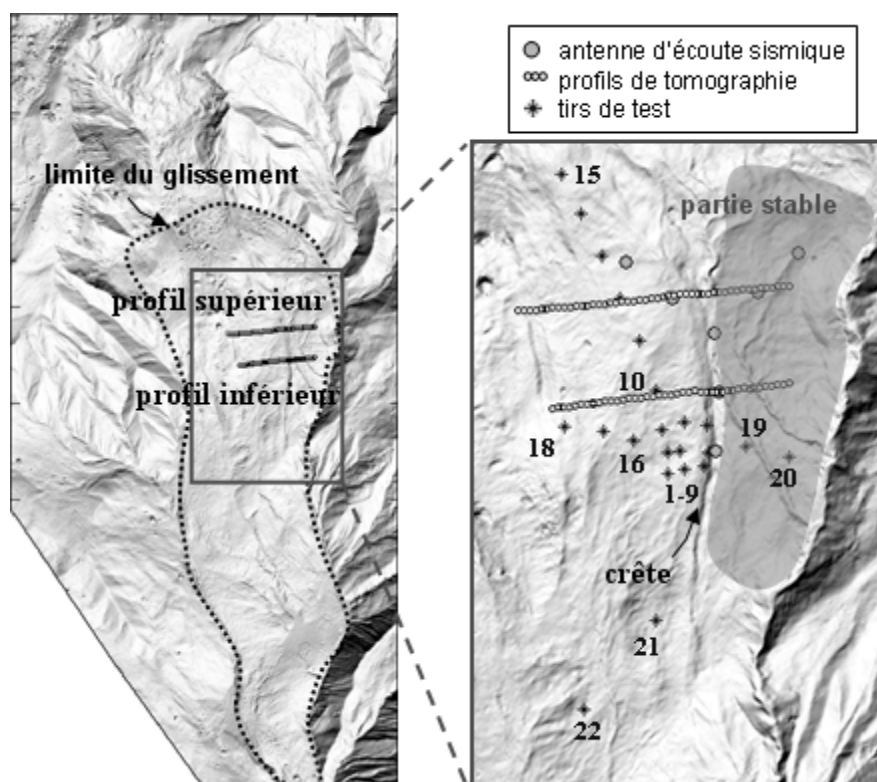


Fig. 2.8. Localisation des profils sismiques et des tirs de calibration par rapport à l'emplacement de l'antenne d'écoute sismique et à la morphologie du glissement (à droite, agrandissement de 120 m sur 180 m).

Les détails de cette campagne sont présentés partie 2.4 de ce chapitre. Ils sont en concordance avec des études réalisées précédemment à partir d'outils complémentaires (illustrations en 2.4) :

- Grandjean et al. (2007) ont réalisé des profils de tomographie sismique mais bien plus en aval du glissement ;
- Méric et al. (2007) ont mis en évidence des discontinuités du milieu à partir de la méthode d'écoute passive du bruit H/V (rapport de la composante horizontale sur la composante verticale du bruit) ;
- Walter et al. (2009a, 2009b) ont effectué une série de tirs pour déterminer le modèle de vitesse qui permettrait d'identifier au mieux les arrivées des ondes sismiques ;
- Travelletti & Malet (2011) ont proposé un modèle à partir de la combinaison de données géologiques, hydrogéologiques, géotechniques et géophysiques (Weber 1994, Malet et al. 2003, Flageollet et al. 1996).

On retiendra pour nos applications un modèle à trois couches caractérisées par des cinématiques et des compacités différentes (Fig. 2.9). Ce modèle présente en surface une première couche de matériaux d'une dizaine de mètres d'épaisseur, définie par la vitesse de propagation des ondes P v_p comprise entre 350 et 700 $m.s^{-1}$, glissant sur le socle rocheux stable, où v_p varie entre 2200 et 2300 $m.s^{-1}$. La troisième couche est intercalée sur une petite région entre les deux précédentes. Il s'agit de la continuité de la crête E1 (Fig. 2.5), relativement stable par rapport à la première couche glissante, mais a priori moins compacte que le socle du dessous. On évalue dans cette couche v_p compris entre 1300 et 1700 $m.s^{-1}$ environ.

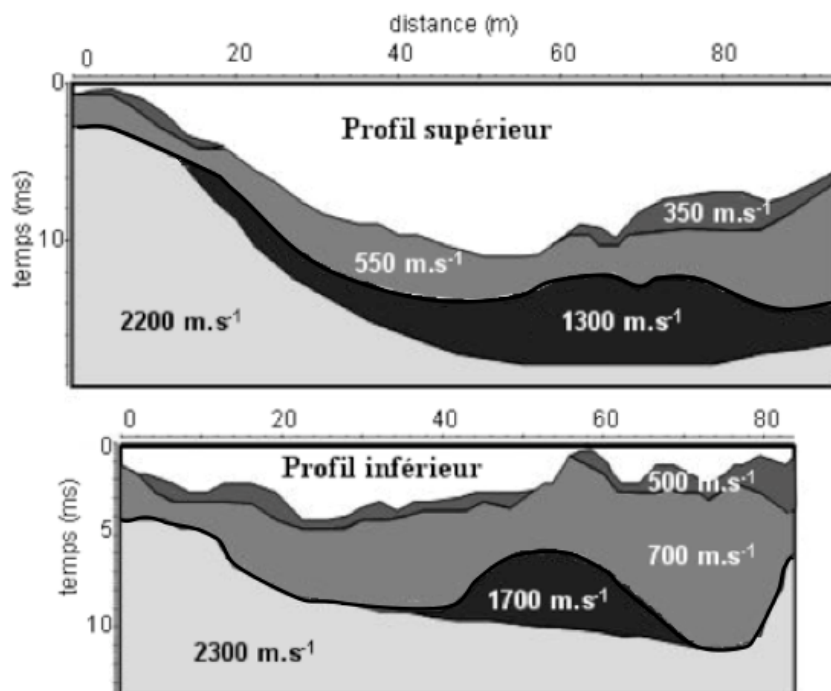


Fig. 2.9. Modèle retenu de la structure interne de la partie la plus active du glissement de Super-Sauze, au niveau de l'antenne d'écoute sismique.

2.2. Présentation du glissement de Valoria

2.2.1. Historique de développement

Le glissement de terrain de Valoria se situe en Italie dans le Nord des Apennins (Fig. 2.1b), au niveau supérieur du bassin de la rivière Dolo (affluent de la rivière Secchia). Il a été réactivé sept fois depuis les années 1950. Il s'agit d'une structure complexe affectée par des mouvements plus en profondeur datant de la dernière période glaciaire (Garberi et al. 1999, Borgatti et al. 2006). Le glissement, essentiellement composé de flysch et de marnes argileuses, s'étend entre 520 m et 1413 m d'altitude sur 3,5 km, sur une surface de 1,6 km² et sa largeur varie de 100 à 500 m. Il est caractérisé par une succession de gradins et de vallées associés à des petites zones de drainage et d'accumulation et présente la particularité d'être en réalité l'union de deux glissements précédents à 1150 m d'altitude (Fig. 2.10). Il est par conséquent défini par deux zones de rupture, deux zones d'accumulation et un unique canal d'évacuation au pied (Ronchetti 2008).

La plupart des réactivations ont lieu à la période de la fonte des neiges, vers avril-mai. D'autres réactivations peuvent avoir lieu en automne lorsque les mois d'été ont été fortement pluvieux (250 mm de niveau de pluie en saison estivale) et que les précipitations ont continué les mois successifs (400 mm de niveau de pluie par la suite) (Ronchetti 2008).

Le glissement de terrain de Valoria se situe dans une zone très critique au niveau des voies de communication de la vallée du Dolo. En effet, dans la partie supérieure, le glissement empiète progressivement sur une route forestière (Fig. 2.10a) tandis qu'en aval, les autorités locales ont fait construire un pont chevauchant le glissement pour relier deux bouts d'une route départementale dans l'espoir de minimiser les dégâts d'un éventuel ensevelissement de la route en cas d'accélération du glissement (Fig. 2.10e).

2.2.2. Connaissances sur la cinématique et la structure interne

2.2.2.1. Déplacements

Les déplacements en surface ont été mesurés par photogrammétrie et scanner laser aéroporté (Corsini et al. 2009a). Une « Station Totale » GPS Leica équipée d'un radar SAR (Synthetic Aperture Radar) a depuis peu été installée afin de surveiller les déplacements de la coulée en continu au mètre par mètre (Fig. 2.11, Bertacchini et al. 2009; Corsini et al. 2009b). Elle détecte de manière automatique et régulière la position de prismes (réflecteurs) fixés sur le glissement à des positions connues.

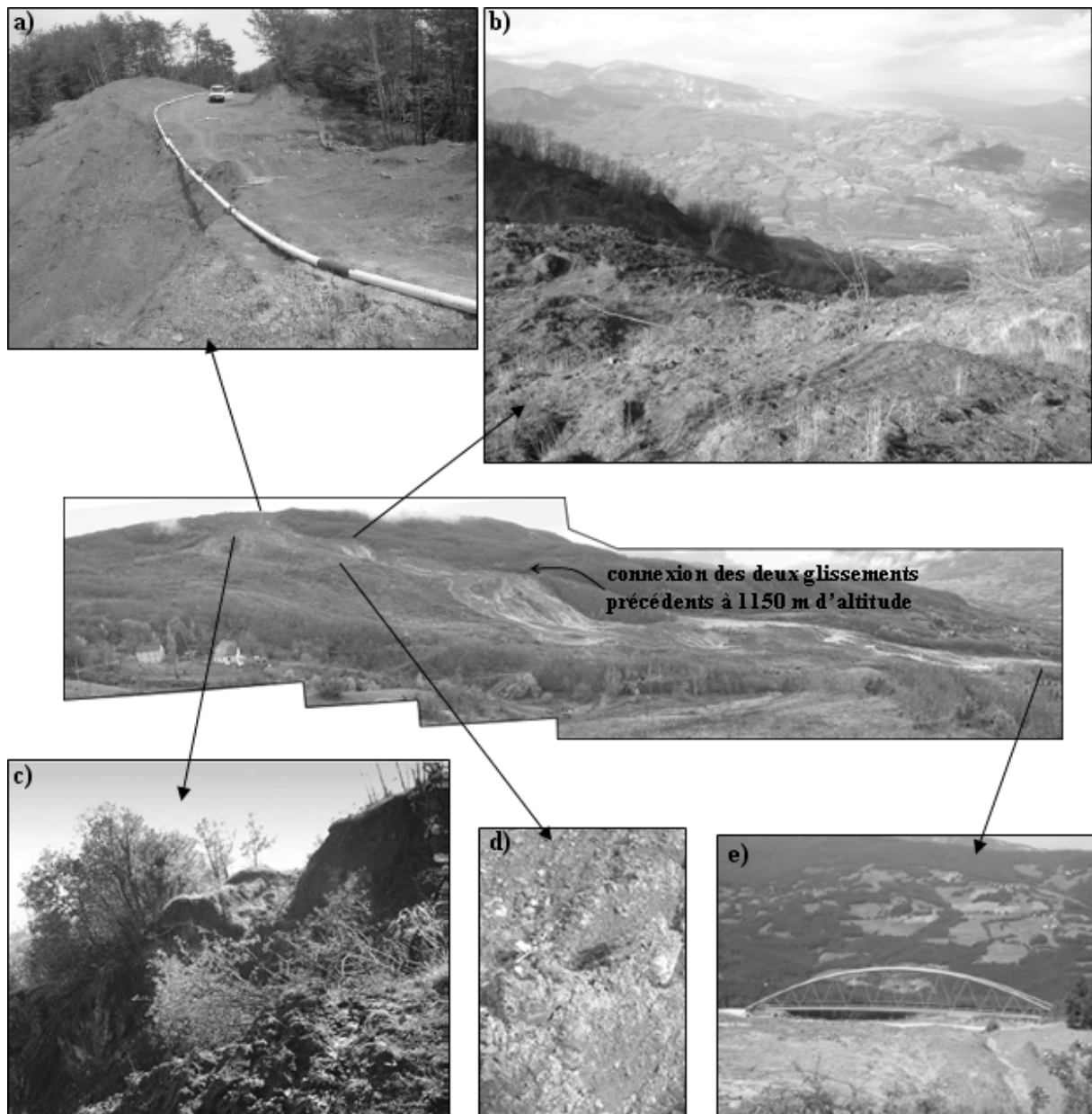


Figure 2.10. Vue générale des deux glissements de Valoria unifiés et détails (a) de la partie supérieure du glissement limitée par une route forestière, (b) d'un gradin supérieur avec (c) effondrement de la végétation, (d) de mélange de flysch et de marnes et (e) du pont au pied du glissement. Photographies (a) et (e) issues de Corsini et al. (2009a). Photographie (c) issue de Ronchetti et al. (2009a). Vue d'ensemble et autres photographies fournies par F. Ronchetti et A. Corsini.



Figure 2.11. « Station Totale » automatisée (d'après Corsini et al. 2009a).

Le champ des déplacements est aussi variable dans l'espace et dans le temps mais de manière générale plus rapide que dans le cas du glissement de Super-Sauze. On ne distingue a priori immobile mais on identifie très clairement dans le glissement supérieur deux canaux principaux de déversement que doit suivre la coulée en glissant de l'amont vers l'aval (Fig. 2.12), avec une préférence pour le canal du côté ouest (Schädler 2010). En 2006, on a ainsi mesuré des déplacements atteignant les 50 cm par jour (Fig. 2.12) (Ronchetti 2008).

Comme pour le glissement de Super-Sauze, c'est dans la région supérieure du glissement, la plus rapide, que nous avons installé nos antennes sismiques, au niveau d'un des gradins supérieurs, où l'on devine clairement la cinématique du déplacement par l'effondrement progressif de la végétation (Fig. 2.10b et Fig. 2.10c).

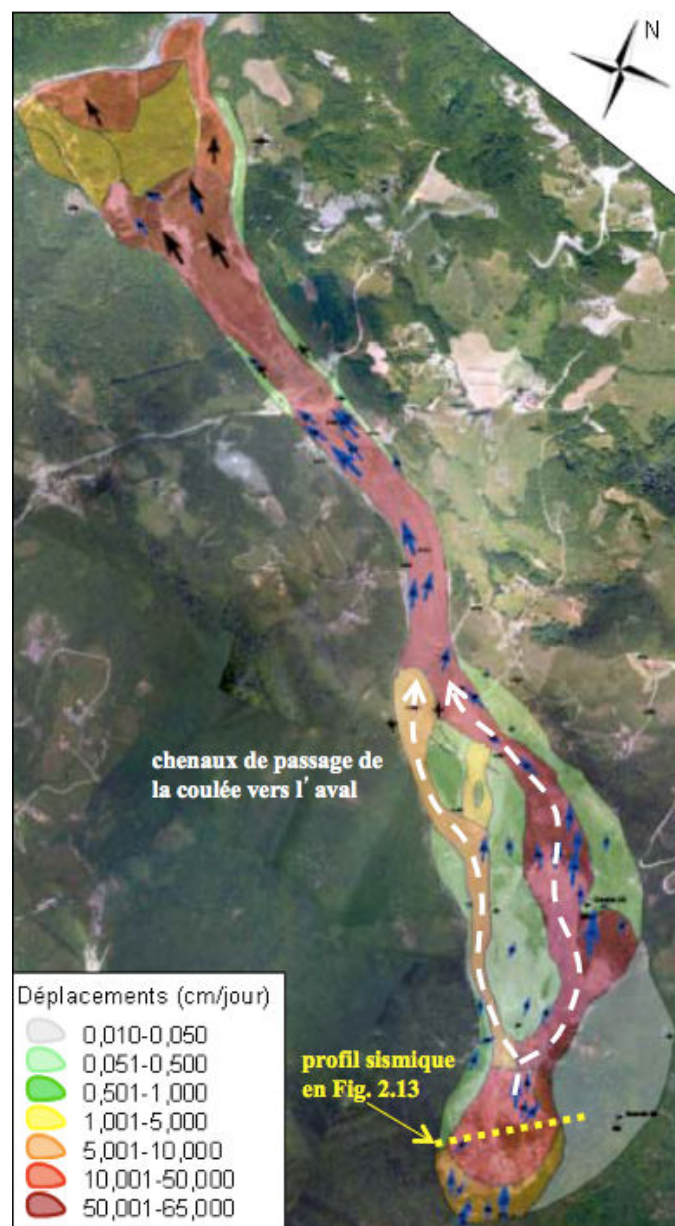


Figure 2.12. Déplacements moyens mesurés sur le glissement de Valoria entre janvier et mai 2009. Sur cette image, l'amont est situé en bas (d'après Corsini et al. 2009a).

2.2.2.2. Structure interne

Des campagnes d'acquisition sismique passive (Cusano et al. 2006) puis de tomographie de sismique réfraction et de forage (Baldi et al. 2009) ont permis d'obtenir un modèle de vitesse du glissement. La région supérieure est composée d'après ces modèles d'une première couche instable de 15 à 30 m d'épaisseur (Ronchetti 2008) définie par des vitesses de propagation des ondes P variant de 700 à 1500 m.s^{-1} glissant sur un socle plus stable caractérisé par v_p de l'ordre de 2500 m.s^{-1} (Fig. 2.13).

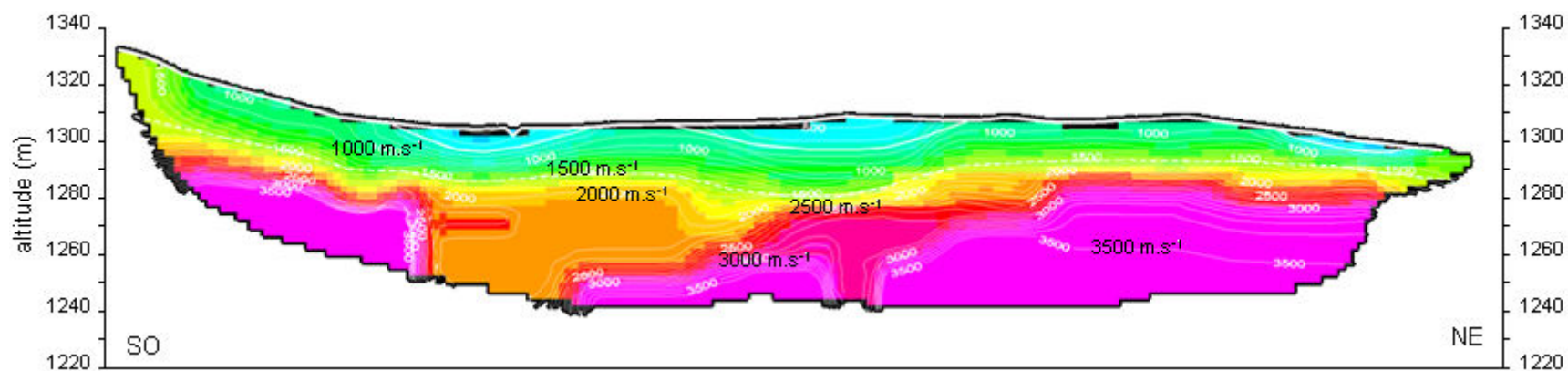


Figure 2.13. Profil transversal à la région supérieure du glissement de terrain, à cheval sur les antennes sismiques (d'après données fournies par A. Daehne). La position du profil est précisée en Fig. 2.12.

2.3. Acquisitions d'écoute sismique passive

Bien que tous deux essentiellement composés de marnes argileuses, les glissements de Super-Sauze et de Valoria présentent des caractéristiques communes en termes de dimensions (des centaines de mètres à plusieurs kilomètres), de géométrie (ravines, crêtes, ruptures de pentes) très variables et de taux de déplacements. Les glissements de terrain de Super-Sauze et de Valoria représentent par conséquent deux sites de comparaison intéressants en termes de cinématique et d'évolution.

Un objectif de cette thèse est de compléter cette présentation comparative sur la base de l'identification de signaux sismiques significatifs de la dynamique des glissements et éventuellement similaires entre ces glissements. À cet effet, nous avons installé des antennes sismiques dans les parties supérieures de chacun des glissements (Fig. 2.1), c'est-à-dire dans les régions les plus actives où il a été possible de mettre en évidence des phénomènes d'effondrements, de ruptures et de fractures, signes d'un déplacement actif de la coulée.

Nous présentons dans la section suivante en quoi consiste les systèmes d'acquisition que nous avons utilisés puis nous verrons au chapitre 4 de cette thèse qu'il est effectivement possible de trouver des similitudes dans la signature sismique des signaux détectés et les sources associées à ces deux glissements (chutes de pierres ou de clastes, ouvertures/fermetures de fissures, microséismes...).

2.3.1. Antennes d'écoute sismique installées sur les sites

2.3.1.1. Présentation du matériel utilisé pour ce mémoire

Les antennes sismiques dont nous disposons pour l'écoute sismique sont composées de :

- 1 sismomètre trois-composantes (3C) et 6 sismomètres verticaux (1C) courte-période (Fig. 2.14a) de sorte que les mouvements du sol sont enregistrés avec une réponse plate entre 2 et 80 Hz,
- 1 système d'acquisition Képhren Agécodagis 9 voies (3 répartiteurs 3 voies sont connectés aux trois entrées de la stations) relié à un GPS Garmin pour la précision temporelle,
- 1 panneau solaire relié à une batterie pour l'alimentation électrique de l'ensemble.

La fréquence d'échantillonnage est fixée à 400 Hz comme juste compromis entre la résolution et le stockage des données. En effet, nous nous attendons à détecter des signaux dont la fréquence maximale ne devrait pas dépasser 150 Hz (Walter & Joswig 2009). Les données sont ainsi stockées sur des clés externes d'une capacité d'un mois environ si nous fixons l'échantillonnage à 400 Hz. Un système de connexion wifi devrait être fixé afin de faciliter la récupération des données mais pour le moment, il nous faut passer au moins une fois par mois sur le terrain pour transférer les données si nous souhaitons les conserver en continu.

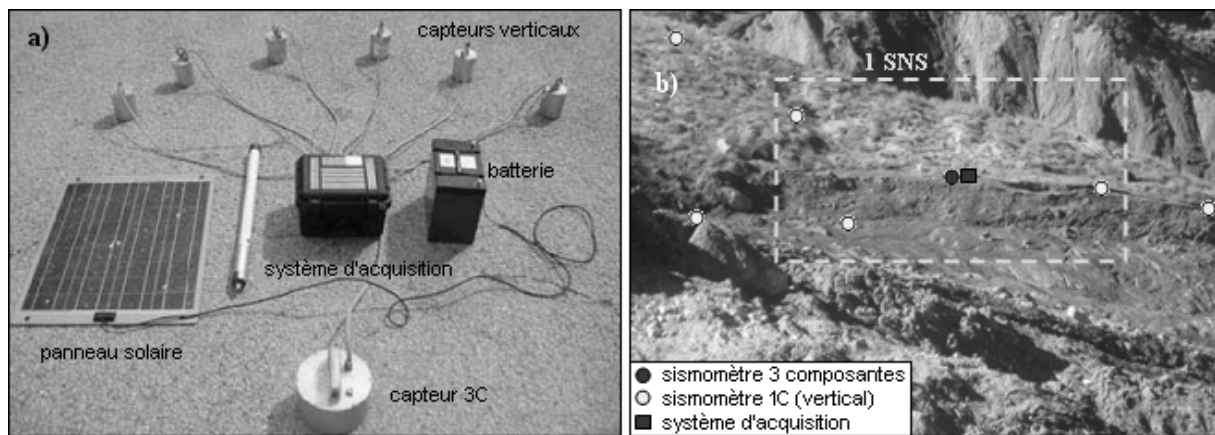


Figure 2.14. (a) Composition du matériel utilisé pour l'écoute sismique (photographie proposée par le parc d'équipements IHR) et (b) installation de l'antenne sismique sur le glissement de Super-Sauze.

Les systèmes d'acquisition sont similaires pour les glissements de Super-Sauze et de Valoria mais les caractéristiques physiques des capteurs (fréquence de résonance, sensibilité...) varient car ils sont fournis par des parcs d'acquisition sismique différents :

- le glissement de Super-Sauze a été équipé de manière permanente dans le cadre des études de l'observatoire OMIV (Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant),
- à Valoria, le matériel nous a été prêté par le parc d'équipement national IHR (Imagerie Haute Résolution, Coutant et al. 2005) pour des acquisitions temporaires.

Les caractéristiques des capteurs sont détaillées en Tableau 2.2.

Tableau 2.2. Caractéristiques des capteurs.

Site d'étude	Super-Sauze	Valoria
Système d'acquisition	Képhren Agécodagis	Képhren Agécodagis
Capteurs (vélocimètres)	Noemax Agécodagis	2 Hz CJDZ
Bande passante	0.1 – 80 Hz	2 – 80 Hz
Sensibilité	1500 V.m ⁻¹ s ⁻¹	1920 V.m ⁻¹ s ⁻¹
Échantillonnage	400 Hz	400 Hz

2.3.1.2. Installation des antennes sismiques

La configuration de l'installation des capteurs reprend celle proposée par Joswig (2008) pour la « surveillance nanosismique », c'est-à-dire l'identification de signaux sismiques de faibles amplitudes. Joswig (2008) utilise des antennes déployées sur trois axes dans un rayon inférieur à la centaine de mètres, avec un capteur 3C au centre et un capteur 1C à l'extrémité de chacun des trois axes. L'ensemble [1 capteur 3C + 3 capteurs 1C] est appelé « Seismic Navigating System » (SNS). Les détails du principe d'acquisition pour la « surveillance nanosismique » sont précisés en section 3.3 du chapitre 3 de cette thèse.

C'est dans l'idée d'appliquer à notre tour la méthode de « surveillance nanosismique » que nous avons repris cette configuration en l'adaptant au matériel dont nous disposions. Dans notre cas, nous fixons aussi le capteur 3C au centre de l'antenne, tandis que les capteurs verticaux (1C) sont disposés selon trois axes écartés de 120° à 20 et 40 m de ce centre. Nous avons ainsi l'équivalent de deux SNS : l'un de 20 m d'ouverture et l'autre de 40 m d'ouverture (Fig. 2.14 et 2.15).

Pour les deux terrains, nous avons installé les antennes sismiques dans les secteurs amont du glissement, là où nous pouvions observer des fissures et des phénomènes de cisaillement dans les deux premiers mètres de sédiments et, dans le cas de Super-Sauze, là où Walter & Joswig (2009) et Walter et al. (2009) avaient déjà localisé de nombreux signaux sismiques (Fig. 2.5 et Fig. 2.6) en corrélation avec des chutes de pierres ou des activations de fissures (Walter et al. 2011).

Sur le glissement de Valoria, nous avons évoqué que nous disposions en réalité de deux antennes sismiques dans cette même zone d'étude. Malheureusement, il y a eu une forte accélération du glissement dès les premiers jours de l'acquisition temporaire. Des capteurs ont été endommagés et certains perdus et nous avons retrouvé la deuxième station d'acquisition à 60 m en aval de sa position initiale. Nous avons pu récupérer les données sismiques enregistrées avant l'interruption du système mais au-delà, nous ne pouvons considérer cette seconde antenne et la plupart des capteurs que comme des marqueurs spatiaux et temporels supplémentaires du mouvement induit par l'accélération.

À Super-Sauze, nous avons installé l'antenne dans l'objectif de faire de la surveillance à long terme pour l'observatoire OMIV. En effet, nous souhaitons pouvoir étudier les variations des signaux sismiques avec les saisons et d'autres paramètres externes tels que les tremblements de terre ou les précipitations. Nous avons pour cela installé deux panneaux solaires sur un mât, pour que la neige le recouvre le moins possible en hiver, et isolé les capteurs dans des cuves (Fig. 2.16 et 2.17). Ces cuves ont été installées à un mètre de profondeur et solidarisées dans des dalles de béton. Les capteurs sont emballés dans des sachets plastiques et couverts de riz pour les protéger de l'humidité. Enfin, chaque cuve est fermée par un couvercle mécanique pour en assurer l'étanchéité et recouverte d'un couvercle de bois pour isoler autant que possible les cuves des conditions météorologiques.

Les coordonnées des capteurs sont données dans les systèmes locaux respectifs en Tableau 2.3 pour le glissement de Super-Sauze et Tableaux 2.4 et 2.5 pour le glissement de Valoria. Leur numéro de référence et leur moyen de connexion à la station d'acquisition via des répartiteurs y sont aussi décrits.

2.3.1.3. Données complémentaires

À Super-Sauze, le niveau piézométrique, les précipitations et les déplacements locaux (données GPS) sont mesurés quotidiennement au niveau du site BV sur la Fig. 2.15a (Malet 2003).

À Valoria nous avons fixé deux prismes topographiques au centre des antennes sismiques (Fig. 2.15c) afin d'en mesurer automatiquement les déplacements à l'aide de la Station Totale (Bertacchini et al. 2009; Corsini et al. 2009b). Il s'agit d'une station robotique TCA2003 Leica associée à deux GPS récepteurs GMX902 Leica, connectés à une antenne AX1202 Leica.

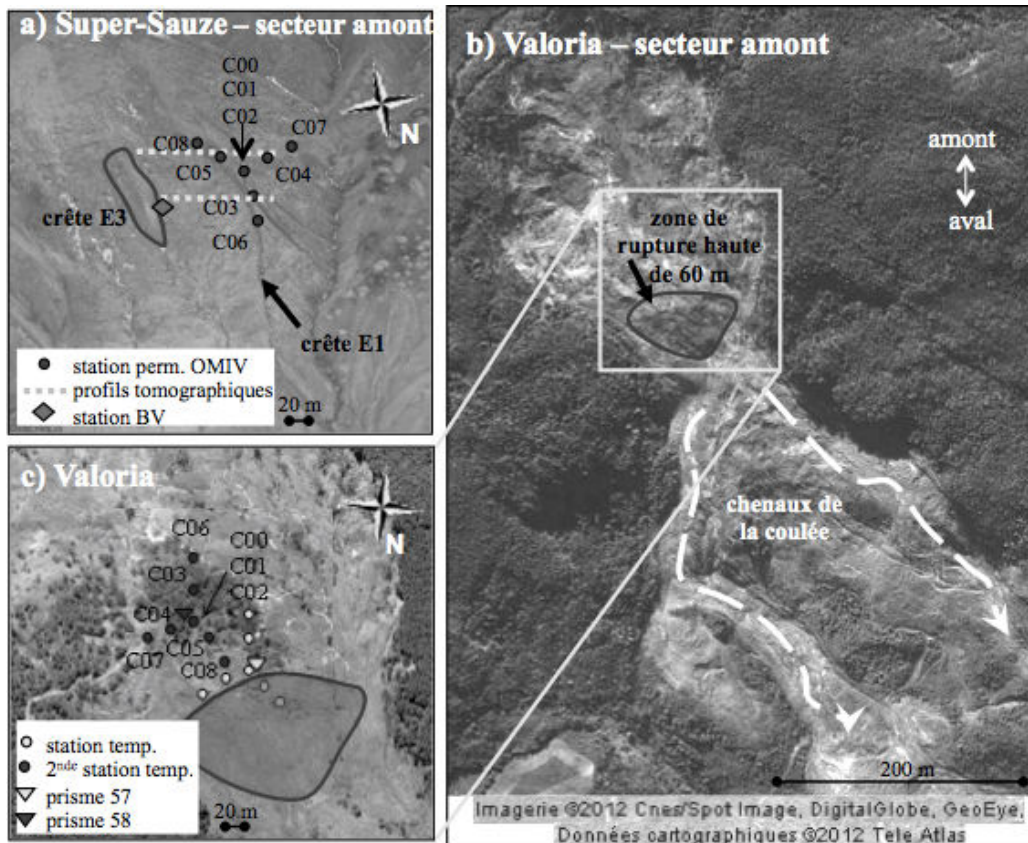


Figure 2.15. Localisation des antennes sismiques sur les glissements de (a) Super-Sauze et (b) et (c) Valoria. À Super-Sauze, les déplacements sont mesurés par GPS au niveau de la station BV, tandis qu'à Valoria ils sont mesurés au moyen de deux prismes. À Valoria, les capteurs de la seconde antenne sont nommés selon la même organisation que ceux de la première antenne (les antennes sont nommée « station » sur la figure).

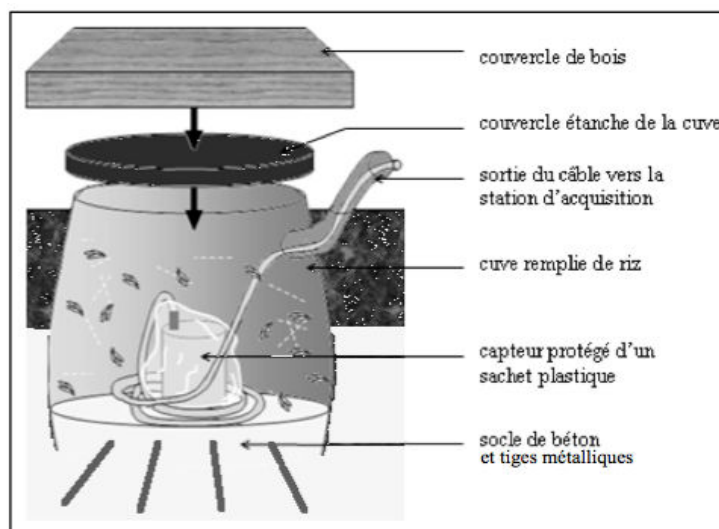


Figure 2.16. Schéma illustrant l'installation permanente des capteurs sur le glissement de Super-Sauze.

Tableau 2.3. Localisations GPS des capteurs de l'antenne sismique (en octobre 2009), installée sur le glissement de Super-Sauze, en coordonnées locales Lambert III.

SUPER-SAUZE – station OMIV Képhren 10.58.0.37						
nom du capteur (canal)	numéro du capteur	coordonnées en Lambert III			répartiteur	sortie sur Képhren
		Est (m)	Nord (m)	altitude (m)		
C00	C	945815.260	236637.702	1895.107	3C Z	Seismo 1
C01					3C NS	
C02					3C EW	
C03	010	945813.929	236656.146	1890.128	N2 (rép 0A)	Seismo 2 (20 m)
C04	012	945814.496	236675.475	1884.66	W2 (rép 1A)	
C05	014	945800.631	236622.760	1899.224	E2 (rép 2A)	
C06	009	945786.437	236610.304	1904.56	N1 (rép 0)	Seismo 3 (40 m)
C07	011	945828.150	236625.252	1895.818	W1 (rép 1)	
C08	013	945845.989	236614.864	1902.689	E1 (rép 2)	

Tableau 2.4. Localisations GPS des capteurs de l'antenne sismique utilisée jusqu'à la fin de l'acquisition, installée en amont sur le glissement de Valoria, en coordonnées UTM ED50.

VALORIA – station IHR Képhren 10.58.0.3 (sud – amont)						
nom du capteur (canal)	numéro du capteur	coordonnées en UTM ED50			répartiteur	sortie sur Képhren
		Est (m)	Nord (m)	altitude (m)		
C00	C 3011	624263	907886	1328.933	3C Z	Seismo 1
C01					3C NS	
C02					3C EW	
C03	1028	624263	907865	1329.906	N2 (rép 0A)	Seismo 2 (20 m)
C04	1020	624279	907895	1331.840	W2 (rép 1A)	
C05	1096	624251	907900	1324.474	E2 (rép 2A)	
C06	1119	624266	907846	1324.450	N1 (rép 0)	Seismo 3 (40 m)
C07	1081	624297	907903	1333.599	W1 (rép 1)	
C08	1092	624240	907916	1321.167	E1 (rép 2)	

Tableau 2.5. Localisations GPS des capteurs de l'antenne sismique endommagée, sur le glissement de Valoria en aval de l'antenne décrite en Tableau 2.4, en coordonnées UTM ED50.

VALORIA – station IHR Képhren 10.58.0.5 (nord – aval)						
nom du capteur (canal)	numéro du capteur	coordonnées en UTM ED50			répartiteur	sortie sur Képhren
		Est (m)	Nord (m)	altitude (m)		
5C00	C	624226	907922	1318.406	3C Z	Seismo 1
5C01					3C NS	
5C02					3C EW	
5C03	1066	624228	907902	1319.226	N2 (rép 0A)	Seismo 2 (20 m)
5C04	1101	624244	907931	1320.528	W2 (rép 1A)	
5C05	1126	624213	907933	1313.223	E2 (rép 2A)	
5C06	1142	624227	907882	1317.580	N1 (rép 0)	Seismo 3 (40 m)
5C07	1082	624262	907942	1320.309	W1 (rép 1)	
5C08	1185	624202	907944	1303.602	E1 (rép 2)	

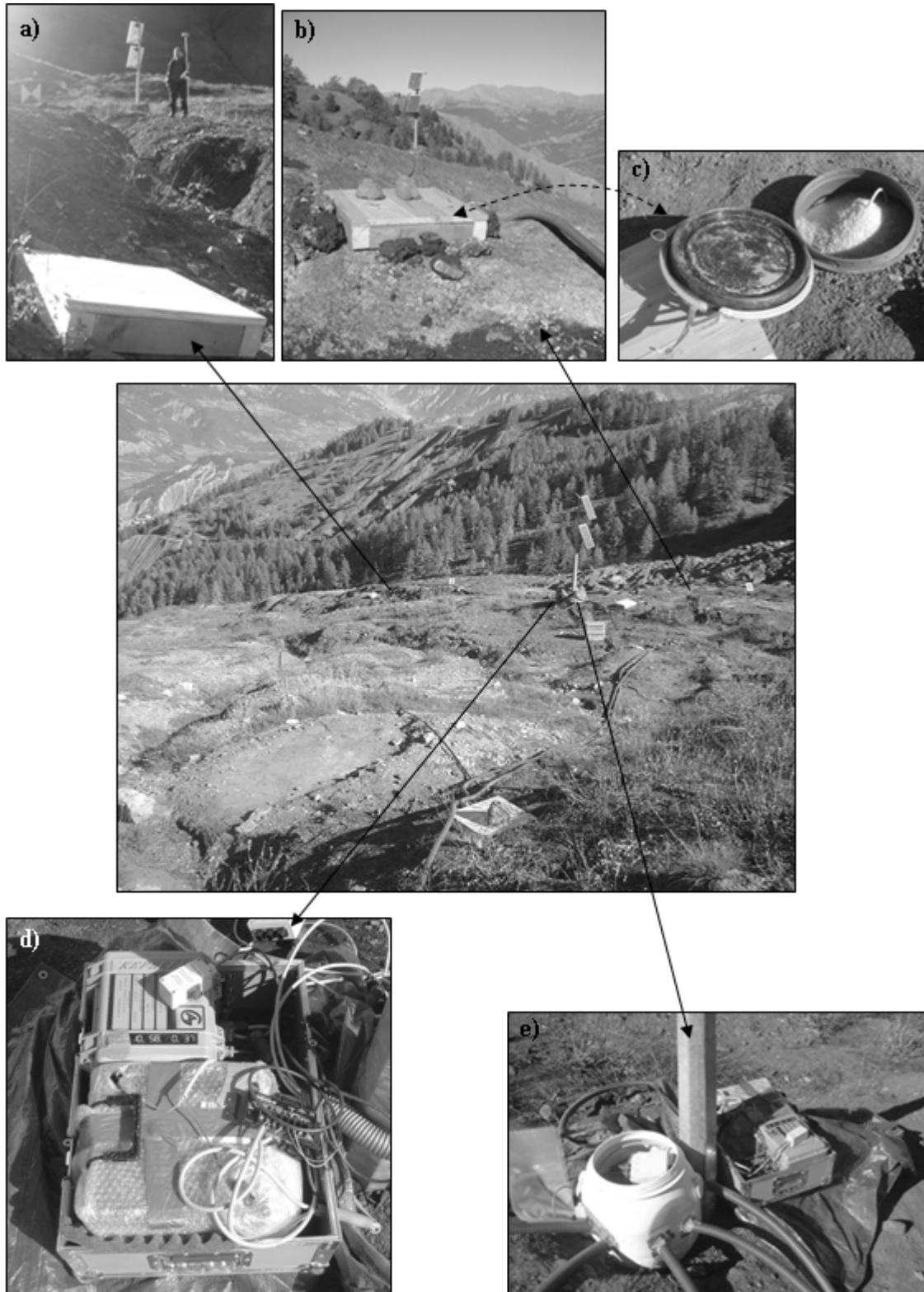


Figure 2.17. Installation de manière permanente du matériel d'acquisition sismique sur le glissement de Super-Sauze : (a) et (b) boîtier de protection des capteurs (c) couverts de riz pour réduire l'humidité, (d) coffret avec système d'acquisition et batterie au pied du panneau solaire et (e) répartition et protection des câbles.

2.3.2. Périodes d'acquisition

2.3.2.1. Périodes de calibration des méthodes de détection

L'évolution des glissements de Super-Sauze et Valoria est variable selon les saisons. Les taux de déplacements peuvent varier de zéro à quelques mètres par jour notamment au printemps ou lors de fortes accélérations suite à des précipitations abondantes à Valoria.

Nous considérons par conséquent trois périodes initiales d'acquisition, afin de valider nos méthodes de détection et d'identification :

- 15 jours en octobre 2009 à Super-Sauze, période a priori caractérisée par des faibles déplacements (moins d'1 cm de déplacements par jour) ;
- 31 jours en mai 2010 à Super-Sauze, période d'accélération suite à la fonte des neiges (moins de 10 cm de déplacements par jour) ;
- 7 jours en novembre 2009 à Valoria : le glissement a subi une forte accélération (plus de 10 cm de déplacements par jour) deux jours après que nous avons installé les antennes sismiques. Cette accélération nous a contraints à interrompre notre acquisition au bout d'une semaine, après avoir perdu plusieurs capteurs.

Pour chaque période, nous testons plusieurs méthodes de détection, de reconnaissance et enfin de localisation des signaux détectés. Nous proposons une interprétation des sources et évaluons comment les variations de ces signaux peuvent être associées aux taux de déplacements des glissements. Finalement nous établissons des éventuelles corrélations avec des facteurs externes tels que les précipitations ou les tremblements de terre.

Les résultats de ces analyses sont présentés au chapitre 4 de cette thèse.

2.3.2.2. Période de validation pour le glissement de Super-Sauze : juin à septembre 2010

À Super-Sauze, l'acquisition en continu des données sismiques s'est prolongée jusqu'en septembre 2010. Au-delà de cette date, nous n'avons plus eu la possibilité d'aller sur le terrain et les données ne nous ont plus été fournies.

Après avoir analysé et validé les trois premières périodes d'essai, nous étendons donc notre méthode jusqu'en septembre 2010 pour le glissement de Super-Sauze.

Les résultats de cette dernière étude sont présentés au chapitre 5 de cette thèse.

2.3.3. Autres campagnes d'acquisition d'écoute sismique non traitées

Le matériel fourni par le parc d'équipement IHR nous avaient été prêtés dès le début du mois d'octobre 2009 pour la première période d'acquisition sur le glissement de Super-Sauze. C'est ainsi

qu'outre l'installation de l'antenne OMIV, nous avons installé deux autres antennes de configuration légèrement simplifiées (seulement trois capteurs verticaux à 20 m du centre) durant la première quinzaine d'octobre 2009 pour effectuer quelques tests d'acquisitions de manière irrégulière et avec une fréquence d'échantillonnage de 1000 ou 2000 Hz. Le but initial était de juger de la complémentarité des antennes pour une identification plus précise des éventuels signaux sismiques (Fig. 2.18).

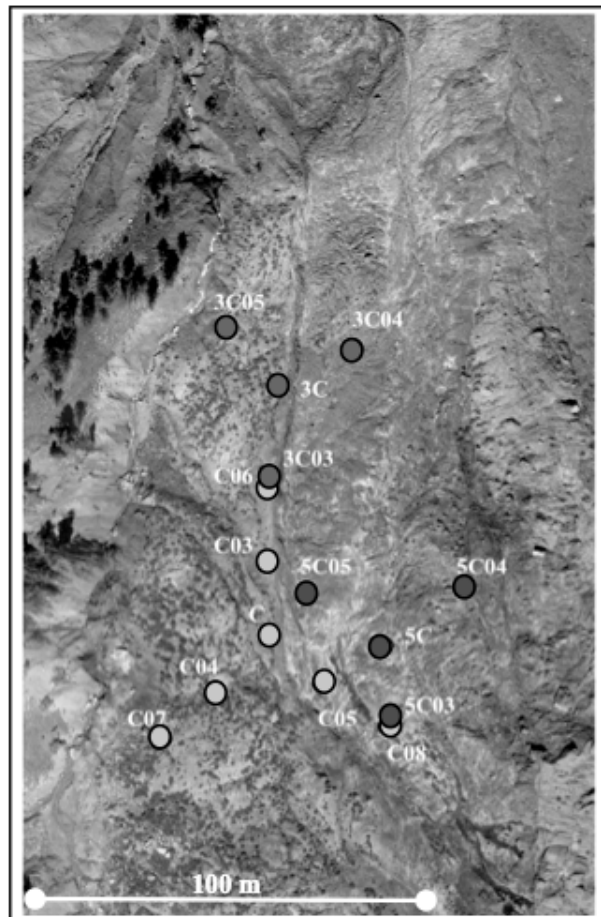


Fig. 2.18. Configuration des deux autres antennes sismiques (ronds gris sombre et gris clair) installées en complément de l'antenne permanente du réseau OMIV (ronds blancs) début octobre 2009.

Nous avons par ailleurs déployé d'autres antennes d'écoute sismique pendant une semaine en juillet 2010 sur le glissement de Super-Sauze. Il s'agit de deux antennes composées de 8 capteurs 3C 50 Hz. Les systèmes d'acquisition sont des DaqLink (que nous utilisons aussi pour la sismique réfraction) et nous sélectionnons la fréquence d'échantillonnage à 625 Hz par rapport aux choix possible (c'est la fréquence d'échantillonnage la plus proche des 400 Hz fixés avec les stations Képhren). Les données étaient acquises de manière non continue. Le but était de comparer les acquisitions obtenues à partir de ces configurations avec celles issues de l'antenne OMIV. L'acquisition était notamment enregistrée pour évaluer l'identification des tirs de tests.

Les deux antennes couvrent pour cela la même région et sont situées directement en contact de l'antenne OMIV (Fig. 2.19).

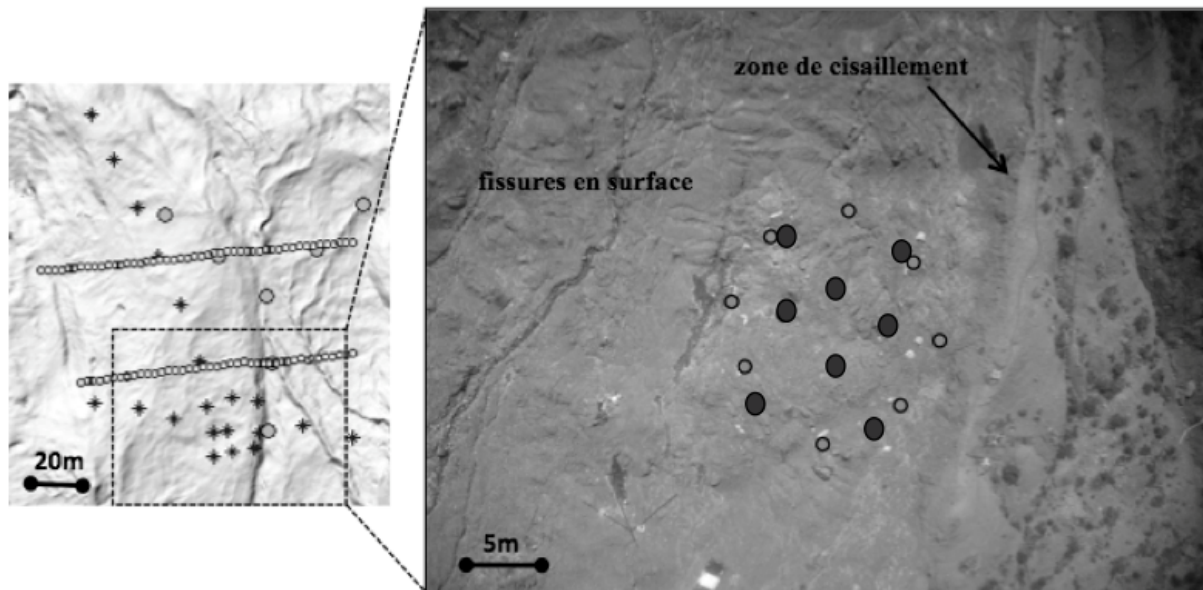


Fig. 2.19. Emplacement et configuration des antennes sismiques temporaires reliées au système d'acquisition DaqLink en juillet 2010. La première antenne forme un cercle (petits ronds gris) tandis que la seconde forme un quadrillage (grands ronds sombres). La carte de gauche reprend les mêmes indications que la Fig. 2.8 (grands ronds : antenne OMIV, lignes de petits cercles : profils tomographiques, étoiles : tirs de calibration).

Ces données ne sont pas traitées dans ce mémoire de thèse mais elles pourraient s'avérer utiles s'il fallait réévaluer la configuration d'antenne, au cas où l'on choisirait d'installer une deuxième antenne sismique de manière permanente sur le glissement.

2.4. Tomographie sismique sur le glissement de Super-Sauze (sismique active)

Nous avons mené en juillet 2010, à Super-Sauze, une campagne de tomographies de sismique réfraction afin de proposer un modèle de vitesse à haute résolution spatiale de la zone étudiée et de l'utiliser dans la localisation des signaux sismiques.

Cette section reprend la théorie de la méthode de tomographie sismique, que nous avons complétée par des tirs de calibration, ainsi que la présentation et les résultats de notre application.

2.4.1. Méthode et présentation de l'acquisition

L'acquisition sismique consiste en deux profils de 80 et 90 m de longueur, traversant d'est en ouest le glissement au niveau de l'antenne d'écoute sismique (Fig. 2.8). Un capteur récepteur 14 Hz est placé tous les 2 m et plusieurs tirs sont réalisés au marteau et au fusil (à environ 30 cm de profondeur) tous les 4 m. L'acquisition est déclenchée automatiquement à chaque tir, pour une durée de 500 ms et un

échantillonnage à 2000 Hz avec deux systèmes d'acquisition DaqLink reliés sur la même base de temps à un GPS.

Pour chaque tir / coup de marteau, les ondes émises par le choc se propagent dans le sol. Elles sont réfractées et réfléchies dans les différents milieux, jusqu'à ce qu'elles reviennent en surface puis soient enregistrées par les capteurs récepteurs (Fig. 2.20). Selon les milieux traversés, les ondes se propagent à des vitesses différentes et sont réfractées avec des angles d'incidence qui varient. Il s'agit d'obtenir des images des premiers mètres de profondeur avec une résolution permettant de distinguer les discontinuités (couches, blocs) autant que possible.

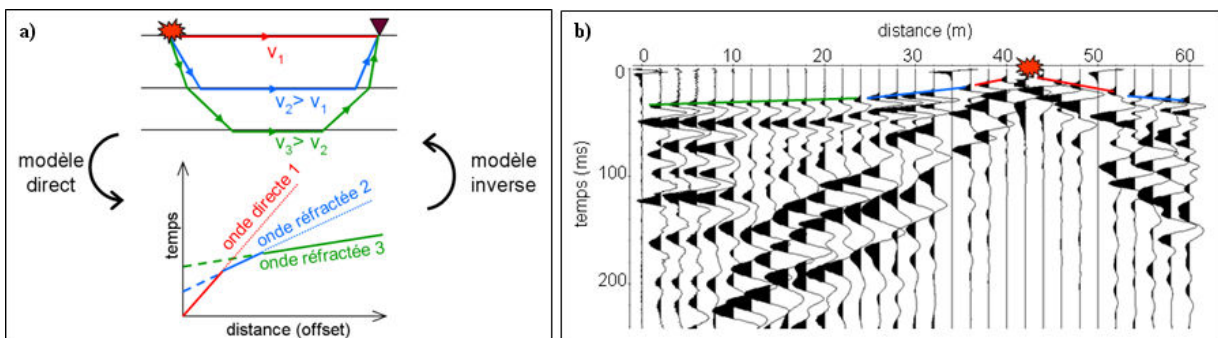


Figure 2.20. Modèle de propagation des ondes sismiques à travers les couches du glissement : (a) représentation schématique et (b) identification des ondes enregistrées au niveau des capteurs récepteurs.

Dans notre cas, les profils obtenus aux extrémités de chaque tomographie sont illustrés en Fig. 2.21.

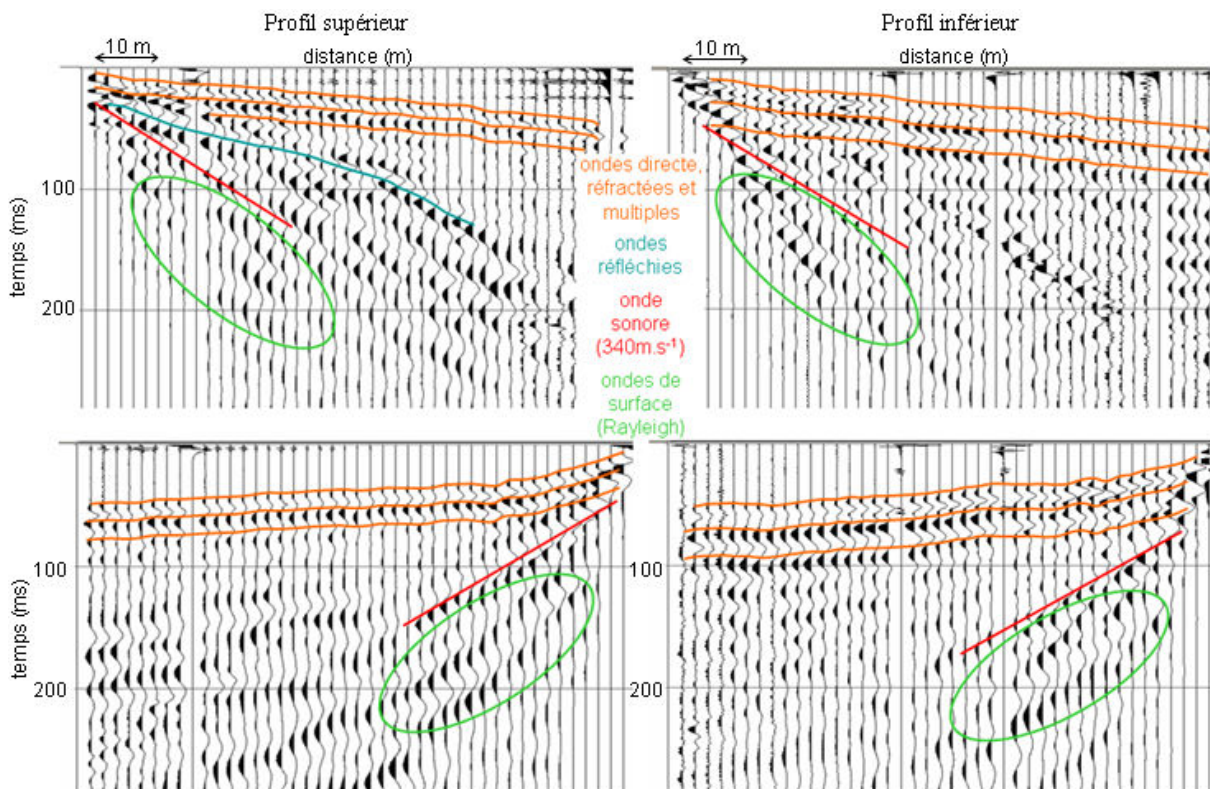


Figure 2.21. Exemple et analyse des ondes sur les enregistrements obtenus aux extrémités du profil inférieur et du profil supérieur. Les ondes de surface arrivent très vite après les premières arrivées mais n'arrivent pas à se développer. On observe peu d'ondes réfléchies.

2.4.2. Traitement des données

2.4.2.1. Inversion avec le logiciel REFLEXW

Les profils sont inversés à l'aide des options d'inversion que propose le logiciel REFLEXW (Sandmeier 2009). Il s'agit d'un logiciel destiné au traitement et à l'interprétation de données réfléchies et transmises (radar, sismique, ultrason...). Pour chaque profil (obtenu à chaque tir / coup de marteau), on pointe uniquement la première oscillation (qui se distingue du bruit de fond) sur chaque canal (ce qui correspondrait à la ligne orange supérieure en Fig. 2.21). Cette première arrivée est la combinaison de l'onde directe puis des ondes réfractées qui arrivent progressivement les premières (Fig. 2.20). On définit les paramètres d'inversion en fixant un modèle de vitesse initial, à plusieurs couches à topographie variable et / ou avec des blocs présents. On peut avoir un ordre de grandeur des valeurs des vitesses en mesurant l'inverse de la pente des différents segments que constituent les premières arrivées pointées. Le processus d'inversion a pour but de déterminer un nouveau modèle qui sera ajusté au mieux avec les pentes des arrivées pointées. Le modèle est complété en procédant ensuite à l'opération inverse. On crée des ondes qui vont se propager dans le modèle. On vérifie le parcours de ces ondes et si le temps d'arrivée correspond au temps réel pointé. Sinon, on redéfinit les discontinuités et les valeurs de vitesse (homogène ou variant graduellement) (Fig. 2.22 et 2.23).

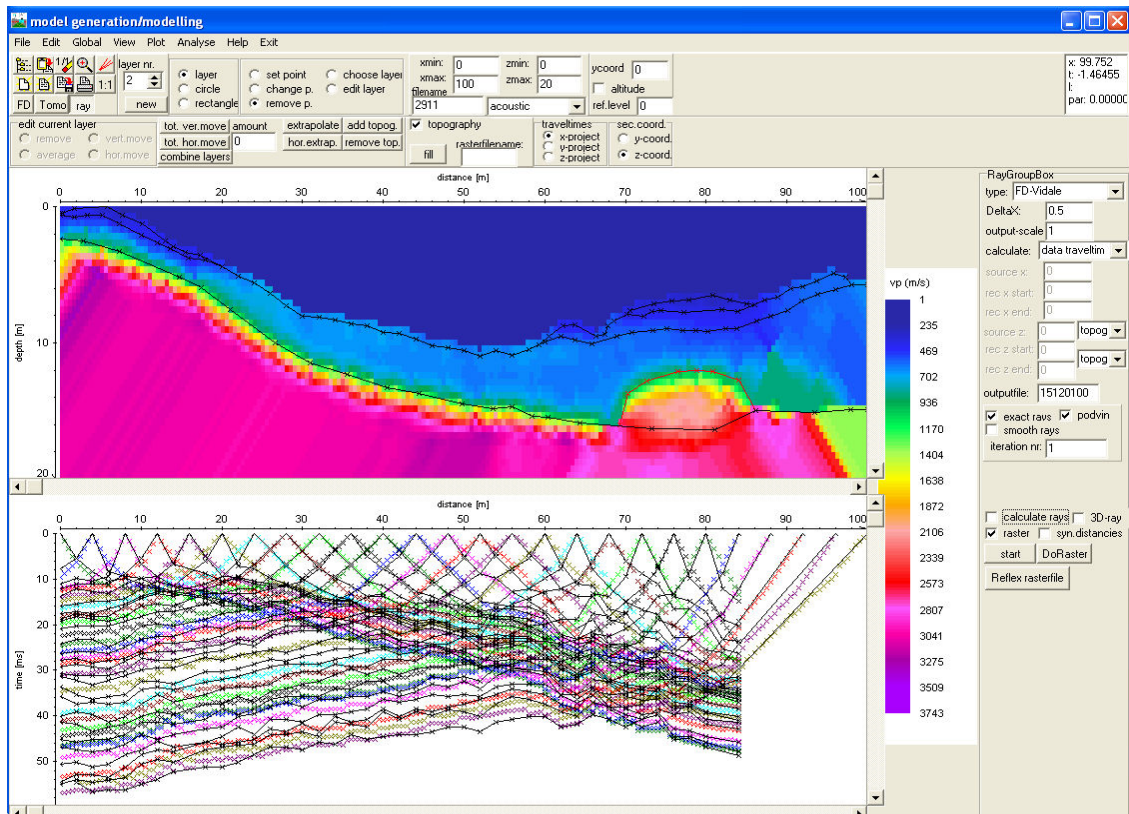


Figure 2.22. Résultat de l'inversion pour le profil supérieur et ajustement des pointés théoriques pour ce modèle (en couleur) sur les pointés réels (en noir).

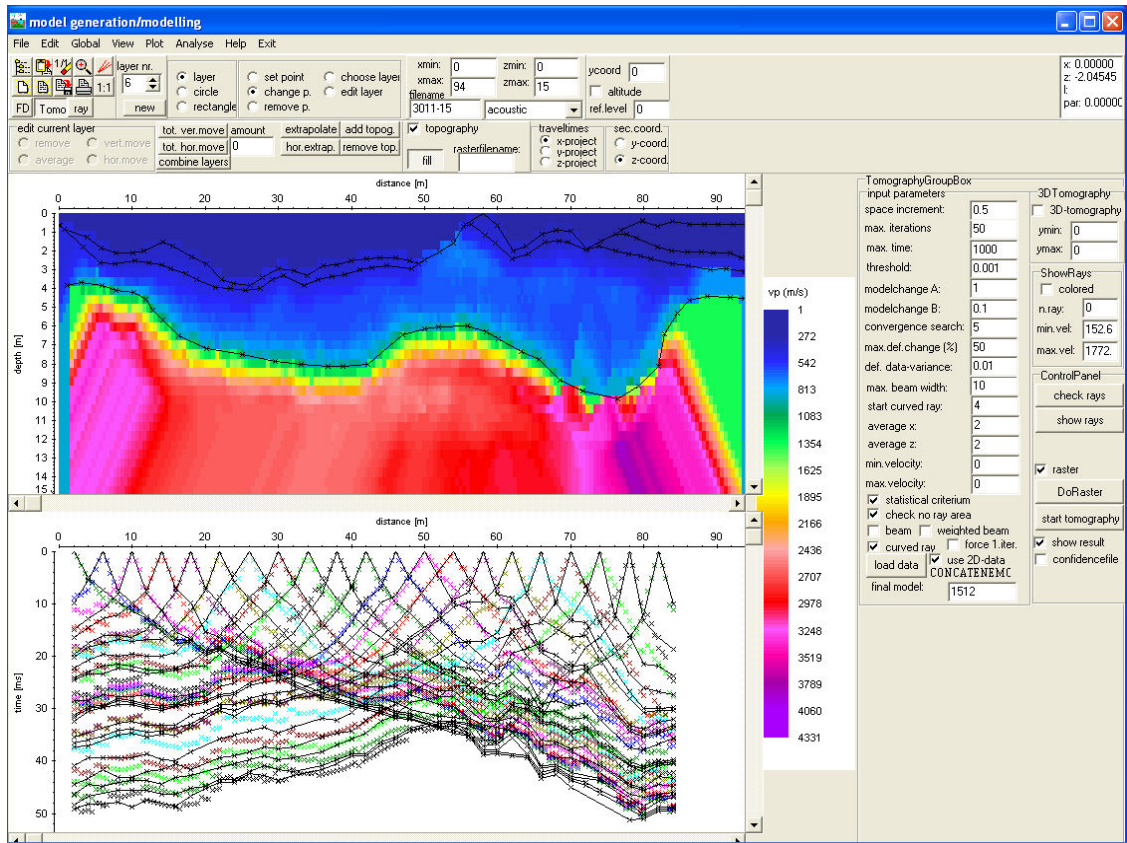


Figure 2.23. Résultat de l'inversion pour le profil inférieur et ajustement des pointés théoriques pour ce modèle (en couleur) sur les pointés réels (en noir).

On obtient ainsi deux modèles mettant en évidence une première couche définie par la vitesse des ondes P v_p comprise entre 350-550 et 500-700 m.s^{-1} , glissant sur un socle de vitesse v_p comprise entre 2200 et 2300 m.s^{-1} (Fig. 2.24a). La couche supérieure a une épaisseur variant de 10 m au centre à 5 m sur les bords des profils. Elle est plus épaisse pour le profil inférieur où l'on observe davantage une accumulation des sédiments. On distingue entre ces deux couches une troisième couche définie par v_p comprise entre 1300 et 1700 m.s^{-1} . Il s'agit de la crête stable E1 qui se situe entre la partie active et une partie beaucoup plus stable du glissement. On peut clairement l'observer sur les photographies aériennes (Fig. 2.15) ou sur le terrain. Enfin, une quatrième fine couche a été ajoutée en surface. Les tirs ont été réalisés un jour de fortes pluies. Il se peut que ces précipitations aient provoqué un artefact sur le modèle global. Cela a augmenté la saturation des premiers mètres et ralenti la propagation des ondes, d'où la nécessité d'ajouter sur pratiquement toute la surface des profils tomographiques une mince couche à moindre vitesse pour mieux ajuster les arrivées des ondes.

2.4.2.2. Confrontation des résultats

Des études précédentes d'analyse de la structure à Super-Sauze ont déjà mis en évidence ce type de modèles (Fig. 2.24 et 2.25), ce qui nous conforte dans nos résultats :

- Travelletti & Malet (2011) associèrent des données hydrogéologiques, de résistivité électrique et inclinométriques pour proposer un modèle global 3D du glissement de terrain. Ils mirent ainsi en évidence trois discontinuités rhéologiques (Fig. 1.2). En partant de la surface, les deux premières couches se distinguent en termes de compaction, de perméabilité et de taux de déplacement. La troisième en revanche représente le socle stable. Nous avons récupéré par interpolation les profils issus de ce modèle 3D au niveau de nos deux acquisitions de tomographie sismique (Fig. 2.24b). La tomographie sismique nous permet seulement de mettre en évidence la discontinuité entre l'ensemble des deux premières couches et le socle (lignes pointillées blanche sur Fig. 2.24a et lignes inférieures sur Fig. 2.24b). En effet, elle n'isole que des variations de vitesse des ondes et non de déplacements et d'hydrogéologie, tandis que les informations obtenues dans le modèle 3D ne permettent pas d'isoler la crête, a priori immobile, du socle immobile lui-aussi.

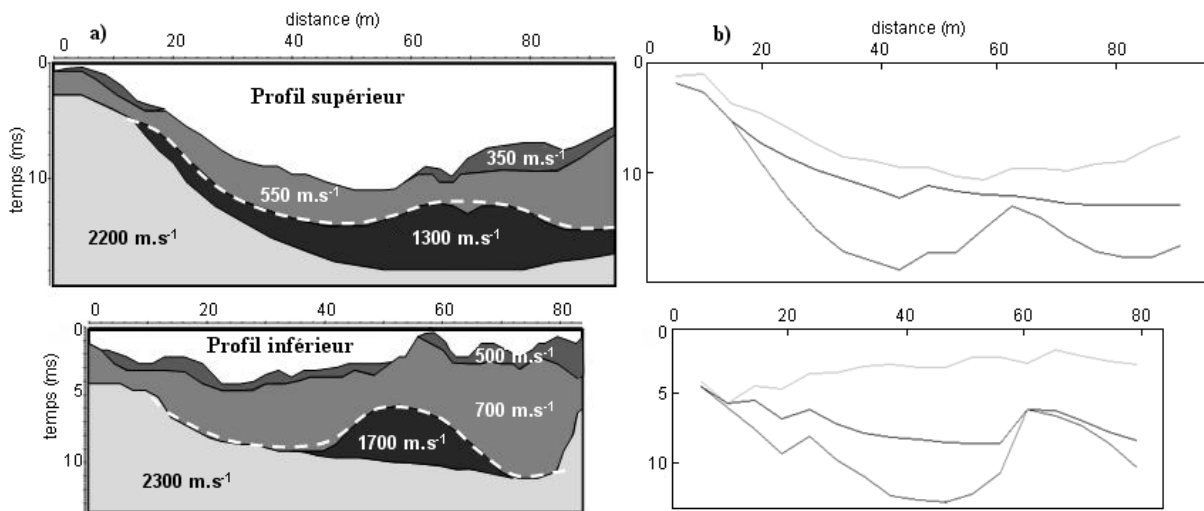


Figure 2.24. Confrontation des discontinuités isolées par (a) les tomographies sismiques et (b) les profils issus du modèle 3D de Travelletti et Malet (2011). Les lignes pointillées blanches (a) correspondent à la discontinuité inférieure (b). La première discontinuité (b) met en évidence des changements de propriétés non visibles dans les variations de vitesse des ondes sismiques.

- Méric et al. (2007) proposèrent une analyse du bruit selon la méthode H/V (Mucciarelli et al. 2001). Ces analyses furent complétées par des données de forages (Fig. 2.25b). Le profil considéré se situe précisément entre les deux acquisitions tomographiques que nous avons réalisées. Les résultats mettent en évidence deux couches caractérisées par des vitesses des ondes S différentes et dont la topographie de la discontinuité (ligne grise) est similaire à notre discontinuité entre le matériau de glissement et le socle stable (ligne pointillée blanche sur Fig. 2.25a). L'interprétation des résultats fut difficile à cause de multiples fréquences de résonances, c'est pourquoi peut-être ils ne réussirent pas à isoler la couche intermédiaire.
- Grandjean et al. (2007) réalisèrent des acquisitions tomographiques similaires aux nôtres mais bien plus étendues et avec des espacements entre les géophones plus importants et surtout situées bien plus en aval du glissement. De fait, sur le modèle obtenu (Fig. 2.25c) on

n'observe pas de crête intermédiaire et le modèle obtenu va davantage en profondeur et avec une moindre résolution que dans les détails des premiers mètres. La vitesse des ondes P dans le socle reste toutefois du même ordre de grandeur que nos vitesses calculées.

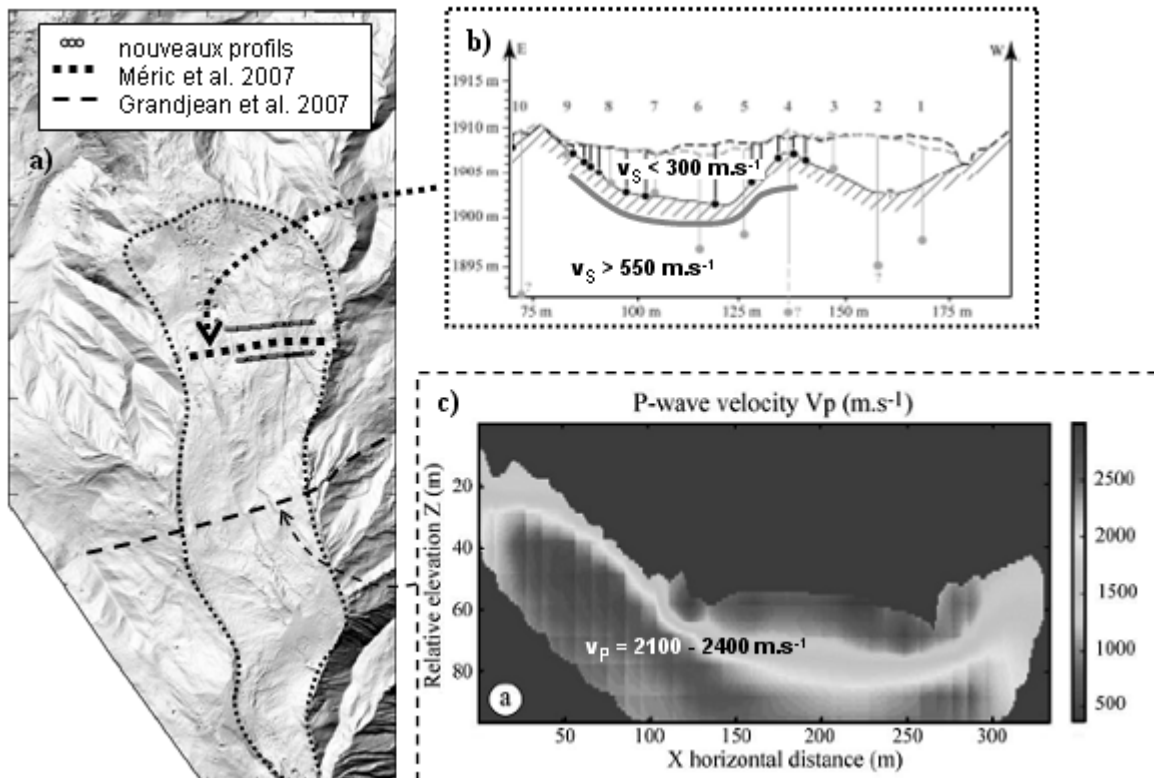


Figure 2.25. Confrontation des modèles tomographiques avec les résultats de (b) d'après Méric et al. (2007) : la discontinuité mise en évidence correspond à la ligne pointillée blanche de la Fig. 2.24 et (c) Grandjean et al. (2007) : on distingue les deux couches brutes, la crête n'existe plus à ce niveau du glissement. L'emplacement de ces acquisitions sur le terrain est illustré en (a).

2.4.3. Tirs de calibration

Pour compléter nos deux modèles de vitesses, nous avons réalisé une série de tirs (chutes de pierre et tirs au fusil) en 22 points répartis à proximité de l'antenne d'écoute sismique (Fig. 2.8). Ces tirs sont utilisés :

- d'une part pour compléter la définition du modèle de vitesse, ce que nous traitons dans ce chapitre,
- d'autre part plus tard pour estimer la précision de la localisation des signaux sismiques avec les différentes méthodes que nous utiliserons (section 3.4.3 du chapitre 3 de cette thèse).

Cette étude reprend les travaux de Walter et al. (2009) et simplifie les modèles en un unique modèle tabulaire à deux couches définies par la vitesse des ondes P et des ondes S. On utilise le logiciel HypoLine (Joswig 2008) qui propose l'inversion en direct de la localisation des sources à partir des pointés manuels des arrivées des ondes P et éventuellement S sur chaque canal de l'antenne sismique.

Cette méthode nous permet de comparer en direct l'influence de la précision du pointé sur l'évaluation de la localisation (section 3.3 du chapitre 3). La méthode utilisée est illustrée en Fig. 2.26 :

- on visualise sur l'enregistrement (sismogramme et spectrogramme) le tir (Fig. 2.26a),
- on pointe si possible les arrivées des ondes P et S, et on s'assure dans ce cas de la cohérence du temps d'émission à la source t_0 qui doit être le même pour tous les canaux (Fig. 2.26b),
- en faisant varier le modèle de vitesse (simplifié à un modèle tabulaire sur la base des résultats des tomographies), on peut estimer à partir de ces pointés les probabilités de localisation de la source. Elles sont définies par des sphères et des surface quadriques dans le modèle tabulaire, et donc par des cercles et des ellipses ou des paraboles si l'on fixe la profondeur de la source. Nous appellerons l'ensemble de ces courbes « hypolignes » (cf. section 3.3 du chapitre 3). La profondeur est fixée à 0, ce qui reste correct dans le cas de ces tirs d'essai. La probabilité maximale de localisation de la source est là où se croisent le plus d'hypolignes (couleur bleue dans le cadre supérieur droit de la Fig. 2.26c).
- dans la mesure où l'on connaît aussi la position réelle du tir, on peut effectuer l'opération inverse, c'est-à-dire fixer la localisation et calculer les pointés théoriques des arrivées des ondes P et S sur les sismogrammes (Fig. 2.26d). On peut évaluer l'erreur du pointé (Fig. 2.27), de localisation (section 4.2 du chapitre 4 de cette thèse) et la justesse du modèle de vitesse.

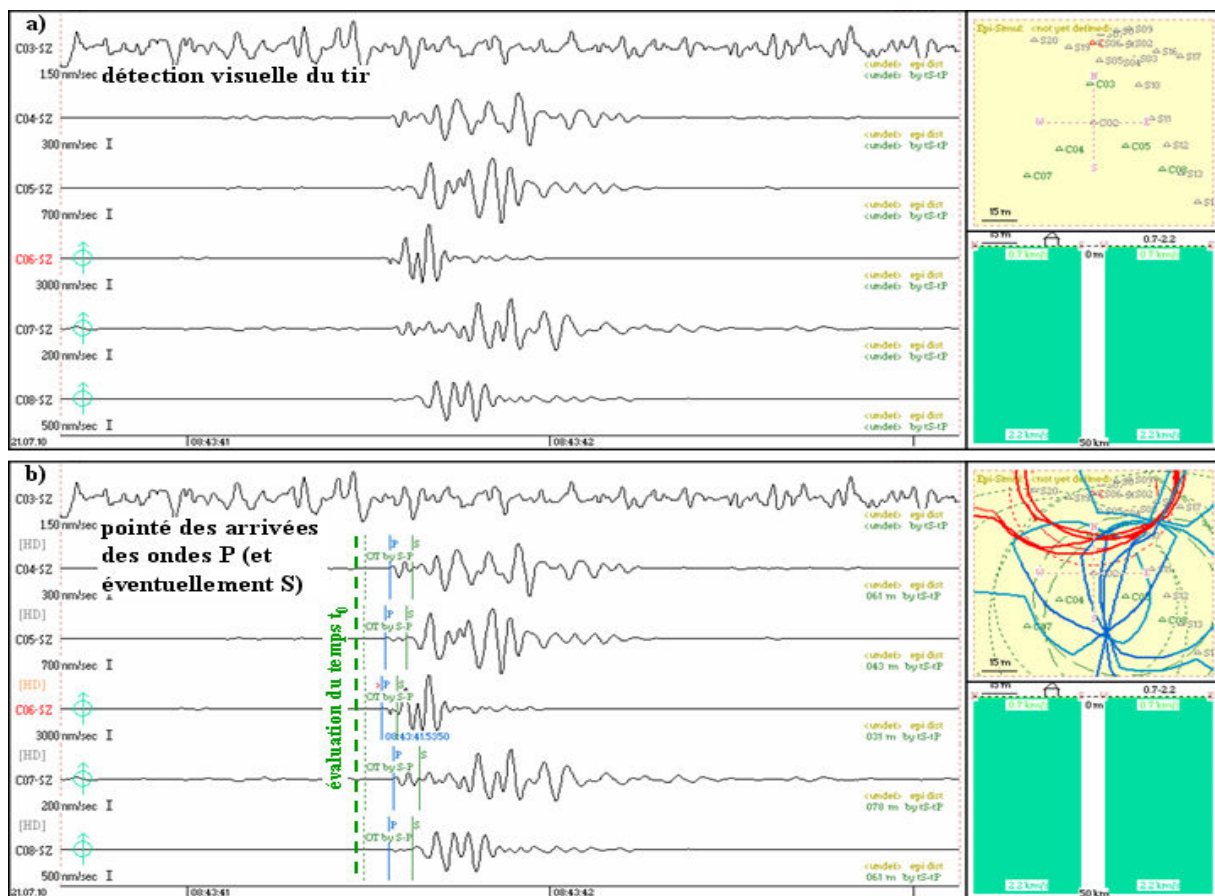


Figure 2.26a-b. Premières étapes de l'ajustement du modèle de vitesse des ondes sismiques à partir des tirs de calibration.

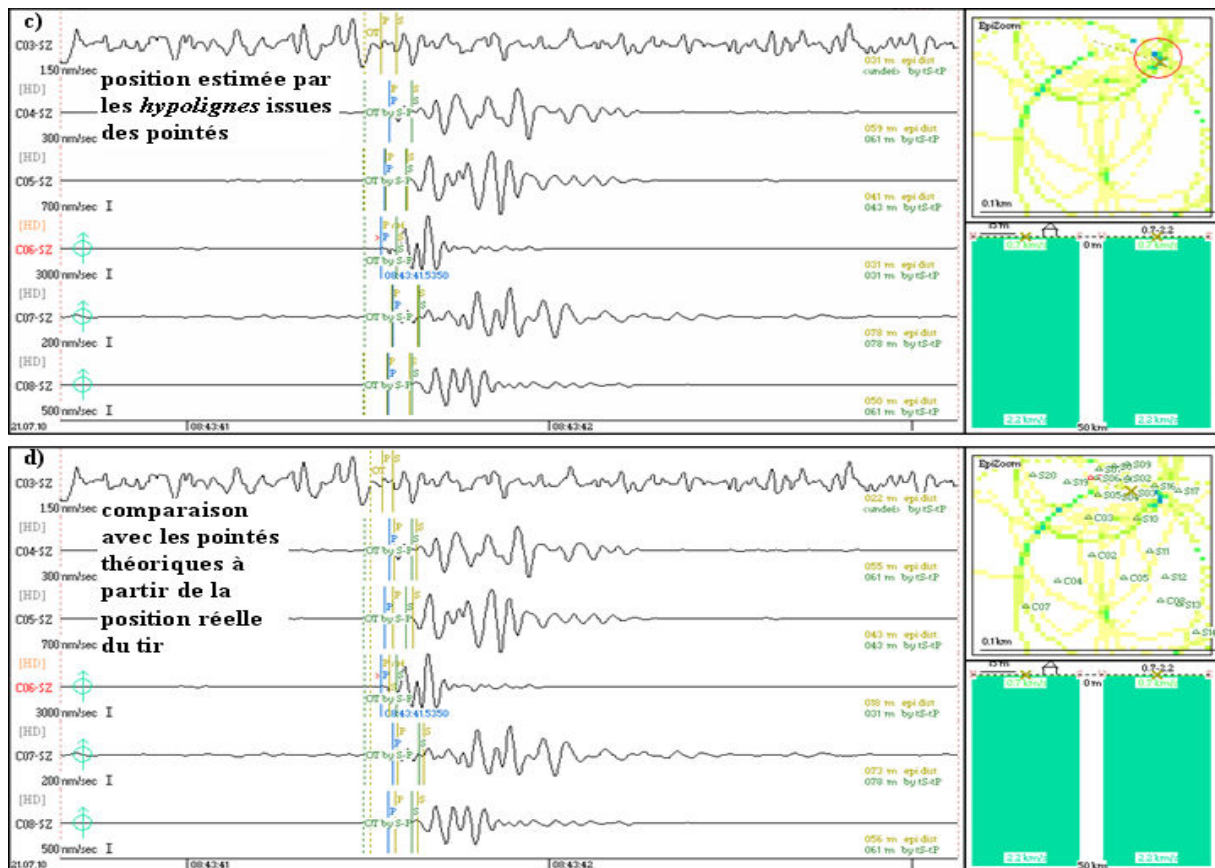


Figure 2.26c-d. Suite de l'ajustement du modèle de vitesse des ondes sismiques à partir des tirs de calibration.

Nous avons pu effectuer cette opération sur les 19 premiers tirs. Pour les trois derniers tirs, il n'était plus possible de pointer correctement les arrivées à cause d'une trop forte déperdition du signal. Cela peut être dû à l'emplacement de ces tirs, situés dans des zones davantage fracturées et plus éloignées de l'antenne sismique.

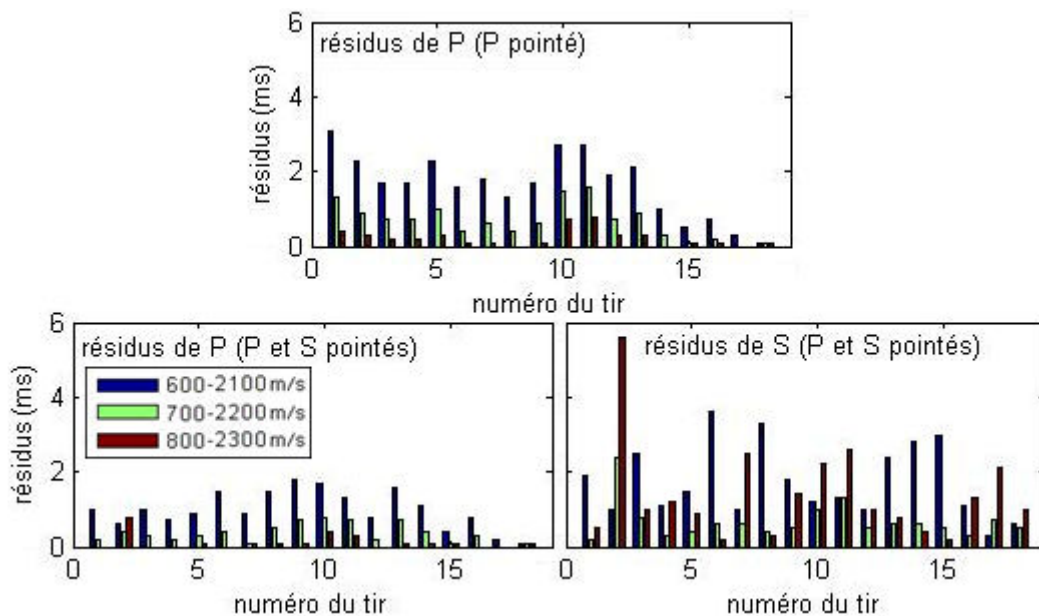


Figure 2.27. Valeurs moyennes des différences de temps (résidus) calculées entre les pointés manuels des arrivées des ondes P et S et les pointés théoriques pour obtenir la localisation à son emplacement réel, en fonction de trois modèles de vitesse à deux couches, pour les tirs 1 à 19.

Les erreurs de localisation ne sont pas constantes : les tirs situés à proximité des deux profils de tomographies restent ceux localisés avec l'erreur la plus faible, à savoir dans un rayon de 15 m autour de la position réelle (Tableau 4.2 et Fig. 4.4), probablement parce qu'à ce niveau le modèle de vitesse est mieux contraint par les tomographies et parce que le milieu est moins fracturé.

Le modèle retenu qui minimise les résidus (Fig. 2.28) est comparable au modèle précédemment proposé par Walter et al. (2009). Il est constitué d'une couche glissante définie par $v_p = 800 \text{ m.s}^{-1}$ de 10 m d'épaisseur située au-dessus d'un demi-espace de $v_p = 2300 \text{ m.s}^{-1}$ correspondant au socle. C'est le modèle pour lequel l'erreur de pointé manuel et de pointé théorique est minimum pour les ondes P (de l'ordre d'1 ms), que l'on pointe les ondes P et S ou uniquement les ondes P (Fig. 2.27). En revanche, pour les ondes S, à rapport v_p/v_s fixe, on obtient des erreurs de pointés plus importantes (3 ms en moyenne). Au final, le rapport v_p/v_s varie entre 1,95 et 2,36 de l'amont vers l'aval en respectant à peu près les ordres des vitesses des ondes S calculées par Méric et al. (2007). Ces valeurs suggèrent que la saturation est plus élevée en aval.

D'après la tomographie, la couche glissante est plus épaisse en aval. Nous avons fait varier l'épaisseur de la couche supérieure du modèle tabulaire mais cela n'a pas influencé les résultats de la localisation. Il existe vraisemblablement aussi des variations latérales qui peuvent expliquer ces différences.

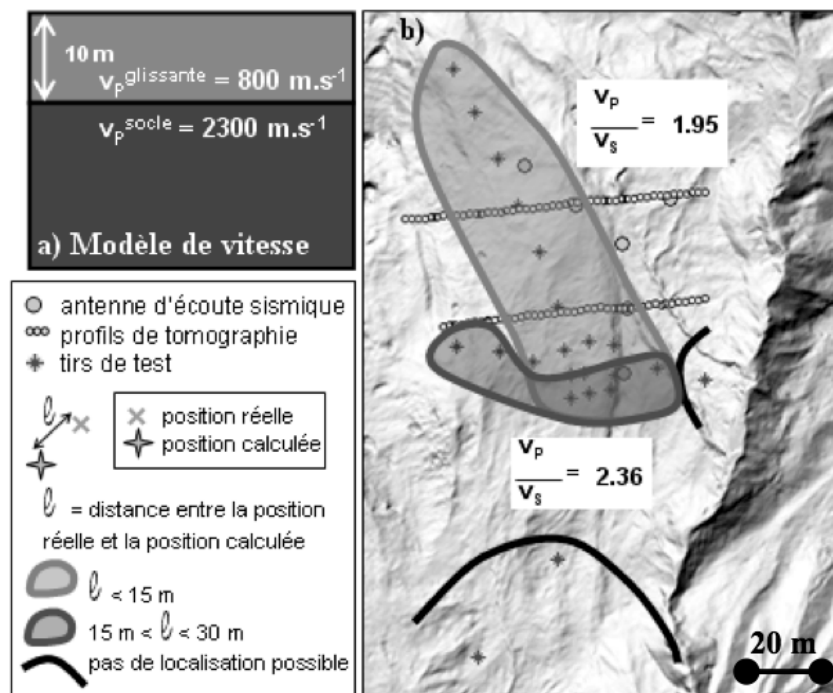


Figure 2.28. Modèle de vitesse final pour la localisation des signaux sismiques : (a) modèle tabulaire de base pour HypoLine (Joswig 2008) et (b) précision de la localisation des tirs et variations du rapport v_p/v_s dans la région d'étude.

2.4.4. Conclusion sur la tomographie

La tomographie de sismique réfraction nous a permis de proposer un modèle à plus haute résolution spatiale pour avoir une description géométrique des interfaces et des réfracteurs présents dans le secteur amont de la coulée de Super-Sauze, au niveau de l'antenne d'écoute sismique. Bien que le glissement soit essentiellement constitué de marnes argileuses, la tomographie a mis en évidence un modèle de vitesse assez hétérogène et susceptible de varier aussi dans le temps. En effet, nous avons pu distinguer des couches que nous avons conclu être à saturation, à compaction, à fracturation mais aussi à vitesses de déplacement variables (v_p varie de 350 à 2300 m.s⁻¹).

Nous avons par ailleurs réalisé une série de tirs de calibration à proximité de l'antenne d'écoute sismique. Ces tirs ont été localisés à partir de l'enregistrement issu des capteurs de l'antenne sismique à l'aide de la méthode HypoLine (Joswig 2008) afin de simplifier le modèle de vitesse.

Le modèle final retenu consiste en une couche d'une dizaine de mètres d'épaisseur glissant sur le socle immobile. La couche glissante est caractérisée par $v_p = 800$ m.s⁻¹ et le socle par $v_p = 2300$ m.s⁻¹ pour la vitesse de propagation des ondes P. La valeur de la vitesse de propagation des ondes S reste variable entre l'amont et l'aval de l'antenne sismique à cause de des hétérogénéités du sol.

Toutefois, pour des signaux naturels, on verra qu'il sera en général assez difficile de pointer l'arrivée des ondes S si bien qu'il ne sera pas nécessaire de connaître la valeur de la vitesse de propagation de ces ondes avec autant de précision. L'arrivée des ondes P sera elle-même parfois si peu détectable sur les canaux qu'il faudra préférer des méthodes de corrélation entre traces pour localiser les événements (sections 3.3.3.2 et 3.4.2 au chapitre 3 de cette thèse).

Les études précédentes (Méric et al. 2007, Grandjean et al. 2007 et Travelletti & Malet 2011) proposaient déjà un aperçu de la structure interne du glissement. Les résultats que nous obtenons sont en cohérence avec ces derniers, ce qui permet de renforcer notre analyse. Notre modèle sera par la suite utilisé comme référence pour proposer des localisations de signaux sismiques ou valider des ordres de grandeur des vitesses de propagation des ondes issus de la source de ces signaux sismiques (chapitre 3).

Chapitre 3 – Signaux sismiques, méthodes de détection et de localisation

3.1. Spectrogrammes

Les premières études du signal sismique relatives aux mouvements de terrain étaient fondées sur des données enregistrées de manières analogiques par des sismographes. L'observation des variations en amplitude et en fréquence était limitée aux domaines temporel et spatial (si l'on disposait de plusieurs capteurs sismiques). Il était parfois difficile de distinguer des variations significatives d'un événement associé à une déformation au sein du glissement du terrain car elles pouvaient être confondues avec un niveau de bruit assez élevé. De fait, si l'on fixait un seuil de détection instantané (déclenchement au moment de l'enregistrement même) en amplitude, on risquait de détecter trop d'événements parasites pour un seuil trop faible ou de ne pas détecter une trop grande quantité de réels événements pour un seuil trop élevé.

Avec la numérisation des enregistrements, il devient plus facile de mettre en évidence les variations fréquentielles du signal en observant non plus le signal « brut » dans le domaine temporel mais sous forme d'autres variables telles que l'énergie et surtout la fréquence dominante. En effet, l'avantage de pouvoir convertir les données sismiques du domaine temporel au domaine fréquentiel (avec des transformations de type transformée de Fourier) permet d'appliquer des filtres fréquentiels (passe-bas, passe-bande...) dans le but a priori d'alléger les données en bruits. Il est alors plus facile de reconnaître des variations en amplitude ou en fréquence significatives d'un signal sismique. On peut pour cela appliquer des opérations de corrélation et de détection de rapport d'amplitudes moyennées sur des fenêtres de temps (de type STA / LTA) mais aussi de seuil de fréquence.

Les spectrogrammes ont été introduits à cet effet. Il s'agit de la représentation graphique des variations de fréquences dominantes du signal dans le temps. Un spectrogramme est en général représenté avec l'axe des abscisses en temps, l'axe des ordonnées en fréquence et un dégradé de couleur comme troisième variable pour illustrer l'amplitude de la puissance spectrale (Fig. 3.1).

L'objectif de cette section est de présenter les techniques de traitement du signal, d'identification puis de localisation des événements associés sur la base de l'analyse de ces spectrogrammes et des sismogrammes correspondants. Nous présentons ici en détails les méthodes principales d'analyse spectrale que nous avons considérées pour identifier les signaux sismiques liés à la mécanique des glissements de terrain. Il s'agit essentiellement de la technique de « surveillance nanosismique » introduite par Joswig (2008) et complétée par Sick et al. (2012) et d'une méthode de détection de type

STA / LTA en termes de fréquences dominantes puis de localisation semi-automatisée (codifiée en langage informatique Matlab) par Helmstetter & Garambois (2010) et Lacroix & Helmstetter (2011). Des exemples sur l'évolution des techniques d'enregistrement de signaux sismiques sont illustrés en section 1.1 du chapitre 1 de cette thèse.

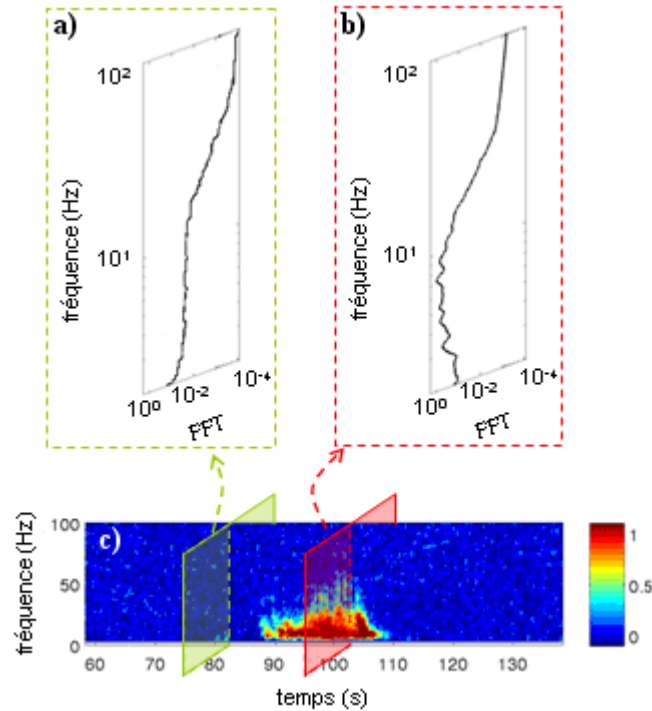


Figure 3.1. Composition d'un spectrogramme : transformée de Fourier (FFT) (a) du bruit moyenné sur les 200 s qui précèdent le début du signal, (b) d'un instant dans un signal et (c) vue synthétique du spectrogramme. La variation de couleurs représente l'amplitude de la puissance spectrale normalisées.

3.2. Types de signaux sismiques

Nous pouvons nous attendre à identifier une grande quantité de signaux sismiques d'origines très variées sur un glissement de terrain (Fig. 3.2).

Qu'il s'agisse de variations issues d'activités anthropiques (personnes sur le terrain, véhicules, outils électriques...) ou de signaux naturels mais non issus directement de l'évolution du glissement (cours d'eau, météorologie...), ces signaux peuvent présenter une bonne corrélation entre les capteurs aussi bien que des signaux a priori liés à la dynamique du glissement (ouvertures ou fermetures de fissures, cisaillements, propagation de matériaux en surface...) et par conséquent être à première vue comptabilisés comme des signaux caractéristiques de cette dynamique.

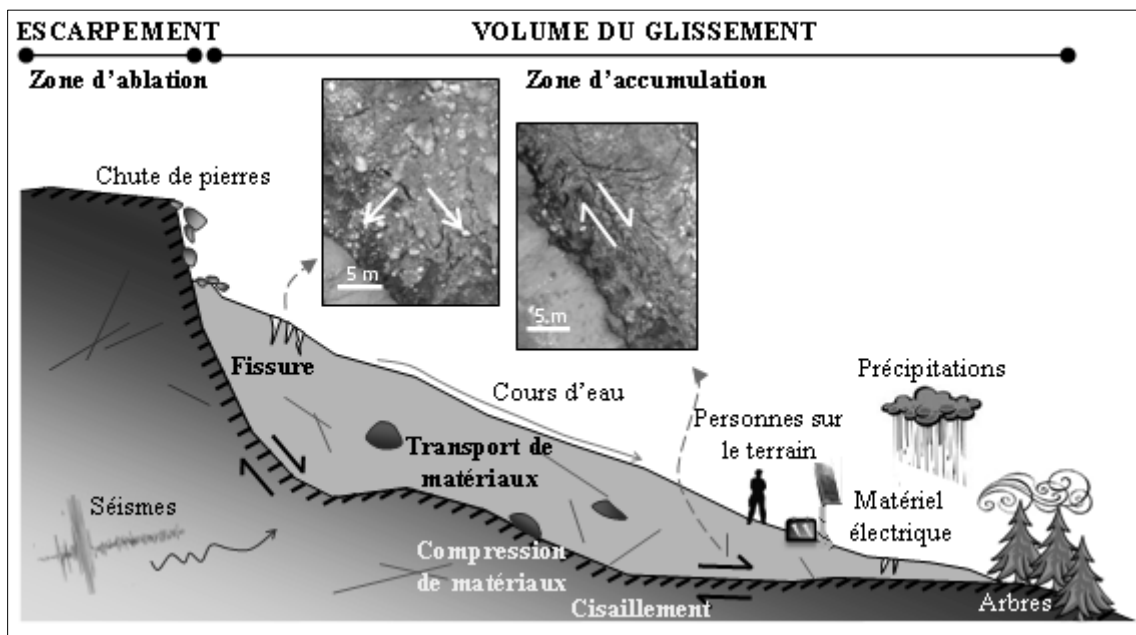


Figure 3.2. Exemple de sources potentielles identifiables par écoute sismique sur un glissement de terrain. Les sources indiquées en gras sont directement induites par la dynamique du glissement de terrain. Les photographies ont été prises en vue aérienne sur le glissement de Super-Sauze à l'aide d'un appareil type drone (Niethammer et al. 2012).

Nous présentons dans cette section un aperçu des signatures (spectrogrammes et sismogrammes) caractéristiques de certains signaux sismiques artificiels ou naturels que nous pouvons observer sur le terrain. La section comporte deux parties :

- la première illustre des signaux parasites que nous supprimons de nos catalogues de détection dès la première approche,
- la seconde propose une catégorisation des signaux sismiques naturels plus ou moins effectivement liés à la dynamique des glissements, sur la base des catalogues publiés par Walter et al. (2009), Walter & Joswig (2009) en milieux meubles (argileux) (Fig. 1.13) et Roth et al. (2005), Spillmann et al. (2007) et Helmstetter & Garambois (2010) en milieux rocheux (Fig. 1.14), dans la mesure où nous utiliserons des méthodes de détection semblables ou proches de que celles qu'ils ont employées (sections principales suivantes de ce chapitre).

3.2.1. Signaux sismiques parasites

La Fig. 3.3 montre des sismogrammes et des spectrogrammes de gens marchant sur le terrain, d'un tir au fusil, d'une réinitialisation de la station d'acquisition et même d'un hélicoptère (Gomberg et al. 2011). Les spectrogrammes et sismogrammes sont obtenus à partir des codes de détection d'Helmstetter & Garambois (2010).

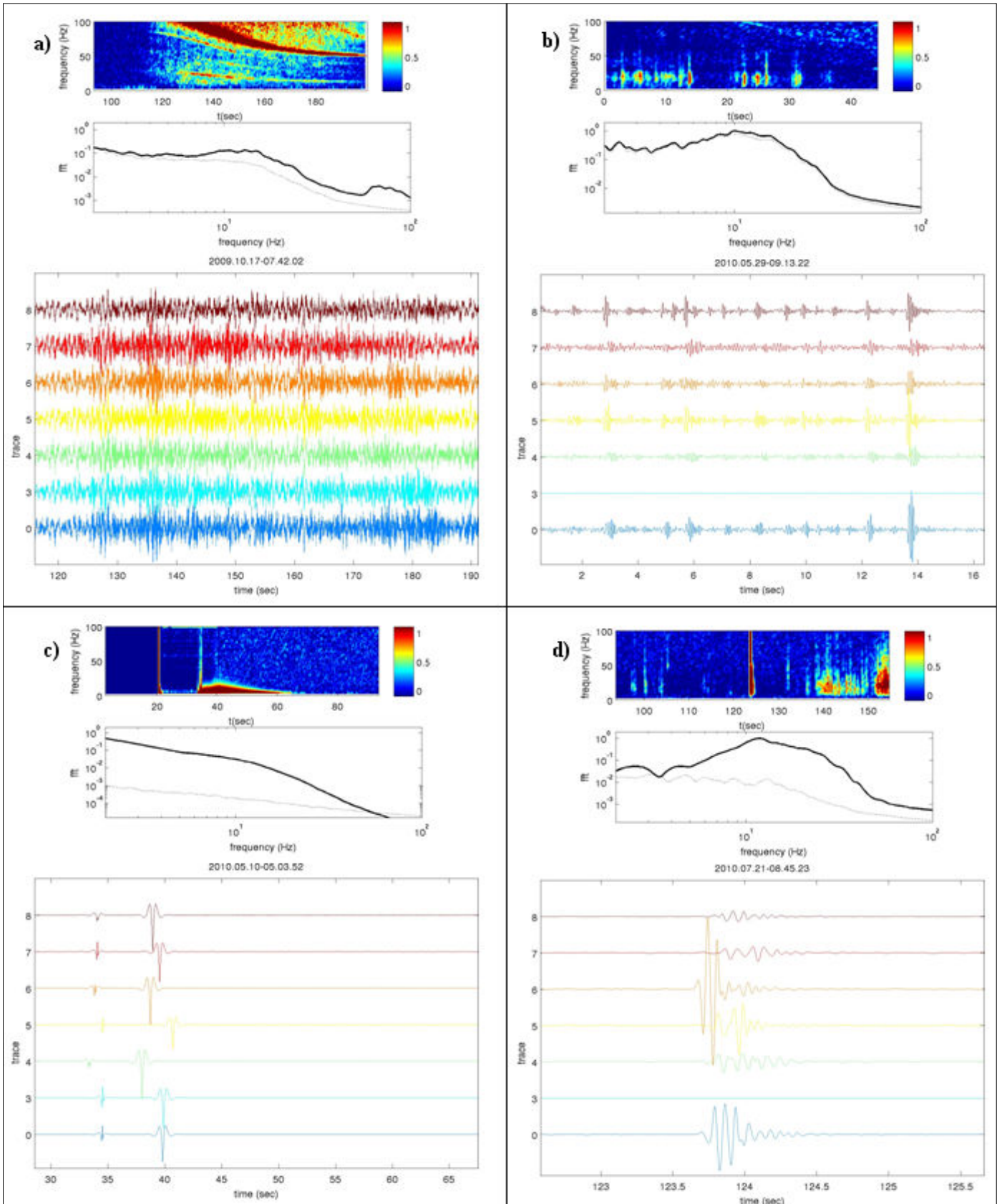


Figure 3.3. Exemples de signaux parasites présentant une bonne corrélation entre traces : (a) véhicule, hélicoptère, (b) marcheurs, (c) réinitialisation du système d'acquisition et (d) tir de fusil (suivis des pas des tireurs). Sont affichés de haut en bas pour chaque exemple le spectrogramme moyen (Helmstetter & Garambois 2010), la transformée de Fourier (fft) du signal sismique (ligne noire) et du bruit calculé sur les 200 s qui précèdent le début du signal (ligne grise) et les sismogrammes de 7 canaux verticaux sur une fenêtre de temps réduite (voir axe des abscisses). Ces exemples sont issus de nos acquisitions sur le glissement de Super-Sauze.

Le contenu fréquentiel du signal se distingue bien du contenu moyen du bruit calculé sur les 200 s qui précèdent le début du signal (courbe noire par rapport à la courbe grise sur le graphe de la transformée de Fourier) et l'on observe de manière générale une bonne cohérence entre les spectrogrammes des traces verticales.

Ces signaux ne sont cependant pas liés à l'évolution du glissement. Ce sont des exemples de signaux « parasites » qui, simplement, de par leur netteté en contenu fréquentiel et leur juste corrélation entre les traces des capteurs verticaux, peuvent être détectés automatiquement par des codes de détections automatiques (Helmstetter & Garambois 2010, Gomberg et al. 2011).

3.2.2. Signaux sismiques catalogués

En nous inspirant des types de signaux sismiques répertoriés par Walter et al. (2009), Walter & Joswig (2009), Roth et al. (2005), Spillmann et al. (2007) et Helmstetter & Garambois (2010), nous considérons trois types principaux de signaux sismiques que nous appelons type A, type B et type C.

Nous proposons une classification sur la base de critères qualitatifs, tels que l'identification des phases sismiques et la signature globale du spectrogramme. La durée, le contenu fréquentiel, les variations relatives en amplitude et la corrélation entre traces sont les paramètres discriminants les plus significatifs.

Le premier catalogue de signaux sismiques identifiés sur le glissement de Super-Sauze par Walter & Joswig (2009) présente les signaux détectables, sur l'ensemble des capteurs, quelques capteurs ou sur des capteurs isolés. En ce qui concerne notre analyse, nous ne retenons que les signaux sismiques qui peuvent être visuellement identifiés par au moins trois capteurs, ceci dans le but de vérifier la corrélation entre les traces, pour éviter de retenir d'éventuels artefacts du signal, et de pouvoir par la suite mieux contraindre notre identification à l'aide de méthodes de localisation (sections 3.3.3 et 3.4.2 de ce chapitre).

Dans notre cas, compte tenu de la forte atténuation des milieux et de la proximité entre les sources et les capteurs par rapport aux longueurs d'ondes, nous nous attendons à distinguer avec difficulté les arrivées des ondes P, des ondes S et des ondes de surface. À cet effet, comme Walter & Joswig (2009) et Helmstetter & Garambois (2010) l'ont déjà identifié, nous ne pouvons observer des arrivées des ondes P et des ondes S distinctes que dans le cas du type C. Pour ce type, les arrivées des ondes sont marquées par des amplitudes variables entre les sismogrammes horizontaux et les sismogrammes verticaux.

Les exemples qui suivent illustrent ces types de signaux sismiques A, B et C. Ils sont issus de nos propres applications et sont communs aux glissements de terrain de Super-Sauze et de Valoria.

3.2.2.1. Caractéristiques des signaux sismiques de type A

Les signaux sismiques de type A (Fig. 3.4) durent en moyenne une seconde et sont définis par des fréquences dominantes autour de 10 Hz. Il s'agit en général d'un signal émergent faiblement rendant difficile le pointé des premières arrivées. Il est par ailleurs impossible de distinguer les ondes P des ondes S. Ceci est dû au contenu basse-fréquence du signal et à la courte distance qui sépare les sources des capteurs. L'allure générale du signal (enveloppe) est marquée par un unique pic en amplitude et a une forme symétrique, à savoir qu'elle augmente puis diminue doucement avec le temps. Il arrive aussi que certains signaux sismiques contiennent des fréquences plus élevées et soient composés d'une succession de plusieurs « sous-événements ».

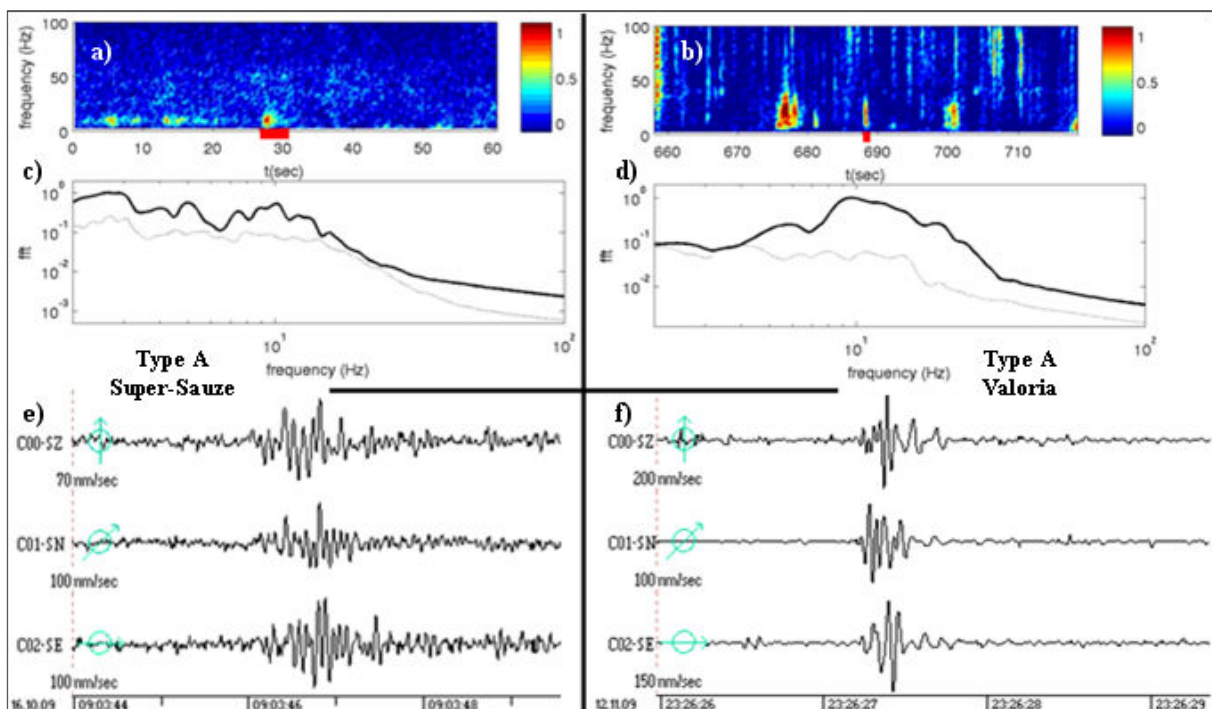


Figure 3.4. Exemples de signaux sismiques de type A (de durée différente) détectés sur les glissements de Super-Sauze (gauche) et de Valoria (droite) : (a) et (c) spectrogramme moyenné sur tous les capteurs verticaux, (b) et (d) transformée de Fourier (fft) du signal sismique calculé sur la longueur de la barre rouge (ligne noire) et du bruit calculé sur les 200 s qui précèdent le début du signal (ligne grise), (e) et (f) sismogrammes des trois canaux du capteur 3C (C00 est la composante verticale, C01 est la composante Nord-Sud et C02 est la composante Est-Ouest). Les spectrogrammes sont bruts tandis que les sismogrammes sont filtrés entre 2 et 30 Hz.

Ces signaux sont similaires en termes de durée et de contenu fréquentiel aux événements détectés par Helmstetter & Garambois (2010) sur le glissement rocheux de Séchilienne, dans les Alpes françaises. Helmstetter & Garambois (2010) ont nommé ces événements « microséismes » (Fig. 1.14) en suggérant qu'ils pouvaient être induits par des ouvertures et de fermetures de fissures. Ils sont aussi mis en évidence dans le cas de glissements argileux (Fig. 1.13, Walter & Joswig 2008) et sont associés à des fractures.

3.2.2.2. Caractéristiques des signaux sismiques de type B

Les signaux sismiques de type B correspondent à des signaux plus longs qui peuvent durer jusqu'à plusieurs dizaines de secondes. Ces signaux sont souvent composés de plusieurs sous-événements dont le délai entre les pics en amplitude successifs est de l'ordre d'une seconde. Le contenu fréquentiel est en général compris entre 2 et 30 Hz.

Il arrive que ces signaux se répètent sur plusieurs minutes. La différence principale qui les distingue des signaux de type A est en fait la durée. Par conséquent, il est parfois peu évident de bien distinguer un signal sismique de type B d'une succession de signaux sismiques de type A.

Walter & Joswig (2008) ont aussi mis en évidence ces types de signaux sur le glissement de Super-Sauze. Ils les ont localisés à première approche dans la région amont la plus escarpée du glissement.

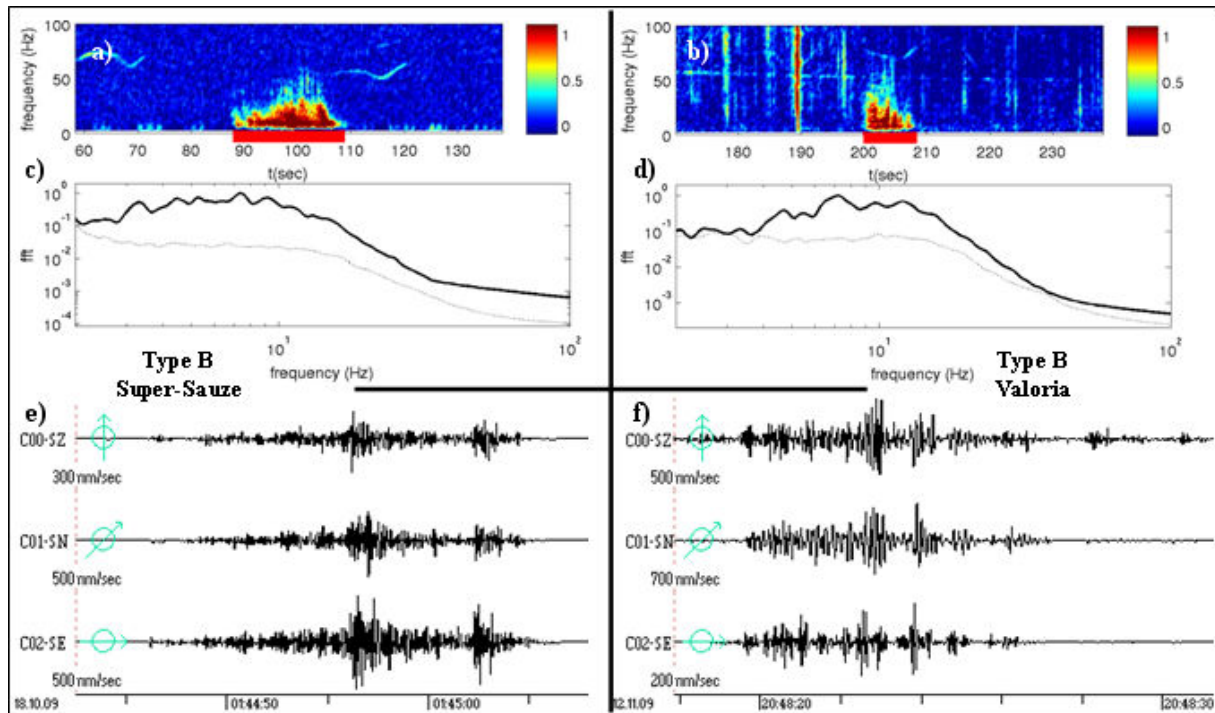


Figure 3.5. Exemples de signaux sismiques de type B détectés sur les glissements de Super-Sauze (gauche) et de Valoria (droite). Même présentation qu'en Fig. 3.4.

3.2.2.3. Caractéristiques des signaux sismiques de type C

Les sismogrammes des signaux sismiques de type C sont en général très émergents. Ils présentent deux nettes arrivées d'ondes avec un délai d'arrivées variant de la seconde à plusieurs dizaines de secondes et caractérisées par des ordres d'amplitudes variables entre les composantes verticale et horizontales du signal. La première arrivée est en général impulsive et contient des hautes fréquences. La seconde arrivée est suivie d'une coda sismique avec une décroissance progressive en amplitude et en fréquence. Le contenu fréquentiel est variable. Les signaux sismiques les plus longs contiennent

uniquement des très basses fréquences (autour de 2 Hz) tandis que ceux qui ne durent que quelques secondes peuvent être définis au-delà de 100 Hz. La forme de l'enveloppe est asymétrique avec une augmentation très rapide suivie d'une diminution plus lente.

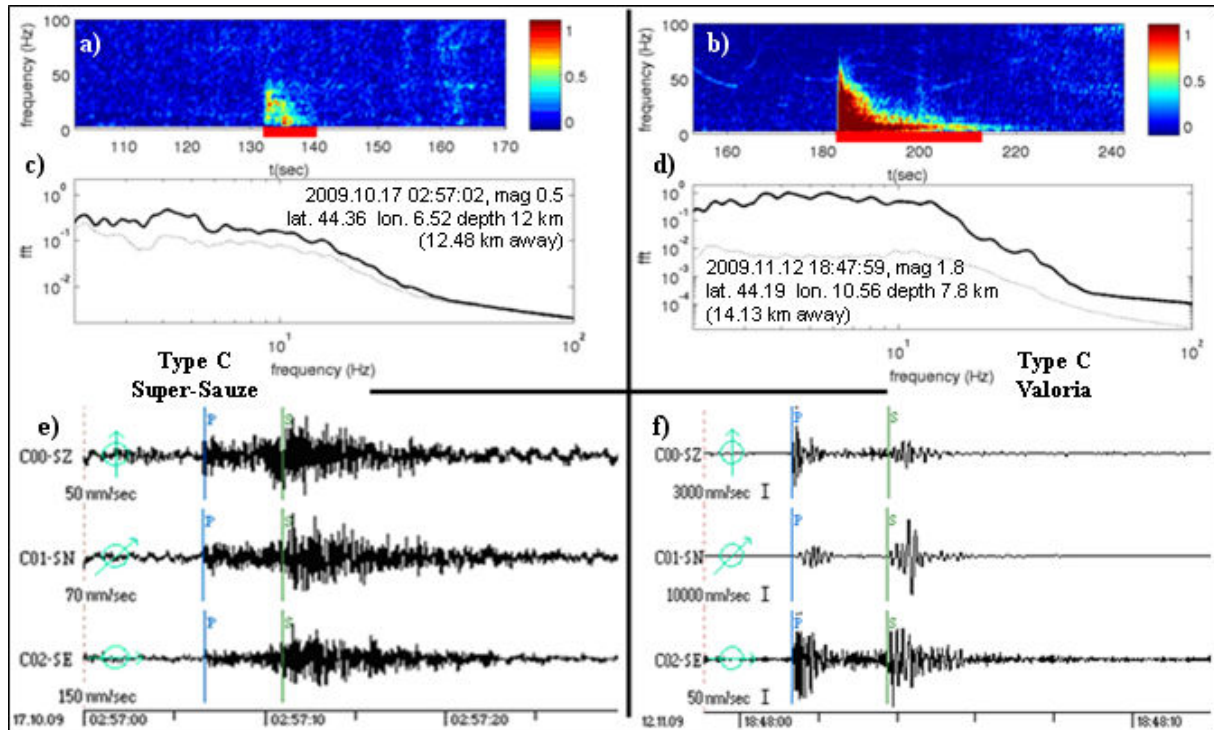


Figure 3.6. Exemples de signaux sismiques de type C détectés sur les glissements de Super-Sauze (gauche) et de Valoria (droite), et respectivement par les réseaux sismiques locaux SISMALP (Thouvenot et al. 1990) et INGV. Même présentation qu'en Fig. 3.4, avec la date, la magnitude, la localisation et la distance de l'épicentre au glissement de terrain. Les lignes bleues et vertes représentent les arrivées des ondes P et S.

3.2.3. Conclusion sur les types de signaux sismiques identifiables

Nous avons vu qu'il est possible de détecter une grande diversité de signaux sismiques liés ou non à la dynamique du glissement de terrain. Pour nos applications, nous retenons trois types principaux de signaux sismiques. Ils sont considérés sur la base de catalogues proposés précédemment obtenus avec les mêmes techniques de détections que celles qu'ont utilisées Joswig (2008) et Helmstetter & Garambois (2010).

Nous compléterons la description de ces types à l'aide des critères de localisation (section 4.2.2 du chapitre suivant). Connaître la localisation des sources qui induisent ces signaux sismiques nous aidera à contraindre l'interprétation des mécanismes de source associés.

3.3. « Surveillance nanosismique »

3.3.1. Définition

La surveillance « nanosismique » a été introduite en 2005 par Joswig (2008). Il s'agit d'une méthode pratique pour mettre en évidence des signaux sismiques de courte durée et de faible amplitude observés sur des longs enregistrements. Elle permet de détecter et de localiser des sources dont les ondes sismiques se propagent sur des rayons de 10 m à 10 km et dont le niveau de magnitude locale M_L ne dépasse que rarement -3. On rappelle qu'on utilise pour cela des sismomètres selon une configuration bien définie (section 2.3.1.2) : on installe un capteur trois composantes (3C) au centre d'une antenne à trois axes écartés de 120° et d'une centaine de mètres au maximum d'ouverture. Au bout de chaque axe on installe un capteur vertical (1C). L'ensemble de ces quatre capteurs (un 3C et trois 1C) forme un « Seismic Navigating System » (SNS) (Fig. 2.14b). Les données enregistrées sur les six canaux sont dans un premier temps visualisées avec le logiciel SonoView (Sick et al. 2012) puis traitées avec HypoLine (Joswig 2008).

3.3.2. Détection visuelle avec SonoView

SonoView propose un aperçu rapide des variations du signal à travers l'observation d'un super-spectrogramme. Il s'agit de la combinaison pixel par pixel des spectrogrammes des quatre canaux verticaux d'un SNS (Fig. 3.7). Il est possible d'afficher plusieurs super-spectrogrammes sur la même échelle de temps afin d'avoir une vue globale de l'enregistrement pour toute la région étudiée si l'on dispose de plusieurs SNS. Ce système permet de détecter visuellement des signaux sismiques pour toute variation du contenu fréquentiel.

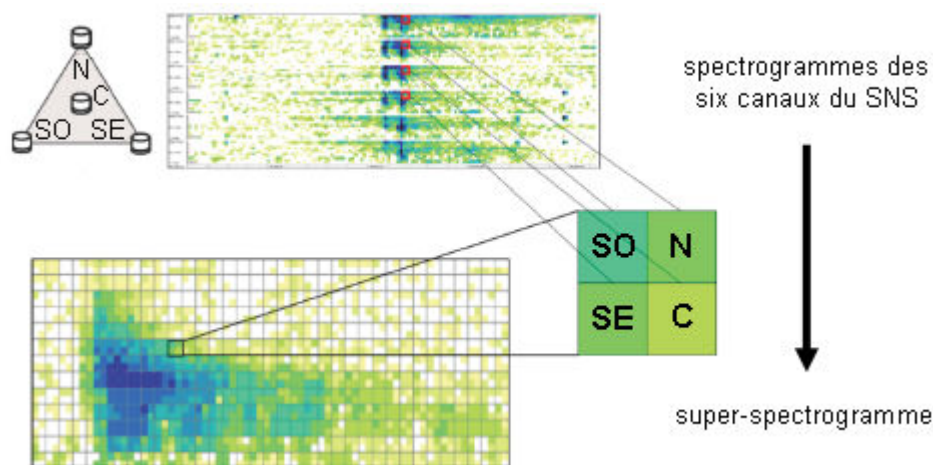


Figure 3.7. Représentation du « super-spectrogramme » (d'après Sick & Joswig 2011).

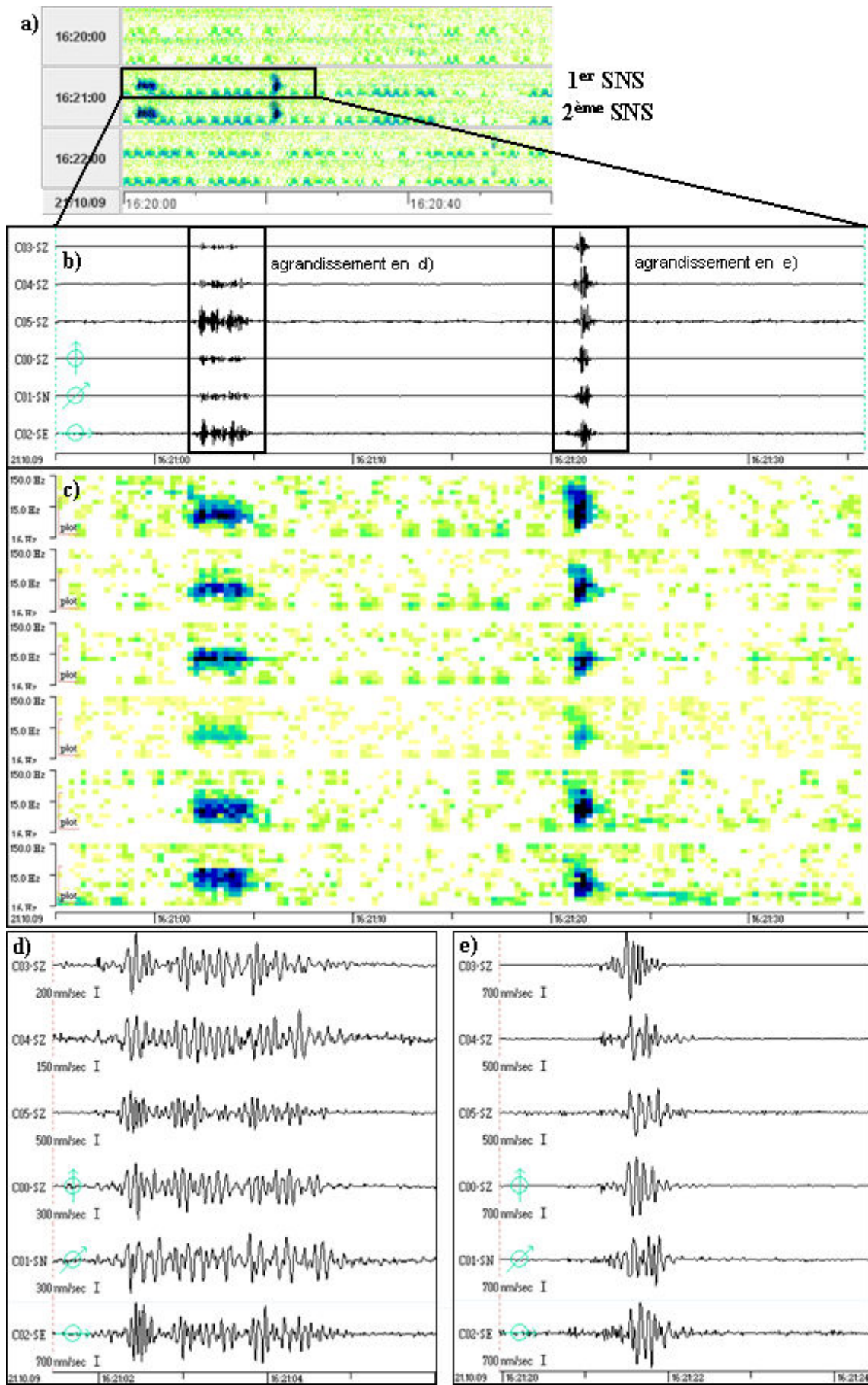


Figure 3.8. De la détection avec SonoView (a) à l'identification des signaux avec HypoLine (b à e).

On obtient les spectrogrammes après plusieurs étapes de traitement telles que l'application de filtres et le « blanchiment » du signal par décorrélation (Sick et al. 2012). Le spectre du signal est normalisé par fenêtre de temps de 256 échantillons par le spectre du bruit. Le spectrogramme final est issu de la densité spectrale (PSD – Power Spectral Density) et est affiché en ordonnées de 0 à 150 Hz.

Une fois que l'on connaît la position temporelle d'un signal sismique, on utilise HypoLine (Joswig 2008) pour consulter plus en détails les spectrogrammes et les sismogrammes de chaque canal. Cette étape nous permet de valider si à première vue il s'agit bien d'un signal sismique potentiellement de source naturelle (Fig. 3.8).

Les étapes d'identification des signaux sismiques sont donc les suivantes :

- on identifie avec SonoView des événements potentiels sur les super-spectrogrammes issus de la combinaison des traces verticales de chacun des SNS (Fig. 3.8a) ;
- on évalue avec HypoLine la cohérence du signal pour chaque trace, dans le domaine temporel (sismogrammes, Fig. 3.8b) et dans le domaine fréquentiel (spectrogrammes, Fig. 3.8c) ;
- on agrandit la fenêtre d'observation des sismogrammes afin d'éventuellement isoler l'arrivées des ondes sismiques successives (ondes P, ondes S, ondes de surface...) et d'évaluer la corrélation du signal entre les traces (Fig. 3.8d et Fig. 3.8e).

3.3.3. Localisation manuelle avec HypoLine

HypoLine est un logiciel, codifié en Java, d'observation visuelle, de localisation et d'estimation de la magnitude des signaux sismiques par pointés manuels. Il s'agit d'une technique graphique où l'influence des valeurs des paramètres (pointé des arrivées des ondes sismiques, profil de vitesses...) est visualisée automatiquement à chaque changement. Ceci permet de confronter directement la localisation estimée avec la morphologie du terrain connue (fractures en surface, limites entre des compartiments aux cinématiques différentes...) et de juger en conséquence de la fiabilité dans le choix des paramètres. Elle permet de pointer les arrivées des ondes sur des sismogrammes dont le rapport signal sur bruit (SNR) est très faible et de déterminer à partir de l'analyse du spectre et de la polarisation du signal l'azimut de la source et les vitesses apparentes de propagation des ondes P et S. Elle affiche enfin les résultats de probabilité de localisation dans le plan horizontal d'un modèle tabulaire (Fig. 2.26c).

Puisque l'on peut visualiser les fréquences dominantes des signaux à partir des spectrogrammes il est possible de recentrer le filtrage en fréquences des sismogrammes en direct. Dans notre cas, on filtre le signal entre 2 et 30 Hz car les signaux sismiques que nous recherchons sont essentiellement définis dans cette gamme de fréquences (Fig. 3.4, Fig. 3.5 et Fig. 3.6).

La localisation de la source est déterminée à l'aide d'« hypolignes ». Il s'agit de la projection de surfaces quadriques et de sphères dans des plans horizontaux, c'est-à-dire à une profondeur donnée. Elles sont obtenues à partir du pointé des arrivées des ondes P et éventuellement S sur les sismogrammes des différents canaux d'un SNS (Fig. 3.9), comme nous l'illustrons dans les sections suivantes.

3.3.3.1 Méthodes des cercles

Si l'on arrive à pointer l'arrivée des ondes P au temps t_P et des ondes S au temps t_S sur un capteur (le mieux est un capteur 3C pour avoir les projections des ondes) et si l'on connaît les vitesses v_P et v_S des milieux qu'elles ont parcourus, l'ensemble des localisations possibles de la source correspond à la sphère dont le centre se situe au niveau du capteur et dont le rayon d est de l'ordre de :

$$\frac{t_S - t_P}{\frac{1}{v_S} - \frac{1}{v_P}} = d$$

Ainsi, dans un plan donné, si l'on peut répéter l'opération avec deux autres capteurs (3C), la localisation sera donnée par l'intersection des trois cercles obtenus (Fig. 3.9a).

De même, si l'on arrive à pointer l'arrivée des ondes P au temps t_{P1} et t_{P2} pour deux capteurs (des capteurs verticaux suffisent) et si l'on connaît la vitesse v_P des milieux qu'elles ont parcourus, l'ensemble des localisations possibles de la source correspond dans un plan à la courbe définie par :

$$d_{P2} - d_{P1} = v_P \times (t_{P2} - t_{P1}) = \text{constante}$$

où d_{P1} et d_{P2} sont les distances des capteurs à la source.

Selon l'orientation du plan par rapport à la surface quadrique, il peut s'agir d'un cercle, d'une ellipse ou d'une parabole. Ainsi, dans un plan donné, si l'on peut pointer l'arrivée des ondes P sur trois capteurs (verticaux), une ou plusieurs localisations possibles seront données par la ou les intersections des trois courbes obtenues (Fig. 3.9b).

Dans le cas où l'on dispose d'un SNS (un capteur 3C et de 3 capteurs verticaux), on pourra par exemple localiser une source à partir de la combinaison du cercle issu du pointé des arrivées des ondes P et S sur les canaux du capteur 3C (et peut-être sur les canaux verticaux si les arrivées sont suffisamment distinctes) et des trois courbes obtenues à partir des pointés des arrivées des ondes P sur les capteurs verticaux.

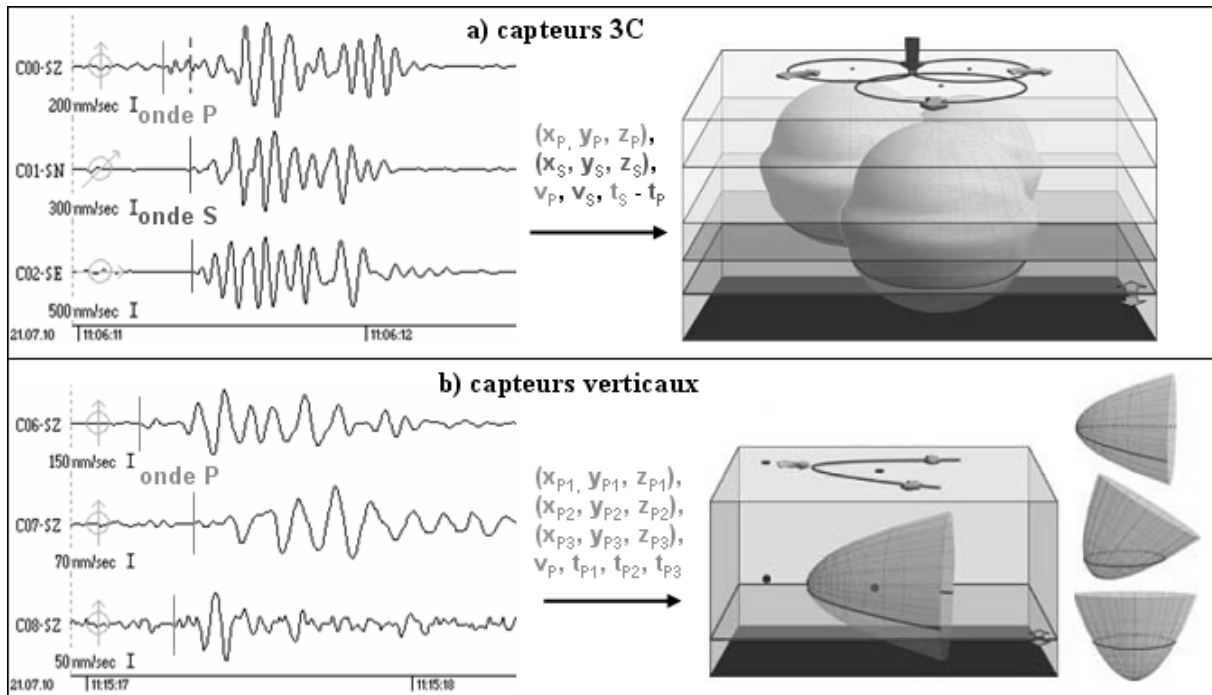


Figure 3.9. Modèle de localisation à partir des hypolignes issues des pointés des arrivées des ondes P et S (d'après Joswig 2008). Les figures de droites représentent la probabilité de localisation d'une source dans l'espace (surface gris clair) et dans un plan précisé (courbe gris sombre).

3.3.3.2 Corrélation entre traces

Lorsqu'il est difficile d'identifier les premières arrivées des ondes, ou bien pour confirmer nos pointés, on peut aussi proposer une localisation à l'aide d'une seconde méthode manuelle de type « beam-forming ». Il s'agit d'évaluer la corrélation et les décalages en amplitude entre les canaux verticaux pour calculer l'azimut (la direction) de la source et la vitesse apparente de propagation des ondes P et S qui en sont issues (Fig. 3.10). On cherche sur chaque canal le pointé qui permet de maximiser la corrélation par décalage dans le temps ou par déphasage par rapport aux autres canaux (Fig. 3.10b). En comparant les pointés sur trois canaux on peut calculer une vitesse apparente et proposer une direction de la source.

La solution à retenir est celle pour laquelle la vitesse apparente et la direction de la source estimées pour maximiser la corrélation entre chaque triplet de canaux tendent vers la même valeur pour chaque triplet.

Par conséquent, en combinant ces deux méthodes, le traitement des données se fait de manière interactive. On obtient la valeur du temps origine t_0 (à partir des pointés t_P et t_S), la localisation de l'épicentre, les ordres de grandeur des vitesses de propagation des ondes P et S, v_P et v_S (à partir de la corrélation entre traces) ainsi que de la magnitude locale M_L (en déterminant l'amplitude maximale du signal par rapport à la distance de l'épicentre au capteur) ; et ceci est possible avec un seul SNS.

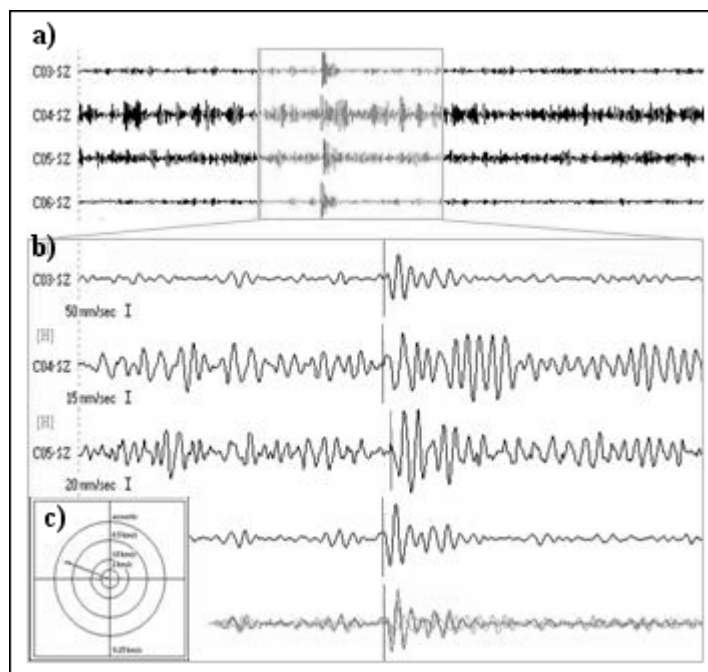


Figure 3.10. Estimation de localisation d'un signal sismique : (a) vue générale, (b) évaluation de la corrélation du signal entre les différents canaux verticaux et (c) estimation de l'azimut et de la vitesse apparente.

3.3.4 Contexte du développement de l'outil

Au départ, les logiciels SonoView et HypoLine ont été développés dans le but d'améliorer les contrôles des signaux sismiques issus d'explosions nucléaires souterraines (Joswig 2008) dans des régions de 1000 km². La réelle première application fut l'identification de l'effondrement de gouffres à l'ouest de la Mer Morte (Wust-Bloch & Joswig 2006). Successivement, la méthode a été proposée pour mesurer l'activité sismique d'une faille en Espagne (événements de faible M_L , Häge & Joswig 2009). Elle est dernièrement utilisée dans le cas de l'étude des glissements de terrain. Elle a été utilisée à plusieurs reprises sur les glissements de Heumös, dans le Vorarlberg en Autriche (Walter et al. 2008, 2011b) puis de Super-Sauze (Walter & Joswig 2009, Walter et al. 2009, 2011a). Ils ont montré que la surveillance nanosismique était une méthode adaptée à la détection et à la localisation de signaux sismiques issus du mouvement des glissements et définis avec des faibles amplitudes.

C'est dans la continuité de leurs résultats que nous avons poursuivi les applications de la surveillance nanosismique aux glissements de Super-Sauze puis de Valoria. Dans notre cas, les glissements sont tous deux caractérisés par des géométries complexes à plusieurs couches hétérogènes. Les résultats des tomographies (Fig. 2.10, Fig. 2.20 et Fig. 2.24) ont d'ailleurs mis en évidence une grande variabilité spatiale des vitesses de propagation des ondes. Ces structures hétérogènes provoquent une forte dispersion et atténuation des ondes sismiques, ce qui rend difficile l'analyse des premières arrivées des ondes P, S ou de surface. Par conséquent, la localisation par « beam-forming » s'avérera utile et fiable pour localiser des signaux sismiques induits au sein de nos sites d'étude (chapitre 4).

3.4. Semi-automatisation de la détection et de la localisation des signaux sismiques

Dans le cas où le nombre d'événements sismiques à détecter puis à localiser est conséquent (jusqu'à plusieurs dizaines voire centaines d'événements par jour pour des enregistrements de plusieurs mois), il devient intéressant de considérer d'autres techniques d'identification des événements. Spillmann et al. (2007) et Helmstetter & Garambois (2010) ont développé à cet effet des codes de détection semi-automatique pour des événements issus d'instabilité de versant.

Quoique destinés au départ à l'étude des signaux induits dans des zones plutôt rocheuses, nous avons repris les codes développés en langage Matlab par Helmstetter & Garambois (2010) pour les appliquer à nos enregistrements sur les glissements de terrain argileux de Super-Sauze puis de Valoria. Cette méthode ne requiert pas de forme particulière pour l'antenne sismique, comme cela semblait être conseillé pour la surveillance nanosismique. Nous avons pu la tester sans difficultés en reprenant les mêmes données sismiques.

3.4.1. Détection semi-automatique

La méthode est encore une fois fondée sur l'analyse du spectrogramme. On considère le spectrogramme moyen du signal, c'est-à-dire moyenné sur l'ensemble des capteurs verticaux. Le spectre du signal est normalisé par fenêtre de temps de 128 échantillons (0,32 s) par le spectre du bruit, calculé sur les 200 s qui précèdent le début d'un signal sismique. L'amplitude du spectrogramme normalisé est ensuite filtrée entre 2 et 50 Hz. On détecte un signal sismique lorsque le rapport du spectre normalisé dépasse une valeur seuil que nous fixons à 2, c'est-à-dire lorsque l'amplitude du spectre du signal sismique est au moins deux fois plus élevée que l'amplitude du spectre du bruit. Ce seuil est assez bas pour nous permettre de détecter le plus de signaux possibles susceptibles d'être induits par la dynamique des glissements.

Les signaux sismiques détectés sont listés chronologiquement en fonction de la fréquence dominante, l'amplitude maximale des sismogrammes et la durée du signal. Par amplitude maximale on entend la moyenne des amplitudes maximales de chaque canal, évaluée dans la gamme de fréquence [2-50 Hz]. La durée de l'événement correspond à la période pendant laquelle l'amplitude du signal est supérieure à l'amplitude moyenne du bruit. Il nous faut contrôler cette liste et proposer un catalogue de types de signaux sismiques en regardant visuellement les spectrogrammes et les sismogrammes individuellement, afin d'en supprimer les signaux caractéristiques de bruits pouvant être liés à des activités anthropiques, au matériel électrique, aux cours d'eau ou encore aux conditions météorologiques. Il faut être d'autant plus attentif que ces signaux peuvent présenter des bonnes corrélations en amplitude et en fréquence entre les canaux (Gomberg et al. 2011, Fig. 3.3).

3.4.2. Localisation par la méthode du « beam-forming »

Dans la continuité des codes de détection semi-automatique développés par Helmstetter & Garambois (2010), Lacroix & Helmstetter (2011) ont proposé des codes de localisation des signaux sismiques selon la méthode du beam-forming. Lacroix & Helmstetter (2011) se sont inspirés des introductions à la méthode d'Almendros et al. (1999) puis de Roux et al. (2008). Nous avons déjà introduit la méthode de localisation manuelle par corrélation de Joswig (2008), mais celle de Lacroix & Helmstetter (2011) a l'avantage d'être automatisée et l'accessibilité aux codes (Matlab) est plus aisée.

Ici, on inverse la position de la source et de la vitesse apparente des ondes sismiques en maximisant la corrélation temporelle entre chaque couple de canaux issus des capteurs verticaux. Il faut aussi tenir compte du décalage des traces dû au temps de trajet des ondes de la source aux capteurs (Lacroix & Helmstetter 2011). La localisation se fait de manière automatique. On filtre le signal dans la gamme de fréquence [2-50 Hz] et on utilise une fenêtre de temps d'environ 1 s autour du temps de départ de l'événement. L'inversion débute à partir d'une maille de recherche horizontale de 10 m sur 10 m et d'une vitesse définie entre 400 et 2500 m.s⁻¹ et 200 et 2700 m.s⁻¹ respectivement pour les glissements de Super-Sauze et de Valoria. Ces gammes de vitesses ont été choisies à partir des ordres de grandeur des vitesses de propagation des ondes mesurées pour les études de tomographie des terrains (Fig. 2.10, Fig. 2.20 et Fig. 2.24). On détermine la position et la vitesse apparente optimale avec l'algorithme du simplexe en maximisant la corrélation moyenne C entre les canaux.

On fixe la profondeur de la source en surface à partir d'un modèle numérique de terrain échantillonné tous les 2 m à Valoria (Sterzai et al. 2010) et tous les 5 m à Super-Sauze. En effet, les études précédentes de Lacroix & Helmstetter (2011) ont montré que la méthode de beam-forming ne permettait pas d'estimer la profondeur de manière suffisamment précise dans le cas de milieux hétérogènes et lorsque les sources pouvaient être localisées en dehors de l'antenne sismique. L'inversion n'évalue par conséquent qu'une vitesse apparente et les sources en réalité profondes sont estimées avec une vitesse apparente supérieure à celles situées en surface. La vitesse est de fait un autre paramètre dont il faut tenir compte pour distinguer les signaux sismiques externes (tels que les tremblements de terre) des signaux sismiques locaux (effondrements ou microséismes).

Nous ne nous sommes intéressés qu'à la résolution de la localisation que nous pouvions obtenir avec une seule antenne d'acquisition. Étant donné que cette antenne ne recouvre pas toute la zone d'intérêt, la méthode du beam-forming ne peut en général proposer qu'une direction de la source. Par ailleurs, plus la distance entre la source et l'antenne sismique est grande par rapport au rayon d'ouverture de l'antenne, moins elle est bien contrainte. Nous savons toutefois que notre étude pourrait être complétée par l'analyse des données supplémentaires issues d'autres antennes (réseau DaqLink, antennes de l'équipement IHR) dont nous disposons pour quelques périodes d'acquisition complémentaires.

3.4.3. Correction statique à l'aide des tirs de calibration

Nous avons mené en juillet 2010 une campagne d'acquisition tomographique sur le glissement de Super-Sauze, complétée par des tirs de calibration pour valider l'exactitude des profils de vitesse obtenus. Les détails de cette opération sont présentés en section 2.4.3 de cette thèse. Nous avons repris ces tirs pour juger de la fiabilité de la localisation et estimer si nécessaire des valeurs de correction statique à intégrer aux capteurs. En effet, certains capteurs sont situés dans la partie instable et très boueuse tandis que d'autres sont installés au niveau de la crête rocheuse stable (cf. chapitre 2). Nous nous attendons à avoir des variations des vitesses de propagation des ondes sismiques à l'intérieur de l'antenne sismique.

Pour chaque tir, à chaque capteur, d'une part nous pointons manuellement le temps de la première arrivées (Fig. 2.22), et d'autre part nous déterminons par inversion le temps d'arrivée calculé avec les codes de localisation automatique (Lacroix & Helmstetter 2011). Nous utilisons pour ce calcul la position théorique de la source et une vitesse uniforme (modèle de vitesse apparente) qui minimise les valeurs des résidus entre les temps calculés à chaque capteur. Nous pouvons en déduire la correction statique pour chaque capteur. Elle représente la différence de temps moyenne entre les temps d'arrivée calculés par inversion selon la méthode de Lacroix & Helmstetter (2011) et les temps d'arrivées pointés manuellement (Fig. 3.11).

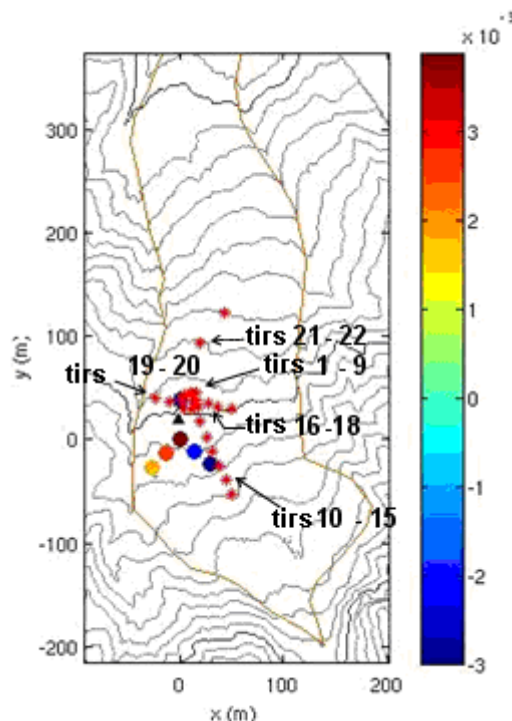


Figure 3.11. Valeurs des corrections statiques (en secondes) à apporter à chaque capteur (cercles colorés). Le triangle noir correspond au capteur C03 hors-service durant nos tirs d'essai. Les étoiles représentent la position des tirs.

Lorsque nous avons réalisé les tirs, le capteur C03 était hors-service, c'est pourquoi nous lui avons fixé une correction statique nulle. Si le temps de correction est négatif, cela signifie que le temps d'arrivée pointé manuellement est en avance sur le temps d'arrivée calculé par inversion. Cela devrait correspondre aux zones où la vitesse de propagation des ondes est supérieure à celle estimée pour minimiser les résidus. On peut voir en Fig. 3.11 les valeurs des corrections statiques. C'est curieusement pour les capteurs situés dans la partie Est que nous trouvons des corrections négatives, c'est-à-dire la partie la moins compacte et la plus instable, où nous nous attendions à avoir des vitesses plus lentes. La structure interne du glissement est assez complexe (cf. section 2.4). Elle présente des discontinuités latérales que les ondes parcourent sous différents angles selon la localisation de la source et cela peut expliquer l'instabilité de la vitesse apparente et des temps d'arrivée au niveau des capteurs.

3.4.4. Applications

Ces codes ont été appliqués avec succès pour détecter et interpréter les signaux sismiques émis dans des zones d'éboulements rocheux telles que le glissement de Séchilienne (Helmstetter & Garambois 2010, Lacroix et Helmstetter 2011) ou la carrière de ciment de Saint-Martin-le-Vinoux (Helmstetter et al. 2011). D'autres chercheurs ont approfondi la méthode pour l'appliquer à des sites d'instabilités caractérisés par des matériaux plus meubles comme par exemple le glissement de Slumgullion, situé dans le sud-ouest du Colorado (Gomberg et al. 2011), composé de matériaux plus sableux et argileux, pour y distinguer les événements induits par la dynamique du glissement de ceux issus de sources parasites externes (véhicules, animaux...).

C'est dans la continuité de ces premières investigations que nous testons cette méthode sur les glissements de terrain de Super-Sauze et de Valoria. Elle a l'avantage d'être déjà bien automatisée donc intéressante pour des études sur du long terme.

3.5. Une autre approche explorée

À partir de juillet 2010, nous avons aussi tenté une autre approche avec le logiciel commercial InSite (Applied Seismology Consultants, www.seismology.org). InSite a à la base été développé dans le cas d'effondrement de cavités, avec des capteurs disposés de préférence selon des axes verticaux (le long de forages). Il s'agit aujourd'hui d'un logiciel utilisé en laboratoire pour l'étude de la résistance des matériaux, dans l'ingénierie géotechnique et l'imagerie de réservoir et de stockage.

Nous avons essayé de l'adapter à notre configuration d'antenne et de terrain (capteurs en surface) en intégrant dans un modèle 3D les données géométriques multi-sources interpolées par Travelletti &

Malet (2011) et la localisation des capteurs de notre antenne d'écoute sismique OMIV et des tirs de calibration que nous avons réalisés (Fig. 3.12).

3.5.1. Détection semi-automatique

InSite propose un module de détection STA / LTA et de pointé automatique des signaux sismiques. Il faut cependant avoir une idée de la fenêtre de temps dans laquelle on souhaite identifier des signaux sismiques car il semblerait que (avec les mises à jour de 2010) le logiciel ne passe pas automatiquement en revue l'enregistrement (signal temporel) continu. Dans le cas de l'analyse des signaux naturels, il nous faut par conséquent observer au préalable de manière manuelle ou semi-automatique les spectrogrammes et sismogrammes à l'aide d'un autre système d'affichage (comme c'est le cas avec SonoView, avant de passer à HypoLine, cf. section 3.3) puis définir des fenêtres de temps sur lesquelles on souhaite effectuer un pointé automatique, pour un signal après l'autre. Le pointé est déterminé à partir d'un seuil d'amplitude et du rapport STA / LTA qu'il nous faut fixer. Une fois un signal identifié (Fig. 3.13), il est localisé temporellement à partir du début de la fenêtre d'analyse.

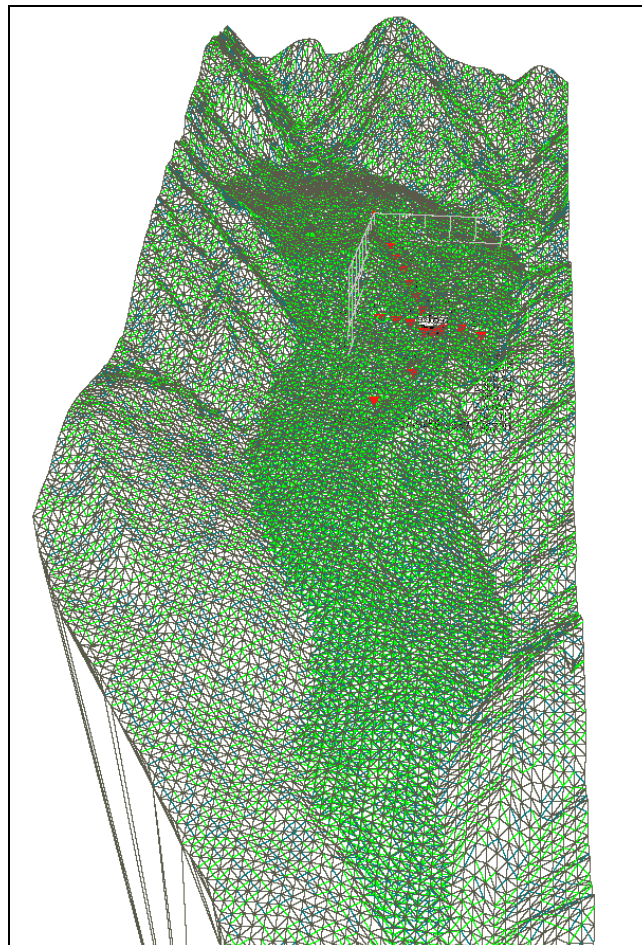


Fig. 3.12. Vue d'ensemble avec InSite des données 3D obtenues par interpolation (Travelletti & Malet 2011). Les triangles rouges indiquent la position des tirs de calibration au centre desquels on devine l'antenne sismique (points noirs).

L'inconvénient de cette technique (dans la limite des résultats que nous avons atteints) est qu'elle nous impose de déterminer des fenêtres de temps (couper le signal continu) pour considérer les signaux sismiques l'un après l'autre par fenêtre, au risque de ne pas tous les identifier.

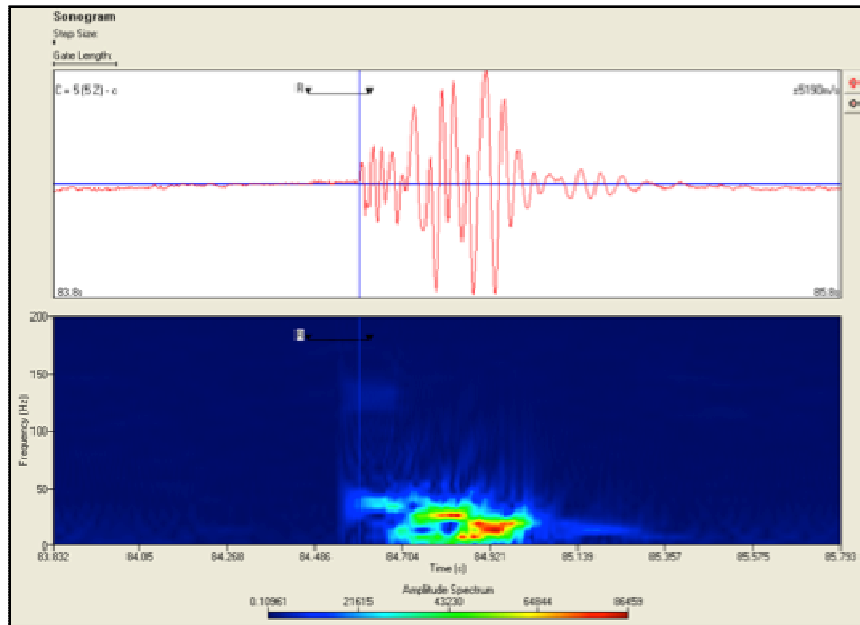


Fig. 3.13. Identification d'un signal sismique : pointé (en secondes écoulées depuis le début de la fenêtre de temps considérée) du début du signal sur le sismogramme et le spectrogramme dans une fenêtre de temps préalablement délimitée.

3.5.2. Localisation des sources sismiques

Les algorithmes de localisation « standards » sont limités à des milieux totalement homogènes et isotropes, sans discontinuité.

La localisation de la source sismique dans des milieux complexes est un défi que peu de logiciels de traitement sismique prennent encore en compte. Les modules avancés de localisation proposent plusieurs techniques de localisation des sources sismiques. Il existe pour cela deux opérations principales ainsi décrites dans la notice d'utilisation :

- on modélise en utilisant la technique du lancer de rayon (« *ray tracing* », on calcule le parcours inverse des ondes : des capteurs à la source) le temps de parcours des ondes P et S à travers un milieu complexe que l'on définit (intégration des données géométriques),
- on localise les signaux dans un volume 3D à partir du modèle des temps de trajet.

Il existe deux options pour modéliser les temps de trajet :

- « *wavebuilder* » : les temps de trajet sont calculés à partir de la propagation des fronts d'onde à travers des modèles de vitesse complexes,
- « *Tian ray tracing* » : conseillé pour les milieux stratifiés horizontalement. Les temps de trajet sont calculés à partir de la propagation des rais à travers des modèles de vitesse tabulaire.

Au moment où nous souhaitons traiter les données, les options pour la modélisation « wavebuilder » n'étaient pas encore toutes valides si bien que l'on ne pouvait intégrer dans la localisation les topographies et discontinuités du glissement.

Nous avons essayé quelques localisations en jouant sur les paramètres de l'option « Tian ray tracing » (grille de recherche 3D, définition de la maille, du modèle tabulaire...). La Fig. 3.14 montre un exemple de localisation d'un signal sismique. Nous avons répété la même opération plusieurs fois pour évaluer la stabilité du calcul. La localisation reste localisée au niveau du même foyer (à l'exception d'un point au-dessous du capteur S007 sur la Fig. 3.14), ce qui est assez satisfaisant, mais ne semble finalement pas nous apporter plus de résolution que ce que calculent les codes de Joswig (2008) et Lacroix & Helmstetter (2011).

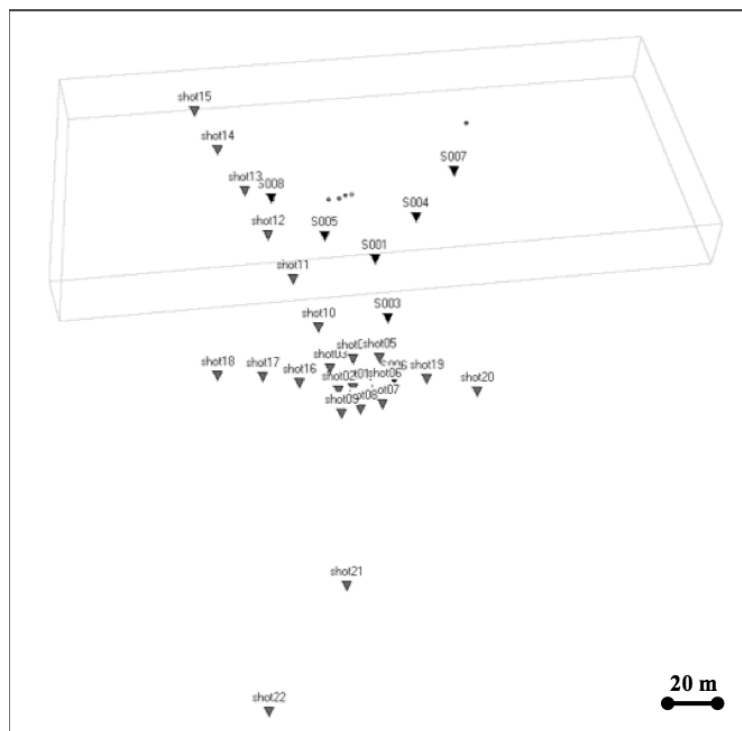


Fig. 3.14. Exemple de localisation d'un signal sismique. Les localisations estimées correspondent aux petits cercles. Les triangles « shot » suivis d'un numéro indiquent l'emplacement des tirs de calibration et les triangles « S00 » suivis d'un numéro sont les capteurs de l'antenne d'écoute sismique.

Il nous aurait certainement fallu consacrer davantage de temps aux possibilités que proposait le logiciel InSite mais l'objectif de nos recherches était avant tout de mettre en évidence des signaux sismiques associables à la dynamique de glissements de terrain. Nous avons passé un certain temps à intégrer les données géométriques et sismiques mais avons préféré nous en remettre à des logiciels et codes déjà connus pour des applications du même type que celles qui nous concernent (glissements de terrain meubles ou rocheux), relativement suffisamment automatisés et fiables pour nos objectifs.

De nouvelles versions du logiciel InSite sont continuellement mises en ligne, mais nous n'avons à ce jour pas relevé de nouvelles fonctions mieux adaptées à nos besoins.

Au final, nous avons réussi à mener à bien nos recherches de détection, de localisation et d'identification des signaux sismiques uniquement grâce aux logiciels proposés par Joswig (2008) et Sick et al. (2012) et Helmstetter & Garambois (2010) puis Lacroix & Helmstetter (2011), qui outre l'aisance à manipuler les fonctions proposées ou à avoir accès aux codes Matlab, sont libres d'accès sur internet ou sur simple demande pour des travaux de collaboration.

3.6. Conclusion du chapitre 3

Nous avons retenu pour ces travaux de thèse deux méthodes d'analyse fréquentielle pour l'identification des signaux sismiques. L'une, appelée « surveillance nanosismique », est purement graphique, basée sur l'analyse visuelle et le pointé manuel des signaux, tandis que l'autre est davantage calculatoire et automatisée.

Ces deux méthodes se complètent car, par automatisation, on suppose optimisation du temps de recherche. L'observation manuelle et visuelle reste cependant un outil de contrôle indispensable pour valider les résultats.

Chapitre 4 – Applications des méthodes de détection et de localisation sur trois périodes caractéristiques

Nous avons appliqué les techniques de détection et de localisation de Sick et al. (2012) et Joswig (2008), et de Helmstetter & Garambois (2010) et Lacroix & Helmstetter (2011) pour trois périodes d'acquisition initiales (cf. section 2.3.2.1) :

- 15 jours en octobre 2009 à Super-Sauze,
- 31 jours en mai 2010 à Super-Sauze,
- 7 jours en novembre 2009 à Valoria.

Le but est de comparer ces méthodes et de les valider pour l'application aux glissements de terrain de type argilo-marneux de Super-Sauze et de Valoria.

4.1. Détection des signaux sismiques

4.1.1. Détection visuelle avec SonoView

Il s'agit d'effectuer dans un premier temps un « scanner visuel » des enregistrements sismiques. Tous types de signaux naturels confondus, mais en ayant a priori retiré les signaux parasites (cf. section 3.2.1), nous avons identifié 710 signaux sismiques pour les deux semaines d'octobre 2009 et 874 signaux sismiques pour le mois de mai 2010 (Tableau 4.1).

Tableau 4.1. Comparaison entre le nombre d'événements pointés manuellement et par détection semi-automatique.

Période et site d'acquisition	Octobre 2009 (15 jours) Super-Sauze	Novembre 2009 (7 jours) Valoria	Mai 2010 (31 jours) Super-Sauze
Événements pointés manuellement avec HypoLine	710	Non testé	874
Événements candidats pointés automatiquement	2097	12287	2082
Événements restants après contrôle manuel	755	1615	1529

À Valoria, avec l'accélération du mouvement, certains capteurs sont endommagés et il est plus difficile de distinguer clairement les signaux sismiques possiblement significatifs du mouvement parmi d'autres induits par des bruits extérieurs dont la quantité ne cesse d'augmenter (Fig. 4.1). Cela rend les étapes manuelles assez laborieuses à cause de la durée que nécessite leur traitement.

Nous en concluons que le principe d'affichage des canaux de manière condensée est certes commode pour avoir un aperçu global des variations du signal ; dans le cas de longs enregistrements ou

d'enregistrements très complexes en signaux, il nous faut considérer une méthode plus rapide et surtout peut-être plus automatique pour optimiser notre temps d'identification des signaux sismiques.

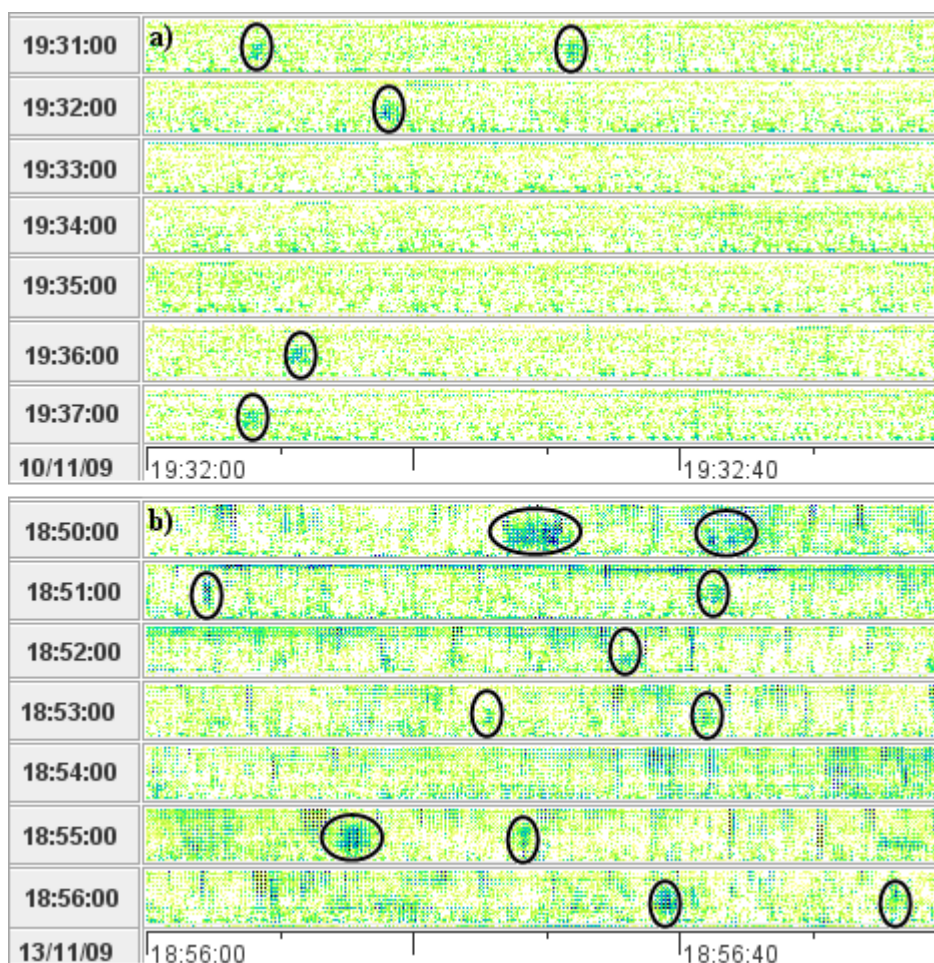


Figure 4.1. Évolution des super-spectrogrammes lors de l'accélération sur le glissement de Valoria le 13 novembre 2009. Les cercles noirs mettent en évidence des occurrences possibles de signaux sismiques.

4.1.2. Détection semi-automatique

Nous visionnons les mêmes périodes d'acquisition afin de comparer l'efficacité de la méthode de détection semi-automatique avec la lisibilité de la méthode uniquement visuelle et manuelle. Les résultats sont complétés dans le Tableau 4.1.

En première approche, si l'on compare avec l'analyse manuelle préalablement faite pour les périodes d'acquisition sur le glissement de Super-Sauze, la méthode semi-automatique permet d'isoler plus du double de signaux sismiques. Nous avons repris les catalogues pour vérifier l'exactitude de la classification de ces signaux entre signaux naturels et signaux parasites (section 3.2). La quantité de signaux à exclure car considérés comme parasites est variable selon les périodes. Elle dépend en effet de l'activité anthropique (remontées mécaniques, hélicoptères, personnes sur le terrain...) et de problèmes électroniques. Une fois ces signaux filtrés il reste encore presque 50 % de signaux sismiques en plus pour la période de mai par exemple. En effet, certains signaux sont très brefs ou

d'amplitude très faible à cause de l'atténuation et de la fracturation du milieu. Cela réduit d'autant la possibilité de les détecter visuellement sur la base d'une variation de couleurs.

Concernant la semaine d'acquisition à Valoria, la détection semi-automatique isole plus de 12000 signaux sismiques. Nous en retenons seulement environ 1600, soit moins de 20 % comme étant probablement significatifs de la mécanique du glissement (Tableau 4.1). Par soucis d'économie de temps et probablement parce que le résultat aurait été peu significatif du fait des difficultés à distinguer les signaux, nous préférons ne pas nous engager dans la comparaison des détections semi-automatiques et visuelles pour cette troisième période.

On peut donc considérer que la méthode de détection semi-automatique proposée par Helmstetter & Garambois (2010) est un bon moyen de détecter une grande quantité de signaux sismiques, malgré la forte atténuation des milieux argileux. Elle permet par ailleurs d'économiser une quantité de temps non négligeable. Il reste cependant nécessaire d'effectuer un contrôle visuel de validation des signaux sismiques catalogués pour supprimer d'éventuels bruits et signaux externes.

4.1.3. Validité de la classification théorique des signaux sismiques

Nous classifions les signaux sismiques détectés en types A, B et C à partir de la classification que nous avons établie en section 3.2.2 sur la base de l'analyse des spectrogrammes et des sismogrammes. Si nous affichons sous forme graphique la fréquence dominante des signaux sismiques en fonction de leur durée, nous constatons que les trois types de signaux se concentrent vers trois pôles plus ou moins distincts (Fig. 4.2).

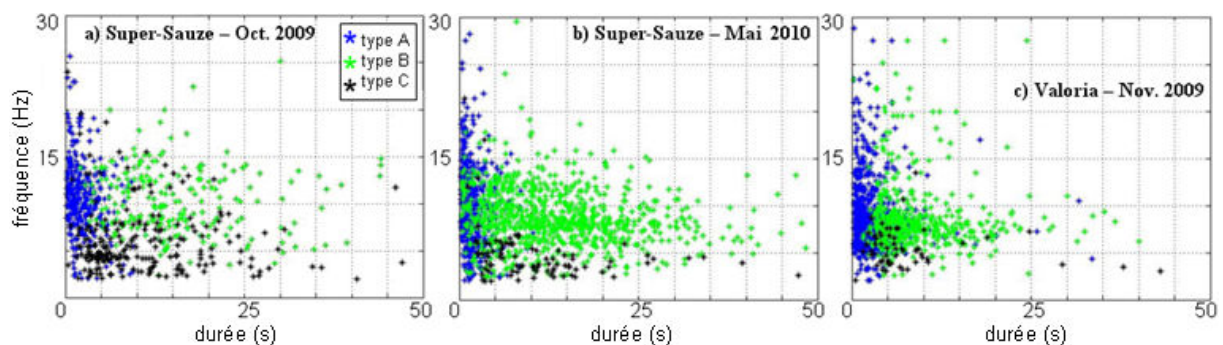


Figure 4.2. Fréquence dominante en fonction de la durée des signaux sismiques pour les trois périodes initiales. On constate que chaque type de signal sismique tend à se concentrer dans une aire bien définie en durée et en fréquence.

Nous ne considérons pas l'amplitude du signal comme un critère de distinction dans la mesure où elle ne varie pas systématiquement entre les types de signaux. En effet, l'amplitude d'un même type de signal peut varier d'une dizaine à plusieurs milliers de nanomètres par seconde pour des signaux du même type (Fig. 4.3). Pour chaque période d'acquisition, la distribution en amplitude (moyenne des

amplitudes maximales comme défini en section 3.4.1) des signaux sismiques de type A et de type B suit pour des amplitudes supérieures à $300 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-1}$ une loi de puissance de type Gutenberg-Richter avec des coefficients calculés par régression linéaire compris entre 1,1 et 1,9. Ces valeurs sont assez proches des valeurs obtenues sur le glissement de Séchilienne (Helmstetter & Garambois 2010) mais plus élevées que celles déjà obtenues par Walter et al. (2011) pour le glissement de Super-Sauze dans le cas spécifique des fissures. On remarque d'ailleurs que la valeur du coefficient b (calculé par analogie à la loi de distribution de Gutenberg-Richter) est différente pour les signaux de type A entre le mois d'octobre 2009 et le mois de mai 2010. Cela peut être dû au fait que les amplitudes, les paramètres d'atténuation (saturation, fracturation...) et la distance des sources à l'antenne sismique varient (Amitrano 2012). Ce qui confirme la complexité de la structure interne du glissement et que les sources ne sont probablement pas toutes localisées dans la même région. Quant au manque de données pour les amplitudes inférieures à $300 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-1}$, cela peut être à cause du niveau de bruit trop élevé pour détecter proprement tous les signaux sismiques de faible amplitude.

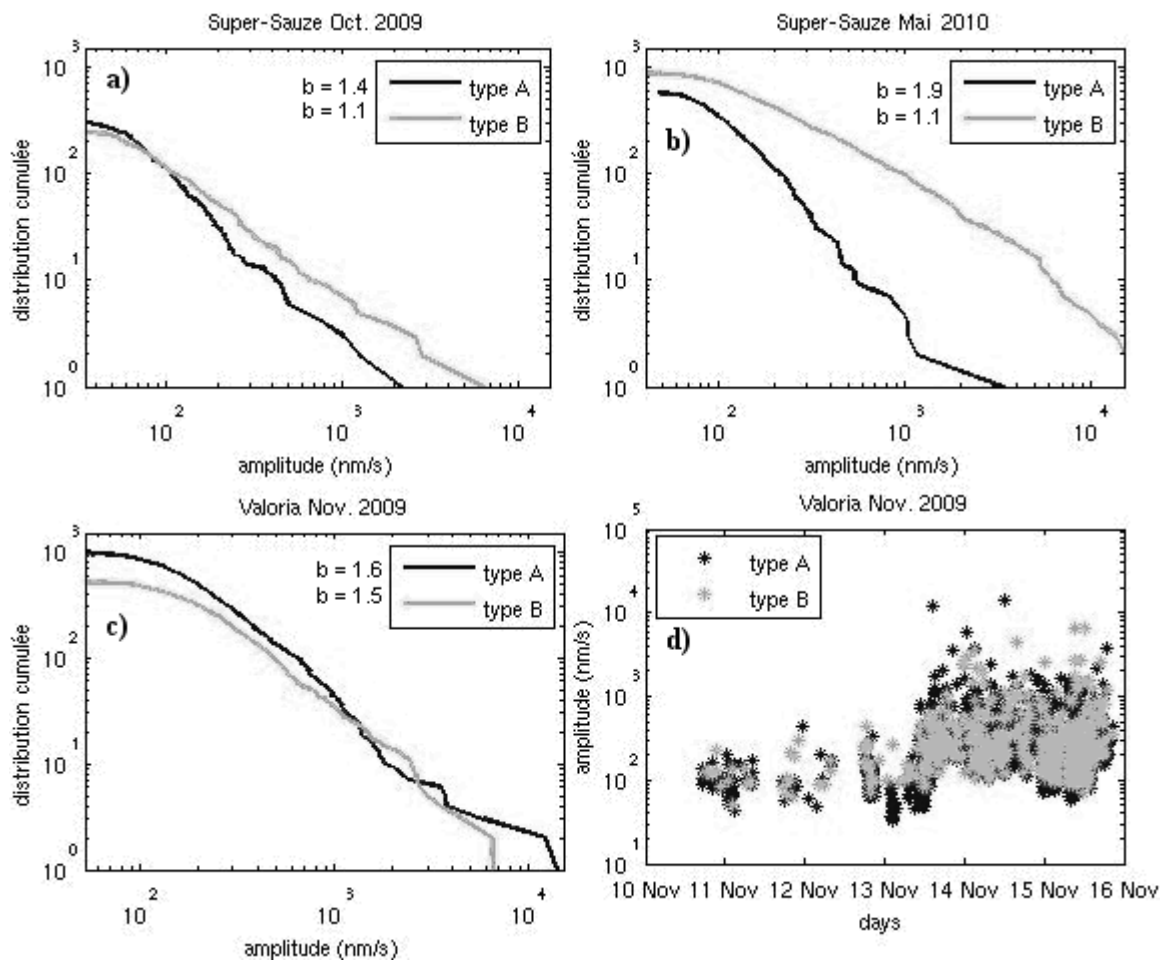


Figure 4.3. Distribution cumulée des signaux sismiques de type A et de type B détectés sur le glissement de Super-Sauze en (a) octobre 2009 et (b) mai 2010 et (c) sur le glissement de Valoria. (d) Variations de l'amplitude des signaux sismiques de type A et de type B détectés durant l'accélération sur le glissement de Valoria. Les amplitudes sont estimées après avoir filtré le signal entre 2 et 50 Hz et varient entre 10^2 et $10^4 \text{ nm}\cdot\text{s}^{-1}$. On estime aussi la valeur du coefficient b par analogie à la loi de distribution de Gutenberg-Richter.

La classification théorique que nous avons fixée sur la base des analyses précédentes (section 3.2.2) nous permet donc de bien identifier trois types de signaux sismiques qui se distinguent essentiellement par leur contenu fréquentiel et leur durée. Nous pouvons alors chercher à localiser ces signaux sismiques par types afin de renforcer notre classification puis de mieux contraindre l'interprétation des sources possibles.

4.2. Localisation des sources des signaux sismiques

4.2.1. Comparaison des deux méthodes à partir des tirs de calibration

Nous avons repris 18 des 22 tirs de calibration réalisés sur le glissement de Super-Sauze en juillet 2010 pour avoir un premier aperçu de la précision des deux codes de localisation que nous considérons.

4.2.1.1. Localisation avec HypoLine

Dans le cas des localisations calculées avec HypoLine (Joswig 2008), nous faisons varier le modèle de vitesse en l'ajustant sur les valeurs obtenues pour les profils de tomographies (Fig. 2.20 et Fig. 2.24). Le modèle moyen retenu est un modèle tabulaire à deux couches. La couche supérieure est épaisse de 10 m et est définie par une vitesse de propagation des ondes P v_p de l'ordre de 800 m.s⁻¹. La deuxième couche est définie sous forme de demi-espace où v_p est égale à 2300 m.s⁻¹. On définit enfin le rapport v_p/v_s compris entre 1,95 et 2,36. Les résultats obtenus par cette méthode de localisation sont présentés en Tableau 4.2 et Fig. 4.4.

4.2.1.2. Localisation automatique

Dans le cas des localisations évaluées avec les codes de Lacroix & Helmstetter (2011), nous pouvons fixer la vitesse ou la faire varier comme lorsque nous cherchons à localiser des signaux naturels. Nous testons les deux possibilités, à partir des ordres de grandeur des vitesses connus d'après la tomographie. La solution retenue est celle de faire varier la vitesse apparente dans la mesure où l'on sait que le terrain est extrêmement hétérogène. Nous avons ainsi testé la localisation semi-automatique sans et avec la correction statique (section 3.4.3).

Les positions des sources calculées sont parfois distantes de plus de 160 m de la position réelle, mais cela ne nous surprend pas dans la mesure où la méthode de beam-forming ne peut garantir de localisation précise lorsque les sources sont situées en dehors de la zone couverte par l'antenne

sismique. Dans certains cas, la localisation n'est même pas dans la bonne direction, ou bien elle est dans la direction totalement opposée (Fig. 4.4). Les valeurs des erreurs de localisation sans et avec correction sont affichées en tableau 4.2, en comparaison avec les valeurs estimées par la localisation manuelle. L'erreur est légèrement inférieure si l'on applique la correction statique : on mesure en moyenne 66 m d'erreur sans correction contre 42 m avec la correction. La direction de la source est plus précise avec la correction : l'erreur azimutale vaut en moyenne 46° sans correction contre 40° avec la correction. Enfin, l'ajout de la correction augmente la valeur de la corrélation entre traces (Fig. 4.5).

Tableau 4.2. Erreurs azimutales et horizontales calculées pour la localisation des tirs de calibration à partir des méthodes manuelle (Joswig 2008) et automatique (Lacroix & Helmstetter 2011) sans et avec correction statique. La méthode automatique permet aussi de calculer la corrélation entre traces.

Méthode	Manuelle		Automatique sans correction			Automatique avec correction		
	Erreur azimutale (°)	Erreur horizontale (m)	Erreur azimutale (°)	Erreur horizontale (m)	Corrélation entre traces	Erreur azimutale (°)	Erreur horizontale (m)	Corrélation entre traces
1	18.6	35.28	174.2	26.2	0.3547	169.2	33.1	0.3564
2	86.8	68.34	8.3	44.2	0.4387	22.3	44.2	0.4482
3	8.5	36.5	107.1	42.6	0.4248	25.0	118.1	0.4421
4	16.9	63	109.6	41.6	0.4344	39.8	37.7	0.4489
5	71.8	33.73	0.0	55.4	0.3382	7.3	16.9	0.4054
6	88.1	18.96	43.5	28.7	0.3545	123.6	118.1	0.3486
7	60.4	37.39	8.9	161.3	0.3687	9.9	54.5	0.3980
8	1.4	13.55	148.2	47.5	0.3469	139.0	40.6	0.3487
9	35.7	15.55	14.3	66.4	0.4625	0.0	66.4	0.4484
10	27.5	14.4	22.5	141.0	0.5181	0.0	10.3	0.5272
11	2.4	7.26	23.9	122.5	0.3873	0.0	13.1	0.4416
12	6.8	4.1	5.0	48.2	0.4486	14.2	38.3	0.4434
13	23.2	18.96	8.4	25.0	0.4399	8.4	25.0	0.4446
14	14.3	15.19	23.4	160.0	0.4244	9.8	37.9	0.5842
15	12.3	21.98	13.2	4.1	0.5046	6.7	2.2	0.4971
16	17.4	16.55	3.6	27.4	0.4440	2.8	18.1	0.4457
17	34.4	27.96	0.0	39.7	0.4895	98.4	39.7	0.4897
18	122.8	37.07	117.7	103.9	0.3954	53.4	39.9	0.3855
Moyenne	36.1	27.0	46.2	65.9	0.421	40.5	41.9	0.439

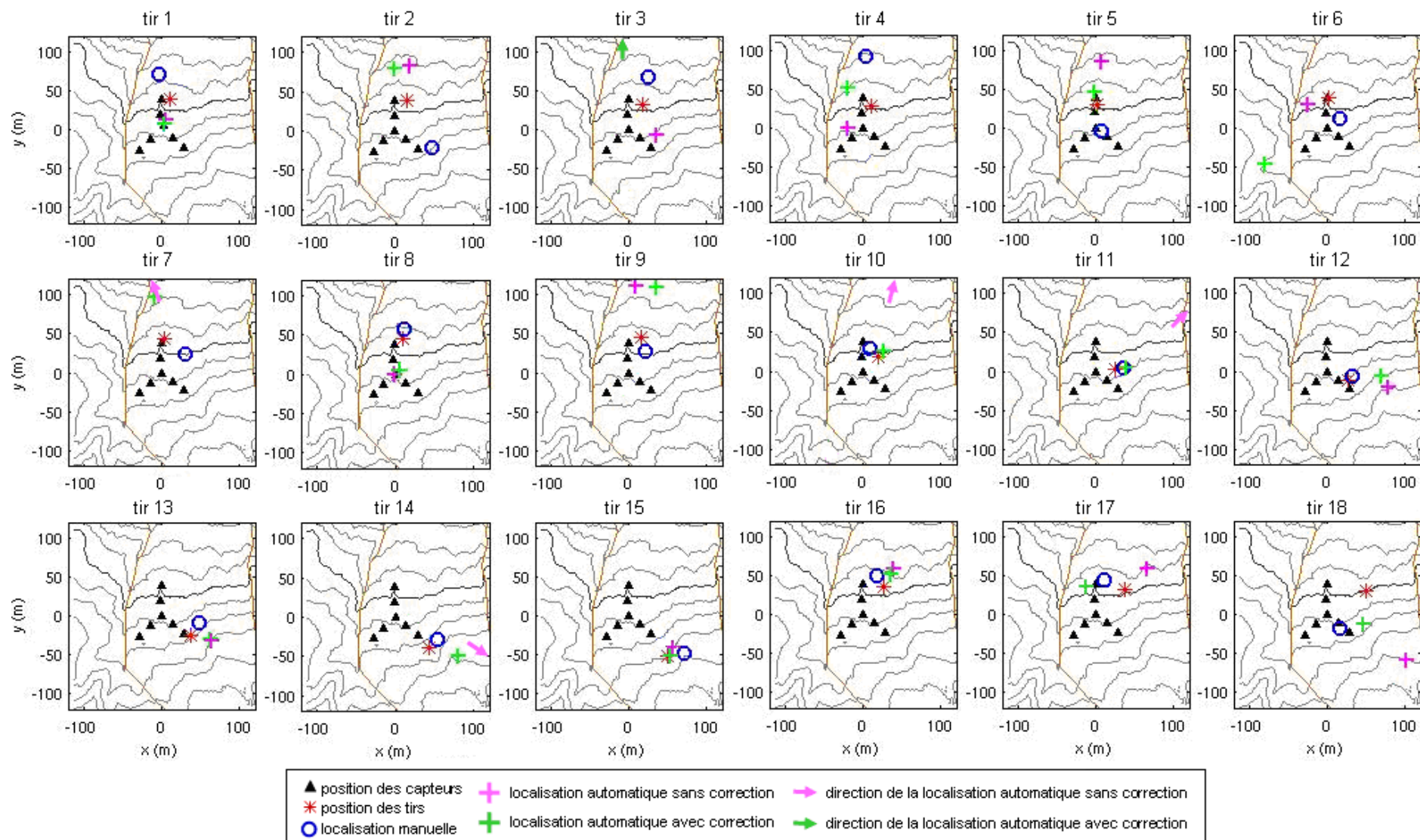


Figure 4.4. Comparaison entre les localisations (ou la direction si la localisation est en dehors du cadre) des 18 premiers tirs de calibration, calculées manuellement (cercles bleus), automatiquement sans (croix ou flèches roses) et avec la correction statique (croix ou flèche vertes).

4.2.1.3. Fiabilité des méthodes

La méthode proposée par Joswig (2008) reste la plus précise si l'on passe le temps nécessaire à « jouer » sur les pointés des arrivées (erreur azimutale moyenne de $36,1^\circ$ et erreur horizontale moyenne de 27 m par méthode manuelle contre respectivement $40,5^\circ$ et 41,9 m par méthode automatique avec correction statique, Tableau 4.2 et la Fig.4.4). En ajoutant la correction statique (présentée en section 3.4.3 du chapitre 3 de cette thèse) aux capteurs dans la méthode de Lacroix & Helmstetter (2011) les erreurs de localisation diminuent. Elles ne rentrent pas tout à fait dans le même ordre de grandeur (erreur azimutale de l'ordre de $36,1^\circ$ pour la localisation manuelle, contre $40,5^\circ$ pour la méthode automatique ; erreur horizontale respectivement de l'ordre de 27 m contre 41,9 m), la localisation automatique apporte un gain de temps considérable. Il faut ajouter que nous avons pu être influencée par le fait que nous connaissions la position des tirs lorsque nous avons fait l'opération de localisation manuelle avec HypoLine (Joswig 2008). De fait nous avons cherché à ajuster les pointés des arrivées pour optimiser la localisation.

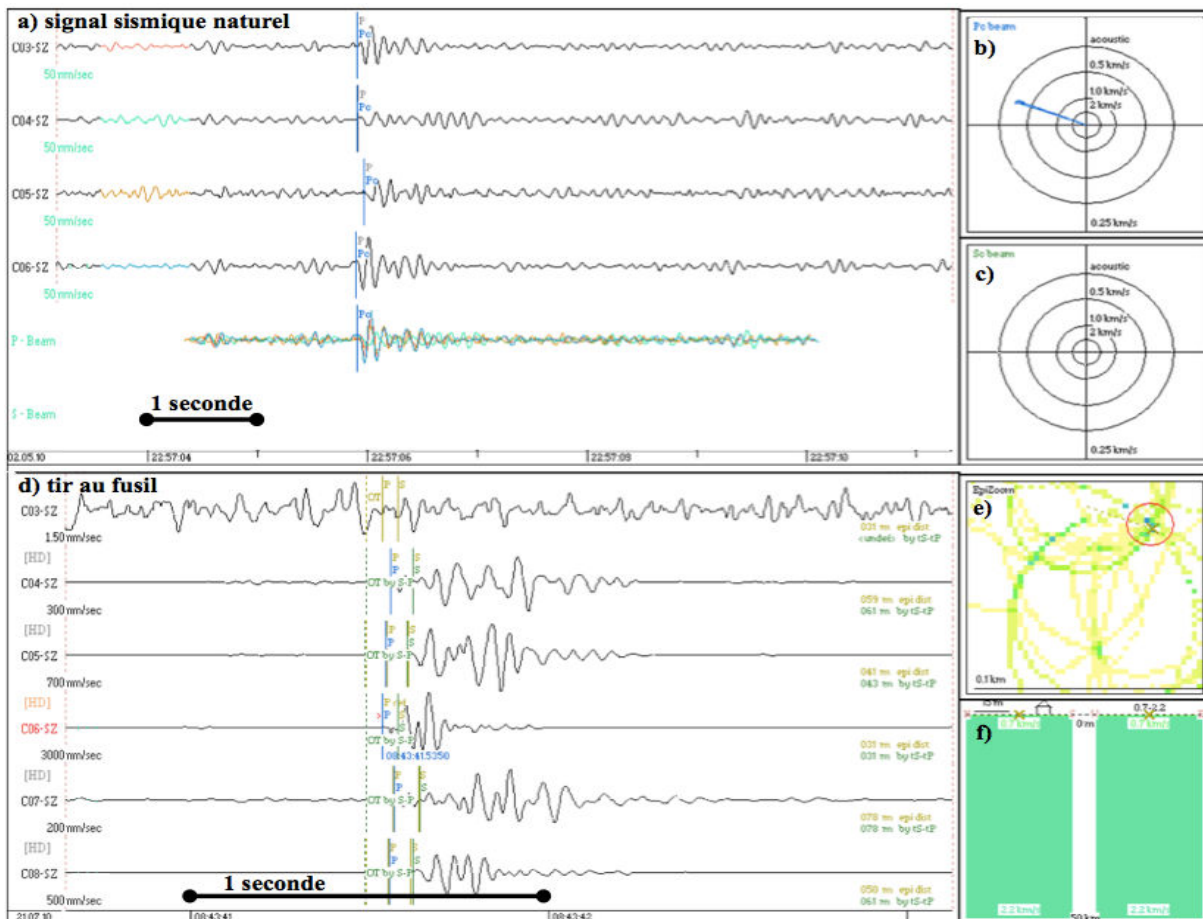


Fig. 4.5. Exemples de sismogrammes filtrés entre 2 et 30 Hz d'un signal naturel (a) et d'un tir de fusil (d) avec le logiciel HypoLine. Pour le signal naturel, on arrive à déterminer l'azimut de la source et la vitesse apparente de propagation des ondes (b) à partir d'un « pointé » (ondes P ?) sur quatre canaux verticaux. Pour le tir de fusil, on arrive à identifier l'arrivée de deux ondes successives (ondes P et S ?) sur cinq capteurs verticaux (le capteur C03 est hors-service). À profondeur fixée (f), on obtient la localisation possible dans un plan (e). À noter que la fenêtre de temps considérée est plus agrandie dans le cas du tir (d) car il s'agit d'un signal plus haute fréquence.

Par ailleurs, la localisation de signaux sismiques naturels devrait être plus affinée : alors que les tirs sont caractérisés par des hautes fréquences pour lesquelles le pointé est difficile, les signaux sismiques naturels sont définis par des basses fréquences (Fig. 4.5), ce qui devrait faciliter la détermination du déphasage et de la corrélation entre les canaux

Nous en concluons que bien que la méthode de localisation automatique développée par Lacroix & Helmstetter (2011) ne soit pas aussi précise que la localisation manuelle, nous la retenons dans le cas de nos applications pour la détection et l'identification de signaux naturels sur du long terme. On peut voir d'après la Fig. 4.6 que la localisation est en général plus précise pour des tirs dont la corrélation entre traces (C) est la plus élevée. Nous choisissons de fixer un seuil de fiabilité de la localisation des sources à partir de la valeur de la corrélation entre traces. Si C est supérieure à 0,48, l'erreur azimutale maximale vaut 33° environ et l'erreur horizontale maximale est de 40 m environ (à l'exception d'un point). Nous tiendrons compte de ces valeurs par la suite car elles nous serviront de référence pour d'autres localisations d'événements.

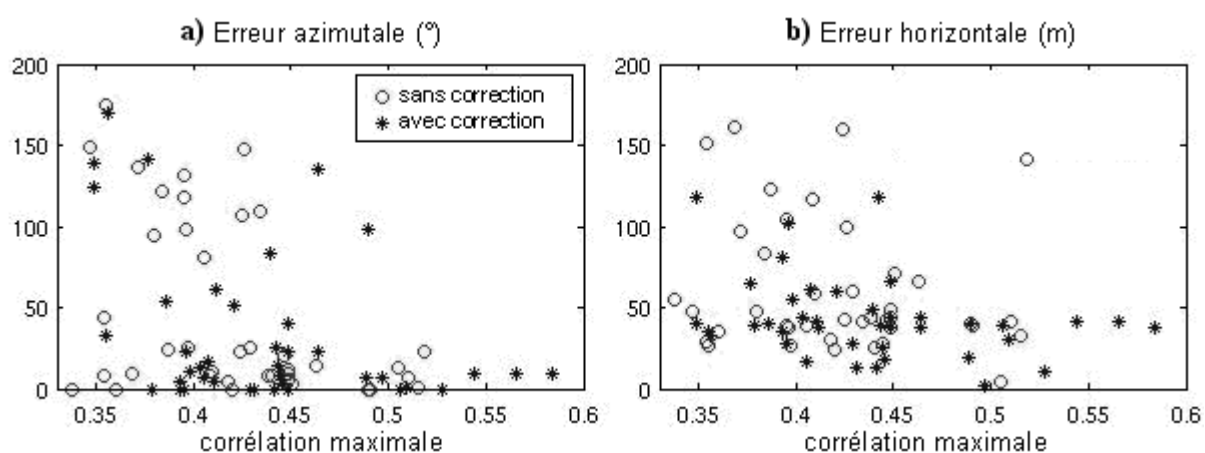


Figure 4.6. Erreurs azimutale (a) et horizontale (b) (en ordonnées) en fonction de la corrélation entre traces pour chaque tir : sans la correction statique (cercle), l'erreur azimutale, mesurée à partir du centre de l'antenne vaut en moyenne 44,38° et l'erreur horizontale vaut en moyenne 60,91 m, tandis qu'avec la correction (étoile), l'erreur azimutale moyenne diminue à 33,63° et l'erreur horizontale moyenne à 43,11 m. Avec ou sans la correction, les tirs localisés avec une corrélation entre traces supérieure ou égale à 0,48 ont en général une erreur azimutale maximale de 33° et une erreur horizontale maximale d'environ 40 m (à l'exception d'un tir).

Si nous considérons les données issues des autres antennes temporairement installées (équipement IHR et DaqLink, cf. section 2.3.3), nous devrions pouvoir mieux contraindre la localisation des signaux sismiques, comme Lacroix & Helmstetter (2011) l'ont fait sur le glissement de Séchilienne ou Walter et al. (2009) l'ont déjà réalisé sur les glissements de Super-Sauze et de Heumös.

4.2.1.4. Application au glissement de Valoria

Nous n'avons pas mené de campagne de tirs d'essai sur le glissement de Valoria. Nous considérerons donc les mêmes critères de localisation que ceux retenus pour le glissement de Super-Sauze. C'est-à-

dire que nous ne retiendrons que les signaux dont la corrélation maximale entre traces C sera égale ou supérieure à 0,48.

4.2.2. Localisation pour les trois périodes d'acquisition

4.2.2.1. Localisation automatique complète

Nous avons appliqué la méthode de localisation proposée par Lacroix & Helmstetter (2011) (cf. chapitre 3) aux trois périodes d'acquisition définies précédemment. Cette méthode permet d'obtenir la vitesse apparente de propagation des ondes issues de la source et l'azimut. Dans le meilleur des cas (lorsque la source est estimée suffisamment à proximité de l'antenne sismique), il est possible d'avoir une idée plus précise de la localisation en termes de probabilités de la localisation (Fig. 4.7).

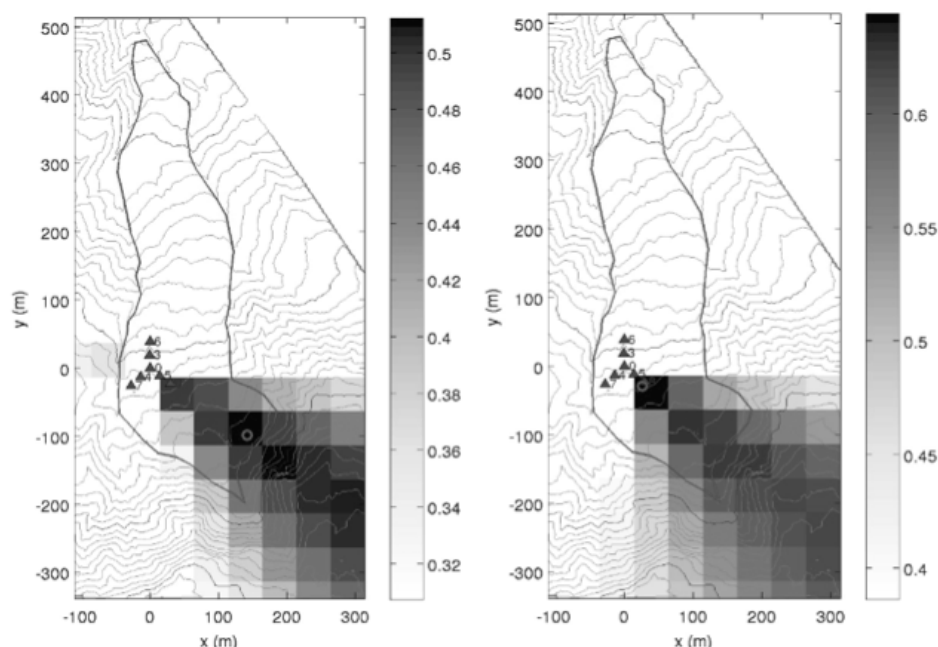


Fig. 4.7. Exemple de probabilité de localisation de deux signaux sismiques (tous deux de type B) identifiés le 9 mai 2010 sur le glissement de Super-Sauze. L'échelle de gris indique la valeur de la corrélation entre traces.

Distinction entre événements locaux et événements externes :

Les signaux sismiques de type C sont définis avec des vitesses apparentes très supérieures aux vitesses de propagation des ondes P calculées pour les profils de tomographie (Fig. 2.20 et Fig. 2.24). Alors que les signaux sismiques de type A et de type B ont en général une vitesse apparente de l'ordre de 400 à 1000 m.s^{-1} , les signaux sismiques de type C ont des vitesses apparentes supérieures à 1000 m.s^{-1} . Ces signaux doivent être induits par des sources bien plus lointaines et situées bien plus en profondeur que les sources des signaux de types A et B. Nous ne considérons par conséquent que les signaux de type A et de type B comme des signaux sismiques potentiellement induits par la dynamique des glissements de terrain. De plus, une grande partie des signaux sismiques de type C coïncident avec des

tremblements de terre qui ont été détectés par les réseaux sismologiques régionaux. Il s'agit à Super-Sauze du réseau SISMALP (Thouvenot et al. 1990) et à Valoria des catalogues extraits du Bollettino italiano dell'INGV (Fig. 3.6). On remarquera que les signaux sismiques de types C qui ne sont pas répertoriés dans ces catalogues sont en général de plus brève durée et de moindre amplitude (Fig. 4.18, Fig. 4.19 et Fig. 4.20). Il s'agit probablement de séismes régionaux s'étant produits dans un rayon de quelques dizaines de kilomètres du glissement de terrain.

Signaux sismiques induits par le glissement de Super-Sauze :

Nous identifions par la méthode de localisation du beam-forming un certain nombre de signaux dont la source est localisée dans ou à proximité du glissement (dans un rayon de 100 m autour du glissement). Nous effectuons l'opération de localisation sans et avec la correction statique afin de juger de la fiabilité de la localisation également dans le cas des signaux naturels. Si l'on ajoute la correction statique, les localisations sont mieux concentrées et moins orientées vers les limites de la grille de recherche (cf. section 3.4.2). Il faut cependant garder à l'esprit que lorsque les signaux sismiques sont localisés en dehors de l'antenne sismique, la méthode de localisation du beam-forming ne peut pas fournir de distance fiable entre la source et l'antenne. Dans ce cas, la méthode ne permet que l'estimation d'une direction de la source. La Fig.4.8 montre la distribution azimutale de tous les signaux sismiques localisés avec la correction statique et dont la corrélation entre traces (C) est supérieure ou égale à 0,48, en référence aux tirs d'essai (section 4.2.1.3).

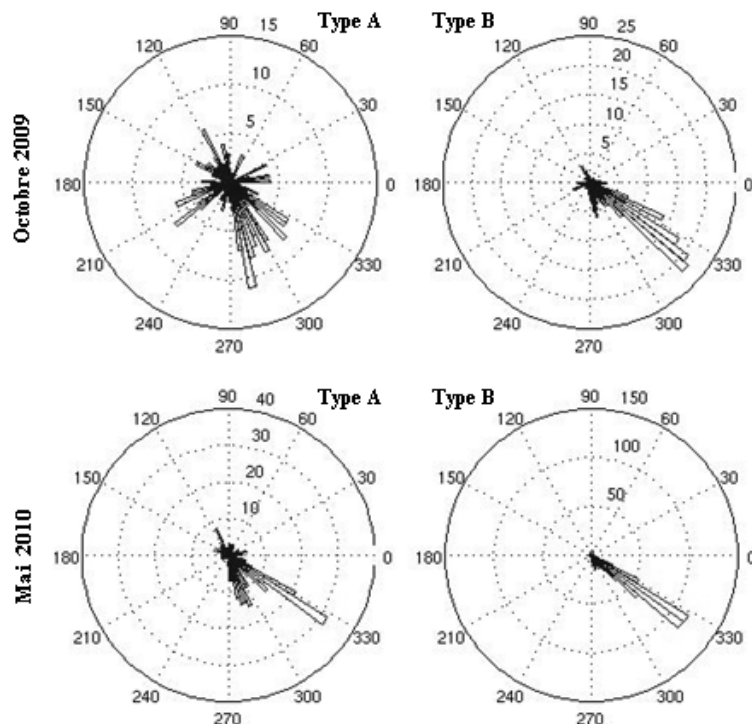


Figure 4.8. Distribution azimutale des signaux sismiques de type A et de type B, localisés avec une corrélation entre traces supérieure à 0,48, à partir du centre de l'antenne sismique (capteur C00) pour les périodes d'octobre 2009 et mai 2010.

Nous observons que, à l'exception des signaux sismiques de type A détectés en octobre 2009, la plupart des signaux sismiques sont orientés vers le sud-est, ce qui correspond au secteur amont du glissement de terrain. Ceci correspond aux résultats initiaux avancés par Walter & Joswig (2009) qui, à l'aide d'antennes réparties en amont comme en aval du glissement durant dix jours de campagne d'acquisition en juillet 2008, avaient isolé la plupart des signaux sismiques dans le secteur amont du glissement (Fig. 2.5).

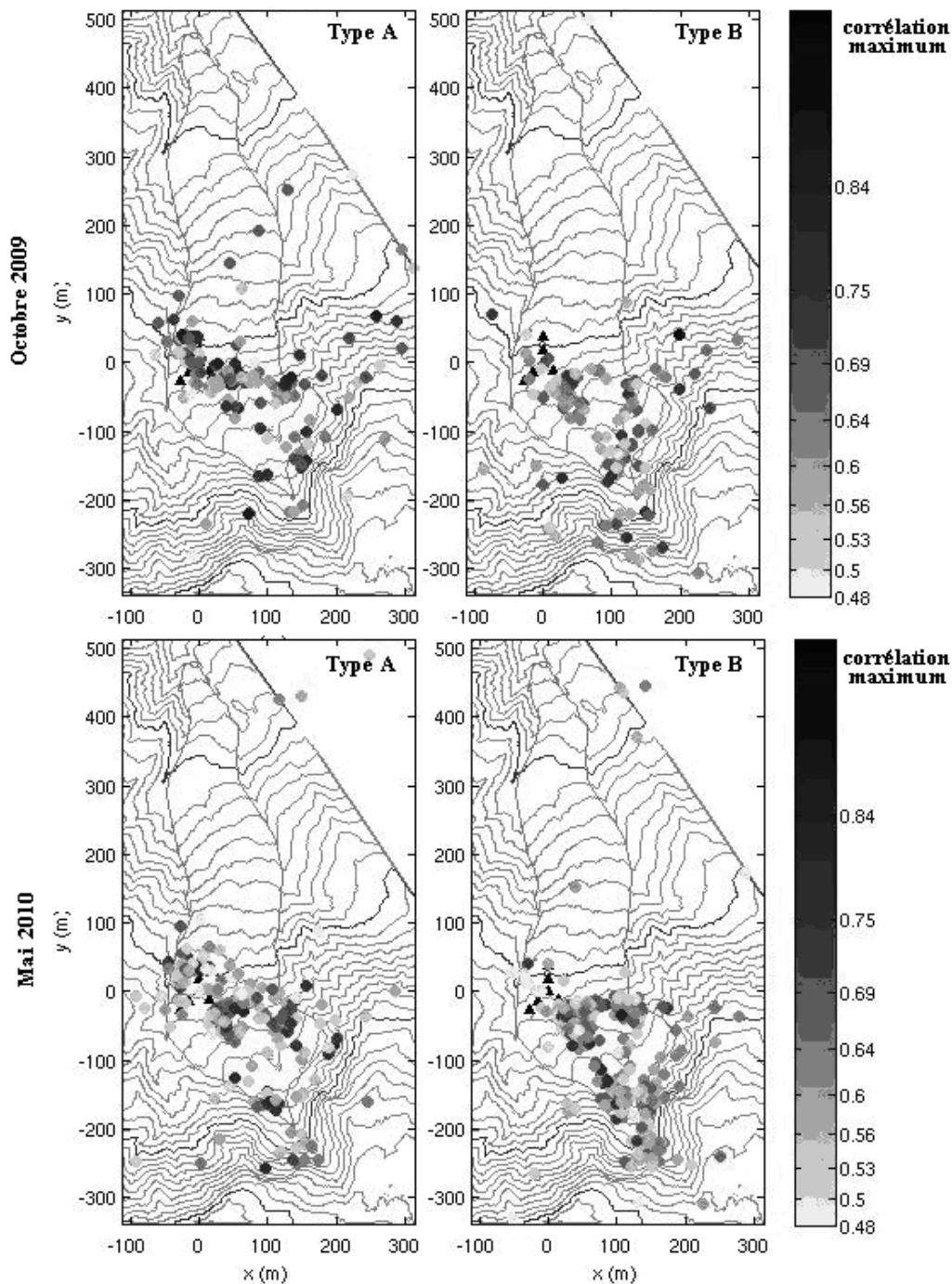


Figure 4.9. Localisation des signaux sismiques de type A et de type B localisés sur le glissement de Super-Sauze en octobre 2009 et en mai 2010. Les dégradés de gris indiquent la valeur de la corrélation entre traces (nous n'avons affiché que les signaux sismiques pour lesquels C est supérieure à 0,48, cf. Fig. 4.6). Les triangles noirs indiquent la position des capteurs de l'antenne sismique.

En Fig. 4.9, nous ne retenons que les signaux sismiques pour lesquels la localisation est déterminée avec C supérieure ou égale à 0,48 (Fig. 4.6) et n'est pas orientée vers la limite de la grille de recherche. On ne localise de cette manière que 60 à 70% environ des signaux sismiques de type A et de type B (Tableau 4.3). Ces signaux se concentrent au niveau de plusieurs foyers sismiques de part et d'autre de l'antenne sismique. Les signaux sismiques de type A et de type B sont à peu près localisés au même niveau pour les périodes d'acquisition d'octobre 2009 et mai 2010. Les foyers principaux se situent au niveau de l'antenne sismique et dans la région supérieure du glissement. L'existence de foyers de signaux sismiques et le fait que la plupart de ces signaux soient bien localisés dans le glissement nous permet de valider notre méthode de localisation.

Tableau 4.3. Quantité de signaux sismiques de type A et de type B détectés à Super-Sauze (avec durées respectives des acquisitions) et localisés sur la Fig. 4.9.

Période d'acquisition	Octobre 2009 Super-Sauze 15 jours		Mai 2010 Super-Sauze 31 jours	
	Type A	Type B	Type A	Type B
Nombre total de signaux sismiques	305	243	567	858
Nombre de signaux sismiques localisés avec $C > 0.48$	206	177	311	576

Signaux sismiques induits par le glissement de Valoria :

Durant la période d'acquisition sur le glissement de terrain de Valoria, nous avons enregistré une accélération importante de la coulée à l'aide des prismes (section 2.2.2.1), ce qui a endommagé notre installation d'acquisition sismique. Certains capteurs ont été arrachés et / ou recouverts de boue. Nous avons retrouvé une pierre de 50 cm de diamètre sur un des capteurs 3C. L'acquisition de la deuxième antenne a été interrompue le 13 novembre vers 19h00. Nous avons récupéré le système d'acquisition ainsi que des capteurs issus des deux antennes à plus de 60 m en aval. L'accélération semble avoir commencé le 13 novembre, mais ce n'est que progressivement jusqu'au 15 novembre que cinq des sept capteurs de l'antenne restée en état de marche se sont retrouvés hors d'usage. Les premiers à être déconnectés du réseau sont ceux de la partie inférieure (Tableau 4.4). Ces observations nous permettent d'en conclure que le phénomène d'effondrement a débuté dans la partie aval de la zone d'acquisition sismique puis s'est progressivement étendu vers l'amont (Fig. 4.10).

Tableau 4.4. Liste de la mise hors service progressive des capteurs lors de l'accélération de la coulée sur le glissement de Valoria.

Numéro du capteur	C00	C08	C05	C04	C03
Heure approximative de l'interruption du capteur	13/11/2009 00h00	13/11/2009 20h45	15/11/2009 02h10	15/11/2009 16h00	15/11/2009 19h00

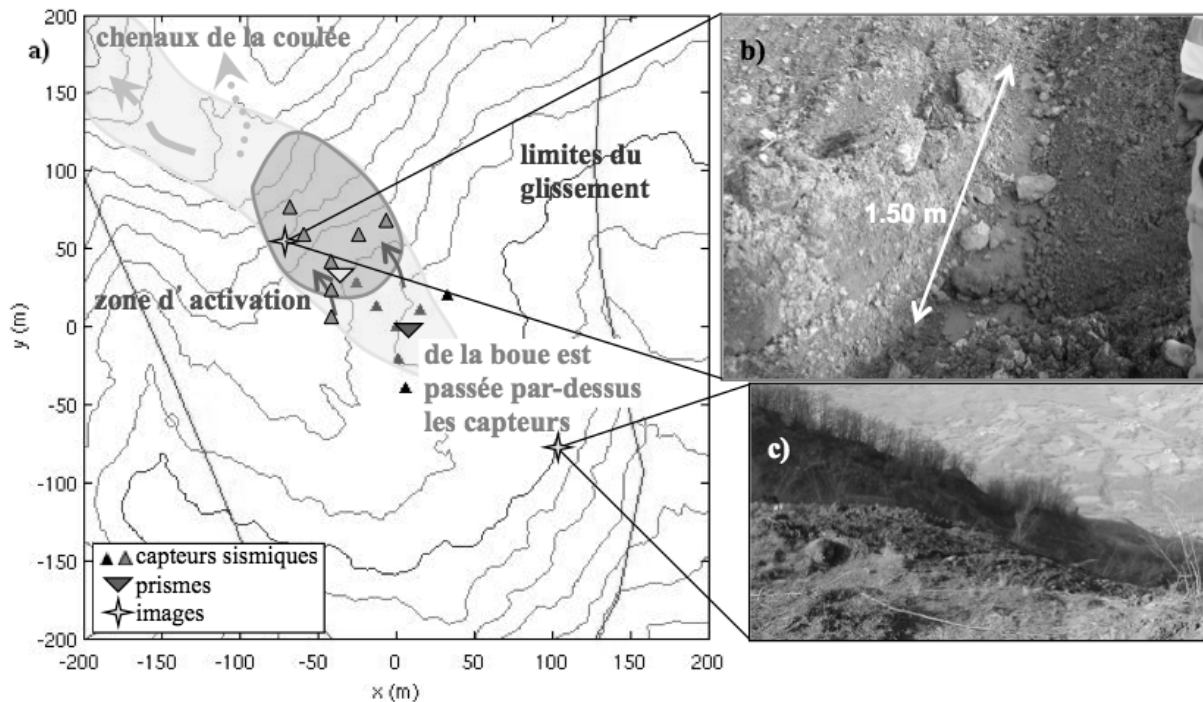


Figure 4.10. Interprétation schématique de l'accélération principale jusqu'à l'effondrement du 13 novembre 2009 sur le glissement de Valoria : (a) vue d'ensemble autour des antennes sismiques (les triangles gris correspondent aux capteurs de l'antenne dont l'acquisition a été interrompue dès le 13 novembre), (b) détail d'une surface de glissement et (c) vue de la partie supérieure du glissement.

La perte de capteurs et de la seconde antenne nous a empêchés d'avoir un aperçu des localisations sur la durée complète de la période d'acquisition. Nous identifions toutefois une grande quantité de signaux sismiques localisés vers la partie nord-ouest du glissement, à la limite de la grille de recherche (Fig. 4.11 et Fig. 4.12).

Les Fig. 4.10 et Fig. 4.11 illustrent l'évolution de la quantité et de la localisation des signaux sismiques de type A et B avec l'accélération de la coulée. Seuls les signaux sismiques dont la corrélation entre traces C est supérieure ou égale à 0,48 sont affichés. La première accélération a débuté le 13 novembre au matin. Il s'agissait essentiellement de signaux de type A, localisés à proximité des antennes (Fig. 4.11a). Progressivement, les sources se sont propagées vers l'aval avec une émergence de signaux de type B, il y avait toujours de l'activité dans la partie amont (Fig. 4.11b). À partir du 14 novembre, l'activité a continué en amont comme en aval (Fig. 4.11c). Le nombre de signaux détectés a progressivement diminué le 15 novembre. Les signaux sismiques détectés se sont reconcentrés au niveau de l'emplacement initial des antennes sismiques (Fig. 4.11d).

Nous n'avons plus calculé la localisation des sources à partir du 15 au soir car il ne restait plus que deux capteurs actifs. Il faut par ailleurs considérer que les localisations ont été obtenues en supposant que les capteurs étaient tous restés immobiles malgré l'accélération, ce qui au vu de l'état du terrain lorsque nous y sommes retournés pour récupérer le matériel, est évidemment peu réaliste.

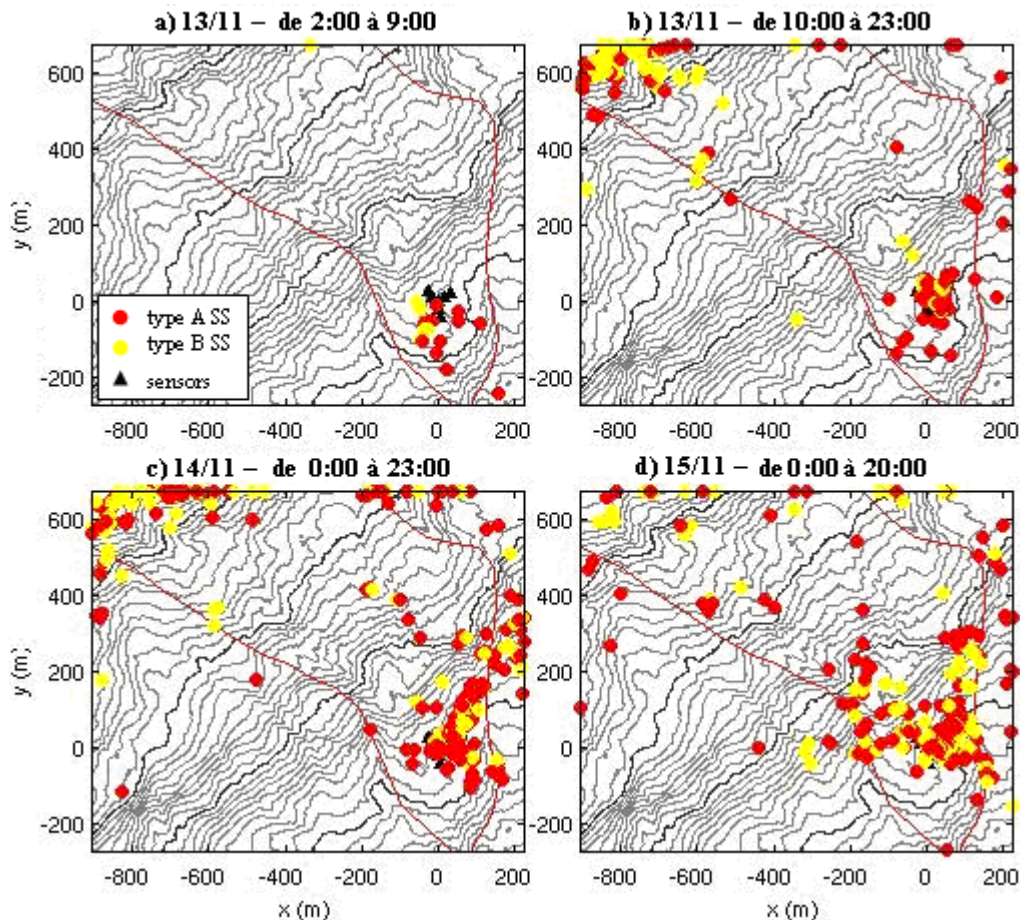


Figure 4.11. Déplacement progressif de la localisation des sources des signaux sismiques de type A (points rouges) et B (points jaunes) lors de l'accélération sur le glissement de Valoria. Les triangles noirs représentent les capteurs de l'antenne que nous avons pu utiliser pour calculer la localisation. La durée d'acquisition varie pour chaque fenêtre, selon le type et la localisation des sources.

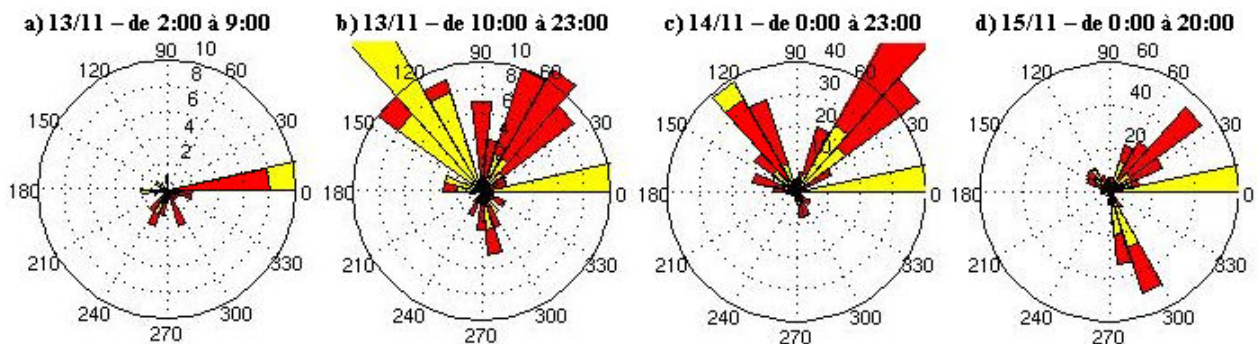


Figure 4.12. Déplacement progressif de l'azimut des sources des signaux sismiques de type A (rouge) et B (jaune) lors de l'accélération sur le glissement de Valoria. L'échelle du rayon du diagramme varie selon les phases. Mêmes fenêtres de temps qu'en Fig. 4.11.

4.2.2.2 Vérification avec HypoLine sur une courte période de sept jours sur le glissement de Super-Sauze

À titre de contrôle, nous avons aussi localisé manuellement les signaux sismiques de type A et de type B détectés pour une semaine d'acquisition au mois de mai 2010 sur le glissement de Super-Sauze avec HypoLine (Joswig 2008). La Fig. 4.13 rappelle le mode opératoire de la méthode : de la détection d'un

signal sismique avec SonoView (Fig. 4.13a, Sick et al. 2012) à l'estimation de l'azimut et de la vitesse apparente par beam-forming (Fig. 4.13b et Fig. 4.13c) et à la localisation par la méthode des cercles (Fig. 4.13d et Fig. 4.13e).

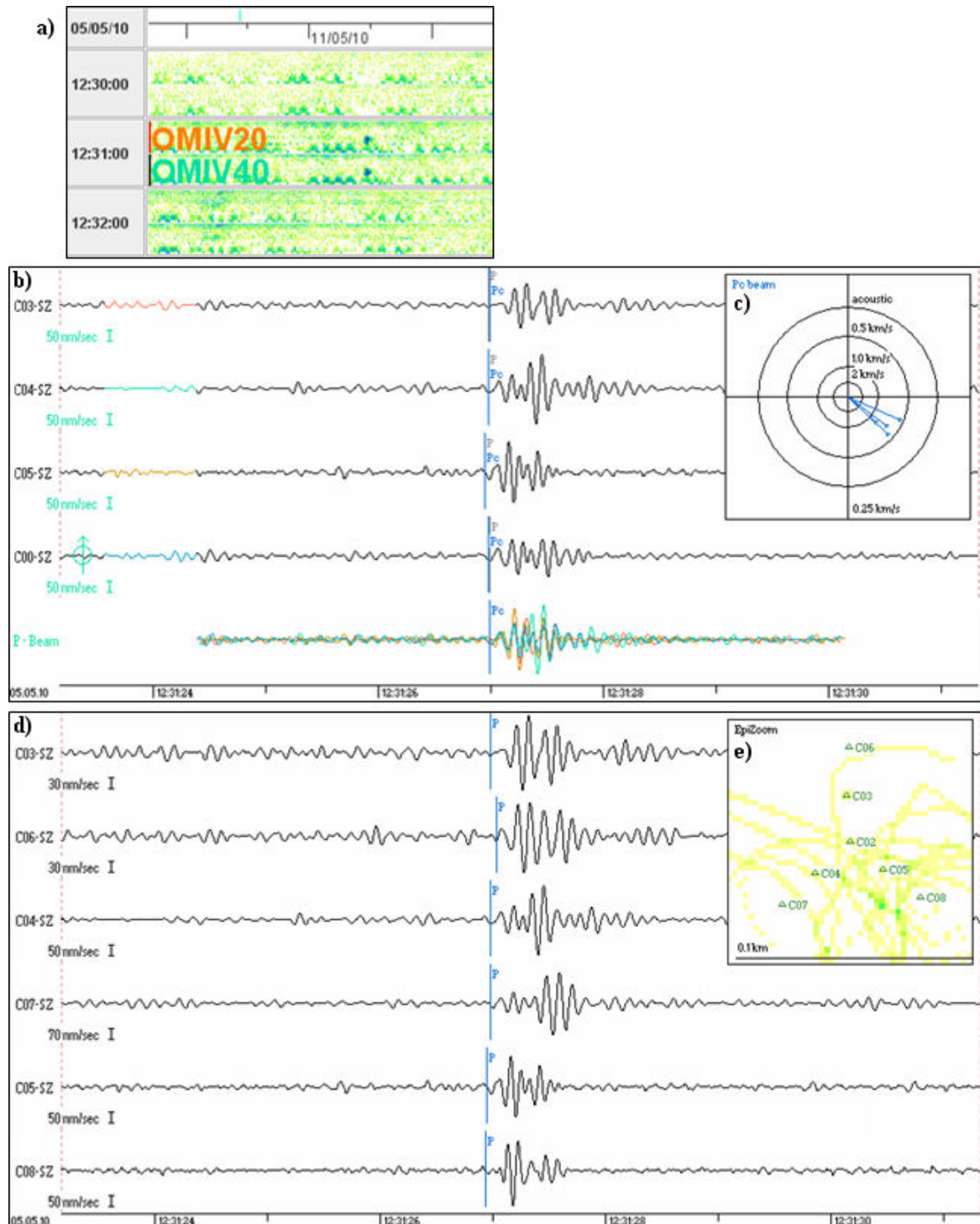


Figure 4.13. Mode opératoire pour la localisation des signaux sismiques à l'aide des logiciels SonoView et Hypoline (Joswig 2008, Sick et al. 2012) : (a) détection avec SonoView le 05/05/2010 vers 12h31 : la ligne OMIV20 représente le super-spectrogramme du SNS de 20 m de rayon et la ligne OMIV40 représente le super-spectrogramme du SNS de 40 m de rayon, (b) corrélation entre les canaux et (c) estimation de la vitesse apparente et de l'azimut à l'aide du beam-forming ; et (d) pointé des arrivées et (e) probabilités de localisation par la méthode des cercles.

Sur la Fig. 4.14, nous regroupons d'une part toutes les localisations des signaux sismiques de type A (Fig. 4.14a), d'autre part celles des signaux sismiques de type B (Fig. 4.14b). Sur ces figures ne sont affichées que les sources que nous étions parvenue à localiser au niveau de l'antenne sismique. Les autres sources étaient clairement orientées vers la partie supérieure du glissement de terrain, comme Walter & Joswig (2009) l'avaient déjà exposé. Concernant les sources proches de l'antenne, les sources des signaux sismiques de type B sont bien concentrées au même niveau qu'avec la localisation automatique de Lacroix & Helmstetter (2011). Une grande partie des sources des signaux sismiques de type A sont aussi localisées au niveau de ce foyer, mais on observe aussi des localisations de l'autre côté de l'antenne, comme c'était aussi le cas avec la localisation automatique.

On constate donc que les localisations des sources naturelles obtenues par la méthode manuelle et la méthode automatique permettent d'identifier des foyers d'événements à peu près similaires, malgré la précision a priori meilleure de la localisation manuelle dans le cas des tirs de calibration.

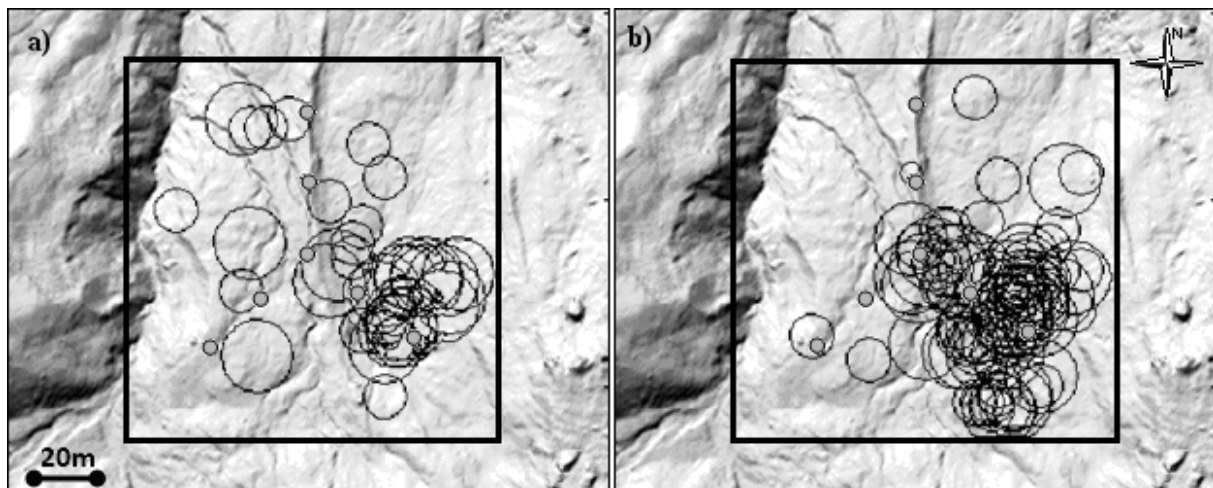


Figure 4.14. Probabilités de localisation (cercles noirs) (a) des signaux sismiques de type A et (b) des signaux sismiques de types B pour une semaine d'acquisition en mai 2010 avec la méthode des cercles et par corrélation proposée par Joswig (2008). L'aval du glissement est situé en haut (vers le Nord) et l'amont en bas. Les cadres noirs indiquent la limite du cadre de recherche que nous nous étions fixée. Les petits cercles gris indiquent les positions des capteurs.

4.3. Interprétation des signaux sismiques

Dans la section précédente nous avons appliqué avec succès les deux méthodes de détection et de localisation (manuelle et automatique) aux trois périodes d'acquisition. Ces méthodes se complètent pour la détection et l'identification des signaux. Nous distinguons trois groupes de signaux principaux, conformément aux catalogues proposés précédemment par Walter & Joswig (2009) et Helmstetter & Garambois (2010). Ces signaux sont essentiellement caractérisés par leur contenu fréquentiel et leur durée. Leur distribution en amplitude sont cohérentes avec la loi de distribution de Gutenberg-Richter (calculs effectués sur les types A et B). Nous avons repris les tirs d'essai pour valider les méthodes de localisation. Nous décidons d'appliquer de manière systématique la méthode de localisation

automatique pour mieux contraindre l'identification des types de signaux en déterminant les localisations possibles des sources. Nous vérifions l'exactitude de ce choix en contrôlant manuellement la localisation des signaux sur une semaine d'acquisition sur le glissement de Super-Sauze. Ces mesures nous ont permis d'identifier plusieurs foyers dans lesquels se concentrent les signaux sismiques :

- sur le glissement de Super-Sauze, ces foyers sont cohérents avec les études précédentes menées par Walter & Joswig (2009) et Walter et al. (2009) ;
- sur le glissement de Valoria, on constate que les localisations des sources se déplacent pendant la phase d'accélération de la coulée.

Il nous reste à nous intéresser à la géomorphologie des terrains afin d'interpréter ces foyers de sources sismiques et leur évolution pour proposer une dynamique des glissements associée.

4.3.1. Interprétation des signaux sismiques

4.3.1.1. Signaux sismiques de type A

À Super-Sauze, les deux foyers identifiés pour le type A coïncident avec la crête E3 ainsi qu'avec la zone de cisaillement entre la partie active et la partie stable du glissement, au niveau de la crête E1 (Fig. 2.5). Des phénomènes de cisaillements et de fissures sont susceptibles de se produire au niveau de ces deux crêtes, comme on peut l'observer sur le terrain et à partir des photographies aériennes prises à l'aide du drone de Niethammer et al. (2012) (Fig. 2.6).

Concernant le glissement de terrain de Valoria, lorsque nous sommes retournés récupérer le matériel d'acquisition, nous avons remarqué la présence d'une surface de glissement d'environ 5 m² directement en-dessous de là où étaient initialement installées les antennes sismiques (Fig. 4.10b). Cette surface n'était pas visible lorsque nous sommes venus installer les antennes. Nous supposons qu'elle a été créée lors de l'accélération de la coulée. Cette discontinuité au sein des matériaux argileux aura provoqué l'effondrement vers l'aval lors de la rupture.

Nous associons en conséquence les signaux sismiques de type A à des événements pouvant être induits par des processus de friction ou d'ouverture / fermeture de fissures (compression / dilatation des matériaux). Il reste cependant difficile de distinguer ces événements entre eux car nous ne connaissons pas la profondeur des sources. Nous ne pouvons pas non plus utiliser le contenu fréquentiel ou le niveau d'amplitude comme facteurs de distinction dans la mesure où ces paramètres sont fortement dépendants de la distance entre la source et l'antenne sismique.

Walter et al. (2011) ont détecté des signaux sismiques associés à des ouvertures de fissures dont les caractéristiques sont similaires à nos événements de type A (Fig. 4.15). Ces événements étaient localisés au niveau d'une fissure qui était surveillée au moyen d'extensomètres (Walter et al. 2011).

Les signaux sismiques correspondants sont caractérisés par des variations en amplitude significatives entre les canaux de l'antenne dues à la proximité des sources avec les capteurs.

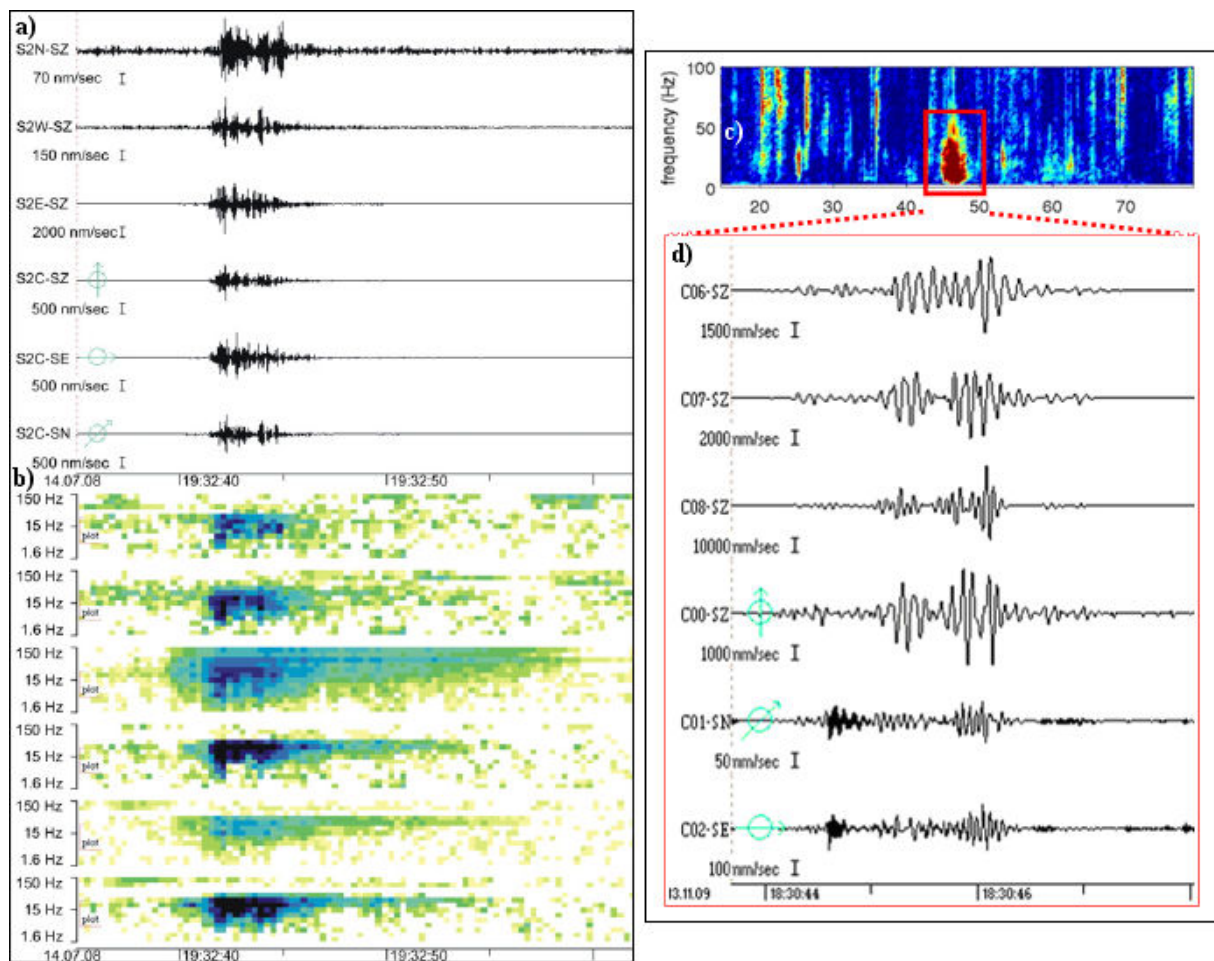


Figure 4.15. Exemple d'événements de type dynamique de fissure détectés (a) et (b) sur le glissement de Super-Sauze par Walter et al. (2011) et (c) et (d) lors de l'accélération du glissement de Valoria : (a) sismogrammes de tous les capteurs d'un SNS (Joswig 2008) et (b) spectrogrammes respectifs ; (c) spectrogramme moyen et (d) sismogramme des trois capteurs verticaux externes et de chaque canal du capteur central 3C. On constate que les amplitudes varient fortement entre les canaux.

4.3.1.2. Signaux sismiques de type B

Sur le glissement de Super-Sauze, les signaux sismiques de type B se concentrent dans la partie supérieure la plus active, au niveau de la crête E3 et plus en amont encore au niveau de la zone d'escarpement. Nous identifions les signaux sismiques localisés à proximité de la zone d'escarpement comme dus à des effondrements ou chutes de blocs depuis l'escarpement, telles que nous avons pu les observer ou entendre lorsque nous avons été sur le terrain. Nous interprétons ceux situés au niveau de la crête E3 (en général de moindre amplitude) comme dus à des matériaux plus friables transportés en surface le long de la coulée. La précision de la localisation ne nous permet pas de distinguer davantage les signaux sismiques localisés à l'intérieur du glissement de ceux de la zone d'escarpement qui sont plus éloignés. On notera toutefois qu'une coulée conséquente semble avoir débuté vers mai 2011 car

les deux capteurs situés à proximité de la crête E3 (C05 et C08) ont été poussés par la coulée puis recouverts de boues (Fig. 4.16 et Fig. 4.17).

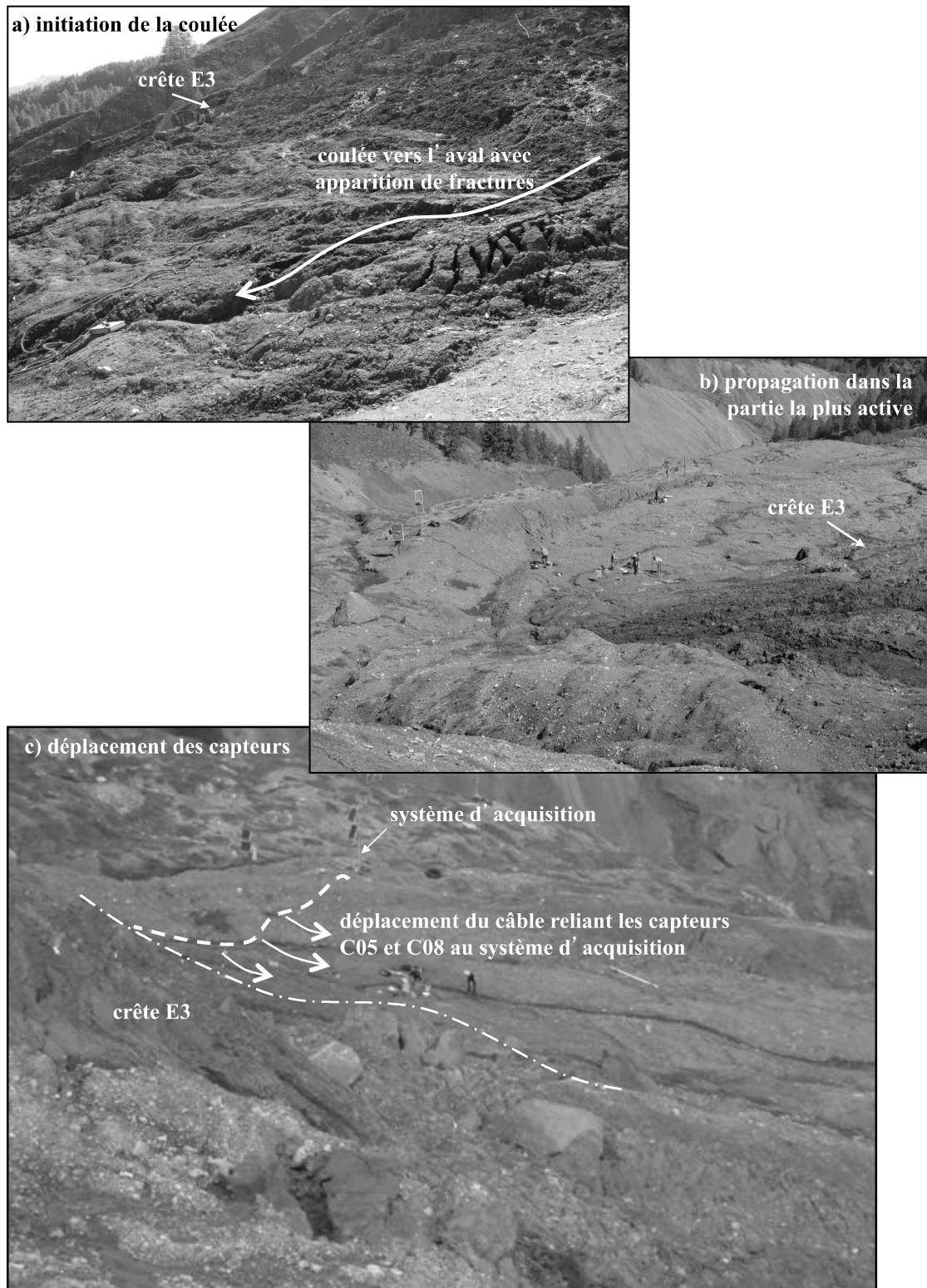


Figure 4.16. Propagation de la coulée de boue dès mai 2011 à partir de la zone d'escarpement dans la partie supérieure active du glissement de terrain de Super-Sauze. Les capteurs sismiques C05 et C08 installés dans cette partie, à proximité de la crête E3, sont progressivement recouverts. Photographies fournies par R. Schlögel.

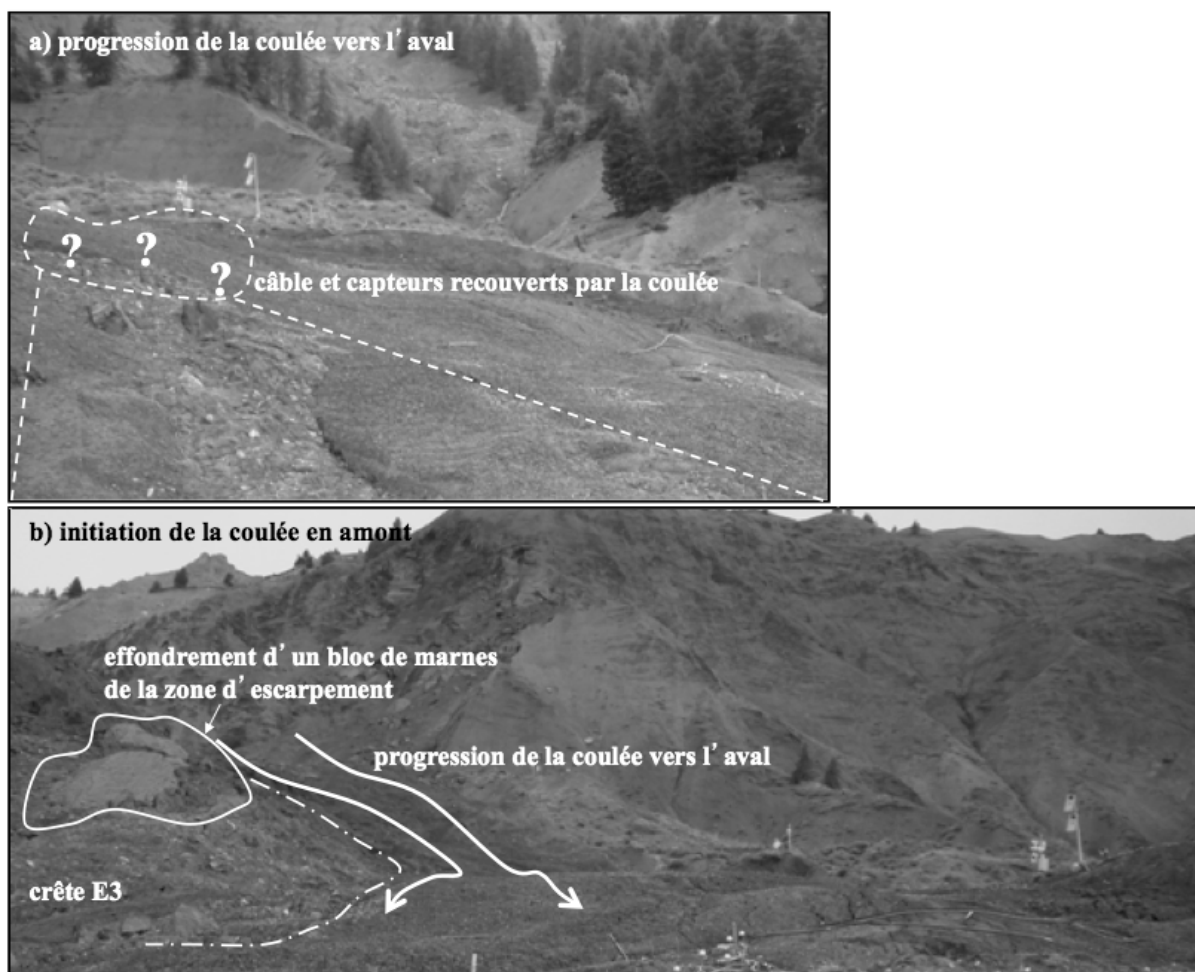


Figure 4.17. Progression de la coulée et endommagement de l'antenne sismique en juillet 2012.

Sur le glissement de Valoria, les premiers signaux sismiques de type B sont détectés quelques heures après le début de l'accélération. Peu d'entre eux sont localisés dans la partie supérieure du glissement, ce qui semble cohérent puisqu'il n'y a pas de zone d'escarpement. La plupart sont localisés en aval du glissement, vers l'ouest. Des études précédentes montrent que lors d'une accélération du glissement, la coulée a tendance à s'amorcer en amont du glissement (au niveau des antennes sismiques) puis à se propager vers l'aval en déclenchant des coulées torrentielles. Ces coulées se retrouvent canalisées dans deux couloirs de part et d'autre d'une crête centrale (Fig. 2.12 et Fig. 4.10) (Schädler 2010). Le couloir le plus actif est en général celui situé au nord-ouest de la crête (en bas à droite sur la Fig. 2.12), ce qui correspond à la direction principale des sources calculée. Nous pouvons par conséquent associer les signaux sismiques de type B à des événements de type coulée (propagation plus ou moins fluide de matériaux). Les événements de type A que nous avons détectés au début de l'accélération correspondent à la phase d'activation de la coulée.

Nous en concluons que les signaux sismiques de type B sont significatifs de la propagation de matériaux en surface des glissements de terrain, roches ou clastes, qu'il s'agisse de zones d'escarpement (dans le cas du glissement de Super-Sauze) ou de coulées de boues (dans le cas des

glissements de Super-Sauze et de Valoria). Arattano (1999) a déjà observé le même type de signaux sismiques sur des plus longues durées lors de coulées torrentielles issues du torrent Moscardo en Italie. Helmstetter & Garambois (2010) ont aussi enregistré des signaux sismiques de ce type associés à des chutes de pierres sur le glissement de Séchilienne. Leur classification avait pu être confirmée grâce à des enregistrements vidéo. Si l'on compare avec les événements de type chutes de pierre détectés sur le glissement de Super-Sauze, ceux détectés sur le glissement de Séchilienne ont un contenu fréquentiel plus élevé (jusqu'à 100 Hz), une durée plus longue et une forme de l'enveloppe plus irrégulière avec une grande quantité de pics successifs dus aux impacts des pierres. La différence est probablement due aux types de matériaux et surtout à la rhéologie: dans le cas du glissement de Séchilienne, il s'agit de roulement de blocs de micaschistes tandis qu'il s'agit d'écoulements argileux visco-plastiques dans le cas des glissements de Super-Sauze et de Valoria.

Une autre manière d'interpréter les signaux sismiques de type B serait de les associer à des tremors induits par des glissements lents à la base de la partie glissante du glissement de terrain ou bien par des circulations de fluides (précipitations, infiltrations) à l'intérieur du glissement (Travelletti & Malet 2011). Des événements basse-fréquence d'une telle durée ont en effet déjà été détectés sur des volcans (Rouland et al. 2009) ou au niveau de failles (Husker et al. 2010). Dans ces cas, les tremors sont souvent liés à la propagation de fluides ou de glissements lents le long de failles (Thomas et al. 2009). Pour distinguer les tremors des événements de type coulées ou chutes de blocs, nous pouvons chercher à localiser les sources sur des fenêtres de temps glissantes. Dans le cas du glissement de Séchilienne (Lacroix & Helmstetter 2011) ou dans le cas d'avalanches de neige (Lacroix et al. 2012), il a été possible de suivre la source (associée aux impacts des pierres ou de la neige) se propageant progressivement vers l'aval. Dans le cas des glissements de Super-Sauze et de Valoria, l'orientation de nos antennes par rapport à la zone d'escarpement sur le glissement de Super-Sauze et la zone de coulée principale sur le glissement de Valoria ne nous permet pas de visualiser une évolution de la direction azimutale de la source lors de l'occurrence de signaux de type B. En effet, les blocs et matériaux friables se propageant vont respectivement dans la direction de l'antenne ou dans la direction opposée, si bien que l'on ne peut pratiquement pas observer de variation de l'azimut. Un moyen de contrôler l'existence de tremors serait de chercher à déterminer la profondeur des sources mais aussi d'installer des capteurs plus longue période sur le terrain. Ceci augmenterait la résolution de la détection de l'enveloppe de ces signaux.

4.3.1.3. Signaux sismiques et déplacements de la coulée en surface

Nous avons, en plus de la surveillance sismique, récupéré des données de déplacement mesuré au moyen des prismes et de la Station Totale GPS sur le glissement de Valoria (Fig. 2.7) et d'un extensomètre sur le glissement de Super-Sauze. Sont mis en graphique sur les Fig. 4.18, 4.19 et 4.20 le

nombre cumulé de signaux sismiques de type A et de type B durant les trois périodes initiales d'acquisition en fonction du déplacement mesuré et d'autres paramètres. Nous n'avons tenu compte que des événements que nous sommes parvenus à localiser avec une corrélation entre traces supérieure ou égale à 0,48 pour éviter d'ajouter trop de signaux parasites (cf. section 3.2.1). Chaque période est caractérisée par des cinématiques variables, à savoir :

- octobre 2009 sur le glissement de Super-Sauze : déplacements en surface inférieurs à 0,01 m par jour,
- mai 2010 sur le glissement de Super-Sauze : déplacements inférieurs à 0,10 m par jour,
- novembre 2009 sur le glissement de Valoria : déplacements supérieurs à 0,10 m par jour.

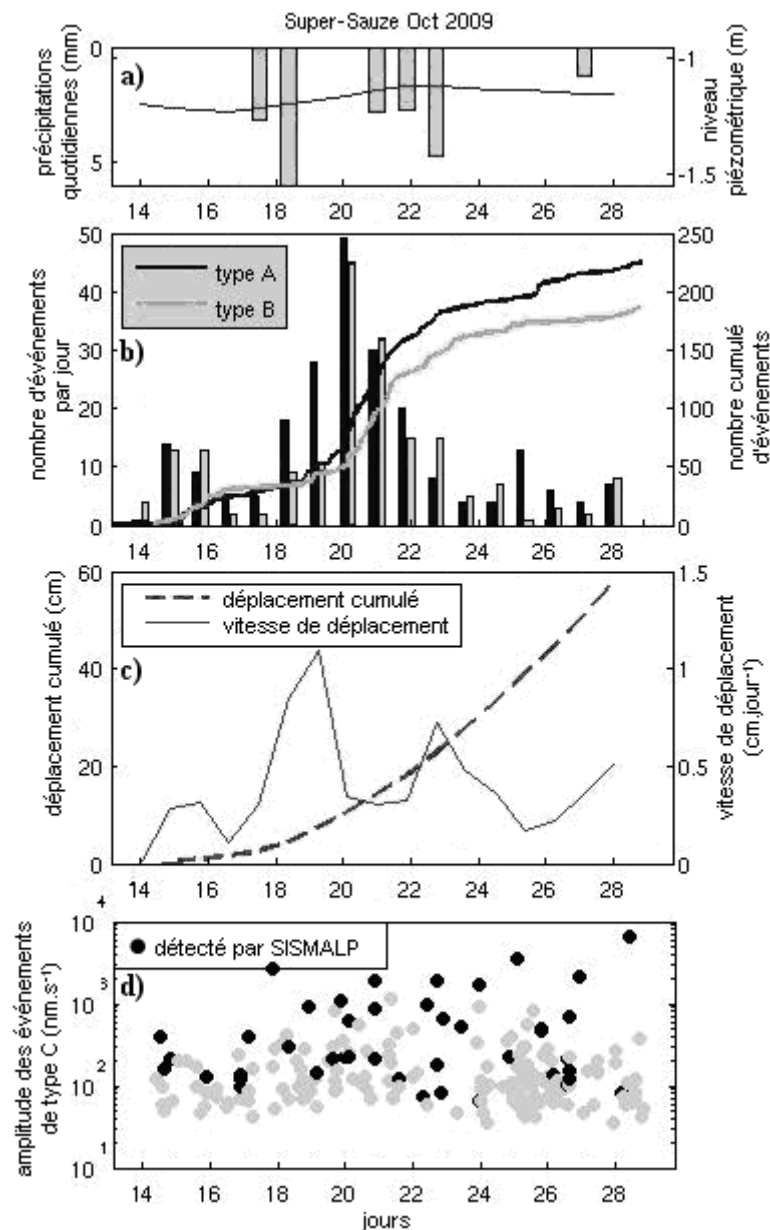


Figure 4.18. Variations temporelles (a) des précipitations et du niveau d'eau, (b) de la quantité d'événements de type A et B, (c) du déplacement et (d) des amplitudes des séismes détectés (les cercles noirs indiquent que les séismes ont aussi été détectés par d'autres réseaux sismiques) pour le glissement de Super-Sauze en octobre 2009.

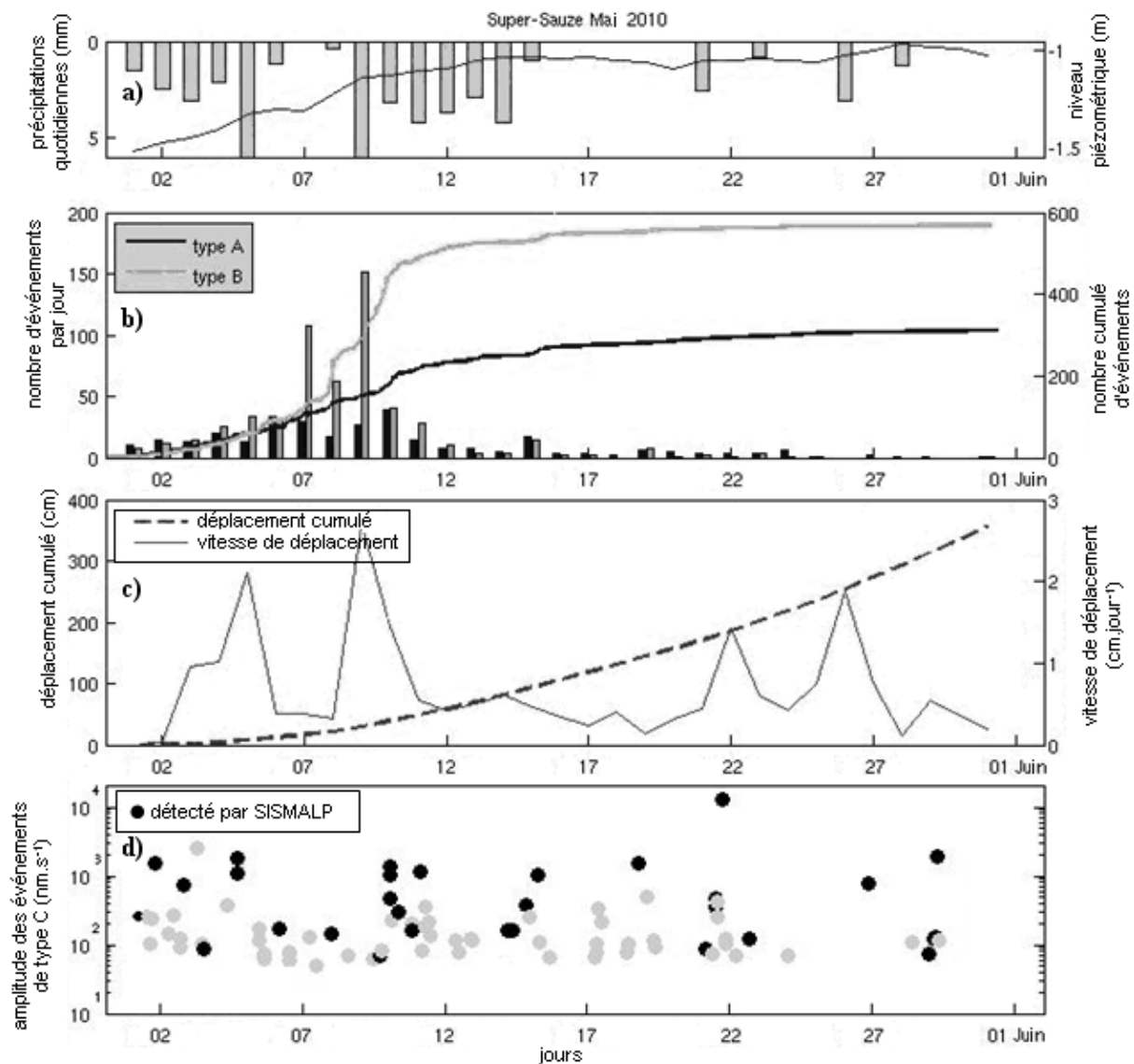


Figure 4.19. Même présentation qu'en Fig. 4.18 pour le glissement de Super-Sauze en mai 2010.

On observe (Fig. 4.18, 4.19 et 4.20) une accélération du déplacement quelques heures après l'augmentation du nombre de signaux de type A et de type B durant les trois périodes d'acquisition. Dans le cas du glissement de Valoria, nous pouvons confirmer la rapidité de l'effondrement grâce aux déplacements enregistrés avec les prismes. Nous pouvons identifier en Fig. 4.21 l'initiation de l'accélération en fonction de l'activité microsismique (quantité de signaux sismiques émis) à partir du 13 novembre au matin. Néanmoins, alors qu'il semblerait que le déplacement ne cesse d'augmenter jusqu'à ce que nous perdions les prismes, on observe que l'activité sismique ralentit dans l'après-midi. On peut interpréter ce phénomène en supposant que l'accélération a été déclenchée par des ouvertures de fissures ou des phénomènes de cisaillements, correspondant aux premiers signaux sismiques détectés (essentiellement de type A). Une fois que la zone de rupture s'est activée, le matériau a commencé à s'écouler en nécessitant moins d'événements de rupture (dominance de signaux sismiques de type B). Nous pouvons par conséquent en conclure que, dans ce cas, l'augmentation du nombre de signaux sismiques (de types A et B) a engendré une accélération du glissement.

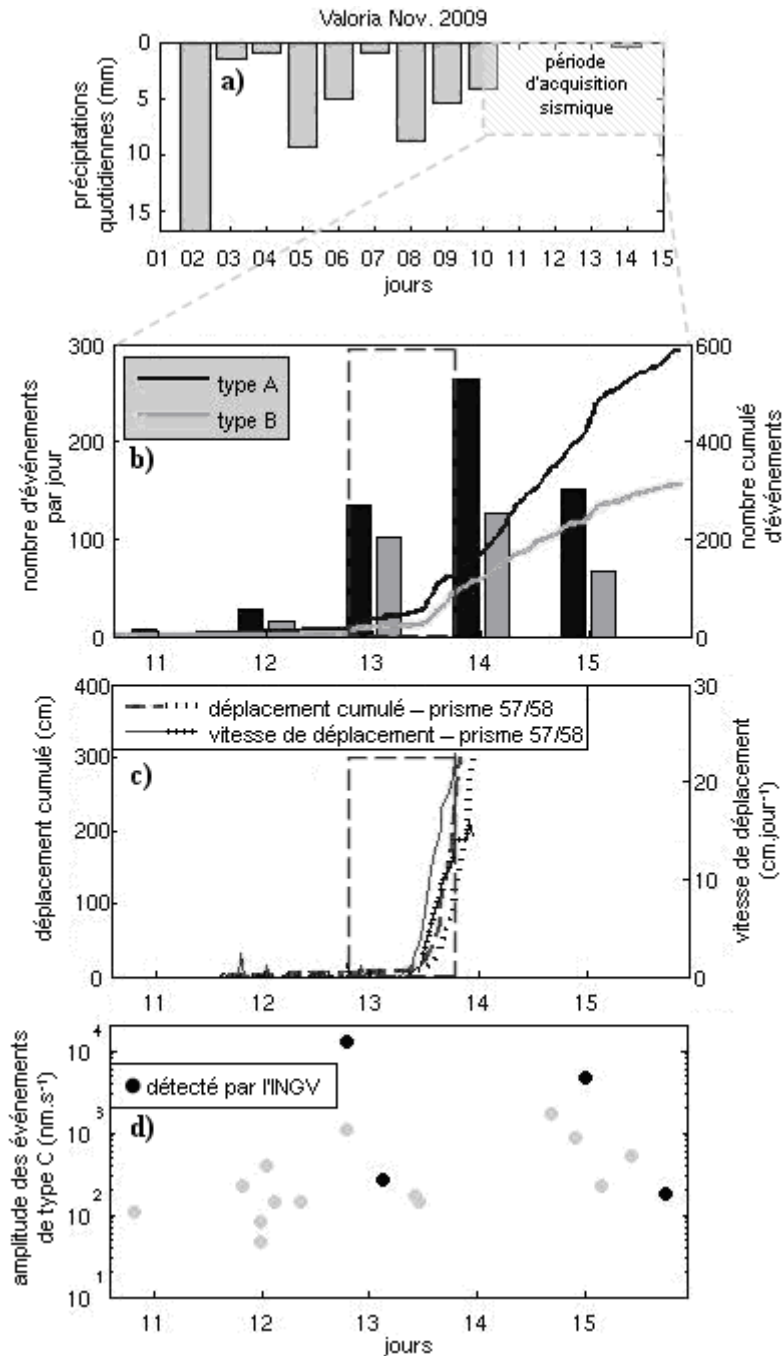


Figure 4.20. Variations temporelles (a) des précipitations, (b) de la quantité d'événements de type A et B, (c) du déplacement et (d) des amplitudes des séismes détectés (les cercles noirs indiquent que les séismes ont aussi été détectés par d'autres réseaux sismiques) pour le glissement de Valoria en novembre 2009. La zone encadrée des graphiques (b) et (c) est agrandie en Fig. 4.21.

4.3.2. Corrélation avec la piézométrie et la pluviométrie

Nous avons par ailleurs relevé le niveau de précipitations ainsi que le niveau piézométrique dans le cas du glissement de Super-Sauze. Pour le glissement de Super-Sauze, les stations piézométrique et pluviométrique sont localisées sur le glissement (station BV, Fig. 2.12), tandis que pour le glissement de Valoria, la pluviométrie est mesurée à quelques kilomètres à la station de Fontanaluccia (787 m d'altitude) dans la commune de Frassinoro dont dépend le glissement (Fig. 4.22).

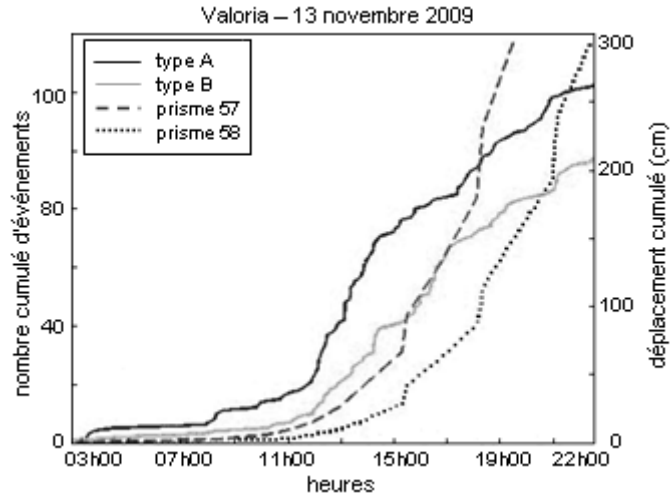


Figure 4.21. Agrandissement des variations de la quantité d'événements et du déplacement lors de l'accélération du glissement de Valoria le 13 novembre.

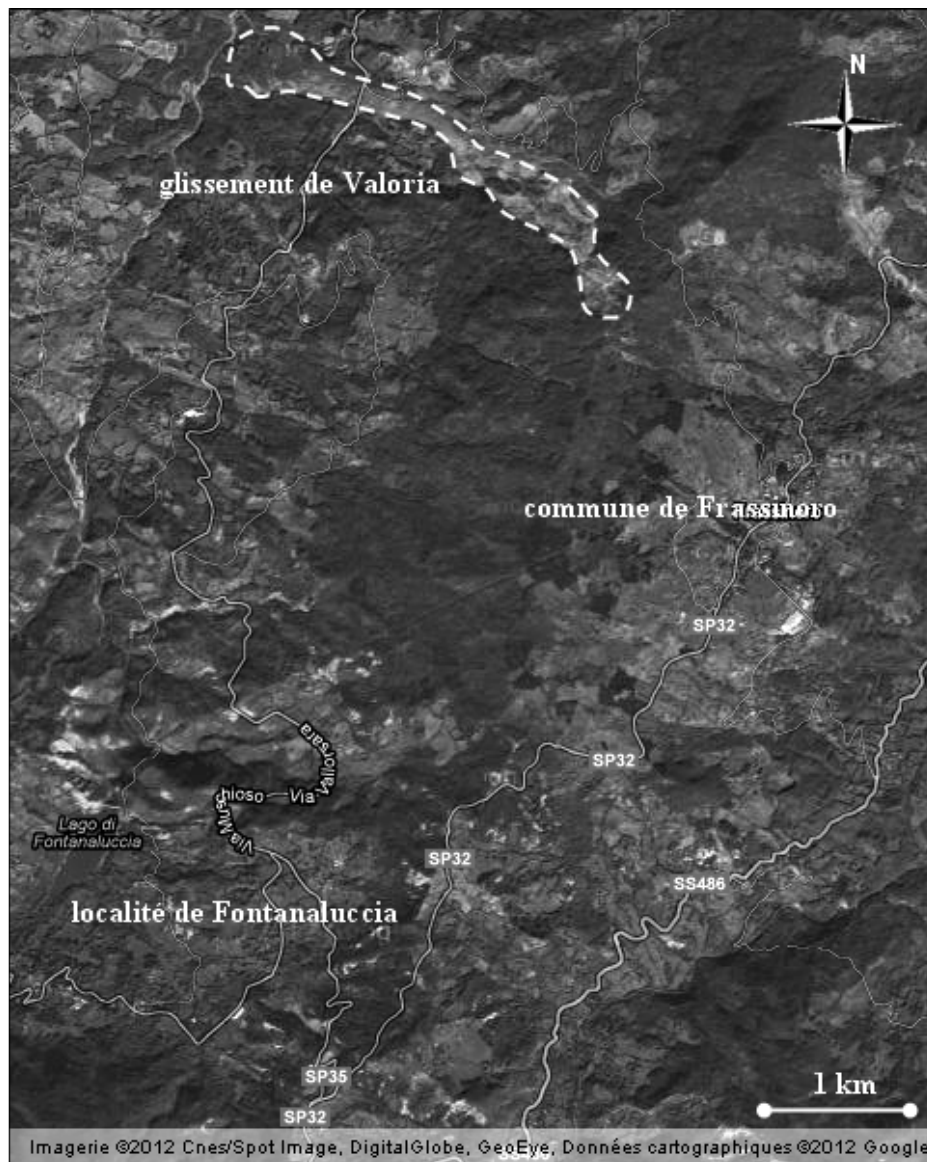


Figure 4.22. Localisation géographique de la localité de Fontanaluccia (commune de Frassinoro) par rapport au glissement de terrain de Valoria.

Nous disposons aussi des catalogues de sismicité régionale. Ils nous ont été fournis par les réseaux sismologiques SISMALP (Thouvenot et al. 1990) pour le glissement de Super-Sauze et par l'INGV pour le glissement de Valoria. Nous les avons complétés en y intégrant les événements de type C que nous avons identifiés comme séismes mais de trop faible amplitude pour être détectés par ces réseaux. Nous présentons dans cette section les éventuelles corrélations entre les occurrences de signaux sismiques et ces paramètres météorologiques et morphologiques externes en prenant aussi en compte les tremblements de terre. Les représentations graphiques de ces mesures sont ajoutées sur les Fig. 4.18, 4.19 et 4.20.

4.3.2.1. Précipitations et niveau piézométrique

Les précipitations sont assez variables sur le glissement de Super-Sauze durant les périodes d'acquisition. On peut nettement observer une élévation puis une baisse du niveau piézométrique en relation avec l'importance des précipitations (Fig. 4.18 et Fig. 4.19). La quantité d'événements de type A et de type B augmente simultanément avec l'élévation du niveau d'eau et diminue lorsque le niveau redescend. La réponse est plus significative au mois de mai qui correspond à la période de la fonte des neiges. En effet, lorsque la neige fond, la cohésion diminue entre la neige et les argiles. La saturation est plus élevée, ce qui augmente la conductivité du milieu. Cela influence la fragilité des matériaux et la quantité de signaux sismiques émis.

La neige termine en général de fondre autour du 15 mai 2010 sur le glissement de Super-Sauze. D'après les photographies prises à intervalle de quatre jours de la cabane installée en face du glissement (Fig. 2.3, Travelletti et al. 2011), en 2010, la neige a commencé à fondre dès la fin avril dans la partie aval du glissement, mais ce n'est qu'après le 15 mai que la partie amont a aussi été découverte, notamment au niveau de l'antenne sismique puis de la zone d'escarpement (Fig. 4.23). On enregistre entre le 10 et le 15 mai 2010 une quantité plus élevée de signaux sismiques de type B. On peut avancer l'hypothèse que cette augmentation de « chutes de pierres » ou de « coulées » peut être associée à la diminution de cohésion entre la neige qui disparaît et la matrice argileuse. Les signaux sismiques de type A augmentent aussi sensiblement à cette période. En effet, les fissures ne sont plus couvertes de neige donc moins isolées et le niveau de saturation changeant est susceptible d'induire des ouvertures et fermetures de fissures.

Nous avons enregistré sur le glissement de Valoria des précipitations importantes pendant les 10 jours qui ont précédé l'installation des antennes sismiques (Fig. 4.20). La pluie a cessé le 10 novembre et les émissions de signaux sismiques de type A et de type B ont commencé à augmenter à partir du 13 novembre. Cette évolution est cohérente avec des réactivations précédentes du glissement. En effet, les réactivations précédentes ont généralement été enregistrées trois-quatre jours après que les précipitations avaient cessé (Ronchetti 2008).

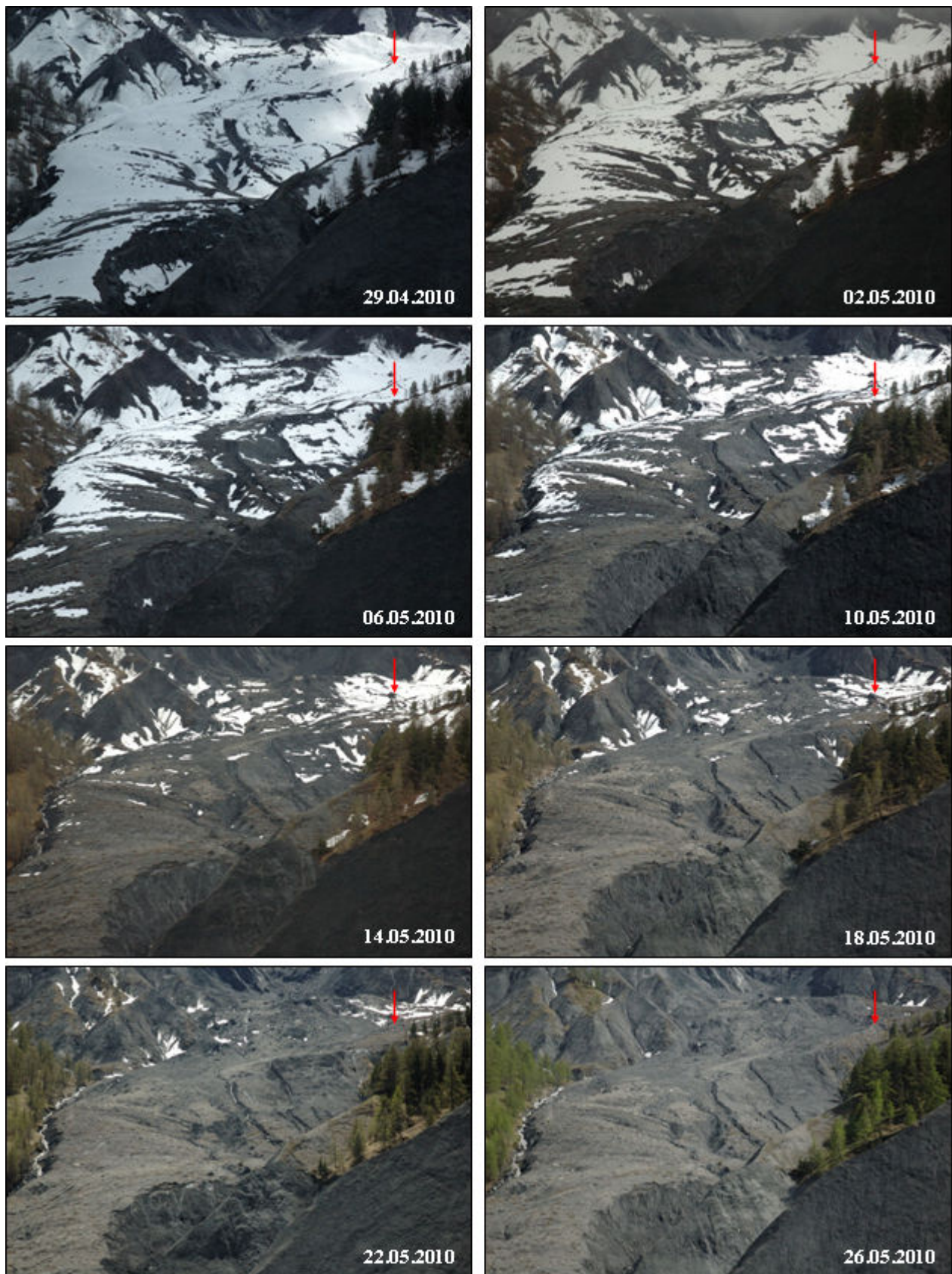


Figure 4.23. Fonte progressive de la neige sur le glissement de Super-Sauze durant le mois de mai 2010. La date est indiquée en bas à droite de chaque photographie. La flèche rouge indique l'emplacement du système d'acquisition de l'antenne d'écoute sismique. Les photographies sont prises automatiquement à partir d'une cabane située en face du glissement (Fig. 2.4, Travelletti et al. 2011).

4.3.2.2. Sismicité régionale

Nous avons détecté une grande quantité de petits séismes régionaux durant les trois périodes d'acquisition. La période la plus marquée est celle d'octobre 2009, sur le glissement de Super-Sauze, où nous avons identifié plus de 200 séismes en 15 jours contre moins de 100 pour tout le mois de mai 2010. Nous avons par ailleurs identifié 18 séismes à Valoria.

Le graphe inférieur des Fig. 4.18, 4.19 et 4.20 illustre les occurrences de séismes et leur amplitude maximale associée (en vitesse). À titre indicatif, l'amplitude maximale mesurée pour ces événements peut dépasser les 10^4 nm.s^{-1} . Nous n'avons observé aucun signe de déclenchement ou d'accélération des glissements lié aux occurrences des séismes. La probabilité de déclenchement des glissements de terrain suite à des tremblements de terre a été mise en évidence depuis 1984 par Keefer (1984). Il avait calculé qu'un séisme de magnitude 5 localisé à moins de 10 km d'un glissement de terrain permettrait de l'activer. Il a ensuite été estimé que cela devrait correspondre à un mouvement perceptible de $0,11 \text{ m.s}^{-1}$ sur le terrain (Keefer 2002) dans le cas des glissements de matériaux meubles appelés « *disrupted slides and falls* ». Dans notre cas, nous n'avons pas atteint le seuil d'intensité nécessaire pour déclencher des mouvements au sein des glissements de terrain de Super-Sauze et de Valoria.

4.4. Conclusion du chapitre 4

Nous proposons une interprétation des signaux sismiques qui reste incomplète à cause du manque d'informations sur la profondeur des sources dans le glissement (on peut toutefois raisonnablement limiter la profondeur dans la couche glissante et non dans le socle). Les signaux sismiques de type A sont interprétés comme dus à des phénomènes de cisaillement et de fissures dans le glissement. Ils se concentrent en effet dans des zones de fracturations plus importantes et peuvent être considérés comme des sources de déclenchement de l'accélération sur le glissement de Valoria. Les signaux sismiques de type B sont interprétés comme dus à des phénomènes d'effondrement de roches dans la zone d'escarpement sur le glissement de Super-Sauze ou comme des matériaux friables plus ou moins boueux transportés en surface le long du glissement. En effet, ils seraient significatifs de l'effondrement et de la progression de la coulée que nous avons pu relevés lors de l'accélération sur le glissement de Valoria en novembre 2009 puis sur le glissement de Super-Sauze à partir de mai 2011. Nous ne sommes cependant pas en mesure de distinguer davantage les types de sources associées à ces signaux sismiques (dimensions, profondeur des sources...) car nous ne pouvons suffisamment contraindre la localisation à partir d'une antenne d'acquisition. Il nous faudrait en fait installer des antennes plus resserrées au niveau des foyers afin qu'elles recouvrent au mieux toutes les zones de probabilité de localisation de ces sources (Fig. 2.19).

Les glissements sont par ailleurs équipés de sites de mesures de déplacements, des précipitations et du niveau de la nappe phréatique dans le cas du glissement de Super-Sauze (Malet 2003, Corsini et al. 2009). Nous avons comparé l'évolution de ces variables avec la progression des signaux sismiques afin d'établir d'éventuelles corrélations entre eux. Nous constatons qu'après quelques jours de précipitations le nombre de signaux sismiques a tendance à augmenter (simultanément avec le niveau d'eau), en accord avec les études préalablement menées par Amitrano et al. (2007). Cela peut suggérer que les signaux sismiques sont liés au mouvement d'ensemble de la coulée, donc peut-être aussi à des phénomènes de glissements profonds et non juste à des phénomènes de surface. La réponse est d'autant plus forte en mai sur le glissement de Super-Sauze, probablement à cause d'une perte de cohésion des matériaux suite à la fonte des neiges. Les déplacements s'accroissent quelques heures après l'augmentation des signaux. Nous disposons aussi d'un catalogue des séismes locaux mais il semblerait que nous n'ayons pas atteint le seuil d'amplitude perçue au niveau du glissement nécessaire pour y déclencher une nouvelle activation.

L'identification temporelle puis spatiale des signaux sismiques détectés dans les glissements de terrain nous aide contraindre l'interprétation des sources associées (chutes de pierres ou coulée de graviers ou de boue, activation de fissures ou de cisaillements...). Les résultats obtenus sur les trois périodes d'acquisition initiales nous permettent de valider l'application des techniques d'écoute sismique aux glissements de terrain de type argilo-marneux, malgré leurs caractères dispersif et atténuant, avec les limites que nous impose le fait de ne disposer que d'une seule antenne couvrant une zone de 40 m sur 40 m environ. Nous disposons des données sismiques enregistrées sur le glissement de Super-Sauze en continu jusqu'à septembre 2010. Nous poursuivons notre analyse des données acquises jusqu'en septembre 2010 afin d'étudier d'autres variations éventuelles des signaux sismiques dans le temps et dans l'espace.

Chapitre 5 - Application pour une période de cinq mois sur le glissement de Super-Sauze

5.1. Choix de la méthode d'écoute sismique passive

Nous avons utilisé des techniques de détection et de localisation de signaux sismiques identifiés au sein de glissements de terrain de type argilo-marneux. Nous retenons le code de détection semi-automatique proposé par Helmstetter & Garambois (2010) et celui de localisation automatique de Lacroix & Helmstetter (2011) comme les plus rapides pour des études d'analyse du bruit sismique et d'interprétation des sources sismiques sur du long terme.

5.2. Application jusqu'en septembre 2010

Nous considérons les données d'écoute sismique enregistrées au niveau de l'antenne permanente installée à Super-Sauze jusqu'en septembre 2010. Ces données ont dans un premier temps été analysées par Coralie Aubert (LGIT, Grenoble) pour la mise à jour de la banque de données disponible sur le site internet de l'observatoire OMIV (omiv.osug.fr).

5.2.1. Détection semi-automatique

5.2.1.1. Seuils de détection

Les seuils de détection fixés par Coralie Aubert sont légèrement rehaussés par rapport aux seuils que nous avons choisis sur les trois premières périodes car il s'agit pour son analyse de mettre en évidence avec moins de précision les signaux sismiques détectés sur le terrain. Un signal sismique est détecté lorsque :

- l'amplitude du spectre du signal sismique est au moins cinq fois supérieure à l'amplitude du spectre du bruit, contre deux fois supérieure pour nos applications initiales, ce qui limite le nombre de signaux sismiques parasite,
- l'amplitude maximale du signal sismique (la moyenne des amplitudes maximales pour chaque canal, évaluée dans la gamme de fréquence [2-50 Hz]) atteint au minimum les 200 nm.s^{-1} alors que pour nos applications initiales nous n'avions pas fixé de seuil d'amplitude.

Ce seuil d'amplitude rehaussé ne devrait pas avoir de conséquence significative sur le nombre de signaux détectés car d'après les études menées sur les trois périodes initiales, nous avons constaté que la distribution cumulée des signaux sismiques classifiés en type A ou type B ne vérifiait pas la loi de

distribution de Gutenberg-Richter pour des valeurs d'amplitude maximale inférieures à 300 nm.s^{-1} (Fig. 4.3). Cela peut s'expliquer par la difficulté à identifier des signaux sismiques dont les caractéristiques en termes de contenu fréquentiel, de durée et surtout dans le cas de faibles amplitudes (inférieures à 300 nm.s^{-1}) sont trop similaires à celles qui caractérisent le bruit.

Par conséquent, la méthode de détection semi-automatique proposée par Helmstetter & Garambois (2010) étant validée pour des seuils plus précis, il ne devrait y avoir dans les résultats de la détection étendue jusqu'en septembre 2010 qu'une quantité de signaux sismiques détectés moindre, dont majoritairement moins de signaux parasites.

5.2.1.2. Distribution en amplitude

La distribution cumulée des signaux sismiques (Fig. 5.1) suit relativement bien une loi de puissance de type Gutenberg-Richter avec des coefficients b calculés par régression linéaires du même ordre de grandeur que les coefficients calculés sur la période de mai 2010 (cf. chapitre 4).

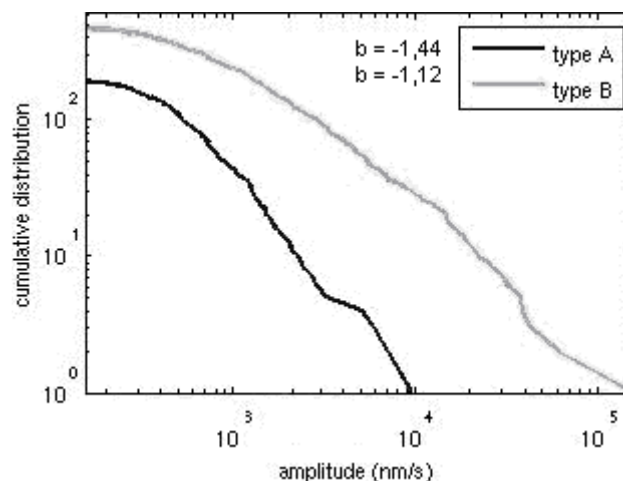


Figure 5.1. Distribution cumulée des signaux sismiques de type A et de type B détectés sur le glissement de Super-Sauze de mai à septembre 2010. Les amplitudes sont estimées après avoir filtré le signal entre 2 et 50 Hz et varient entre 10^2 et 10^5 nm.s^{-1} . On estime aussi la valeur du coefficient b par analogie à la loi de distribution de Gutenberg-Richter.

Le coefficient b est plus petit pour les signaux sismiques de type A. L'amplitude maximale des signaux sismiques de type A varie en effet dans une gamme plus étroite et pour des valeurs maximales de 10^4 nm.s^{-1} alors que l'on mesure des amplitudes maximales de l'ordre de 10^5 nm.s^{-1} pour certains signaux sismiques de type B (que l'on peut probablement associer à des gros éboulements).

5.2.2. Localisation automatique : beam-forming

Nous localisons les signaux sismiques en appliquant les codes proposés par Lacroix & Helmstetter (2011) afin de vérifier l'identification des signaux sismiques. La localisation est obtenue par la

méthode d'inversion du beam-forming avec la même précision que pour les trois périodes initiales. Nous maintenons les mêmes valeurs des paramètres (dimension de la grille de recherche, limites des valeurs de vitesses, cf. section 3.4.2) pour pouvoir comparer les éventuels foyers de concentrations de sources sismiques sur les mêmes critères de calculs des valeurs de corrélation entre traces ou d'ordre de grandeur des vitesses apparentes de propagation des ondes sismiques.

Une fois ces signaux sismiques localisés, nous pouvons les associer à des mécanismes de sources plus ou moins précis, sur la base des analyses effectuées sur les trois périodes initiales. Nous ne parlons alors plus de signaux mais d'événements sismiques liés à la mécanique du glissement de terrain.

Les Fig. 5.2 et Fig. 5.3 représentent les localisations de tous les événements respectivement classifiés comme étant de type A ou de type B localisés avec une corrélation entre traces supérieure ou égale à 0,48, pour respecter les critères de localisation appliqués aux trois périodes initiales (section 4.2.1.3). Les localisations sont représentées pour chaque mois, de mai à septembre 2010, avec leur valeur de corrélation entre traces. On constate que les localisations de ces événements se concentrent au niveau des mêmes foyers que ceux que nous avons identifiés pour les périodes initiales (section 4.2.2). Ce résultat est assez satisfaisant car il nous permet de valider définitivement les codes de localisation proposés par Lacroix & Helmstetter (2011) pour des études d'écoute sismique à long terme sur le glissement de terrain de Super-Sauze. La quantité d'événements sismiques reste cependant variable avec les mois, comme nous avons déjà pu le mettre en évidence entre les mois d'octobre 2009 et de mai 2010, et au sein même de ces premières périodes d'acquisition. Il semblerait que la période de plus forte activité (en quantité de signaux sismiques) reste le mois de mai, tandis que les mois de juillet et d'août correspondraient à la période calme, autant pour les événements de type A que les événements de type B. La quantité d'événements localisés pour juillet et le début du mois d'août reste cependant incertaine compte-tenu des travaux que nous avons menés sur le terrain à ces dates.

5.3. Distributions spatiale et temporelle des signaux sismiques en fonction des variables externes

Les Fig. 5.4 et Fig. 5.5 illustrent les variations temporelles de différentes variables mesurables en comparaison avec les quantités d'événements de type A et de type B détectés. Il s'agit des précipitations, du niveau piézométrique et des déplacements, disponibles jusqu'à mi-juillet, mesurés à la station BV (Fig. 2.12).

Nous disposons aussi des données de sismicité locale à partir du catalogue SISMALP (Thouvenot et al. 1990) complété par la liste des signaux sismiques de type C (cf. section 4.2.2.1).

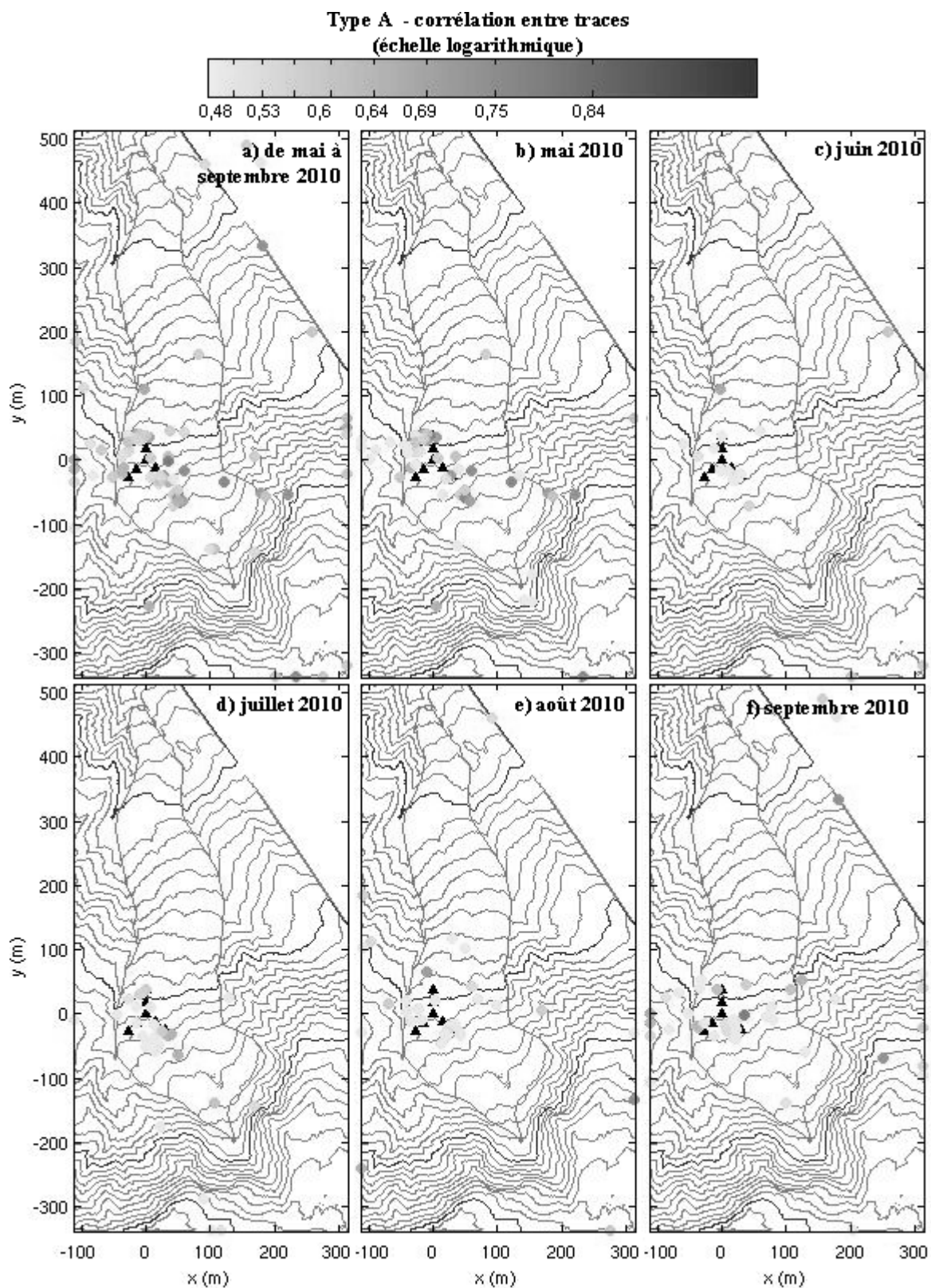


Figure 5.2. Localisation des signaux sismiques de type A sur le glissement de Super-Sauze de mai à septembre 2010. Les dégradés de gris indiquent la valeur de la corrélation entre traces (nous n'avons affiché que les signaux sismiques pour lesquels C est supérieure à 0,48). Les triangles noirs indiquent la position des capteurs de l'antenne sismique.

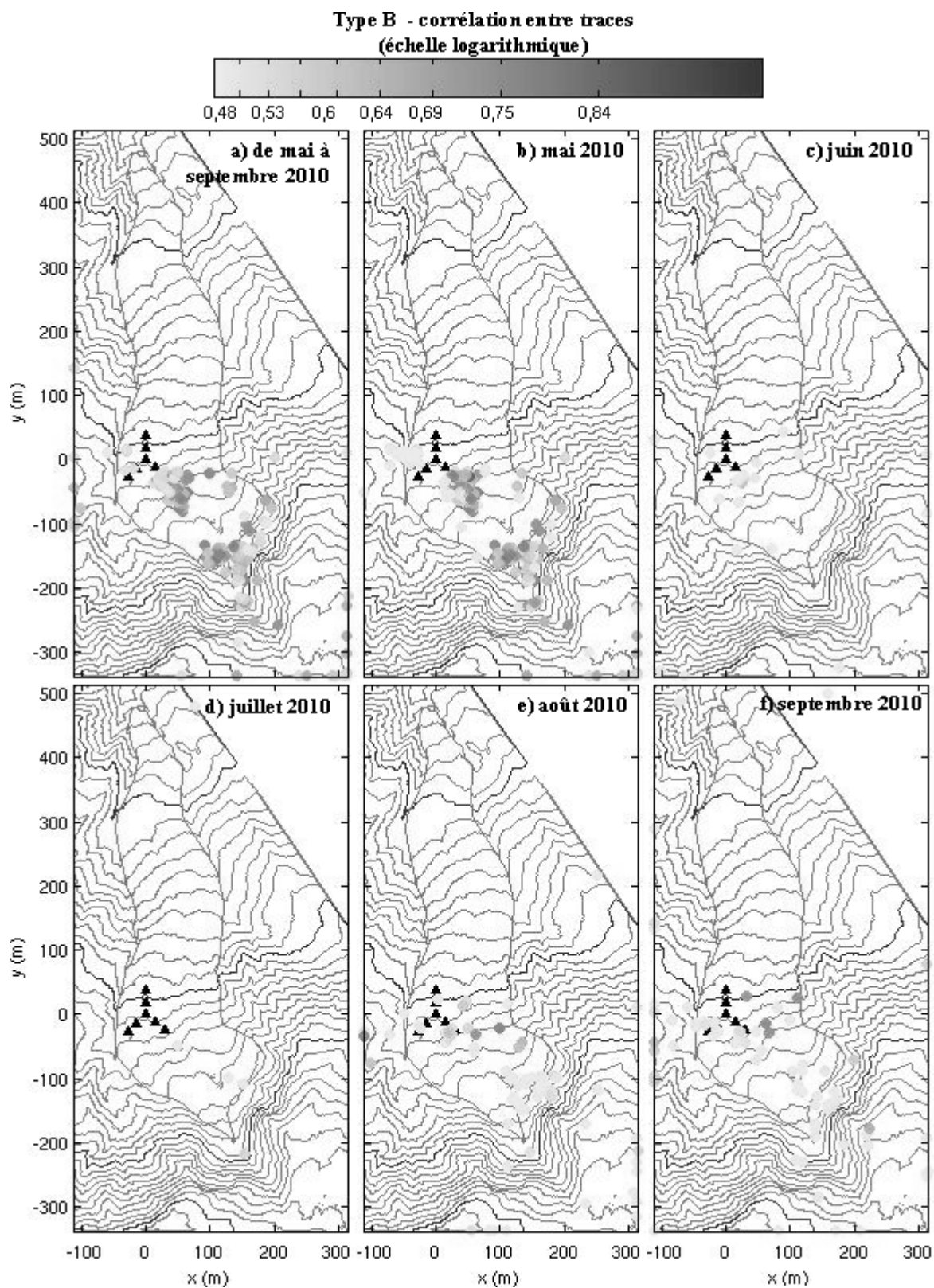


Figure 5.3. Localisation des signaux sismiques de type B sur le glissement de Super-Sauze de mai à septembre 2010. Même représentation qu'en Fig. 5.4.

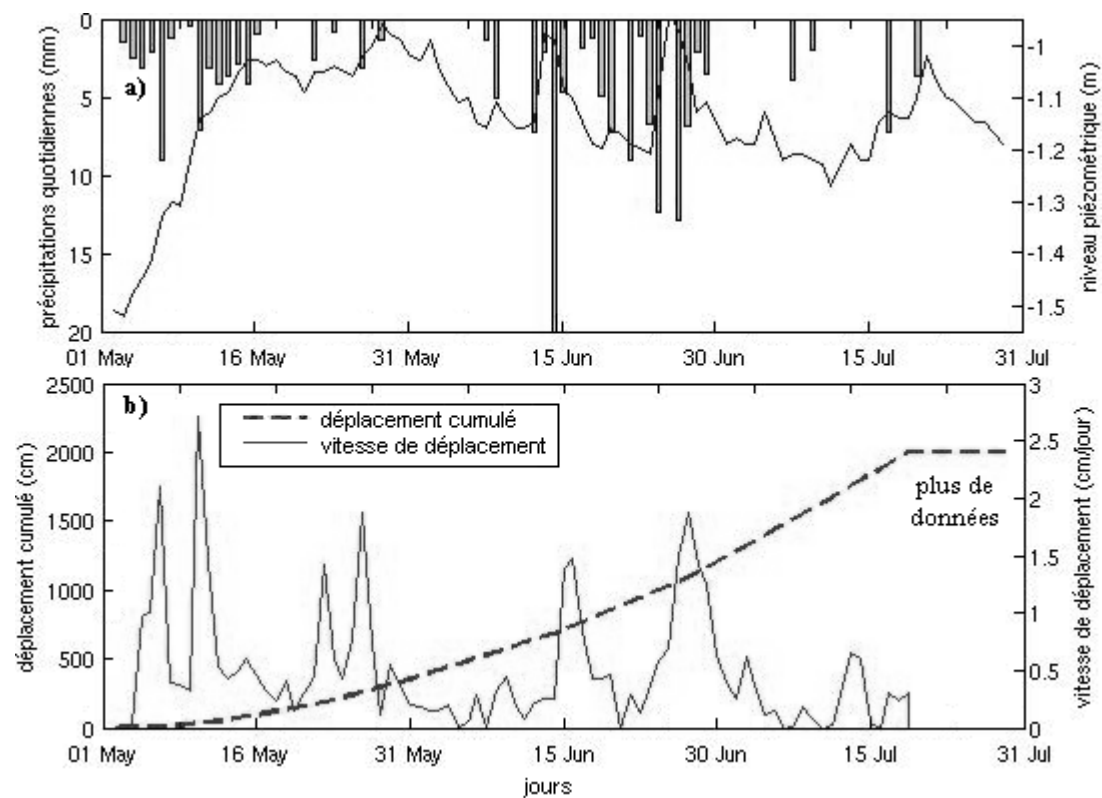


Figure 5.4. Variations temporelles (a) des précipitations et niveau d'eau dans le glissement, (b) de la quantité d'événements de type A et B pour le glissement de Super-Sauze de mai à juillet 2010.

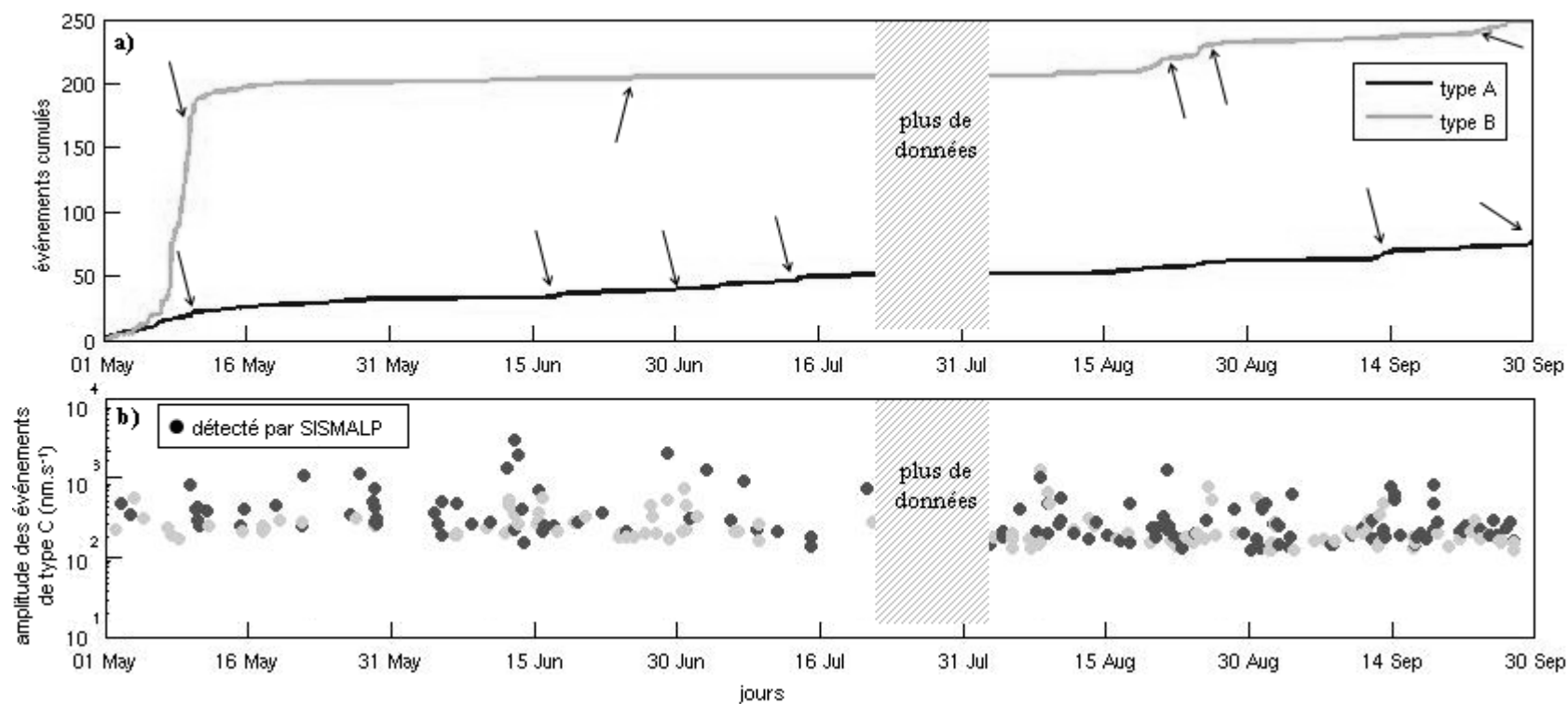


Figure 5.5. Variations temporelles (a) de la quantité d'événements de type A et B et (b) des amplitudes des séismes (type C) détectés, pour le glissement de Super-Sauze de mai à septembre 2010. En (a), les flèches indiquent des augmentations légères ou prononcées du nombre de signaux sismiques.

5.3.1. Précipitations et déplacements

5.3.1.1. Aspect qualitatif des précipitations et des déplacements

À l'échelle du mois de mai jusqu'à la fin du mois de juillet, on remarque que le déplacement cumulé augmente globalement de manière à peu près constante, avec une légère tendance à l'accélération (l'allure de la courbe du déplacement cumulé est convexe). Il s'agit en réalité d'une succession de pics d'accélération et de décélération liés entre autres aux variations météorologiques.

Le taux de déplacements mesuré sur le terrain a tendance à augmenter à la suite de précipitations mais l'importance des précipitations n'est pas proportionnelle à l'accélération mesurée. On enregistre en effet aux environs du 15 juin les précipitations les plus importantes pour cette période, en quantité et en durée, avec des variations significatives du niveau piézométrique, tandis que les taux de déplacements les plus importants sont relevés avant le 15 mai. Cela peut être dû aux changements d'état des précipitations. On observe que le terrain est encore couvert de neige avant le 15 mai (Fig. 4.21), il se peut que les précipitations soient alors moins bien mesurées par le pluviomètre dont le glissement est équipé...

On note une légère augmentation saccadée du nombre de signaux sismiques de type A après le 15 juin, en fin de mois, à la mi-juillet puis de nouveau à partir de la fin du mois d'août. Ces variations correspondent aux pics d'accélération des déplacements mesurés et aux périodes de précipitations les plus importantes, ou plus précisément lorsque le niveau piézométrique est maximal et diminue rapidement. Une manière d'interpréter ces variations est de supposer qu'au moment des précipitations, le sol se gonfle en eau. Une fois que les précipitations cessent, le sol sèche en diminuant la cohésion dans la matrice (évapotranspiration) : la rhéologie est modifiée et les matériaux sont plus cassants. Ceci induit ou renforce des fissures déjà existantes et provoque des cassements (fractures et cisaillements), des extensions et des déplacements dans le glissement.

À l'exception de la forte hausse de signaux sismiques de type B au mois de mai, nous n'observons pas de variations aussi significatives si ce n'est après le 15 août. Nous expliquons la hausse du mois de mai par la diminution de la cohésion de la matrice à cause de la fonte des neiges (Fig. 4.21). Nous ne disposons pas des données piézométriques et météorologiques et des mesures de déplacements au-delà du mois d'août pour établir d'éventuelles corrélations entre les signaux sismiques et ces paramètres (données existantes). Nous savons cependant qu'au-delà du 15 août, le climat peut être marqué par des précipitations abondantes irrégulières, ce qui peut avoir un impact sur la résistance des roches et blocs de marnes situés en déséquilibre au niveau de la zone d'escarpement. De telles précipitations peuvent en effet accentuer le déséquilibre et favoriser des effondrements dans la partie amont. C'est ce que nous localisons en Fig. 5.5 au mois d'août et au mois de septembre.

L'arrêt de ces précipitations justifieraient par ailleurs la nouvelle augmentation d'événements de type A à la mi-septembre (correspondant à l'apparition ou à la réactivation de fissures et de cisaillements), à proximité de l'antenne sismique (Fig. 5.4).

5.3.1.2. Aspect quantitatif des précipitations et des déplacements

Nous avons cherché à déterminer de manière plus quantitative les corrélations qu'il pouvait y avoir entre les occurrences des événements de type A et de type B avec les précipitations, le niveau de la nappe phréatique et les déplacements. Nous avons pour cela utilisé la fonction d'inter-corrélation (corrélation croisée, « *cross-correlation* ») proposée par Helmstetter & Garambois (2010) entre les événements sismiques et les diverses variables mesurées. La Fig. 5.6 indique la probabilité des variations des précipitations, du niveau piézométrique et des déplacements d'avoir lieu avant ou après des événements de type A ou B.

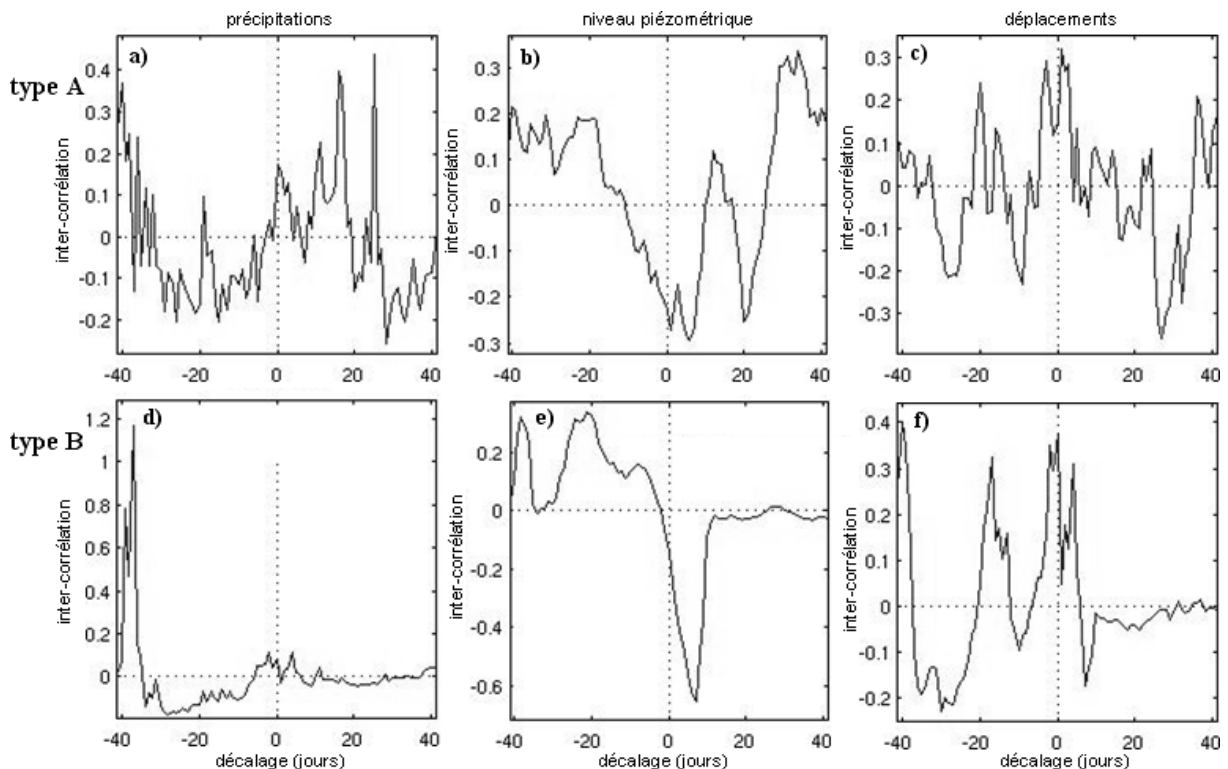


Figure 5.6. Inter-corrélation de mai à fin juillet 2010 entre le taux quotidien des événements de type A et de type B avec les variations quotidiennes respectivement (a) et (d) de précipitations, (b) et (e) du niveau piézométrique et (c) et (f) des déplacements. Un pic avec décalage en jours négatif signifie que la variation observée a lieu en moyenne ce nombre de jours avant l'occurrence des signaux sismiques.

Précipitations :

Il est difficile d'établir une corrélation directe entre les émissions de type A et les précipitations. On constate en revanche que les événements de type B ont en général lieu en même temps que les précipitations, à l'échelle de la semaine (deux pics de corrélation à 0,18 sur la Fig. 5.6d), mais que des

précipitations précédentes sont aussi susceptibles d'être corrélées avec des événements de type B qui auraient lieu jusqu'à un mois après. Ceci est dû à la cohésion de la matrice argileuse, liée aux variations du niveau piézométrique (voir ci-dessous) et à la fonte des neiges.

Niveau piézométrique :

Pour les deux types d'événements, on constate que la majorité des événements tend à se produire lorsque le niveau piézométrique diminue (minimum d'anti-corrélation sur les Fig. 5.6b et 5.6e). Sont émis (détectés) en premier les événements de type A (4-5 jours après le pic minimal) puis ceux de type B (6-7 jours après le pic minimal). Il peut aussi y avoir des événements de type A avant et après que le niveau piézométrique a atteint son niveau minimal. Il faut garder à l'esprit que la mesure du niveau piézométrique est située en un point (station BV, Fig. 2.15) parfois relativement éloignée des sources sismiques. On peut justifier ces variations avec le remplissage et les ouvertures / fermetures de fissures qui jouent sur la stabilité générale du glissement et sur la possibilité de provoquer par la suite des effondrements.

Déplacements :

Il est encore difficile d'établir une corrélation directe entre les événements de type A et les déplacements quotidiens. On détecte un maximum de déplacements au moment où les signaux sismiques sont détectés (maximum de corrélation à 0,3 sur la Fig. 5.6c), mais les déplacements peuvent aussi être successifs d'un cumul antérieur de signaux sismiques (sur 40 jours, dans la limite de notre période d'acquisition) et inversement, d'après le graphique, ils pourraient être relevés sur une vingtaine de jours avant une émission majeure d'événements de type A.

On constate en revanche que les événements de type B sont pour la quasi-totalité enregistrés de manière contemporaine ou postérieure aux déplacements. À savoir que les mouvements dominants (déplacements en surface) du terrain seraient signes d'effondrements majeurs dès les semaines suivantes.

Ces interprétations restent discutables du fait de la courte période d'acquisition sur laquelle nous avons calculé l'inter-corrélation.

Événements de type B par rapport aux événements de type A :

Si l'on affiche le décalage de détection des événements de types B par rapport aux événements de type A (Fig. 5.7), on observe que les événements de types A peuvent avoir lieu de manière contemporaine des événements de type B (à l'échelle de la semaine), mais aussi sur des périodes précédentes. Ceci confirmerait l'hypothèse que des événements de type A peuvent être précurseurs d'événements de type B (dans le cas d'ouvertures / fermetures de fissures et de cisaillements qui provoqueraient un déséquilibre du terrain et mèneraient à des effondrements).

Il faut toutefois préciser que nous avons relevé beaucoup moins d'événements de type A que de type B (Fig. 5.5). Il se peut que cela soit aussi dû à la difficulté à bien distinguer des événements de type A parmi ceux de type B.

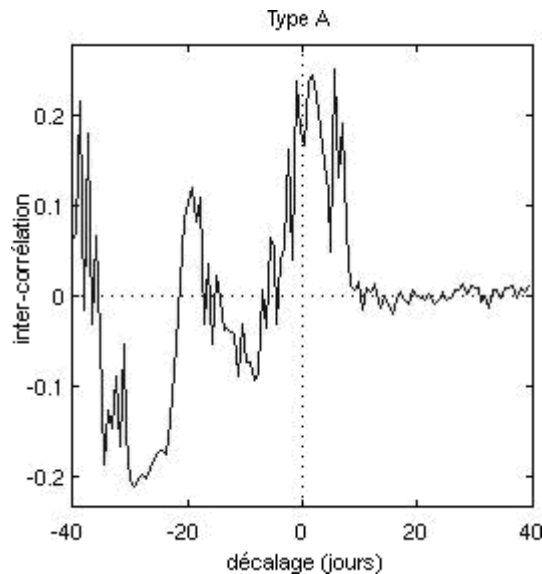


Fig. 5.7. Inter-corrélation définissant le décalage des événements de type A par rapport aux événements de type B. Un pic positif avec un décalage négatif signifie que des événements de type A précèdent des événements de type B de la valeur du décalage.

5.3.2. Sismicité régionale

Nous n'avons pas de séismes (ou signaux sismiques de type C) d'amplitude inférieure à 10^2 nm.s^{-1} (Fig. 5.5) compte-tenu du seuil de détection des signaux sismiques (tout type confondu) qui ont été fixés au départ. Les séismes détectés localement ont des amplitudes maximales du même ordre de grandeur que celles des séismes que nous avons détectés durant les trois périodes initiales. Nous n'identifions pas encore de séisme susceptible d'accentuer l'activation du glissement (Keefe 1984, 2002).

5.4. Conclusion du chapitre 5

Nous relocalisons les signaux sismiques de type A et de type B au niveau des mêmes foyers de sismicité que ceux que nous avons identifiés pour les deux premières périodes d'acquisition sur le glissement de Super-Sauze. Ces résultats nous permettent de confirmer les interprétations possibles des sources sismiques associées (les signaux sismiques de type A sont associés à des phénomènes de fractures ou de cisaillements et les signaux sismiques de type B à des écroulements, des chutes ou transports de blocs / clastes) et de valider la méthode de localisation proposée par Lacroix & Helmstetter (2011) dans le cas d'une écoute sismique à long terme sur le glissement de Super-Sauze.

L'évaluation des variations de ces signaux sismiques en continu sur plusieurs mois (de mai à septembre 2010) nous permet d'estimer les conséquences de ces signaux sismiques en termes de comportement du glissement. Il semblerait qu'une augmentation de signaux sismiques de type A favoriserait une extension du glissement (mouvements de fissures et de cisaillements) jusqu'à entraîner des ruptures dans le glissement. L'augmentation de signaux sismiques de type B serait en revanche significative de la progression de la coulée avec des effondrements et des ensevelissements partiels.

Les signaux sismiques de type B pourraient être la conséquence des signaux sismiques de type A. Lors de l'activation de la coulée sur le glissement de Valoria (section 4.2.2.1), nous avons en effet remarqué une évolution des types de signaux détectés avec un déplacement des sources sismiques. Nous avons interprété les premiers signaux détectés de type A comme les événements précurseurs de l'accélération de la coulée. L'accélération avait été mise en évidence par les signaux sismiques de type B détectés successivement.

La quantité de signaux sismiques détectés est variable selon les conditions météorologiques, les précipitations et le niveau de saturation du glissement.

Des précipitations importantes limitent la stabilité du glissement et stimulent le déséquilibre en engendrant des effondrements et de la propagation de matériaux friables en surface (signaux sismiques de type B), tandis que les périodes d'« assèchement » du glissement, suite à des précipitations, favorisent l'apparition de craquements, l'ouverture de fissures et par conséquent un déplacement général de la masse argileuse dans ses parties les plus cassées.

Une si courte durée d'acquisition (cinq mois en continu) ne suffit pas pour pouvoir établir ces statistiques sur la progression du glissement de terrain avec certitude pour le long terme. Il serait intéressant de pouvoir considérer les données sismiques enregistrées sur les années successives. Ceci nécessiterait de maintenir et d'entretenir l'antenne sismique déjà disponible. L'idéal serait de pouvoir en installer davantage, comme Walter et al. l'avaient déjà fait (2009), de préférence plus concentrées au niveau des foyers de sources sismiques identifiés afin de renforcer les étapes de localisation pour espérer pouvoir affiner l'interprétation des sources associées.

Conclusions générales

Nous avons cherché dans ce travail de thèse de doctorat à évaluer combien et comment il était possible de mesurer l'activité microsismique interne aux glissements de terrain. L'idée était de proposer un catalogue d'événements sources associés à l'évolution des mouvements de terrain.

Nous avons notamment souhaité répondre aux questions concernant :

- les types de signaux sismiques identifiables sur le terrain et leur caractéristiques physiques (durée, contenu fréquentiel, amplitude maximale),
- leur répartition dans le temps et dans l'espace par rapport à la morphologie du glissement,
- leur éventuelle évolution dans le temps et dans l'espace en fonction des variations environnementales (météorologie, sismicité locale),
- leur lien avec les périodes d'activité du glissement mesurées (progression lente, phase rapide)

pouvant ainsi mener :

- à l'identification de signes précurseurs d'une accélération,
- au test opérationnel de nouvelles techniques de surveillance sismique.

Les recherches se sont à cet effet organisées selon plusieurs approches thématiques.

Dans un premier temps, nous avons introduit la problématique de cette thèse (écoute sismique des glissements de terrain) en proposant un état de l'art sur les avancées scientifiques connues en termes d'écoute et de contrôle du bruit sismique mesurable dans des zones d'instabilités de versant. Nous avons vu que si, à notre connaissance, les premières études remontent aux années 1940 pour des études spécifiques en mines ou carrières d'exploitation, elles se sont réellement développées et élargies à tout type de contexte géologique (falaise, coulée boueuse, avalanche, lahar...) il y a une vingtaine d'années grâce à la numérisation de données (introduction des filtres dans le domaine fréquentiel) et au développement de systèmes d'acquisition et de traitement des données mieux adaptés aux problèmes d'écoute du bruit sismique de faible énergie.

Nous nous sommes proposés de concentrer nos recherches dans le cas des glissements de terrain de type argilo-marneux. Nous nous intéressés en particulier à deux glissements (glissement-coulée de Super-Sauze dans les Alpes du sud en France et glissement-coulée de Valoria dans le nord des Apennins en Italie) déjà bien connus en termes de géomorphologie, de (ré-) activations... pour juger de la validité (fiabilité) d'y compléter nos connaissances par des analyses de l'écoute du bruit sismique.

Nous avons déployé sur ces terrains des systèmes d'acquisition sismique de manière temporaire (Valoria) ou permanente (Super-Sauze) en reprenant le modèle préalablement suggéré par Joswig (2008). Il s'agit d'une unique antenne composée d'un capteur 3C situé au centre de trois axes le long

desquels est placé un capteur vertical à 20 et 40 m de ce centre (donc sept capteurs en tout dont un seul 3C). Nous avons choisi dans un premier temps de considérer le bruit sismique sur trois périodes d'acquisition caractérisées par des cinématiques variables avec les saisons :

- une période de deux semaines (en octobre 2009) à Super-Sauze, caractérisées par des déplacements inférieurs à 1 cm par jour,
- une période de quatre semaines (mai 2010) à Super-Sauze, caractérisées par des déplacements compris entre 1 cm par jour et 10 cm par jour,
- une période d'une semaine (en novembre 2009) à Valoria, où nous avons enregistré une forte accélération du glissement avec des déplacements de l'ordre de plusieurs mètres dans certaines parties du glissement.

Nous avons considéré principalement deux méthodes de traitement des données sismiques de faible énergie. Elles sont essentiellement basées sur l'analyse du contenu fréquentiel et l'évaluation de la corrélation des sismogrammes des différentes traces.

Il s'agit pour la première méthode d'utiliser un premier logiciel de reconnaissance visuelle des spectrogrammes et des sismogrammes du signal puis un second logiciel de traitement manuel pour la localisation des signaux sismiques (méthodes des cercles, inversion à l'aide du beam-forming). Ces logiciels ont été développés par Joswig (2008) et Sick et al. (2012).

Dans le cas de la seconde méthode, il s'agit d'appliquer des opérations de détection semi-automatique sur la base de critères STA / LTA en domaine fréquentiel puis de localiser les signaux sismiques retenus par optimisation du simplexe (beam-forming). On utilise pour cela les codes Matlab proposés par Helmstetter & Garambois (2010) et Lacroix & Helmstetter (2011).

Nous avons détaillé l'application de ces méthodes à trois périodes initiales et comparé leur fiabilité dans la détection et la localisation des signaux sismiques. La méthode de détection semi-automatique s'avère révélatrice. En plus d'avoir l'avantage d'être automatisée, elle permet de détecter jusqu'à près de 50 % de signaux en plus que ce que nous pouvons voir visuellement dans les dégradés de couleurs des spectrogrammes et dans les oscillations des sismogrammes. La reconnaissance des sismogrammes et des spectrogrammes associés à ces signaux nous permet d'identifier au moins trois types principaux de signaux sismiques, similaires pour les glissements de Super-Sauze et de Valoria.

Nous avons comparé les méthodes de localisation à partir des tirs d'essai que nous avons réalisés en juillet 2010 sur le glissement de Super-Sauze. La méthode proposée par Joswig (2008) reste la plus précise si l'on y consacre le temps nécessaire. Cependant, en ajoutant une correction statique pour compenser le retard dans le délai d'acquisition des capteurs (de l'ordre de quelques millisecondes) dans la méthode de Lacroix & Helmstetter (2011) les erreurs de localisation diminuent.

Nous avons localisé avec la méthode de Lacroix & Helmstetter (2011) deux des trois types de signaux naturels au niveau de plusieurs foyers de sismicité sur les glissements, ce qui renforce la fiabilité de la

localisation. À titre de contrôle, nous avons localisé manuellement avec la méthode de Joswig (2008) les signaux sismiques détectés durant une semaine à Super-Sauze en mai 2010. Les sources sont localisées relativement au niveau des mêmes foyers.

Sur le glissement de Super-Sauze un premier type (type A) est localisé au niveau de la jonction entre une crête E3 stable et la partie la plus active et à proximité de l'antenne sismique. À Valoria on observe aussi ce premier type à proximité de l'antenne dès le début de l'accélération et jusqu'à la fin des données que nous avons pu enregistrer malgré l'effondrement d'une partie de l'antenne. Le deuxième type (type B) se situe encore à Super-Sauze au niveau de la crête E3 mais aussi dans la zone d'escarpement. Le même type est localisé essentiellement en aval de la coulée à Valoria et n'apparaît qu'après la première période d'accélération. Le troisième type (type C) n'est pas lié à la dynamique des glissements. Il s'agit des séismes régionaux. En effet, sur ce type, on distingue très clairement les arrivées des ondes P et des ondes S dont les vitesses de propagation atteignent 4000 m.s^{-1} , signifiant que ces ondes ont traversé des milieux plus profonds que les couches qui constituent les glissements. Par ailleurs, la plupart de ces signaux sont relevés par les réseaux sismologiques locaux (SISMALP et bulletin de l'INGV).

Nous avons étendu les méthodes de détection et de localisation semi-automatique aux enregistrements continus de Super-Sauze pour une période allant de mai à septembre 2010. Nous avons relocalisé les deux types de signaux sismiques internes au glissement au niveau des mêmes foyers de sismicité que ceux que nous avons identifiés initialement à Super-Sauze, ce qui nous a permis de confirmer nos interprétations quant aux sources possibles des signaux sismiques identifiés et de valider les codes proposés par Helmstetter & Garambois (2010) et Lacroix & Helmstetter (2011) dans le cas d'une écoute sismique à long terme sur le glissement de Super-Sauze. Les signaux sismiques de type A ont été interprétés comme dus à des phénomènes d'ouverture ou fermeture de fissures et de cisaillements dans le glissement. Les sources des signaux sismiques de type B ont été associées à des phénomènes d'écroulements et de chutes ou de transports en surface de blocs / clastes (à dimensions variables selon qu'ils proviennent d'une zone d'escarpement ou qu'il s'agit de matériaux se propageant le long de la coulée). Nous ne sommes pas en mesure de distinguer davantage les types de sources associées à ces signaux sismiques (volume considéré, profondeur...) car nous n'avons pas su suffisamment contraindre la localisation à partir d'une unique antenne d'acquisition. Il nous faudrait en fait considérer des antennes plus resserrées au niveau des foyers de sismicité afin qu'elles recouvrent au mieux toutes les zones de probabilité de localisation de ces sources.

Nous avons par ailleurs comparé à l'aide de fonction d'inter-corrélation (Helmstetter & Garambois 2010) l'évolution des variables de précipitations et de sismicité avec la progression des signaux sismiques (et des déplacements mesurés en surface). Nous avons constaté qu'après quelques jours de précipitations, le nombre de signaux sismiques a tendance à augmenter (simultanément avec le niveau

piézométrique), mais qu'une accélération du glissement peut aussi être due à des précipitations bien plus antérieures. La réponse est d'autant plus forte en mai à Super-Sauze (type B), probablement à cause d'une perte de cohésion des matériaux suite à la fonte des neiges. Les déplacements peuvent avoir lieu en même temps que les signaux sismiques (essentiellement de type A), ou être signes d'effondrements (type B) à venir dans les semaines qui suivent. En effet, les signaux sismiques de type A sont associés à des mouvements de fissures et de cisaillements (conséquence d'un assèchement des fractures). Ils favorisent une extension du glissement jusqu'à entraîner des ruptures dans le glissement. Les signaux sismiques de type B correspondent, dans la continuité de la propagation des sources de type A, à la progression de la coulée avec des effondrements et des ensevelissements partiels. Concernant l'impact des séismes régionaux (type C) sur l'évolution des glissements, il semblerait que ceux détectés au niveau du glissement n'aient pas atteint le seuil d'amplitude suffisamment élevé pour provoquer des activations significatives (Keefer 2002).

Les résultats présentés dans ce mémoire restent très limités de part leur brève durée d'application (trois périodes d'essai donnant lieu à la validation des méthodes employées sur du moyen terme). C'est seulement en considérant les données sismiques enregistrées sur les années successives que nous pourrions confirmer les statistiques établies sur la progression du glissement de terrain sur la base de l'interprétation des signaux sismiques et de leur évolution dans le temps et dans l'espace.

Un moyen de pallier une partie des incertitudes rencontrées dans l'interprétation des sources serait d'installer de nouvelles antennes d'écoute sismique concentrées au niveau des foyers identifiés. En effet, l'ajout de ces antennes pourrait renforcer la localisation. Il faudrait pour cela reprendre les acquisitions que nous avons réalisées avec différentes configurations d'antennes (en juillet 2010 sur le glissement de Super-Sauze) et envisager pour les missions à venir d'utiliser des capteurs plus longue-période pour vérifier l'existence de tremors induits à la limite entre la partie glissante et le socle stable du glissement.

La difficulté des analyses résidera dans le fait que nous nous intéressons en termes d'études de l'aléa gravitaire à des volumes (de matériaux argilo-marneux) variables dans le temps et dans l'espace et susceptibles d'endommager les systèmes d'acquisition mis en place sur les terrains (ensevelissement de matériels ou interruption de l'acquisition lors d'accélération ou d'effondrements de tout ou partie de la coulée). De tels phénomènes continueront d'imposer une maintenance régulière des équipements sismiques et complexifieront l'acquisition de données permanentes sur les parties actives des glissements de terrain.

Références bibliographiques

- Almendros, J., Ibáñez, J., Alguacil, G. & Del Pezzo, E., 1999. Array analysis using circular-wave-front geometry: an application to locate the nearby seismo-volcanic source. *Geophys. J. Int.*, **136**, 159-170.
- Amitrano, D., Senfaute, G., Grasso, J.R., Got, J.L., Gaffet, S. & Clement, C., 2004. Potential of the seismic monitoring for the understanding of gravitational instability. *AGU Fall Meeting*, paper n°H44A-06, San Francisco.
- Amitrano, D., Grasso, J.R. & Senfaute, G., 2005. Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical-point phenomena. *Geophysical Research Letters*, **32**, 8, L08314, doi:10.1029/2004GL022270.
- Amitrano, D., Gaffet, S., Malet, J.P. & Maquaire, O., 2007. Understanding mudslides through micro-seismic monitoring: the Super-Sauze (South-East French Alps) case study. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **178** (2), 149-157.
- Amitrano, D., 2012. Variability in the power-law distributions of rupture events, how and why does b-value change, *Eur. Phys. J.-Spec. Top.*, **205**(1), 199-215.
- Arattano, M., 1999. On the Use of Seismic Detectors as Monitoring and Warning Systems for Debris Flows. *Natural Hazards*, **20**, 197-213.
- Arattano, M. & Marchi, L., 2005. Measurements of debris-flow velocity through cross-correlation of instrumentation data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **5**, 137-142.
- Ardiszone F., Cardinali M., Galli M., Guzzetti F. & Reichenbach P., 2007. Identification and mapping of recent rainfall-induced landslides using elevation data collected by airborne Lidar, *Nat. Haz. and Earth Sys. Sc.*, **7** (6), 637-650.
- Baldi, A. M., De Luca, J., Lucente, C. & Sartini G., 2009. Indagine di sismica a rifrazione per lo studio della frana attiva dei Boschi di Valoria. Atti del 3° Congresso Nazionale AIGA – Centro di GeoTecnologie, Università degli Studi di Siena, san Giovanni Valdarno (AR), 25-27 Febbraio 2009, 33-34.
- Bertacchini, E., Capitani, A., Capra, A., Castagnetti, C., Corsini, A., Dubbini, M. & Ronchetti F., 2009. Integrated Surveying System for Landslide Monitoring, Valoria Landslide (Apennines of Modena, Italy). Surveyors Key Role in Accelerated Development. Eilat, Israel, 3-8 May 2009. Tectonic Processes, Landslides and Deformation Analysis.
- Besson, B., Eiriksson, G., Thorarinsson, O., Thorarinsson, A. & Einarsson, S., 2007. Automatic detection of avalanches and debris flows by seismic methods. *Journal of Glaciology*, **53**, No 182, 461-472.
- Borgatti, L., Corsini, A., Barbieri, M., Sartini, G., Truffelli, G., Caputo, G.E. & Pugliesi C., 2006. Large reactivated landslides in weak rock masses: a case study from the Northern Apennines (Italy). *Landslides*, **3**, 115–124.
- Brodsholl, A., Kirbani, S.B. & Voight, B., 2000. Sequential dome-collapse nuees ardentes analyzed from broadband seismic data, Merapi Volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **100**, 363–369.
- Brodsky E. E., 2003. Landslide basal friction as measured by seismic waves. *Geophysical Research Letters*, **30**, No. 24, 1-5.
- Brückl, E. & Mertl, S., 2006. Seismic Monitoring of Deep-Seated Mass Movements, Disaster Mitigation of Debris Flows. *Slope Failures and Landslides*, 571-580.
- Burtin, A., Bollinger, L., Cattin, R., Vergne, J. & Nábělek, J. L., 2009. Spatiotemporal sequence of Himalayan debris flow from analysis of high-frequency seismic noise. *J. Geophys. Res.*, **114**, 1-15.

- Cadman, J. D. & Goodman, R. E., 1967. Landslide noise. *Science*, **158**, 1182-1184.
- Cerrina Feroni A., Ottria G. & Vescovi P, 2002. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, *Regione Emilia-Romagna*.
- Cole S. E., Cronin S. J., Sherburn S. & Manville V., 2008. Seismic Signals Associated With the 2007 Lahars of Mt. Ruapehu, New Zealand. *AGU, San Francisco, USA, Fall Meeting 2008*, Abstract-based Poster.
- Cole S. E., Cronin S. J., Sherburn S. & Manville V., 2009. Seismic signals of snow-slurry lahars in motion: 25 September 2007, Mt Ruapehu, New Zealand. *Geophysical Research Letters*, **36**, 1-5.
- Corsini, A., Borgatti, L., Cervi, F., Dähne, A., Ronchetti, F. & Sterzai, P., 2009a. Estimating mass-wasting processes in active earth slides – earth flows with time-series of high-resolution DEMs from photogrammetry and airborne LIDAR. *Nat. Hazards Earth Syst.*, **9**, 433-439.
- Corsini, A., Capra, A., Dähne, A., Ronchetti, F., Cervi, F., Borghi, A., Leuratti, E., Manzi, V., Piantelli, E., Farina, P., Mayer, L., Borgatti, L., Pellegrini, M. & Canuti P., 2009b. Monitoring meters-per-day active Earth Flows using Automated Total Station and Ground-Based SAR. *FIST Geoitalia 2009*, Sessione: Geo05.
- Coutant, O., Doré, F., Fels, J.F., Brunel, D., Dietrich, M., Brenguier, F. & Judenherc, S., 2005. The High Resolution Seismic Imaging (IHR) network, a new tool for seismic investigations at hectometric scales. *Geophysical Research Abstracts*, **7**.
- Cusano, P., Damiano, N., Petrosino, S., Zaccarelli, L., Corsini, A., Borgatti, L., Cervi, F. & Ronchetti, F., 2006. Acquisizione di rumore sismico nell'Appennino Reggiano Modenese, Open File Report. 11-15 Aprile 2006.
- Daehne, A., Corsini, A., Travelletti, J., Spickermann, A., Malet, J.-P., van Asch, Th.W.J. & Bégueria-Portuguès, S. 2010. Applications of a numerical model for slow moving landslides to the Valoria landslide in the Italian Apennines, and the Super Sauze mudslide in the French Alps. In Malet, J.-P., Glade, T., Casagli, N. (Eds.): *Proceedings of the Mountain Risks International Conference*, 24-26 November, Firenze, Italy. 233-241.
- Dammeier, F., Moore, J.R., Haslinger, F. & Loew, S., 2011. Characterization of Alpine Rockslides using Statistical Analysis of Seismic Signals. *J. Geophys. Res.*, **116**, F04024, doi:10.1029/2011JF002037.
- De Angelis, S., Bass, V., Hards, V. & Ryan, G., 2007. Seismic characterization of pyroclastic flow activity at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 8 January 2007. *Nat. Hazards Earth Syst.*, **7**, 467-472.
- Deparis, J., Jongmans, D., Cotton, F., Baillet, L., Thouvenot, F. & Hantz, D., 2008. Analysis of rock-fall and rock-fall avalanche seismograms in the French Alps. *Bull. of the Seism. Soc. of America*, **98-4**, 1781-1796.
- Dixon, N., Kavanagh, J. & Hill, R., 1996. Monitoring landslide activity and hazard by acoustic emission. *J. Geol. Soc. China*, **39**, 437-464.
- Dixon, N., Hill, R. & Kavanagh, J., 2003. Acoustic emission monitoring of slope instability: development of an active waveguide system. *Geotech. Eng.*, **156**, 83-95.
- Eberhardt, E., Spillmann, T., Maurer, H., Willenberg, H., Loew, S. & Stead, D., 2004. The Randa Rockslide Laboratory: Establishing brittle and ductile instability mechanisms using numerical modelling of microseismicity. *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, Rio de Janeiro, Brazil – Balkema, Rotterdam*, 481-487.
- Esposito, A. M., Giudicepietro, F., Scarpetta, S., D'Auria, L., Marinaro, M. & Martini, M., 2006. Automatic Discrimination among Landslide, Explosion-Quake, and Microtremor Seismic Signals at Stromboli Volcano Using Neural Networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**, No. 4A, 1230-1240.

- Flageollet, J.C., Maquaire, O. & Weber, D., 1996. Geotechnical investigations into the Super-Sauze landslide. Geomorphological and hydrogeological results. Workshop: Landslides and Flash flood, Centre Européen sur les Risques Géomorphologiques, Barcelonnette - Vaison la Romaine du 30-9 au 3-10, 30-38.
- Gance, J., Dewez, T., Malet, J.P. & Stumpf, A., 2012. "Time-lapse stereo-photogrammetry to monitor electrical sounding electrodes (ERT) on a fast-moving earthflow : Super-Sauze landslide (French Alps)", European Geoscience Union, Vienna, Austria, Poster.
- Garberi, M.L., Palumbo, A., Pizziolo, M., with the contribution of Baldelli, C., Barchiesi, P., Bertolini, G. & De Nardo, M.T., 1999. I numeri sulle frane. Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico e Geologico, Bologna, Italy.
- Ge M., 2005. Efficient mine microseismic monitoring. *International Journal of Coal Geology*, 44-56.
- Gomberg, J., Schulz, W., Bodin, P. & Kean, J., 2011. Seismic and geodetic signatures of faults slip at the Slumgullion Landslide Natural Laboratory. *J. Geophys. Res.*, **116**, B09404, doi:10.1029/2011JB008304
- Goodman R. E. & Blake W., 1965. An Investigation of Rock Noise in Landslides and Cut Slopes. Rock Mechanics and Engineering geology Supplementum II, Safety in Rock Engineering, 15th Symposium of the Austrian Regional group (i. f.) of the International Society for Rock Mechanics, Salzburg, 24-25 September 1964.
- Grandjean, G., Malet, J.P., Bitri, A. & Méric, O., 2006. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **177** (2), 127-136.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. & Stark, C. P., 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **98**, 239-267.
- Hardy, H.R. & E.J. Kimble. 1991. Application of high-frequency AE/MS techniques to rock slope monitoring. *Vth Conf. AE/MS Geol. Str. and Mat.*, edited by Hardy, Trans Tech Publication, Germany, The pennsylvania State University, 457-477.
- Hardy, H. R., 1992. Laboratory studies relative to the development of mechanical waveguides for acoustic emission monitoring of geological structures: *Int. J. of Nondestructive Testing and Diagnostics*, **XIII**, **2**, 32-38.
- Harp, E. L. & Jibson R. W., 1995. Seismic Instrumentation of Landslides: Building a Better Model of Dynamic Landslide Behavior. *BSSA*, **85**, No. 1, 93-99.
- Helmstetter, A. & Garambois, S., 2010. Seismic monitoring of Séchilienne Rockslide (French Alps): analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *J. Geophys. Res.*, **115**.
- Helmstetter, A., Hantz, D., Lacroix, P., Thouvenot, F. & Grasso, J.-R., 2011. Etude multidisciplinaire d'un effondrement dans la carrière de ciment de Saint-Martin-le-Vinoux. *Recueil des actes des « Journées Aléa Gravitaire », 7 et 8 septembre 2011, Strasbourg*, 107-114.
- Hibert, C., Mangeney, A., Grandjean, G. & Shapiro, N., 2011. Slope instabilities in Dolomieu crater, Reunion Island: From seismic signals to rockfall characteristics, *J. Geophys. Res.*, **116**, F04032, doi:10.1029/2011JF002038.
- Huang, C.-J., Shieh, C.-L. & Yin, H.-Y., 2004. Laboratory study of the underground sound generated by debris flows. *J. Geophys. Res.*, **109**, 1-11.
- Huggel, C., Caplan-Auerbach, J., Waythomas, C. F. & Wessels, R. L., 2007. Monitoring and modeling ice-rock avalanches from ice-capped volcanoes: A case study of frequent large avalanches on Iliama Volcano, Alaska. *J. of Volcanology and Geothermal res.*, **168**, 114-136.
- Husker, A., Peyrat, S., Shapiro, N. & Kostoglodov, V., 2010. Automatic non-volcanic tremor detection in the Mexican subduction zone. *Geofisica Internacional*, **49** (1), 17-25.
- Itakura, M., Kaburaki, H. & Arakawa, C., 2005. Branching mechanism of intergranular crack propagation in three dimensions. *Physical Review E*, **71**, 055102(R) 1-4.

- Jongmans, D. & Garambois, S., 2007. Geophysical investigation of landslides: A review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **2**, 101-112.
- Joswig, M., 2008. Nanoseismic monitoring fills the gap between microseismic network and passive seismic. *First Break*, **26**, 117-124.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. America. Bull.*, **95**, 406-421.
- Keefer, D. K., 2002. Investigating landslides caused by earthquakes - an historical review. *Surveys in Geophysics*, **23**, 473-510.
- Kennedy, B.A. & Niermeyer, K.E., 1971. Slope Monitoring systems used in the Prediction of a Major Slope Failure at the Chuquicamata Mine, Chile. *Proc. On Planning Open Pit Mines*, Blakema, Johannesburg, 215-225.
- Kishimura, K. & Izumi, K., 1997. Seismic Signals Induced by Snow Avalanche Flow. *Natural Hazards*, **15**, 89-100.
- Koerner, R. M., McCabe, W. M. & Lord, A. E., 1981. Acoustic emission behaviour and monitoring of soils: *Acoustic Emission in Geotechnical Practice, ASTM STP 750*, American Soc. for testing and Materials, 93-141.
- Kolesnikov, Y.I., Nemirovich-Danchenko, M.M., Goldin, S.V. & Seleznev, V.S., 2003. Slope stability monitoring from microseismic field using polarization methodology. *Nat. Haz. Earth Sys. Sc.*, **3**, 515-521.
- Kousteni, A., Hill, R., Dixon, N. & Kavanagh, J., 1999. Acoustic emission technique for monitoring soil and rock slope instability. *Proc. Int. Symp. On Slope Stability Engineering: Geotechnical and Geoenvironmental Aspects, Matsuyama, Shikoku, Japan – Balkema, Rotterdam*, 151-156.
- Lacroix, P. & Helmstetter, A., 2011. Location of seismic signals associated with microearthquakes and rockfalls on Séchilienne landslide. *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, **101**, No. 1, 341-353.
- Lacroix, P., Grasso, J.-R., Roulle, J., Giraud, G., Goetz, D., Morin, S. & Helmstetter, A., 2012. Monitoring of snow avalanches using a seismic array: Location, speed estimation and relationships to meteorological variables. *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2011JF002106. *In press*.
- La Rocca, M., Galluzzo, D., Saccorotti, G. Tinti, S., Cimini, G. B. & Del Pezzo, E., 2004. Seismic Signals Associated with Landslides and with tsunamis at Stromboli Volcano, Italy. *Bulletin of Seismological Society of America*, **94**, No. 5, 1850-1867.
- Lavigne, F., 2000. Lahars hazard micro-zonation and risk assessment in Yogyakarta city, Indonesia. *GeoJournal*, **49**, No 2, 131-138.
- Lengliné, O., Elkhoury, J.E., Daniel, G., Schmittbuhl, J., Toussaint, R., Ampuero, J.-P. & Bouchon M., 2012. Interplay of seismic and aseismic deformations during earthquake swarms: An experimental approach. *EPSL*, **331-332**, 215-223.
- Lévy, C., Jongmans, D. & Baillet, L., 2011. Analysis of seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column (Vercors massif, French Alps). *Geophys. Jour. Int.*, **186**, 296-310.
- Lockner D.A., 1993. The role of acoustic emission in the study of rock fracture. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. and Geomech. Abstr.*, **30**, No 7, 883-899.
- Longuet-Higgins, M. S., 1950. A theory of the origin of microseisms, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **A 243**, 1-35.
- Lord, A. E., Fisk, C. L. & Koerner, R. M., 1982. Utilisation of steel rods as AE waveguides: *J. Geotech. Eng. Div., Proc. ASCE*, **108**, 300-305.
- Mainsant, G., Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C. & Jaboyedoff, M., 2012. Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction. *J. Geophys. Res.*, **117**.

- Malet, J.P., Maquaire O. & Calais E., 2002. The use of Global Positioning System for the continuous monitoring of landslides images. *Applied Optics*, **39**, 3486-3494.
- Malet, J.P., 2003. Les “glissements de type écoulement” dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Thèse, École et Observatoire des Sciences de la Terre, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Marchi, L., Arattano, M. & Deganutti, A. M., 2002. Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps), *Geomorphology*, **46**, 1-17.
- Méric, O., Garambois, S., Malet, J.P., Cadet, H., Guéguen, P. & Jongsmans, D., 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterisation. *Soc. géol. Fr.*, **178** (2), 137-148.
- Mogi, K., 1962. Magnitude frequency relations for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **40**, 831–853.
- Mourot, P., 2008. Méthodes et Outils pour l’Auscultation et la Surveillance des Instabilités Gravitaires. Thèse, *Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique, Université de Savoie, Grenoble*.
- Mucciarelli, M. & Gallipoli, M. R., 2001. 10 years of Nakamura’s technique : a review of theory, experiments and applications. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **42**, 3-4, 255-266.
- Nakamura, Y., 1989. A method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface. *Quarterly Report of railway Technical Research Institute (RTRI)*, **30**, No. 1.
- Nicholson, C., 1992. Recent developments in rockburst and mine seismicity research. *Rock Mechanics*, T.a. Wawersik, Balkema, Rotterdam, 1079-1086.
- Niethammer, U., James, M. R., Rothmund, S., Travelletti, J. & Joswig, M., 2012. UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results, *Engineering Geology*, **128**, 2-11.
- Novosad, S., Blaha, P. & Kneijzlik, J., 1977. Geoacoustic methods in the slope stability investigation. *Bull. of the Int. Ass. of Engineering Geology*, **16**, 228-231.
- Obert, L., 1941. Use of Subaudible Rock Noises for Prediction of Rock Bursts. United States Bureau of Mines RI 3555.
- Obert, L. & Duvall, W., 1942. Use of Subaudible Rock Noises for Prediction of Rock Bursts. Part II, United States Bureau of Mines RI 3654.
- Obert, L. & Duwall, W., 1945a. Microseismic Method of Predicting Rock failure in Underground Mining. Part I, General Methods, United States Bureau of Mines RI 3797.
- Obert, L. & Duwall, W., 1945b. Microseismic Method of Predicting Rock failure in Underground Mining. Part II, Laboratory Experiments, United States Bureau of Mines RI 3903.
- Obert, L. & Duwall, W., 1957. Microseismic Method of Determining the Stability in Underground Workings. United States Bureau of Mines Bulletin 573.
- Obert, L., 1977. The microseismic method: discovery and early history. *First conf. on acoustic emission / microseismic activity in geologic structures and materials*, Trans Tech Publications, 11-12.
- Ronchetti, F., Borgatti, L., Cervi, F., Lucente, C. C., Veneziano, M. & Corsini, A., 2007. The Valoria landslide reactivation in 2005-2006 (Northern Appenines, Italy). *Landslides*.
- Ronchetti, F., 2008. Caratteristiche idro-meccaniche di grandi frane per scivolamento-colata in ammassi rocciosi deboli ed eterogenei: analisi e modellizzazione di casi di studio circostanti il Monte Modino (Alta Val Secchia, Appennino settentrionale). Tesi per il conseguimento del titolo di Dottore di ricerca, Università degli Studi di Modena e Reggio-Emilia.

- Roth, M., Dietrich, M., Blikra, L. H. & Lecomte, I., 2005. Seismic monitoring of the unstable rock slope site at Åknes, Norway. NORSAR Report.
- Rouland, D., Legrand D., Zhizhin, M. & Vergnolle, S., 2009. Automatic detection and discrimination of volcanic tremors and tectonic earthquakes: An application to Ambrym volcano, Vanuatu. *J. Volc. Geoth. Res.*, **181**, 196-206.
- Rouse, C., Styles, P. & Wilson, S. A., 1991a. Acoustic Emissions from two Landslip Areas in South Wales. *Z. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. **83**, 135-154.
- Rouse, C., Styles, P. & Wilson, S.A., 1991b. Microseismic emissions from flowslide-type movements in South Wales. *Engineering Geology*, **31**, 91-110.
- Roux, P.F., Marsan, D., Métaixian, J.P., O'Brien, G. & Moreau L., 2008. Microseismic activity within a serac zone in an alpine glacier (Glacier d'Argentière, Mont Blanc, France). *Journal of Glaciology*, **54**, No. 184.
- Sandmeir K. J. 2009. Reflexw Version 5.0. Windows™ 9x/NT/2000/XP-program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data.
- Schädler, W., 2010. Slope Movements of the Earthflow Type - Engineering-geological Investigation, Geotechnical Assessment and Modelling of the Source Areas on the Basis of Case Studies from the Alps and Apennines. PhD Thesis. Naturwissenschaftlichen Fakultät der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg.
- Scholz, C., H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **58** (1), 399–415.
- Schweitzer, J., Fyen, J., Mykkeltveit, S. & Kværna, T., 2002. Seismic arrays. *New Manual of Seismological Observatory Practice*, Chap. **9**, 1-52.
- Senfaute, G., Duperret, A. & Lawrence, J. A., 2009. Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs: a case study at Mesnil-Val, Normandie, NW France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**, 1625-1641.
- Shiotani, T., 2006. Evaluation of long-term stability for rock slope by means of acoustic emission technique. *NDT&E International*, **39**, 217-228.
- Sick, B., Walter, M. & Joswig, M., 2012. Visual event screening of continuous seismic data by super-sonograms. Recent Advances in Nuclear Explosion Monitoring. *PAGEOPH*, **2**, Submitted.
- Spillmann, T., Maurer, H., Green, G. A., Heincke, B., Willenberg, H. & Husen, S., 2007. Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *J. Geophys. Res.*, **112**.
- Sterzai, P., Velloci, M., Berti, M., Coren, F., Corsini, A., Rosi, A.n Mora, P., Zambonelli, F. & Ronchetti, F., 2010. LIDAR and Hyperspectral Data Integration for Landslide Monitoring: The Test Case of Valoria Landslide. *Italian Journal of Remote Sensing*, **42**(3), 89-99.
- Stuart, G., Murray, T., Brisbourne, A., Styles, P. & Toon S., 2005. Seismic emissions from a surging glacier: Bakaninbreen, Svalbard. *Annals of Glaciology*, **42**, 151-157.
- Stumpf, A. & Kerle, N., 2011. "Object-oriented mapping of landslides using Random Forests. Remote Sensing of Environment", **115**(10), 2564-2577.
- Suriñach, E., Sabot, F., Furdada, G. & Vilaplana, J. M., 2000. Study of seismic Signals of Artificially Released Snow Avalanches for Monitoring Purposes. *Phys. Chem. Earth (B)*, **25**, 721-727
- Suriñach, E., Furdada, G., Sabot, F., Biescas, B. & Vilaplana, J.M., 2001. On the characterization of seismic signals generated by snow avalanches for monitoring purposes. *Ann. Glaciol.*, **32**, 268–274.
- Suriñach, E., Vilajosana, I., Khazaradze, G., Biescas, B., Furdada, G. & Vilaplana, J. M., 2005. Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **5**, 791-798.

- Suwa, H., Yamakoshi, T. & Sato, K., 2000. Relationship between debris-flow discharge and ground vibration, *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, Proceedings of the Second International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Taipei/Taiwan 16-18 August 2000*, 311-318.
- Suwa, H., Mizuno, T., Suzuki, S., Yamamoto, Y. & Ito, K., 2008. Sequential processes in a landslide hazard at a slate quarry in Okayama, Japan. *Nat. Hazards*, **45**, 321-331.
- Tatard L., 2010. Analyse Statistique Des Glissements de Terrain Déclenchés : Implications Sur Les Contrôles Sismiques Et Climatiques. Thèse, ISTerre, Université Joseph Fourier.
- Thomas, A. M., Nadeau R. M. & Bürgmann, R., 2009. Tremor-tide correlations and near lithostatic pore pressure on the deep San Andreas fault. *Nature*, **462**, doi:10.1038/nature08654.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. & Jenatton, L. 1990. Sismalp: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, **1**, 1-10.
- Tonnellier, A., Malet, J.P., Joswig, M., Walter, M., Corsini, A., 2010. Landslides under microscope: understanding slow-moving landslides through passive microseismic monitoring. *Geophysical Research Abstract, EGU 2010*, **12**.
- Tonnellier A., Malet J.-P., 2010. Acoustic and micro-seismic monitoring of landslides. State of the art. In: Michoud C., Abellán A., Derron M.-H., Jaboyedoff M. (Eds): SafeLand deliverable 4.1, 2010. Review of Techniques for Landslide Detection, Fast Characterization, Rapid Mapping and Long-Term Monitoring. SafeLand European project, 195-212. (available at <http://www.safeland-fp7.eu>)
- Tonnellier, A., Schmittbuhl, J. & Malet, J.-P., 2011. Écoute sismique de glissement de terrain en roches argileuses : l'exemple de Super-Sauze. *Journées Aléa Gravitaire 2011, Strasbourg, France*.
- Tonnellier, A., Malet J. & Schmittbuhl J., 2011. Seismic monitoring of landslides in clay-shales: the Super-Sauze case. *Gruppo Nazionale di Geofisica e Terra Solida 2011, Trieste, Italy*.
- Tonnellier, A. & Helmstetter, A., 2012. Microseismic long-term monitoring at Super-Sauze landslide: seismic sources identification and seasonal variations. *Gruppo Nazionale di Geofisica e Terra Solida 2012, Potenza, Italy*.
- Tonnellier, A., Helmstetter, A., Malet, J.-P., Schmittbuhl, J., Corsini, A. & Joswig, M., 2012. Seismic monitoring of soft-rock landslides: Super-Sauze and Valoria landslides case studies. *Geophysical Journal International* (submitted in August 2012).
- Travelletti, J., Oppikofer, T., Delacourt, C., Malet, J.P. & Jaboyedoff M., 2008. Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **37**, Part B5, Beijing 2008.
- Travelletti, J., Delacourt, C., Allemand, P., Malet, J.-P., Schmittbuhl, J., Toussaint, R. & Bastard, M., 2011. Correlation of multi-temporal ground based optical images for landslide monitoring: Application, potential and limitations. *ISPRS*, **70**, 39-55.
- Travelletti, J. & Malet, J.P., 2011. Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data. *Engineering Geology*, doi: 10.1016/j.enggeo.2011.05.003
- Travelletti, J., 2011. Quantitative analysis of landslide hazards and risks in clay-shale catchments (black marls), South French Alps. Thèse, Université de Caen Basse-Normandie.
- Van Asch, Th.W.J., Malet, J.-P., Van Beek, L.P.H., Amitrano, D., 2007. Techniques, issues and advances in numerical modelling of landslide hazard. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **178**, 65-88

- Varnes, D. J., 1978. Slope movement types and processes. Landslides, analysis and control. Transportation Research Board Sp. Rep., **176**, *Nat. Acad. of Sciences, Schuster R. L. & Krizek R. J. Ed.*, 11–33.
- Walter, M. & Joswig, M., 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break*, **26**, 131-135.
- Walter, M., Niethammer, U., Rothmund, S. & Joswig, M., 2009. Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing. *First Break*, **27**, 53-60.
- Walter, M. & Joswig, M., 2009. Seismic characterisation of slope dynamics caused by softrock-landslides: The Super-Sauze case study, In: Malet, J.-P., Remaître, A., Boogard, T.A. (Eds.): *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERG Editions, 215-220.
- Walter, M., Arnhardt, C. & Joswig, M., 2011a. Seismic monitoring of rockfalls, subsurface fracture processes, and superficial fissure development at the Super-Sauze, French Alps, mudslide. *Engineering Geology*, doi:10.1016/j.enggeo.2011.11.002.
- Walter, M., Walser, M. & Joswig, M., 2011b. Mapping Rainfall-Triggered Slidequakes and Seismic Landslide-Volume Estimation at Heumoes Slope. *Vadone Zone Journal*, **10**, 1-9.
- Wang, H. & Ge, M., 2007. Acoustic emission/microseismic source location analysis for a limestone mine exhibiting high horizontal stresses. *Int. J. of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **45**, 720-728.
- Weber, D., 1994. Research into earth movements in the Barcelonnette basin. Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community. *EC Final Rep.*, 11, **1**, 321-336.
- Wiechert, D., Horner, R. B. & Evans, S. G., 1994. Seismic Signatures of Landslides: the 1990 Brenda Mine Collapse and the 1965 Hope Rockslides. *Bull. of the Seism. Soc. of America*, **84-5**, 1523-1532.
- Willenberg, H., Evans, K.F., Eberhardt, E., Loew, S., Spillmann, T. & Maurer, H., 2004. Geological, geophysical and geotechnical investigations into the internat structure and kinematics of un unstable sliding mass in cristalline rock. *9th Internat. Symp. on Landslides, Rio de Janeiro*, 489-494.
- Wust-Bloch, G. H. & Joswig, M., 2006. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea area by "nanoseismic monitoring" (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records). *Geophys. J. Int.*
- Yang, C., Luo, Z., Hu, G. & Liu, X., 2007. Application of a microseismic monitoring system in deep mining. *J. of Uni. of Science and Technology Beijing*, **14-1**, 6-8.
- Zimmer, V. L., Stock, G. M. & Sitar, N., 2008. Seismic Monitoring of Rock Falls in Yosemite National Park. *AGU, San Francisco, USA, Fall Meeting 2008*, Abstract-based Poster.
- Zobin, V.M., Plascencia, I., Reyes, G. & Navarro, C., 2009. The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *J Volcanol. Geotherm. Res.*, **179**, 157–167.
- Zyatev, G. G., Merkulov, V. P. & Nikolsky, A. A., 1998. The reflection of landslip processes in geophysical fields, *60th EAGE Conf. and techn. Exhib., Leipzig, 8-12 June 1998*, Oral and Poster Present., Geophys. Div., Extend. Abstr. Book, Leipzig, **121**.

Seismic monitoring of landslide in clay-shale: the Super-Sauze case

A. Tonnellier, J. Schmitzbuhl, J.-P. Malet

Institut de Physique du Globe de Strasbourg (CNRS) & University of Strasbourg (EOST), Strasbourg, France

1 INTRODUCTION

Investigations regarding landslide processes have been up to now essentially based on geomorphologic, geologic and hydrologic observations. More recently, research has focused on the geophysical potentiality to develop better knowledge on the mechanisms controlling these landslides.

The deformation of rocks, debris and soils, at scales ranging from laboratory samples (cm) to hillslopes and earth crust (km to km), is associated with local irreversible processes (cracks/faults propagation and shearing, crack/fissure opening, material friction along discontinuities, etc.). These phenomena involve the propagation of acoustic waves, which can help our understanding of mass movement behaviour and lead to the recognition of possible failure precursors. This observational tool may have a significant potential, in addition to the geological and geomorphological context problems, since defining a better spatial location of the acoustic emissions within the mass movement will provide more information regarding the dynamics of landslides.

Investigations regarding the locations of acoustic events within landslides started in the 1960s (Cadman 1967, Novosad et al. 1977) but have essentially been developed from the last decade (just to nominate the more recent: Méric et al. 2007, Walter et al. 2009b).

The Super-Sauze landslide (Fig. 1) is located in the South French Alps between 1740 m and 2105 m of altitude. It represents 550,000 m³ of clay-shale mass moving on a surface of 825 m x 135 m at a slow velocity of 0.01 to 0.40 m day⁻¹ of displacement. It has been triggered in the 1960s but only studied and monitored from the 1990s and is now part of the OMIV French Observatory network (Link 1). The OMIV Observatory aims at understanding the processes and assessing the hazards of different kinds of landslides through geomorphologic, geologic, hydrologic, geophysical and seismic long-term monitoring studies, in order to provide a freely accessible multi-parameter database on these landslides. For these reasons, the Super-Sauze mudslide has been investigated by several monitoring techniques such as GPS (Malet et al. 2002), resistivity (Grandjean et al. 2006), and laser scanning (Travelletti et al. 2008).

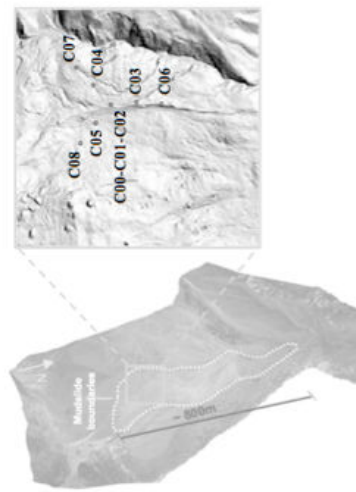


Figure 1. Super-Sauze mudslide and seismic monitoring array structure. The array is located in the South-West active region of the landslide. It is composed of one 3C sensor in the centre of six vertical sensors installed along three branches from the centre. The sensors are named from C00 to C08.

This study represents a new challenge to increase our knowledge regarding the dynamics of slow-moving clay-shale landslides because it is based on the interpretation of acoustic emission. We will discuss the study case on the base of tomography and calibration shot tests, describing the acoustic monitoring method and its application and the level of automation we would like to achieve, to provide a continuous database of the evolution of the landslide.

2 ACOUSTIC MONITORING METHOD

The use of acoustic seismic methods to understand unstable general slope structures and behaviour is not as recent as one could have thought. A previous state-of-art on the passive seismic monitoring techniques for mass movements areas (Tonnellier et al. 2010) has shown investigations started in the 1960s and definitely increased in the last decades. Acoustic monitoring can be exploited for a wide range of issues, chronologically focused on "simple" seismic noise content characterisations (amplitude, duration, frequency) to current accurate location and description of the recorded events, often classified in catalogues. The introduction of waveguides and above all the digitalisation of seismic data increased the feasibility of characterising acoustic emissions within unstable slopes thanks to spectral approaches. To our knowledge, studies have been carried out on very diverse geological contexts: landslides, rock slopes, quarries, mines, debris flows, lahars, avalanches, glaciers, which provided successful information about the definition and the dynamics of the mass movements. Unfortunately, few applications were realised in the field of acoustic emission events induced by the dynamics of landslide because they happened to be hard to distinguish due to the high attenuation of the clay materials and the very low Signal-to-Noise Ratio (SNR).

Recently, to cope with these high attenuation problems, Joswig (2005) introduced the "nanoseismic monitoring" methodology for local investigations (Link 2). Nanoseismic monitoring proposed a new approach for the location and the identification of low-SNR processes, also called "nanoeartquakes", corresponding to events even below M_L 0.0. Basically, it consists on acquiring data from 100 m-layout tripartite arrays of vertical geophones, organised as equilateral triangles, with an additional three-component (3C) seismometer at their centre points forming a six-channel Seismic Navigating System (SNS). Spectrograms are used to highlight the event occurrence on a time scale and the extracted local information is concentrated enough to help in locating minute sources even if mixed up with noise, but shaped well enough not to be neglected as common noise. Walter et al. (2008) applied "nanoseismic monitoring" to the unstable Heumd's landslide in Austrian Vorarlberg, and confirmed that it is possible to detect and locate very low energy signals generated by material failure within weak sediments and to determine their source locations wisely in confront to the geomorphologic area.

In the same way, one permanent seismological station was installed at Super-Sauze, in the South French Alps, in October 2009, in order to get a long-time monitoring of the area, in correlation to the seasonal variations and the regional seismic activity (Fig. 1). The array consists of one central 3C seismometer and six vertical geophones at 20 m and 40 m away from the central sensor in the N, SE and SW directions, so that we have in reality two combined SNS. Ground velocity is measured in the frequency range 0.1 Hz – 100 Hz. The data logger is a Kephren Agecodagis with a fixed sampling frequency of 400 Hz. The array site has been chosen reasonably on the upper South-West part of the landslide, beside a stable and an active part of the landslides according to the presence of active fractures in the first 2 meters of sediments (Walter et al. 2009a). The challenge in maintaining such type of equipment on a landslide is important because of differential movements of the sensors, presence of small streams nearby the sensors and a six-month snow pack during the winter.

3 FIELD STUDY

Microseismic events location requires tomography information of the field such as internal structure and velocity models to implement in the inversion algorithm. Based on previous velocity analysis of the field (Grandjean et al. 2007, Méric et al. 2007, Walter et al. 2009a, 2009b), new tomography and shot tests acquisitions were made during summer 2010, in order to update the structural model and use it as a basis for the location of the event sources.

3.1 Tomography

parameter did not influence that much the shot location test results. At last, we are not currently able to determine a precise location but a region of occurrence of the events with a 5 - 10% precision in the best cases (according to the shot tests). The location might be worst in the lower part where the material is more fractured and diffraction is higher (Fig. 3).

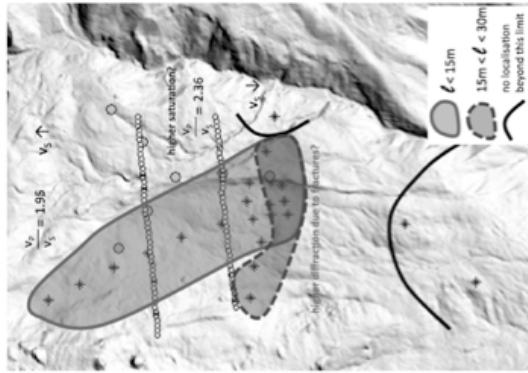


Figure 3. v_p/v_s ratio variation and location precision evaluation. Medium circles represent the seismic permanent monitoring sensors positions, circles lines are the tomography profiles and stars indicate the test shots positions. ℓ is the distance between theoretic and inverted location.

4 RESULTS

4.1 Data analysis

Before trying to locate the sources of the events, preliminary observations were made and it was concluded that most of the observed seismic signals produced by mass movements have an average duration of 2 to 20 s with a frequency content ranging from 10 to 150 Hz. One example of one potential signal is illustrated in Figure 4. Pointing the supposed first arrivals is subtle so that correlation options help in comparing the transients between each channel. Determining the sources locations happened to be very delicate due to the sensibility of the algorithms that depend on the sampling frequency (400 Hz) and on the precision in pointing the first arrivals. Clay material is very attenuating and heterogeneous indeed, so that the waves arrivals are often confused. Trying to determine the source mechanisms and patterns will be one of our wished next steps but it is then very few probable that the sources would appear to be punctual. This makes the arrivals analysis more complex again. Above all it has not been possible until now to provide a stable depth value of the sources locations and we remind that location on the ground will only be evaluated with a 5 - 10% precision in the best cases (Fig. 3).

The tomography acquisition (Fig. 2) consisted of two profiles of 80 - 90 m crossing transversely the landslide from East to West and surrounding the seismic monitoring array, where 14 Hz-sensors were fixed every 2 m and the shots were every 4 m on a line parallel to the acquisition line. Data were acquired at 2000 Hz in order to observe the minute discontinuities of the first meters of sediments despite the length of the acquisition profile. We reached two quite similar models that showed a light layer of $v_p = [350-550]$ [500-700] $m s^{-1}$ sliding on a bedrock second layer of $v_p = [2200]$ [2300] $m s^{-1}$, respectively for the upper and the lower profile. The dashed white line represented on the velocity profiles on Figure 2 illustrates the discontinuity between sliding layer and bedrock. The sliding layer is 5- to 10 m-thick in the central part of the profile, from the upper to the lower region respectively, where an accumulation of sediments is sensibly higher. In between a stable crest with $v_p = [1300]$ [1700] $m s^{-1}$ was identified, which is clearly seen on the global view picture between the unstable and the stable side of the landslide (Fig. 2). These models are coherent with the previous one regarding the discontinuities repartition and the velocity variations (Grandjean et al. 2007; Méric et al., 2007; Travellotti et Malet 2011).

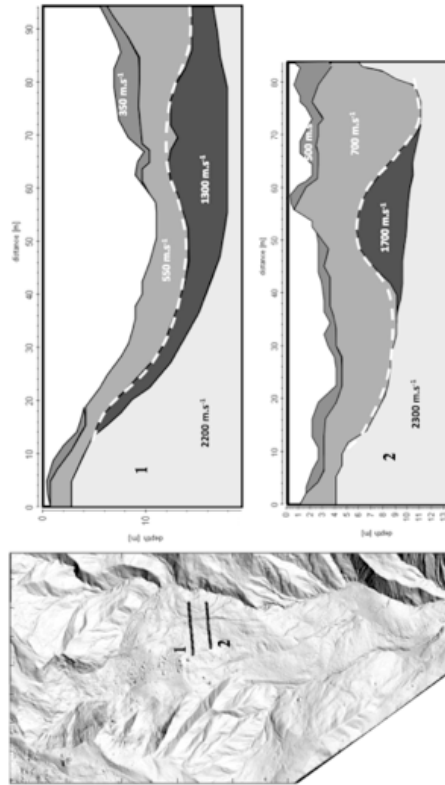


Figure 2. Tomography profile and v_p velocity models for both upper (1) and lower (2) profiles on the right. The darkest layer observed on the models corresponds to the crest between unstable and stable sides of the landslide, which is clearly seen on the global view picture on the left. The dashed white line represents the discontinuity between the sliding and the bedrock layers and was highlighted by previous studies.

3.2 Shot tests

The shot tests resumed part of the work of Walter et al. (2009b). Shots were made on 22 points (Fig. 3) within the studied zone in strategic positions around the seismic monitoring array (less to very fractured zones, landslide unstable-stable boundary) in order to check the efficiency of the array geometry and to refine the velocity model (Fig. 2). Acoustic emissions induced by the shots were recorded by the seismic permanent monitoring array, with the fixed sampling frequency at 400 Hz. Results simplified the tomography velocity model in two average 2D velocity models defined by only two layers and characterising the P and S waves velocities too, to be easily used in the "nanoseismic" location algorithm of Joswig (2006). We decided to validate both of the models because the landslide is too heterogeneous and it would have been impossible to consider only one velocity model for the whole studied zone. The models are characterised by $v_p = 800 m s^{-1}$ in the sliding layer, 10 m-thick, and $v_p = 2300 m s^{-1}$ in the bedrock layer and differ by the v_p/v_s ratio that varies from 1.95 to 2.36 from the upper to the lower part, which suggests that S wave velocity decreases in the lower part. We can interpret this variation with the saturation, which might be higher in the lower part. Tomography suggested that the sliding layer is thicker too in the lower part but varying the thickness

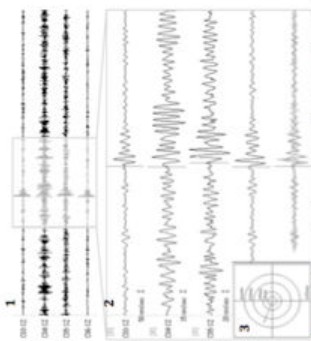


Figure 4. Example of acoustic emission transient induced by the dynamics of landslide (1), six-second zoom window and arrival pointing (2), and direction of location through correlation (3).

4.2 Catalogue

Microseismic monitoring allows us to isolate plenty of acoustic events. Table 1 presents the different types of events that were manually detected during the active period of May 2010. They are categorised according to their time duration and frequency content. Amplitude can vary definitely according to the distance between the source and the sensors because of the high attenuation of the medium, or the imminence of a higher event and thus cannot be used as a discrimination parameter.

Some of the events, like rock falls or earthquakes, are not considered since we are only interested in the internal dynamics of the landslide. Some events are only observed around one or few sensors so that location can only be supposed to be near to these sensors. The occurrence of these last acoustic emissions is not common so that we can neglect them, moreover because they happen to be very weak on the spectrograms. Once identified such events by their patterns, we would like to work on their sources location to associate them to potential internal elementary processes of the dynamics of the landslide such as friction along slip surfaces, scratching or fissure opening.

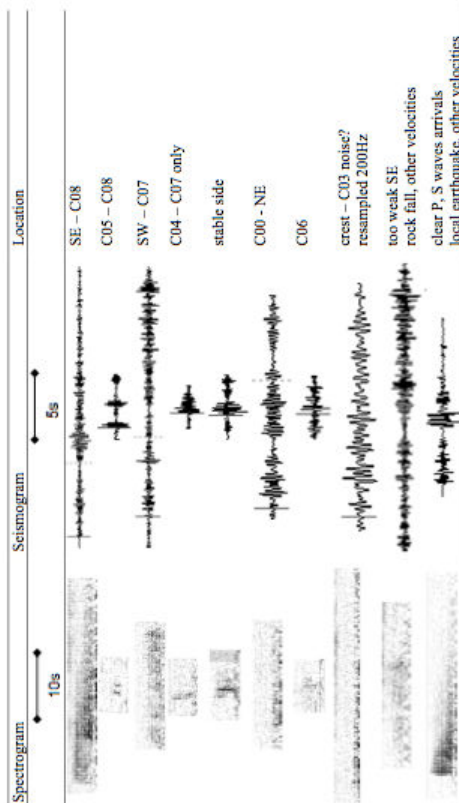


Table 1. Catalogue of the acoustic events identified by frequency analysis through their spectrogram patterns. Location is defined thanks to "nanoseismic monitoring" in cardinal directions (e.g. SE = South East) or with the names of the nearest sensors (e.g. C01).

The events that may really be due to the internal dynamics and easy to locate are the ones whose location is grey-written (right column).

4.3 Toward an automatic recognition

Depending on the meteorological conditions of the environment of the landslide (rain, snow, wind...), very few to hundreds of events can be detected within the landslide in one day. It results that considering all the events that happened within the landslide, on frequency analysis criteria by observing their spectrograms, becomes a very arduous process if we are working on permanent continuous monitoring data.

Suriñach et al. (2005) and Spillman et al. (2007) started to pilot investigations of automation of recognition patterns of seismic signals on respectively avalanche and rockslide, but such applications have been limited until now in the case of landslides because of the high attenuation of the clay materials and the low SNR.

To prevent from anthropic noise and to minimise the quantity of events to consider, we only looked at the night period (from 20:00 to 8:00). We designed an automatic recognition filter too, based on the STA/LTA (Short Time - Long Time Average) approach. This methodology is based on energy analysis criteria and consists in detecting the noise/event time windows, in which the ratio of the Average of the amplitude within a Short Time window considered around one point on the Average of the amplitude within a Long Time window considered around the same point exceeds a determined threshold. We made different analysis tests to get the optimal parameters (STA length, LTA length and threshold value) to detect as exactly as possible the events that we observed manually through the spectrograms (Fig. 5). The events, which happened to be not detected by this automatic methodology, are actually the ones to neglect from the spectrogram analysis due to their weaknesses or their external origins within the landslide. On the other hand, some events are not detected but by the STA/LTA filter. This is because the STA/LTA filter is applied individually on each channel and we would need to average the STA/LTA filters for all the channels of the sensors and keep the detection only for the events detected on all of them, to make the location possible.

It is not easy to evaluate precisely how many "real" events are forgotten because of the different time length of the events, but it illustrates anyway with a pretty good resolution the repartition and the concentration of the occurrences. Unfortunately, we did not manage yet to find a correlation between the calculated value of the STA/LTA ratio and a specific corresponding type of event of the catalogue. Looking into the spectrograms then precisely and determining manually the location of the sources is still the only way to distinguish them.

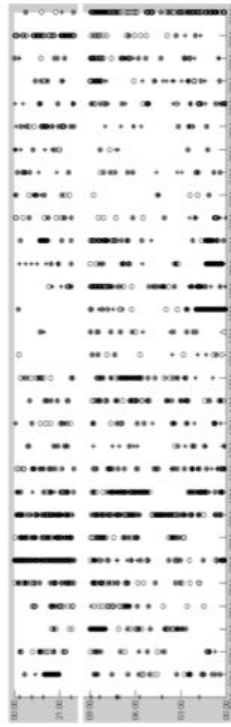


Figure 5. Comparison between events detected through manual frequency analysis (stars) and automatic detection through energy analysis (circles) for one-month (May 2010) continuous recording data at 400Hz between 20:00 and 8:00. The detection based on energy analysis is pretty trustful respect to the frequency-based one but not complete yet since some detected/not detected events need to be explained yet and we did not manage until now to provide a correlation between event detection (STA/LTA ratio value) and patterns.

5 CONCLUSION

We successfully applied acoustic monitoring techniques based on frequency analysis (spectrograms) to highlight small acoustic emissions propagating within Super-Sauze landslide, in spite of its high attenuating and heterogeneous composition and proposed a catalogue of the different patterns. We redefined Super-Sauze velocities thanks to tomography acquisition and shot tests in order to propose a finer model for the location algorithm. We concluded that at least three of the acoustic emission types are supposed to be due to the internal dynamics but their source mechanism is not well defined yet. Unfortunately it might be difficult to

define their locations more precisely. We would like to achieve an automation of the events detection based on energy analysis, which will help us in distinguishing them better. Next steps will also be to enhance our detection algorithm and to find in this way new discrimination parameters to provide a more accurate catalogue and to easily observe the repartition of these events along the continuous monitoring.

ACKNOWLEDGMENTS

This research was funded through the ANR Risk-Nat project 'SISCA: Système intégré de Surveillance de Crises de glissements de terrain' (2009-2011). The authors warmly thank M. Zillmer, G. Herquel and E. Forte for their help in tomography acquisition explanations and their keen attention in analysing the velocity model inversion.

REFERENCES

- Cadman J.D., Goodman R.E., 1967. Landslide noise. *Science*, **158**, 1182-1184.
- Grandjean G., Malet J.P., Bitri A., Méric O., 2006. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **177** (2), 127-136.
- Joswig M., 2005. Nanoseismic Monitoring: Method and First Applications, Elaborate Tutorial on Nanoseismic Monitoring.
- Novosad S., Blaha P., Knežević J., 1977. Geoaoustic methods in the slope stability investigation. *Bull. of the Int. Ass. of Engineering Geology*, **16**, 228-231.
- link 1: http://eost.u-strasbg.fr/omiv/Supet_Sauze_intro.html
- link 2: <http://nanoseismic.net/>
- Malet J.P., Maquaire O., Calais E., 2002. The use of Global Positioning System for the continuous monitoring of landslides images. *Applied Optics*, **39**, 3486-3494.
- Méric O., Garambois S., Malet J.P., Cadet H., Guéguen P., Jongsma D., 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterisation. *Soc. géol. Fr.*, **178** (2), 137-148.
- Spillmann T., Maurer H., Green G. A., Heinke B., Willenberg H., Husen S., 2007. Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *J. Geophys. Res.*, **112**.
- Suriñach E., Vilajosana I., Khazaradze G., Biescas B., Furdada G., Vilaplana J. M., 2005. Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **5**, 791-798.
- Tonnellier A., Malet J.-P., 2010. Acoustic and micro-seismic monitoring of landslides. State of the art. In: Michoud C., Abellán A., Derron M.-H., Jaboyedoff M. (Eds): Safeland deliverable 4.1, 2010. Review of Techniques for Landslide Detection, Fast Characterization, Rapid Mapping and Long-Term Monitoring. Safeland European project, 195-212. (available at <http://www.safeland-fp7.eu>)
- Travelletti J., Oppikofer T., Delacourt C., Malet J.P., Jaboyedoff M., 2008. Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Vol. XXXVII, Part B5, Beijing 2008*.
- Travelletti, J. & Malet, J.P., 2011. Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on the integration of heterogeneous multi-source data. *Engineering Geology*, doi: 10.1016/j.enggeo.2011.05.003
- Walter M., Joswig M., 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Voralberg Alps. *First Break*, **26**, 131-135.
- Walter M., Niehammer U., Rothmund S., Joswig M., 2009a. Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps) landslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing. *First Break*, **27**, 53-60.
- Walter M., Joswig M., 2009b. Seismic characterisation of slope dynamics caused by softrock-landslides: The Super-Sauze case study. In: Malet, J.-P., Renaître, A., Boogard, T.A. (Eds.): *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling*, Strasbourg, CERIG Editions, 215-220. http://eost.u-strasbg.fr/omiv/Landslide_Processes_Conference/Walter_et_Joswig.pdf



Fig. 1 – Seismic array permanent installation at Super-Sauze landslide: (a) array organisation and (b) detail of one box containing one sensor and filled with rice to prevent from humidity problems.

Methods. The semi-automatic detection method has been proposed by Helmstetter & Garambois (2010). It consists in averaging the spectrogram of the signal over all the vertical channels of the array. The spectrum of the signal is normalised for a fixed time window by the spectrum of the noise, which is calculated on the 200 s preceding the beginning of a seismic signal. The amplitude of the normalised spectrogram is summed in the frequency range [1-50] Hz, because it happened to be the general frequency range of type A and type B seismic signals. One seismic signal is detected when this function exceeds a threshold that we fixed at 5, which means that the amplitude of the seismic signal spectra must be at least five times higher than the amplitude of the noise spectra. We add the condition that the maximum averaged amplitude over all the vertical channels must be higher than 200 nm s^{-1} . We raised the detection threshold with respect to our first application (Tonnellier et al. 2012) to minimise the risk of detecting too many external or noisy events (electrical reboot of the data logger, wind, workers on the field, ski lift...) and successively to provide an average view of the event locations.

The location method is the beam-forming method developed by Lacroix & Helmstetter (2011). It is an alternative to traditional first arrivals picking methods when picking is made difficult because of the dispersion and the attenuation of the high frequencies of the seismic waves, as it is the case for Super-Sauze landslide (Tonnellier et al. 2012).

In this method, we try to maximise the temporal correlation between the traces at all pairs of vertical channels. This inter-trace correlation is evaluated over one-second windows around the starting time of the seismic signal. The objective is to invert the position of the source and the apparent seismic wave velocity, after shifting each trace by the travel time and a static correction for each sensor (Lacroix & Helmstetter 2011).

To this purpose, we select the best position calculated by means of a simplex optimisation from a 10 m per 10 m horizontal grid search (the source is fixed at the surface of the landslide, Lacroix & Helmstetter 2011) and the corresponding apparent velocity can vary between 400 and 2500 m s^{-1} .

At last, we will only consider the seismic signals located with an inter-trace correlation equal or higher than 0.48 since it has been proven that in this case, the azimuthal and horizontal location errors could not be higher than respectively 33° and 40 m, in the case of Super-Sauze landslide, for this type of seismic array (Tonnellier et al. 2012).

Seismic signals location. We located more than 70 type A and 250 type B seismic events during the whole acquisition period, from May to the end of September 2010 (Fig. 2). Both type A and type B events seem to concentrate into the same clusters, which were previously identified (Tonnellier et al. 2012). This enables us to validate the location method proposed by Lacroix & Helmstetter (2011) for long-term

Microseismic long-term monitoring at Super-Sauze landslide: seismic sources identification and seasonal variations

A. Tonnellier¹, A. Helmstetter²

¹École et Observatoire des Sciences de la Terre, CNRS, University of Strasbourg, France.

²Institut des Sciences de la Terre, CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble, France

Introduction. The aim of this paper is to analyse landslides risk assessments especially considering the mechanisms which govern their evolutions.

Clay-shales landslides might develop all around the world in very different geomorphological contexts. They constitute serious threats for the surrounding populations and infrastructures. Although most of them happen to evolve "slowly" (some centimetres to tens of centimetres per year) they might dramatically accelerate owing to triggering factors (earthquakes, rainfall, variation of the interstitial pressure) or partly or totally evolve into muddy slopes or even debris flows.

This study is presented in the continuity of the first results recently submitted in a paper at Geophysical Journal International (Tonnellier et al. 2012). It aims at validating long-term microseismic monitoring applications for soft-material landslide risk assessment.

In the first application we considered two landslides: Super-Sauze in the South-French Alps and Valoria in the North-Apennines. These slides are characterised by similar clay-shale materials but differ in their dimensions and kinematics. We carried out passive seismic monitoring acquisition during three initial periods. We intended to check whether it was possible to identify seismic signals variations within landslides in spite of their expected high attenuating and heterogeneous composition.

Seismic signals were recorded by means of a small seismic array (Fig. 1). It consisted for both landslides of one central three-component seismometer and six vertical geophones situated at 20 m and 40 m from the central sensor. Ground velocity was analysed between 0.2 Hz and 100 Hz. The data logger was a Kephern Agecodagis with a sampling frequency of 400 Hz. The array sites were chosen on the most active part of the landslides, according to the presence of active fissures in the first 2 m of sediments.

We validated a semi-automatic detection method proposed by Helmstetter & Garambois (2010) by the comparison with a classical manual time-consuming picking. We located the seismic sources using an automatic beam-forming location method proposed by Lacroix & Helmstetter (2011) to better constrain the mechanisms interpretation. Details on the semi-automatic detection and location methods are provided later.

Seismic signals were classified in three groups based on the frequency content, apparent velocity and the existence of distinct P and S waves. We associated the first group of seismic signals (type A) to shearing or fracture events, the second group (type B) to rockfalls or propagation of brittle materials or clasts on the surface of the slide, and the last group (type C) to external regional earthquakes. Unfortunately, we were not able to distinguish better eventual "sub-groups" within type A and type B groups (considering the volume of the moving mass, the depth of the source...) because it is difficult to locate the sources with only one seismic array, especially if the sources are located outside of the array.

In this paper we resume the detection and location methods to validate them for continuous long-term monitoring applied at Super-Sauze landslide.

Super-Sauze landslide was installed on a permanent way to this purpose. Since 2007, it is actually part of the French Observatory on Landslides (omiv.osug.fr), which aims at acquiring and diffusing multi-parameter observations on different types of landslides through geomorphologic, geologic, hydrologic, geophysical and seismological long-term monitoring. For this reason, sensors were settled into hermetic boxes and fixed into concrete slabs about one-meter deep into the ground (Fig. 1) since the first acquisition period in October 2009. Because of some difficulties encountered during the 2009-2010 winter season, we managed to recover monthly the seismic data only from May until October 2010. Although this continuous period is shorter than one year, we tried to establish some correlations between the seismic signals occurrences, their sources locations and the seasonal variations, in order to reapply our methods further on.

monitoring at Super-Sauze landslide, in spite of the difficulty in identifying the first seismic waves arrivals.

For type A signals, the clusters concentrate at the boundary between a very slow side (less than 0.2 cm per day of displacement) and the most active part of the landslide (more than 3 cm per day of displacement) and at the level of a stable in situ crest. This is consistent with the presence of fractures and shearing phenomena that are observed at the surface of the landslide at the level of these both clusters (Fig. 2b). For type B signals, the clusters concentrate in the scarp zone of the landslide and once again within the in situ crest. This is consistent with the rockfall phenomena we might hear and see from the scarp zone and the incoming main flowing spread of the slide we could observe in May-June 2011 over the sensors situated on the most active part of the landslide, in the proximity of the in situ crest (Tonnelier et al. 2012).

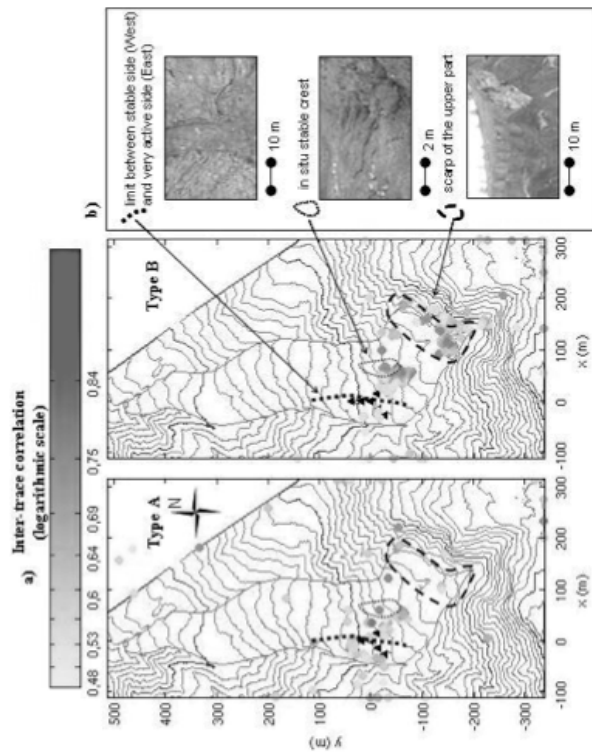


Fig. 2 – Seismic signals and geomorphological context: (a) type A and type B seismic signals locations from May to September 2010 and corresponding inter-trace correlation. Only the signals, whose inter-trace correlation is equal or higher than 0.48, have been located. The black triangles indicate the seismic sensors. Some geomorphological annotations are added on the maps and illustrated on pictures (b): the upper picture has been obtained from the sky by means of an unmanned aerial vehicle (Niethammer et al. 2012) and the others have been taken directly on the field.

Seismic signals and rainfall. In complement to the seismic monitoring, the rainfall, the piezometric level and the slope displacement were measured until the end of July 2010 by means respectively of a meteorological and piezometric station and an extensometer, located about twenty meters uphill the seismic array. These measurements are illustrated on Fig. 3.

From May to July 2010, the displacements seem to increase progressively with a slight acceleration. It actually corresponds to successive acceleration and deceleration picks that are correlated with the meteorological variations. The displacements rate seems to increase in consequence to rainfall but no proportion has been established. The most important rainfall in quantity and duration are recorded around the 15 June, corresponding to the highest piezometric level, whereas the highest displacements rate has been measured before the 15 May. This might be due to the changes from snowfall to rainfall. Most of the

precipitations, which occur before the 15 May, are snowfall, which means that the rain gauge cannot evaluate them precisely.

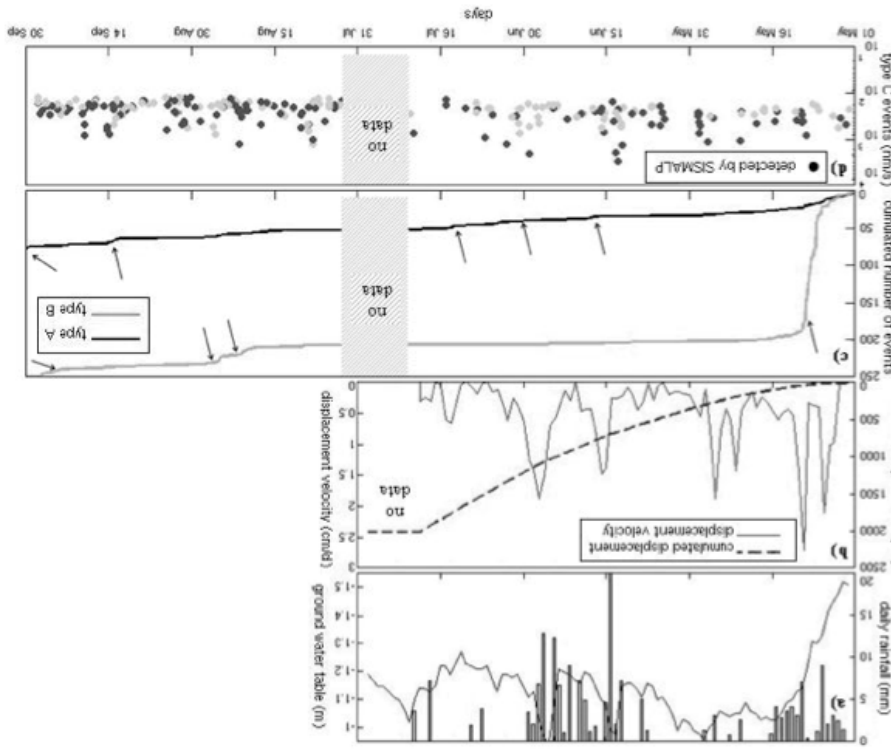


Fig. 3 – Temporal variations for Super-Sauze landslide from May to September 2010 of (a) rainfall and water table, (b) cumulated displacement and velocity, (c) cumulated number of type A and type B seismic signals and (d) peak ground velocity of detected earthquakes. Black circles indicate earthquakes also detected by SISMALP regional network, while grey circles show events only detected at Super-Sauze landslide. On (c) the arrows indicate the sudden increase in detected seismic signals.

We observe a jerky increase of type A seismic signals after the 15 June, at the end of the month, in mid-July and once again from the end of August. These variations correspond to the displacements acceleration phases, when the highest rainfall occur and the piezometric level increases and rapidly decreases. One way to interpret these variations is to suggest that when rain falls, the ground becomes more saturated. When rain stops, the ground dries; the soil matrix cohesion decreases and tends to induce

cracks. This might create or reinforce pre-existing fissures and induce fractures or shearing, extension phenomena and hence displacements within the landslide.

We do not observe any clear increase of type B seismic signals except during May and after the 15 August. The May's increase is explained by the diminution of matrix cohesion due to the snow thawing (Tonnelier et al. 2012). Unfortunately we do not have the piezometric, rainfall and displacement records until August to evaluate any other correlation between the seismic signals and these parameters. However we know that the weather tends to be pretty rainy after the 15 August. This might impact on a loss of balance of the rocks or clasts and activate some collapses from the upper part of the landslide. This is actually what we localised on Fig. 2 (especially in August and September). The following rain cessation could justify the new increase of type A seismic signals (new apparition or reactivation of fractures and shearing), which are localised close to the seismic array (Fig. 2).

In this case we have to assume that August rainfall were higher than July rainfall. If not, we should have observed an increase of type B seismic signals in the scarp zone in July as well.

Seismic signals distribution. We adapted the Gutenberg-Richter distribution law in terms of amplitude and calculated the corresponding b coefficient in order to evaluate an eventual variation of the amplitudes of the type A and type B seismic signals with time (Tab. 1).

Tab. 1 – Evolution of the b coefficient defined in the Gutenberg-Richter law for the distribution of type A and type B seismic signals from May to September 2010.

b coefficient calculated over:	Type A	Type B
May 2010	-1.57	-1.15
June 2010	-0.85	-0.95
July 2010	-1.34	-0.81
August 2010	-1.42	-0.72
September 2010	-2.19	-1.03
average of these b values	-1.47	-0.93
from May to September 2010	-1.44	-1.12

Amitrano (2012) explained that the Gutenberg-Richter law might be used in the case of the propagation of fractures, shearing phenomena or friable soils under some conditions. He illustrated the instability of this law by observing that the b coefficient might decrease when the stress applied on a rock sample is intensified.

In our case, we notice an increase in June and then a continuous decrease of type A b coefficient (corresponding to the type of seismic signals analysed by Amitrano (2012)) (Tab. 1). These variations are similar to the saturation variations (Fig. 3). It corresponds to Amitrano (2012) assumption, who indicated that a decreasing b coefficient should indicate incoming failure events: while the saturation level is decreasing, the fissures empty and are more likely to crack. It is illustrated by the jerky increase of the type A seismic signals that we noted earlier, when the piezometric level tends to decrease (Fig. 3). b coefficient of type B seismic signals is more stable with time. We are not able to establish any conclusions on such a short acquisition period. We should consider the variations along one whole or better several years to validate the correlation between the seismic signals quantity and the Gutenberg-Richter law distribution.

Seismic signals and seismicity. The third type of seismic signals we identified correspond to small regional earthquakes located a few kilometres or tens of kilometres away from the landslide. Some of them (the ones with the highest amplitude and the longest duration) are even detected by the local seismological network SISMALP (Thouvenot et al. 1990). The lower plot on Fig. 3 illustrates the time of occurrence of earthquakes and their peak ground velocities. The largest recorded ground motion has a maximum velocity higher than 4000 nm.s⁻¹. The sensibility of earthquake-triggered landslides has been highlighted since 1984 by Keefer (1984). Keefer (1984) calculated that the earthquake should induce a 0.11 m.s⁻¹ ground motion on the landslides that he studied to trigger an eventual acceleration. In our cases, we did not reach the shaking intensity threshold to trigger any movement within the landslides.

Conclusion. We proved that it is possible to use long-term seismic monitoring at Super-Sauze clay-shale landslides in order to establish some correlations with the interne seismic activity clusters and the measured displacements. The detection and locations methods which have been developed by Helmstetter & Garambois (2010) and Lacroix & Helmstetter (2011) happened to be efficient to identify the different seismic sources, which can be associated with the evolution of the landslide, such as rock falls or propagation of brittle materials, or fractures and shearing phenomena within the landslide. Some doubts regarding the source location (depth, dimension...) need to be fixed yet in order to make the source identification more precise. One solution to overcome these lacks and to provide the location of the seismic sources better might be to add new seismic arrays in the nearness of the seismic clusters.

We evaluated the seismic signals variations over several months (from May to September 2010). We estimated some consequences of these seismic signals on the landslide behaviour. It seems that an increase of type A seismic signals induces the landslide extension by fissures and shearing activations and might cause failure events within the landslide. An increase of type B seismic signals should on the other hand correspond to the slide spread with collapses and partial burials. More roughly, type B seismic signals could be the consequence of type A seismic signals. Such a variation of seismic signals types and sources displacements had been observed during Valoria landslide activation (Tonnelier et al. 2012). The first type A seismic signals had been interpreted as the precursory events of the incoming acceleration, which had been identified by an increase of type B seismic signals.

Seismic signals are not induced spontaneously. The quantity of detected seismic signals may vary according to the meteorological conditions and the saturation level within the landslide. High rainfall limits the landslide stability and stimulates collapse phenomena (type B seismic signals), whereas drying periods facilitate cracks activations, fissures opening and consequently a global displacement of the clay-shale volume might be observed.

A so short acquisition period does not enable us to fix long-term statistics regarding the landslide spreading yet. A solution should be to consider if possible the following years. This would require a continuous maintenance and monitoring of the acquisition equipment on the field.

The remaining difficulty we will need to keep in mind is that landslides are composed of materials, which are likely to move and to mechanically change in space and time. Hence sudden acceleration or collapse events might bury the sensors and interrupt the acquisition and consequently damage the acquisition systems. Such events will require a continuous monitoring of the seismic equipments and will limit the acquisition on the most active part and in a longer term the evaluation of eventual crisis precursors.

Acknowledgments. This research was funded through the ANR Risk-Nat project "SISCA: Système intégré de Surveillance de Crises de glissements de terrain" (2009-2011). The authors warmly thank J.P. Malet, J. Schmitzbuhl, A. Corsini and M. Joswig for their help in seismic signal interpretation.

References.

- Amitrano, D., 2012. Variability in the power-law distributions of rupture events, how and why does b-value change. *Eur. Phys. J.-Spec. Top.*, **205**(1), 199-215.
- Helmstetter, A. & Garambois, S., 2010. Seismic monitoring of Séchillienne Rockslide (French Alps): analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *J. Geophys. Res.*, **115**.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. America. Bull.*, **95**, 406-421.
- Lacroix, P. & Helmstetter, A., 2011. Location of seismic signals associated with microearthquakes and rockfalls on Séchillienne landslide. *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, **101**, No. 1, 341-353.
- Niethammer, U., James, M. R., Rothmund, S., Travellotti, J. & Joswig, M., 2012. UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results. *Engineering Geology*, **128**, 2-11.
- Tonnelier, A., Helmstetter, A., Schmitzbuhl, J., Malet, J.-P., Corsini, A. & Joswig, M., 2012. Seismic monitoring of soft-rock landslides: Super-Sauze and Valoria landslides case studies. *Geophysical Journal International*, **submitted paper**.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyoton, F., Guiguet, R. & Jenatton, L., 1990. Sismalp: an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, **1**, 1-10.

Annexe 3

Seismic monitoring of soft-rock landslides: Super-Sauze and Valoria landslides case studies

Alice Tonnelier¹, Agnès Helmstetter², Jean-Philippe Malef¹, Jean Schmittbuhl¹, Alessandro Corsini³ and Manfred Joswig⁴
¹École et Observatoire des Sciences de la Terre, UMR 7516 CNRS, University of Strasbourg, France. E-mail: alice.tonnelier@unistra.fr
²Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, CNRS, Université Joseph Fourier, Grenoble, France
³Dipartimento di Scienze della Terra di Modena e Reggio Emilia, University of Modena, Italy
⁴Institut für Geophysik, University of Stuttgart, Germany.

SUMMARY

The present study focuses on the characterisation of seismic sources observed within clay-shale landslides. Two landslides are considered, Super-Sauze in France and Valoria in Italy. These slides are characterised by similar clay-shale materials but differ in their dimensions and kinematics. Seismic signals have been detected by a small seismic array, in spite of the high attenuation of the material. Several detection methods are tested. A semi-automatic detection methodology is validated by the comparison with a classical manual time-consuming picking. Seismic signals are classified in three groups based on the frequency content, apparent velocity and the existence of distinct P and S waves. We associated the first group of seismic signals to slip or fracture events, the second to rockfalls, and the last to external earthquakes. Seismic sources are located using an automatic beam-forming location method. Finally, we observe a correlation between microseismic activity, landslide movement and rainfall.

Keywords: microseismicity, continuous monitoring, landslide, clay, Super-Sauze, Valoria

1 INTRODUCTION

Landslide failures may seriously damage the human and environmental resources of a region. However, the evolution of a landslide is still uncertain to forecast because it depends on its dynamics and on the triggering events, such as earthquakes and rainfalls (Guzzetti *et al.* 2007). To understand better these failure phenomena, passive seismic monitoring techniques have been developed since the 1960s, in order to detect possible seismic signals triggered by the dynamics of the slope (Cadman & Goodman 1967; Novosad *et al.* 1977). It consists generally in identifying seismic sources induced by the slope movement using seismic sensors. In the case of slope failures, these "seismic signals" (SS) can be induced by several mechanisms such as material bending and shearing, material compression, surface fissure opening, slip at the bedrock interface, rockfalls, or debris flows (Fig. 1). Seismic monitoring can be used as a non invasive investigation tool, in complement to displacement monitoring (e.g. GPS, extensometers, cameras...) or local borehole instrumentation, to understand better the dynamics of the landslide. Unlike punctual displacement measures or boreholes, it can provide a global overview of a landslide movement and deformation. Seismic monitoring offers several applications for slope instabilities. Analysing seismic noise can help in characterising the structure of the landslide (Méric *et al.* 2007) and its evolution with time (Mainsant *et al.* 2012). Recording SS produced by the slope movement can provide relevant information on the dynamics of the slide and may allow the identification of precursors. SS can be classified (rockfalls, fracture events...), characterised (frequency content, magnitude, volume and propagation velocity of rockfalls or debris flows), and located. In the case of weak SS, the detection of slope failures is made difficult by the presence of external acoustic noises (rainfall, water stream, wind, electrical equipment, and people working in the field, among others, as illustrated in Fig. 1).

FIGURE 1

Applications were carried out on very diverse geological contexts and for very different objectives, and their number increased in the last decades. Some studies record the microseismic activity within landslides (Roth *et al.* 2005; Brückl *et al.* 2006; Spillmann *et al.* 2007; Helmstetter & Garambois 2010), rock cliffs (Amirano 2005; Mourou 2008; Senfaute *et al.* 2009; Lévy *et al.* 2011), ice glaciers (Stuart *et al.* 2005; Roux *et al.* 2008), mines and sinkholes (Ge 2005; Wüst-Bloch & Joswig 2006; Wang & Ge 2007; Yang *et al.* 2007), in order to monitor the progressive damage and deformation of unstable slopes. In some cases, SS have been detected before failure phenomena (Amirano 2005; Mourou 2008; Wang & Ge 2007; Yang *et al.* 2007). In other cases, seismic sensors are used to characterise the volume and propagation velocity of slope failures such as rockfalls (Schneider 2010; Dummeter *et al.* 2011; Hibert *et al.* 2011), snow avalanches (Kishimura *et al.*

et al. 1997; Deparis *et al.* 2008; Surinacch 2001; Lacroix *et al.* 2012), debris flows (Huang *et al.* 2004; Arattano *et al.* 1999; Arattano & Marchi 2005; Marchi 2001; Burtin 2009) and volcanic landslides (Esposito *et al.* 2006; Cole *et al.* 2008; De Angelis *et al.* 2007; Zobin *et al.* 2009). Other studies, at last, evaluate the correlation between SS and external events such as rainfall patterns (Rouse 1991; Walter *et al.* 2008, 2009a, 2009b; Helmstetter & Garambois 2010; Hibert *et al.* 2011; Lacroix *et al.* 2012). Few analyses were carried out to characterise the SS observed within soft-rock or sediment-type slope movements (Gombberg *et al.* 1995, 2011; Méric *et al.* 2007; Amirano *et al.* 2007; Walter *et al.* 2008). SS are difficult to identify because of the spatial heterogeneity and the high saturation (close to 100 % saturation) of the soft muddy materials (such as clays, shales and marls). This causes a high attenuation of the signal and a low Signal-to-Noise Ratio (SNR). Recent monitoring techniques have been developed to compensate for these difficulties. They consist in detecting signals through the observations of the variation with time of the signal frequency content (spectrogram analysis). Joswig (2008) introduced "nanoseismic monitoring" to analyse very low SNR signals in small areas. This technique has been validated for the analysis of sinkholes failures (Wüst-Bloch 2006), cliff collapses (Lévy *et al.* 2011) and preliminary tests on muddy landslides (Walter *et al.* 2008, 2009a, 2009b). To reduce the time dedicated to manual picking of a high quantity of detected signals, semi-automatic detection, discrimination and location techniques have been developed in particular in the case of rock slopes (Spillmann *et al.* 2007; Helmstetter & Garambois 2010; Lacroix & Helmstetter 2011).

In this study, we focus on the detection of SS induced by the dynamics of the Super-Sauze (Southern French Alps) and Valoria (Northern Apennines, Italy) muddy landslides. The aim of this paper is to complete our knowledge on the dynamics of these landslides by proposing a typology of SS and analysing their spatial and temporal distributions in relation to other environmental factors. Three specific periods, characterised by different surface displacement rates, are analysed:

- a period of low surface displacement rates ($< 0.01 \text{ m d}^{-1}$) at the Super-Sauze landslide during two weeks in October 2009,
- a period of moderate surface displacement rates ($< 0.10 \text{ m d}^{-1}$) at the Super-Sauze landslide in May 2010,
- a period of very high displacement rates ($> 0.10 \text{ m d}^{-1}$) at the Valoria landslide during one week in November 2009.

The two landslides are essentially composed of highly attenuating soft-clay material and characterised by different kinematic regimes with the succession of acceleration and deceleration periods. For this analysis, we installed seismic acquisition systems on the upper parts of the landslides, in order to obtain a continuous seismic monitoring. We used spectrogram analyses to process the seismic observations, as successfully tested by Walter *et al.* (2008, 2009a, 2009b). We applied the semi-automatic detection method proposed by Helmstetter & Garambois (2010) and went further on by locating the SS detected on both landslides with a beam-forming location approach from Lacroix & Helmstetter (2011). We first present fields characteristics and acquisition arrays. Detection and location methods are then briefly detailed. The analysis of the identified SS is described on the basis of physical parameters, such as amplitude and frequency content. We then discuss the source mechanism based on previous studies and on the location results. Finally, microseismic activity is correlated with external triggering factors such as earthquakes and rainfall, with the water table level and with displacement measures.

2 CASE STUDIES SETTINGS

Both Super-Sauze and Valoria landslides are characterised by complex kinematics regimes and geological clay-shale structures. For both slides, the displacement varies from uphill to downhill and with the seasons. The two slides have different dimensions and displacement rates (Table 1).

TABLE 1

2.1 Characteristics of the Super-Sauze landslide

The Super-Sauze landslide (Fig. 2a) is located in the Southern French Alps (Barcelonnette Basin), in the upstream part of the Sauze torrential catchment. It was triggered in the 1960s with the occurrence of several rock slides within a rocky slope composed of Calovo-Oxfordian black marls. After a period of mechanical weathering of the blocks, the landslide has progressively evolved into a slow-moving earth slide/flow in the 1980s with the downstream propagation of reworked black marls within the Sauze torrential channel. Currently, the moving mass represents on average $550\,000 \text{ m}^3$ of 15 m thick clay-shale. The landslide has a

length of nearly 800 m and a maximal width of 130 m, and develops between the elevation 2105 m at the crown and 1705 m at the toe. The structure of the landslide consists of a complex geometry associating steep gullies and crests (Travelletti & Malet 2011). The landslide material consists of altered silty and clayey matrix with the presence of unaltered rigid blocks of marls and limestone embedded in the mass. The landslide has been extensively studied and monitored from the 1950s. Since 2007, it is part of the French Observatory on Landslide (<http://omv.osug.fr>), which aims at acquiring and diffusing multi-parameter observations on different types of landslides through geomorphologic, geologic, hydrologic, geophysical and seismological long-term monitoring. The surface displacement is monitored through GPS campaigns (Malet & Maquaire 2002), terrestrial laser scanners (Travelletti *et al.* 2008) and correlation of terrestrial photographs (Travelletti *et al.* 2011). The displacement field is very variable in space and time. Displacement rates can reach up to 0.40 m d^{-1} in spring in the most active part in the upper area of the landslide and decrease to 0.01 m d^{-1} downhill at the toe. In the upper part, the displacement is more complex owing to the presence of two stable crests ("stable in situ crest" and "boundary crest" in Fig. 3a) (Malet 2003). This complex topography induces relative lateral movements between slow-moving compartments and others, with a relative displacement of about 0.03 m d^{-1} . We have installed our seismic network in this area on both sides of the crest in order to monitor the dynamics of the slide with respect to the stable zone. A three-layer structure has been proposed (Travelletti & Malet 2011) for the inner landslide structure based on geological, hydrogeological, geotechnical and geophysical observations (Weber 1994; Malet *et al.* 2003; Flageolet *et al.* 1996). The first superficial active layer is limited to 5 to 9 m depth by a shear surface. Below it, a second layer with a 5-to-10-m thickness is characterised by very low to even null displacements, overlying the stable intact black-marl substratum. Furthermore, velocity analysis suggested the landslide structure to be defined by P and S seismic wave velocity progressively increasing from $v_p = 600 \text{ m s}^{-1}$ and $v_s < 300 \text{ m s}^{-1}$ at the top, to v_p comprised between 2100 and 2400 m s^{-1} and $v_s > 550 \text{ m s}^{-1}$ in the bedrock (Amitrano *et al.* 2007; Méric *et al.* 2007; Walter *et al.* 2009b).

Tomography and shot tests acquisitions were carried on in July 2010, in order to update the structural model of the Super-Sauze landslide (Grandjean *et al.* 2007; Méric *et al.* 2007; Travelletti & Malet 2011) and to use it for the location of the SS. The tomography acquisition (grey-colour dot lines in Fig. 3a) consisted of two profiles of 80-90 m length crossing transversely the landslide from east to west and surrounding the upper active region of the landslide, where about forty 14 Hz-sensors were fixed every 2 m and shots were made every 4 m. Data were acquired at 2000 Hz in order to observe the discontinuities of the first metres of sediments. Two quite similar models were obtained that roughly showed a first layer sliding on the bedrock. P wave velocity of the upper and the lower profiles are presented in Fig. 4. They vary between 350 and 700 m s^{-1} in the first layer, and between 2200 and 2300 m s^{-1} in the second layer and are significantly higher in the lower profile. The sliding layer is 5-to 10 m thick in the central part of the profile, from the upper to the lower region respectively, where an accumulation of sediments is sensibly higher. In between a stable crest is identified, which is labelled as the "boundary crest" in Fig. 3a and marked by the black arrow.

In 2008, Walter *et al.* (2009a, 2009b) displayed small seismic arrays across the landslide during several 15-day acquisition periods to detect seismic events based on short term monitoring investigations. The objective of these studies was to detect and locate SS and to associate them to dynamic phenomena, as they could visually observe fissures and rock falls occurring on the field. This first application proved that it was possible to detect weak SS of magnitude $M_i \sim -2$ in soft clays, in spite of the high attenuation of the material. They provided an overview of the spatial distribution of the seismic sources and concluded that most of them were located in the upper part of the landslide.

FIGURE 2. FIGURE 3. FIGURE 4

2.2 Characteristics of the Valoria landslide

The Valoria landslide (Fig. 2b) is located in the Northern Apennines (Italy), in the upper Dolo River (tributary of the Secchia River) basin. It has been reactivated 7 times since the 1950s. This complex landslide is affected by deep-seated mass movements from the Late glacial period (Garbert *et al.* 1999; Borgatti *et al.* 2006). It represents a surface of 1.6 km^2 of thick flysch and clay-shale mass moving between 520 m and 1413 m of elevation, with a 3.5 km length and a width varying from 100 to 500 m. The Valoria mudslide is characterised by the succession of small hills and valleys, associated to accumulation and draining zones, and presents the particularity to be the union of two previous landslides at the elevation 1150 m (Fig. 3b and Fig. 3c). For this reason, the Valoria landslide is defined with two rupture zones, two accumulation zones and one unique evacuation canal (Ronchetti 2008). Most reactivations occurred during the snowmelt period, in April and May. Other reactivations occurred in the autumn but were caused by rainy summer periods (250 mm rain level) and important rainfalls in the following months (400 mm rain level) (Ronchetti 2008).

Displacements have been measured with photogrammetry and airborne laser scanner (Corsini *et al.* 2009a). Since 2008 an integrated Total Station - GPS monitoring system has been used to survey slope movements that have reached maximum rates of metres per day (Bertacchini *et al.* 2009). For a short period in 2009, a Ground-based SAR has also been used for the same purpose (Corsini *et al.* 2009b). In 2006, displacement rates up to 0.50 m d^{-1} have been observed in the upper part (Ronchetti *et al.* 2007).

Seismic velocity imagery of the internal structure was obtained by passive seismic acquisition (Cusano *et al.* 2006) and refraction seismic and drilling (Baldi *et al.* 2009). These studies showed a first 15-to-30-m-thick unstable layer, characterised by v_p varying from 700 to 1500 m s^{-1} , sliding on a stable bedrock characterised by $v_p = 2500 \text{ m s}^{-1}$.

3 METHODS

3.1 Acquisition systems

The acquisition system consists in one small seismic array with a 40-m radius, as illustrated in Fig. 3a and Fig. 3c. This array configuration was introduced by the "nanoseismic monitoring" method described by Joswig (2008), in order to detect and locate small SS. For both slides, one three-component (3C) sensor is situated at the centre of a tripartite-shaped array, and six vertical sensors are situated at approximately 20 and 40 m in the three directions of the array. This configuration enables us to check the correlation between channels, which is necessary to identify and locate SS.

At Super-Sauze landslide, the seismic array was installed for a permanent monitoring. The aim of such an installation is to monitor the seasonal variations of microseismic activity and the possible influence of regional earthquakes. At Valoria site, the seismic array was installed for a short monitoring period in order to compare the SS detected at Valoria landslide with those detected at Super-Sauze landslide.

At both sites, the data logger is a Képhren Agecodogs. Sensors are velocimeters with different characteristics for each slide (Table 2). Data sampling rate has been set to 400 Hz, as the best compromise between signal resolution, data storage and data transmission. For both sites, the ground motion is by this way recorded with a flat frequency response in the frequency range [2-80] Hz, for which we detect SS, simultaneously on all channels of each array.

At Super-Sauze landslide, the water table level, the rainfall amount and the displacement are measured at an additional piezometric station (Malet 2003).

At Valoria landslide, a second seismic array was installed in the same area (Fig. 3c) and was seriously damaged because of an important collapse, which occurred during the first acquisition days. The sensors were displaced and deteriorated so that we recovered only partially the recorded data and could not use them for a trustful analysis. We could only use the records as spatial and temporal evidences of the collapse (Table 6, Fig. 15). Two topographic prisms were installed close to the seismic arrays to monitor the surface displacements (Fig. 3c). They were monitored by the automated TPS Leica Total Station (Bertacchini *et al.* 2009; Corsini *et al.* 2009b). The Total Station consists of a TCA2003 Leica robotic station and of a dual frequency GIM902 Leica GPS receiver, connected with an AX1202 Leica antenna.

At both sites, the seismic arrays were installed on the upper unstable zones of the landslides, according to the presence of fractures in the first 2 m of sediments in the close proximity and Walter *et al.* (2009b) conclusions in the case of Super-Sauze landslide.

TABLE 2

3.2 Acquisition periods

The evolution of the Super-Sauze and Valoria landslides is variable along the seasons, varying from nearly zero to tens of centimetres of displacement per day during the spring season. The displacement per day may even reach few metres in extreme cases. Most of the displacements for both landslides are observed in the upper part. In the case of Super-Sauze landslide, Walter *et al.* (2009b) already identified seismic sources in this region of the landslide and interpreted them as rockfalls and fissure openings. Such interpretations were confirmed by the visual observations of rockfall events, essentially from the scarp part of the landslide, and of fissure opening measured by extensometers (Walter *et al.* 2011).

For these reasons, three different seismic acquisition periods were selected according to the characteristics of both landslides. SS observed during low and moderate activity periods were evaluated from data obtained during two weeks in October 2009 and during May 2010, at the Super-Sauze landslide. During the acquisition at Valoria landslide, the unpredictable acceleration of the landslide damaged some sensors and we had to interrupt our acquisition after only 7 days. This phenomenon produced a high quantity of SS.

1 (2009a, 2009b) and Helmstetter & Garambois (2010), distinct P and S wave arrivals will only be observed
 2 for type C, with different amplitude for vertical and horizontal seismograms. Examples of all types A, B and
 3 C, detected either at Super-Sauze or at Valoria landslides are illustrated in section 4 (Fig. 8, 9 and 10).
 4
 5
 6
 7
 8
 9
 10
 11
 12
 13
 14
 15
 16
 17
 18
 19
 20
 21
 22
 23
 24
 25
 26
 27
 28
 29
 30
 31
 32
 33
 34
 35
 36
 37
 38
 39
 40
 41
 42
 43
 44
 45
 46
 47
 48
 49
 50
 51
 52
 53
 54
 55
 56
 57
 58
 59

3.4.1 Characteristics of type A signals

Type A SS generally have a duration of about one second and dominant frequencies around 10 Hz. The signal is generally emergent so that first arrivals are difficult to pick. We cannot distinguish successive P and S waves. This is likely due to the low frequency content of the signal and to the short distance between the source and the sensors, so that P and S waves are mixed together. The envelope of the signal shows generally only one peak and has a symmetrical shape (it shows an increase and slowly decreases in amplitude with time), but a few SS might have a higher frequency content and/or be composed of several subevents. These events are similar (in terms of duration and frequency content) to the seismic events detected by Helmstetter & Garambois (2010) at Séchillienne rockslide (French Alps). Helmstetter & Garambois (2010) have classified these events as “quakes” and suggested that they may be induced by slip or fracture opening.

3.4.2 Characteristics of type B signals

Type B SS correspond to longer signals of up to several tens of seconds. These signals are often composed of many subevents with time delay between successive peaks of about one second. The frequency content is mainly in the range [1-30] Hz. These signals sometimes repeat themselves during several minutes. The main difference with type A SS is thus the signal duration. It is therefore difficult to distinguish one type B SS from several successive type A SS.

3.4.3 Characteristics of type C signal

Seismograms of type C SS show two clear arrivals with a time delay varying from about one second up to several tens of seconds, and with different amplitudes for the vertical and the horizontal channels. The first arrival is generally impulsive and has higher frequencies. The second arrival is followed by a coda with a progressive decrease in amplitude and dominant frequency. The frequency content is very variable. Longer SS have lower frequency contents (around 2 Hz dominant frequency), while events lasting only a few seconds have energy above 100 Hz. The shape of the envelope is asymmetric, with a sharp rise followed by a slow decrease.

3.5 Seismic signal location

3.5.1 Beam-forming location

A beam-forming method has been applied to automatically locate all SS. The location has been used as an additional parameter for the SS classification. This location method is based on the beam-forming method developed by Lacroix & Helmstetter (2011) and inspired by Almendros *et al.* (1999) and Roux *et al.* (2008). It has been proposed for locating SS when the first arrival is difficult to pick precisely. In this method, the position of the source and the seismic wave velocity *V* are inverted by maximising the temporal correlation between the traces at all pairs of vertical channels, after shifting each trace by the travel time (Lacroix & Helmstetter 2011). In our case, both landslides are characterised by a complex geometry (several layers, heterogeneities) and the tomography results confirmed a large variability of seismic wave velocities. These heterogeneous structures strongly disperse and attenuate the high frequencies of the SS seismic waves and make it difficult to distinguish the first arrivals, of P, S or surface waves (Helmstetter & Garambois 2010). For these reasons, the beam-forming method can be applied as a good alternative way to locate the emergent SS. We use a time window of about one second around the starting time of the event and filter the SS in the frequency range [2-50 Hz]. The inversion starts with a horizontal $10\text{ m} \times 10\text{ m}$ grid search and a velocity *V* between 400 and 2500 m s^{-1} and 200 and 2700 m s^{-1} respectively for Super-Sauze and Valoria landslides. Then we select the best position and velocity as the starting point for a simplex optimisation, by maximising the average inter-trace correlation *C*. The source is imposed to lie at the surface of the landslide, defined by a Digital Elevation Models with a 2-m step for Valoria landslide (Sterzai *et al.* 2010) and a 5-m one for Super-Sauze landslide. Indeed, depth cannot be precisely estimated using beam-forming methods for heterogeneous materials and for sources located outside the seismic array (Lacroix & Helmstetter 2011). For this reason, the measured velocity *V* corresponds to an apparent velocity. Therefore, deep sources will be characterised by a higher *V* compared with superficial events. The velocity parameter is thus useful for distinguishing external

1
 2
 3
 4
 5
 6
 7
 8
 9
 10
 11
 12
 13
 14
 15
 16
 17
 18
 19
 20
 21
 22
 23
 24
 25
 26
 27
 28
 29
 30
 31
 32
 33
 34
 35
 36
 37
 38
 39
 40
 41
 42
 43
 44
 45
 46
 47
 48
 49
 50
 51
 52
 53
 54
 55
 56
 57
 58
 59

3.3 Seismic signal detection

3.3.1 Semi-automatic detector

Because of the high quantity of SS detected, we tested the semi-automatic detection method proposed by Helmstetter & Garambois (2010). This method has proved to be a useful tool to detect several thousands of seismic events within rock slopes. It is based on the spectrogram of the signal, averaged over all the vertical sensors of the array. Then, the spectrum of the signal is normalised for each time window (sliding window of 128 samples) by the spectrum of the noise, calculated on the 200 s preceding the beginning of a possible seismic event. The amplitude of the normalised spectrogram is summed in the frequency range [1-50] Hz. One SS is detected when this function exceeds a threshold that we fixed at 2, which means that the amplitude of the SS spectra must be at least twice higher than the amplitude of the noise spectrum to highlight a possible SS. SS are chronologically listed in a catalogue. This catalogue defines the dominant frequency, the maximum amplitude of the seismogram (computed in the frequency range [1-50] Hz, averaging the maximum amplitude of all the vertical channels of the array) and the time duration for each event. Time duration corresponds to the period during which the amplitude of the SS is higher than the amplitude of the noise. We then analyse visually all the seismograms and spectrograms in order to delete noise events that may be produced by anthropogenic activities and electrical devices, rainfall, water runoff and wind. However, those events might display good correlations between the channels in frequency and amplitude variations. Semi-automatic detection was applied on the three acquisition periods. The number of SS that were excluded because they were interpreted as noise is variable with the acquisition periods (Table 3). This probably depends on the anthropogenic activity (e.g. ski lifts, helicopters...) and electronic problems.

TABLE 3

3.3.2 Marmal control

To check the efficiency of the semi-automatic method, another approach was carried out by using SonoView software package. This package was proposed by Joswig *et al.* (2008) and developed by Sick *et al.* (2012), for “nanoseismic monitoring” applications. Spectrograms are calculated for each vertical channel with a sliding window of 256 samples with an overlap of 50 %, so that each pixel on the time axis of the spectrograms corresponds to ~ [128 samples / 400 Hz] seconds. A global spectrogram, also called “super-sonogram” is obtained from the combination of the spectrogram of each four vertical channels of the array, pixel by pixel. By this way, each pixel of the super-sonogram is made up with four sub-pixels (Sick *et al.* 2012), extracted from the spectrograms of the four vertical channels. The super-sonogram is then normalised by the noise spectrum. This enables a continuous clearer and condensed view of the variations for all vertical channels together. All SS have to be considered manually individually, by observing the amplitude and frequency variations. HypoLine software, which is included in SonoView package, enables us to determine further characteristics of the seismic sources, such as the location in a layered velocity model (section 3.5.3). Semi-automatic and manual catalogues were compared for the October 2009 and the whole May 2010 data acquisition. After manual control of the candidate SS picked by the semi-automatic method, up to over 50 % more SS were detected (Table 3). Actually, the seismic wave arrivals are emergent and hard to identify because of the attenuation and the fractured nature of the material, and the complex structure of the slope. Some SS are consequently difficult to detect visually, whereas computer calculations can provide more precise quantitative values. For this reason, the semi-automatic picking method proposed by Helmstetter & Garambois (2010) can be considered as an efficient tool to detect most of the SS, in spite of the high attenuation of the clay materials. However, it is necessary to control visually the automatically detected SS.

3.4 Seismic signal classification

Following the approach of Walter *et al.* (2009a, 2009b) and Helmstetter & Garambois (2010), we aim at classifying the expected SS in three main groups, which are named type A, B and C. The classification is done on the basis of qualitative criteria, such as the wave phase identifications and the global spectrogram signature. Time duration, frequency content, relative amplitude variations and correlation between channels are the most significant discriminating parameters. Contrary to the studies of Walter *et al.* (2009a, 2009b), we only select SS which can be identified visually on at least three sensors. In our cases, because of the high attenuation and the proximity between the sources and the sensors with respect to the wavelength, we expect that it will be generally difficult to distinguish P, S and surface wave arrivals. As identified by Walter *et al.*

1 events (earthquakes) from local ones (rockfalls, micro-earthquakes). When using a single seismic array, the
2 beam-forming method can only reliably estimate the direction of the source, but the distance between the
3 source and the array is generally ill-constrained, as soon as this distance is larger than the aperture of the
4 array. In order to locate precisely the seismic sources, we would need to install several arrays around the
5 active area, as done for example by Lacroix & Helmstetter (2011) for Séchillienne rockslide.

6 3.5.2 Static correction through shot tests

7 Shot tests were performed at Super-Sauze landslide in July 2010 at 22 points around the seismic array (Fig. 5
8 and 6). The aim was to determine the reliability of the location and to estimate the station corrections to
9 account for variations of seismic wave velocity within the seismic array. Indeed, some sensors were fixed on
10 the muddy unstable side whereas others were covering the stable rocky-denser crest (Fig. 3a), so that we
11 expected strong fluctuations of velocities inside the network. Unfortunately, the SNR of some shots was very
12 weak, so that the first arrivals were often difficult to pick precisely. The last three shots could not be used
13 because the signal was too weak, probably because of the higher quantity of fractures at their locations or
14 because these shots were too far from the array. Also, one sensor was out-of-order during shot tests. We
15 picked manually the first P-wave arrival for 18 shots. We then computed the theoretical travel times between
16 each source and each shot. We used a uniform seismic wave velocity, which was inverted for each shot by
17 minimising the residuals between picked times and theoretical arrival times. Finally, the static correction was
18 estimated for each sensor by the average difference between picked and calculated arrival times, following
19 the method of Lacroix & Helmstetter (2011). For the sensor C03, which was out of order during the shot
20 tests, we fixed this time correction to zero. Negative time corrections indicate that picked times are generally
21 earlier than theoretical arrival times. This should correspond to zones with a velocity larger than the average
22 seismic wave velocity. Fig. 6 illustrates the calculated time corrections. Surprisingly, we found negative time
23 corrections for sensors located in the eastern side, which is the less stable and more incompact, and where we
24 expected lower seismic wave velocities.

25 The static time correction was introduced in the location method by shifting each trace by its time correction
26 as the first step of the location method. We tested the beam-forming location method, with and without time
27 corrections. The calculated source position was sometimes situated up to 160 m away from the real source
28 location, but this is not surprising since the beam-forming method cannot estimate reliably the distance for
29 sources located outside of the network. For some cases, the direction of the source was also very far from the
30 true direction, sometimes even on the total opposite back-azimuth direction (Fig. 5 and Fig. 7). Fig. 5 and
31 Table 4 present the results of the location method with and without time corrections. The location error is
32 slightly smaller when using the station corrections (Table 4). The average location error is 66 m without
33 correction and 42 m with time correction. The direction of the source is also more accurate with corrections:
34 the average azimuthal error is 46° without correction and 40° with correction. Finally, the inter-trace
35 correlation C is also slightly larger when using time corrections.

36 Fig. 7 shows that the location accuracy is generally better for shots with a larger inter-trace correlation C.
37 When C is larger than 0.48, the maximum azimuthal error is around 33° and the maximum horizontal error is
38 about 40 m. These values should be kept in mind to evaluate the reliability of further event locations and to
39 select only reliable events to map the microseismic activity.
40 Although the location accuracy of shots is quite bad, it can probably be better for natural SS. Indeed, some
41 shots had a small SNR and a high dominant frequency. In comparison, many natural SS have a lower
42 dominant frequency and sometimes larger amplitudes, therefore a larger inter-trace correlation and likely
43 more accurate locations.

44 FIGURE 5, FIGURE 6, FIGURE 7

45 3.5.3 Manual control

46 We also located all shots with HypoLine software using manually picked P-waves arrivals, in order to
47 compare the reliability of both the automatic and the manual techniques. HypoLine software (Joswig 2008)
48 identifies the contribution of each single phase by displaying the "hypoline" constraining curves. These
49 hyperbolas are obtained from one similar arrival picked at two sensors, or very rarely in our case, circles
50 obtained if both P and S wave arrivals can be picked on one channel. The best solution is then characterised
51 by the highest concentration of hypolines. For HypoLine location, we used a seismic wave velocity model
52 with two horizontal layers: a first 10-m thick layer with $v_p = 800 \text{ m s}^{-1}$, over a half-space bedrock
53 characterised by $v_p = 2300 \text{ m s}^{-1}$. These values were derived from the tomography profiles (Fig. 4) and v_{p/v_s}
54 ratio was comprised between 1.95 and 2.36.

1 According to Table 4 and Fig. 5, the manual method provides more accurate locations than the automatic
2 one. However, we were influenced by the knowledge of the real positions of the shots when picking the shots
3 manually and we obtained the final results only after adjusting the picked times several times. For this
4 reason, we consider that the automatic location of Lacroix & Helmstetter (2011) can be trustfully applied to
5 locate the detected natural SS at Super-Sauze landslide, or at least to provide the azimuth of the sources. The
6 beam-forming method has the advantage of saving a lot of time compared with the manual method. Also, it
7 may be more efficient than the manual method for natural SS, which are often emergent and difficult to pick.

8 TABLE 4

9 We did not carry on a shot test campaign at Valoria landslide. According to the results obtained at Super-
10 Sauze landslide, at Valoria landslide we will only consider the SS located with a maximum inter-trace
11 correlation higher or equal to 0.48.

12 4 RESULTS

13 4.1 Seismic signals detection and classification

14 All SS have been classified as type A, B or C based on a visual inspection of their spectrograms and
15 seismograms, as described in paragraph 3.4. Examples of SS detected at Super-Sauze and Valoria landslides
16 are described in Fig. 8, 9 and 10 respectively for the types A, B and C. All seismograms are [2-30 Hz] band-
17 pass filtered, since it happens to be the dominant frequency range.

18 FIGURE 8, FIGURE 9, FIGURE 10

19 If the dominant frequency is plotted as a function of SS duration (Fig. 11), the three types of SS seem to
20 concentrate in three poles. The most discriminating parameter appears to be the event duration. Signal
21 amplitude is not considered as a selection criterion since it does not systematically vary between each type of
22 event. Indeed amplitude varies from tens to thousands of nm s^{-1} for signals of the same type (Fig. 12). The
23 peak amplitude of all signals is estimated after [2-50] Hz bandpass filtering. For each acquisition period, the
24 distribution of amplitudes of type A and type B SS follows a power-law for amplitudes larger than 300 nm s^{-1}
25 with an exponent comprised between 1.1 and 1.9. These values are coherent with the b coefficient of the
26 Gutenberg-Richter distribution. They are near the ones obtained at Séchillienne landslide (Helmstetter &
27 Garambos 2010) but larger than what Walter et al. (2011) already evaluated at Super-Sauze landslide,
28 specifically for fissure events. Actually, the b value for type A SS is different at Super-Sauze landslide for
29 October 2009 and May 2010 acquisitions. This is because the amplitude of the SS, the attenuation and the
30 distance between the sources and the seismic array might vary. The roll-off for small amplitudes is probably
31 due to the fact that small events can be missed due to variations of the noise level.

32 FIGURE 11, FIGURE 12

33 4.2 Seismic signals location

34 We applied the location method of Lacroix & Helmstetter (2011) described in section 3.5 to locate our SS.

35 4.2.1 Distinction between local and external events

36 Type C SS are characterised by apparent velocities (obtained with the beam-forming location calculation)
37 higher than the P-waves velocity estimated by tomography (see Fig. 4 for Super-Sauze landslide). While
38 type A and type B SS have generally an apparent velocity in the range [400-1000] m s^{-1} , type C apparent
39 velocities are larger than 1000 m s^{-1} . They must be induced by deeper and farther seismic phenomena than
40 type A and B SS, and should not be induced by the dynamics of the landslides. As a consequence, only type
41 A and type B SS are considered as landslide-controlled signals. Moreover, many type C SS are coincident
42 with earthquakes listed in either the French SISMAP earthquake catalogue (Thouvenot et al. 1990) or the
43 INGV Italian earthquake bulletin (Fig. 10). Type C SS are consequently identified as earthquakes.
44 Type C SS that are not present in earthquake catalogues have generally a short duration and small amplitude
45 and are likely to be small regional earthquakes located a few kilometres or tens of kilometres away from the
46 landslides.

1 2009b).

2 After the collapse at the end of the campaign at Valoria landslide, we observed an approximately 5 m²

3 smooth surface just down the seismic array (Fig. 15), which was not present at the beginning of the

4 campaign. We assume that this surface has been created by the sliding phenomenon. This discontinuity

5 within the clay material induced an interface that slipped down during the acceleration period.

6

7 Type A SS are consequently assimilated to slide-quakes, which may be induced by friction processes,

8 material deformations or fracture processes. The distinction between these phenomena is difficult unless the

9 location of the SS in depth could be precisely estimated. The frequency content or the amplitude cannot be

10 used as discriminating factors since these parameters are mainly controlled by the distance between the

11 source and the seismic array.

12 Walter *et al.* (2011) detected SS associated with fissure opening, with characteristics similar to some of our

13 events identified as type A SS (Fig. 18). These events were located on a fissure that was monitored by

14 extensometers (Walter *et al.* 2011). The induced SS had significant variations of amplitude among all

15 sensors due to the proximity between the source and the sensors.

16

17 **FIGURE 18**

18 **5.1.2 Type B seismic signals**

19

20 At Super-Sauze landslide, type B SS concentrate in the upper most active part of the landslide, at the level of

21 the covered in situ central crest (Fig. 3b), or more upstream at the scarp. SS located near the scarp can be

22 identified as rocks falling from the scarp, as we observed or heard some during field campaigns. SS located

23 within the in situ central crest are rather interpreted as brittle materials falling along the surface of the slide.

24 The location accuracy does not allow us to distinguish trustfully SS located on the main scarp at a

25 boundary of the slide from SS located within the scarp but far from the seismic array. In May 2011, a large

26 rockfall or mudflow occurred inside the landslide and two sensors were covered (sensors C05 and C08).

27 At Valoria landslide, the first type B SS have been recorded a few hours after the beginning of the

28 acceleration. We observed few SS located on the upper part, in agreement with the absence of a scarp zone

29 for this slide. Most type B SS are located downstream from the array, on the west side. Previous

30 accelerations of the landslide generally initiated in the upper part of the slide (close to the seismic array) and

31 then propagated downward and triggered debris flows into the two main channels, on each part of the central

32 rock ridge (Fig. 3b) (Schädler 2010). The most active flowing channel is generally the one situated on the

33 north-west side of the central ridge (down right on Fig. 3b). We can thus interpret these type B SS as due to

34 debris flows. The first type A events that occurred during the early phase of the acceleration are thus

35 coherent with the activation phase of the debris flows.

36

37 Type B SS can consequently be generated by the propagation of material on the surface, either rockfalls from

38 the upper scarp (at Super-Sauze landslide) or debris flows (for Valoria and Super-Sauze landslides).

39 Aratano (1999) observed similar SS with a longer duration during flow events of the Moscardo torrent in

40 Italy. Helmsletter & Garambois (2010) also recorded SS associated with rockfalls at Séchillienne rockslide.

41 The classification as rockfall events was confirmed by a video record of some of these events. Compared

42 with type B SS at Super-Sauze landslide, rockfalls detected at Séchillienne had generally a larger frequency

43 content (up to 100 Hz), a longer duration, and a more irregular shape composed of many peaks due to

44 successive rock impacts. The difference between Super-Sauze and Valoria landslides and Séchillienne

45 rockslide SS is likely due to the different materials involved: micaceous at Séchillienne rockslide and clay-

46 shales at Super-Sauze and Valoria landslides.

47

48 Alternatively, type B SS may be interpreted as "tremors" generated by slow slip at the base of the slide or by

49 fluid flow inside the slide (Travelletti & Malet 2011). Such long-duration and low-frequency events have

50 been detected on volcanoes (Rouland *et al.* 2009) or on faults (Husker *et al.* 2010). Indeed, these tremors are

51 usually interpreted as resulting from either fluid flow or slow slip on faults (Thomas *et al.* 2009).

52 A method for discriminating tremors from flows or falls is to locate the source of the SS in a sliding time

53 window. At Séchillienne rockslide (Lacroix & Helmstetter 2011), or for snow avalanches (Lacroix *et al.*

54 2012), it was possible to follow the source propagating downwards. For Super-Sauze and Valoria SS, we did

55 not find any variation of the source location (or azimuth) during type B SS. However, this could be explained

56 by the fact that rocks falling from the scarp propagate downwards toward the seismic array, so that there is

57 almost no variation of the direction of the source during the propagation.

58

59

1 **4.2.2 Landslide-controlled SS at Super-Sauze landslide**

2

3 At Super-Sauze landslide, the beam-forming location method was applied without and with static correction

4 to check the reliability of location. By adding static correction, the locations are more concentrated and less

5 focused towards the grid-search boundaries. Note however that, for SS located outside the seismic array, the

6 beam-forming location method does not provide a reliable estimate of the distance between distant sources

7 and the seismic array. In this case, this method is only able to estimate the direction of the sources.

8 Fig. 13 shows the distribution of azimuth for all SS located with an averaged inter-trace correlation larger

9 than 0.48, in reference to the shot tests. We can observe that, except for the type A SS detected in October

10 2009, most SS are located with a direction coming from the south-east, corresponding to the upper part of the

11 landslide.

12 In Fig. 14, we only show the SS located with an average inter-trace correlation (C) larger than 0.48 and

13 inside the grid-search (not on the boundaries). By this way, about 60-70 % of types A and B SS are located

14 (Table 5) and cluster in different parts of the landslide. The location of the type A and B events is

15 approximately the same for both October 2009 and May 2010 acquisition periods. The main clusters are

16 situated within the seismic array and in the upper part of the landslide. The existence of clusters of SS and

17 the fact that most of them are located inside the landslide validates our location method.

18

19 **TABLE 5, FIGURE 13, FIGURE 14**

20 **4.2.2 Landslide-controlled SS at Valoria landslide**

21

22 At Valoria landslide, a significant acceleration occurred during the data acquisition and damaged the seismic

23 arrays. Sensors were torn out and/or covered by clay materials and a 50-cm diameter stone hit the 3C sensor.

24 The acquisition of the second seismic array (situated at the lower side) was interrupted on November 13 at

25 approximately 19:00. The corresponding acquisition system and some sensors of both arrays were recovered

26 from the mud farther than 30 m downstream from the array. Five out of the seven sensors of the first seismic

27 array were progressively set out of order, starting from the ones located downhill (Table 6). This suggests

28 that the sliding first started downside the array and progressively dragged down the upper part of the array

29 (Fig. 15). This loss of instruments inhibited us from locating SS efficiently during the complete acquisition

30 period. Nevertheless, data recorded by unaffected or recovered sensors show a lot of SS located towards the

31 grid-search boundaries as azimuthal indicators of the events (Fig. 16 and 17). All SS located with an average

32 inter-trace correlation greater than 0.48 are selected.

33

34 **TABLE 6, FIGURE 15**

35

36 The evolution of the number of type A and B SS and their location is illustrated in Fig. 16 and 17 for

37 different time periods. The first acceleration of SS occurred in the morning on 13 November. They were

38 mostly type A SS located nearby the seismic array (Fig. 16a). Progressively, the sources propagated

39 downstream with the emergence of type B SS, but there was still activity in the upper side (Fig. 16b). On 14

40 November, the activity kept going on both the upper part and the lower area (Fig. 16c). The activity slowly

41 calmed down from the 15th. SS were again concentrated nearby the seismic array (Fig. 16d). Finally, location

42 inversion was interrupted on the evening of the 15th because there were only two valid vertical sensors left,

43 which was definitely not enough to constrain the direction of the source. Note that we assumed that the

44 sensors were fixed at their same positions until they were considered out of order, which is probably not

45 realistic.

46

47 **FIGURE 16, FIGURE 17**

48

49 **5 DISCUSSION**

50

51 **5.1 Seismic signal interpretation**

52

53 **5.1.1 Type A seismic signals**

54

55 At Super-Sauze landslide, the two clusters of type A SS coincide with the presence of the shearing zone

56 between the unstable and the more stable parts, defined by the boundary crest and by the presence of the

57 stable in situ central crest (Fig. 3a). In both places, creeping and fissure phenomena are likely to happen, as

58 shown by pictures taken above the landslide by means of an aerial vehicle (pictures in Fig. 1, Walter *et al.*

59

1 velocities. We do not see any triggering of local events after earthquakes. The sensibility of earthquake-
2 triggered landslides has been highlighted since 1984 by Keefer (1984). In our cases, we did not reach the
3 shaking intensity threshold to trigger any movement within the landslides (Keefer 1984, 2002).
4
5 **6 CONCLUSIONS**
6
7 We applied Helmstetter & Garambois (2010) SS semi-automatic detection method on two clay-shale
8 landslides (Super-Sauze landslide in France and Valoria landslide in Italy) to compare their microseismic
9 and kinematics activities. This method is based on the spectrograms and seismograms analysis of the SS
10 recorded at several sensors of one seismic array. We checked the efficiency of the semi-automatic detection
11 by scanning the spectrograms thanks to "nanoseismic monitoring" method proposed by Joswig (2008),
12 which has already been successfully tested at Super-Sauze landslide (Walter *et al.* 2009). Helmstetter &
13 Garambois (2010) method was proved to be an efficient way to detect weak SS and especially a time-saving
14 solution since the SS are automatically detected. After manually controlling the detection, we identified three
15 types of events, common to both Super-Sauze and Valoria landslides. Type C events were clearly identified
16 as external earthquakes, on the basis of the seismicity catalogues provided by the local seismic networks
17 (SISMALP for Super-Sauze landslide (Thouvenot *et al.*, 1990) and INGV for Valoria landslide).
18 To constrain the source of type A and type B SS, we applied Lacroix & Helmstetter (2011) location method
19 and validated it with HypoLine manual location software (Joswig 2008). We realised shot tests at Super-
20 Sauze landslide, which enabled us to estimate a static time correction for each sensor. Type A and type B SS
21 were concentrated in several clusters, essentially nearby the array on fractured and creeping zones for type A
22 SS, and on scarp and unstable zones for type B SS. At Valoria landslide, location was limited by the
23 occurrence of a collapse and the progressive loss of several sensors. We observed a progressive evolution of
24 the type and the location of the SS during the acceleration of the slide, which started near the seismic array
25 and propagated downstream. The slide turned into debris flow downward the western channel of the
26 landslide, as observed during previous reactivations (Ronchetti 2008, Schiädler 2010).
27 By this way, we could associate for both landslides type A SS to internal slide-quake events or fissure
28 opening/closing. Type B SS are probably due to gravels or rocks propagation along the slopes or falling from
29 the scarp zone. These observations are consistent with previous studies by Walter *et al.* (2008, 2009b), and
30 2011), who located fractures, fissures, and rock falls within the Super-Sauze landslide and in the scarp zone,
31 with the same seismogram and spectrogram signatures as in our data. Unfortunately, we could not estimate
32 the depth of the seismic events. However, some events (e.g. slide-quake) may originate from the bulk of the
33 landslide, probably at discontinuities between layers, such as the sliding surface we observed in the field at
34 Valoria (Fig. 15).
35 One small seismic array per landslide is clearly not enough to precisely locate SS, because the array aperture
36 of 40 m is much smaller than the size of the landslide. Several arrays should be fixed, near the identified
37 clusters to better detect and locate SS. This should help to discriminate better the source mechanisms for
38 each type of SS.
39 Finally, we observed a significant correlation between surface displacements and the rate of SS, suggesting
40 that an increase of SS might be a precursor of an incoming acceleration of the slide. Displacement and
41 microseismic activity also correlate with snow and rainfalls and water table variations. Rainfalls induced an
42 increase of the water table level, which probably triggered microseismic activity and slide accelerations. We
43 found no influence of earthquakes on landslide dynamics, probably because seismic shaking was too small
44 during the acquisition periods analysed in this work (Keefer 1984, 2002).
45 A next step in this study will be to analyse longer acquisition periods. Indeed, in the case of Super-Sauze
46 landslide, the seismic array was permanently installed for the OMIV project. In this way, we could better
47 analyse the mechanisms responsible for the triggering of microseismic activity, rock or debris falls, and
48 acceleration of slope movement. In particular, we could better quantify the influence of rainfalls and
49 earthquakes, and establish longer-term correlations between mass displacements and temporal variations of
50 SS. At a longer term, we wish to use temporal variations of SS to predict slope failures of muddy landslides.
51

1 **5.1.3 Seismic signals and displacement**
2
3 In complement to seismic monitoring, the slope displacement was measured by means of the GPS Total
4 Station at Valoria landslide and an extensometer at Super-Sauze landslide (Fig. 3a). We plotted in Fig. 19, 20
5 and 21 the cumulated number of type A and type B SS detected during the three acquisition periods, as a
6 function of the slope displacement and other parameters. Only events that were correctly located (>0.48)
7 are used in these figures, to prevent from adding possible noise events. Each period is characterised by a
8 different displacement velocity, which we remind here:
9 - October 2009 at the Super-Sauze landslide: low surface displacement rates ($<0.01 \text{ m d}^{-1}$),
10 - May 2010 at the Super-Sauze landslide: moderate surface displacement rates ($<0.10 \text{ m d}^{-1}$),
11 - November 2009 at the Valoria landslide: very high displacement rates ($>0.10 \text{ m d}^{-1}$).
12
13 For the three acquisition periods, an acceleration is observed a few hours after the increase of type A and
14 type B SS emissions. At Valoria landslide, the violence of the collapse observed on the field is confirmed by
15 the prisms displacement.
16 In Fig. 22, we can see an acceleration of displacement and microseismic activity in the morning of 13
17 November. But, while displacement accelerates until the prisms were lost, the microseismic activity is
18 slowing down in the afternoon. An interpretation is that this acceleration was triggered by fracture or slip
19 events associated with the detected SS. Once the failure is activated, the movement can go on more rapidly
20 but with a lower rate of SS. As a consequence of these observations, we can associate an increase of SS (of
21 type A and B) to an incoming acceleration of the slope
22
23 **5.2 Correlation of SS with environmental factors**
24
25 The rainfall amount and, in the case of Super-Sauze landslide, the water table level were measured during
26 the seismic monitoring campaigns. They were acquired by means of the pluviometric and piezometric BV
27 station at Super-Sauze landslide, and from the pluviometric station of Fontanaluccia (787 m, municipality of
28 Frassinoro) for Valoria landslide. We checked the correlation between the variations of SS occurrences and
29 these external meteorological or morphological parameters, including earthquake occurrences. These records
30 are shown in Fig. 19, 20 and 21.
31
32 **5.2.1 Rainfalls and water table**
33
34 At Super-Sauze landslide, rainfalls quantities are quite varying during the acquisition periods and a clear
35 augmentation and diminution of the water table level can be observed (Fig. 19 and 20). The rate of type A
36 and B events increases simultaneously with the elevation of the water table level, and decreases when the
37 water table turns down. The response is higher for the May period, especially for the type B SS. May at
38 Super-Sauze landslide is characterised by snow melting. When snow melts, the cohesion between clay and
39 snow decreases. The saturation is higher, which increases the conductivity of the material. This probably
40 influences the fragility of the material and the emissions of SS. At Super-Sauze landslide, the snow generally
41 finishes melting around before 15 May. At the same time, a higher quantity of type B SS has been recorded,
42 essentially between the 10th and the 15th. We can interpret the increase of "debris fall" by the diminution of
43 cohesion between the snow, which disappeared, and the clay matrix. Type A SS perceptibly increased too, as
44 the fractures are not covered anymore by the snow and because the saturation level may induce fracture
45 opening or closing.
46
47 At Valoria landslide, important precipitations were recorded during 10 days before we installed the seismic
48 array (Fig. 21). The rain ceased on 10 November and the number of type A and type B SS started to increase
49 on 13 November. Previous landslide reactivations at Valoria were also generally triggered after three to four
50 days of intense precipitation (Ronchetti 2008).
51
52 **5.2.2 Earthquakes**
53
54 For the three acquisition periods, we detected many small earthquakes, especially during the October 2009
55 acquisition period at Super-Sauze site. More than 200 earthquakes were identified in 15 days in October
56 2009, against less than 100 in 31 days in May 2010. For Valoria, we identified 18 earthquakes in five days.
57 The largest recorded ground motion had a maximum velocity higher than $10^{-4} \text{ mm s}^{-1}$.
58
59 The lower plot of Fig. 19, 20 and 21 illustrates the time of occurrence of earthquakes and their peak ground

1 ACKNOWLEDGMENTS

2 This research was funded through the ANR Risk-Nat project "SISCA: Système intégré de Surveillance de
3 Crises de glissements de terrain" (2009-2011). We are warmly grateful to all the colleagues of Stuttgart
4 (Institut für Geophysik Stuttgart, Germany) and Modena (Dipartimento di Scienze della Terra, Università
5 degli Studi di Modena e Reggio Emilia, Italy) for their huge aid in the fields and their encouraging
6 discussions. We thank the colleagues of the OMIV observatory (Observatoire Multidisciplinaire des
7 Instabilités de Versants) and of the IHR equipment and management team (Imagerie Haute Résolution,
8 Coustant *et al.* 2005), who provided the equipment and the support during the field campaigns. We also
9 acknowledge M. Zillmer, G. Herquel and E. Forte for their help in tomography acquisition explanations and
10 their keen attention in analysing the velocity model inversion and D. Goron for the rereading of this paper.
11

12 REFERENCES

13
14 Almendros, J., Ibañez, J. M., Alguacil G. & Del Pezzo E., 1999. Array analysis using circular-wave-front geometry: an
15 application to locate the nearby seismic-volcanic source. *Geophys. J. Int.*, **136**, 159-170.
16 Amirano, D., Grasso, J. R., & Senfaut, G., 2005. Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical-point
17 phenomena. *Geoph. Res. Lett.*, **32**(8).
18 Amirano, D., Gaffet, S., Malet, J.P. & Maquaire, O., 2007. Understanding mudslides through micro-seismic
19 monitoring: the Super-Sauze (South-East French Alps) case study. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **178** (2), 149-157.
20 Aratiano, M., 1999. On the Use of Seismic Detectors as Monitoring and Warning Systems for Debris Flows. *Natural*
21 *Hazards*, **20**, 197-213.
22 Aratiano, M. & Marchi L., 2005. Measurements of debris-flow velocity through cross-correlation of instrumentation
23 data. *Nat. Hazards Earth Syst.*, **5**, 137-142.
24 Baldi, A. M., De Luca, J., Lucente, C. & Sartini G., 2009. Indagine di sismica a rifrazione per lo studio della frana
25 attiva del Boschi di Valoria. Atti del 3° Congresso Nazionale AIGA - Centro di GeoTecnologie, Università degli
26 Studi di Siena, san Giovanni Valdarno (AR), 25-27 Febbraio 2009, 33-34.
27 Borgatti, L., Corsini, A., Barbieri, M., Sartini, G., Truffelli, G., Caputo, G.E. & Pugliesi C., 2005. Large reactivated
28 landslides in weak rock masses: a case study from the Northern Apennines (Italy). *Landslides*, **3**, 115-124.
29 Bertacchini, E., Capitani, A., Capra, A., Castagnetti, C., Corsini, A., Dabbini, M. & Ronchetti F., 2009. Integrated
30 Surveying System for Landslide Monitoring, Valoria Landslide (Apennines of Modena, Italy). Surveyors Key Role
31 in Accelerated Development. Eilat, Israel, 3-8 May 2009. Tectonic Processes, Landslides and Deformation
32 Analysis.
33 Burtin, A., Bollinger, L., Cattin, R., Vergne, J. & Nabelek, J. L., 2009. Spatiotemporal sequence of Himalayan debris
34 flow from analysis of high-frequency seismic noise. *J. Geophys. Res.*, **114**, 1-15.
35 Cadman, J.D. & Goodman, R.E., 1967. Landslide noise. *Science*, **158**, 1182-1184.
36 Cole, S. E., Cronin, S. J., Sherburn, S. & Manville, V., 2008. Seismic Signals Associated With the 2007 Lahars of Mt.
37 Ruapehu, New Zealand. AGU, Fall Meeting 2008, Abstract-based Poster.
38 Corsini, A., Borgatti, L., Cervi, F., Dähne, A., Ronchetti, F. & Sterzai, P., 2009a. Estimating mass-wasting processes in
39 active earth slides - earth flows with time-series of high-resolution DEMs from photogrammetry and airborne
40 LIDAR. *Nat. Hazards Earth Syst.*, **9**, 433-439.
41 Corsini, A., Capra, A., Dähne, A., Ronchetti, F., Cervi, F., Borghi, A., Leurrati, E., Manzi, V., Pianelli, E., Farina, P.,
42 Mayer, L., Borgatti, L., Pellegrini, M. & Canuti P., 2009b. Monitoring meters-per-day active Earth Flows using
43 Automated Total Station and Ground-Based SAR. *FIRST Geotitalia 2009*, Sessione: Geo05.
44 Coutant, O., Doré, F., Fels, J.F., Brunel, D., Dietrich, M., Brenguier, F. & Jaudenherz, S., 2005. The High Resolution
45 Seismic Imaging (IHR) network, a new tool for seismic investigations at hectometric scales. *Geophysical Research*
46 *Abstracts*, **7**.
47 Cusano, P., Damiano, N., Petrosino, S., Zaccarelli, L., Corsini, A., Borgatti, L., Cervi, F. & Ronchetti, F., 2006.
48 Acquisizione di rumore sismico nell'Appennino Reggiano Modenese. Open File Report, 11-15 Aprile 2006.
49 Dammeyer, F., Moore, J.R., Haslinger, F. & Loew, S., 2011. Characterization of Alpine Rockslides using Statistical
50 Analysis of Seismic Signals. *J. Geophys. Res.*, **116**, F04024, doi:10.1029/2011JF002037.
51 De Angelis, S., Bass, V., Hards, V. & Ryan, G., 2007. Seismic characterization of pyroclastic flow activity at Soufrière
52 Hills Volcano, Montserrat, 8 January 2007. *Nat. Hazards Earth Syst.*, **7**, 467-472.
53 Esposito, A. M., Giocoppetro, F., Scaupetta, S., D'Auria, L., Marinaro, M. & Martini, M., 2006. Automatic
54 Discrimination among Landslide, Explosion-Quake, and Microtremor Seismic Signals at Stromboli Volcano Using
55 Neural Networks. *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, **96**, 1230-1240.
56 Flageollet, J.C., Maquaire, O. & Weber, D., 1996. Geotechnical investigations into the Super-Sauze landslide.
57 Geomorphological and hydrogeological results. Workshop: Landslides and Flash Flood, Centre Européen sur les
58 Risques Géomorphologiques, Barcelonnette - Vaison la Romaine du 30-9 au 3-10, 30-38.
59 Ge, M., 2005. Efficient mine microseismic monitoring. *International Journal of Coal Geology*, **44**-56.
60 Garberi, M.L., Palumbo, A., Pizzolo, M. with the contribution of Baldelli, C., Barchiesi, P., Bertolini, G. & De Nardo,
61 M.T., 1999. I numeri sulle frane. Regione Emilia-Romagna, Servizio Cartografico e Geologico, Bologna, Italy.
62 Grandjean, G., Malet, J.P., Birri, A. & Méric, O., 2006. Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the
63

1 mechanical behaviour of mudslides. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **177** (2), 127-136.
2 Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. & Stark, C. P., 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central
3 and southern Europe. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **98**, 239-267.
4 Holmstetter, A. & Garambois, S., 2010. Seismic monitoring of Schilienne Rockslide (French Alps): analysis of seismic
5 signals and their correlation with rainfalls. *J. Geophys. Res.*, **115**.
6 Hlbert, C., Mangeny, A., Grandjean, G. & Shapiro, N., 2011. Slope instabilities in Dolomieu crater, Reunion Island:
7 From seismic signals to rockfall characteristics. *J. Geophys. Res.*, **116**, F04032, doi:10.1029/2011JF002038.
8 Husker, A., Peyrat, S., Shapiro, N. & Kostoglodov, V., 2010. Automatic non-volcanic tremor detection in the Mexican
9 subduction zone. *Geophysical International*, **49** (1), 17-25.
10 Jenatton, L., Guiguet, R., Thouvenot, F. & Daxn, N., 2007. The 16,000-event 2003-2004 earthquake swarm in Ubaye
11 (French Alps). *J. Geophys. Res.*, **112**.
12 Joswig, M., 2008. Nonseismic monitoring fills the gap between microseismic network and passive seismic. *First*
13 *Break*, **26**, 117-124.
14 Kiefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. America Bull.*, **95**, 406-421.
15 Kishimura, K. & Izumi, K., 1997. Seismic signals induced by snow avalanche flow. *J. Nat. Hazards*, **15**(1), 89-100.
16 Lacroix, P. & Helmsstetter, A., 2011. Location of seismic signals associated with microearthquakes and rockfalls on
17 Schilienne landslide. *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, **101**, No. 1, 341-353.
18 Lacroix, P., Grasso, J.-R., Rouille, J., Giraud, G., Goetz, D., Morin, S. & Helmsstetter, A., 2012. Monitoring of snow
19 avalanches using a seismic array: Location, speed estimation and relationships to meteorological variables. *J.*
20 *Geophys. Res.*, doi:10.1029/2011JF002106. *In press*.
21 Lévy, C., Jongmans, D. & Baillet, L., 2011. Analysis of seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column
22 (Versors massif, French Alps). *Geophys. Jour. Int.*, **186**, 296-310.
23 Mainsant, G., Larose, E., Brömmann, C., Jongmans, D., Michoud, C. & Jaboyedoff, M., 2012. Ambient seismic noise
24 monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction. *J. Geophys. Res.*, **117**.
25 Malet, J.P. & Maquaire O., Calais E., 2002. The use of Global Positioning System for the continuous monitoring of
26 landslides images. *Applied Optics*, **39**, 3486-3494.
27 Malet, J.P., 2003. Les "glissements de type écoulement" dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie,
28 fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Thèse, Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Université
29 Louis Pasteur, Strasbourg.
30 Marchi, L., Aratiano, M. & Deganuti, A. M., 2001. Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardò Torrent
31 (Italian Alps). *Geomorphology*, **46**, 1-17.
32 Méric, O., Garambois, S., Malet, J.P., Cadet, H., Guéguen, P. & Jongmans, D., 2007. Seismic noise-based methods for
33 soft-rock landslide characterisation. *Soc. Géol. Fr.*, **178** (2), 137-148.
34 Mourout, P., 2008. Méthodes et Outils pour l'Auscultation et la Surveillance de la Stabilité des Savoies. Thèse,
35 Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique, Université de Savoie, Grenoble.
36 Novosad, S., Blaha, P. & Knežević, J., 1977. Geoaoustic methods in the slope stability investigation. *Bull. of the Int.*
37 *Ass. of Engineering Geology*, **16**, 228-231.
38 Rouland, D., Legend D., Zhirhin, M. & Vergnolle, S., 2009. Automatic detection and discrimination of volcanic
39 tremors and tectonic earthquakes: An application to Ambryon volcano. *Vannatu J. Volc. Geoph. Res.*, **181**, 196-206.
40 Ronchetti, F., Borgatti, L., Cervi, F., Lucente, C. C., Venziano, M. & Corsini, A., 2007. The Valoria landslide
41 reactivation in 2005-2006 (Northern Apennines, Italy). *Landslides*.
42 Ronchetti F., 2008. Caratteristiche idro-meccaniche di grandi frane per scivolamento-collata in ammassi rocciosi deboli
43 ed eterogenei: analisi e modellizzazione di casi di studio circostanti il Monte Modino (Alta Val Secchia, Appennino
44 settentrionale). Test per il conseguimento del titolo di Dottore di ricerca, Università degli Studi di Modena e
45 Reggio-Emilia.
46 Roth, M., Dietrich, M., Bilkert, L., H. & Lecomte, L., 2005. Seismic monitoring of the unstable rock slope site at Alnes,
47 Norway. *NORSAR Report*.
48 Rouse, C., Styles, P. & Wilson, S.A., 1991. Microseismic emissions from flowslide-type movements in South Wales.
49 *Engineering Geology*, **31**, 91-110.
50 Roux, F., Marsan, D., Métaxian, J.P., O'Brien, G. & Moreau L., 2008. Microseismic activity within a serac zone in an
51 alpine glacier (Glacier d'Argentière, Mont Blanc, France). *Journal of Glaciology*, **54**, No. 184.
52 Schälder W., 2010. Slope Movements of the Earthflow Type - Engineering-geological Investigation, Geotechnical
53 Assessment and Modelling of the Source Areas on the Basis of Case Studies from the Alps and Apennines. PhD
54 Thesis, Naturwissenschaften Fakultät der Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg.
55 Senfaut, G., Duperré, A. & Lawrence, J. A., 2009. Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk
56 cliffs: a case study at Mesnil-Val, Normandie, NW France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **9**, 1625-1641.
57 Stek, B., Walter, M. & Joswig, M., 2012. Visual event screening of continuous seismic data by super-sonograms.
58 *Recent Advances in Nuclear Explosion Monitoring, PAGESOP 2*, Submitted.
59 Spillmann, T., Maurer, H., Green, G. A., Heinke, B., Willenberg, H. & Husen, S., 2007. Microseismic investigation of
60 an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *J. Geophys. Res.*, **112**.
61 Sterzai, P., Velocci, M., Berni, M., Coren, F., Corsini, A., Rosti, A., Mora, F., Zambonelli, F., Ronchetti, F., 2010.
62 LIDAR and Hyperspectral Data Integration for Landslide Monitoring: The Test Case of Valoria Landslide. *Italian*
63 *Journal of Remote Sensing*, **42**(3), 89-99.

1 Stuart, G., Murray, T., Brisbourne, A., Styles, P. & Toon, S., 2005. Seismic emissions from a surging glacier:
2 Bakambreen, Svalbard. *Ann. Glaciol.*, **42**, 151–157.
3 Surflich, E., Sabot, F., Furdada, G. & Vilaplana, J. M., 2000. Study of seismic Signals of Artificially Released Snow
4 Avalanches for Monitoring Purposes. *Phys. Chem. Earth (B)*, **25**, 721–727
5 Surflich, E., Furdada, G., Sabot, F., Biescas, B. & Vilaplana, J. M., 2001. On the characterization of seismic signals
6 generated by snow avalanches for monitoring purposes. *Ann. Glaciol.*, **32**, 268–274.
7 Thomas, A. M., Nadeau R. M. & Bürgmann, R., 2009. Tremor-tide correlations and near lithostatic pore pressure on the
8 deep San Andreas fault. *Nature*, **462**, doi:10.1038/nature08654.
9 Thouvenot, F., Fréchet, J., Guyonnet, F., Guiguet, R. & Jeanaton, L., 1990. Sismalp: an automatic phone-interrogated
10 seismic network for the western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Sismologie*, **1**, 1–10.
11 Travellotti, J., Oppikofer, T., Delacourt, C., Malet, J.P. & Jaufayodoff M., 2008. Monitoring landslide displacements
12 during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *The International Archives
13 of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, **37**, Part B5, Beijing 2008.
14 Travellotti, J. & Malet, J.P., 2011. Characterization of the 3D geometry of flow-like landslides: a methodology based on
15 the integration of heterogeneous multi-source data. *Engineering Geology*, doi: 10.1016/j.enggeo.2011.05.003
16 Walter, M. & Joswig, M., 2008. Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the
17 Voralbergs Alps. *First Break*, **26**, 131–135.
18 Walter, M., Niehammer, U., Rothmann, S. & Joswig, M., 2009a. Joint analysis of the Super-Sauze (French Alps)
19 mudslide by nanoseismic monitoring and UAV-based remote sensing. *First Break*, **27**, 53–60.
20 Walter, M. & Joswig, M., 2009b. Seismic characterisation of slope dynamics caused by softrock-landslides: The Super-
21 Sauze case study. In: Malet, J.-P., Renaître, A., Boagard, T.A. (Eds.) Proceedings of the International Conference
22 on Landslide Processes: from geomorphologic mapping to dynamic modelling, Strasbourg, CEREG Editions, 215–220.
23 Walter, M., Arnhardt, C. & Joswig, M., 2011. Seismic monitoring of rockfalls, subsurface fracture processes, and
24 superficial fissure development at the Super-Sauze, French Alps, mudslide. *Engineering Geology*,
25 doi:10.1016/j.enggeo.2011.11.002.
26 Wang, H. & Ge, M., 2007. Acoustic emission/microseismic source location analysis for a limestone mine exhibiting
27 high horizontal stresses. *Int. J. of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **45**, 720–728.
28 Weber, D., 1994. Research into earth movements in the Barcelonnette basin. Temporal Occurrence and Forecasting of
29 Landslides in the European Community. *EC Final Rep.*, **11**, 1, 321–336.
30 Wüst-Bloob, G. H. & Joswig M., 2006. Pre-collapse identification of sinkholes in unconsolidated media at Dead Sea
31 area by "nanoseismic monitoring" (graphical jackknife location of weak sources by few, low-SNR records).
32 *Geophys. J. Int.*
33 Yang, C., Luo, Z., Hu, G. & Liu, X., 2007. Application of a microseismic monitoring system in deep mining. *J. of Uni.
34 of Science and Technology Beijing*, **14**(1), 6–8.
35 Zabin, V.M., Plascencia, I., Reyes, G. & Navarro, C., 2009. The characteristics of seismic signals produced by lahars
36 and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **179**, 157–167.
37
38 **Figure 1.** Possible sources of seismic signals observed on slope movements. The seismic signals can be induced by the
39 slope dynamics (bold) or natural and anthropogenic noise. Photographs are aerial views of fissure and shearing
40 phenomena observed at Super-Sauze landslide. They have been obtained by means of an unmanned aerial vehicle
41 (Walter *et al.* 2009a).
42
43 **Figure 2.** Landslides location: (a) global view, (b) zoom on Super-Sauze landslide (Rothmund October 2009, personal
44 communication) and (c) zoom on Valoria landslide (Ronchetti 2009, personal communication). The frames on Fig. (b)
45 and (c) indicate the seismic array positions.
46
47 **Figure 3.** Seismic array presentation: (a) Super-Sauze seismic array zoom and (b) Valoria upper part and (c) array
48 zoom. For each picture, uphill is on the upper part of the figure and downhill on the lower part. The 3C sensor (channels
49 C01 and C02) is located at the centre of the tripartite array. Some geomorphological details (scarp, crest) are
50 illustrated on the pictures. For Super-Sauze landslide, piezometric and rainfall parameters are measured at the BV
51 station (a).
52
53 **Figure 4.** P wave velocity profiles situated on the upper (A) and the lower (B) part of the seismic array at Super-Sauze,
54 as indicated in **Fig. 3a**. The white-dashed line indicates the main discontinuity that might have been highlighted by the
55 previous tomography analysis (Grandjean *et al.* 2007; Méric *et al.* 2007; Travellotti & Malet 2011).
56
57 **Figure 5.** Comparison between location (or direction if the location is out of the frame), of the 18 first shot tests,
58 calculated manually with Hypo-line inversion (blue circle), the automatic location without (rose cross) and with static
59 correction (green cross).
60
61 **Figure 6.** Station correction in seconds (average residual of arrival times for each sensor) estimated from shot tests
62 realised at Super-Sauze landslide. The sensor C03 is shown as a black triangle because it was out of order during the
63 shot tests. Red stars are the 22 shot positions. The orange contour indicates the landslide boundaries. Negative times
64 indicate that the theoretical arrival times are generally later than the picked P waves arrivals.

1 **Figure 7.** Azimuthal error (a) and horizontal error (b) versus the maximum inter-trace correlation value for each shot
2 test: without (circles) and with (stars) static correction. Without correction, the averaged azimuthal error is 44.38° and
3 the averaged horizontal error is 60.91 m, whereas with correction, the averaged azimuthal error decreases to 33.63° and
4 the averaged horizontal error decreases to 43.11 m. Without or with static correction, shots located with a maximum
5 inter-trace correlation higher or equal to 0.48, tend to have a maximum azimuthal error of around 33°, from the centre
6 of the array, and a maximum horizontal error of around 40 m (except for one point).
7
8 **Figure 8.** Example of types A SS detected at Super-Sauze (left) and Valoria (right): (a) and (c) spectrogram (averaged
9 over all vertical sensors), (b) and (d) Fast Fourier Transform (FFT) of the SS (black line) and of the noise (grey line), (c)
10 and (f) seismograms of the 3C sensor (C00 is the vertical component, C01 is the North-South component and C02 is the
11 East-West component). The seismograms are [2–30 Hz] filtered.
12
13 **Figure 9.** Example of types B SS detected at Super-Sauze (left) and Valoria (right). Same caption as in **Fig. 8**.
14
15 **Figure 10.** Example of types C SS detected at Super-Sauze (left) and Valoria (right), and respectively by the SISMALP
16 (Thouvenot *et al.*, 1990) and the INGV seismic networks. Same caption as in **Fig. 8**, with date, magnitude, location and
17 distance between the source and the landslide. The blue and green lines illustrate the P and S seismic wave arrivals.
18
19 **Figure 11.** Dominant frequency versus time duration of the SS detected during the three acquisition periods. Each type
20 of SS tends to concentrate around different regions of the plot.
21
22 **Figure 12.** Cumulative distribution of type A and type B SS for Super-Sauze acquisition in (a) October 2009 and (b)
23 May 2010 and (c) Valoria acquisition. (d) Variations of the amplitudes of type A and type B SS detected during the
24 acceleration at Valoria landslide. Amplitudes range between 10⁻⁶ and 10⁻⁸ nm s⁻¹. b values for the Gutenberg-Richter
25 distribution are calculated.
26
27 **Figure 13.** Azimuthal distribution of all type A and type B SS, located with an inter-trace correlation higher than 0.48
28 and orientated from the centre of the seismic array, for October 2009 and May 2010 acquisition periods.
29
30 **Figure 14.** Location of type A and type B seismic events in October 2009 and May 2010 at Super-Sauze landslide.
31 Colour indicates the inter-trace correlation (only events with >0.48 are selected). The black triangles are the sensors
32 positions.
33
34 **Figure 15.** Schematic interpretation of the main acceleration and failure event at Valoria landslide, on 13 November
35 with evidence of a sliding surface: (a) global illustration, (b) element of the sliding surface and (c) view from the upper
36 part of the slide.
37
38 **Figure 16.** Progressive displacement of the source location of type A (red dots) and type B (yellow dots) SS during the
39 acceleration phenomenon at Valoria landslide. The black triangles are the sensors positions.
40
41 **Figure 17.** Progressive displacement of the azimuth of the source of type A (red) and type B (yellow) SS during the
42 acceleration phenomenon at Valoria landslide on the azimuthal point of view. Note that the radius of the rose diagram
43 might change during each phase.
44
45 **Figure 18.** Example of a fissure event recorded during Valoria landslide acceleration: (a) averaged spectrogram and (b)
46 seismograms of the three external vertical sensors and each channel of the 3C central sensor. Note the different
47 amplitude scales between the channels.
48
49 **Figure 19.** Temporal variations for Super-Sauze landslide in October 2009 of (a) rainfall and water table, (b) number of
50 type A and type B events, (c) displacement, and (d) peak ground velocity of detected earthquakes. Black circles indicate
51 earthquakes also detected by SISMALP network, while grey circles show events only detected at Super-Sauze.
52
53 **Figure 20.** Temporal variations for Super-Sauze landslide in May 2010 of (a) rainfall and water table, (b) number of
54 type A and type B events, (c) displacement, and (d) peak ground velocity of detected earthquakes. Black circles indicate
55 earthquakes also detected by SISMALP network, while grey circles show events only detected at Super-Sauze.
56
57 **Figure 21.** Temporal variations for Valoria landslide in November 2009 of (a) rainfall, (b) number of type A and type B
58 events, (c) displacement, and (d) peak ground velocity of detected earthquakes. Black circles indicate earthquakes also
59 detected by the INGV, while grey circles show events only detected at Valoria. The framed part on (b) and (c) is
60 zoomed on **Fig. 22**.
61
62 **Figure 22.** Zoom on the acceleration of 13 November.

Table 1. Characteristic of the Super-Sauze and Valoria landslides.

Site	Super-Sauze	Valoria
Triggering/reactivation date	1960s	1950s
Geology	clay-shale	flysch, clay-shale
Dimensions (length, width, thickness)	800 m × 130 m × 15 m	3500 m × 300 m × 20 m
Estimated volume	550 000 m ³	32 000 000 m ³
Range of displacement rates	0.0001 m d ⁻¹ – 0.4 m d ⁻¹	0.0001 m d ⁻¹ – 0.65 m d ⁻¹

Table 2. Sensors characteristics.

Study case	Super-Sauze	Valoria
Data Logger	Képhren Agécodagis	Képhren Agécodagis
Sensors (velocimeters) [associated band-pass]	Noemax Agécodagis [0.1 – 80] Hz	2 Hz CIDZ
Sensitivity	1500 V m ⁻¹ s ⁻¹	1920 V m ⁻¹ s ⁻¹
Sampling rate	400 Hz	400 Hz

Table 3. Comparison between the reliability of the manual and the semi-automatic picking techniques.

Acquisition period	October 2009 (15 days)	November 2009 (7 days)	May 2010 (1 month)
Automatically picked candidate events	2097	12287	2082
After manual control	755	1615	1529
Manual picked events	710	Not tested	874

Table 4. Azimuthal and horizontal errors calculated for the location of the test shots obtained through manual method, and automatic without and with correction. For the automatic method we also show the average inter-trace correlation.

Shot position	Manual			Automatic without correction			Automatic with correction		
	Azimuthal error (°)	Horizontal error (m)	Inter-trace correlation	Azimuthal error (°)	Horizontal error (m)	Inter-trace correlation	Azimuthal error (°)	Horizontal error (m)	Inter-trace correlation
1	18.6	35.28	174.2	26.2	0.3547	169.2	33.1	0.3564	
2	86.8	68.34	8.3	44.2	0.4387	22.3	44.2	0.4482	
3	8.5	36.5	107.1	42.6	0.4248	25.0	118.1	0.4421	
4	16.9	63	109.6	41.6	0.4344	39.8	37.7	0.4489	
5	71.8	33.73	0.0	55.4	0.3382	7.3	16.9	0.4054	
6	88.1	18.96	43.5	28.7	0.3545	123.6	118.1	0.3486	
7	60.4	37.39	8.9	161.3	0.3687	9.9	54.5	0.3980	
8	1.4	13.55	148.2	47.5	0.3469	139.0	40.6	0.3487	
9	35.7	15.55	14.3	66.4	0.4625	0.0	66.4	0.4484	
10	27.5	14.4	22.5	141.0	0.5181	0.0	10.3	0.5272	
11	2.4	7.26	23.9	122.5	0.3873	0.0	13.1	0.4416	
12	6.8	4.1	5.0	48.2	0.4486	14.2	38.3	0.4434	
13	23.2	18.96	8.4	25.0	0.4399	8.4	25.0	0.4446	
14	14.3	15.19	23.4	160.0	0.4244	9.8	37.9	0.5842	
15	12.3	21.98	13.2	4.1	0.5046	6.7	2.2	0.4971	
16	17.4	16.55	3.6	27.4	0.4440	2.8	18.1	0.4457	
17	34.4	27.96	0.0	39.7	0.4895	98.4	39.7	0.4897	
18	122.8	37.07	117.7	103.9	0.3954	53.4	39.9	0.3855	
Average	36.1	27.0	46.2	65.9	0.421	40.5	41.9	0.439	

Table 5. Number of type A and type B SS detected at Super-Sauze and located on Fig. 13.

Acquisition period	October 2009		May 2010	
	Type A	Type B	Type A	Type B
Total number of SS	305	243	567	858
Number of SS located inside the grid and with C > 0.48	206	177	311	576

Table 6. List and occurrence time of vertical sensors progressively out of order during seismic acquisition at Valoria landslide.

Sensor number	C00	C08	C05	C04	C03
Approximate occurrence time at which the sensor is out of order	2009/11/13 00:00	2009/11/13 20:45	2009/11/15 02:10	2009/11/15 16:00	2009/11/15 19:00

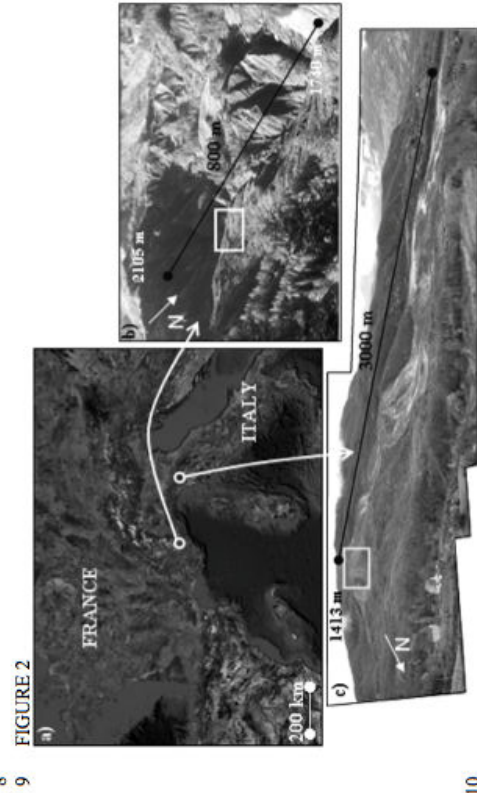
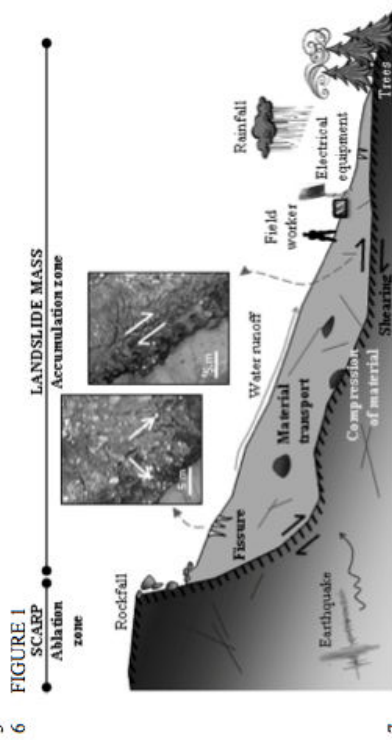


FIGURE 3

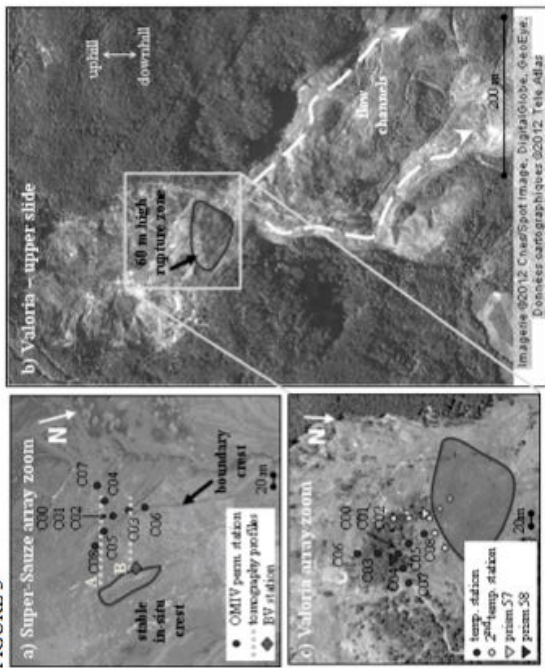
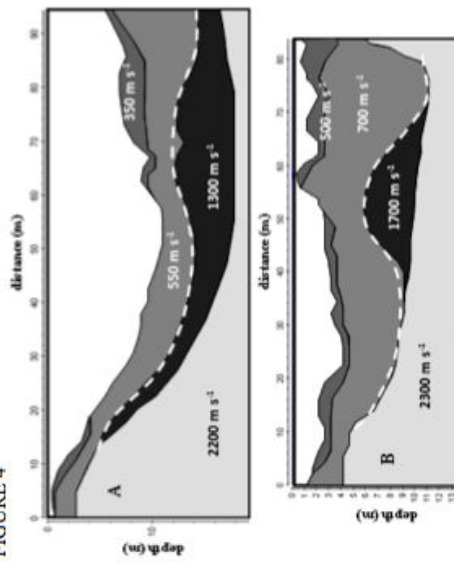


FIGURE 4



1

2 3 4

5 6 7

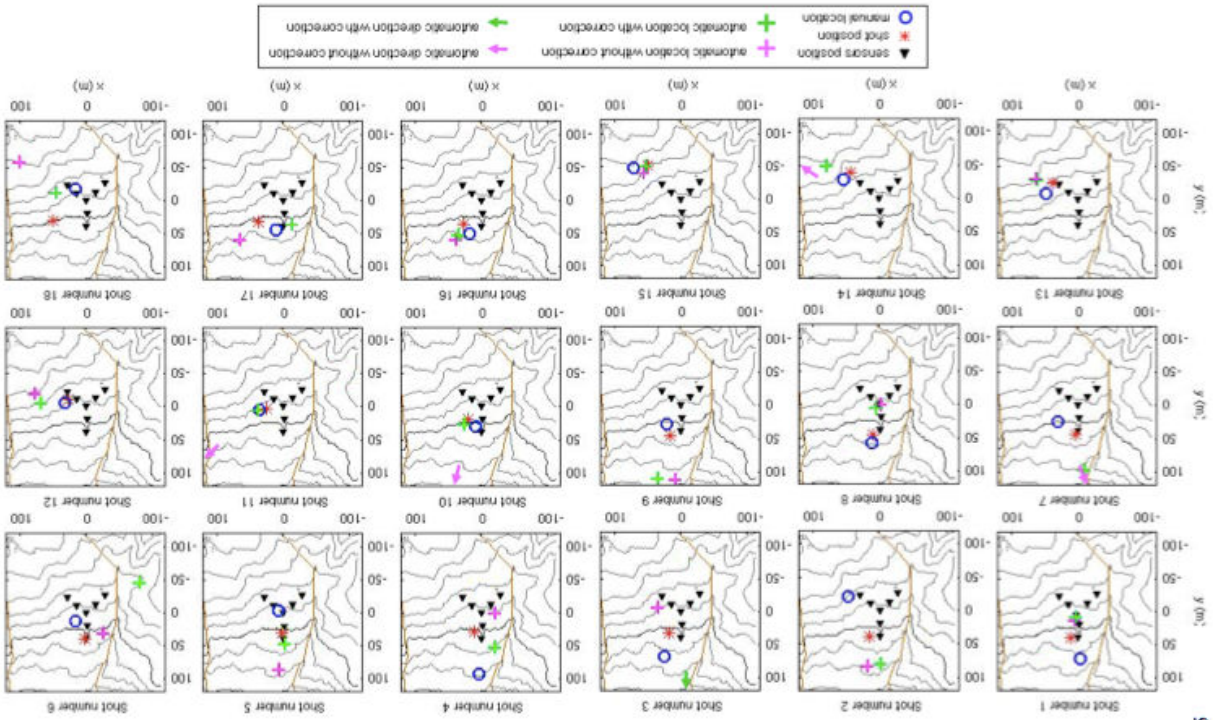
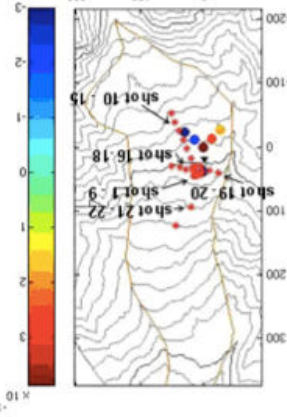
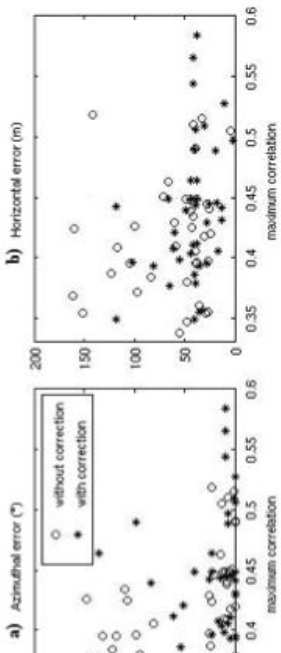


FIGURE 5

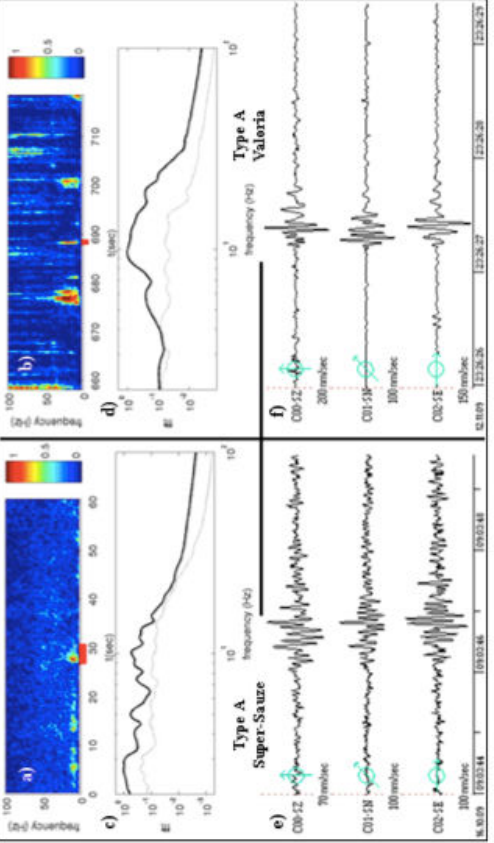
1 **FIGURE 6**



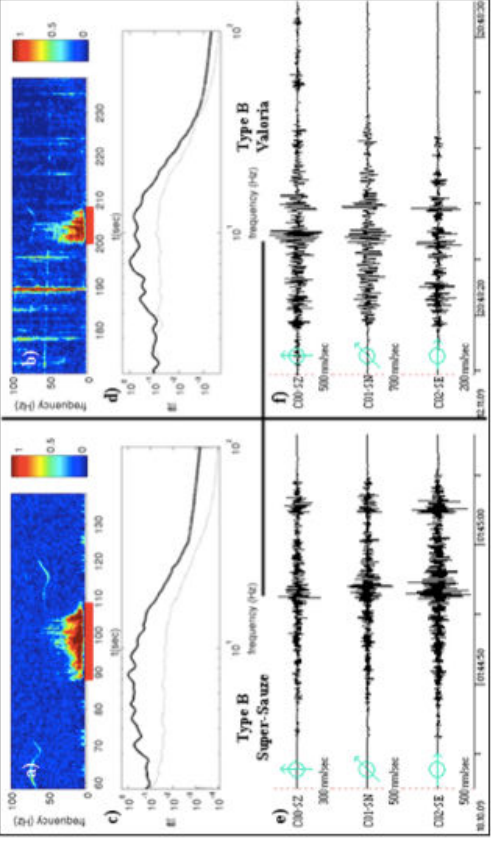
2 **FIGURE 7**



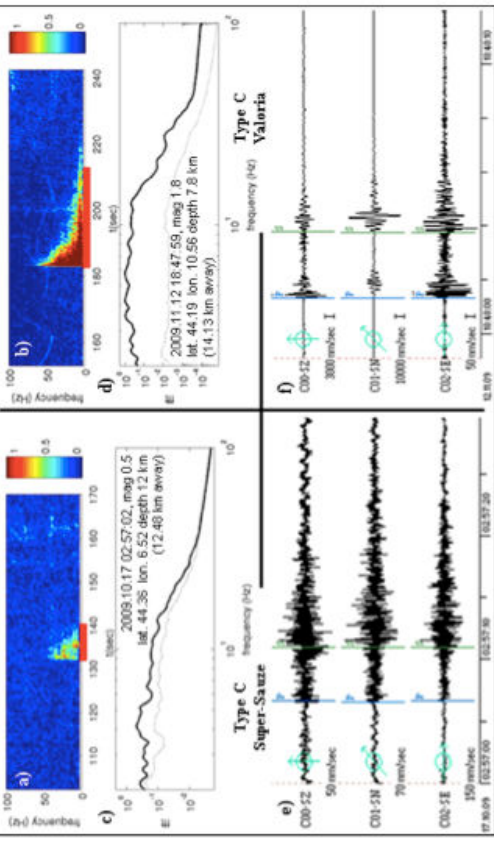
3 **FIGURE 8**



1 **FIGURE 9**

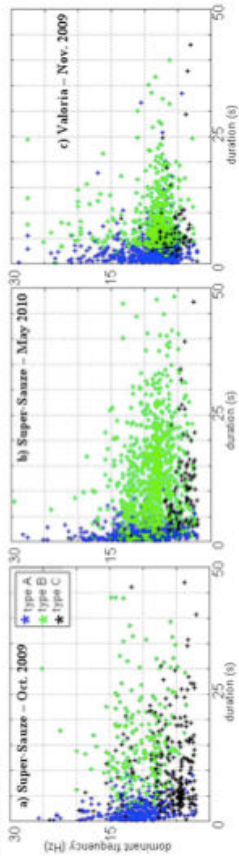


3 **FIGURE 10**



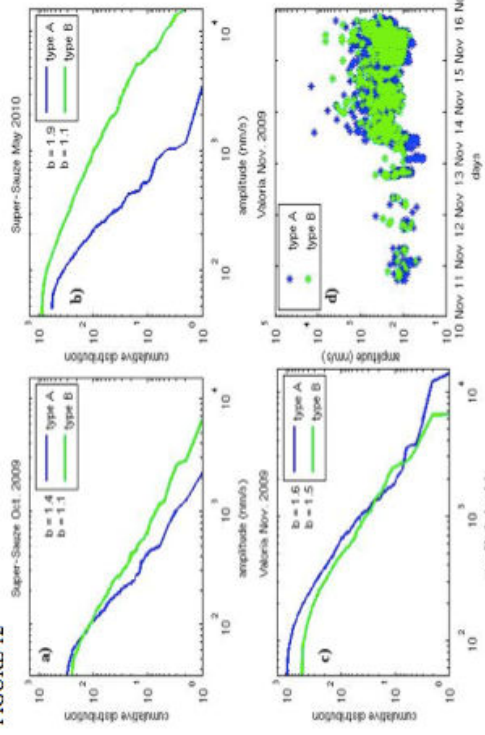
5 **6**

1 FIGURE 11



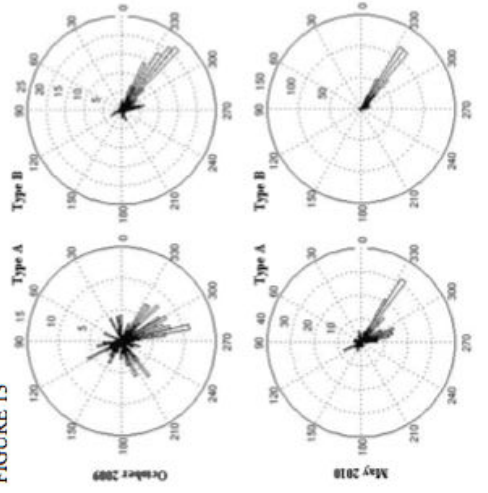
2

3 FIGURE 12



4

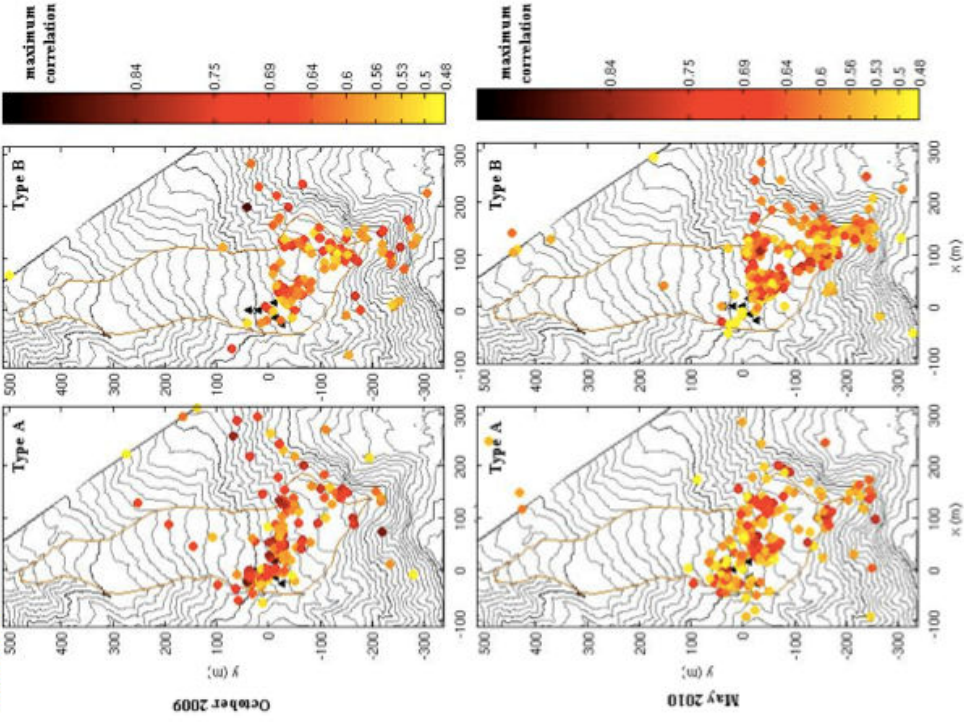
5 FIGURE 13



6

1

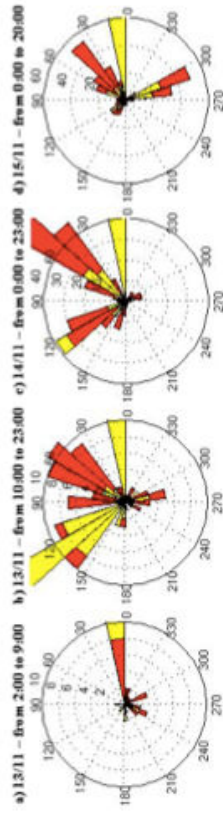
FIGURE 14



2

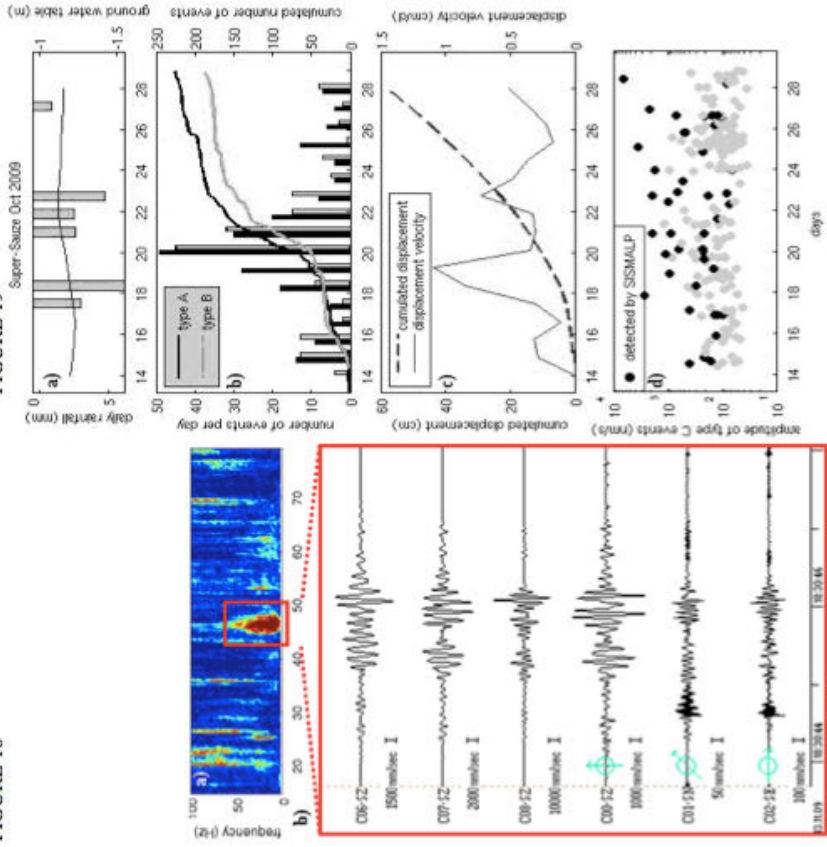
7

1 FIGURE 17

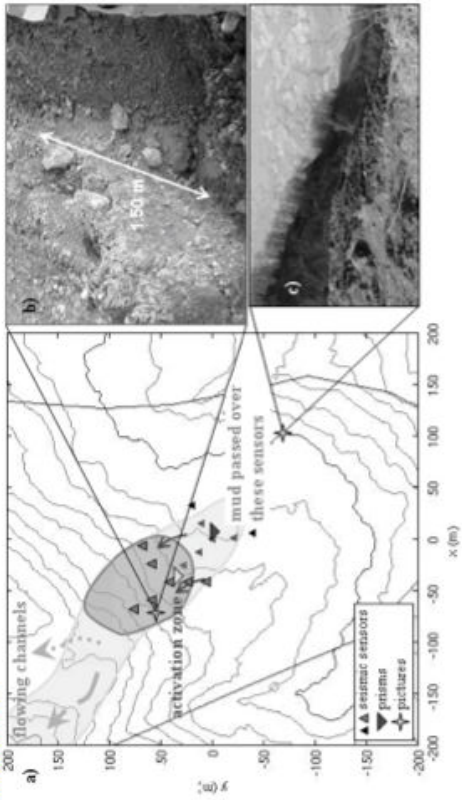


2

3
4
5 FIGURE 18

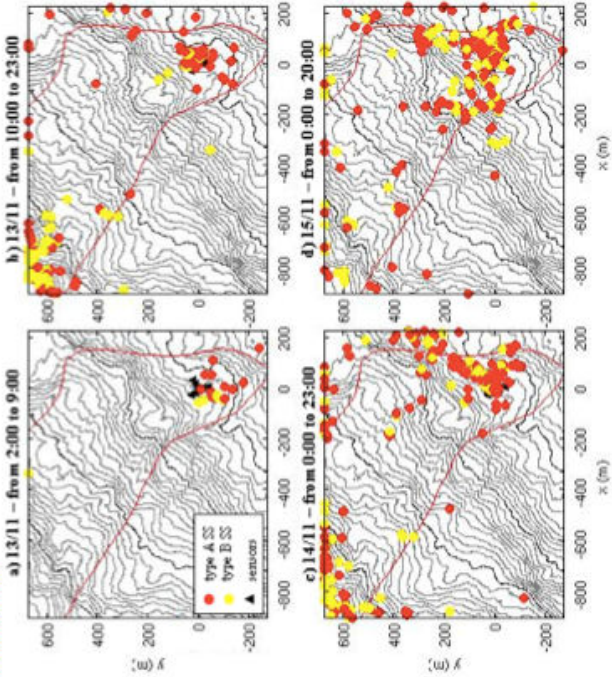


1 FIGURE 15



2

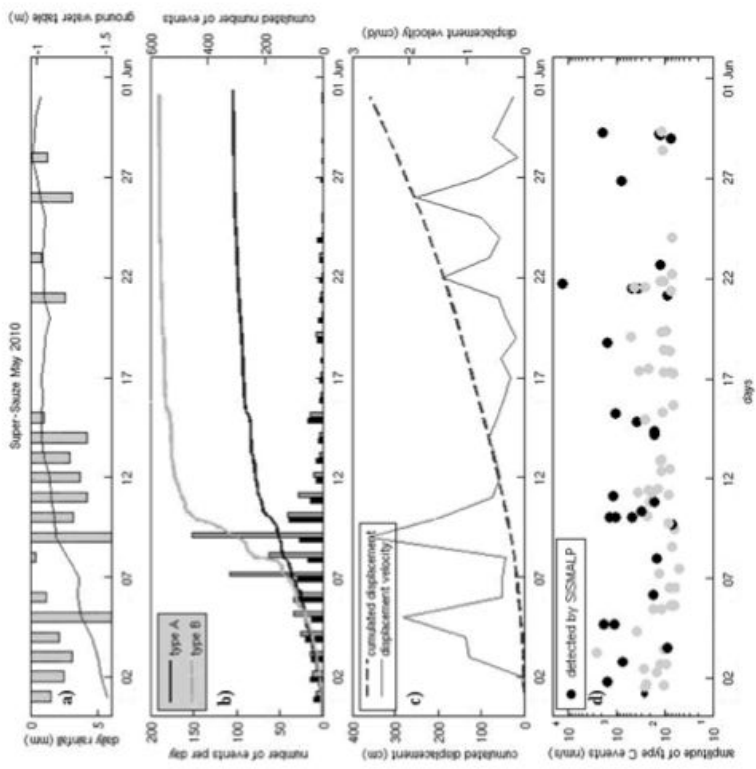
3
4 FIGURE 16



5

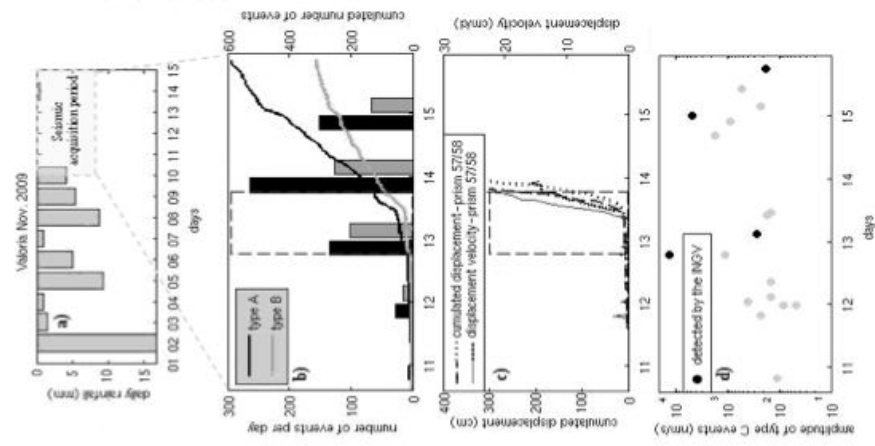
6

1 FIGURE 20
2



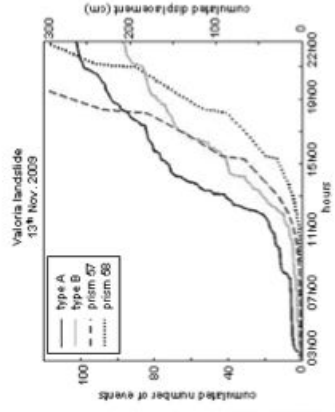
3
4

1 FIGURE 21
2



3

FIGURE 22



Les glissements de terrain développés en roches argilo-marneuses se produisent dans de nombreuses régions du monde et constituent des menaces sérieuses aux populations et aux infrastructures. Si ces glissements de terrain sont généralement « lents », ils peuvent subir des accélérations brutales sous l'action de facteurs de déclenchement divers et évoluer en coulées boueuses visqueuses ou laves torrentielles. Ce projet de recherche a pour but d'améliorer nos connaissances sur les processus qui contrôlent les glissements de terrain lents à l'aide de méthodes passives d'écoute sismique. Nous installons à cet effet des dispositifs d'écoute sismique sur les glissements de terrain de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France) et de Valoria (Nord des Apennins, Emilie-Romagne, Italie). Ces glissements sont déjà fortement étudiés en termes de suivi des déplacements, d'imagerie géophysique de proche surface et de comportement rhéologique. Nous cherchons dans notre cas à détecter, localiser et caractériser les signaux sismiques endogènes propres à leur dynamique (chutes de blocs, cisaillements, ouvertures / fermetures de fissures, transport de matériaux rigides en surface ou en profondeur) malgré les caractères dispersif et atténuant des matériaux argilo-marneux qui les constituent. À Super-Sauze, des campagnes de mesure complémentaires sont réalisées (tomographie sismique 2D, tirs de calibration).

Nous proposons un catalogue de trois types de signaux sismiques issus de l'analyse de trois périodes de mesures, caractérisées par des vitesses de déplacement différentes. La plupart des signaux observés durent en moyenne de 2 à 20 s et ont une fréquence dominante variant de 2 à 50 Hz. Ces signaux sismiques sont ensuite localisés afin de contraindre l'interprétation des sources à l'aide de plusieurs méthodes de localisation en introduisant un modèle de vitesse sismique et par techniques d'inversion de type beam-forming. Un type de signal sismique externe à la dynamique propre des glissements de terrain (tremblements de terre régionaux) est mis en évidence. Les deux autres types de signaux sismiques sont localisés dans des foyers de fissures ou à proximité des escarpements et des ruptures de pente observés en surface des glissements. On observe une augmentation de la quantité de signaux sismiques détectés avec une migration spatiale des foyers de localisation lors d'une accélération sur le glissement de Valoria. Nous suggérons que le premier type est associé à des phénomènes d'écroulements et de chutes de blocs / clastes depuis l'escarpement principal du glissement et à des phénomènes de transport de blocs / clastes en surface de la coulée, tandis que le second type est associé à des phénomènes de fractures et de cisaillements. L'analyse est ensuite étendue aux observations acquises sur le glissement de Super-Sauze jusqu'en septembre 2010. Les sources sont localisées au niveau des mêmes foyers mais le nombre de signaux sismiques varient avec les mois. On montre qu'il existe des corrélations entre ces variations, les déplacements mesurés et les précipitations. On détecte en effet plus ou moins de signaux sismiques en réponse aux variations météorologiques, qui influencent successivement les taux de déplacements mesurés.

Les incertitudes rencontrées dans l'interprétation des sources devraient être palliées par l'installation de nouvelles antennes d'écoute sismique concentrées au niveau des foyers identifiés pour une surveillance à plus long terme. En effet, l'ajout de ces antennes pourrait renforcer la localisation. La difficulté des analyses résidera cependant dans le fait que nous nous intéressons en termes d'études de l'aléa gravitaire à des volumes (de matériaux argilo-marneux) variables dans le temps et dans l'espace et susceptibles d'endommager les systèmes d'acquisition mis en place sur les terrains. De tels phénomènes continueront d'imposer une maintenance régulière des équipements sismiques et complexifieront l'acquisition de données permanentes sur les parties actives des glissements de terrain.

Mots clés : glissement de terrain argileux, écoute sismique, tomographie sismique, géomorphologie

Clay-shale landslides might happen in a lot of regions all around the world and seriously threaten local populations and infrastructures. Should landslides evolve "slowly" (a few centimetres to decimetres per year), they are likely to accelerate suddenly under several triggering factors (earthquakes, pore water pressure), or a part of the whole mass might become fluid under specific conditions and trigger mud slides or even debris flows. The research project presented in this PhD thesis aims at improving our knowledge regarding slow-moving landslide evolution processes by means of passive seismic methods. Seismic arrays have been installed on two landslides (Super-Sauze in the south French Alps and Valoria in the north Apennines), whose geomorphologies are already well known. In our case, we intend to detect, to locate and to characterise the seismic signals directly induced by the dynamics of the landslides (rock fall, shearing, fissure opening) in spite of the high attenuation power of the clay materials they are made of. The acquisition has been completed at Super-Sauze by tomography and shot test measurements to complete the geological model.

A catalogue of three types of seismic signals detected within three acquisition periods characterised by different velocity rates is proposed. Detected seismic signals happen to be generally defined between 2 and 50 Hz for a 2-to-20-s duration. Seismic signals are located by testing several location techniques (beam-forming type) to constrain the source interpretation. One type is actually corresponding to the regional earthquakes. The two others are located into clusters close to fractured or scarp zones within the landslides or may spatially migrate with the acceleration phenomena. The first type of these seismic signals is interpreted as rock falls or brittle material propagating along the slide, while the second type is interpreted as fracture or shearing phenomena. The detection and location methodologies are validated with the extension of the application until September 2010 at Super-Sauze landslide. Seismic signals are located at the same clusters within the landslide. We calculate the cross-correlation of the seismic signals with external parameters such as the rainfall and the piezometric level. We evaluate that they might have an impact on the seismic behaviours and the displacement variations.

We conclude that it is possible to apply seismic monitoring techniques for the dynamics characterisation of clay-shale landslides. Identification limitations should be compensated by the use of several antennas, specifically close to the identified clusters, to increase the location evaluation. A so short acquisition period does not yet enable us to fix long-term statistics regarding the landslide spreading. A solution should be to consider, if possible, the following years. This would require a continuous maintenance and monitoring of the acquisition equipment on the field. The remaining difficulty we will need to keep in mind is that landslides are composed of materials, which are likely to move and to mechanically change in space and time. Hence, sudden acceleration or collapsing events might bury the sensors and interrupt the acquisition and consequently damage the acquisition systems. Such events will require a continuous monitoring of the seismic equipment and will limit the acquisition on the most active part and, in a longer term, the evaluation of eventual crisis precursors.

Key-words: clay-shale landslide, seismic monitoring, seismic tomography, geomorphology