Étude du comportement post-rupture de versants instables par l'observation et l'instrumentation

Édouard Palis

▶ **To cite this version:**

Édouard Palis. Étude du comportement post-rupture de versants instables par l'observation et l'instrumentation. Sciences de la Terre. Université Côte d'Azur, 2017. Français. NNT : 2017AZUR4014 . tel-01543926

HAL Id: tel-01543926
https://theses.hal.science/tel-01543926

Submitted on 21 Jun 2017

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

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

UNIVERSITÉ CÔTE D'AZUR

Géo AZUR
TERRE - OCÉAN - ESPACE

École doctorale Sciences Fondamentales et Appliquées
Unité de recherche : Géoazur

Thèse de doctorat

Présentée en vue de l'obtention du
grade de docteur en Sciences de la Planète et de l'Univers
de
l'Université Côte d'Azur

par

Edouard Palis

Etude du comportement post-rupture de versants instables par l'observation et l'instrumentation

Dirigée par *Thomas Lebourg, Maître de Conférences, Université Côte d'Azur*
et codirigée par *Emmanuel Tric, Professeur, Université Côte d'Azur*

Soutenue le 20 Mars 2017
Devant le jury composé de :

Anne	Duperret	MdC, HDR, Université du Havre	Examinateur
Stéphanie	Gautier	MdC, Université Montpellier II	Examinateur
Denis	Jongmans	Professeur, Université de Grenoble	Rapporteur
Olivier	Maquaire	Professeur, Université de Caen	Rapporteur

Etude du comportement post-rupture de versants instables par l'observation et l'instrumentation

Résumé

Les processus gravitaires dans l'évolution de la morphologie des reliefs se produisent à de nombreuses échelles de temps et d'espace. Leur compréhension, fondamentale pour envisager la gestion des risques associés à ces phénomènes destructeurs, est subtile et complexe. En effet, les caractéristiques intrinsèques aux versants étudiés sont spécifiques et les facteurs externes agissant sur la dynamique de la déstabilisation présentent des temporalités et des intensités très variées. Afin de comprendre comment ces forçages influencent le comportement des instabilités de versant, une approche systémique a été adoptée dans ce travail pour mettre en perspective l'ensemble des processus en jeu dans l'évolution temporelle de leurs comportements. A travers deux cas d'étude situés dans les Alpes Maritimes (La Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée et le Prat de Julian à Vence), véritables observatoires naturels disposant de plusieurs années de suivi multi-paramètres, la faculté de l'observation instrumentale à déterminer des paramètres comportementaux clés contrôlant l'évolution dynamique des versants instables a été explicitée. Des analyses multivariées intégrant l'état de surface (déplacements, déformations, perturbations) et interne (niveau piézométrique, résistivité électrique de la subsurface) ont permis de quantifier les liens entre l'état comportemental du versant étudié et les contributions météorologiques. Ce travail met finalement en avant l'importance des études observationnelles multi-paramètres dans l'élaboration des modèles descriptifs et prédictifs, ainsi que les systèmes d'alerte associés à ces risques majeurs.

Mots-clés : Glissements de terrain – Multi-paramètres – Observation – Suivi temporel – Hydrogéologie – Tomographie électrique

Study of unstable slopes' post-rupture behavior by means of observation and instrumentation

Abstract

Gravity processes occur at many scales of time and space in the evolution of landforms' morphology. Their understanding is subtle and complex and it is fundamental to consider the management of the risks associated with these destructive phenomena. Indeed, the intrinsic characteristics of the studied slopes are specific and the external factors acting on the dynamics of the destabilization present a wide range of temporalities and intensities. In order to understand how these forcings influence the behavior of slope instabilities, a systemic approach has been adopted in this work to put into perspective all the processes involved in the temporal evolution of their behaviors. Through two study cases located in the Alpes Maritimes (La Clapière at Saint-Etienne-de-Tinée and the Prat de Julian at Vence, France), real natural observatories with several years of multi-parameter monitoring, we were able to clarify the ability of instrumental observation to determine key behavioral parameters controlling the dynamic evolution of unstable slopes. Multivariate analyzes integrating the surface (displacements, deformations, disturbances) and internal state (groundwater level, electrical resistivity of the subsurface) allowed to quantify the links between the behavioral state of the studied slope and the meteorological contributions. This work finally highlights the importance of multi-parameter observational studies in the development of descriptive and predictive models, as well as the alert systems associated with these major risks.

Keywords: Landslides – Multi-parameters – Observation – Monitoring – Hydrogeology – Electrical Tomography

“On croit que les rêves, c’est fait pour se réaliser. C’est ça le problème des rêves : c’est que c’est fait pour être rêvé.”

Coluche

A ma maman,
mon Papili,
ma Maminou

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE

1. CONTEXTE GENERAL ET OBJECTIFS
2. METHODOLOGIE
3. PLAN DU MANUSCRIT DE THESE

CHAPITRE 1
GLISSEMENTS DE TERRAIN ET METHODES DE SUIVI

1. INTRODUCTION 7

2. LES VERSANTS INSTABLES, DES OBJETS NATURELS DYNAMIQUES 8

2.1. LES DIFFERENTS TYPES D'INSTABILITES GRAVITAIRES 8

2.1.1. CLASSIFICATIONS 8

2.1.2. Les mécanismes de rupture 11

2.1.3. Les facteurs de destabilisation 14

2.1.3.1. Facteurs de prédisposition 14

2.1.3.2. Facteurs de préparation 14

2.1.3.3. Facteurs déclenchants 15

2.1.3.4. L'eau : le facteur déterminant 16

2.2. CARACTERISTIQUES DE LA ZONE D'ETUDE 19

2.2.1. Contexte des alpes du sud 19

2.2.1.1. Situation géographique 19

2.2.1.2. Contexte géologique 21

2.2.1.3. Conditions climatique et hydrographique 27

2.2.2. Les instabilités etudiées 29

2.2.2.1. La Clapière (Saint-Etienne-de-Tinée) 30

2.2.2.1.1. Héritage structural et géologie de la vallée de la Haute Tinée 31

2.2.2.1.2. Le versant de la Colle-Longue 34

2.2.2.1.3. Historique du glissement rocheux DSL de La Clapière 38

2.2.2.2. Le Prat de Julian (Vence) 49

2.2.2.2.1. Contexte géologique et structural de l'avant-pays subalpin 49

2.2.2.2.2. Historique du glissement argilo-sableux du Prat de Julian 51

3. LES METHODES D'OBSERVATION ET DE SUIVI DES GLISSEMENTS DE TERRAIN 58

3.1. INTRODUCTION 58

3.1.1. OMIV (observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant) 58
3.1.2. Les différentes échelles d'observation 61
3.2. LES OUTILS APPLIQUES A L'OBSERVATION DES INSTABILITES DE VERSANT 62
3.2.1. Méthodes de suivi cinématique 63
3.2.1.1. Station totale 63
3.2.1.2. GNSS 64
3.2.1.3. Extensométrie 68
3.2.2. Méthodes géotechniques et de suivi hydrologique 69
3.2.2.1. Inclinométrie 69
3.2.2.2. Piézométrie 71
3.2.3. Méthodes géophysiques 72
3.2.3.1. Généralités sur les méthodes géophysiques et hydro-géophysiques 72
3.2.3.2. Etude de la sismicité 73
3.2.4. Méthodes Hydro-géophysiques 74
3.2.4.1. Principe et généralités sur la tomographie électrique 75
3.2.4.2. Inversion des données apparentes 80
3.2.4.3. Applications à l'observation naturelle 82
3.2.4.3.1. Utilisation ponctuelle 82
3.2.4.3.2. Utilisation en "time-lapse" 84

4. DISCUSSION : L'APPROCHE MULTI-PARAMETRES 87

5. CONLUSIONS 92

CHAPITRE 2
APPORT DE L'ETUDE MULTIPARAMETRES APPLIQUEE AUX GLISSEMENTS DE TERRAIN

1. INTRODUCTION 97

2. ARTICLE 1 – OBSERVATION MULTI-PARAMETRES LONG TERME DU DSL DE LA CLAPIERE (ALPES FRANÇAISES DU SUD-EST) : UNE ETUDE INITIALE 99

2.1. INTRODUCTION 102
2.2. GENERAL SETTINGS OF THE STUDY AREA 103
2.3. LES METHODS OF OBSERVATION 106
2.3.1. Multi-parametric approach 106
2.3.2. OMIV observatory 107
2.3.2.1. Geodetic equipment 107
2.3.2.2. Meteorological data 108
2.3.2.3. Seismological endogenous events 109
2.3.2.4. Electrical resistivity measurements 109

2.4. RESULTS OF THE ANNUAL MULTI-PARAMETER ANALYSIS 111
2.4.1. Geodetic data 113
2.4.2. Relation of rainfall amounts to seismological endogenous events 115
2.4.3. Link between electrical resistivity and meteorological stress 117
2.5. DISCUSSION 119
2.5.1. Control of the resistivity signal 119
2.5.1.1. Evolution of calculated resistivity: pseudo-3D 119
2.5.1.2. Ranges of apparent resistivity: clusters 120
2.5.2. Determination of reactional delay of the slope 122
2.6. CONCLUSION 125

3. ARTICLE 2 – SUIVI TEMPOREL PLURIANNUEL DE TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE POUR ETUDIER LES DYNAMIQUES HYDROLOGIQUES COURT TERME ET LONG TERME D'UN GLISSEMENT DE TERRAIN 127
3.1. INTRODUCTION 130
3.2. THE FIELD SITE, THE "VENCE" LANDSLIDE 131
3.2.1. Landslide history 131
3.2.2. Field instrumentation 133
3.2.3. Hydrological setins 133
3.3. PROCESSING OF ERT SURVEY 135
3.3.1. Filtering of apparent electrical resistivity data 135
3.3.2. Inversion of apparent electrical resistivity data 137
3.3.3. Cluster analysis method 138
3.4. CLUSTER ANALYSIS OF APPARENT RESISTIVITIES OF ERT DATA 140
3.4.1. Spatial repartition and temporal variability of resistivity data 140
3.4.2. Link between apparent resistivity and ground water level 142
3.5. CONCLUSION 145

4. RESULTATS COMPLEMENTAIRES 147

5. CONCLUSION 152

CHAPITRE 3
OBSERVATION DE LA CIRCULATION INTERNE DE FLUIDES PAR LE SUIVI EN TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE

1. INTRODUCTION 155

2. ARTICLE 3 – CONTRIBUTION AU DEVELOPPEMENT DE METHODOLOGIES AIDANT A L'INTERPRETATION DE DONNEES DE PROFILS 2D DE TOMOGRAPHIES ELECTRIQUES APPLIQUE AUX DISCONTINUITES GEOLOGIQUES 156

2.1. INTRODUCTION 159
2.2. METHOD, STRATEGY AND DATA PROCESSING 160
2.2.1. Electrical resistivity tomography and monitoring 160
2.2.2. Strategy and data acquisition 161
2.2.3. Data filtering and time-lapse inversion parameters 163
2.3. RESULTS OF TIME-LAPSE ELECTRICAL MONITORING 164
2.3.1. Controlled application: fluid injection into a fault 164
2.3.1.1. Presentation of the experimental site 164
2.3.1.2. Fluid injection experiment 166
2.3.2. Natural variations monitoring: fluid infiltration into landslides' faults 168
2.3.2.1. Vence study case 169
2.3.2.2. La Clapière study case 172
2.3.3. Discussion 176
2.3.4. Conclusion 178

3. CONCLUSION 180

CHAPITRE 4
DISCUSSION SUR L'APPROCHE MULTIVARIEE APPLIQUEE AUX SYSTEMES NATURELS COMPLEXES

1. INTRODUCTION 183

2. ANALYSE MULTIVARIEE 184
2.1. ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES 184
2.1.1. Principe de la méthode 184
2.1.2. Description des variables utilisees 185
2.1.3. Résultats de l'ACP 186
2.2. LE TEMPS DANS LES INSTABILITES DE VERSANTS 190

3. CRITIQUE SUR L'APPROCHE MULTIPARAMETRES 193

CONCLUSIONS GENERALES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

ANNEXE 1 : Méthodes de télédétection 227

Corrélation d'images optiques *227*
Interférométrie radar (InSAR) *229*
Télémétrie laser (LiDAR) *230*

ANNEXE 2 : Méthodes électromagnétiques 233
Géoradar (GPR) *233*
Antennes électromagnétiques (EM) *234*

ANNEXE 3 : Méthodes sismiques 237
Tomographie sismique active *237*
Bruit sismique *238*

ANNEXE 4 : Méthodes électriques passives 241
Polarisation spontanée (SP) *241*
Polarisation induite (IP) *242*

INTRODUCTION GENERALE

1. Contexte général et objectifs

Il existe au sein des chaines de montagnes une relation subtile entre la surrection et l'érosion pour expliquer la forme de reliefs que nous pouvons apprécier aujourd'hui. Alors que la surrection, via la tectonique, est le moteur principal de l'élévation, l'érosion, par les processus gravitaires, est coresponsable de la forme donnée à ces reliefs (Korup et al., 2010, 2012).

Ces deux processus majeurs dans l'étude des sciences naturelles sont également à l'origine de nombreux risques. Lorsque l'un est indissociable du risque sismique, l'autre, le processus d'érosion, s'exprime par les mouvements gravitaires. Les enjeux liés à ces aléas sont de plus en plus importants aujourd'hui dans des zones de plus en plus peuplées et anthropisées.

L'aléa gravitaire présente néanmoins des intensités et des manifestations spatio-temporelles très variables. En effet, depuis de nombreuses années, la communauté scientifique tente de réaliser des classifications basées sur la prise en compte des différentes formes, des volumes en jeux, des échelles de temps utilisés pour les observer, mais cela apparaît comme inutile car **chaque système présente une inertie et une complexité qui lui est propre, la rendant presque unique**.

Les notions de temporalité et d'"irrépétabilité intrinsèque" vont être au cœur de ce travail. Elles permettent en effet d'appréhender et de contextualiser les différentes variables nécessaires pour comprendre la dynamique et le comportement d'objets géologiques évolutifs tels que les glissements de terrain.

Aujourd'hui, la technologie et les savoirs nous permettent d'observer, de mesurer et de quantifier des phénomènes de plus en plus complexes avec des fréquences d'échantillonnage de plus en plus réduites et précises. Mais traiter de tels jeux de données et comprendre comment les différentes variables liés à ces systèmes interagissent entre elles restent un véritable défi.

Un des objectifs de ce travail est ainsi de pouvoir **utiliser et valoriser des données issues de mesures *in situ* pour caractériser un système naturel complexe**. Il s'agit ici de prendre en compte les variables intrinsèques de systèmes ouverts et comprendre les échanges avec le milieu extérieur.

Ce travail, cofinancé par la région Provence-Alpes-Côte-D'azur (PACA) et l'Observatoire de la Côte d'Azur (OCA), s'est inscrit dans une démarche d'observation de mouvements gravitaires situés dans les Alpes-Maritimes. Deux instabilités ont particulièrement été étudiées durant cette recherche : le glissement rocheux de La Clapière,

à Saint-Etienne-de-Tinée, et le glissement du Prat de Julian, à Vence. Ces deux glissements représentent des enjeux et des dynamiques différents, mais sont tous deux des versants instrumentés depuis de nombreuses années et présentant un risque important.

Certaines questions émergent alors :

- **Quels sont les possibilités et le potentiel de l'instrumentation long-terme de versants instables ?**
- **Les signaux mesurés et calculés peuvent-ils alors nous renseigner sur la dynamique de ces objets, et ainsi permettre de déceler des récurrences d'évènements ?**
- **Quels sont les limites des fréquences de mesure pour une observation adaptée à la recherche et opérationnels ?**

Les éléments de réponses à ces questions, vont être amenés par une méthodologie explicative où la notion d'observation et de suivi temporel par l'instrumentation de système naturel sera au cœur de la démarche adoptée.

2. Méthodologie d'étude

Répondre aux questions soulevées précédemment nécessite la mise en place d'une méthodologie basée sur l'**observation multi-paramètres des versants instables**. C'est dans cette perspective que s'inscrit **l'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants (OMIV)**. Un des objectifs principal de cet observatoire est de rendre accessible à l'ensemble de la communauté des données réelles de glissements de terrain instrumentés depuis plusieurs années.

La démarche observationnelle de systèmes naturels complexes que sont les instabilités de versants fait appel à des méthodes variées et à l'utilisation de divers outils. C'est ainsi que lors de l'élaboration de ce travail, une adaptation à différents domaines d'études et techniques d'analyse a été nécessaire.

Une méthodologie axée sur des observations de terrain a d'abord été opérée. La proximité de zones montagneuses, indissociables des phénomènes érosifs, a permis durant cette thèse de nombreuses études *in situ*. De plus, l'intégration de ce travail dans le cadre de l'OMIV a permis l'accès à de nombreuses données relatives à la dynamique des glissements de terrain. Un des objectifs de cette thèse était en effet de confirmer et valider **l'intérêt et l'utilité de l'instrumentation de versants instables sur des durées pluriannuelles**.

Un travail sur le développement de **méthodes d'analyse appliquée à l'étude de glissements de terrain et aux problématiques liées à leur compréhension** a alors été nécessaire. C'est ainsi que des méthodes de traitement de données spécifiques telles que les mesures de **tomographie électrique** ont été au cœur de ce travail. Des **méthodes statistiques** permettant de simplifier la compréhension de ces systèmes ont été employées.

Finalement, c'est à travers la rédaction d'articles scientifiques que ce travail s'est concrétisé, ainsi que par le présent manuscrit.

3. Plan du manuscrit de thèse

Ce manuscrit est le résultat de nombreux mois de travaux dans le cadre doctoral, ainsi que différents stages réalisés au sein du laboratoire. Afin de donner une cohérence à tous ces résultats, le présent manuscrit s'articule en quatre parties.

Le **premier chapitre** s'intéresse sur l'état de connaissances actuelles liées aux glissements de terrain et aux outils et méthodes permettant leur observation. Depuis de nombreuses années, les scientifiques se sont intéressés à la caractérisation de tels phénomènes parfois catastrophiques et à la manière de les observer, de les comprendre. Les terrains d'étude observée seront également présentés dans cette partie.

La **deuxième partie** présente deux articles publiés dans la revue *Landslides*. Ils correspondent à deux études menées sur les glissements de La Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée et du Prat de Julian à Vence respectivement. Ces deux glissements situés dans la partie sud des Alpes françaises présentent des caractéristiques et des enjeux très différents, mais sont tous deux instrumentés depuis de nombreuses années. Nous présentons donc ici des chroniques de temps de plusieurs années et tentons ainsi de déceler des signaux propres à ces deux instabilités.

Dans un **troisième chapitre**, nous présentons un article soumis à la revue *Geophysics*, où la tomographie électrique en time-lapse nous a permis d'observer la circulation interne de fluides dans la subsurface par des chemins préférentiels d'infiltration. La méthode a été appliquée sur les deux glissements de terrain étudiés ici.

Enfin, le **dernier chapitre** apporte une discussion sur l'approche multivariée appliquée à la caractérisation des versants géologiques. Un regard critique sur l'observation multi-paramètres d'objets dynamiques et les méthodologies mettant en évidence l'importance du suivi longue durée dans le cadre des instabilités gravitaire sera alors adopté. Nous montrerons notamment comment l'analyse multivariée d'un ensemble de jeux de données mesurées permet d'estimer la dérive d'un système naturel, ouvert et complexe. Finalment, des perspectives que ce travail pourrait apporter sont présentées pour conclure cette synthèse.

- CHAPITRE 1 -

GLISSEMENTS DE TERRAIN ET METHODES D'OBSERVATION

- Guy Delisle, Pyongyang, L'Association©, 2013 -

1. INTRODUCTION

Les glissements de terrain présentent une grande diversité phénoménologique s'exprimant sur des périodes allant de la seconde à l'Holocène : ceci est un vrai défi.

Les éléments de réponse aux problématiques liées à la compréhension et à la comparaison de tels objets disparates peuvent être apportés par des approches observationnelles prenant en compte une multitude de paramètres caractéristiques des instabilités étudiées. C'est la vocation des observatoires en milieu naturel tel que l'OMIV (Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant) dans les Alpes françaises.

En effet, il est possible de différencier et d'observer au sein d'une même région un grand nombre d'évènements gravitaires aux dynamiques variées et de facteurs d'influence complexes. Cependant, il est difficile d'établir une stratégie de reconnaissance et de compréhension tant ces phénomènes et ces objets sont uniques. Cette diversité impose l'élaboration d'un cadre scientifique rigoureux, tels que ceux imposés dans les observatoires (INSU, OMIV) avec des mesures de paramètres aussi bien géologiques, physiques, mécaniques que chimiques et cela dans un champ fréquentiel suffisamment subtil pour identifier et comprendre ces phénomènes.

Ce chapitre présente dans un premier temps les principaux types de glissements de terrain et instabilités gravitaires que l'on retrouve dans un contexte naturel. Nous présentons les différentes approches de classifications proposées dans la littérature, les différents mécanismes de rupture, et enfin les facteurs et forçages initiateurs et propagateurs de ces ruptures. Nous présentons les zones étudiées dans le cadre de cette recherche. Dans une deuxième partie, les différentes approches et méthodes de suivi de glissements de terrain sont présentées afin d'apporter un regard critique sur leur utilisation, et mettre ainsi en évidence l'utilité et la nécessité des études multi-paramètres dans le cadre de l'observation des instabilités de versant.

Pour aller de l'avant dans la compréhension des processus de rupture, la communauté scientifique doit nécessairement porter un regard sur l'évolution temporelle des variables qui décrivent ces phénomènes. En effet, depuis trois décennies les méthodes, les outils et les capteurs évoluent de manière exponentielle aussi bien en termes de résolution que de fréquence de mesure. Cela permet d'avoir d'une part des périodes d'observation plus longues pour des phénomènes à occurrences parfois dysanthropiques et d'autre part d'adopter des stratégies observationnelles en fonction de la forme de l'instabilité, de la problématique qu'elle pose, mais aussi de son état de déstabilisation.

2. LES VERSANTS INSTABLES, DES OBJETS NATURELS DYNAMIQUES

La diversité propre aux glissements de terrain, ou plus généralement les instabilités de versants, s'observe à différentes échelles de temps et d'espace.

Lorsque l'on définit une instabilité de versant, on s'intéresse premièrement aux volumes mobilisés, ainsi qu'au type de rupture à l'origine de l'instabilité ou encore le type de matériaux en mouvement. On caractérise ainsi géométriquement et spatialement l'aléa afin de mieux appréhender les solutions de prévention et de protection.

On s'intéresse par la suite à la dimension temporelle de l'instabilité gravitaire. On a en effet à faire à des objets qui évoluent dans le temps. Ces objets géologiques interagissent avec leur environnement et présentent donc une réelle dynamique temporelle. Une des questions qui se dégage alors traite de l'échelle de temps à employer pour étudier une instabilité. L'intérêt de telles études restent en outre de caractériser des motifs temporels tels que des récurrences d'évènements, d'accélération ou encore des cycles de déformation afin de répondre à des attentes plus appliquées : la prévention du risque.

Ces deux aspects fondamentaux de l'étude des glissements de terrain donnent lieu à des approches et méthodes d'étude bien spécifiques. Il faudra alors adapter les outils en fonction de l'instabilité. Nous voulons montrer dans cette partie les différences et les variabilités des glissements de terrain afin de mieux appréhender les méthodes et outils d'étude pour répondre aux problématiques posées.

2.1. LES DIFFERENTS TYPES D'INSTABILITES GRAVITAIRES

2.1.1. CLASSIFICATIONS

Il existe une multiplicité de terrains géologiques dans le monde. Cela implique une multiplicité de matériaux menant à des déformations des plus diverses. Les déformations liées aux processus gravitaires se manifestent par une diversité de morphologies d'instabilités. Depuis des décennies, les géologues présentent des méthodes de classifications des instabilités gravitaires afin de rendre leur identification adaptée à la compréhension de leurs comportements (Antoine et Giraud, 1995).

Les termes généraux de "glissement de terrain", "mouvements de versants" ou encore "mouvements gravitaires" se définissent comme un déplacement d'un volume de masse rocheuse ou de débris rocheux sur une pente (Cruden, 1991). Ces masses se détachent de leur substrat par des processus et mécanismes que les auteurs ont classé en fonction de leur forme, du type de matériaux et de leur dynamisme.

Varnes (1978) a établi une classification à double entrée à laquelle se réfèrent aujourd'hui un grand nombre d'auteurs (Figure 1). Cette classification se base sur le type de mouvement observé ainsi que sur le type de matériau mobilisé.

Type de mouvement			Type de matériau		
			Roche	Sols	
				Grossiers	Fins
Chutes			Écroulement rocheux *Rock fall*	Écroulement de débris *Debris fall*	Écroulement de terrain *Earth fall*
Basculements			Basculement rocheux *Rock topple*	Basculement de débris *Debris topple*	Basculement de terrain *Earth topple*
Glissements	rotation	Peu d'unités	Affaissement rocheux *Rock slump*	Affaissement de débris *Debris slump*	Affaissement de terrain *Earth slump*
	translation	Peu d'unités	Masse rocheuse en glissement *Rock block slide*	Débris en glissement *Debris block slide*	Terrain en glissement *Earth block slide*
	translation	Unités multiples	Glissement rocheux *Rock slide*	Glissement de débris *Debris slide*	Glissement de terrain *Earth slide*
Etalements latéraux			Etalement de roches *Rock spread*	Etalement de débris *Debris spread*	Etalement de terrain *Earth spread*
Écoulements			Fluages de roches *Rock flow - Deep creep*	Lave torrentielle *Debris flow*	Coulée de terrain *Earth flow*
Complexes			Combinaison de deux ou plusieurs types de mouvements principaux		

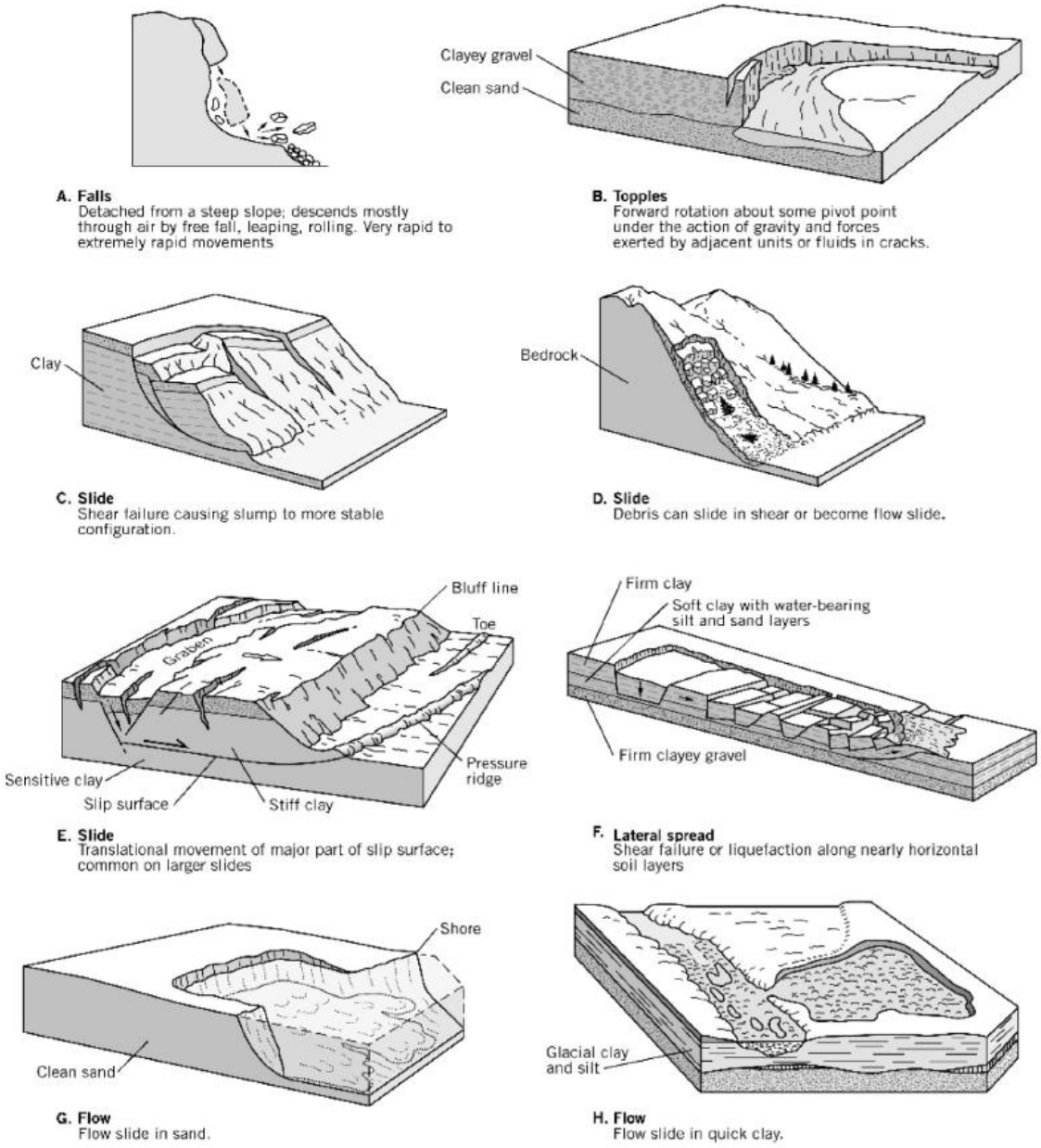


Figure 1 : Classification de Varnes (1978) et représentation schématiques des principales instabilités gravitaires (Varnes, 1978).

Hutchinson (1988) et Hungr (2001) ont apporté des précisions à cette classification. Ces auteurs détaillent les différents types de mouvements et ajoutent une dimension géotechnique et hydrologique pour justifier les dynamiques observées.

Crozier (1986) ajoute une dimension temporelle à la classification de Varnes où il donne une vitesse moyenne estimée pour chaque type de mouvement (Table 1).

Table 1 : Ordres de grandeur des vitesses de différentes instabilités de pentes définies par Varnes (1978), d'après Crozier (1986).

	Extrêmement rapide 3 $m.s^{-1}$	Très rapide 0.3 $m.min^{-1}$	Rapide 1.5 $m.j^{-1}$	Moyen 0.5 $m.mois^{-1}$	Lent 1 – 1.5 $m.an^{-1}$	Très lent 0.3 $m.an^{-1}$	Extrêmement lent < 0.3 $m.an^{-1}$
Chutes de blocs, écroulements rocheux (rock falls)	■						
Avalanches de débris (debris falls)	■	■					
Coulée de terre, de débris (earth flow, debris flow)		■	■	■	■		
Glissement de roches (rock slide)	■	■	■	■	■	■	
Glissement rotationnel de roche (rock slump)				■	■	■	■
Glissement rotationnel de sol (debris-earth flow slump)		■	■	■	■	■	■
Glissement plan de blocs (rock block slide)				■			
Glissement plan de sol (debris-earth slide)					■		
Débris en glissement (debris block slide)				■	■	■	

Ces classifications mettent en évidence la morphologie de la rupture et la cinématique de l'instabilité. Mais la notion de récurrence et de dynamisme n'est cependant pas prise en compte. C'est ce qu'a établi Flageollet (1996) en ajoutant la dimension d'activité de la masse en mouvement (Figure 2).

Dans ce travail, nous nous plaçons dans le cas d'instabilités de pentes actives (post-rupture) lentes à très lentes. Leur cinématique doit être assez rapide pour capter des signaux d'activité, mais aussi assez lente pour faciliter l'installation d'instruments de mesure de façon durable.

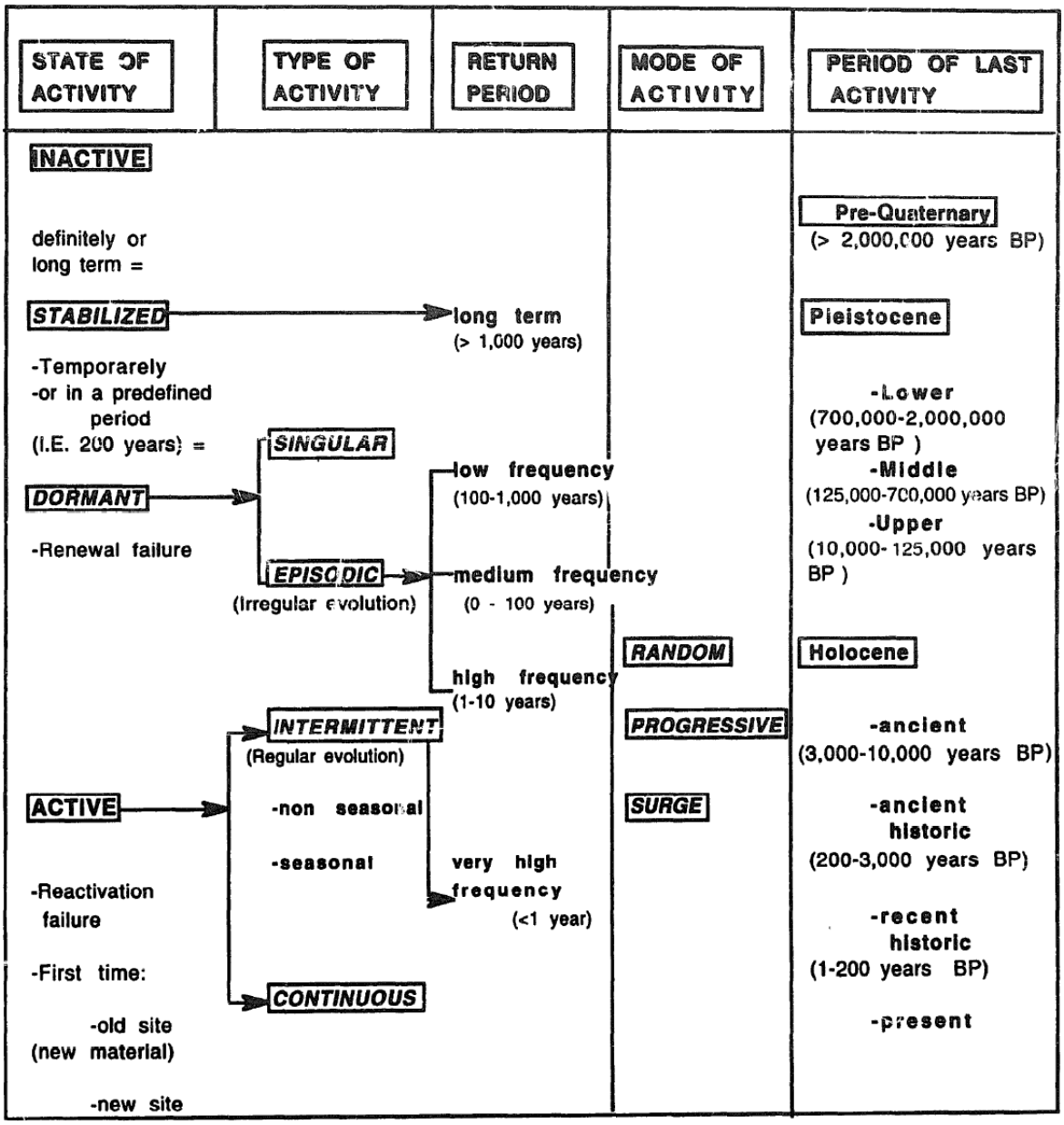


Figure 2 : Terminologie adaptée à l'occurrence des glissements de terrain, d'après Flageollet (1996).

2.1.2. LES MECANISMES DE RUPTURE

On parle de glissement de terrain une fois qu'une rupture est observée sur le terrain. Le dynamisme de sa mise en place est fondamental dans l'évolution de l'instabilité. Ainsi, l'état d'avancement de l'instabilité est déterminé par son observation par rapport au moment de la rupture.

Pollet (2004) propose un découpage de la mise en mouvement de la masse instable en trois phases : la génération (mise en place de la rupture), la propagation (accélération du système) et le dépôt (Figure 3). Dans son travail, il met en évidence l'aspect non-linéaire de l'évolution progressive des vitesses de déplacement pré-rupture ainsi que l'importance de la prédisposition du milieu à favoriser l'instabilité.

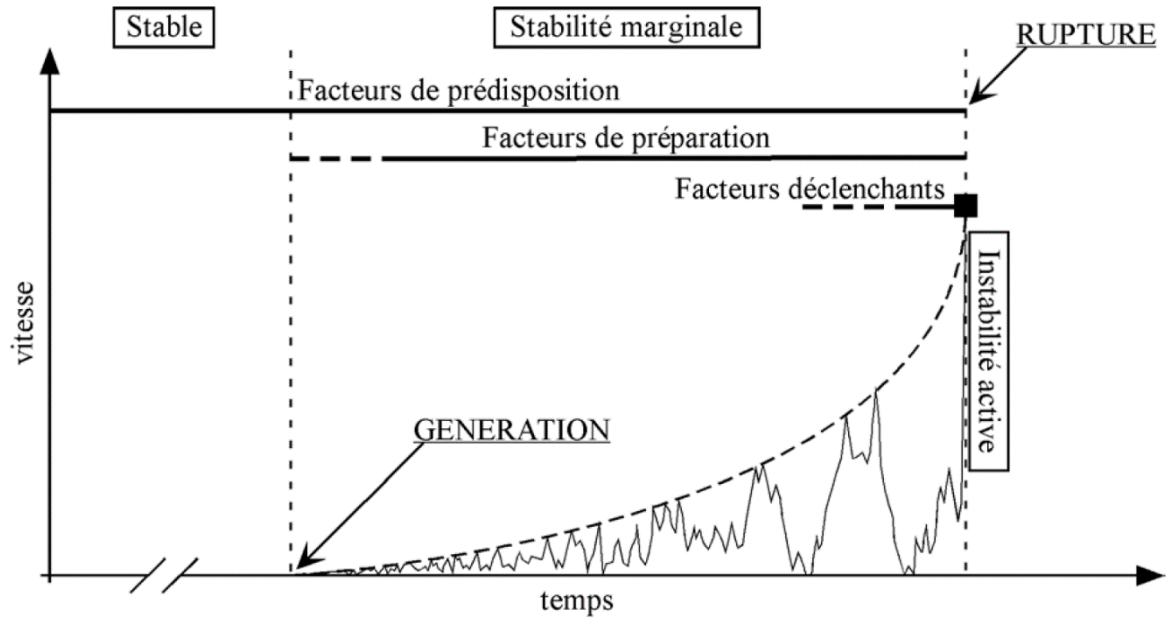


Figure 3 : Evolution de la vitesse de déplacement dans l'étage de la génération d'une instabilité gravitaire d'après Pollet (2004).

Hernandez (2009) propose une synthèse des étapes de la mise en activité d'un glissement de terrain en ajoutant un temps consacré à la pré-rupture (Figure 4). La phase de latence fait référence à la phase stable du massif, avant le facteur déclencheur. Le massif peut être alors caractérisé par un certain degré de susceptibilité. Lors de la phase de pré-rupture, une amorce rupturelle est décelable et correspond à l'amorce du mouvement de l'instabilité. La phase de propagation post-rupture qui suit correspond à la mise en mouvement de la masse instable par des phases d'accélérations et décélérations.

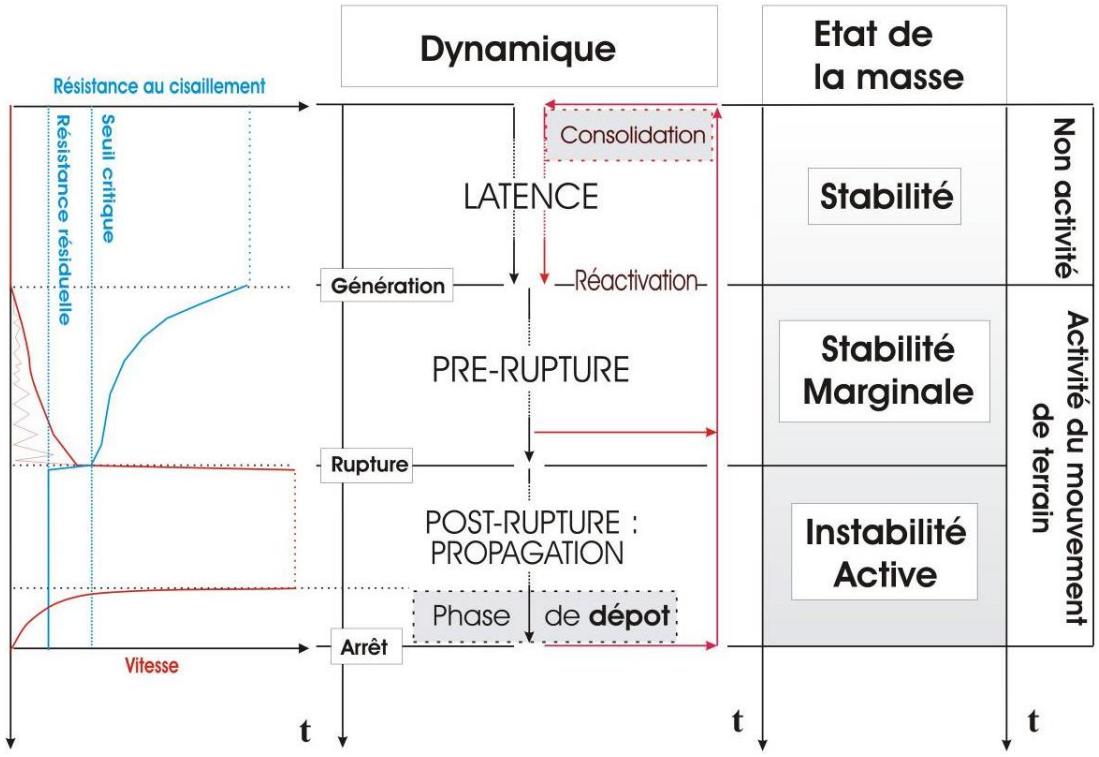


Figure 4 : Cycle d'activité d'une instabilité de versant, d'après Hernandez (2009).

On décèle ici plusieurs échelles d'évolution de glissements de terrain :

- D'abord, ce cycle dynamique peut être récurent et se répéter dans l'évolution d'une instabilité : la phase de dépôt peut en effet arrêter de se propager pour entrer dans une nouvelle phase de latence et engranger ainsi un nouveau cycle d'activité.
- Ensuite, lors de l'activité du mouvement de terrain, l'instabilité active est ponctuée de pics de vitesse et de ralentissements de la vitesse de propagation. Ces "pulses" sont à mettre en relation avec les différents facteurs influençant le milieu dans lequel se développe l'instabilité.

Dans ses travaux, El Bedoui (2009) s'intéresse à la rupture progressive des versants en mettant en évidence la propagation de la rupture dans le versant (Figure 5). La notion de prédisposition du versant est alors ici aussi mise en avant pour expliquer la localisation de la rupture. La résistance du versant étant ainsi diminuée au niveau des endommagements, certains facteurs externes permettent d'accélérer et provoquer une déstabilisation.

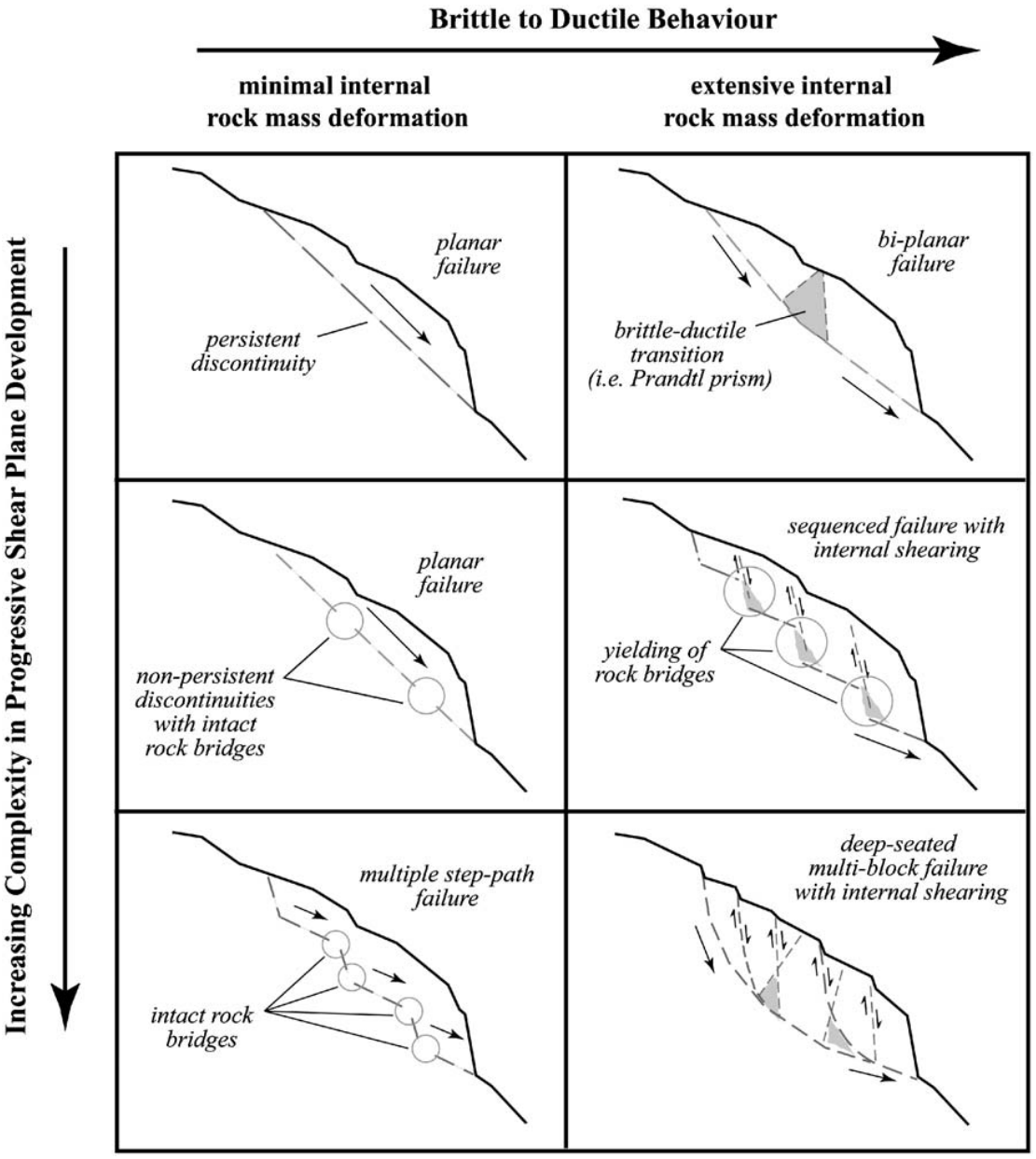


Figure 5 : Différents mécanismes de rupture de versant suivant la prédisposition du massif, d'après Eberhardt et al. (2004).

C’est essentiellement ce point particulier que l’on cherche à observer. Nous allons maintenant nous intéresser plus spécifiquement aux facteurs menant à la rupture des instabilités de versant.

2.1.3. LES FACTEURS DE DESTABILISATION

La gravité est le moteur principal et continu des instabilités gravitaires. Cependant, certains facteurs influencent l’évolution et la dynamique de l’instabilité. Il est admis que quatre catégories de facteurs sont impliquées dans la déstabilisation des massifs géologiques.

2.1.3.1. Facteurs de prédisposition

Les facteurs de prédisposition correspondent à l’héritage géologique de la zone et sont associés à la structure du massif :

- La lithologie du versant et l’alternance de couches aux comportements mécaniques différents permettent de localiser une zone de déformation préférentielle suivant cette surface de cisaillement.
- Les discontinuités, telles que les failles, les fractures, les diaclases, les joints, permettent de créer un chemin préférentiel dans la propagation de la rupture (Figure 5).
- La structure de la roche (schistosité, foliation, fabrique) peut également permettre l’apparition de discontinuités mécaniques.

2.1.3.2. Facteurs de préparation

On s’intéresse ici aux facteurs qui vont progressivement affaiblir le versant en participant à son altération sur des échelles de temps qui vont notamment dépendre de la nature du matériau concerné. On observe certains de ces facteurs liés aux déclencheurs des instabilités (forçages sismique et climatique) sur des échelles de temps bien plus longues (Figure 6).

- Les facteurs géologiques correspondent à la nature même du matériau dont certaines propriétés peuvent se dégrader sous l’action de sollicitations extérieures. C’est notamment le cas du gypse et des marnes. Ensuite l’altération du matériau conduit à une diminution progressive de la résistance de celui-ci (Jaboyedoff et al., 2004). Elle peut se produire sous l’influence de facteurs externes (altération physico-chimique) mais aussi par broyage au sein des discontinuités (altération macro-mécanique).
- Les facteurs géomorphologiques vont être directement liés aux variations climatiques et tectoniques. En effet, la surrection des massifs montagneux couplée aux effets érosifs des retraits de glaciers suite aux déglaciations passées, directement liés à la décompression du versant et au rebond post glaciaire (Lebourg, 2000), vont avoir des conséquences directes sur l’état d’altération du versant.

- Certains évènements ponctuels de forte intensité ne vont pas avoir d'influence directement observable sur l'état d'altération du versant, mais affaiblissent le milieu de façon significative. Ils peuvent être d'origine climatique (Pollet, 2004) (tempêtes, crues exceptionnelles, pluies intenses) ou géologique (Finlayson et Statham, 1980). (séismes, éruptions volcaniques).
- L'homme a également une influence directe sur l'affaiblissement de certains versants. On parle de facteur anthropique. L'extraction a un effet sur l'évolution des pentes, la déforestation sur le maintien des sols, le réaménagement des versants peuvent être également à l'origine de petites instabilités.

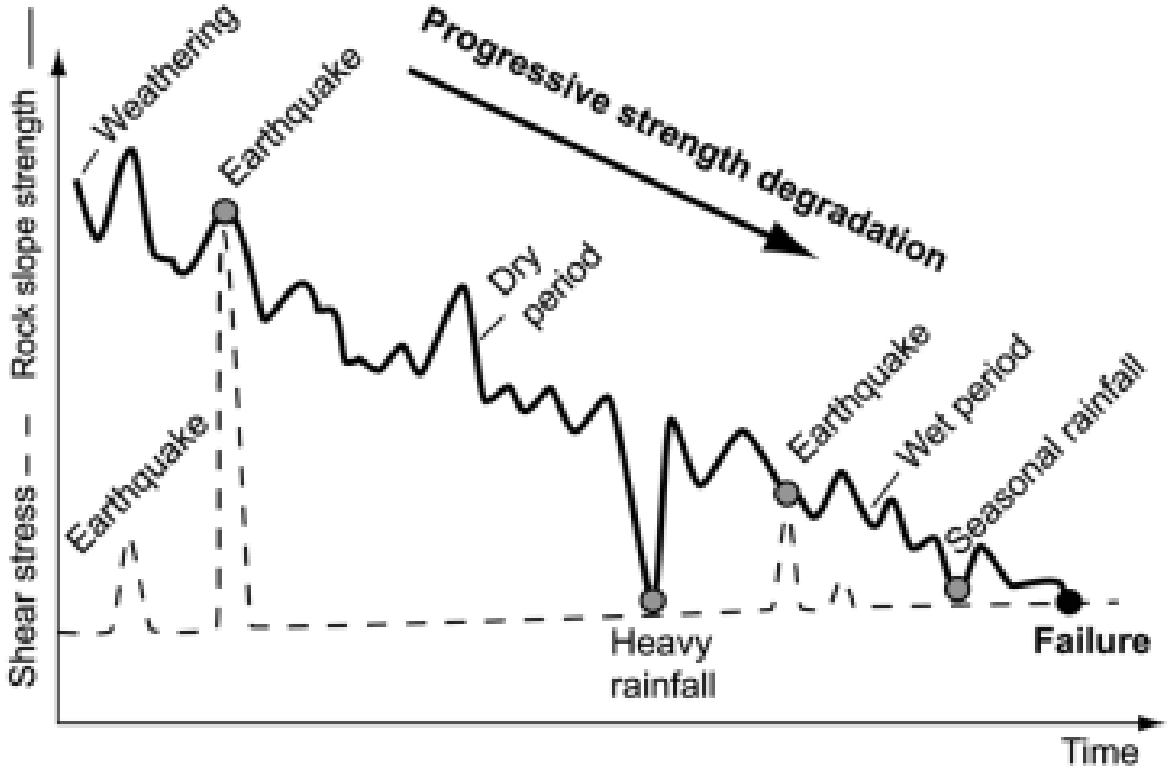


Figure 6 : Influence des facteurs de préparation sur la résistance mécanique d'un versant, d'après Finlayson et Statham (1980).

2.1.3.3. Facteurs déclenchants

Une fois la pente prédisposée et préparée par l'altération progressive suite à l'influence de nombreux facteurs sur des échelles de temps variables, des évènements et forçages ponctuels peuvent affecter la stabilité de la pente, dégageant une fracture physique et détacher une masse en mouvement observable.

- Les facteurs climatiques et météorologiques sont responsables de déclenchement d'instabilités instantanées et de faibles ampleurs. Le phénomène de gel/dégel va affecter de nombreux volumes rocheux, alors que des précipitations ponctuelles et intenses vont déclencher des coulées superficielles de boues (Caine, 1980). En revanche les évènements climatiques saisonniers peuvent affecter des instabilités en

phase post-rupturelle et agir sur leurs dynamiques (Helmstetter et Garambois, 2010 ; Palis et al., 2016).

- Le forçage sismique est un des principaux déclencheurs d'instabilités gravitaires à grande échelle (Keefer, 1984 ; Crozier et al., 1995 ; Tribaldi et al., 1995 ; Keefer, 2002). Plusieurs paramètres vont jouer dans le rôle des séismes : la distance par rapport à la source, la magnitude et la profondeur de l'évènement, ou encore la vitesse de l'onde arrivant sur le site (PGA : *Peak Ground Acceleration* ; PGV : *Peak Ground Velocity*). C'est la manière avec laquelle l'onde sismique arrivera en surface à l'endroit d'un versant préparé à se déstabiliser qui détermine la susceptibilité à provoquer une rupture gravitaire. C'est par ce forçage, couplé à des prédispositions lithologiques et d'altération liée aux paléoclimats, que les instabilités à ancrage profond (DSL, DSGSD) sont supposées être provoquées (Agliardi et al., 2001 ; Guttierez-Santolalla et al, 2005 ; Jomard, 2006 ; Hippolyte et al., 2006, 2012).
- Le facteur anthropique peut également agir comme facteur déclenchant d'instabilité gravitaire. Les excavations en pieds de versants, la construction de tunnels ou encore la baisse des nappes phréatiques ont des conséquences sur les conditions mécaniques du versant par la modification des conditions d'équilibre de la pente.
- Le forçage volcanique agit localement sur les flancs des édifices volcaniques par les vibrations provoquées par les mouvements à l'intérieur des chambres magmatiques. On peut alors associer les effets de ce forçage au forçage sismique. Cependant, lors d'une éruption volcanique, la déstructuration d'édifices volcaniques peut mener au dépôt de volumes de débris très importants.

2.1.3.4. L'eau : le facteur déterminant

L'impact de l'eau dans les instabilités de versant peut être approché comme facteur préparatoire, mais aussi comme facteur déclenchant du mouvement de terrain. Les zones d'études abordées dans ce travail se situant dans des zones à sismicité modérée à faible, ce facteur apparait comme facteur clé dans l'origine des instabilités étudiées. L'eau reste en effet un des moteurs principaux de l'érosion et de l'altération des matériaux. De là, les conditions d'équilibre d'un versant peuvent se voir être modifiées sur des échelles de temps variables par la modification des caractéristiques mécaniques du sol.

L'eau agissant sur les versants provient majoritairement des précipitations, bien qu'une partie vienne directement des réseaux souterrains.

- Les eaux de surface correspondent à l'eau de pluie "disponible" pour l'infiltration. Une partie de ces eaux ruisselle naturellement et cette quantité dépend de la pente et de la capacité d'absorption du sol, tandis qu'une partie est retirée par évapotranspiration. Cette quantité dépend des conditions météorologiques ainsi que de la nature du couvert végétal. Enfin, un certain volume est stocké sous forme de glace dans les altitudes les plus élevées. Ces eaux de surface ont un effet direct sur la morphologie du terrain. Ainsi, l'incision et le ravinement en pied de pente notamment peut modifier le maintien de l'équilibre ; le soutirage des particules fines

peut quant à lui modifier les conditions rhéologiques du milieu. Le stockage de neige ou de glace peut en outre agir sur la charge et conditionner ainsi le versant.

- Dans le sous-sol, l'eau est présente jusqu'à une certaine hauteur (niveau piézométrique) à partir de laquelle on distingue une zone saturée d'une zone non-saturée (Figure 7). Les apports provenant de la surface font varier ce niveau en fonction des capacités d'infiltration du milieu (porosité, fracturation, karsts). L'alimentation des nappes souterraines peut également provenir de réseaux souterrains d'autres bassins versants, drainés par les réseaux karstiques.

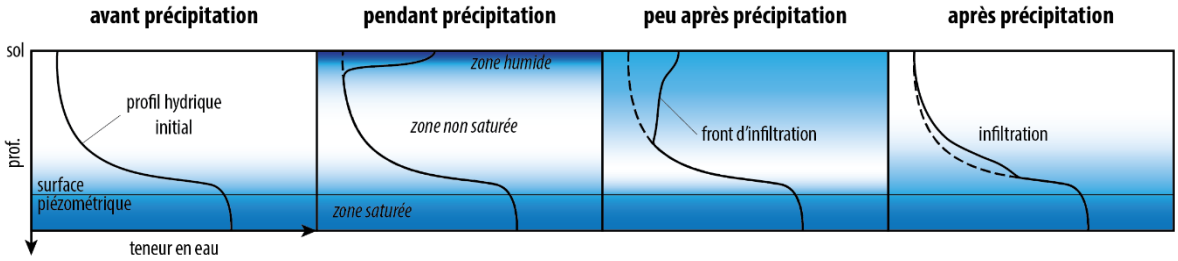


Figure 7 : Schéma illustrant les variations hydriques avant et après une précipitation.

La modification de l'équilibre sous l'influence de l'eau en contexte de rupture gravitaire peut avoir plusieurs origines :

- L'augmentation de la charge due à l'infiltration de l'eau dans le sol peut mener à l'instabilité, ainsi le poids volumique issu de l'infiltration diminue les forces de capillarité permettant le maintien d'une certaine cohésion du sol ;
- La modification des propriétés hydrostatiques du terrain avec l'augmentation de la pression interstitielle du matériau est souvent à l'origine de la diminution de la résistance au frottement ;
- Les forces de percolation agissent sur le transport inter-granulaire des particules fines favorisant ainsi l'écoulement et augmentant la perméabilité du matériau. A contrario, ce flux de fines va permettre le colmatage de pores diminuant localement la perméabilité. La modification de ces conditions hydrodynamiques va agir directement sur les propriétés hydrostatiques du milieu ;
- Enfin, l'eau va opérer des réactions chimiques modifiant les caractéristiques de résistance au cisaillement (hydrolyse, dissolution, oxydation, hydratation/ déshydratation).

Bien que la présence d'eau implique une combinaison de ces différents effets, la Table 2 récapitule une partie des conséquences d'origine hydraulique sur les versants géologiques.

Table 2 : conséquences des effets de l'eau sur la génération de déstabilisations de versant d'après Terzaghi (1950) et Bombard (1968) (dans Jomard, 2006).

Circonstances	Mode d'action	Matériaux sensibles	Modification de l'état initial	Effets sur l'équilibre des pentes et talus
Pluie et fonte des neiges	Remplacement de l'air dans les vides	Sable humide	Pression de l'eau interstitielle (augmentation)	Coefficient de frottement (diminution)
	Déplacement de l'air dans les diaclases	Roches fissurées Schistes argileux		
	Tension superficielle et gonflement (diminution)	Argiles dures fissurées. Certains schistes argileux	Gonflement	Cohésion (diminution)
	Altération chimique	Toutes roches	Liaisons intergranulaires (diminution)	
gel	Volume (augmentation)	Roches fissurées	Elargissement et création de fissures	
	Formation et fusion de couches de glace	Limon et limon sableux	Teneur en eau de couche supérieure (augmentation)	Coefficient de frottement (diminution)
Sécheresse	Retrait	Argile	Fissuration	Cohésion (diminution)
Vidange rapide d'eau retenue	Filtration vers le pied du talus	Sable fin et limon	Pression interstitielle (augmentation)	Coefficient de frottement (diminution)
Modification rapide du niveau piézométrique	Réarrangement des grains	Sable fins non compacts saturés d'eau	Spontanée pression interstitielle (augmentation)	Boulance (diminution)
Montée d'une nappe au voisinage	Montée du niveau piézométrique	Couche de limon ou sable dans ou sous l'argile	Pression interstitielle (augmentation)	Coefficient de frottement (diminution)
Infiltrations provoquées	Filtration à travers le talus	Limons saturés d'eau		
	Déplacement de l'air des vides	Sables fins humides	Disparition des tensions interstitielles	Cohésion (diminution)
	Dissolution d'un ciment	Lœss	Liaison intergranulaires (diminution)	
	Erosion souterraine	Sables fins et lœss	Creusement sous le versant	Contraintes de cisaillement (augmentation)

2.2. CARACTERISTIQUES DE LA ZONE D'ETUDE

Le secteur étudié dans le cadre de cette thèse est situé dans les Alpes françaises du Sud, plus particulièrement dans les Alpes Maritimes.

2.2.1. CONTEXTE DES ALPES DU SUD

2.2.1.1. Situation géographique

La partie méridionale de la chaîne Alpine, du fait de sa situation géographique et géomorphologique présente un grand nombre d'instabilités gravitaires. En effet, située dans la partie Sud des Alpes françaises, cette zone présente des variations d'altitude importantes (Figures 8, 9) et des conditions climatiques très variables (méditerranéen à montagneux).

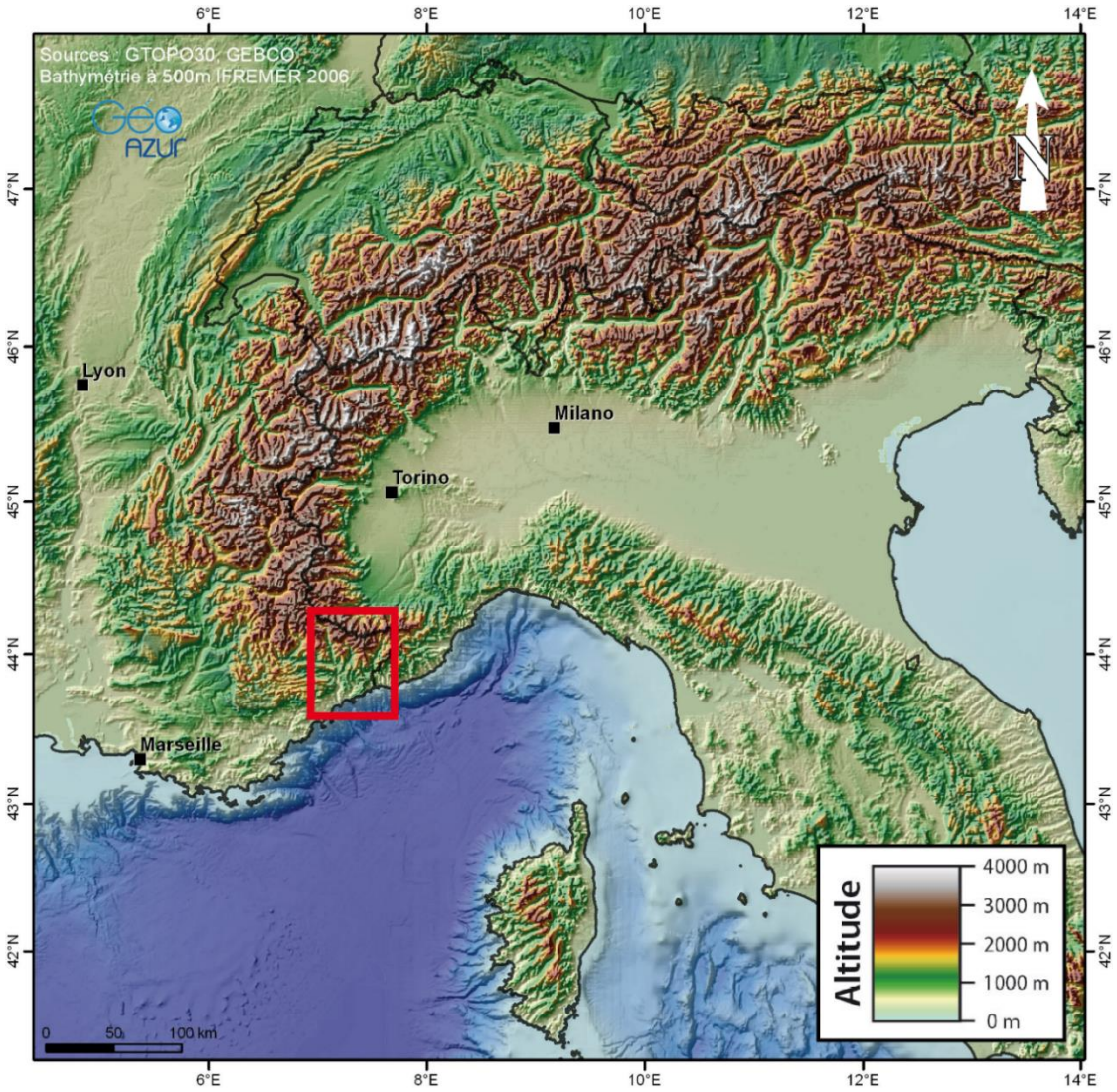


Figure 8 : Carte topographique de l'arc alpin. L'encadré rouge indique la partie étudiée dans le cadre de cette thèse (Figure 9).

Le département des Alpes maritimes se caractérise en trois zones morphologiques du Nord au Sud :

- Une première zone de moyennes montagnes au Nord est incisée de vallées profondes et peut atteindre des altitudes de plus de 3000 mètres. Cette zone correspond aux Alpes niçoises et au massif de l'Argentera-Mercantour ;
- Une zone de transition plus au Sud, correspondant aux arrière-pays niçois et grassois, est caractérisée par des reliefs d'altitude modérée et orientés selon une direction Est-Ouest ;
- Enfin, la zone littorale au Sud, fortement peuplée (Figure 10), caractérisée par une plateforme continentale très réduite et des reliefs sous-marins très abrupts.

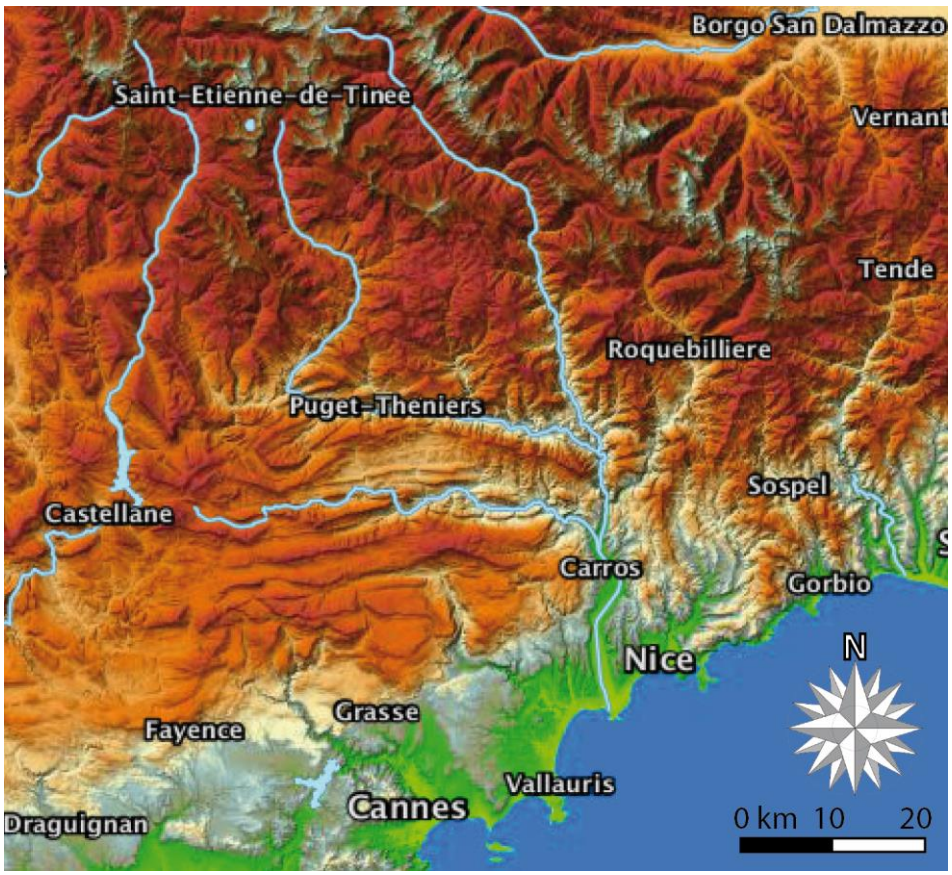


Figure 9 : Carte topographique des Alpes Maritimes.

La définition du risque s'exprime par les enjeux que représente l'aléa. Dans la zone d'étude présentée ici, un des enjeux principaux reste les populations installées (Figure 10). En effet, la densité de population côtière jusqu'aux premiers reliefs alpins rend cette zone très vulnérable. La gestion des risques, et notamment gravitaires, dans cette zone apparaît alors comme fondamentale et une meilleure compréhension des processus en jeu permet ainsi de mieux appréhender ce risque (Hernandez, 2009).

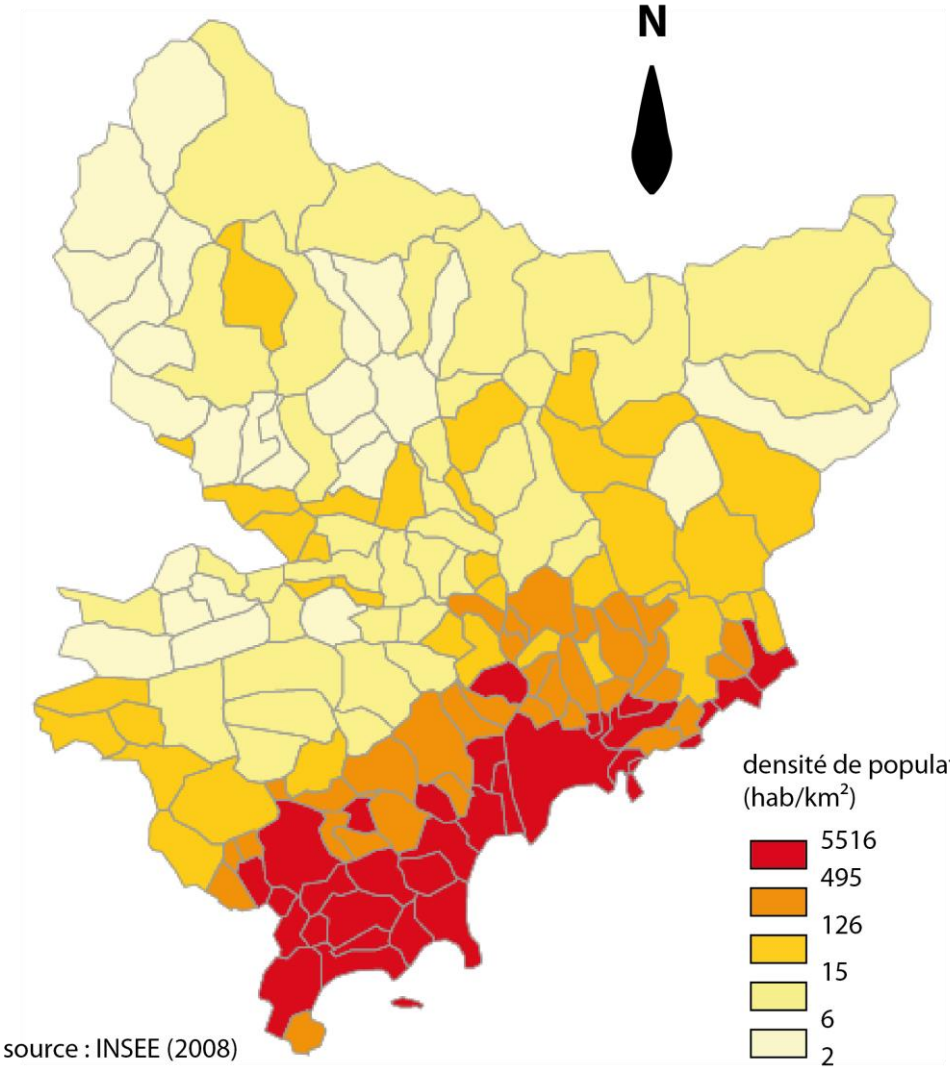


Figure 10 : Carte la répartition de la densité de population par commune des Alpes Maritimes.

2.2.1.2. Contexte géologique

Issue de la collision entre l'Apulie et la plaque Eurasiatique suite à la fermeture de l'océan Téthys-Ligure à partir du Crétacé supérieur, l'arc alpin s'étend sur 1200 km de Nice à Vienne (Autriche) sur 200 à 500 km de large. Le prisme ainsi créé s'exprime par de grands chevauchements de nappes et un écaillage d'unités autour des paléo-zones téthysiennes. On peut diviser cette chaine en trois ensembles structuraux ou trois unités (Figure 11) :

- Les unités européennes, correspondant aux zones dauphinoise et briançonnaise, représentent l'ensemble de la paléo-marge passive amincie où certaines fenêtres laissent affleurer le socle continental (massifs cristallins) ;
- Les unités océaniques, composées d'ophiolites et de sédiments océaniques, correspondent aux zones piémontaises et ligures. C'est dans ces zones que l'on peut trouver les traces de l'existence du paléo-océan téthysien ;
- Les unités apulo-africaines, ou domaine austro-alpin, sont caractérisées par un métamorphisme de haute pression.

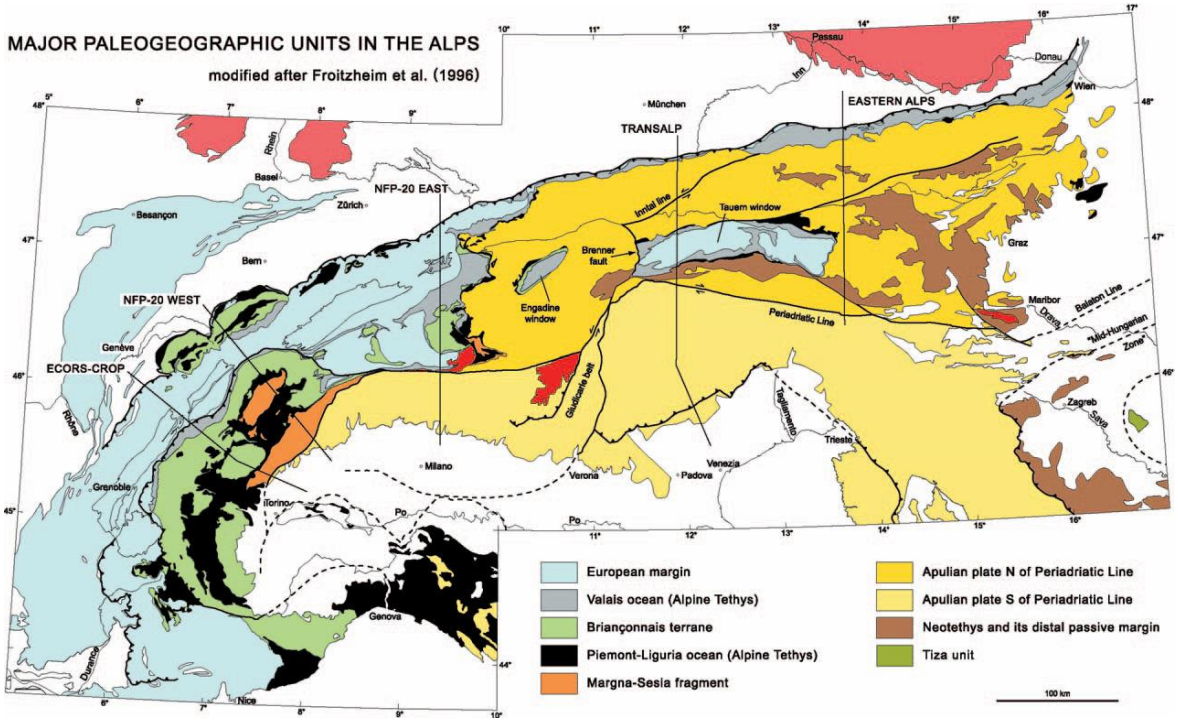


Figure 11 : Carte grandes unités structurales alpines, dans Schmidt et al (2004).

Dans les Alpes occidentales (unités européennes et océaniques), peuvent se distinguer deux ensembles séparés par une discontinuité majeure : le chevauchement pennique frontal (Figures 12, 13, 14).

- A l'Est de ce chevauchement, les zones internes correspondent à des domaines paléo-océaniques et continentaux où l'on observe des terrains intensément déformés et métamorphisés. Ces zones incluent les domaines briançonnais, piémontais-ligure et Sud-alpin.
- A l'Ouest, les zones externes qui regroupent les domaines dauphinois (Alpes franco-italiennes) et helvétiques (Alpes suisses), correspondent à la série mésozoïque de la paléo-marge passive reposant sur un socle métamorphique. Des nappes de flyschs Crétacé sont également présentes dans ces zones.

Certaines fenêtres laissent affleurer le socle dans ces deux ensembles. Ces zones cristallines sont représentées par les massifs cristallins internes (Monte Rosa, Grand Paradis, Dora Maïra) et externes (Mont Pelvoux, Argentera-Mercantour, Belledonne, Mont Blanc) (Figures 12, 13, 14).

L'origine de l'exhumation de ces massifs doit être mise en relation avec le sous-charriage de la croûte européenne sous les unités des zones internes métamorphiques à la fin de l'Eocène et le début de la rotation de l'arc alpin depuis l'Oligocène (Sanchez, 2010). C'est à partir du Miocène et jusqu'au Pliocène que ces massifs sont exhumés (Bogdanoff et al., 2000 ; Bigot-Cormier et al., 2000 ; 2006).

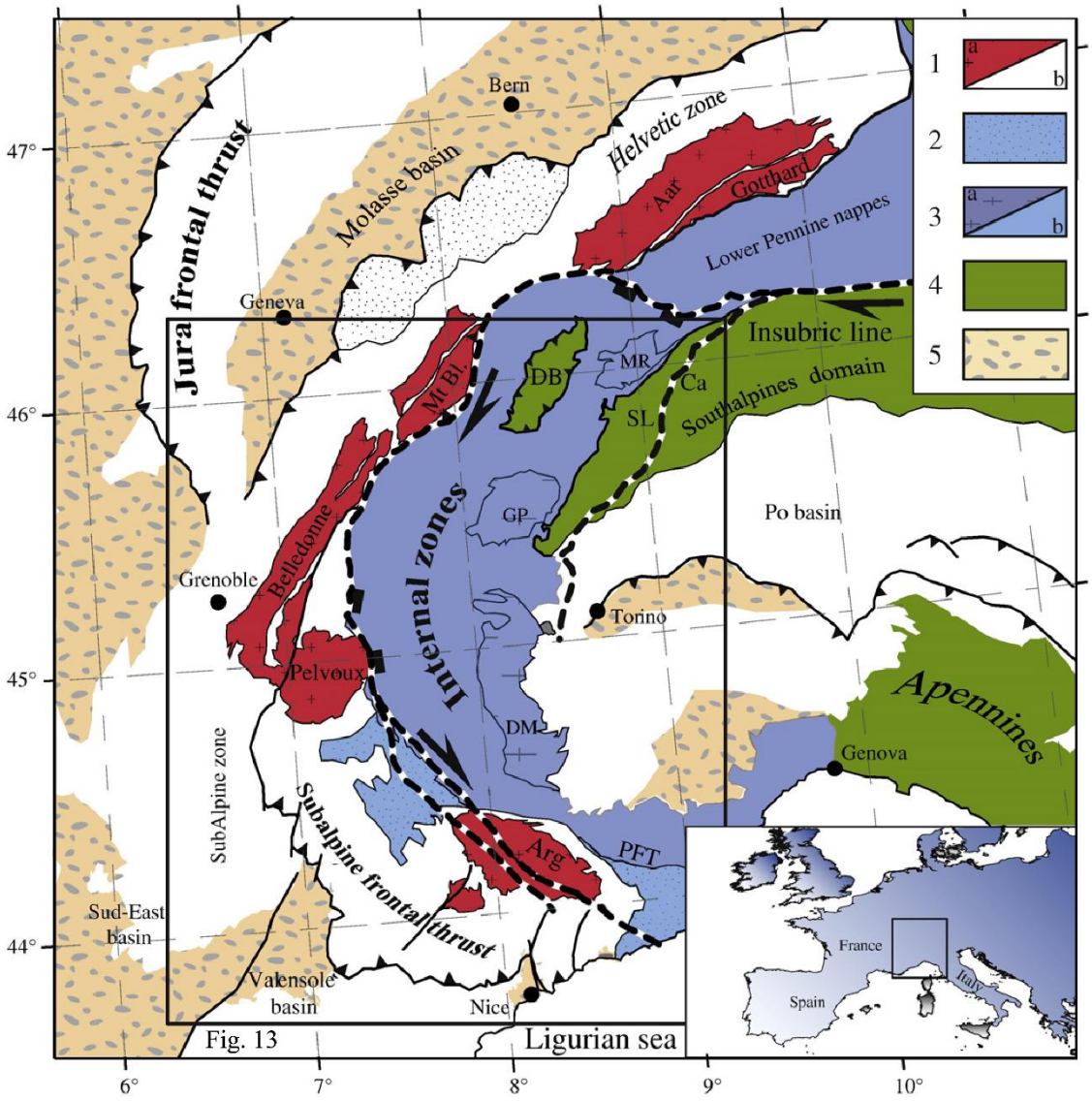


Figure 12 : Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales, dans Sanchez (2010), modifié d'après Bigi et al. (1990) et Polino et al (1990). Légende : (**1**) zone dauphinoise limitée à l'Est par le chevauchement pennique frontal (**PFT** : Pennic Frontal Thrust) avec (**1a**) les massifs cristallins externes (**Arg** : Argentera-Mercantour ; **Mt Bl.** : Mont Blanc) et (**1b**) la couverture sédimentaire Mésozoïque ; (**2**) flysch à Helminthoïdes du Crétacé supérieur ; (**3**) zones briançonnaise et piémontaise métamorphiques contenant les massifs cristallins internes (**DM** : Dora-Maïra ; **GP** : Grand Paradis ; **MR** : Monte Rosa) avec (**3a**) la marge continentale passive européenne et (**3b**) le domaine océanique téthysien ; (**4**) les unités austro-alpines incluant la nappe de la Dent Blanche (**DB**), la zone de Sesia Lanzo (**SL**) et la ligne de Canavese (**Ca**), représentant la marge continentale adriatique ; (**5**) bassins molassiques Oligocène à Quaternaire en périphérie des Alpes. Les lignes pointillées épaisses représentent les principaux systèmes de failles actives.

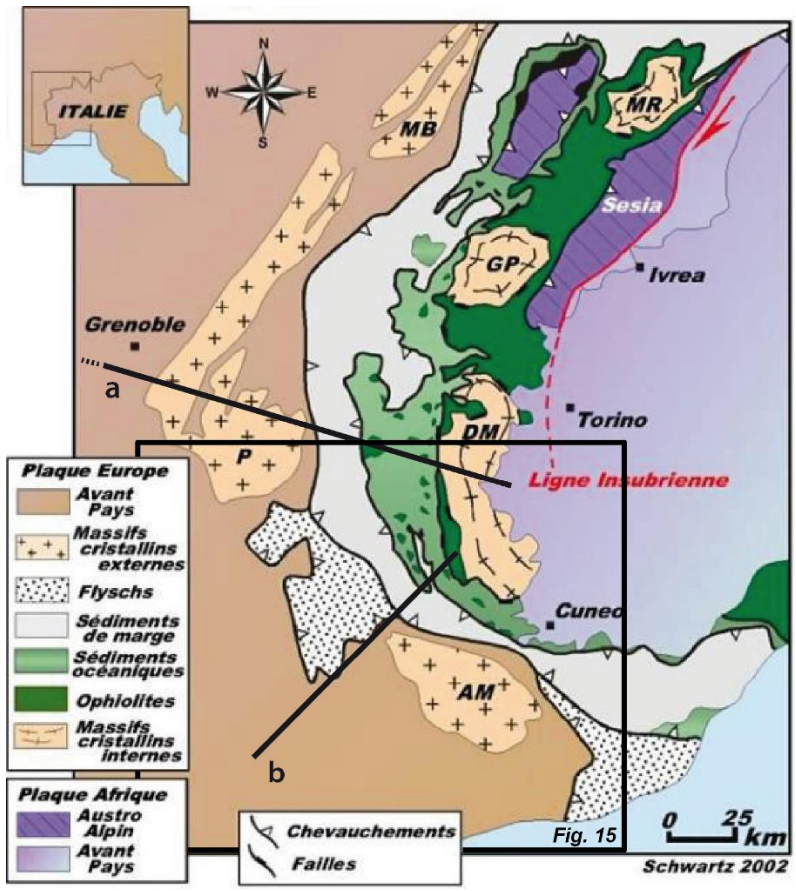


Figure 13 : Carte structurale simplifiée des Alpes occidentales, d'après Schwartz (2002). **AM** : Argentera-Mercantour ; P : Pelvoux ; **MB** : Mont Blanc ; **DM** : Dora Maïra ; **GP** : Grand Paradis : **MR** : Monte Rosa (source : http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/calco- alcalin-alpes2.xml).

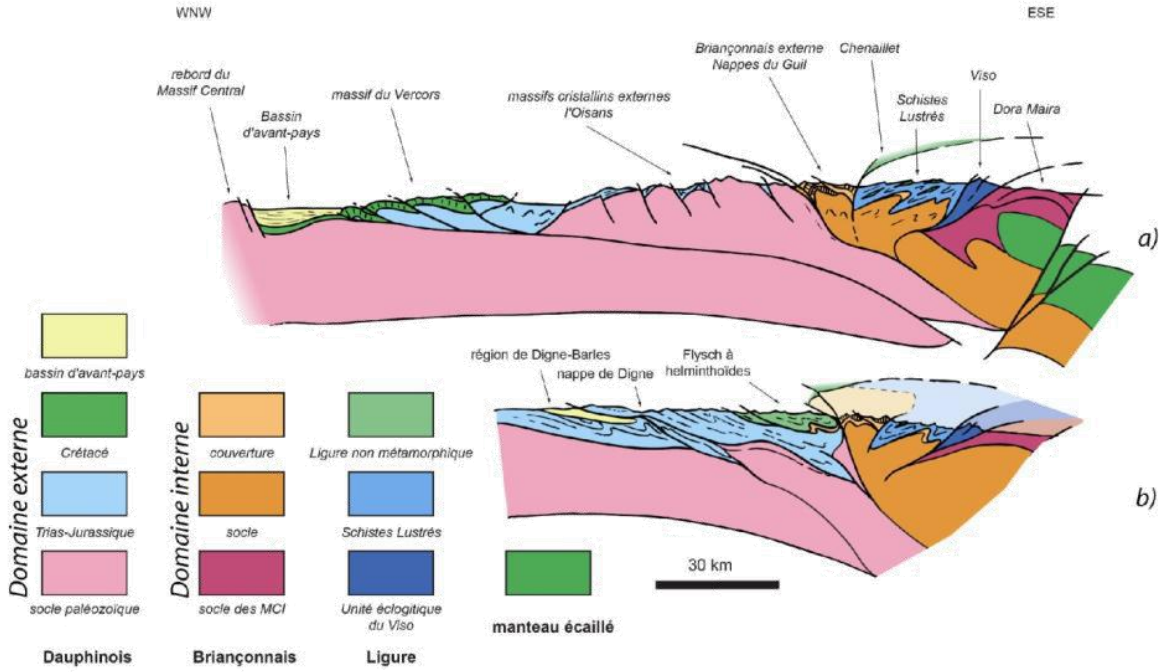


Figure 14 : Coupes simplifiées de la partie occidentale de l'arc alpin, d'après Lallemand (2005). Voir la Figure 13 pour les localisations.

Le département des Alpes Maritimes, zone de cette étude, se situe dans la partie Sud de la partie occidentale de la chaîne alpine. Elle correspond aux zones externes dauphinoises et contient les massifs cristallins du Pelvoux et de l'Argentera-Mercantour, témoins exhumés de la chaîne hercynienne. La couverture sédimentaire autochtone très déformée est constituée d'une part du tégument permo-triassique qui ceinture ces massifs cristallins, et d'autre part par les arcs de Nice et de Castellane formant les chaînes subalpines méridionales (Figure 15).

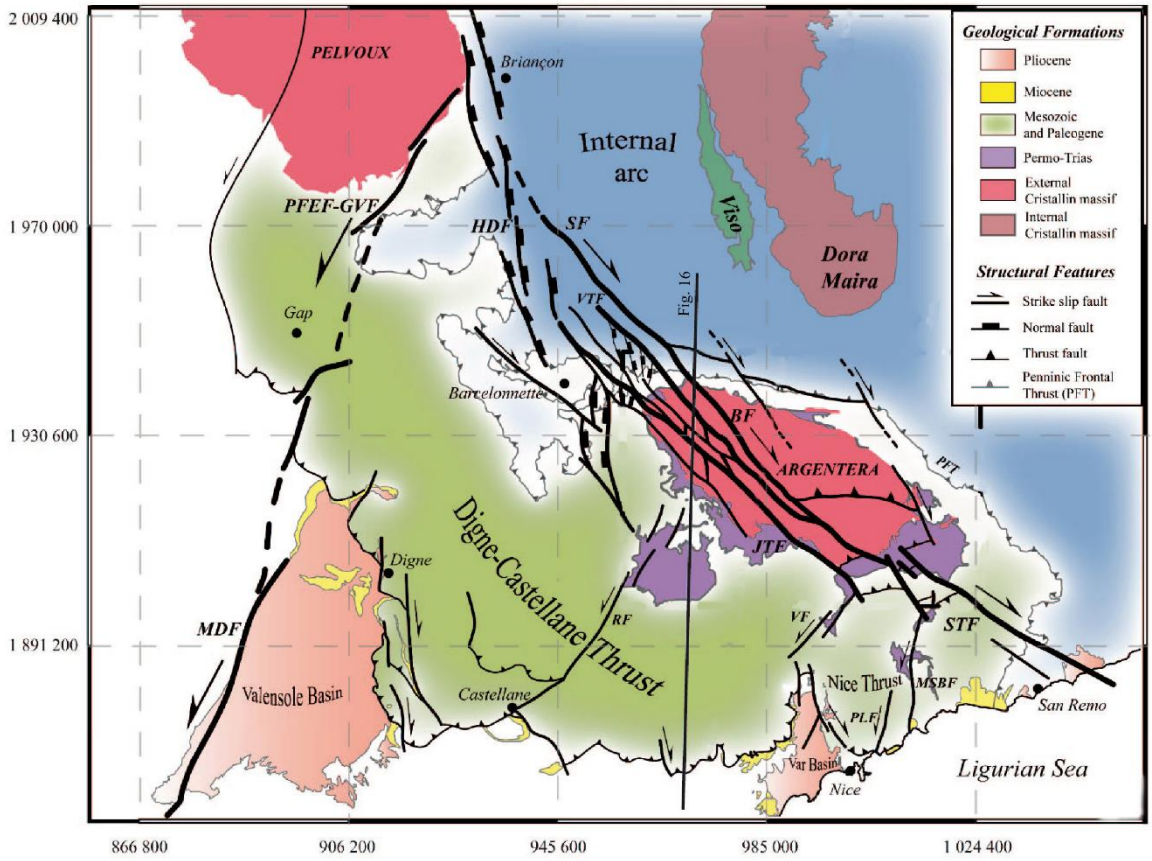


Figure 15 : Carte structurale simplifiée du Sud-Ouest alpin, d'après Sanchez (2010). Dénomination des failles : **GVF-PFEF** : Grand Vallon-Pont du Fossé-Eychauda ; **HDF** : Haute Durance ; **SF** : Serenne ; **VTF** : Valletta ; **BF** : Bersézio ; **JTF** : Jausiers-Tinée ; **RF** : Rouaine ; **VF** : Vésubie ; **STF** : Saorge-Taggia ; **MSBF** : Monaco-Sospel-Breil ; **PLF** : Peille-Laghet ; **PFT** : Chevauchement Pennique Frontal

Ces chaînes, les plus méridionales de l'orogène alpin, sont constituées de séries sédimentaires essentiellement calcaires datant du Mésozoïque et du Cénozoïque sous forme d'écailles tectoniques (Figure 16). Leur mise en place, contemporaine du début de la subduction de la Téthys au Crétacé supérieur est à mettre en relation avec la phase Pyrénéo-Provençale. L'exhumation du massif de l'Argentera-Mercantour au Miocène contrôle ensuite fortement la structuration de ces arcs.

Le décollage de ces chaînes subalpines du tégument est rendu possible grâce au niveau stratigraphique du Trias supérieur ayant joué un rôle clé : le Keuper. Composé de marnes, d'argiles, de dolomies et surtout de gypse, ce niveau "savon" représente la semelle de chevauchement de ces chaînes méridionales.

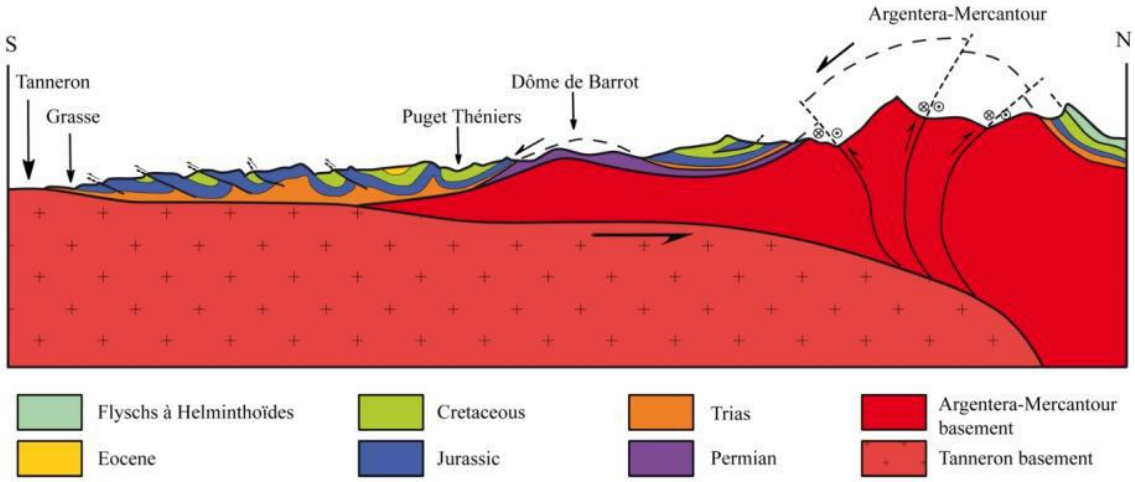


Figure 16 : Coupe Nord-Sud des Alpes occidentales du Sud, d'après Sanchez (2010).

Finalement, Schreiber (2010) propose une chronologie synthétique de l'évolution tectonique et dynamique de la zone Sud-occidentale alpine à partir du Crétacé (Figure 17).

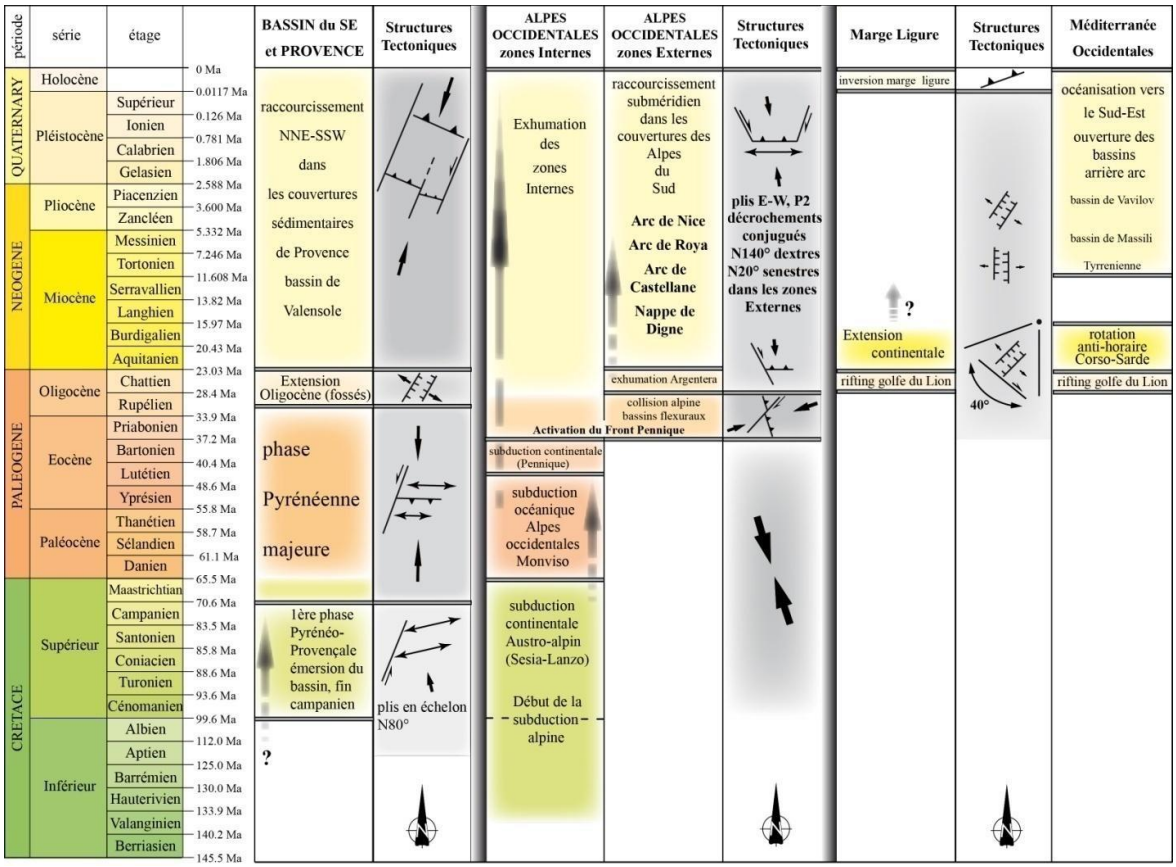


Figure 17 : Synthèse des déformations et grands évènements tectoniques affectant les Alpes occidentales du Sud depuis le Crétacé, d'après Schreiber (2010).

2.2.1.3. Conditions climatique et hydrographique

Le département des Alpes Maritimes, en raison de sa localisation méditerranéenne et de ses grandes variations d'altitude présente des conditions climatiques particulières avec une zonation du Nord (climat montagnard) au Sud (climat méditerranéen). De plus, les barrières naturelles que sont les sommets alpins au Nord et le massif des Maures à l'Ouest protègent des grands vents et en font un des départements les plus constants en termes de températures tout au long de l'année. Afin d'apprécier la diversité climatique des Alpes Maritimes, on peut comparer les variations des paramètres climatiques propres aux zones méditerranéennes côtières et montagneuses, dont Nice et Saint-Etienne-de-Tinée sont respectivement bien représentatives. (Figure 18).

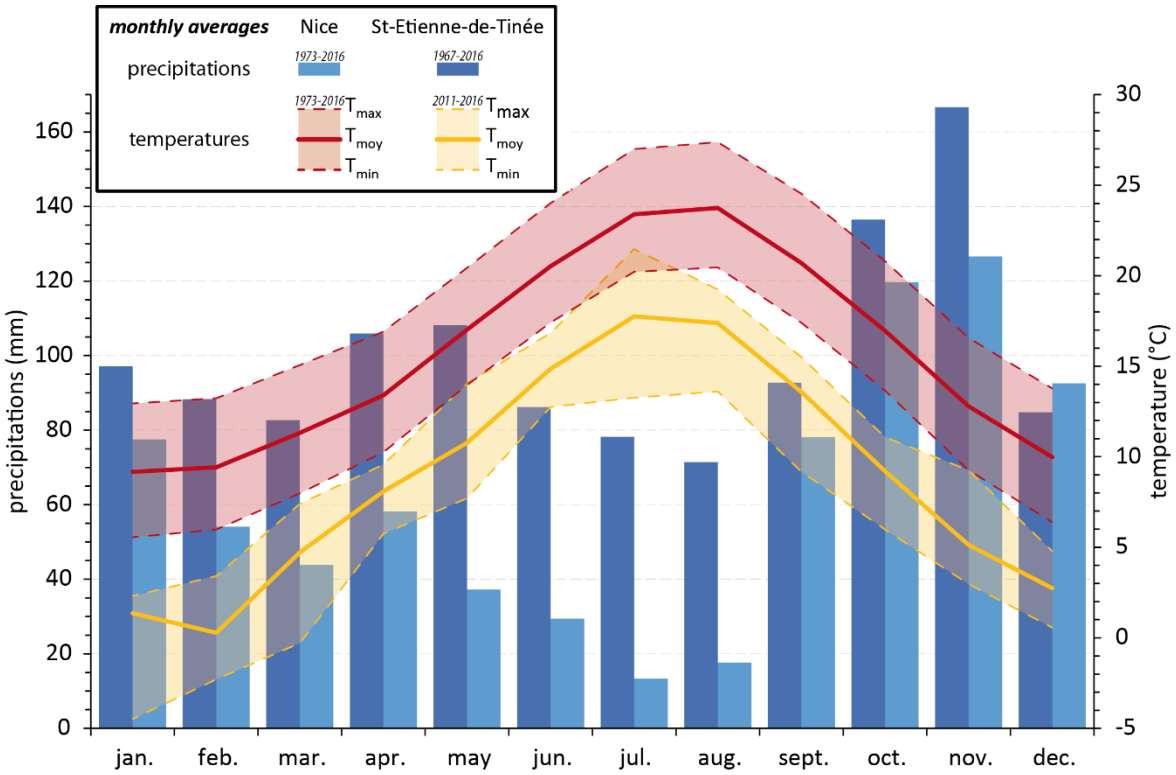


Figure 18 : Comparatif des évolutions des moyennes mensuelles climatiques (précipitations et températures) entre Nice et Saint-Etienne-de-Tinée (source pour Nice : http://www.infoclimat.fr).

La Figure 18 illustre la forte variabilité des températures relativement basses pour les zones montagneuses, alors que le régime des précipitations élevées garde une certaine constance au long de l'année. En revanche, on observe sur la côte méditerranéenne un régime de pluies très contrasté au long de l'année, avec des périodes de faibles précipitations en été, et des pics en automne et au printemps.

La région étudiée est caractérisée par une alternance de sécheresses en été, suivi d'événements pluvieux extrêmes. Cependant, le bilan des précipitations sur une année dans les Alpes Maritimes reste important au vu de ces évènements pluvieux extrêmes pouvant affecter certaines parties de cette zone. Ainsi en automne, certains évènements pluvieux peuvent apporter jusqu'à 500 mm d'eau en moins d'une semaine seulement, comme en octobre 1979 ou novembre 2002 par exemple (Figure 19). Le risque majeur pour la génération de mouvements de grande ampleur, correspond aux évènements extrêmes post-

périodes humides (octobre 2015, novembre 2014, janvier 2014…). En effet la corrélation positive de la dynamique gravitaire et des évènements pluvieux nécessite la prise en compte de l'historicité hydrique du versant.

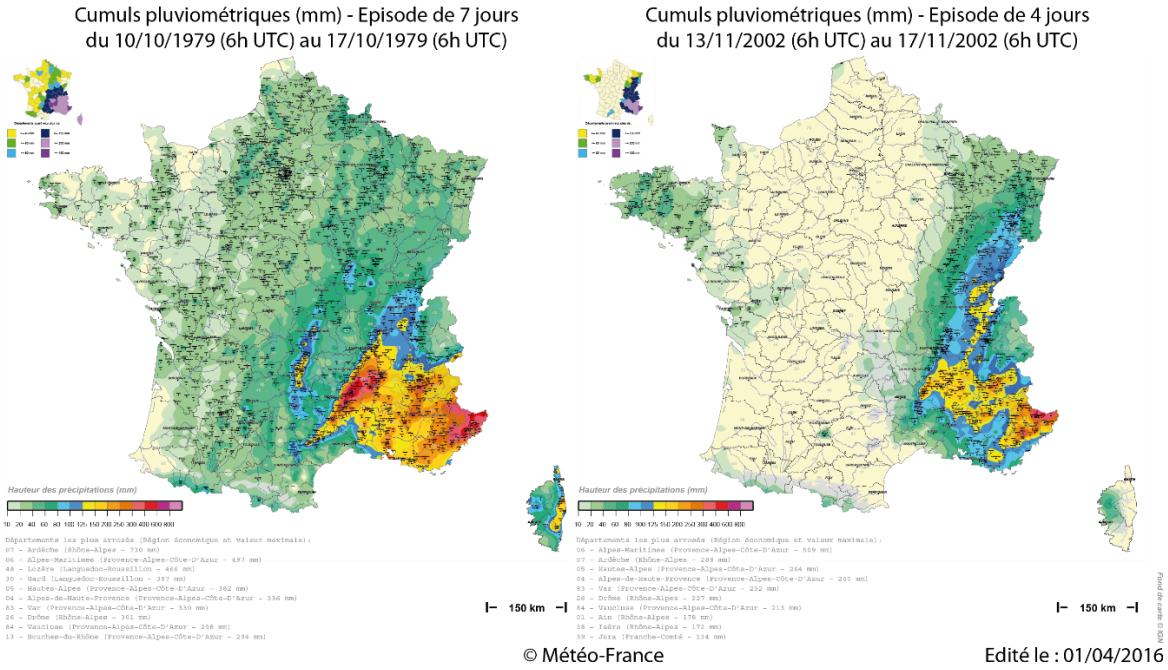


Figure 19 : Cartes pluviométriques de deux évènements extrêmes ayant affecté les Alpes-Maritimes (source : http://pluiesextremes.meteo.fr/france-metropole/Cartes-pluviometriques.html).

En zone de montagne, le comportement du couvert neigeux est en outre non négligeable à partir de 1500 mètres d'altitude. En effet, en plus des cycles de gel/dégel dépendant des saisons et affectant directement le matériel rocheux, c'est à partir de cette altitude qu'un manteau neigeux hivernal continu peut s'établir et dont la saisonnalité dépend de l'altitude. Cette quantité d'eau sous forme neigeuse retenue en montagne en hiver a une influence sur les régimes d'écoulement superficiels et sous-terrain lors de la fonte. C'est en effet dans ces zones que les cours d'eau prennent naissance, et la fonte printanière augmente les débits de rivières de façon conséquente.

De cette manière, le régime des cours d'eau dépend de ces débâcles et présente de fortes variations saisonnières, avec une à deux crues par an (Figure 20). On observe de faibles débits en hiver et en été, conséquence des faibles précipitations et d'une évapotranspiration importante en été, limitant les apports d'eau. En hiver, la rétention hivernale est à l'origine des faibles apports. C'est pendant ces périodes que les aquifères souterrains participent activement à l'écoulement. C'est lors de l'automne (précipitations importantes) et du printemps (fonte des neiges) que les débits sont les plus importants. Les crues printanières sont systématiquement observées, tandis que les crues automnales dépendent du régime particulièrement soutenu des pluies pendant ces mois-ci. Un régime couplé des précipitations, de l'enneigement et des températures régit donc les variations saisonnières et interannuelles des débits des rivières Sud-alpines.

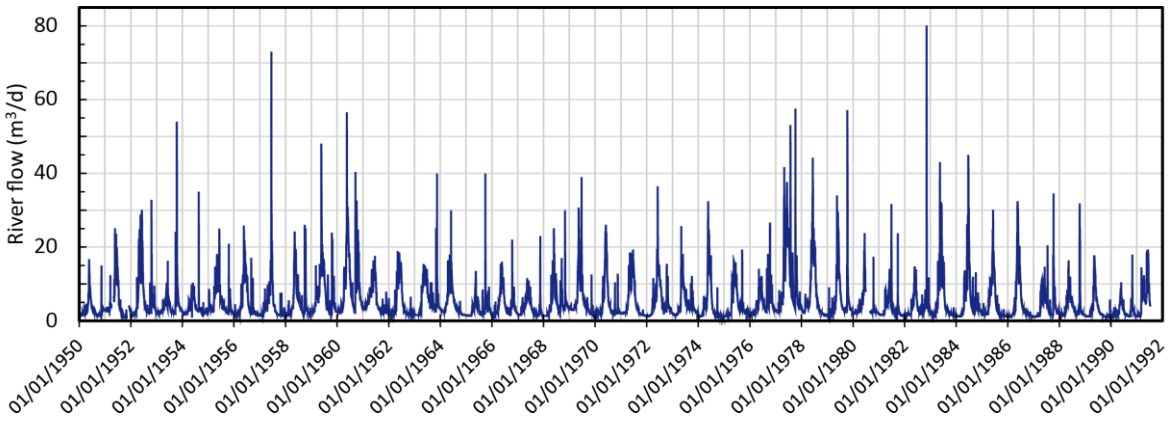


Figure 20 : Variations du débit de la Tinée mesurée par la station EDF du Pont de la Belloire, en aval de Saint-Etienne-de-Tinée de 1950 à 1992 (source : http://www.hydro.eaufrance.fr/).

Finalement, la forte variabilité géomorphologique de la zone d'étude offre une variabilité climatique importante avec des zones climatiques bien différenciées. En revanche, cette région, en raison de ses transitions topographiques abruptes, connaît un nombre d'évènements gravitaires particulièrement important. Ces évènements parfois tragiques et la plupart du temps coûteux du fait de la forte urbanisation de la zone, apparaissent quasi-systématiquement à la suite d'évènements météorologiques conséquents. Mais certaines pentes sont affectées par les instabilités existant depuis de nombreuses années et dont la dynamique est associée à ces pulses climatiques et météorologiques.

On voit alors l'intérêt de vouloir caractériser ces zones sujettes aux instabilités dans le contexte d'évolution climatique futur. C'est dans cette perspective que nous allons tenter de mesurer et d'observer les dynamiques évolutives des versants instables.

2.2.2. LES INSTABILITES ETUDIEES

Un des enjeux de cette recherche est de comprendre et de quantifier les comportements de versants instables ayant déjà atteint la rupture. Comme cela a été indiqué précédemment, il est nécessaire de définir et caractériser un grand nombre de paramètres pour ces versants, présentant des conditions géologiques, structurelles et rupturelles propres et uniques. Ainsi, une démarche systémique doit être adoptée dans l'étude de ces instabilités où un milieu caractérisé par des paramètres intrinsèques va subir des modifications sur son équilibre via des échanges avec le milieu extérieur (Figure 21). La première étape de notre démarche sera de définir les caractéristiques du milieu dans un contexte lié aux conditions extérieures pouvant influencer son état d'équilibre

Afin de comprendre la dynamique de ces systèmes complexes, il est nécessaire de passer par une description précise des variables que les caractérisent. L'accès à des données quantitatives et réelles apparaît comme fondamental. De plus, la notion de dynamisme du système doit être prise en compte et l'observation s'inscrit dans une temporalité où l'instrumentation multi-paramètres en est l'outil clé. C'est le rôle de l'instrumentation observationnelle en continue.

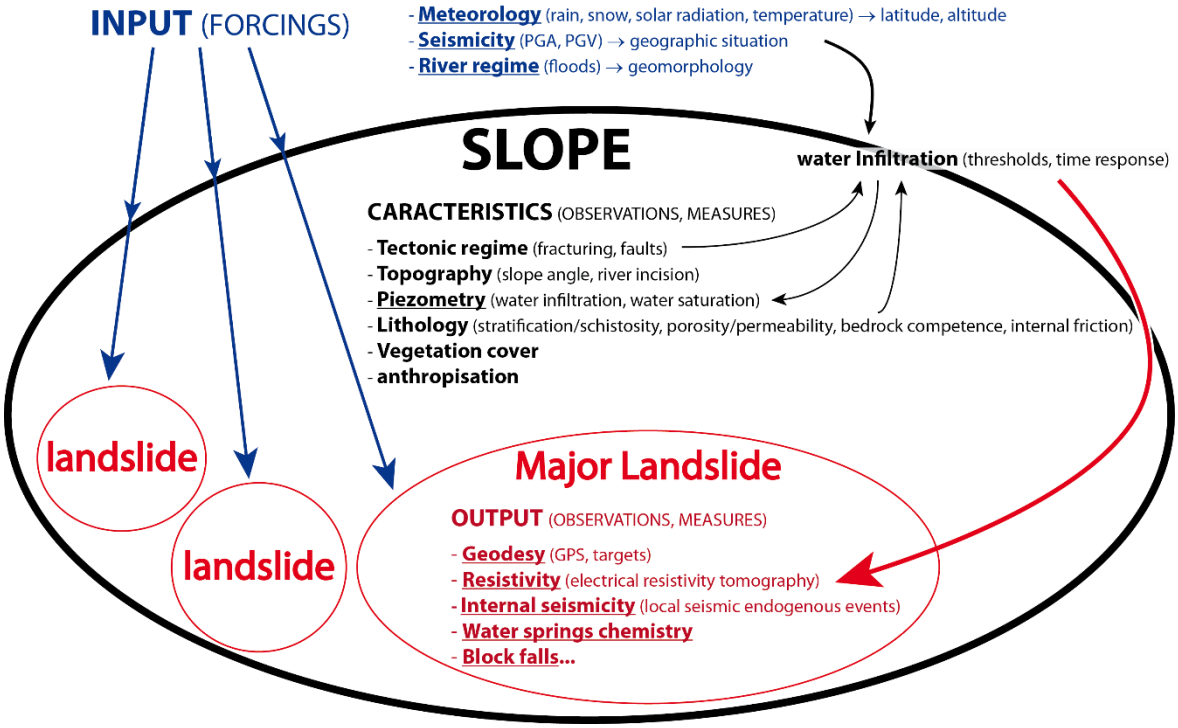


Figure 21 : Schéma d'un système naturel soumis à des influences extérieures. Les éléments soulignés correspondent aux paramètres pouvant être quantifiés grâce à l'instrumentation. Les flèches indiquent qualitativement les différents échanges existant entre les différents compartiments de ce système naturel ouvert et avec le milieu extérieur.

Cependant la mise en place de cette instrumentation doit être adaptée en fonction de l'ampleur du mouvement de versant et de sa dynamique elle-même. En effet, les outils et méthodes d'observation employés, dont la fréquence de mesure peut varier de la seconde à la semaine, doivent être ajustés de manière à capter les dynamiques évolutives de l'instabilité propres à certains forçages.

Dans ce mémoire nous avons travaillé sur deux glissements de terrain instrumentés depuis de nombreuses années. Ces véritables "laboratoires naturels" rendent possible l'observation et l'étude des dynamiques d'évolution des instabilités actives et permettent de tenter de comprendre les forçages responsables de leurs accélérations et de développer des méthodes et techniques d'analyses appliquées à ces milieux à risques.

2.2.2.1. La Clapière (Saint-Etienne-de-Tinée)

Le versant instable de La Clapière, à Saint-Etienne-de-Tinée, au Nord du département (environ 60 km de Nice) se situe en bordure Sud-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour. Nous allons maintenant présenter le contexte menant à la mise en place de ce grand glissement rocheux en partant de l'échelle du massif de l'Argentera jusqu'à l'historique de la déstabilisation locale de pente.

2.2.2.1.1. Héritage structural et géologie de la vallée de la Haute Tinée

Le massif de L'Argentera, le plus méridional des massifs cristallins externes (Figures 12, 13, 15), est composé de deux unités métamorphiques du socle Varisque européen, séparées par une zone de cisaillement mylonitisée d'orientation N120-140 : la zone de Valetta-Mollière (Faure Muret, 1955 ; Julian, 1980 ; Bogdanoff, 1986) (Figure 22).

La partie occidentale de ce massif (à l'Ouest de la zone de cisaillement) se compose principalement de trois séries différenciées de foliation quasi verticale ou d'orientation N130° avec un pendage vers le Nord-Est (d'Est en Ouest) :

- La série de Valetta composée de micaschistes ;
- La série d'Anelle composée de migmatites plagioclasiques à micas et intercalations d'amphiboles, et présentant une importante intrusion de diorite quartzitique massive, la série d'Iglière ;
- La série de Rabuons, composée de gneiss œillés à micas.

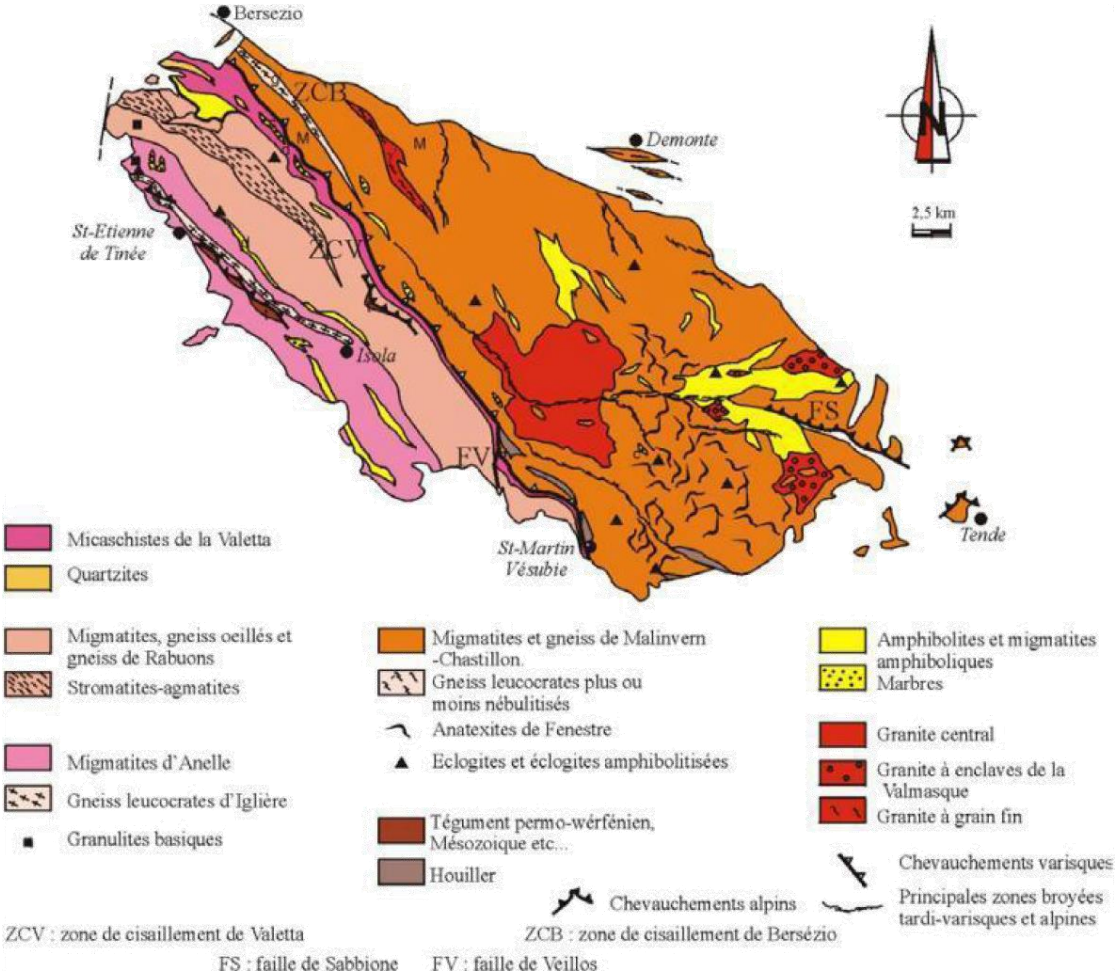


Figure 22 : Carte géologique du massif cristallin de l'Argentera, d'après Bogdanoff (1986) (dans Schreiber, 2010).

Le tégument dauphinois et la couverture méso-cénozoïque surmontent cette partie de socle exhumée à l'Ouest avec un niveau de décollement notable au niveau des formations évaporitiques du Keuper et du Muschelkalk (Fallot, 1949). La Figure 23 détaille la stratigraphie de cette couverture.

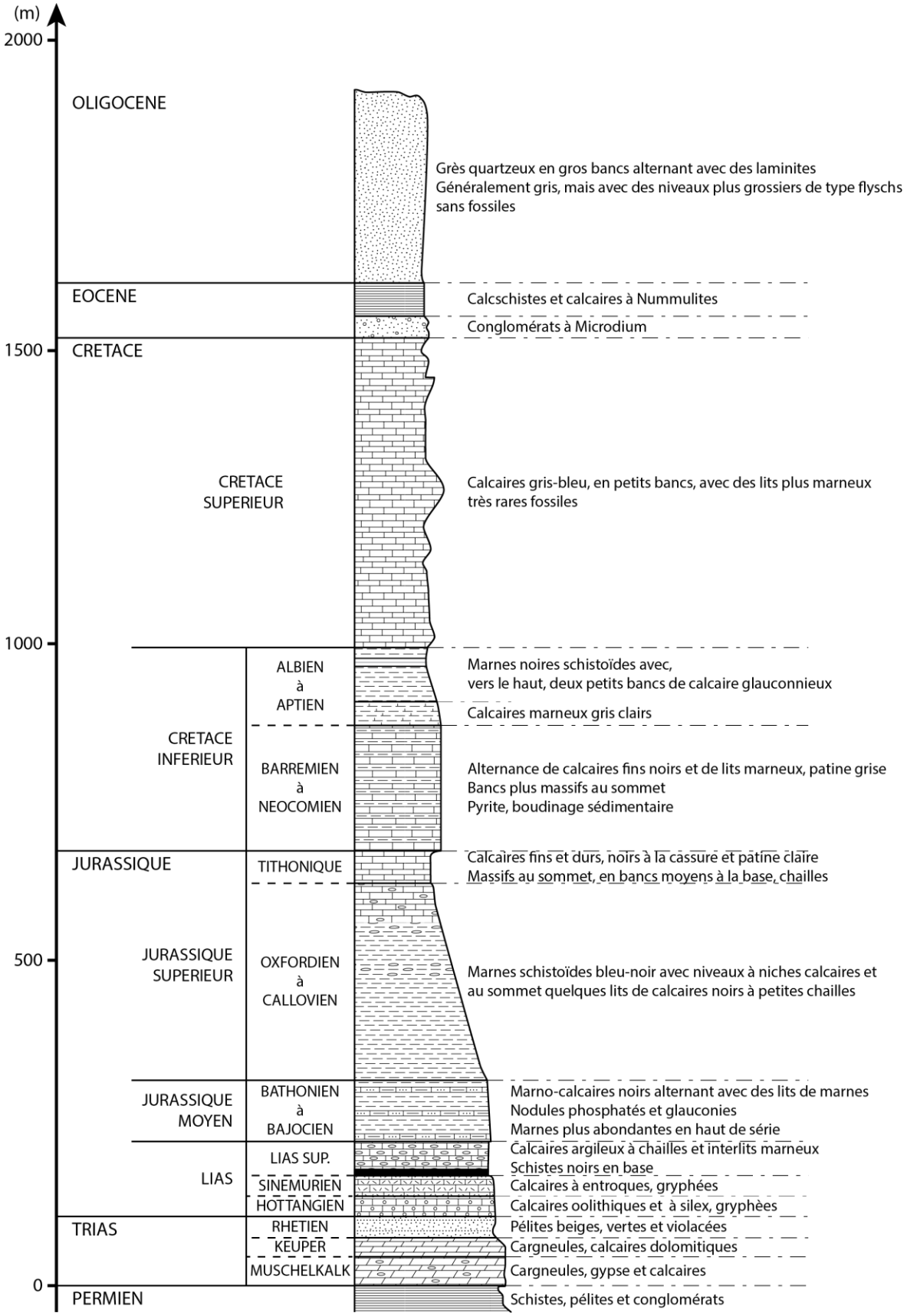


Figure 23 : Log stratigraphique de la couverture sédimentaire Méso-Cénozoïque dauphinoise du massif de l'Argentera, d'après Jomard (2003).

La bordure Ouest du massif correspond à la faille de la Tinée, zone où ont pu s'étendre les langues glaciaires durant les grandes glaciations passées et ainsi creuser la vallée du même nom où coule aujourd'hui cet affluent du Var. C'est au Riss (-250 000 ans) et au Würm (-20 000 ans) que les extensions du glacier sont les plus importantes (Figure 24). Le creusement de la vallée suite aux glaciations successives s'observe nettement en Haute-Tinée où la vallée présente un profil type d'érosion glaciaire en auge. La présence de lacs d'altitude (Vens, Rabuons) est aussi un indice de l'existence de glaciers passés à ces altitudes. Les dépôts fluvio-glaciaires retrouvés dans le lit de la Tinée confirment ces observations. Julian (1980) réalise une étude référence sur les extensions des glaciers dans la région en périodes glaciaires et périglaciaires.

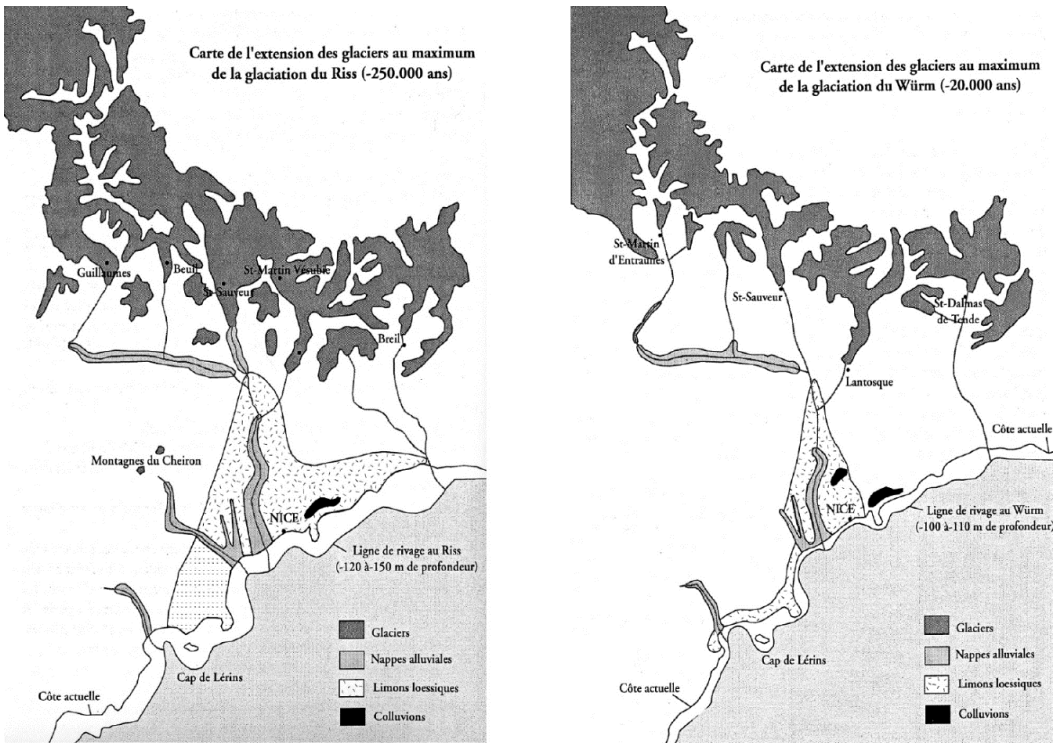


Figure 24 : Cartes des limites de l'extension des glaciers Sud-alpins au Riss (gauche) et au Würm (droite) (dans Jomard, 2006).

C'est en revanche lors du retrait des glaciers que les versants affectés se retrouvent exposés à des changements rapides. Ainsi, plusieurs morphologies d'érosion para-glaciaires sont identifiables (Ballantyne, 2002) :

- Les éboulis tardi et postglaciaires, plus alimentés, relativement stables et souvent recouverts de végétation,
- Les éboulis actifs alimentés par des blocs provenant de sommets supérieurs ou de gélifracts,
- Des ravinements météoriques produisant des cônes de déjection en pied de versant,
- Des torrents remaniant d'importants volumes de dépôts glaciaires formant de grands cônes de déjection,
- Les glaciers rocheux qui occupent les parties supérieures des versants et présentent des morphologies différentes des moraines (volumes importants, sans dépression interne, grande homogénéité, structure de type fluide). Leur mobilité va dépendre de la quantité de glace qu'ils enferment.

2.2.2.1.2. Le versant de la Colle-Longue

Dans ces travaux, Jomard (2006) fait l'étude de déformations gravitaires affectant la bordure Ouest du massif de l'Argentera. Il constate en effet l'existence de nombreux DSGSD sur les terrains métamorphiques des rives de la Tinée (Figure 25).

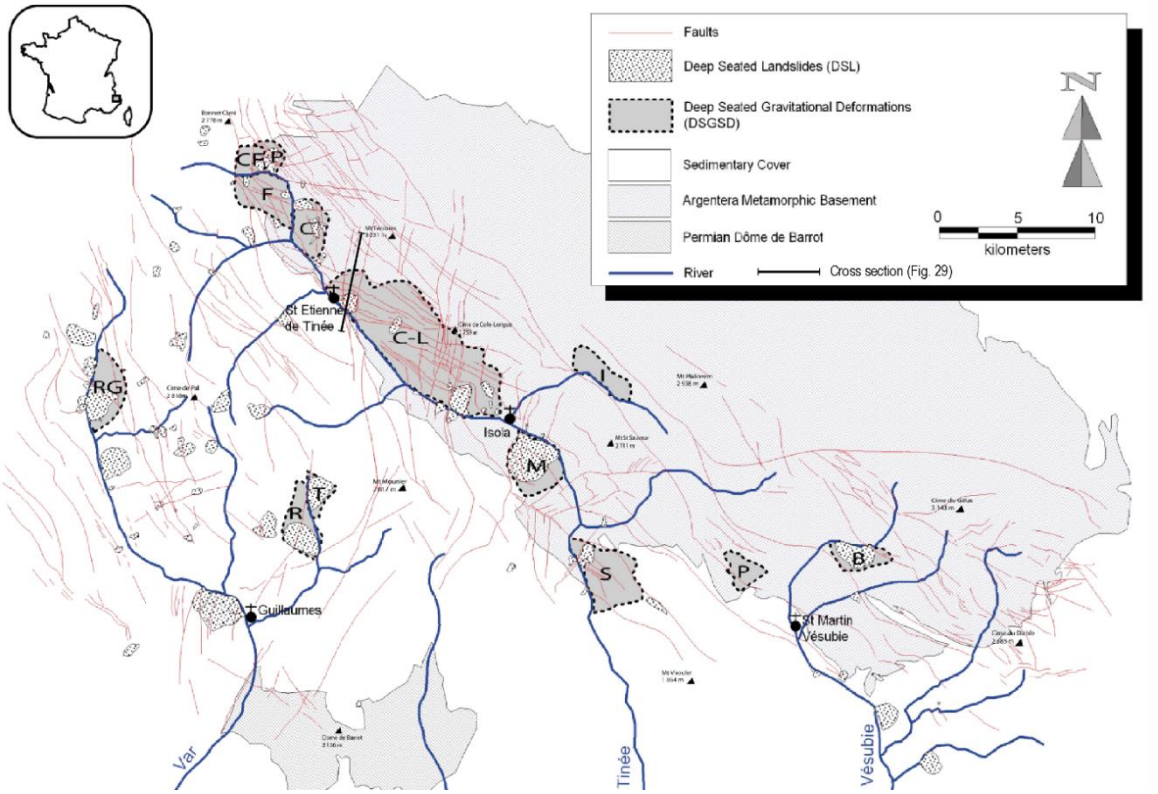


Figure 25 : Carte des principaux DSGSD et DSL et de la fracturation affectant la partie Ouest du massif de l'Argentera, d'après Jomard (2006). Noms des instabilités : **B** : Boreon ; **P** : Petoumier ; **S** : Saint-Sauveur ; **I** : Isola ; **M** : Malbosc ; **CL** : Colle

Le retrait des grands glaciers alpins est invoqué pour expliquer la mise en place de grandes déformations de faibles vitesses (0.1 à 10 mm.an-1, Varnes et al., 2000) affectant des kilomètres de versant : les DSGSD (*Deep-Seated Gravitational Slope Deformation*). Toutefois, l'origine des grandes déformations gravitaires est encore débattue. En effet, les échelles temporelles et spatiales sur lesquelles se développent ces structures, rendent difficile la dissociation entre les facteurs préparatoires et les facteurs déclenchants des DSGSD. Ainsi, les facteurs influents liés aux conditions externes vont se voir opposés à l'influence des déformations profondes. Il est donc possible d'invoquer comme origines :

- L'impact de l'incision topographique des glaciers (Bovis et Evans, 1996) et la décompression des flancs de versants lors de leur retrait (Agliardi et al., 2001 ; Hyppolite et al., 2006; 2009 ; Agliardi et al., 2009 ; Crosta et al., 2013),
- Le rôle de la sismicité active (Jibson et al., 2004 ;Guttierez-Santolalla et al., 2005 ; Hippolyte et al., 2012),
- L'altération progressive du massif (Guttiérrez et al., 2008 ; Guglielmi et Cappa, 2010),
- L'héritage structural et géodynamique local (McCalpin, 1999 ; Bachmann, 2006 ; Jomard, 2006 ; Agliardi et al., 2013).

Dans le paysage, les DSGSD se repèrent par certains traits morphologiques caractéristiques. Tout d'abord, l'absence de plan de rupture net et continu individualisant la masse est compréhensible aux vues de la taille et des volumes impliqués. Nous nous intéressons en effet à des instabilités de plusieurs km^3 affectant des kilomètres de versant. L'échelle de l'extension de ce type de déformation justifie la terminologie "profonde" sur laquelle nous nous attarderons plus loin.

On retrouve cependant quelques morpho-structures de surface typiques de ces déformations de grande ampleur dont la répartition est en revanche souvent variable (Agliardi et al., 2001, 2013 ; Crosta et al., 2013) (Figure 26) :

- Un système de doubles crêtes (*doubled ridges*), expliqué par un effondrement de la crête du massif,
- Des escarpements (*scarps*), témoins de l'effondrement de certaines parties du versant que l'on retrouve à tous les niveaux du versant,
- Des contre-pentes (*counterscarps*), principalement dans les parties supérieures du versant, orientées perpendiculairement à la topographie,
- Des crevasses (*trenches*) souvent remplies de dépôts de pentes, zones de forte activité en majorité dans les parties inférieures du versant, correspondant aux résultats des mouvements extensifs que subit le massif,
- Un bombement (*bulging*) affectant parfois le pied du versant, ainsi que des glissements secondaires au sein de la masse instable.

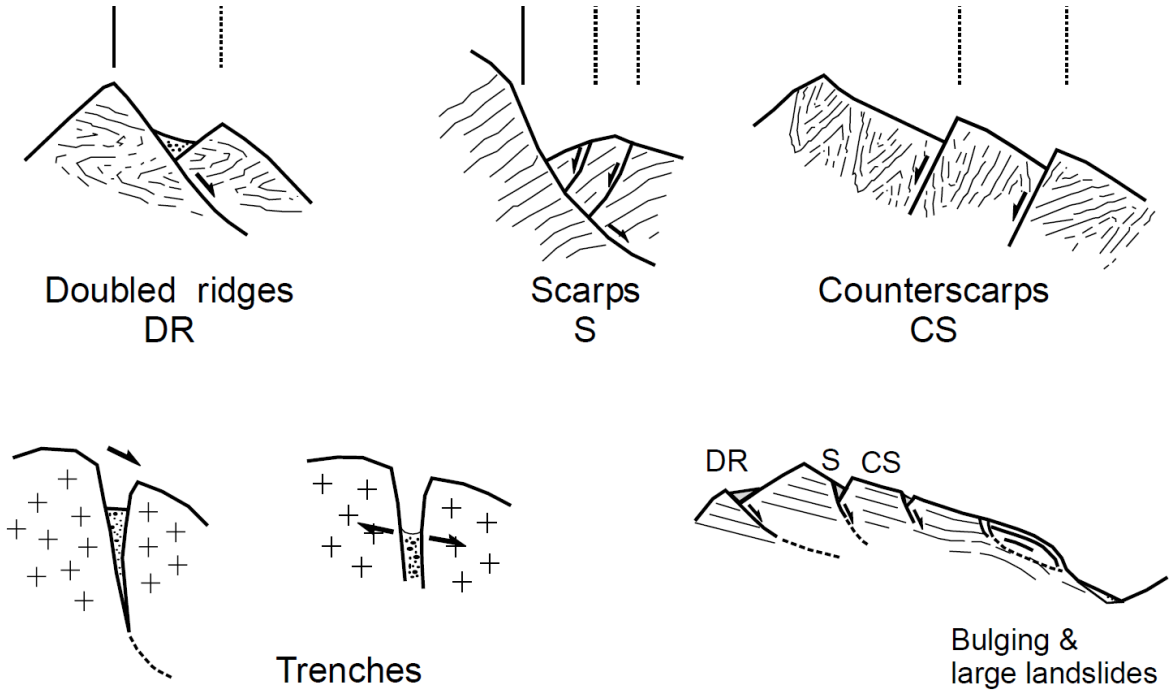


Figure 26 : Morpho-structures typiques des DSGSD, d'après Agliardi et al. (2001).

Plusieurs hypothèses s'affrontent quant à l'explication de l'expression de la rupture de ces déformations en profondeur (Figure 27). La première invoque un déplacement le long de plans de rupture ancrés en profondeur dans le versant pour expliquer la présence des morpho-structures (Beck, 1968, Radbruch-Hall, 1978, Hutchinson, 1988, Varnes et al., 1989, Agliardi et al., 2001, Bachmann et al., 2006). El Bedoui (2009), grâce aux travaux de

modélisation (Zhang et al., 2005 ; Apuani et al., 2007 ; Bachman et al., 2009), fait lui appel au modèle de Feda (1973) et met en avant une déformation progressive de type fluage (*creeping*) s'exprimant par un glissement progressif du versant.

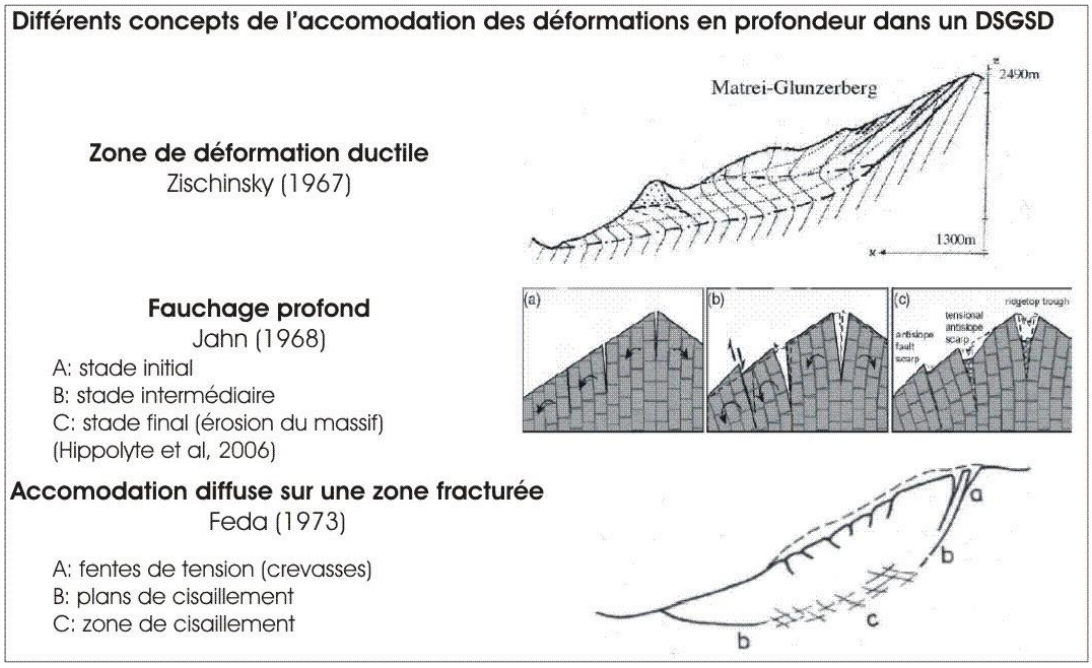


Figure 27 : Illustration de diverses théories sur l'expression de la rupture en profondeur des DSGSD (dans El Bedoui, 2009).

Localement, les versants affectés par ce type de déformation peuvent être le siège de glissements rocheux de plus petite taille, généralement en pied de versant, présentant une activité notable. Ainsi, les DSGSD peuvent apparaître comme des précurseurs de certains glissements actifs (Jomard, 2006). Un grand nombre d'interrogations restent toutefois en suspens à ce sujet (processus et cinématique du phénomène). Cependant, le lien entre DSGSD et DSL (*Deep-Seated Landsile*) a été observé dans de nombreuses zones alpines depuis des décennies (Pánek et Klimeš, 2016) et spécifiquement dans les régions métamorphiques où la dégradation physique de la masse rocheuse est amplifiée (Durgin, 1977).

Le versant de la Colle-Longue, subit un DSGSD sur plusieurs dizaines de km. La déformation (d'Isola à Saint-Etienne-de-Tinée) couvre une surface d'environ 45 km² et présente des morpho-structures de surface repérables sur l'ensemble de son extension (Figure 28). Ces morpho-structures caractéristiques suivent les orientations des structures tectoniques affectant le massif (N110-140°E et N00-30°E). Jomard (2006) constate également que les pieds des versants affectés par les DSGSD les plus imposants présentaient des glissements rocheux de type DSL.

La surface de rupture, difficilement observable directement, peut être matérialisée par l'alignement d'une succession de lacs d'altitudes (Lac de Vens au Lac de Rabuons) illustrant le phénomène d'effondrement de la crête du massif. Les contre-pentes identifiées mesurent quelques mètres et révèlent une foliation d'orientation N120° et de pendage 40°NE. Les crevasses sont, elles, remplies de colluvions et associées aux failles normales plongeant vers la vallée.

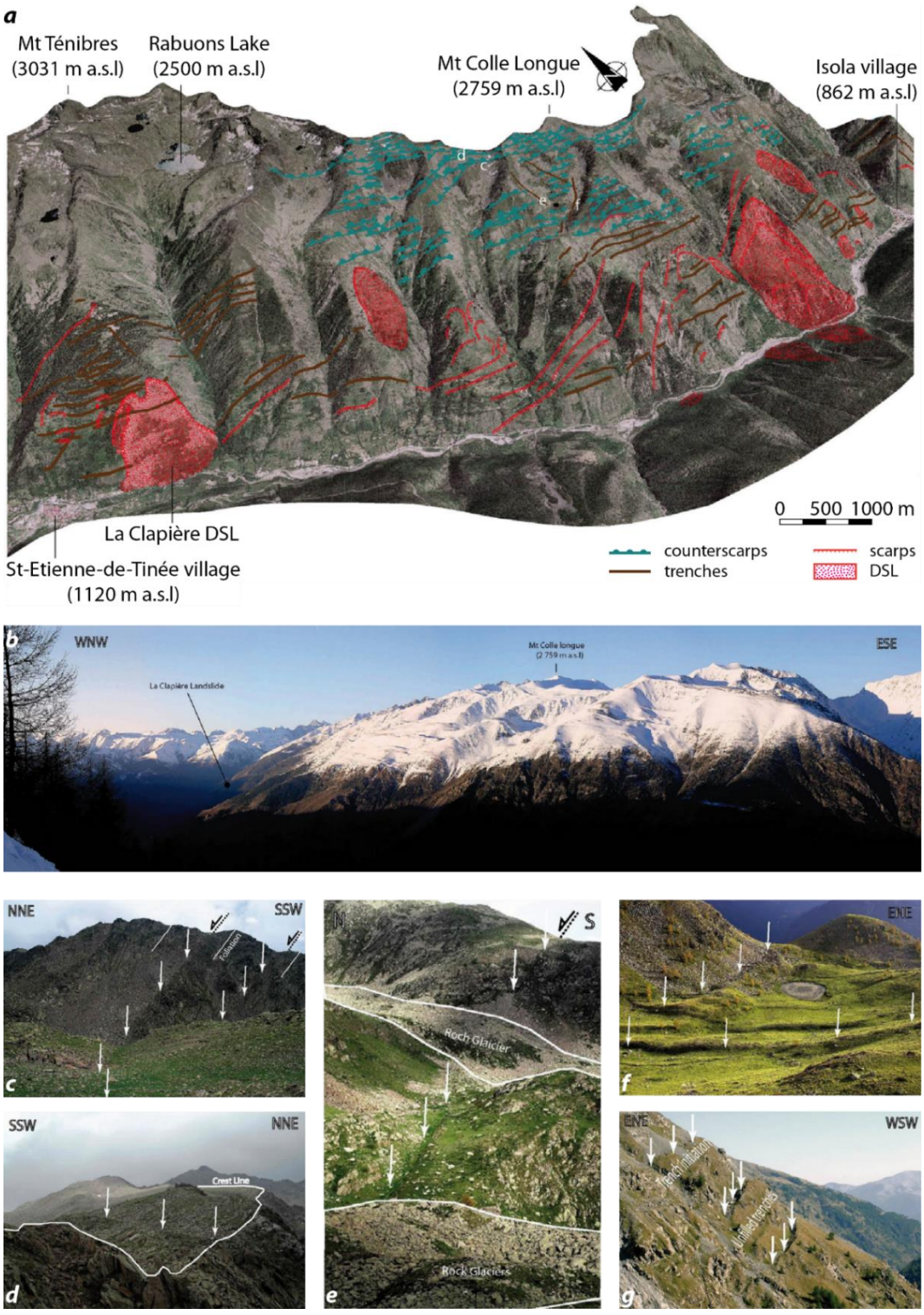


Figure 28 : Le DSGSD de la Colle-Longue (Jomard, 2006). (**a**) représentation 3D avec la cartographie des morpho-structures identifiées ; (**b**) panorama du versant ; (**c**) contre-pentes dans la partie supérieure d'un glacier rocheux ; (**d**) contre-pentes recoupant la ligne de crête ; (**e**) contre-pentes à mi- altitude ; (**f**) contre-pentes dans dépôts glaciaires et crevasses ; (**g**) crevasses évoluant vers l'amont.

On note également la présence de nombreuses vallées tributaires de la Tinée (dont la présence est liée à l'érosion Quaternaire de la vallée), orientées perpendiculairement à celle-ci et dont l'inter-espacement semble relativement régulier (1200-2000 m). De récentes

modélisation 3D ont mis en évidence les effets de l'orientation et l'incision de ces vallées secondaires dans l'initiation de fractures gravitaires (Bois et al., 2014). Les auteurs de ces travaux révèlent notamment que l'espacement latéral de ces vallées augmente la densité des fractures, tandis que le degré d'incision influe sur la localisation de ces fractures. De plus, au-delà d'une valeur seuil de 1500 m d'espacement entre les vallées tributaires, la fracturation apparaît entre ces vallons.

L'espacement entre les vallons du Ténibres et celui du Rabuons, en amont et en aval du village de St-Etienne-de-Tinée respectivement, dépasse les 2 km. En prenant en compte ces différentes informations (présence d'un DSGSD, espacement entre tributaires supérieur à 1500 m), on retrouve logiquement le glissement rocheux de type DSL de La Clapière à cet endroit.

2.2.2.1.3. Historique du glissement rocheux DSL de La Clapière

Ce glissement rocheux connu internationalement est situé en pied de la partie Nord du versant de la Colle-Longue (Figure 28a). Nous avons vu que les orientations tectoniques (N110-140°E, N10-30°E) guidaient l'orientation des formes extensives identifiées sur le versant de la Colle-Longue. Ce sont ces orientations qui caractérisent les failles encadrant le glissement de La Clapière. Morphologiquement, il est ainsi possible d'établir un lien entre les structures extensives identifiées sur le versant (crevasses) et les escarpements de failles. La fracture de La Clapière représente ainsi l'évolution de crevasses jusqu'au stade de DSL (Figure 29).

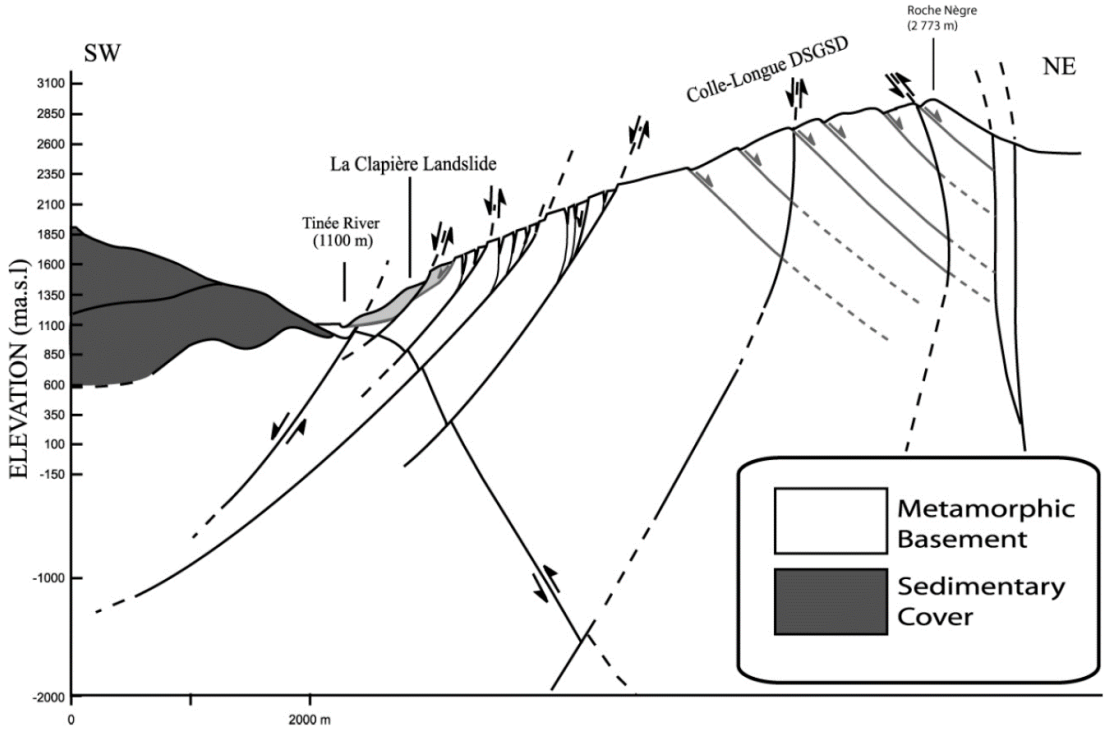


Figure 29 : Coupe schématique du versant instable de la Colle-Longue, d'après Jomard (2006).

Historiquement, le caractère instable de cette zone est connu depuis bien longtemps et a même donné le nom à cette partie de versant (en provençal, *clapasse* : zone d'éboulis).

- Dès le XVIII^{ème} siècle, l'Intendant du comté de Nice, le Compte Gaspard Joanini (1750-1759), révèle dans son rapport d'enquête (1751-1752) que « les routes du territoire de Saint-Etienne-de-Tinée sont sujettes aux avalanches et chutes de pierres à l'occasion de pluies ». Il mentionne également que vers 1711, « une portion du terroir s'est détachée de la montagne et a retenu la Tinée », recouvrant les prés « de sable et de graviers », encore en place à cette époque, selon Joanini.
- C'est à partir des années 1930 en revanche que l'on recense les premiers escarpements en fentes de tension dessinant la limite supérieure du glissement (Figure 30).
- Dans les années 1970, le glissement s'individualise de façon notable avec un décalage vertical de la rupture de pente sommitale de plusieurs mètres, ainsi que des zones d'éboulis affectant les parties latérales du glissement (altitude médiane au pied). Des archives de *Nice Matin*© reportent des chutes de blocs de 50 tonnes sur la route départementale existant alors à cette époque sur la rive gauche de la Tinée, en bas du glissement.
- Les années 1980 ont fait prendre conscience de l'importance et du risque que représentait le glissement rocheux de La Clapière. C'est en effet durant cette période que le glissement connaît une accélération notable aboutissant à la fermeture de la route au pied du versant, puis à son recouvrement par les dépôts de la masse en mouvement vers la Tinée. Les autorités imposent alors une surveillance topographique grâce à l'installation d'un tachéomètre sur le versant opposé mesurant la position de cibles (réflecteurs optiques) installées sur l'ensemble du glissement. Les principes de cette instrumentation seront détaillés plus tard. Cependant, grâce au suivi photographique réalisé depuis les prémices du glissement de terrain, il est possible d'observer un pic de déplacement entre 1986 et 1987 (Figure 30), où une vitesse annuelle moyenne de plus de 15 m.an^{-1} est estimée.

  C'est consécutivement à cette crise historique qu'un tunnel de dérivation des eaux de la Tinée est creusé. Il s'agit d'une galerie dimensionnée pour une crue décennale passant sous le versant en rive droite de la Tinée. L'objectif d'un tel ouvrage est de drainer les eaux d'un potentiel lac de retenue consécutif à un effondrement en masse du glissement de La Clapière.
- Depuis les années 2000, on note un ralentissement de la vitesse du glissement avec des crises ponctuelles d'accélération du mouvement lors d'évènements météorologiques notables (Palis et al., 2016).

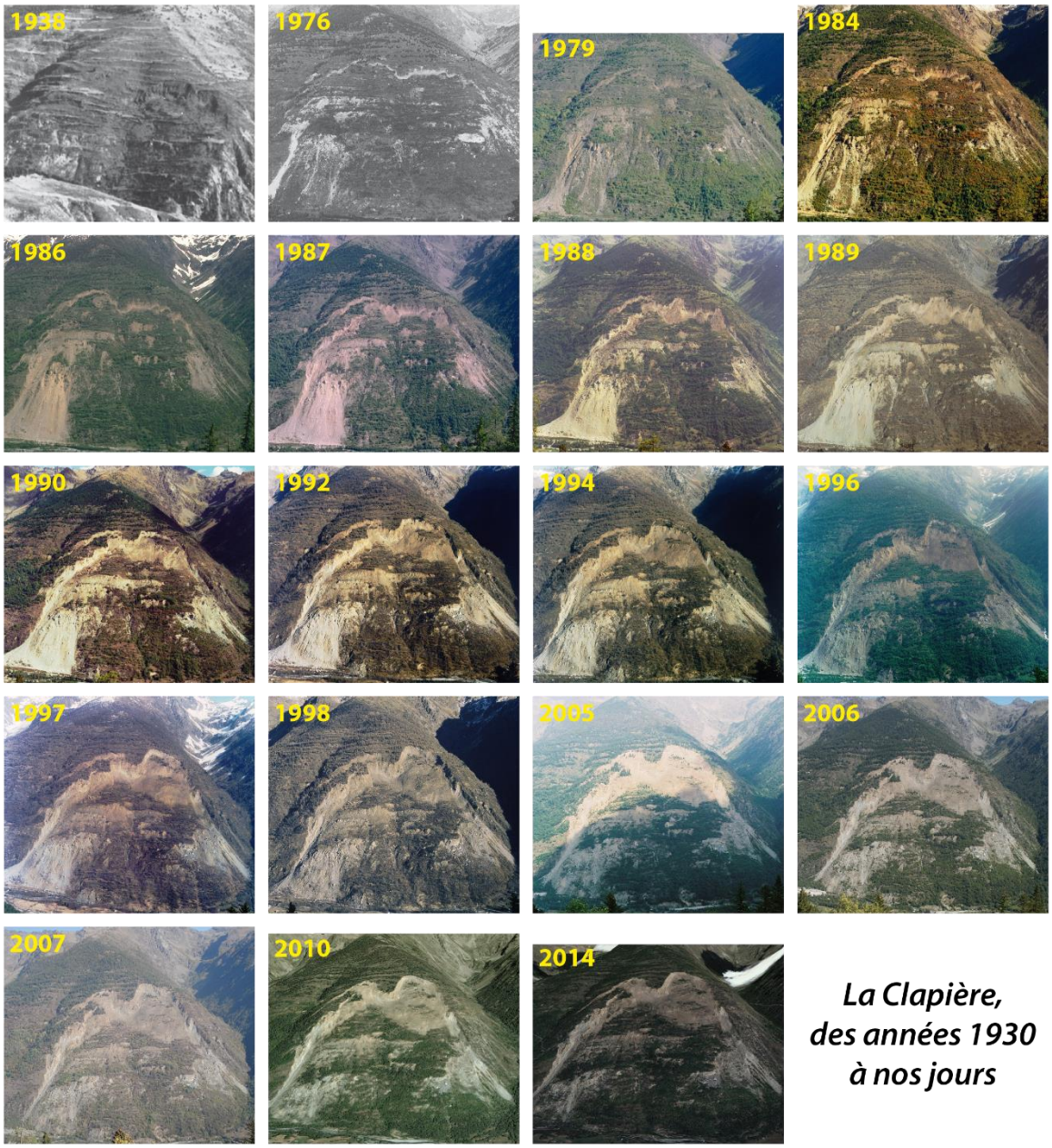


Figure 30 : Suivi photographique de l'évolution du versant de La Clapière de 1938 à 2014 (source : http://gravitaire.oca.eu/spip.php?article89).

On observe aujourd'hui une masse instable d'environ 60 millions de m^3 en faisant l'un des glissements actifs les plus importants d'Europe (Figure 31). De plus, l'histoire de ce glissement rocheux dont on a pu observer l'initiation de la fracture jusqu'à l'évolution actuelle en fait un véritable observatoire naturel.

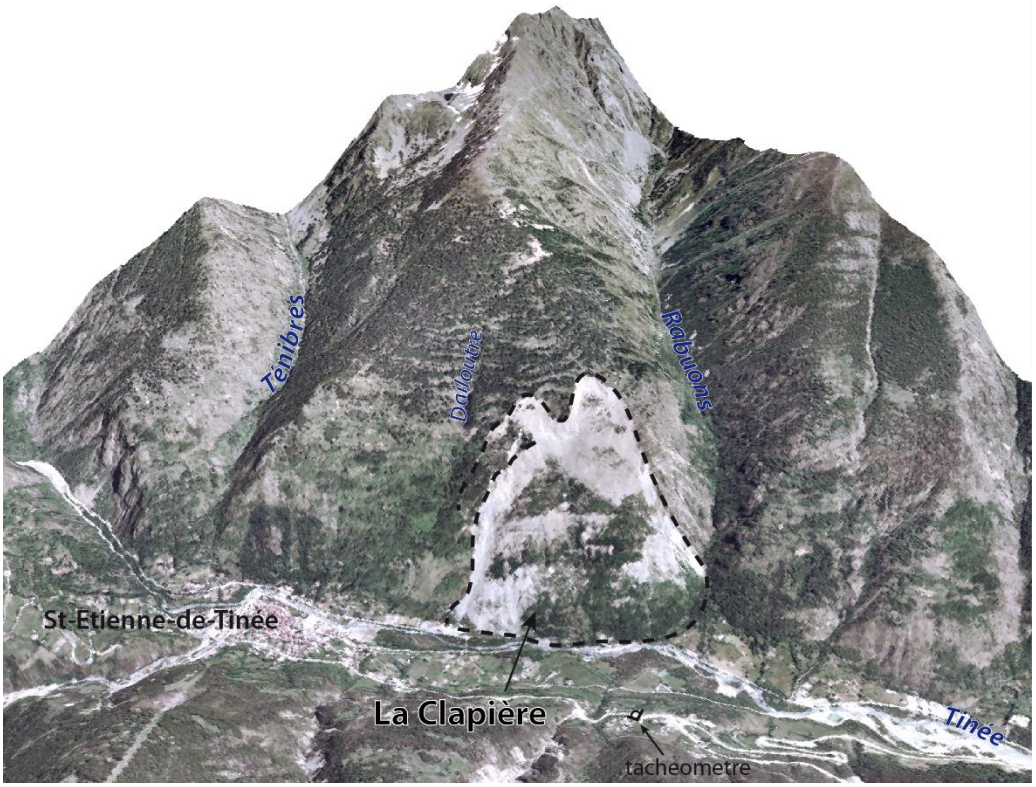


Figure 31 : Vue 3D du versant instable de La Clapière (réalisée par S. El Bedoui).

La carte géologique de cette zone de la vallée de la Tinée (Figure 32), indique les formations identifiées dans la partie occidentale du massif de l'Argentera en versant Nord de la Tinée (séries d'Anelle avec la série d'Iglière intercalée) et la partie supérieure du tégument permo-triasique en versant Sud.

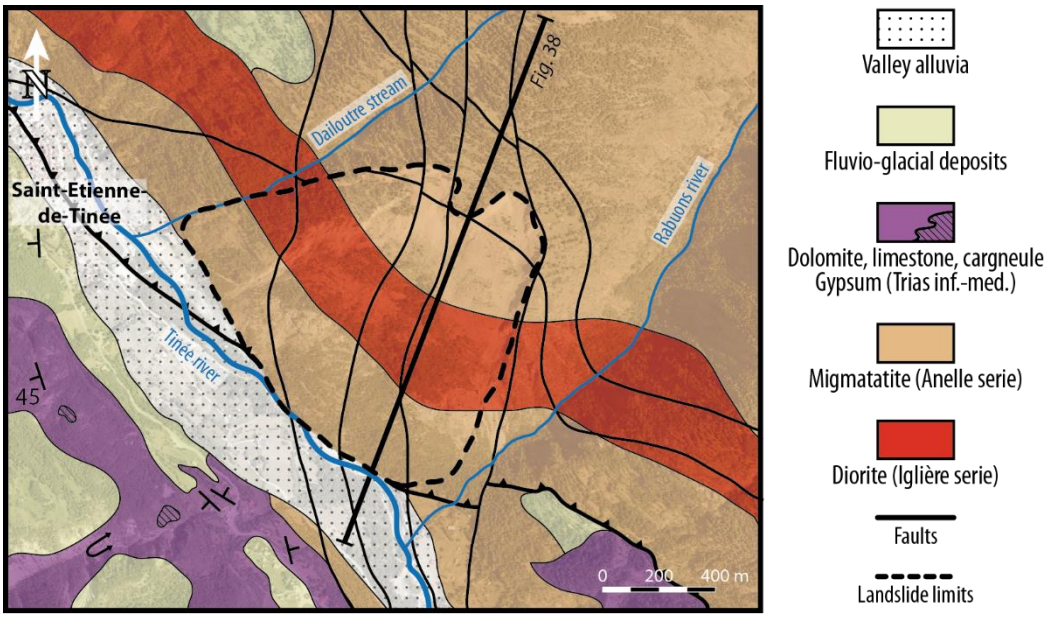


Figure 32 : Carte géologique de la zone de La Clapière.

On constate la présence de niveaux de gypse dans les terrains du Trias (Figure 23) et des affleurements imposants en rive opposée à La Clapière confirment cette présence en bancs massifs. De plus, le jeu chevauchant vers le Nord-Est de la faille de la Tinée suggère la

présence de ces terrains sous la série d'Anelle au Niveau du versant de La Clapière. Il est important de noter la présence de cette formation évaporitique typique du Trias dès lors qu'elle est associée à la génération de nombreuses instabilités. Cependant, aucune étude à ce jour ne met clairement en évidence cette présence sous la surface de rupture.

Depuis la prise de conscience du risque lié à ce grand glissement, de nombreuses études ont vu le jour. Les premières études analysent la cinématique des cibles installées (Follacci, 1987 ; Jules, 1993 ; Didier, 1994 ; Martin, 1995). Ces réflecteurs sont disséminés sur l'ensemble du glissement (Figure 33) et permettent, grâce aux mesures de distances par rapport au tachéomètre (station totale) et de l'évolution de l'angle de visée, de différencier plusieurs compartiments présentant des activités différentes.

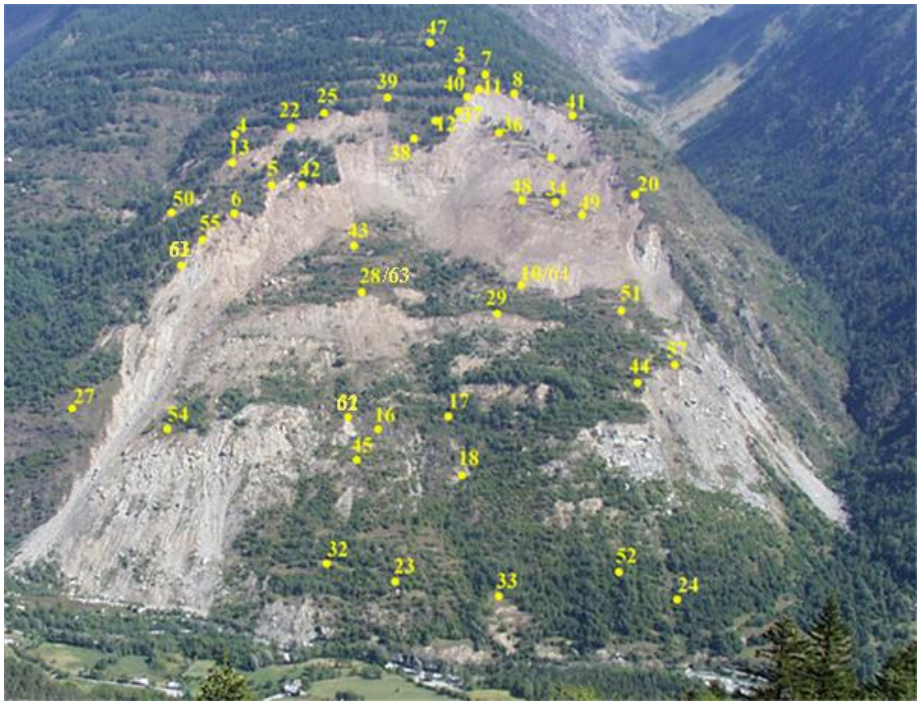


Figure 33 : Plan de répartition des cibles sur le versant de La Clapière en 2001 (source : CEREMA Méditéranée).

Le glissement est découpé en 4 compartiments, ou lobes :

- Un lobe principal s'étendant du pied du glissement au bas de l'escarpement principal, correspond à la partie centrale du glissement. Cette partie comprend une barre de granodiorite plus résistante, la barre d'Iglière (Follacci, 1987) ;
- Le lobe Nord-Est, partie dénudée présentant une activité particulièrement élevée ;
- Le lobe Nord-Ouest, dont la partie supérieure se détache du corps principal, provoquant une extension latérale de la superficie de glissement ;
- Une zone amont comportant un promontoire qui sépare les deux précédents lobes (Figure 34, encadré).

Ainsi, l'accélération observée lors de l'année 1987 est confirmée par l'évolution de la position des cibles (Figure 34), pour atteindre des valeurs de plusieurs centimètres par jours pendant plusieurs mois. On observe des variations saisonnières sur les courbes de vitesses journalières moyennées pour les différents compartiments du glissement. Comme supposé par Ciron (1989), un lien apparaît alors avec les variations du débit de la Tinée enregistrant les débâcles de fontes des glaciers au printemps (Helmstetter et al., 2004).

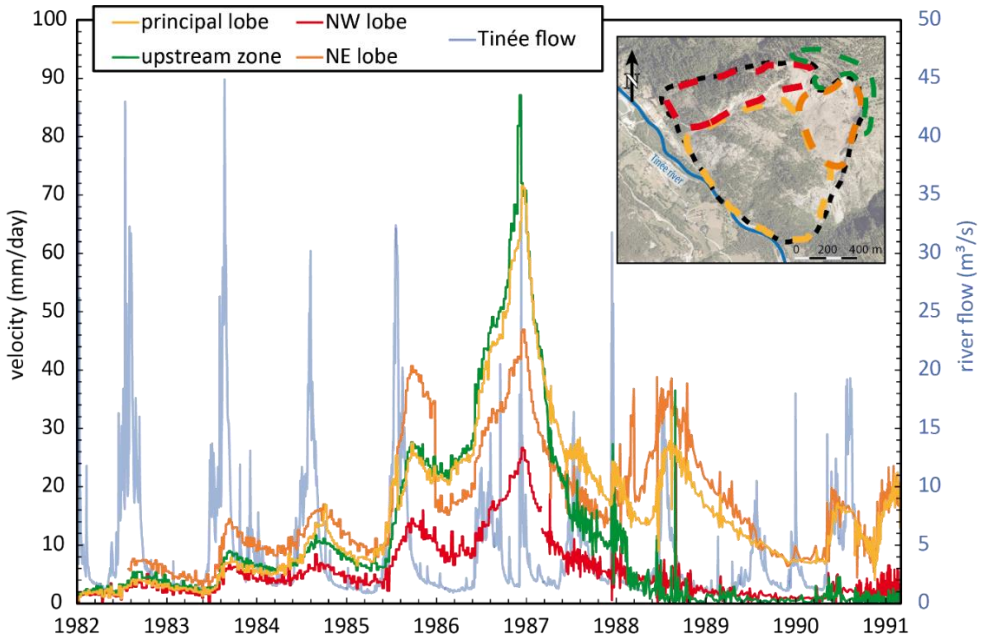


Figure 34 : Evolution de la vitesse des différents compartiments du glissement de La Calpière mesurée par les cibles du CEREMA Méditerranée. **Encadré** : découpage du glissement en 4 lobes principaux.

Depuis l'apparition des méthodes de corrélation d'image, il a été possible d'observer des chroniques de déplacements pour le glissement de La Clapière en comparant les déplacements de pixels d'images aériennes (Casson et al., 2003 ; Delacourt et al., 2007 ; Booth et al., 2013) et grâce à l'interférométrie radar satellitaire (Schlögel et al., 2016). Ces études ont permis de quantifier les vitesses de déplacement des différents compartiments de plusieurs dizaines de mètres par an (Figure 35).

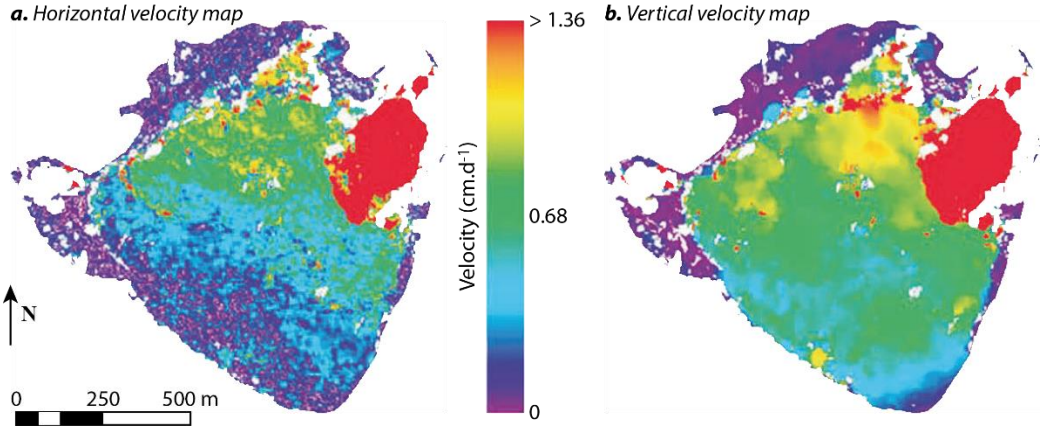


Figure 35 : Cartes des vitesses de déplacement calculées grâce à la corrélation d'images aériennes de 1995 à 1999 sur le glissement de La Clapière, d'après Delacourt et al. (2007).

Finalement, l'observation du versant instable de La Clapière a permis de fournir des séries temporelles de déplacements sur de nombreuses années en couplant différentes méthodes de mesures de mouvements de surface (Figure 36). Aujourd'hui, cette observation est toujours réalisée par la station totale mesurant le déplacement des cibles sur le glissement mais est aussi accompagnée de 3 GPS permanents qui mesurent en continu la position de ces points.

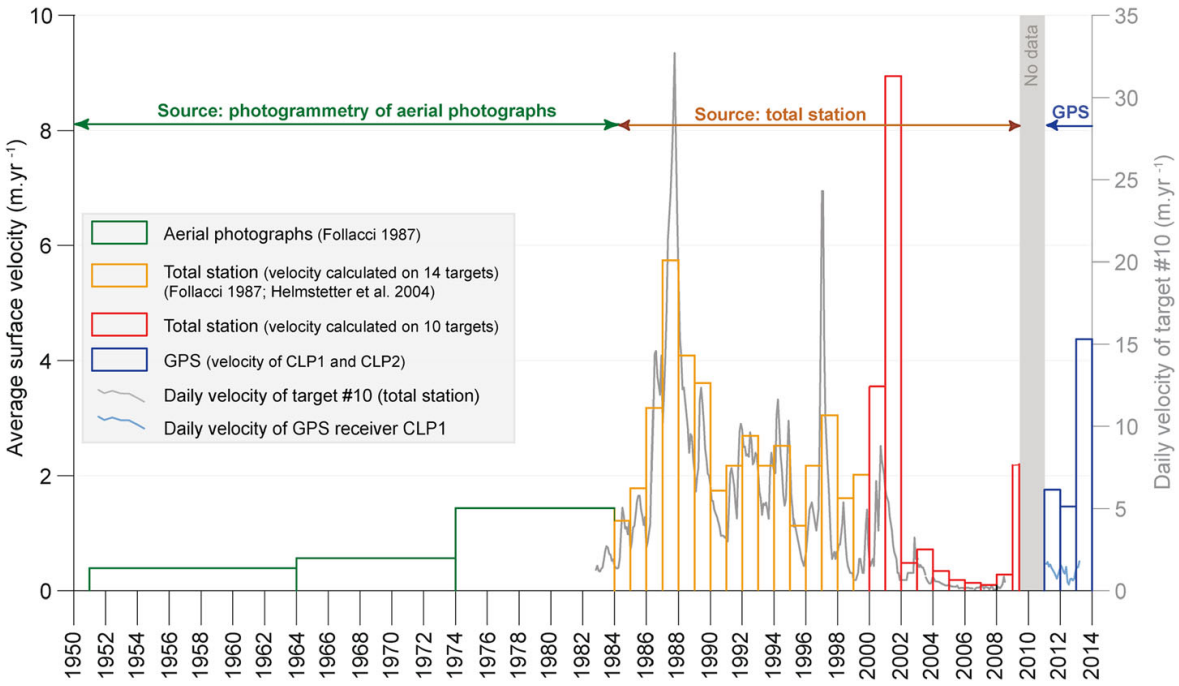


Figure 36 : Evolution de la vitesse de déplacement moyenne du glissement de 1950 à 2013 par différentes méthodes : photographies aériennes (1951-1984), mesures tachéométriques par station totale (1984-2009) et GPS permanent (2011-2013), d'après Shlögel et al. (2016).

De l'origine de ces crises ayant mené à l'accélération du mouvement (années 1930, années 1970, 1986-1987), la rupture de la barre d'Iglière, plus massive que la série d'Anelle, est mise en cause. En effet, on lui attribue un rôle d'armature mécaniquement résistante au mouvement du glissement (Follacci, 1987). L'influence de cette anisotropie ainsi que du caractère altéré du massif soumis à la gravité pour expliquer la mise en place de la fracture a été argumentée par des simulations numériques (Tric et al., 2010). La fracture profonde créée met alors en place de nouvelles conditions d'infiltration et agit sur le régime hydrogéologique du versant (Figure 37).

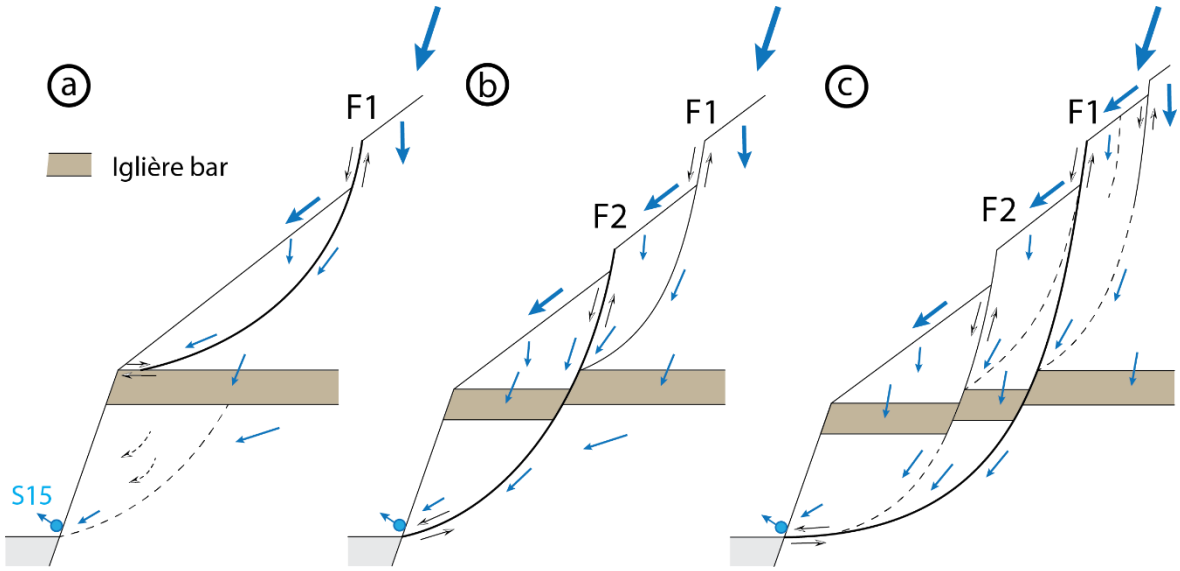


Figure 37 : Scenario schématique du processus probable impliqué dans les crises d'accélération du glissement de La Clapière (adapté d'Helmtetter et al., 2004) et les trajets préférentiels des eaux météoriques infiltrées (flèches bleues). (**a**) Avant la crise ; (**b**) Pendant l'accélération ; (**c**) Après la crise.

De plus la foliation métamorphique, contrairement à l'orientation régionale N130° et de pendage 60° (ou plus) vers le Nord-Est, présente au niveau du massif une ondulation approchant son pendage de l'horizontale ou légèrement plongeant (< 20°) vers le Nord-Est ou le Sud-Ouest (Gunzburger et Laumonier, 2002 ; Cappa et al., 2004) (Figure 38).

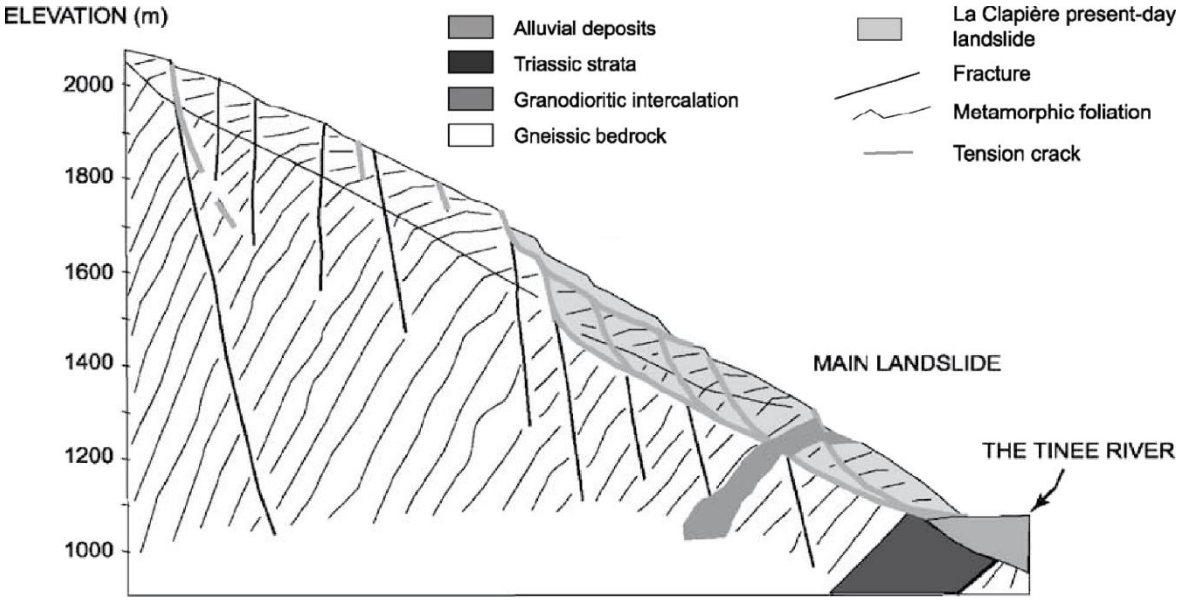


Figure 38 : Coupe géologique du glissement de La Clapière, d'après Cappa et al. (2004) (voir la Figure 32 pour la localisation).

L'analyse des structures extensives observées à la surface du glissement a révélé un lien fort avec les structures en profondeur : Jomard (2006), localise une crevasse sur une faille normale à pendage vers l'aval du versant (Figure 39). Cette affirmation a été rendue possible grâce à des marqueurs de déplacement à l'intérieur du remplissage de colluvions postglaciaires, dépôts antérieurs aux fractures gravitaires actuelles associées à l'activité du glissement. Ces crevasses s'étendant sur l'ensemble du versant de la Colle-Longue présentent des ouvertures supérieures au niveau du glissement de La Clapière (de 5 à 10 m).

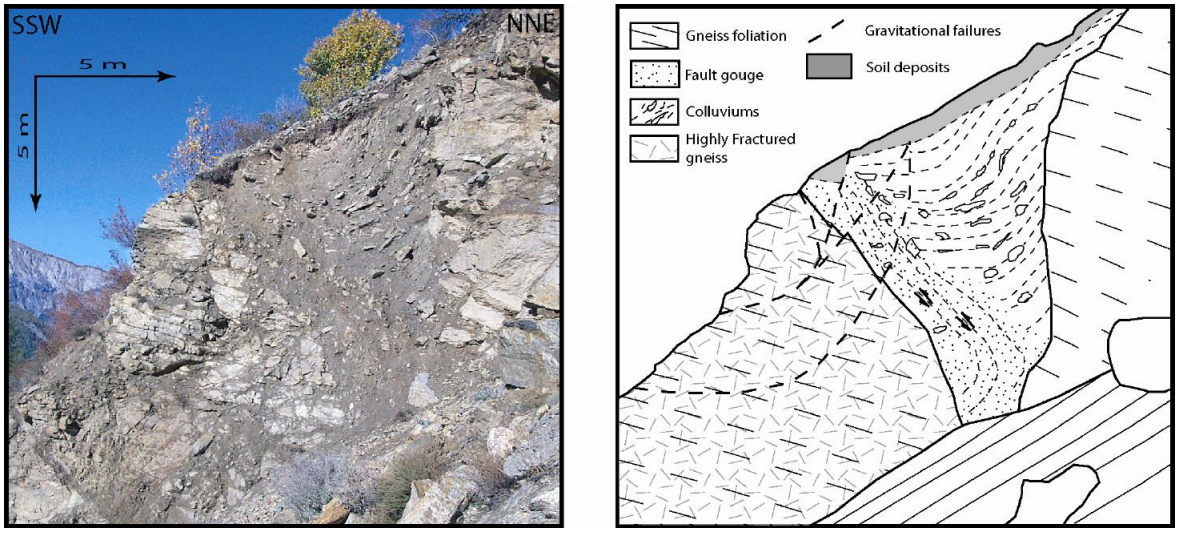


Figure 39 : Coupe d'une crevasse et son interprétation sur le versant de La Clapière, d'après Jomard (2006).

Témoins de l'affaissement du massif et de la mise en place du processus gravitaire, ces crevasses ont permis d'établir une chronologie de la rupture ayant affecté le versant depuis le dernier maximum glaciaire (LGM, 12 ka BP). Ainsi, des datations absolues utilisant les taux de cosmonucléides ^{10}Be retrouvés dans les grains de quartz des dépôts des crevasses indiquant leurs dates d'exposition aux rayons cosmiques (Lal et Peters, 1967), et donc leur ouverture, indiquent trois grandes phases d'instabilité gravitaire (Bigot-Cormier et al., 2005). Grâce à ces données, il a ainsi été possible de déterminer une chronique de déformation du versant (El Bedoui et al., 2009, 2011) (Figure 40) :

- La première phase (-10 à -5.6 ka) fait apparaître des crevasses le long du versant, orientées parallèlement à l'axe de la vallée. Les âges mesurés et les positions des crevasses indiquent une progression de l'apparition des déformations du pied du versant vers l'amont. Cette phase, postérieure au retrait du glacier (estimé à 13 ka BP) est attribuée à la réactivation d'anciennes structures héritées. Les vitesses d'ouverture estimées vont de 6.1 ± 2.9 mm.a^{-1} (Figure 40a) à 15.2 ± 4.8 mm.a^{-1} (Figure 40b)
- La deuxième phase (-5 à -3.6 ka) correspond à un épisode de cisaillement lors duquel on observe un déplacement vertical de ces crevasses estimé à 26 ± 5.0 mm.a^{-1} (Figure 40c). Des réactivations de failles d'orientation N120° sont alors invoquées.
- La dernière phase identifiée (-3.6 ka à l'actuel) voit la mise en place des limites du glissement de La Clapière par l'élargissement des crevasses les plus anciennes (vers l'aval du versant) (Figure 40d).

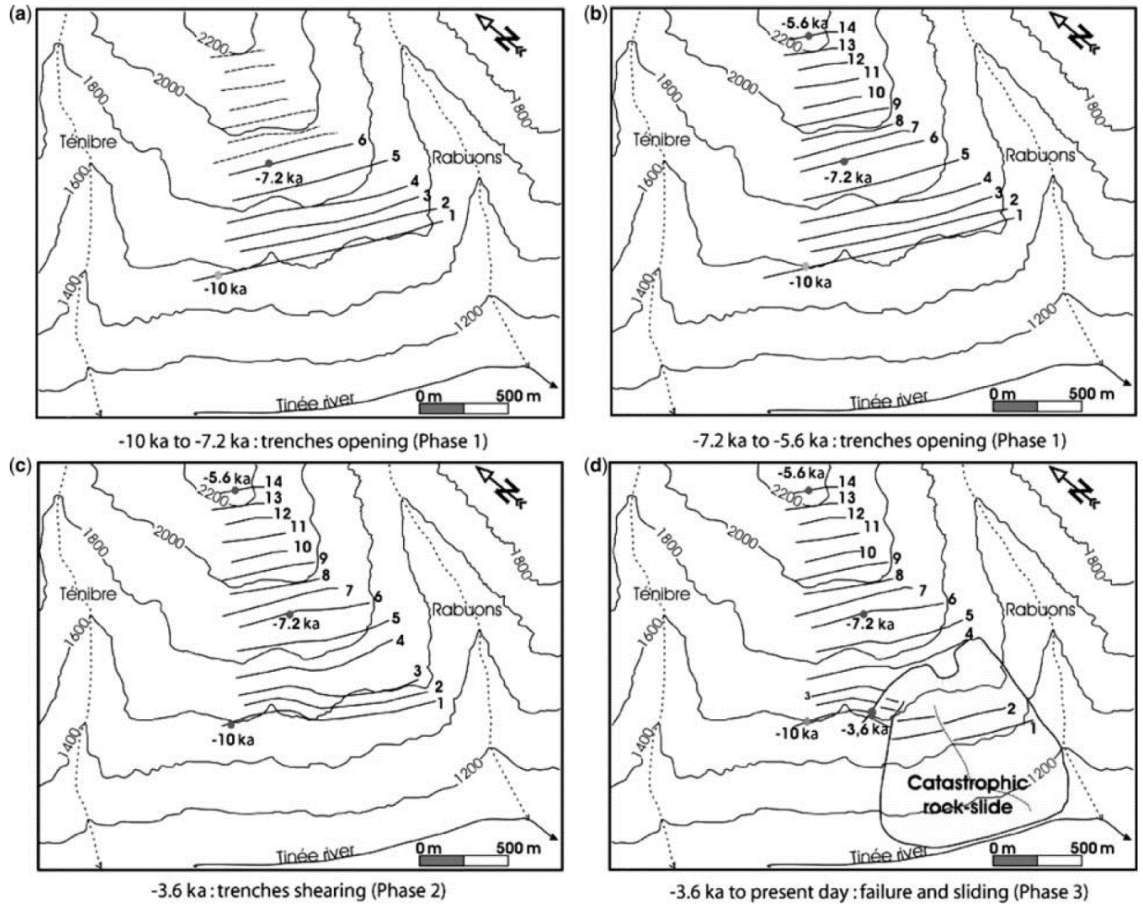


Figure 40 : Evolution des déformations observées sur le versant de La Clapière, d'après El Bedoui et al. (2009).

L'influence de l'incision de la vallée et des zones de faiblesses illustrées par les failles héritées du versant a été mise en évidence par des modèles analogiques (Bachman et al., 2004 ; Bois et al., 2008) dont les résultats indiquent que seul le retrait du glacier, impliquant une forte incision de la vallée, couplé à la gravité explique la mise en place de la fracture principale du glissement. En revanche, des failles recoupant le massif expliquent la localisation de la déstabilisation. Des essais mécaniques sur ces crevasses montrent que l'altération par lessivage est le moteur principal de l'évolution mécanique de ces failles réactivées (Lebourg et al., 2014). L'existence de structures profondes aboutissant sur la mise en place de l'instabilité avait été envisagée par la structure même du massif et la présence d'une grande faille chevauchante (chevauchement alpin de Cascaï) (Figures 29, 41) passant sous le pied du glissement depuis le fond de la vallée, et de pendage vers le Nord-Est (Gunzburger et Laumonier, 2002). On peut alors supposer la présence de niveaux de Trias gypseux passant sous le glissement (Figure 38).

D'un point de vue hydrologique, la complexité des réseaux de fractures observés en surface et leur prolongement en profondeur ont donné lieu à plusieurs études couplant des approches hydro-chimiques (Compagnon et al., 1997 ; Guglielmi et al., 2000, 2002) pour comprendre les temps de trajets des eaux infiltrées et modèles hydromécaniques (Cappa et al., 2004 ; Guglielmi et al., 2005) pour montrer le lien entre ces infiltrations et les phases d'accélération du mouvement. Ces études mettent en évidence une chenalisation complexe des eaux infiltrées dans le versant (Lebourg et al., 2005). Cependant, grâce à des expériences d'injection d'eau contrôlée à l'intérieur du glissement, et un suivi par tomographie électrique (méthode décrite plus loin), il a été possible d'identifier des zones de passage préférentielles (Binet et al., 2007 ; Jomard et al., 2007b) ainsi que des estimations de temps de résidence de l'eau dans la partie active du pied du glissement. Finalement, Jomard et al. (2010) établissent, grâce à des prospections de tomographie électrique (Jomard et al., 2007a) et une cartographie des structures extensives de surface, une caractérisation géométrique et hydrologique du versant instable de La Clapière (Figure 41).

Toutes ces études, de par leurs multitudes d'approches, d'outils utilisés et résultats mis en évidence, montrent bien la complexité de cet objet. Ce glissement de terrain, en pleine activité présente une chronique évolutive observée inédite. Il apparaît alors légitime de vouloir prendre en compte un maximum de paramètres caractérisant ce glissement de terrain rocheux pour pouvoir en comprendre encore mieux sa dynamique et les paramètres influant sur son comportement (Figure 21). Aujourd'hui, une observation multi-paramètres rendue possible par l'instrumentation sur plusieurs stations autonomes est en place (Gaffet et al., 2010 ; Palis et al., 2016). Nous développerons les résultats de ces installations plus loin dans ce manuscrit et nous montrerons que seule l'instrumentation observationnelle long-terme peut répondre à un tel challenge.

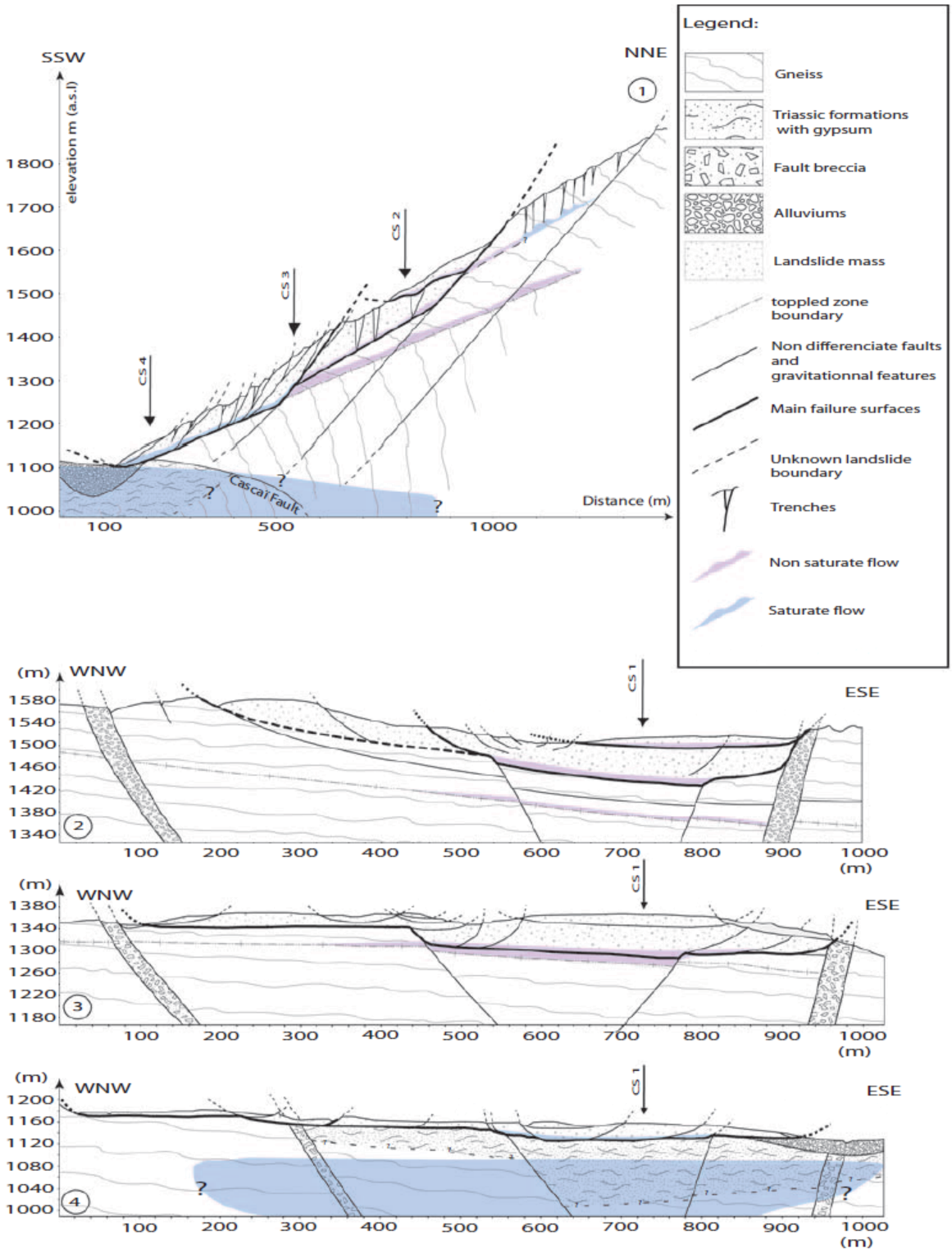


Figure 41 : Coupes géologiques du glissement de la Clapière, d'après Jomard et al. (2010).

2.2.2.2. Le Prat de Julian (Vence)

Ce glissement, bien moins connu que celui de La Clapière, est situé dans la commune de Vence (Alpes Maritimes), à environ 10 km à vol d'oiseau à l'Ouest de Nice (Figure 42). Le quartier du Prat de Julian, en bordure Est de la Lubiane, a donné son nom à ce glissement.

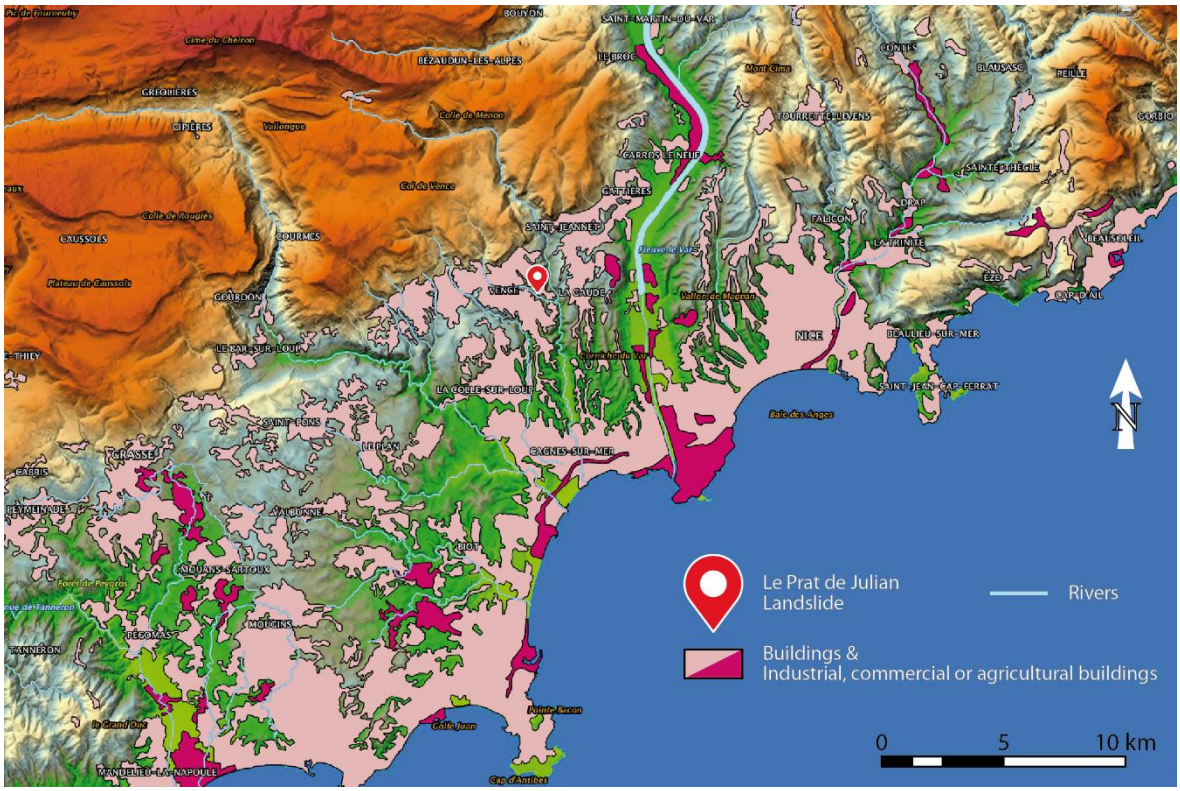


Figure 42 : Localisation du glissement du Prat de Julian à Vence. Le fond topographique et la répartition des bâtiments proviennent de l'IGN (https://www.geoportail.gouv.fr/carte)

2.2.2.2.1. Contexte géologique et structural de l'avant-pays subalpin

La localité de Vence se situe dans l'avant-pays provençal, au Sud des chevauchements les plus septentrionaux de la chaîne alpine (Figures 43, 44, 45). Cette zone, au niveau de Vence est entourée de deux petites chaînes subalpines : l'arc de Castellane à l'Ouest, et l'arc de Nice à l'Est, extensions méridionales de la célèbre nappe de Digne et séparées de cette dernière par le décrochement dextre N30° de Rouaine (Figure 43).

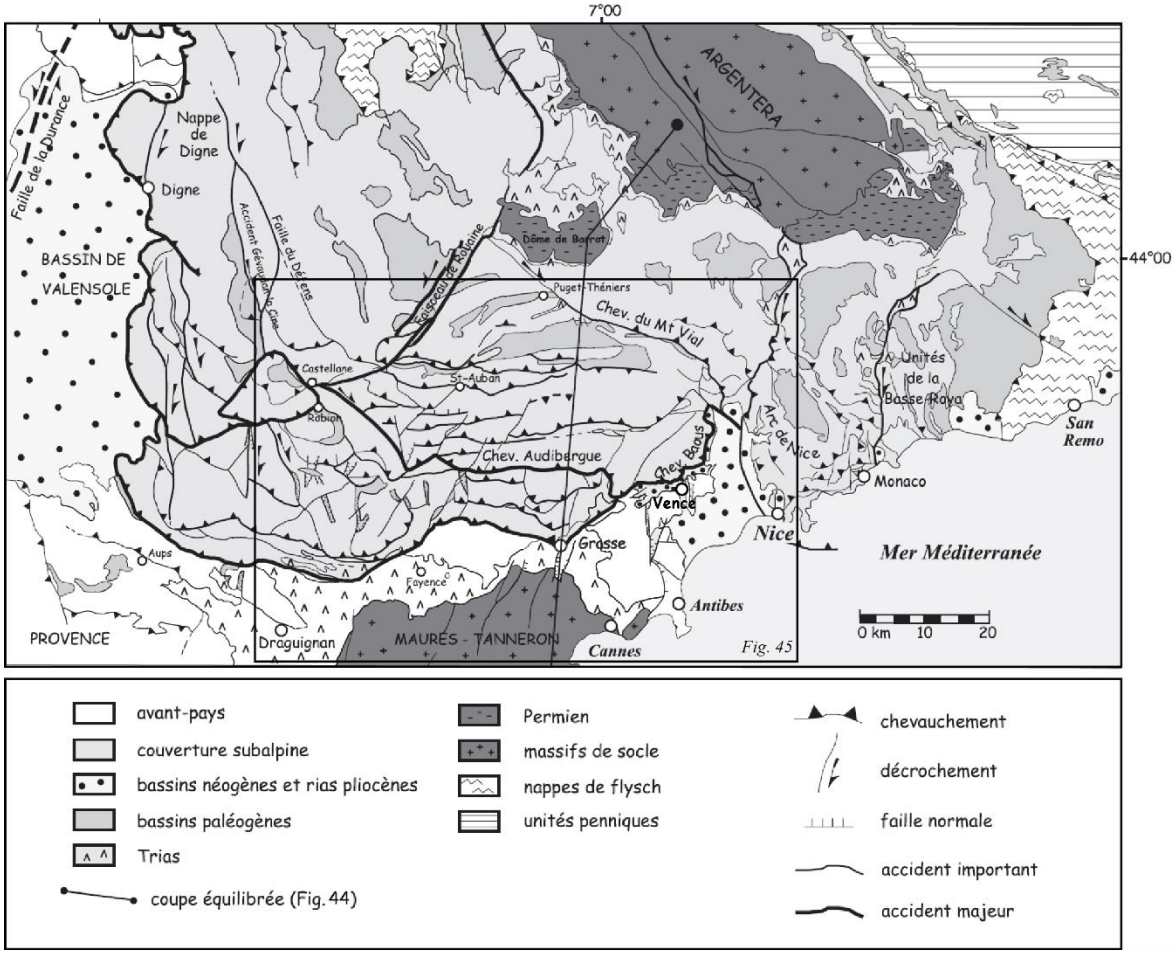


Figure 43 : Carte structurale de la chaîne subalpine, modifié d'après Laurent et al. (2000).

Ces arcs sont constitués d'un empilement d'unités sédimentaires (calcaire essentiellement) d'âge Méso-Cénozoïque découplé du tégument permo-triassique, conséquence de la présence de surfaces de décollement évaporitiques du Muschelkalk (Trias moyen) et du Keuper (Trias supérieur) (Fallot et Faure-Muret, 1949 ; Ginsburg, 1960 ; Laurent et al., 2000) (Figure 44).

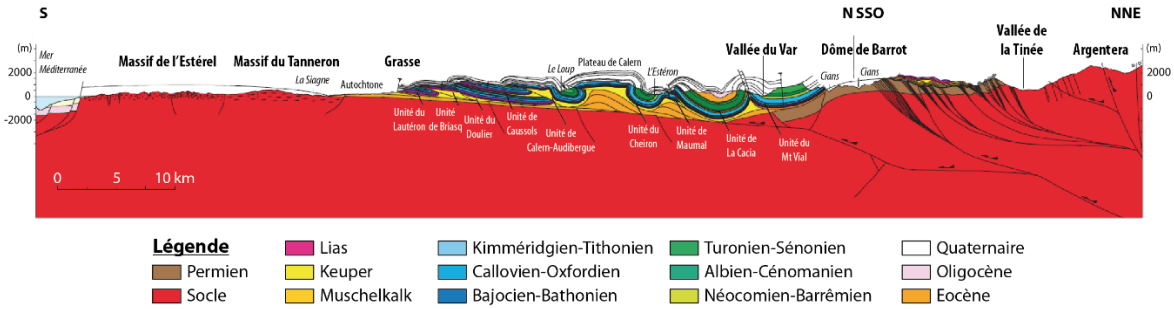


Figure 44 : Coupe équilibrée dans la branche méridionale de l'arc de Castellane, modifiée d'après Laurent et al. (2000).

Mis en place au Crétacé, leur structure s'est développée suite au raccourcissement alpin vers le Sud jusqu'au Miocène (Figure 17). Ce raccourcissement s'exprime dans cette partie terminale des Alpes du Sud par la mise en place de nombreux plis (grands synclinaux à cœur Crétacé supérieur à Paléogène) et chevauchements d'orientation Est-Ouest dans l'arc de Castellane. Les structures affectant les séries Paléogènes dans l'arc de Nice présentent des

orientations nettement différentes avec des chevauchements Nord-Sud en partie occidentale (Laurent et al., 2000 ; Schreiber, 2010) (Figures 43, 45).

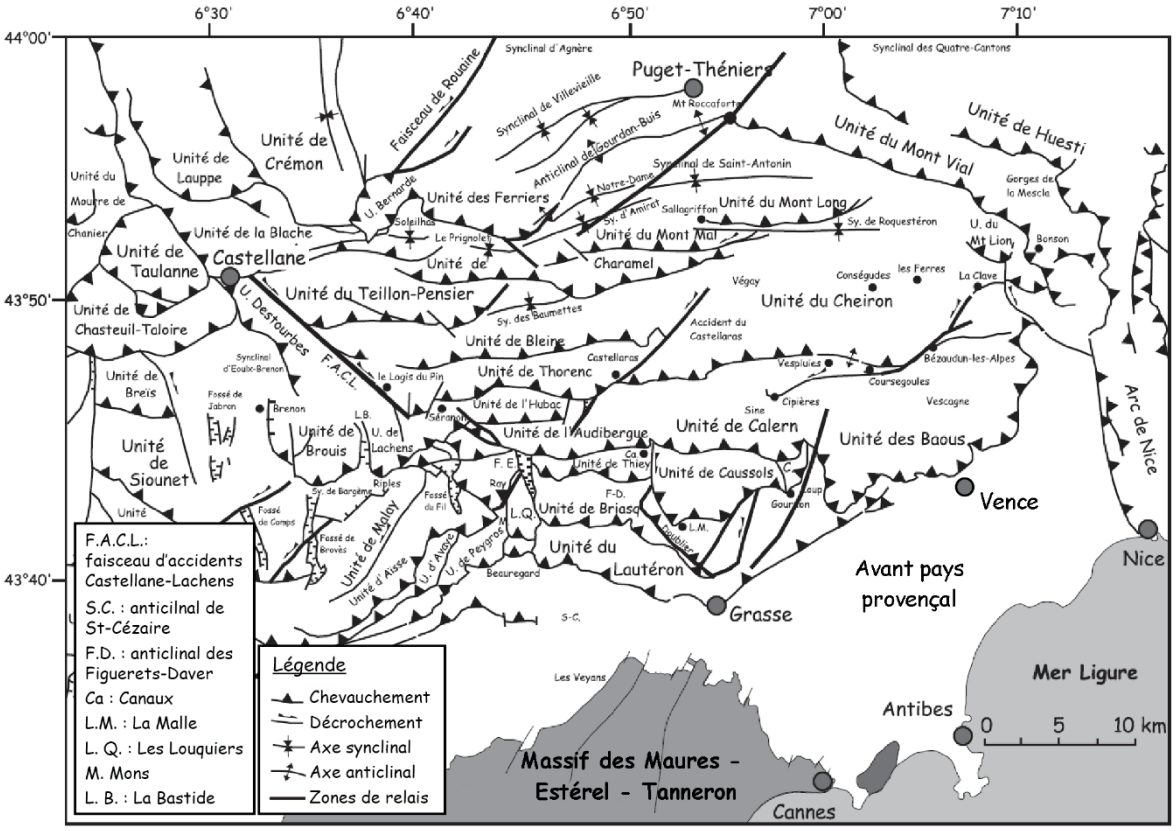


Figure 45 : Carte tecto-structural de l'arc de Castellane, modifié d'après Laurent et al. (2000).

Le Massif des Maures, issu du soulèvement d'une partie de socle cristallin lors de l'ouverture du bassin Ligure à l'Oligocène (Laurent et al., 2000) et de la poussée alpine au Nord, vient fermer cette zone au Sud-Ouest.

Bien qu'affectée par de grands évènements compressifs jusqu'au Miocène, la série tertiaire de ce secteur constitue un cycle sédimentaire complet. Cet ensemble est représenté principalement par des unités marno-calcaires à la base (calcaires à Nummulites de l'Eocène) à des formations détritiques au sommet (flyschs), indiquant une émersion progressive de la plateforme européenne à cette époque, consécutif à l'émersion de l'Argentera à l'Oligocène (Figure 17).

2.2.2.2.2. Historique du glissement argilo-sableux du Prat de Julian

Ce glissement connu localement a fait l'objet de peu d'études (Lebourg et al., 2010 ; Hernandez, 2009 ; Palis et al., 2017).

Si on s'intéresse de plus près à la géologie locale au niveau du Prat de Julian, ce glissement affecte la formation de sables bariolés de Biot de l'Eocène inférieur reposant sur un substratum marno-calcaire du Crétacé et surmontée de calcaires gréseux de l'Eocène moyen (Dardeau et al., 2010) (Figure 46).

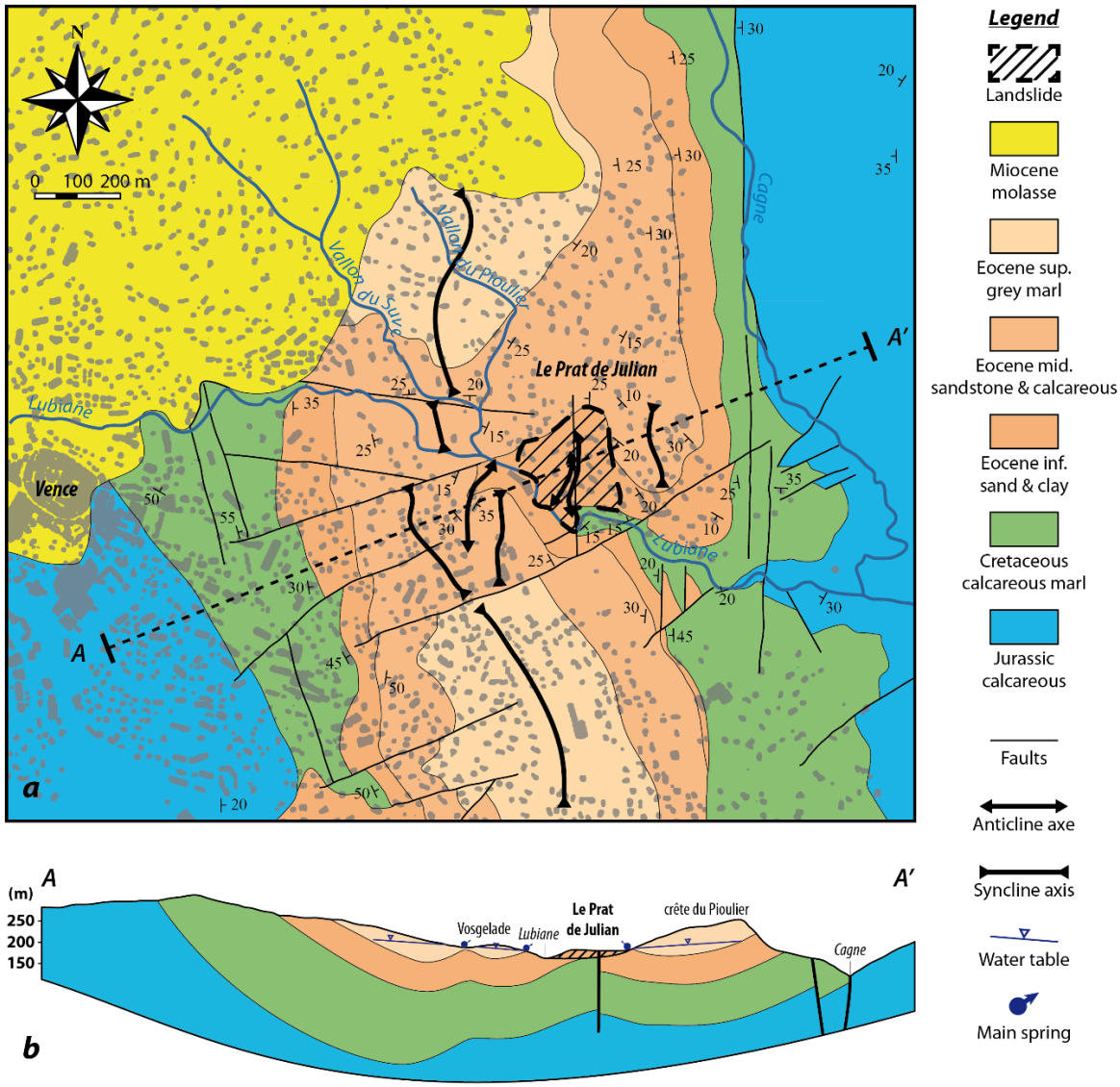


Figure 46 : Géologie de la zone du glissement du Prat de Julian (Vence). (**a**) Carte géologique modifiée d'après Mangan (1982) et Lebourg et al. (2010), avec la répartition des habitations sur la zone d'étude (source : IGN) ; (**b**) Coupe selon le tracé AA' avec indications hydrologiques (sources principales et estimation de l'aquifère de subsurface.

Au niveau de notre zone d'étude, le faciès correspond à des argiles sableuses continentales, jaunâtres à rouges, correspondant à la partie inférieure du log stratigraphique indiqué dans la notice explicative du BRGM de la zone Grasse-Canne au niveau de Biot (Dardeau et al., 2010) (Figure 47). Ces dépôts meubles sablo-argileux présentent localement d'importantes variations de faciès sous forme de lentilles argileuses.

Cette zone est localement affectée par la phase de plissement de l'Oligocène (pli de Vence), de direction générale Nord-Sud (Figure 46), couplée à l'extension tectonique liée à l'ouverture du bassin Ligure à la même époque. La zone du synclinal de Vence est alors découpée par un réseau de failles orientées Est-Ouest et Nord-Sud (Figure 46a). Cette phase qui se poursuit jusqu'au Burdigalien (Miocène inférieur) fait apparaître les bassins transgressifs du Miocène en discordance sur les terrains sous-jacents (Laurent et al., 2000 ; Lebourg et al., 2010). C'est à partir de cette période que ce mettent en place les grands chevauchements subalpins et la formation des arcs de Castellane et de Nice (Figure 17).

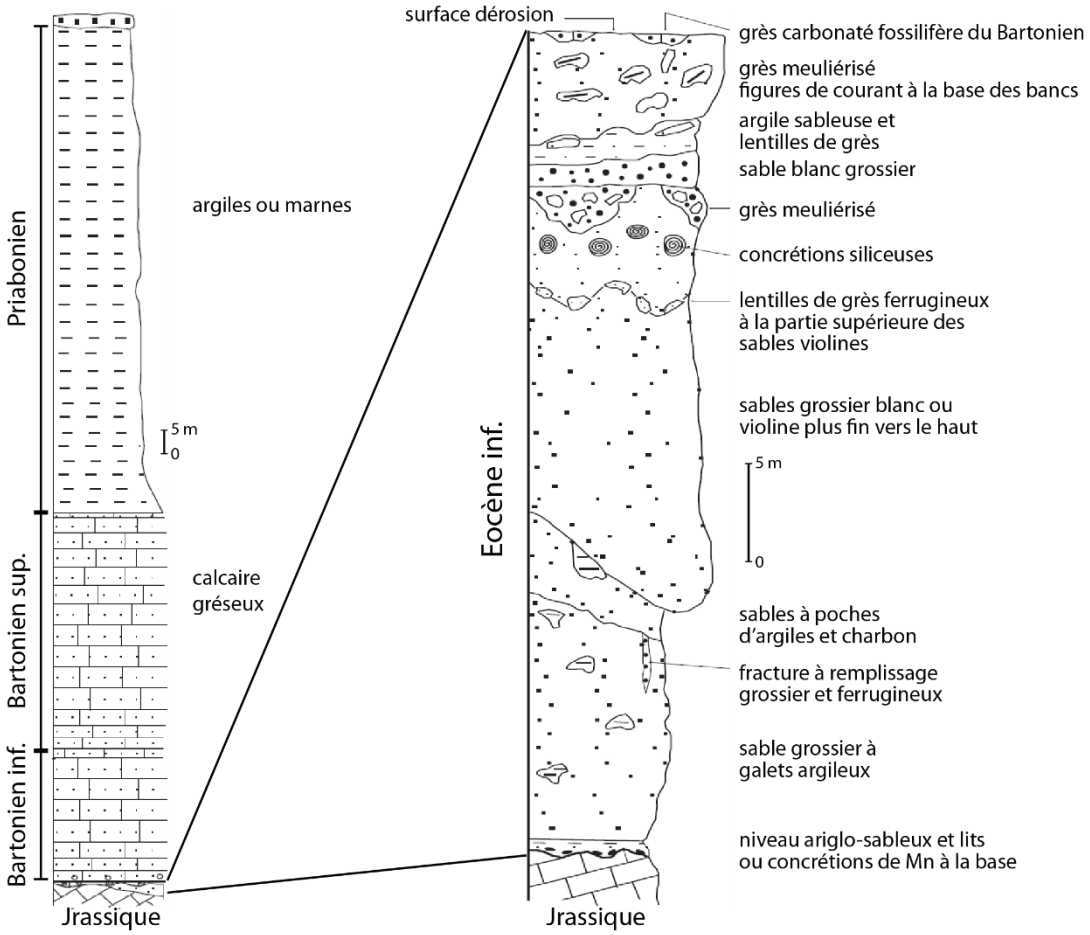


Figure 47 : Log stratigraphique établi dans le secteur de Biot, modifié d'après Dardeau et al. (2010).

Cette zone instable est située dans une zone peuplée où les constructions sont denses (Figures 42, 46). La commune de Vence est en effet caractérisée par une densité de population relativement élevée avec 486 hab.km^{-2} en 2013 (INSEE). La zone du Prat de Julian connaît une urbanisation croissante à partir des années 1970 (on passe de 9 à 17 maisons entre 1970 et 1980), avant que de premiers désordres soient remarqués suite à d'importantes précipitations. En 1989, on recense 26 maisons sur le versant instable, bien que des mouvements se fassent remarquer à chaque évènement pluvieux important. Lors de l'évènement gravitaire majeur de l'hiver 2000-2001, 35 maisons étaient présentes dans la zone en mouvement.

Ce glissement de terrain en milieu périurbain présente donc un risque élevé, d'autant qu'une station d'épuration se trouve au pied du glissement, en rive opposée (Figure 48).

Le volume de ce glissement est estimé à 1.2 million de m^3 se déplaçant vers la Lubiane le long d'une pente moyenne faible (12 à 14°), sur une longueur de 350 m et 250 m de large. La zone d'instabilité peut être découpée en plusieurs compartiments de l'amont vers l'aval, correspondant à différents degrés d'activité caractérisés par la présence d'escarpements développés lors de différents stades d'évolution du glissement (Hernandez, 2009) (Figures 48, 49).

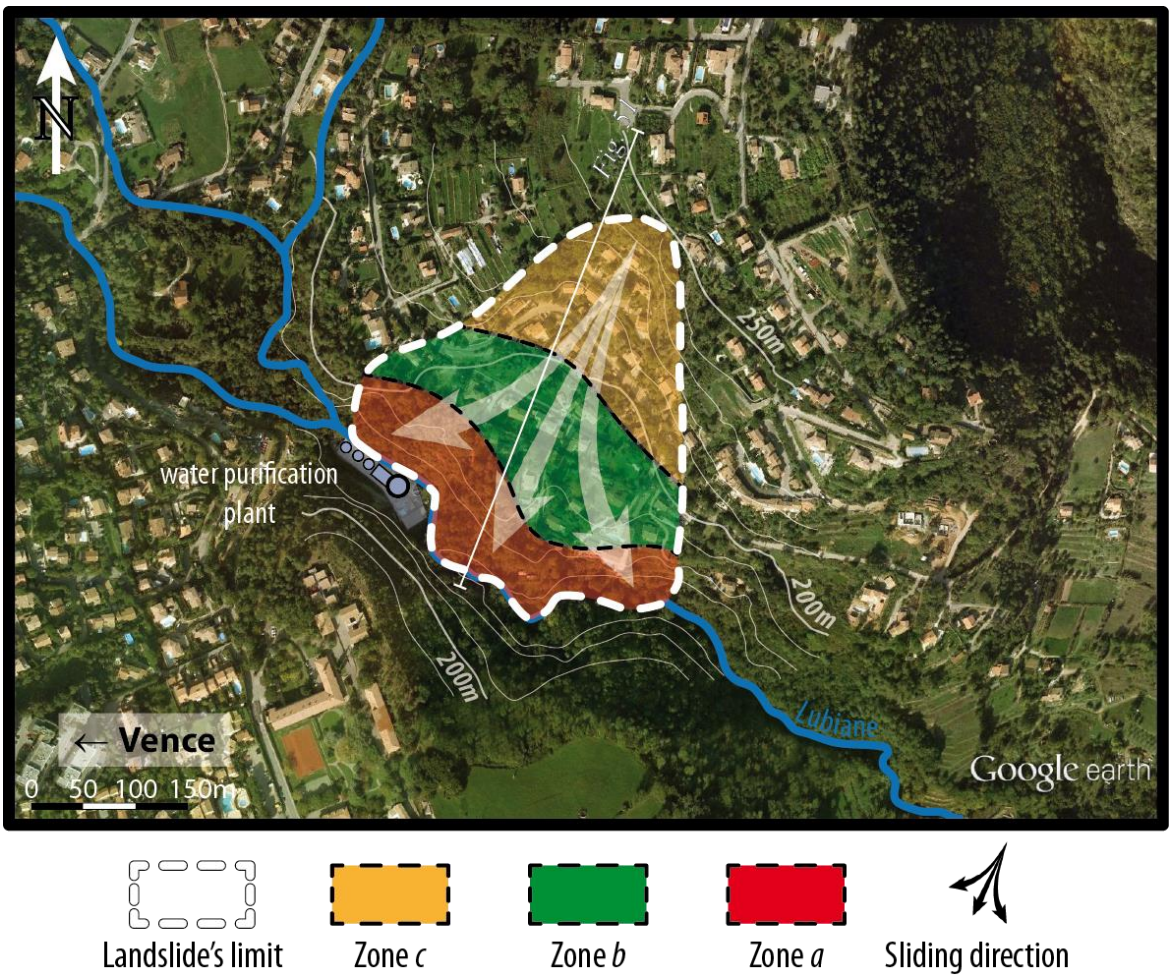


Figure 48 : Vue aérienne du glissement du Prat de Julian (Vence).

Ce glissement qui affecte des terrains Eocène trouve une origine certainement très ancienne, comme en témoigne la présence d'un bourrelet frontal en pied de versant qui dévie localement le cours de la Lubiane. Cependant, l'absence de stigmates de mouvements jusqu'au XX^{ème} siècle s'explique vraisemblablement par un état de "dormance" de l'instabilité.

La Figure 49 présente les escarpements issus de désordres enregistrés depuis les années 1950. Bien que l'on dénote quelques désordres dans les années 1950, les premiers mouvements notables affectant les habitations sont recensés au début des années 1980 dans la zone c (amont), suite à de fortes précipitations (250 mm de pluie sont mesurés en 24h). Avec l'intensification de ces mouvements, l'accélération de la cinématique générale aboutit à des coulées de boue et de petits glissements locaux, dans la zone c (amont), ainsi qu'à l'obstruction du lit de la Lubiane en contrebas (zone a). A partir de la fin des années 1980, des mouvements sont remarqués après chaque évènement pluvieux majeur.

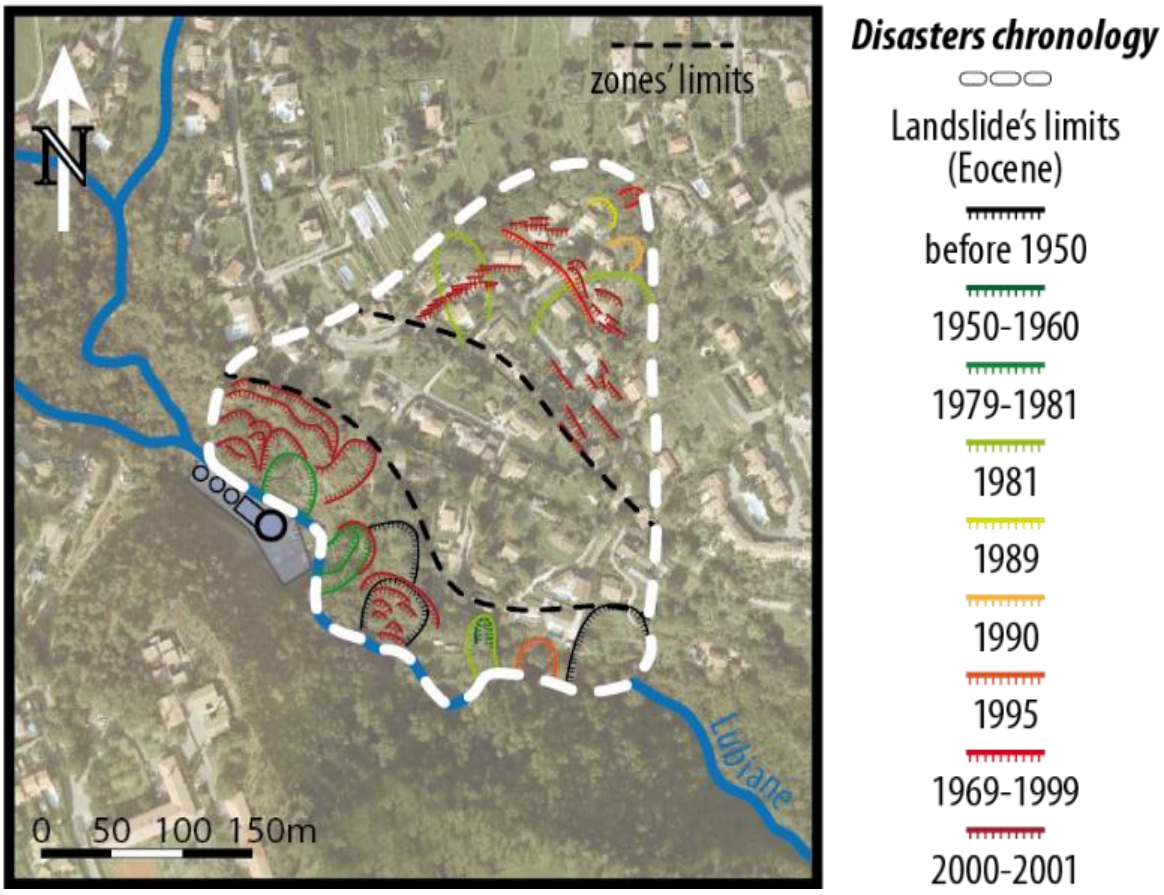


Figure 49 : Chronologie des désordres observés depuis les années 1950.

C'est lors de l'hiver 2000-2001 que l'activité récente du glissement du Prat de Julian est la plus importante : plusieurs escarpements apparaîssent en pied du glissement (zone a), ainsi que dans la partie haute (zone c). Les habitations sont directement touchées (jardins effondrés), comme en témoignent les nombreux stigmates sur les habitations (fissures) (Figure 50).

Cette succession d'évènements permet donc de définir et caractériser les trois zones de l'instabilité en termes de répartition d'activité :

- La zone *a* (aval), en pied de versant, correspond à la zone la plus active du glissement. C'est dans cette partie que se concentrent les désordres les plus importants ;
- La zone *b* (milieu) correspond à une zone de translation où très peu de désordres sont observables ;
- La zone *c* (amont), en haut de la pente instable, présente un nombre de désordres importants et correspond à la niche principale du glissement, aujourd'hui recouverte de végétation.

Figure 50 : Photos prises après l'évènement majeur de l'hiver 2000-2001.

Les évènements de 2001 ont été les initiateurs d'une prise de conscience du risque touchant cette zone. C'est ainsi que la ville de Vence a classé ce site en zone rouge sur le Plan de Prévention des Risques (PPR). Aujourd'hui, 32 maisons se trouvent encore dans cette zone, bien que les plus proches des escarpements aient été évacuées et détruites. En 2015, d'importants travaux de terrassement ont eu lieu dans la partie Est de la zone a.

Des études géotechniques ont également permis d'apporter des éléments de compréhension de l'hydrologie du site grâce à la mise en place de sondages instrumentés (SIMECSOL en 2003, SEVIERI en 2007, Sites en 2009). De plus, la réalisation de plusieurs profils de tomographie électrique a permis de caractériser la géométrie de la subsurface de la zone (Hernandez, 2009 ; Lebourg et al., 2010) (Figure 51).

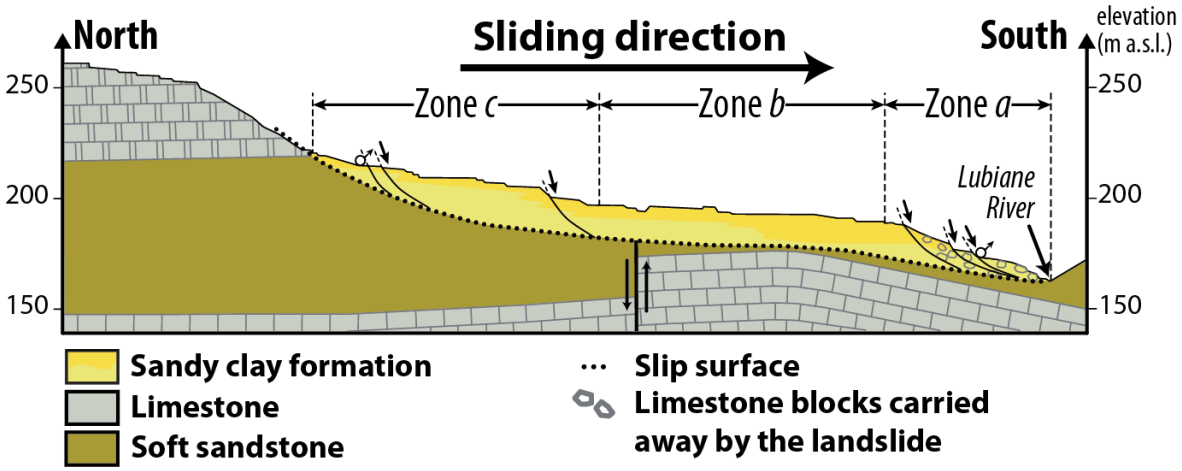


Figure 51 : Coupe du glissement du Prat de Julian, modifiée d'après Lebourg et al. (2010).

Ces études ont permis de mettre en évidence une circulation complexe des eaux souterraines, avec des infiltrations le long des surfaces de ruptures et à travers le sol (poreux) jusqu'à une nappe libre dans la couche argilo-sableuse, mais également provenant d'aquifères plus profonds se saturant lors d'évènements pluvieux majeurs (Lebourg et al., 2010 ; Palis et al., soumis).

Depuis 2006, ce glissement de terrain est sujet à une instrumentation permanente et continue (météorologie, piézométrie, inclinométrie, suivi électrique), faisant de ce site un véritable observatoire naturel au même titre que le glissement de La Clapière, mais à une échelle beaucoup plus réduite (50 fois moins volumineux).

3. LES METHODES D'OBSERVATION ET DE SUIVI DES GLISSEMENTS DE TERRAIN

Les enjeux liés aux aléas impliquent une prise de conscience importante du risque gravitaire depuis des siècles. Ces objets géologiques instables et singuliers évoluent dans le temps et il est nécessaire d'en comprendre leurs dynamiques pour relever les défis touchant directement les populations.

La production de données *in situ* et continues dans le temps pour améliorer quantitativement les modèles de stabilité de pente et la mise en place d'une surveillance efficace est adaptée apparaît comme évidente. L'acquisition de ces données peut se faire par différentes approches et méthodes.

3.1. INTRODUCTION

L'étude et l'observation des glissements de terrain en activité requiert de prendre en compte et de quantifier un nombre important de facteurs (Figure 21), tels que l'état d'altération du versant (réseaux de fractures, lithologie), la cinématique du mouvement ou les conditions hydrogéologiques. Comprendre ces mécanismes complexes et leur place dans le système étudié est essentiel à l'amélioration de leurs définitions.

Certaines données caractéristiques des zones instables peuvent être aisément déterminables (pente, type de terrain, couvert végétal), tandis que d'autres vont nécessiter une étude plus approfondie ou indirecte (structure interne, teneur en argiles, circulation interne de fluides). La dynamique temporelle des paramètres agissant sur l'évolution des instabilités est une variable fondamentale à prendre en compte. Le rôle des observatoires s'inscrit dans cette perspective d'une importance primordiale.

3.1.1. OMIV (OBSERVATOIRE MULTIDISCIPLINAIRE DES INSTABILITES DE VERSANT)

De nombreuses données sont à notre disposition pour essayer de comprendre le comportement de ces objets géologiques complexes. En effet, depuis que l'Homme rapporte dans des documents historiques les dommages et conséquences de glissements de terrain et autres catastrophes naturelles, il est possible d'établir des séries temporelles et des relations de cause à effet entre ces évènements et les forçages externes.

Avec l'apparition de nouvelles méthodes d'observation précises et quantitatives, il a été possible d'expliquer divers aspects des comportements des instabilités gravitaires (chroniques cinématiques, forçages associés à la déstabilisation, mécanismes de rupture…). Les méthodes géophysiques notamment, systématiquement accompagnées d'observations géologiques, permettent de caractériser de manière quantitative et non-destructive les zones sujettes aux risques naturels. Everett (2013) et Malehmir et al. (2016) passent notamment en

revue les méthodes géophysiques et leurs applications récentes pour la caractérisation de la subsurface des régions enclines aux risques naturels.

Cependant, encore trop peu de jeu de données sont relatifs à l'évolution de ces instabilités. C'est dans ce contexte de manque de données accessibles sur l'évolution long-terme des instabilités gravitaires pour la communauté scientifique qu'a été créé en 2011 l'OMIV (Observatoire Multidisciplinaire de Instabilité de Versant) (http://omiv). Cet observatoire de l'INSU (Institut Nationale des Sciences de l'Univers) a en effet pour objectif de fournir des jeux de données permettant d'identifier les processus physiques contrôlant les instabilités afin de comprendre les mécanismes et comportements menant aux changements de régime de glissement. Une des vocations clés de cet observatoire national est de pouvoir fournir des données de suivi multi-paramètres (cinématique, hydrométéorologique, sismologique) sur des glissements de terrain présentant des caractéristiques géologiques variées et dont l'histoire observationnelle remonte à plusieurs années. Pour cela, quatre glissements de terrain actifs des Alpes françaises et instrumentés depuis au moins 10 ans ont été sélectionnés (Figure 52).

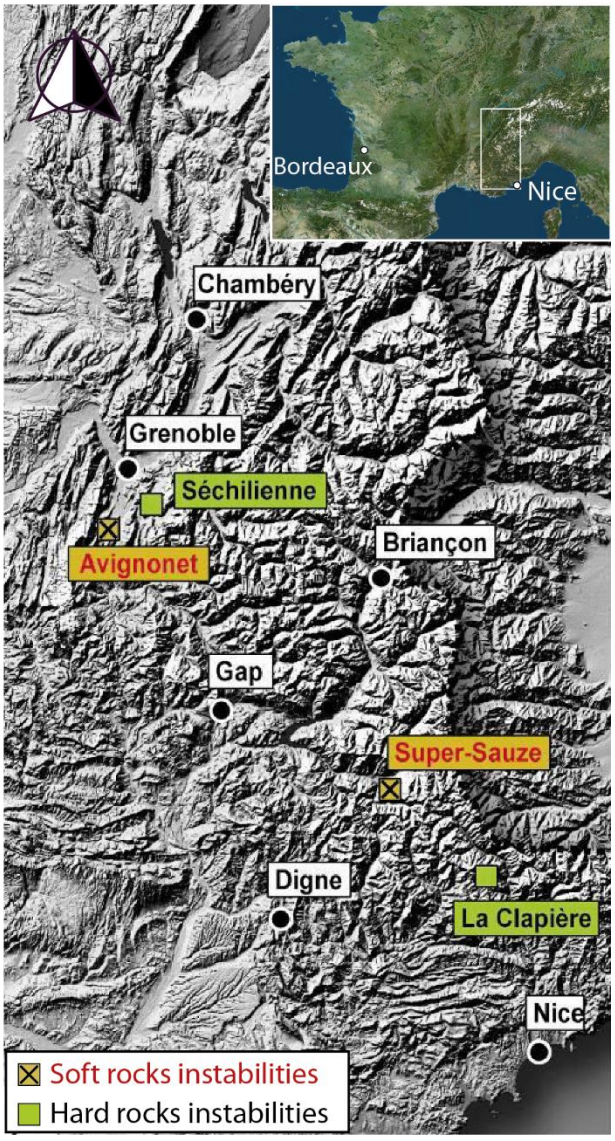


Figure 52 : Localisation des quatre glissements de terrain instrumentés par l'OMIV (source : http://omiv.osug.fr).

Ces quatre glissements de terrain observatoires présentent des dimensions et cinématiques variables et correspondent à deux types d'instabilités : en roches tendres (Super-Sauze et Avignonet) et roches cohérentes (Séchilienne et- La Clapière) (Table 3).

Table 3 : Synthèse des caractéristiques des quatres glissements de terrain intrumentés par l'OMIV.

Site	Super-Sauze	Avignonet	Séchilienne	La Clapière
Location	SE of Barcelonnette (04), Sauze torrent (headwater) (North-facing slope)	South of Grenoble (38), Drac river (right bank) (Est-facing slope)	SE of Grenoble (38), Romanche River (right bank) (Est-facing slope)	St-Etienne-de-Tinée (06), Tinée river (left bank) (South-facing slope)
Geology	Clay-shale (soft)	Clay (soft)	Fractured Mica-schist (hard)	Fractured and weathered Gneiss (hard)
Dimensions	Length = 825 m Width = 135 m Vol = 750 000 m^3	Length = 1100 m Width = 2900 m Vol = 40.10^6 m^3	Length = 700 m Width = 280 m Vol = $3\text{-}5.10^6$ m^3	Length = 750 m Width = 1100 m Vol = 60.10^6 m^3
Velocity	0.01 – 0.40 m/day	0.2 – 1 m/yr	0.1 – 1.4 m/day	1 – 15 m/yr
Triggering date	1960's	1970's	1980's	1930's
Monitoring	Since 1990's	Since 1980's	Since 1980's	Since 1980's
Laboratory manager	IPGS-EOST (Strasbourg)	ISTerre (Grenoble)	ISTerre (Grenoble)	Géoazur (Nice)

Cet observatoire offre également le moyen de fédérer plusieurs laboratoires de recherche français. En effet, en plus d'être les responsables de la maintenance de l'instrumentation en place (Table 3), des équipes de recherche de quatre laboratoires travaillent en collaboration afin d'apporter une approche multidisciplinaire aux études de ces instabilités de versant. Ainsi, géologues, géomorphologues, hydrogéologues, géophysiciens, géochimistes de Nice (*Géoazur*), Grenoble (*ISTerre*), Strasbourg (*IPGS-EOST*) et Besançon (*Chrono-Environnement*) sont associés dans la mise en place d'une observation continue et précise des mécanismes menant à l'évolution de ces zones instables.

L'utilité d'une telle entreprise est essentielle pour les infrastructures en charge de la prévention du risque. La mission de cet observatoire apparaît alors à la fois comme générateur d'impulsions de recherche scientifique, mais également opérationnel pour les autorités en charge d'alerter et prévenir les populations touchées.

L'importance de l'OMIV, d'échelle nationale et internationale, est également l'occasion d'influencer les initiatives de ce type afin de pouvoir accéder librement à des séries temporelles encore plus précises et complètes sur de tels objets catastrophiques pour en caractériser leurs comportements. Grâce à cela, la compréhension des interactions entre ces systèmes ouverts complexes et leurs forçages externes (*inputs*) pourra être améliorée.

C'est la "philosophie" de l'OMIV qui a motivé l'élaboration de ce travail de thèse. En effet, encore très peu de travaux traitant de ces données existent à ce jour (Palis et al., 2016 ; Schlögel et al., 2016) et nous voulons montrer ici les intérêts et les avantages de l'observation multi-paramètres continue d'objets naturels complexes par des données réelles : l'observation par l'instrumentation longue-durée.

3.1.2. LES DIFFERENTES ECHELLES D'OBSERVATION

L'observation d'objets naturels requiert une définition précise de l'objet analysé dans l'espace et dans le temps. Dans l'étude de l'aléa gravitaire, il s'agit d'étudier des terrains à la surface de la Terre. Pour caractériser divers aspects de ces terrains, les scientifiques font appel à des méthodes adaptées aux objets observés, mais également au(x) paramètre(s) qui le décrivent.

Ainsi, les outils et méthodes employés sont différenciés en fonction de l'approche de l'étude, qui va correspondre à une prise en compte de différentes échelles d'observation spatiales et temporelles.

L'observation continue d'un site instable doit être adaptée en fonction de l'ampleur et de l'intensité du phénomène à caractériser. Ainsi, l'étude d'une instabilité passe d'abord par une étude préalable de caractérisation basée sur des analyses de cartes topographiques et géologiques, d'archives de photographies aériennes et d'études de terrain. Cette étape concerne des zones pouvant s'étendre sur plusieurs km². On se place alors à l'échelle d'un versant, voire d'un bassin versant. C'est cette échelle qui sera privilégiée dans l'étude du comportement des DSGSD décrits plus haut. Ce type d'observation (télédétection), en plus de permettre une définition géométrique et géographique du phénomène, peut apporter des informations sur l'activité cinématique de la zone sur des échelles temporelles de l'ordre de l'année ou du mois.

Nous avons également vu que l'eau était un facteur clé dans l'évolution des pentes instables. Ainsi, l'échelle du bassin versant sera également à privilégier lors de l'analyse des régimes de débits des cours d'eau en pied de versant, mais aussi pour l'étude des forçages météorologiques. Nous avons aussi vu que ces régimes de variations hydrologiques présentaient des cycles saisonniers. L'observatoire instrumental doit donc prendre en compte cette échelle de variabilités dans la stratégie instrumentale pour capter une éventuelle cyclicité, voire une saisonnalité, dans la dynamique d'évolution du processus gravitaire.

Les instabilités de plus petite échelle, tels que les glissements actifs en bas de pente comme le DSL de La Clapière ou le glissement du Prat de Julian, vont être observables sur des portions de pentes inférieures au km². Des observations macroscopiques relatives aux variations lithologiques locales, ainsi qu'aux morpho-structures vont être possibles (crevasses, fontis d'effondrement). A cette échelle, de nombreuses méthodes d'observation en continu sont envisageables (cinématique, hydrochimie, hydro-géophysique). Nous en décrirons un certain nombre dans la partie suivante de ce manuscrit. On peut envisager grâce à ce type d'instrumentation une gamme de fréquences de mesure importante :

- seconde (GPS, caméras),
- minute (météorologie, hydrologie),
- jour (suivi tachéométrique),
- semaine (préleveur d'échantillon d'eau de source),
- mois (télémétrie).

Lorsque les glissements de terrain affectent des terrains aménagés, il est possible de procéder à des observations à l'échelle des bâtiments et des infrastructures (fissures) comme au niveau du glissement du Prat de Julian. Il est possible de mesurer directement l'évolution de ces dégâts par une observation continue du bâtiment ou du terrain endommagé.

Plus fines et moins visibles à l'œil nu, des variations du comportement du sol et du sous-sol sont fondamentales à caractériser. C'est à ces échelles de variations subtiles que s'inscrivent les méthodes géotechniques et géophysique. Ces dernières, lorsqu'elles sont employées de manière continue par une implantation permanente, permettent également un suivi dans le temps. Là encore, les fréquences de mesures sont à adapter en fonction du type d'outils employé et sont généralement inférieures au jour :

- seconde (sismomètres),
- minute (capteurs géotechniques, sondes hydochimiques et piézométriques),
- jour (tomographie électrique),

Le suivi par l'observation instrumentée est essentiel pour comprendre les mécanismes des glissements de terrain et éventuellement en prédire leurs comportements. Sa mise en place requiert donc une fréquence de mesure modulable en fonction de l'évènement mais aussi du type de méthode utilisée.

Une méthode d'observation d'évolution des instabilités s'inscrit dans une échelle contradictoire : les méthodes de datations absolues par les isotopes des nucléides cosmogéniques (échelle atomique) permettent de déterminer les temps d'exposition des roches dans lesquelles sont retrouvées ces particules et donc des vitesses d'érosion sur des échelles de temps de l'ordre du millier d'années ce qui permet d'expliquer des processus à l'échelle d'un massif. Cependant, cet outil ne fournit pas de chroniques temporelles à échelle humaine et donc ne permet pas de donner d'information sur l'évolution post-rupture, mais plutôt sur la rupture elle-même et ses origines.

Intéressons-nous maintenant aux outils spécifiques à l'observation en continu des versants instables.

3.2. LES OUTILS APPLIQUES A L'OBSERVATION DES INSTABILITES DE VERSANT

Les études d'observation doivent être adaptées et mises en place en fonction du type d'objet à caractériser, du paramètre que l'on cherche à déterminer et de la résolution désirée. Il existe une grande variété de méthodes et d'outils d'observation que l'on peut choisir en fonction de l'étude menée (Figure 53).

Chacune de ces méthodes présentent des caractéristiques bien spécifiques en termes de résolution (spatiale et temporelle), de coût ou d'utilisation. Nous proposons de regrouper ces différentes méthodes en 5 groupes :

- Les méthodes de télédétection,
- Les méthodes de suivi cinématique,
- Les méthodes géotechniques et de suivi hydrologique,
- Les méthodes géophysiques,
- Les méthodes hydro-géophysiques.

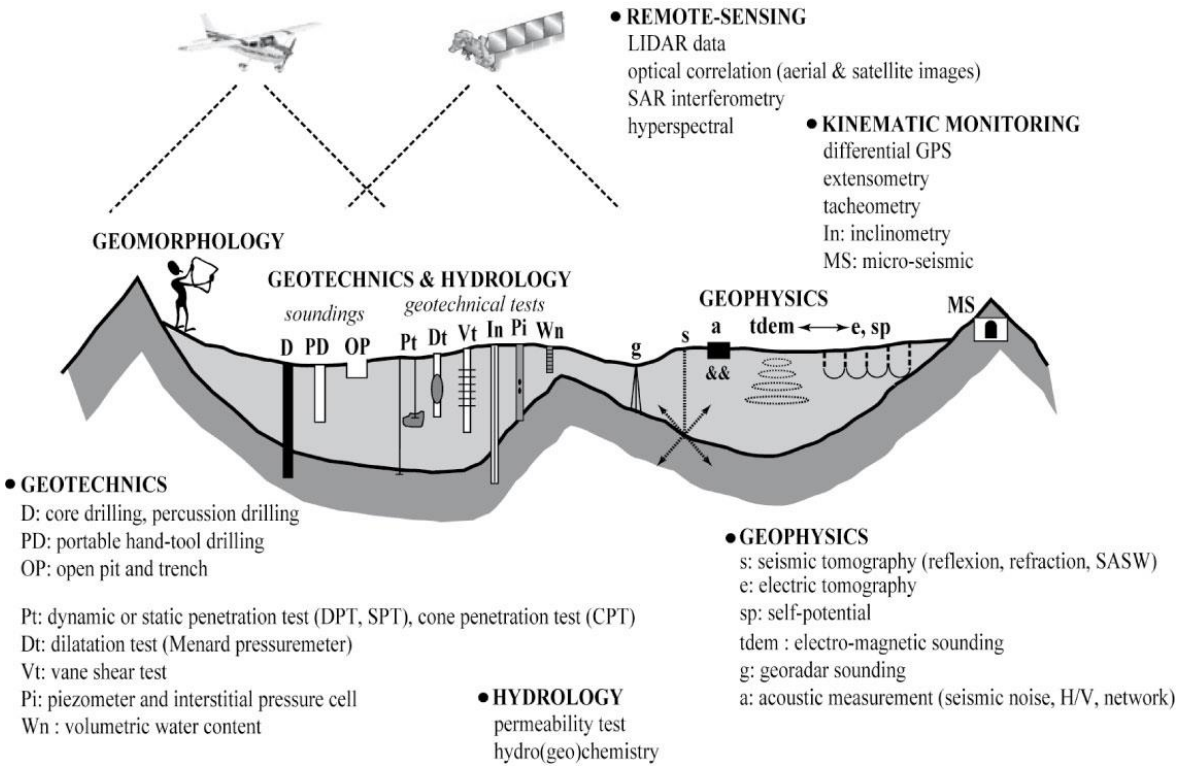


Figure 53 : Les différents outils permettant l'observation multi-paramètres par l'instrumentation appliquée aux instabilités de versant (source : http://omiv.unistra.fr)

Nous allons maintenant en décrire un certain nombre en en donnant les avantages et inconvénients. En revanche, les méthodes de télédétection et certaines méthodes géophysiques (électromagnétisme, sismique active, étude du bruit de fond sismique, polarisation spontanée et induite) n'ont pas été utilisés dans ce travail. Nous proposons cependant en annexe des descriptifs de ces méthodes.

3.2.1. METHODES DE SUIVI CINEMATIQUE

Les outils liés à l'observation et au suivi cinématique permettent de mesurer avec une grande précision le déplacement d'un point par rapport à une position de référence, considérée comme stable, grâce à des mesures répétées dans le temps.

3.2.1.1. Station totale

Les mesures topographiques par station totale permettent de déterminer les déplacements d'un point cible (matérialisé par un prisme réflecteur) visé à différents intervalles de temps. Cet appareil est équipé d'un tachéomètre (ou *Electronic Distance Meter*, EDM) permettant la mesure de la distance entre le point et l'appareil (d'une précision millimétrique), ainsi que d'un théodolite mesurant l'angle de visée en deux dimensions (précision de l'ordre de la seconde de degré). Des vecteurs de déplacements selon les trois dimensions sont alors produits (Figure 54).

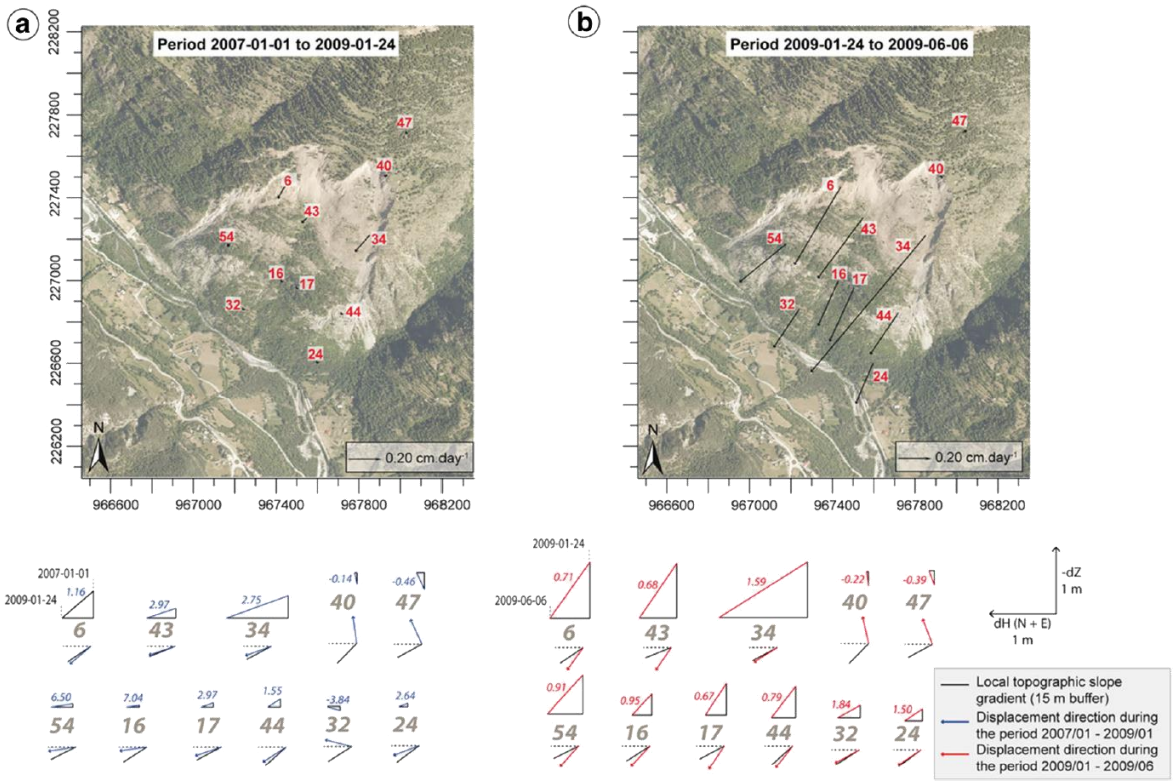


Figure 54 : Vecteurs de déplacements 3D observés à La Clapière, d'après Schlögel et al. (2016). (**a**) Période de faibles déplacements (01/2007 à 01/2009) ; (**b**) Période de forts déplacements (01/2009 à 06/2009).

Bien que cette méthode ne permette qu'une mesure de points discrets et non d'une surface entière comme le LiDAR, des vitesses déplacements de l'ordre du millimètre par intervalle de visée sont ici mesurables (Petley et al., 2005 ; Prokop et Panholzer, 2009 ; Zeybek et al., 2015). Aujourd'hui, des stations totales permettent des relevés automatiques de grande précision, comme celui installé en face du glissement de La Clapière depuis 1982 à des fins de surveillance (Figures 33, 34, 36).

3.2.1.2. GNSS

Le système de positionnement par satellites GNSS (*Global Navigation Satellite System*), tels le GPS (USA), Glonass (Russie) ou Galileo (Europe), est un outil permettant de déterminer les coordonnées exactes d'un point (matérialisé ici par une antenne). Les applications de cette méthode liées à des suivis longue durée sont aujourd'hui variées : il est en effet possible de suivre des vitesses d'évolution de déformations lentes de quelques millimètres à centimètres par an tels que les mouvements tectoniques (Larroque et al., 2001 ; Nocquet, 2012, Noquet et al., 2016), et rapides tels que les glissements de terrain (quelques millimètres à centimètres par jour) (Bogaard et al., 2000 ; Duranthon, 2000 ; Varnes et al., 2000 ; Malet et al., 2002, 2013 ; Wang et al., 2005 ; Nordvik et al., 2010 ; Crosta et al., 2014 ; Lacroix et al., 2014 ; Merritt et al., 2014 ; Bièvre et al., 2015 ; Zeybek et al., 2015 ; Palis et al., 2016). Un état de l'art récent sur l'utilisation de GPS et ses applications est notamment disponible (Bock et Melgar, 2016).

Deux méthodes existent principalement pour le calcul de la position (appelée solution) des points étudiés :

- La méthode différentielle nécessite l'utilisation d'une station GNSS de référence, considérée stable et dont on connaît les coordonnées absolues, pour observer les déplacements relatifs d'une station mobile par rapport à cette référence. Cette méthode permet un traitement des données dans un court délai et des récepteurs mono-fréquences suffisent au calcul.
- La méthode PPP (*Precise Position Point*) permet le calcul de la coordonnée précise du point, sans utilisation de référence, en utilisant des modèles de corrections atmosphériques, d'orbites satellitaires et du géoïde terrestre. Elle permet un traitement précis et isolé, et présente donc l'avantage de ne nécessiter qu'une seule station. Cependant, elle nécessite des traitements assez lourds et une connaissance de nombreux facteurs influant sur la mesure, disponibles après un délai de plusieurs jours (orbites précises). De plus, les stations doivent être équipées de récepteurs bi-fréquentiels.

Dans le cas du suivi permanent et continu des instabilités gravitaires, la méthode différentielle est la plus largement utilisée, du fait de son utilisation dans le cadre de suivi des zones instables en temps réel destiné à l'alerte. Néanmoins, la méthode PPP, plus récente, présente des avantages non négligeables quant à la mise en place de l'installation.

Les glissements de l'OMIV notamment, sont équipés de plusieurs stations GNSS. Sur le glissement de La Clapière, deux stations GPS permanentes installées sur la masse glissante (CLP1 et CLP2, Figure 55a) permettent d'observer les variations des déplacements dans le temps depuis 2003 par rapport à une station installée sur le versant opposé (CLAP, Figure 55a), considéré comme stable.

Les déplacements présentés dans la Figure 55 , sont issus du calcul de solutions par méthode différentielle. Ces solutions ont été calculées grâce au logiciel RTKlib (http://www.rtklib.com) en utilisant des mesures acquises par le récepteur GNSS toutes les 30 secondes. Des fichiers journaliers (2880 mesures maximum) sont alors utilisés. Le logiciel calcule la position et son erreur absolue associée (en mètre) en fonction du référentiel global WSG84, puis projette les coordonnées dans le référentiel RGF93-Lambert93, centré sur la France. Un filtre est ensuite appliqué sur les trois composantes individuellement où la valeur médiane de l'ensemble des valeurs journalières est récupérée.

Ces enregistrements dénotent de l'activité de la surface du glissement de La Clapière de 2003 à 2017. Il est intéressant de noter que la qualité des solutions s'améliore nettement à partir de 2011 (absence de points aberrants), année à partir de laquelle les antennes mono-fréquence de CLP1 et CLP2 ont été remplacées par des antennes bi-fréquences.

La dynamique cinématique observée sur les stations mobiles, synchrone sur les trois composantes (Figure 55b, c), indique une non-linéarité du déplacement, mettant en évidence des changements de régimes (accélérations/ralentissements) à partir de l'hiver 2009, avec des phases de crises de déplacements généralisés de la masse instable pouvant atteindre des vitesses moyennes d'environ 5 mm/jour pendant plusieurs semaines (Palis et al., 2016). De plus, ces changements de régimes dynamiques surviennent systématiquement pendant les périodes printanières, indiquant une certaine cyclicité liée aux variations climatiques. Ces relations seront abordées plus en détails dans le deuxième chapitre de ce manuscrit.

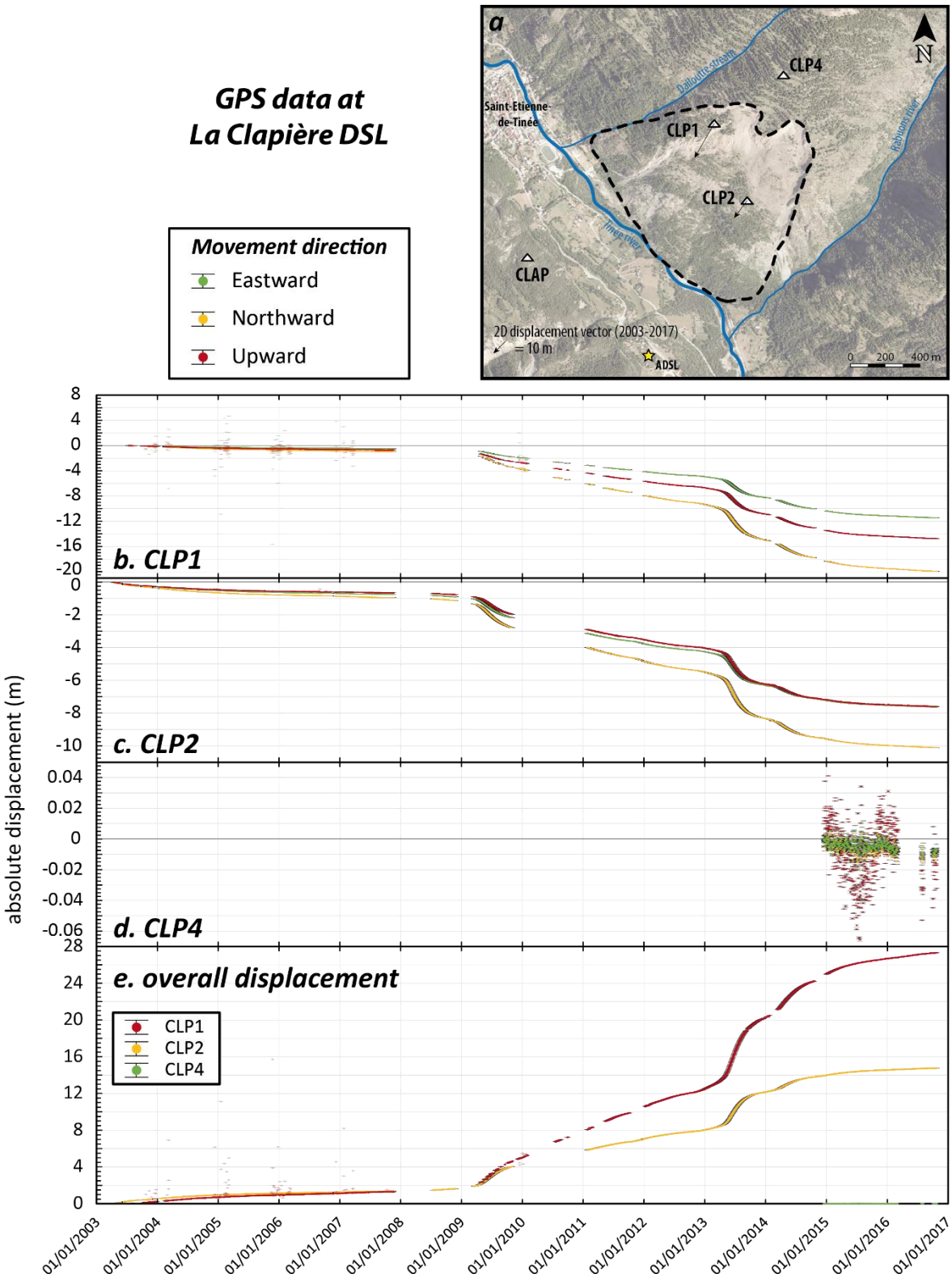


Figure 55 : Evolution des déplacements mesurés par les stations GNSS installées sur le glissement de La Clapière de 2003 à 2017. (**a**) Localisation des stations ; (**b**, **c**, **d**) Déplacements absolus selon les 3 composantes de l'espace (Est, Nord et verticale) des stations mobiles CLP1 (**b**), CLP2 (**c**) et de la nouvelle station CLP4 (**d**) ; (**e**) Déplacements absolus des vecteurs de déplacements intégrant les trois directions. Les points grisés correspondent à des valeurs aberrantes de position.

Finalement, nous pouvons mesurer un déplacement général depuis 14 ans d'observation de 27.3 m et 14.8 m pour les stations CLP1 et CLP2 respectivement par rapport à leurs

positions d'origine (Figure 55e). Cette différence de vitesses observée s'explique par l'actuelle dynamique du lobe Nord-Ouest (CLP1) du glissement de La Clapière, se détachant du corps principal (CLP2) (Figure 34). Ce phénomène s'observe également visuellement sur le terrain : en 2014, une partie du chemin pédestre près du vallon du Dailoutre a été détruit par d'importants déplacements.

En 2015, une station a été installée en haut du promontoire du glissement (CLP4, Figure 55a) permettant de contrôler l'extension vers l'amont de la déstabilisation. Depuis, sa mise en place, pas ou très peu de mouvements sont décelables dans cette zone du glissement. On peut cependant déceler une dérive d'environ 1 mm vers le Sud-Ouest sur les deux ans de mesures. Bien que cette précision de mesure soit à prendre avec précaution (on reste dans la limite de la détection de mouvement par les GPS), il est possible d'invoquer ici une activité de plus grande échelle pour expliquer ce signal. En effet, si on considère que la station de référence (CLAP) est bien immobile, on est en droit de supposer que le déplacement lent du DSGSD de la Colle-Longue soit ici enregistré. Il serait alors intéressant d'observer le comportement de cette station sur une chronique de temps plus importante pour confirmer cette hypothèse.

Grâce à ce réseau de stations GNSS permanentes, il est également possible de comparer la qualité des deux calculs de solution à partir de 2011, année d'installation de récepteurs bi-fréquences, permettant le calcul en PPP (Figure 56). Ce calcul, effectué par le laboratoire IPGS-EOST de Strasbourg (http://omiv2.unistra.fr/data.php), utilise les fichiers journaliers à fréquence de mesure de 30 secondes et détermine la position dans le repère ITRF2008, puis projette les coordonnées en RGF93-Lambert93. Pour améliorer la précision des solutions, des fichiers de correction d'orbites précises (fichiers SP3), d'horloges satellitaires (fichiers CLK) et de paramètre de rotation terrestre (fichiers ERP) sont intégrés dans le calcul.

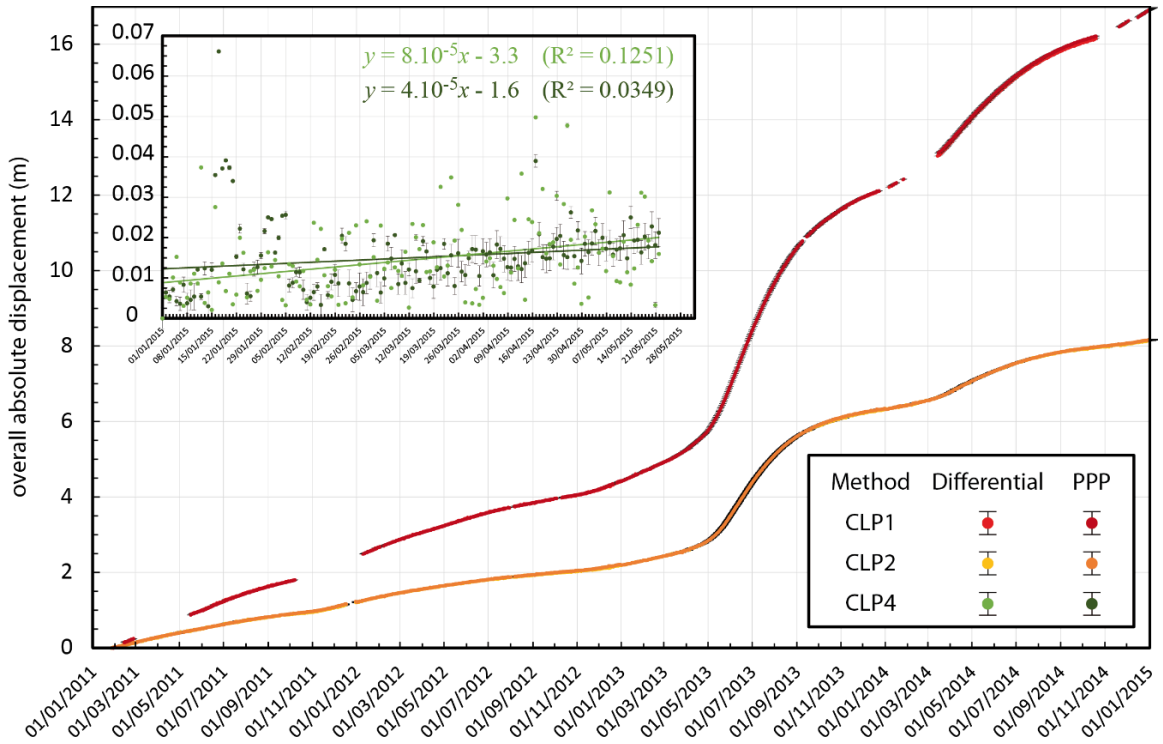


Figure 56 : Comparaison entre les méthodes de calcul de solution GPS (différentielle et PPP) à La Clapière de 2011 à 2015 pour les stations GNSS CLP1, CLP2 et CLP4.

Sur des déplacements de l'ampleur de ceux observés à La Clapière, la différence entre les deux calculs n'est pas significative. En effet, sur 4 ans de mesures les deux méthodes convergent vers des résultats similaires sur les trois composantes, au décimètre près :

- Méthode différentielle : 17.90 m ± 0.5 mm pour CLP1, 8.48 m ± 0.3 mm pour CLP2 ;
- Méthode PPP : 17.91 m ± 5.9 mm pour CLP1, 8.17 m ± 14.2 mm pour CLP2

Pour les faibles mouvements observés à la station CLP4, il est possible d'apprécier la différence de l'erreur instrumentale entre les deux méthodes. En effet, la méthode différentielle utilise des corrections de calculs sur deux stations (station étudiée et station référence). En revanche, on observe la dérive observée précédemment sur les solutions calculées par les deux méthodes. Les tendances linéaires sont très similaires, bien que les coefficients de détermination de ces deux droites restent très faibles et peu significatifs.

3.2.1.3. Extensométrie

La mesure de l'extensométrie est une mesure directe de la déformation au niveau d'une fracture. Elle repose sur l'observation quantitative de la position d'un point par rapport à un point stable. Les deux points sont reliés physiquement par un dispositif mécanique (câble, piston) et on mesure dans le temps le déplacement d'un point mobile par rapport à un point de référence.

Il existe plusieurs types d'extensomètre tels que les distancemètres à fil (bases longues) permettant d'observer le déplacement de masses sur des distances métriques ou les fissuromètres (bases courtes), qui permettent de mesurer l'ouverture de fissures avec une exactitude sub-millimétrique. Les capteurs à fibre optique permettent de mesurer les déformations réparties le long de la fibre sur plusieurs kilomètres avec une précision sub-métrique.

Il est important de noter que des facteurs externes tels que les variations de températures (dilatation) ou les vents forts (dans le cas d'extensomètres à fil) peuvent influencer la qualité des mesures.

Cette méthode est finalement bien adaptée à l'instrumentation de site rocheux, mais elle est également applicable aux glissements de terrain lents (Angeli et al., 2000 ; Wang et al., 2005 ; Macfarlane, 2009 ; Nordvik et al., 2010 ; Chanut et al., 2013) (Figure 57).

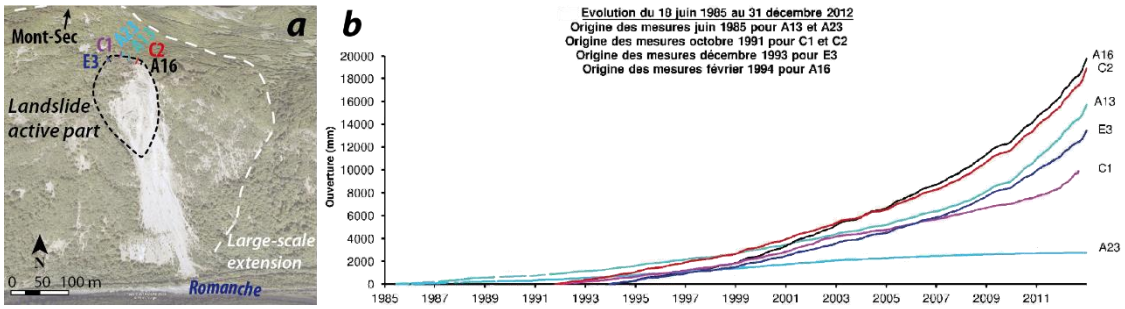


Figure 57 : Evolution des mesures extensométriques dans la zone active du glissement de Séchilienne. (**a**) Localisation ; (**b**) Mesures de 19985 à 2012, d'après Chanuet et al. (2013).

3.2.2. METHODES GEOTECHNIQUES ET DE SUIVI HYDROLOGIQUE

Les méthodes géotechniques appliquées à l'observation en continu concernent les outils d'étude directe de la déformation et du suivi de la mécanique des matériaux. L'observation implique ici invariablement une approche invasive (sondages).

3.2.2.1. Inclinométrie

Cette méthode est une méthode de mesure directe des rotations (angles et déplacements) en surface et en profondeur. En général, il s'agit d'un tube déformable dans lequel est installée une sonde inclinométrique. Grâce à une mesure initiale de référence, il est ainsi possible d'apprécier l'évolution de la vitesse de la déformation à différentes profondeurs avec une précision millimétrique (Figure 58). De cette manière, on peut caractériser la profondeur de la surface de rupture et apprécier les déplacements de la masse instable sus-jacente.

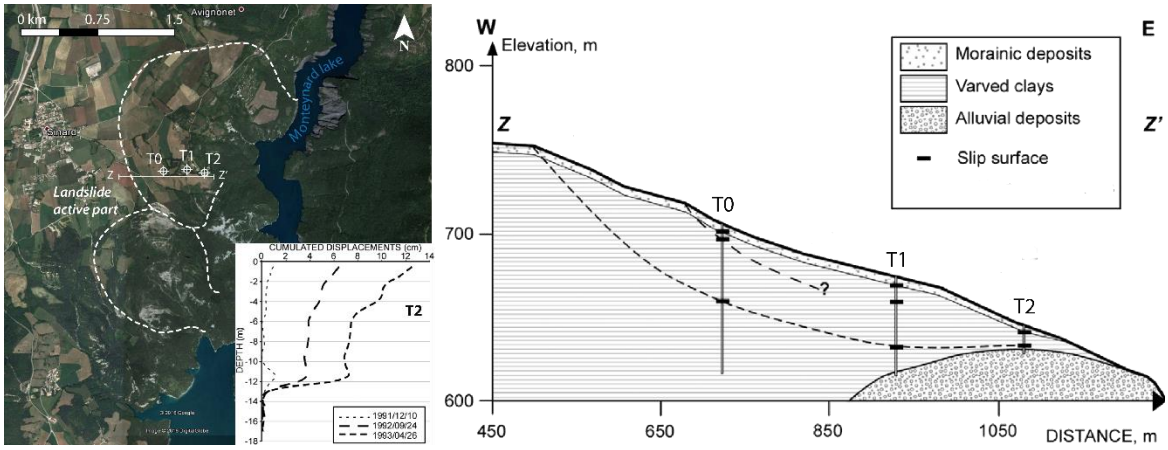


Figure 58 : Déplacement de l'inclinomètre T2 installé sur le glissement argileux du Mas d'Avignonet, adapté d'après Jongmans et al. (2009).

Solidaire du sol, cet appareil reste donc adapté à des mouvements de terrain lents (Jongmans et al., 2009 ; Macfarlane, 2009 ; Aucelli et al., 2013 ; Abolmasov et al., 2014 ; Crosta et al., 2014 ; Dixon et al., 2014 ; Ling et al., 2016), afin d'éviter une détérioration du matériel.

Les clinomètres, boitiers équipés d'accéléromètres ou de pendules magnétiques, placés au niveau de la surface (quelques centimètres de profondeur), permettent la mesure des variations d'inclinaisons en deux dimensions par rapport à la verticale. Le signal électrique fourni est proportionnel à la variation d'angle dont la précision est inférieure à la seconde de degré. Cependant, la qualité de la mesure peut être influencée par la température si le dispositif n'est pas totalement hermétique.

Le glissement du Prat de Julian, à Vence est instrumenté depuis 2009 par des clinomètres permanents (Figure 59).

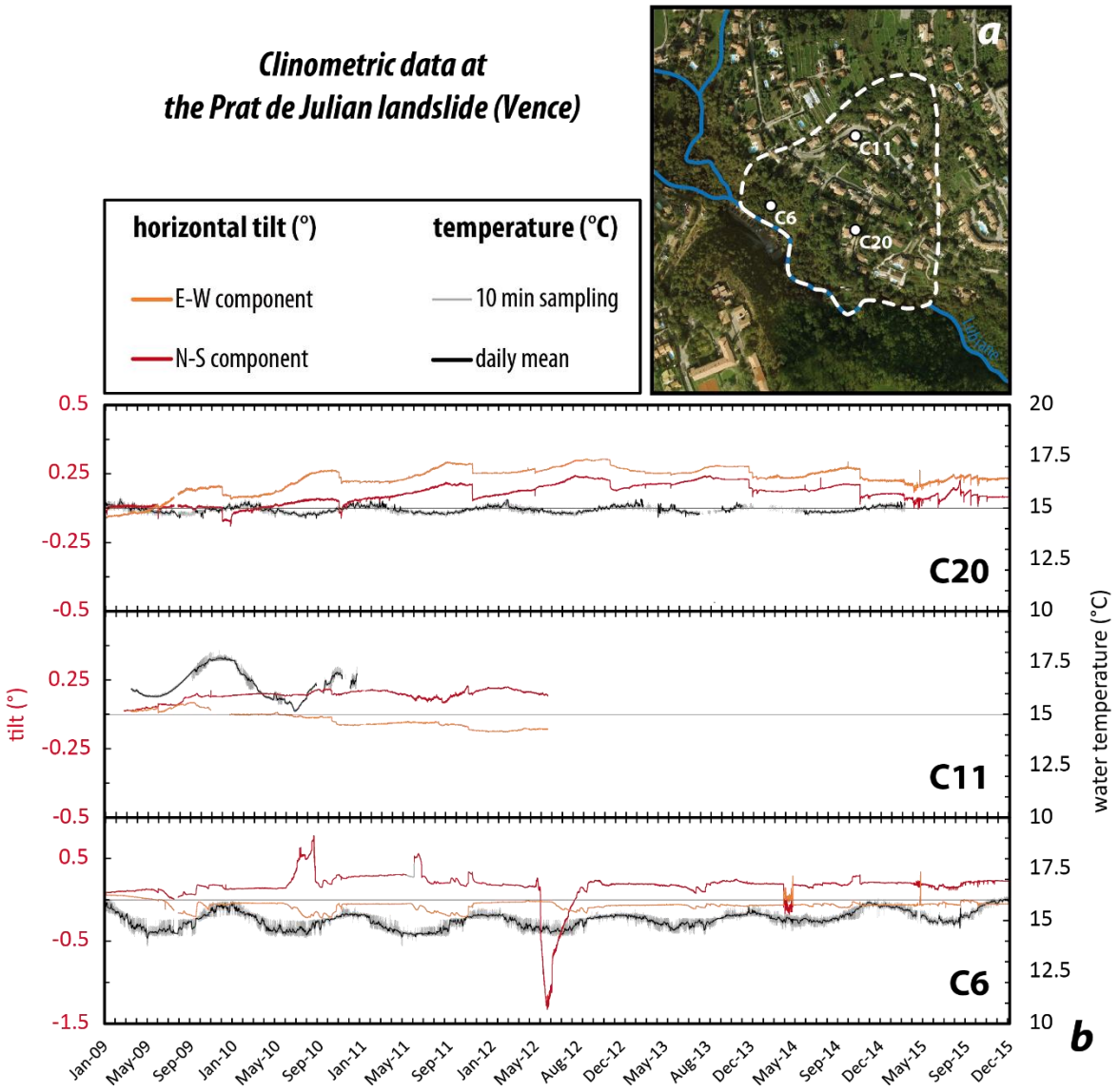


Figure 59 : (**a**) Localisation des clinomètres installés sur le glissement du Prat de Julian à Vence ; (**b**) Evolution de l'angle de rotation mesuré par les 3 clinomètres et de la température de l'eau mesurée dans le forage de 2009 à 2016.

Les variations observées sur 7 ans de données clinométriques, d'ampleur relativement faibles, indiquent des cycles saisonniers d'activité du glissement du Prat des Julian. Grâce à ces observations, il est possible d'identifier une activité plus importante au pied du glissement (C6 et C20) que dans la partie supérieure (C11), présente également dans cette partie du glissement. Bien que les variations observées puissent être influencées par la température extérieure, on observe presque systématiquement des basculements saisonniers en hiver (Sud-Ouest pour C20, Est pour C6) suivis de retour au seuil initial, témoignant d'un comportement de type quasi-élastique du massif (on observe une tendance rotative d'environ 0.2° vers le Nord-Est pour C20), mais également d'un découplage entre les déformations à l'Ouest (C20) et à l'Est (C6) du glissement. On observe en effet des sens de rotations opposés entre les deux capteurs, et un évènement important au printemps 2012 uniquement sur C6 (rotation de près 1.5° vers le sud). Pour expliquer ce découplage, on peut invoquer le rôle des failles recoupant le massif et pouvant agir sur la circulation interne des fluides.

3.2.2.2. Piézométrie

Les données inclinométriques et leur évolution dans le temps sont difficilement interprétables sans d'autres informations relatives comportement interne du milieu. On sait que les variations du niveau piézométrique jouent un rôle prépondérant dans l'évolution des instabilités gravitaires. Les piézomètres installés dans des forages de façon permanente permettent cette mesure en continu. Cet appareil, par la mesure de la charge hydraulique par une sonde électrique en contact avec l'eau, détermine les fluctuations du toit de nappe avec une précision centimétrique.

Très robustes, ces appareils sont utilisés pour l'observation de la fluctuation des nappes superficielles des glissements de terrain depuis plusieurs années (Macfarlane, 2009 ; Lebourg et al., 2010 ; Bièvre et al., 2012 ; Aucelli et al., 2013 ; Prokešová et al., 2013 ; Cappa et al., 2014 ; Ling et al., 2016).

Sur le glissement du Prat de Julian, des piézomètres sont installés dans des forages, proches des clinomètres présentés précédemment (Figure 59a). Ils enregistrent des variations saisonnières du niveau d'eau sous la surface avec un comportement particulier (Figure 60) :

- D'abord, la réponse du niveau piézométrique à la pluie est très rapide, ce qui indique une perméabilité du milieu très importante ;
- Ensuite, une cyclicité est notable avec remplissage très brut qui survient en hiver, synchrone de l'arrivée de précipitations importantes, et le niveau de l'aquifère superficiel reste proche de la surface pendant plusieurs mois, pour redescendre progressivement à son plus bas niveau en été et en automne. Lorsqu'on met en relation les données piézométriques et clinométriques, on observe des comportements synchrones entre le régime de remplissage/vidange des aquifères et les rotations enregistrées.

Lebourg et al (2010) ont mis en évidence le remplissage particulier et complexe des aquifères. En effet, le rôle drainant des failles recoupant le massif est à prendre en compte pour expliquer cette arrivée brutale et conséquente d'eau. De plus, la présence fortement probable d'aquifères karstiques plus profonds, se saturant lors de pluies importantes sur une longue durée, peut expliquer une recharge des nappes sus-jacentes par des processus ascendants. Nous reviendrons sur ces aspects plus tard dans ce mémoire.

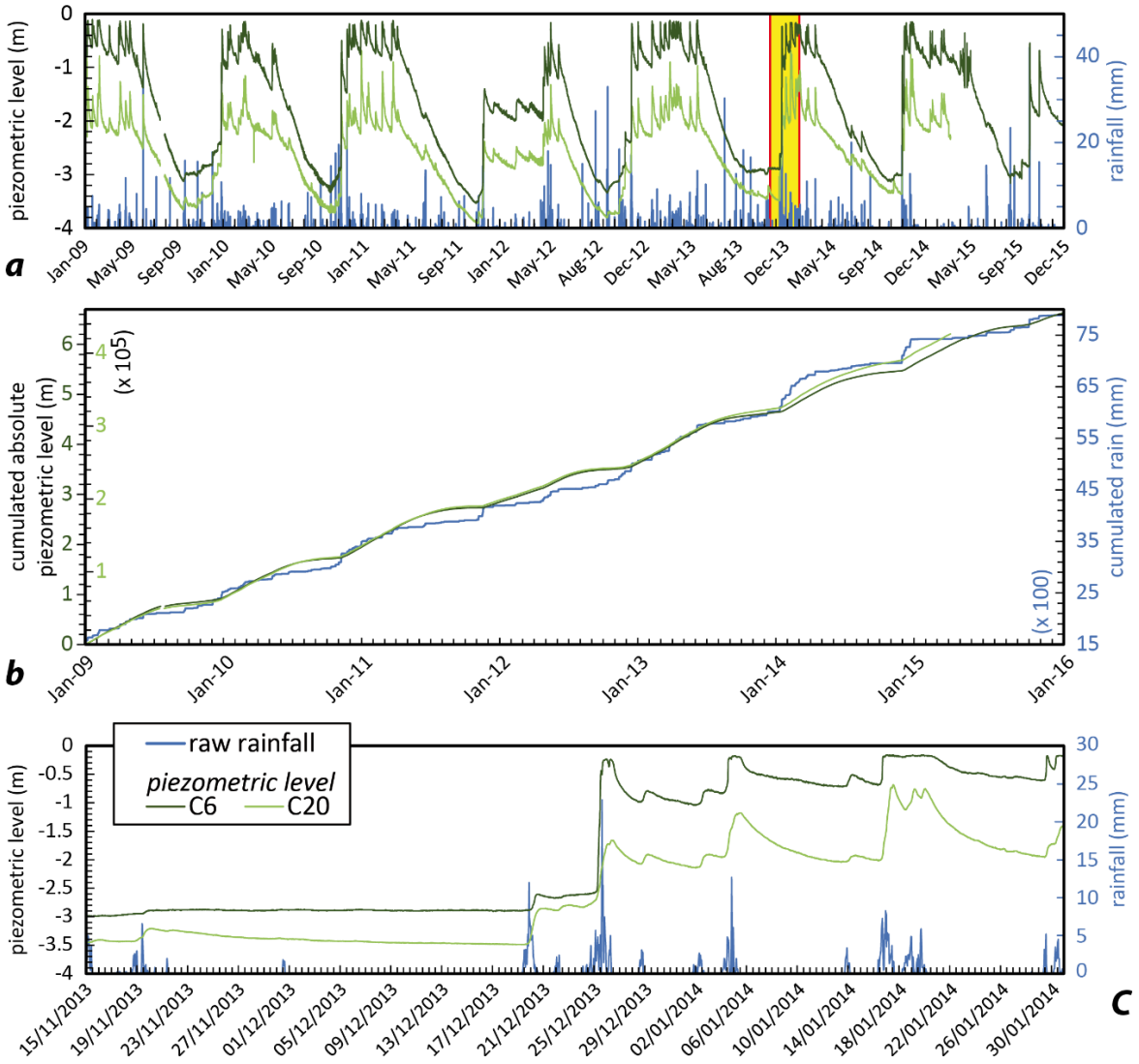


Figure 60 : Variations du niveau piézométrique mesuré dans deux forages (C6 et C20) du glissement du Prat de Julian, de 2009 à 2016 et les précipitations enregistrées. (**a**) Chronique temporelle complète. La bande jaune indique le zoom en c ; (**b**) Variations cumulées ; (**c**) Zoom sur un épisode de remplissage.

3.2.3. METHODES GEOPHYSIQUES

3.2.3.1. Généralités sur les méthodes géophysiques et hydro-géophysiques

Les méthodes géophysiques et hydro-géophysiques présentent un aspect non négligeable pour l'étude de la subsurface en général : elles sont non invasives et non destructrices (indirectes). Elles sont cependant souvent complexes à exploiter, dès lors qu'elles passent la plupart du temps par des méthodes d'inversion. Pour l'observation et la caractérisation de la subsurface, ces méthodes sont employées depuis maintenant de nombreuses années (Everett, 2013 ; Malehmir et al., 2016). Dans le cas de l'étude des instabilités de pente, Hack (2000)

et Jongmans et Garambois (2007) ont établi d'intéressants résumés des méthodes géophysiques appliquées à l'étude de versants instables.

La qualité des résultats obtenus grâce à ces méthodes sont contrôlés par quatre principaux facteurs (Jongmans et Garambois, 2007) :

- La présence de contrastes géophysiques, tels que des limites lithologiques (stratification, surfaces de rupture), mécaniques ou hydrologiques (zones saturées) marquées ;
- La résolution et la profondeur de pénétration de la méthode employée, menant souvent un compromis entre les deux : plus la profondeur d'investigation est grande, moins bonne est la précision ;
- La calibration de la méthode employée en fonction du type de terrain à investiguer ;
- La qualité du rapport signal/bruit.

Des études préliminaires aux études géophysiques sont alors nécessaires pour une bonne utilisation de ces méthodes. De plus, elles nécessitent un traitement impliquant des modèles d'inversion, rendant les solutions des itérations convergeant vers ces modèles non-uniques. Les données seront ainsi invariablement accompagnées d'une estimation de l'erreur engendrée par cette inversion.

Pour ce qui est des méthodes de suivi observationnel des instabilités de versant, deux méthodes vont être particulièrement utilisées : la méthode sismique et la méthode électrique.

Les méthodes électromagnétiques et sismiques, au grand potentiel d'imagerie et de caractérisation géophysique, n'ont cependant pas été exploitées dans le cadre de ce travail pour l'observation comportementale de zones instables. Nous nous proposons tout de même en annexe un descriptif de ces méthodes et de ses applications dans la caractérisation des versants instables (Annexes 2 et 3).

En revanche, l'évolution de la sismicité est une donnée intéressante du suivi comportemental des versants instables. Nous allons maintenant présenter le principe de cette méthode et nous détaillerons les méthodes hydro-géophysiques (électrique) plus loin.

3.2.3.2. Etude de la sismicité

L'installation de sismomètres, ou d'antennes sismiques composées de plusieurs capteurs accélérométriques, permanents permettent la mesure en continu des vibrations qui affectent la surface. Deux approches menant à différents types d'information sont utilisées dans le suivi des glissements de terrain : l'étude des ondes de surfaces enregistrées, et l'étude du bruit sismique enregistré en permanence.

Tout d'abord, ces capteurs permettent d'enregistrer des vibrations sortant du bruit vibratoire ambiant. La forme du spectre, l'amplitude, l'énergie, la durée de ces évènements sismiques peuvent être différenciées et mener à une classification de ces évènements (Helmstetter et Garambois, 2010 ; Tonnelier et al., 2013) (Figure 61). Des catalogues d'évènements sont alors produits, discriminants les évènements lointains (séismes régionaux ou mondiaux), des évènements locaux (actions anthropiques, micro-séismes locaux), voire endogènes (chutes de blocs, cracks internes). Ces catalogues sont notamment disponibles

pour les glissements instrumentés par l'OMIV, le traitement des signaux et l'élaboration des catalogues étant effectuée par le laboratoire ISTerre de Grenoble (http://omiv.osug.fr/data).

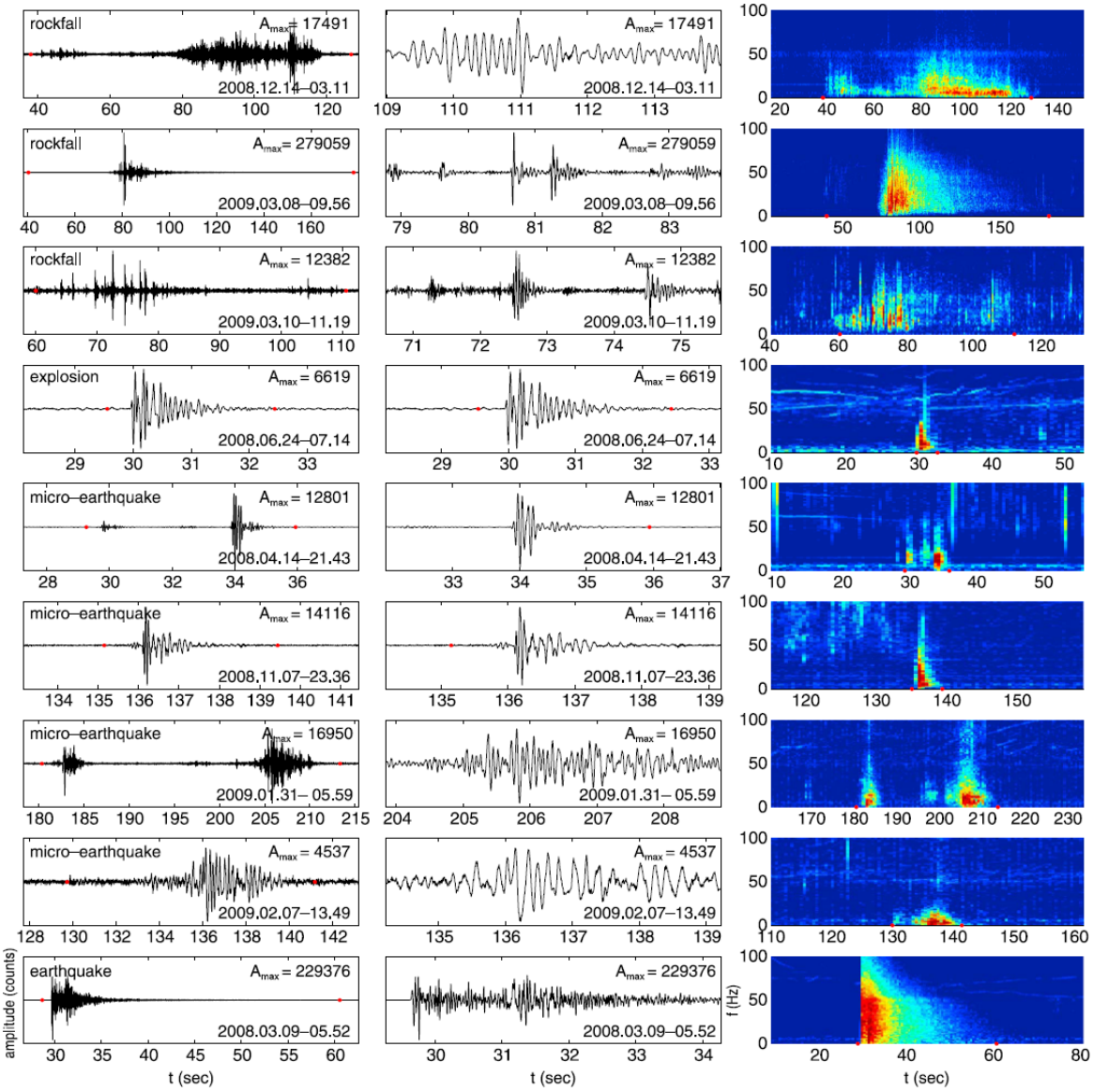


Figure 61 : Exemples de signaux observés grâce à l'antenne sismologique installée sur le glissement de Séchilienne, d'après Helmstetter et Garambois (2010). (**gauche**) Sismogrammes ; (**milieu**) Zoom sur une fenêtre de 5 secondes autour du pic d'amplitude (valeur en haut à droite des sismogrammes) ; (**droite**) Spectrogrammes des évènements.

3.2.4. METHODES HYDRO-GEOPHYSIQUES

Nous avons choisi de séparer ces méthodes des méthodes géophysiques en général, car nous voulons ici détailler une méthode qui est au centre des observations effectuées dans ce travail. Il s'agit du suivi des conditions hydrogéologiques des versants instables par tomographie électrique.

Les méthodes électriques restent une des méthodes géophysiques les plus utilisées aujourd'hui pour la caractérisation de la subsurface (pour des revues d'état de l'art, voir

Dahlin, 2001 ; Jongmans et Garambois, 2007 ; Slater, 2007 ; Revil et al., 2012 ; Malehmir et al., 2016). Ces méthodes sont basées sur la mesure de potentiels électriques entre des paires d'électrodes traversées par un courant électrique et donc la capacité du milieu traversé par le champ électrique à faire passer le courant.

Nous allons détailler ici plus spécifiquement la méthode d'imagerie géophysique par tomographie électrique. D'autres méthodes électriques de caractérisation hydro-géophysiques de la subsurface (polarisation spontanée et induite), non-utilisée au cours de ce travail, sont présentées en annexe (Annexe 4).

3.2.4.1. Principe et généralités sur la tomographie électrique

La méthode de tomographie électrique (*Electrical Resistivity Tomography*, ERT) est maintenant utilisée depuis une vingtaine d'année et est devenue un standard dans l'imagerie géophysique de la surface grâce à la simplicité de son utilisation, bien que l'interprétation des données obtenues reste complexe (Loke et Barker, 1996 ; Loke, 1996-2014 ; Hack, 2000 ; Dahlin, 2001 ; Rey, 2005 ; Samouëlian et al., 2005 ; Jongmans et Garambois, 2007 ; Revil et al., 2012 ; Everett, 2013). Cette méthode a été utilisée dans la majeure partie des études présentées dans ce mémoire et nous allons maintenant la détailler.

Le principe de cette méthode consiste à mesurer les différences de potentiels électriques induites par l'injection d'un courant continu entre deux électrodes plantées dans le sol. La donnée obtenue, proportionnelle à la résistance R (en Ω) du matériau, de longueur L (en m) et de section d'aire S (en m²) traversé par le courant électrique est la résistivité électrique :

$$\rho = R.\frac{S}{L}, \quad (1)$$

avec

$$R = \frac{V}{I}. \quad (2)$$

On voit déjà ici que cette grandeur, inverse de la conductivité σ ($\rho = 1/\sigma$), présentant de grandes gammes de valeurs (en Ω.m) et est sensible à la charge électrique du milieu. Cette dernière est contrôlée par de nombreux facteurs tels que la teneur en argiles, la teneur en eau et sa conductivité, ou encore le degré d'altération et de fracturation de la roche. Archie (1941) est un des premiers auteurs à utiliser la résistivité électrique en milieu naturel pour la caractérisation de réservoirs.

Comme nous l'avons vu avec l'équation (2), la loi physique décrivant la circulation d'un champ électrique **E** (en V.m^{-1}) dans un milieu de conductivité σ (en S.m^{-1}) à l'échelle macroscopique est la loi d'Ohm :

$$\mathbf{J} = \sigma\mathbf{E}, \quad (3)$$

reliant la densité du courant **J** (en A.m^{-2}) à l'intensité du courant **E**, obtenue grâce à la mesure du potentiel électrique V (en V) :

$$\mathbf{E} = -\nabla V. \quad (4)$$

Le potentiel est mesuré grâce à l'injection d'un courant d'intensité I en un point source à la surface, générant des lignes d'équipotentiel électrique dans le sol se propageant radialement dans les trois dimensions de l'espace (Figure 62a). La différence de potentiel ∂V entre deux équipotentielles hémisphériques séparée d'une distance ∂r s'exprime par :

$$\frac{\partial V}{\partial r} = -\rho . J \ , \tag{5}$$

avec

$$J = \frac{I}{2\pi r^2} \, . \tag{6}$$

On a donc après intégration :

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \, . \tag{7}$$

Concrètement, la mesure s'effectue grâce à des électrodes d'injection de courant (nommées A et B ou C1 et C2) à travers lesquelles un courant continu est injecté, et des électrodes de mesure de potentiel (nommées M et N ou P1 et P2) aux bornes desquelles un résistivimètre réalise la mesure (Figure 62a).

Il est donc possible d'exprimer la différence de potentiel mesuré en fonction des distances séparant les électrodes dont on connaît les coordonnées :

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] . \tag{8}$$

et la résistivité électrique :

$$\rho = \left[\frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM}\right) - \left(\frac{1}{BM}\right) - \left(\frac{1}{AN}\right) + \left(\frac{1}{BN}\right)} \right] \frac{\Delta V}{I} = K \frac{\Delta V}{I} \, , \tag{9}$$

avec *K*, le facteur géométrique, dont la valeur dépend de la géométrie de l'arrangement des paires d'électrodes (Figure 62b).

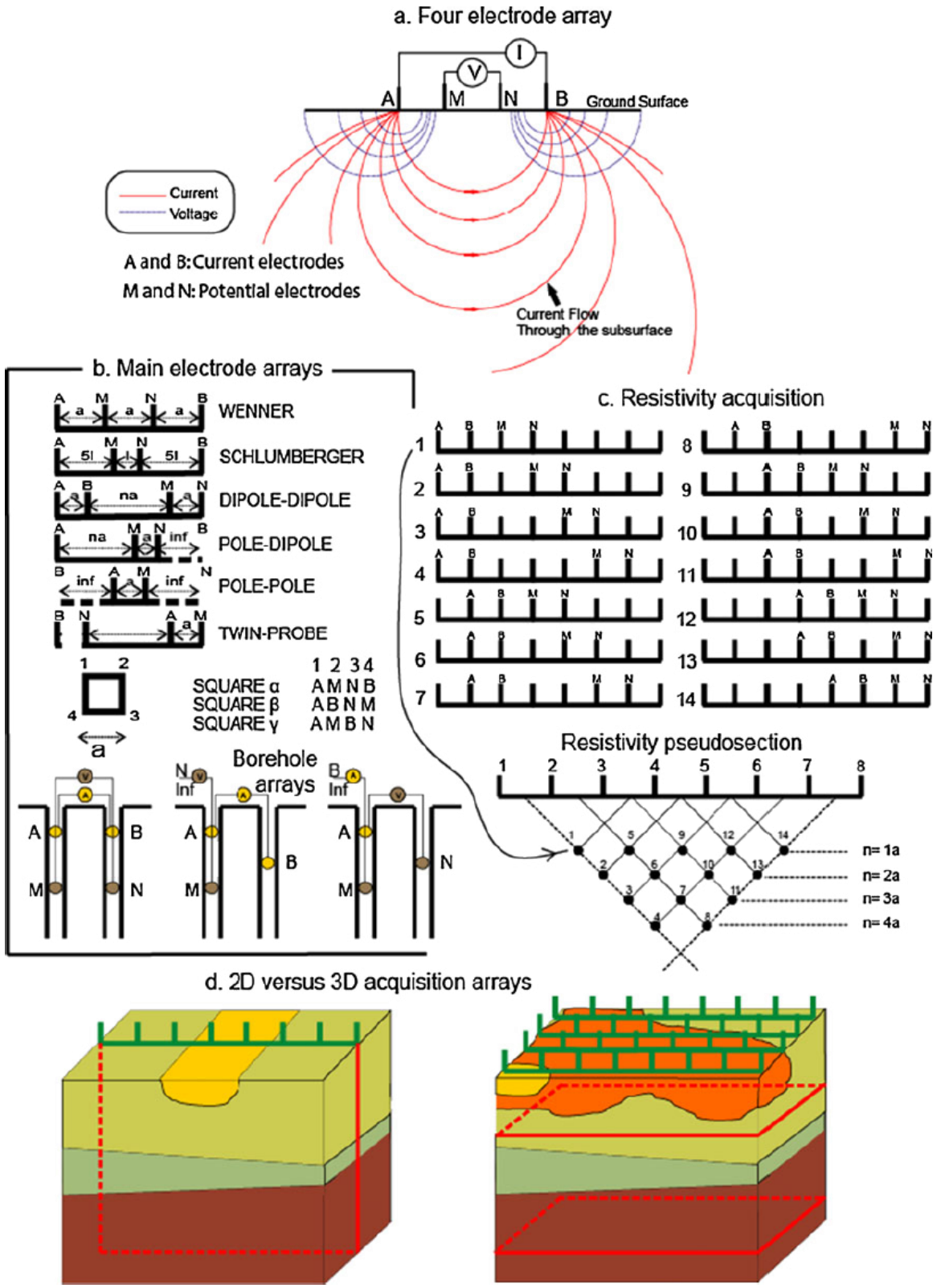


Figure 62 : Principe de la tomographie électrique, d'après Revil et al., 2012. (**a**) Arrangement type d'électrodes impliquant deux électrodes d'injection de courant (A et B) et deux électrodes de mesure de potentiel (M et N) avec les trajets des lignes de courant injectées (rouge) et des équipotentielles générées (bleu) ; (**b**) Les principaux types d'arrangement d'électrodes (en surface et en sondage), avec a, la distance élémentaire entre deux électrodes, et n, l'entier multiplicateur de a contrôlant l'écartement des paires d'électrodes ; (**c**)Schéma expliquant la construction d'une pseudo-section de résistivités apparentes avec l'arrangement en dipôle-dipôle ; (**d**) Diagrammes comparatif de l'acquisition en 2D et en 3D.

Il est important de noter ici que la mesure réalisée en un point, dépend des résistivités des terrains traversés par le courant en trois dimensions. Ainsi, on appelle la résistivité mesurée sur le terrain, la résistivité apparente (ρ_a). Afin de connaître la résistivité "vraie", il est nécessaire de passer par un processus d'inversion que nous aborderons plus loin. Grâce à des mesures en laboratoire, on connaît les gammes de valeurs de résistivité propres à de nombreux matériaux, allant du moins résistif (plus conducteur) tels que les métaux, au plus résistif (moins conducteur) comme les roches ignées (Figure 63). L'état d'altération du milieu, ainsi que sa teneur en eau et en argiles jouent fortement sur les valeurs mesurées (Loke, 1996-2014 ; Hack, 2000 ; Samouëlian et al., 2005 ; Revil et al., 2012 ; Everett, 2013).

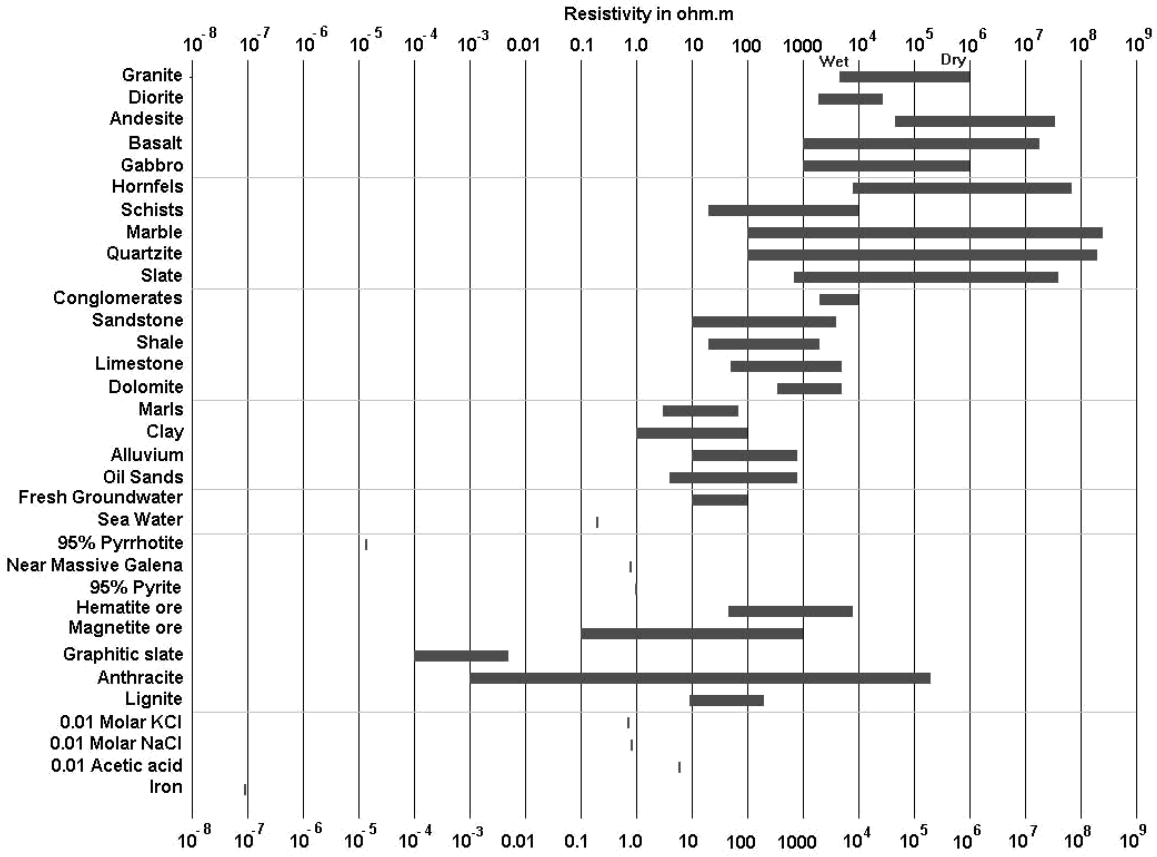


Figure 63 : Synthèse des gammes de résistivité obtenues pour différents sols, roches et minéraux, d'après Loke, 1996-2014.

Le choix du dispositif utilisé est fondamental pour l'observation que l'on souhaite réaliser, où un compromis entre la profondeur de pénétration, la résolution et la sensibilité (verticale ou horizontale) doit être établi (Figure 64). Dans la suite de ce travail, nous privilégierons l'utilisation du dispositif dipôle-dipôle, qui présente des sensibilités intéressantes à l'imagerie structures verticales ainsi qu'une bonne résolution.

Il existe de nombreuses approches pour mesurer la résistivité d'un terrain. Ainsi, des dispositifs en une dimension (1D), utilisant quatre électrodes, ont longtemps été utilisés pour établir des profils verticaux de résistivité du sol ainsi qu'à travers des sondages, permettant d'établir des profil en pseudo-2D (Daily et al., 1992 ; Ellis et Oldenburg, 1994 ; Slater et al., 1997, 2000 ; Dahlin, 2001 ; Binley et al., 2002 ; Furman et al., 2007 ; Oldenburg et al., 2007 ; Looms et al., 2008 ; Kuras et al., 2009).

Array	Sensitivity	Median investigation depth	Signal strength (geometric factor *K*)	Resolution
Wenner	vertical	Low (0.519a)	High (2πa)	Low
Wenner-Schlumberger	mixed	Average (0.520a to 2.480a)	Average (πn(n+1)a)	Average
dipole-dipole	horizontal	Average (0.416a to 2.236a)	Low (πn(n+1)(n+2)a)	High
pole-dipole	mixed	Average (4.524L)	Average (2πn(n+1)a)	Average
pole-pole	mixed	High (6.283L)	High (2πa)	Low

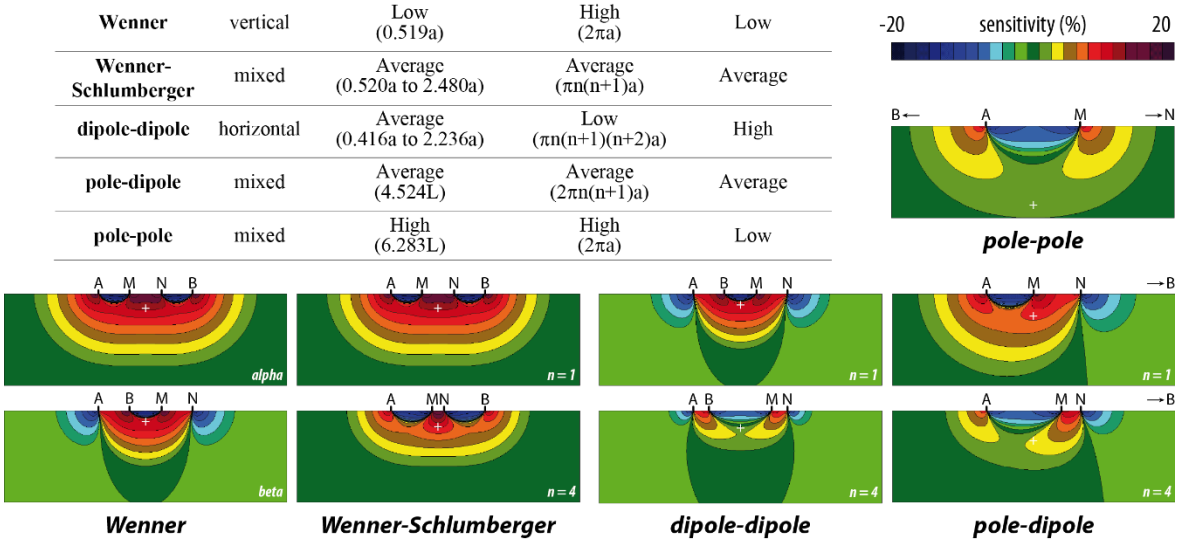


Figure 64 : Résumé des caractéristiques des principaux dispositifs utilisés en tomographie électrique. La table résume les caractéristiques d'acquisition (d'après Edward, 1977 et Samouëlin et al., 2005) et les diagrammes représentent les sections 2D (x;z) des fonctions de sensibilité (la croix blanche indique la localisation du point mesuré), adapté de Loke, 1996-2014.

Grâce à la réduction des temps de calcul des ordinateurs et à l'apparition de résistivimètres multicanaux que la tomographie électrique a connu un réel essor. L'obtention de profil 2D se fait maintenant aisément grâce une acquisition automatisée lors de laquelle le résistivimètre adapte l'espacement élémentaire intra-électrodes (*a*) et inter-électrodes (*n*) le long d'une ligne multi-électrodes. Une pseudo-section de résistivités apparentes est alors produite, où chaque point (quadripôle) correspond à la mesure effectuée par deux paires d'électrodes (Figure 62c) (Edward et al., 1977).

La tomographie électrique est également utilisée pour réaliser des cartographies 3D des contrastes de résistivités du sous-sol. Deux approches existent :

- La pseudo-3D consiste à réaliser une série de profils 2D que l'on peut extrapoler (Vanneste et al., 2008) ;
- L'acquisition en 3D est réalisée grâce à une disposition en grille des électrodes et pendant laquelle le résistivimètre mesure les potentiels selon plusieurs directions (Figure 62d) (Zhou et al., 2001 ; Dahlin et al., 2002 ; LaBrecque et al., 2004 ; Singha et al., 2005 ; Friedel et al., 2006 ; Singha et Gorelick, 2006b ; Wisen et al., 2006 ; Wilkinson et al., 2010a, 2016 ; Chambers et al., 2011, 2013 ; Merritt et al, 2014 ; Uhlemann et al., 2015).

Les dispositifs présentés précédemment sont utilisés pour élaborer ces pseudo-sections et leurs sensibilités respectives les rendent adaptées pour imager différentes structures (verticales ou horizontales). Ces arrangements d'électrodes permettent d'atteindre des profondeurs plus importantes en jouant sur les distances *a* et *n*. Certains ne permettent d'agir uniquement sur l'espacement élémentaire *a* (Wenner, pôle-pôle), tandis que d'autres permettent d'atteindre de plus grandes profondeurs d'investigation en agissant sur l'espacement entre les paires d'électrodes *n* (Schlumberger, dipôle-dipôle, pôle-dipôle). Il est intéressant de remarquer que les dispositifs Wenner-alpha et Wenner-beta correspondent en fait aux dispositifs Schlumberger et dipôle-dipôle respectivement lorsque l'espacement *n*

de ces derniers est égale à 1. Cependant, nous voyons clairement sur la Figure 64 que la valeur du niveau d'acquisition *n* influence grandement la sensibilité de la mesure et donc son exactitude. Ainsi, un seuil (n = 6) a été défini pour ces dispositifs de telle sorte à garder des mesures cohérentes (Loke, 1996-2014).

Certains dispositifs utilisent des électrodes placées à l'"infini" (pôles). En pratique, ces électrodes sont placées à une distance assez grande du dispositif principal de mesure (théoriquement au moins 20 fois l'espacement entre A et M assure une erreur inférieure à 5%, l'effet d'une électrode d'injection (et de mesure) est proportionnel au rapport des distances AM/BM (Loke, 1996-2014)) de telle sorte à minimiser leurs effets sur la mesure, tout en produisant de grandes lignes de courant permettant d'atteindre des profondeurs d'investigation très importantes (quelques centaines de mètres). La mise en place de ces dispositifs reste néanmoins lourde et le signal mesuré présente de fait un bruit instrumental faible mais pouvant perturber la qualité de la mesure (grand volume parcouru par l'onde électrique).

L'asymétrie du dispositif pôle-dipôle peut être rectifiée par une double acquisition, où le résistivimètre considère l'électrode "infinie" d'injection en A, puis en B. Les deux profils indiquent ainsi deux asymétries opposées l'une à l'autre qu'il est nécessaire de combiner (Loke, 1996-2014).

3.2.4.2. Inversion des données apparentes

Comme dans la plupart des méthodes géophysiques, la mesure effectuée sur le terrain ne fournit pas directement une donnée visuelle à exploiter. Nous avons vu précédemment que la mesure de résistivité était une mesure apparente. Il faut passer par un processus d'inversion afin d'obtenir une image représentant la répartition des résistivités vraies du sous-sol investigué. Ce processus passe par la création d'un modèle théorique mathématique calculé grâce aux valeurs mesurées, dont on peut calculer l'erreur correspondant à l'écart entre le modèle et les données. Un modèle synthétique est ensuite calculé grâce au modèle théorique. Par des itérations successives, il est possible d'affiner les résultats de ces calculs afin que le modèle théorique se rapproche le plus possible des données mesurées.

Il existe aujourd'hui plusieurs logiciels permettant d'automatiser ce processus. Dans le cadre des travaux présentés ici, le logiciel RES2DINV (Geotomo Software, http://www.geotomosoft.com) qui présente l'avantage d'être simple d'utilisation et de permettre une variation intéressante de méthodes et paramètres d'inversion (Loke, 1996-2014) a été utilisé pour fournir les images inversées. L'algorithme utilisé dans ce logiciel utilise une fonction RMS (Root Mean Square) pour calculer l'erreur entre la pseudo-section mesurée et théorique, tel que :

$$RMS\ (\%) = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} x_i^2}\ , \tag{10}$$

où x_i représente l'écart calculé en chaque point du maillage de la pseudo section. Cette erreur est minimisée par la fonction de Gauss-Newton à laquelle est intégré un facteur d'atténuation λ (Loke, 1996-2014 ; Loke et Dahlin, 2002) :

$$(\mathbf{J^T J} + \lambda \mathbf{I})\Delta \mathbf{q_k} = \mathbf{J^T g}\ , \tag{11}$$

où **J** est la matrice jacobienne, $\mathbf{J}^{\mathbf{T}}$, sa transposée, **I**, la matrice identité et **g** le vecteur de discordance. Le facteur d'atténuation contraint ainsi la gamme de valeurs que la composante du vecteur de changement **q** d'un modèle **k** peut prendre.

Deux méthodes d'inversion existent pour calculer le modèle synthétique :

- La méthode des moindres carrés *smoothness-constrained*, ou norme L2, calcule les carrés des différences entre les données mesurées et celles du modèle synthétique ;
- La méthode robuste *blocky-constrained*, ou nome L1, calcule les différences absolues entre les deux pseudo-sections.

Les résultats issus de ces inversions présentent des différences dans les gradients de résistivités au niveau d'interfaces marquées. La Figure 65 montre la différence des deux méthodes d'inversion à partir d'un modèle synthétique élaboré avec le logiciel RES2DMOD avec un dispositif en dipôle-dipôle. Ce modèle correspond à un milieu à deux couches, avec une couche conductrice (50 Ω.m) sur un volume résistif (500 Ω.m), et une structure verticale conductrice (50 Ω.m), dans lequel 5% de bruit ambiant aléatoire ont été ajoutés. Ce modèle, identique à celui utilisé par Seaton et Burbey (2002), peut être associé à un niveau non-consolidé surplombant un socle cristallin, recoupé par une faille verticale.

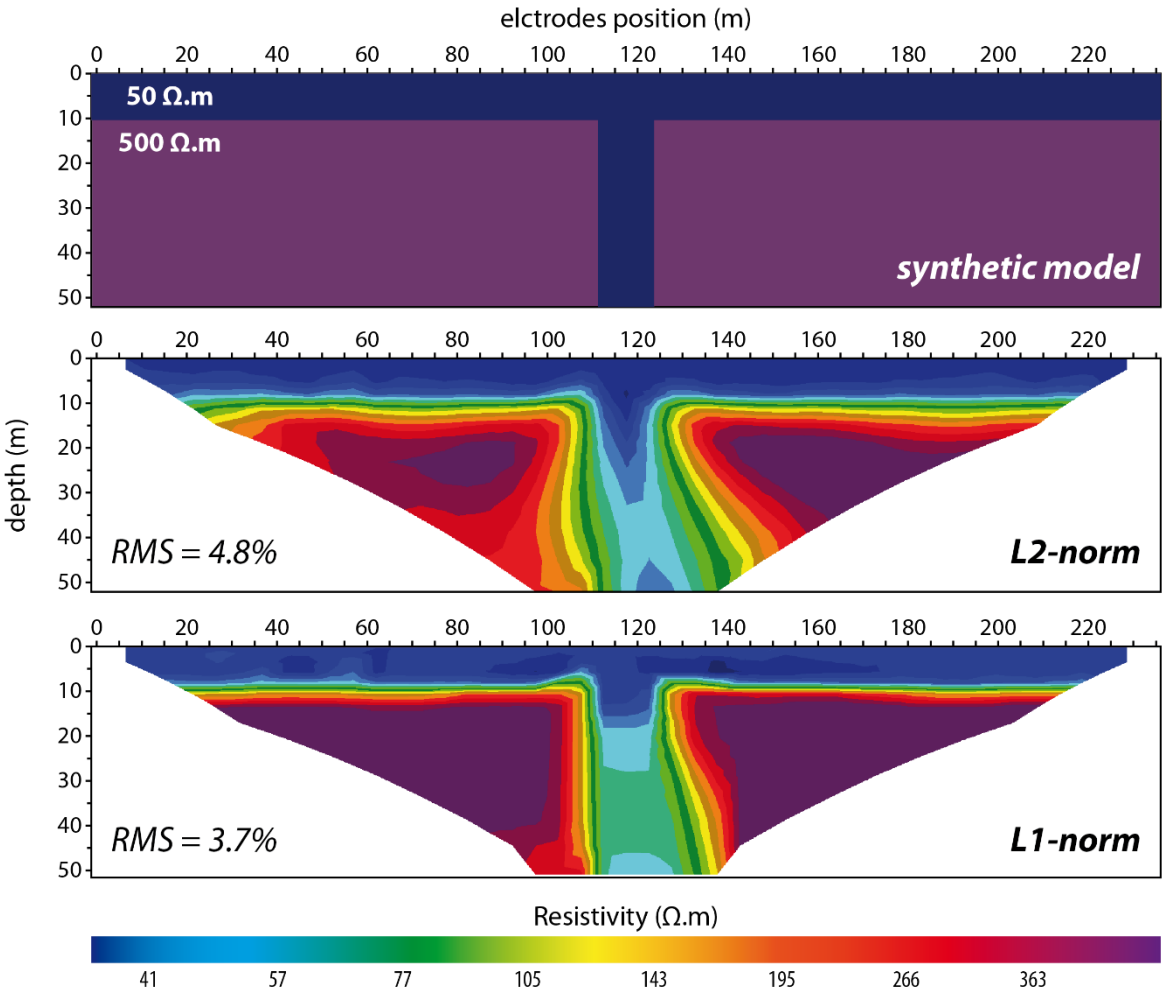


Figure 65 : Comparaison entre les deux méthodes d'inversion L2 (**milieu**) et L1 (**bas**) à partir d'un modèle synthétique (**haut**) réalisé avec le logiciel RES2DMOD et dans lequel 5% de bruit ont été ajoutés, puis inversé avec RES2DINV (48 électrodes, a = 5, dispositif : dipôle-dipôle), inspiré de Seaton et Burbey, 2002.

Les deux résultats parviennent à recréer la géométrie d'origine avec des erreurs RMS inférieures à 5%. On note cependant des différences de gradients de contrastes :

- La méthode L2 produit des transitions graduelles entre les deux zones ;
- La méthode L1 indique des blocs plus homogènes avec des transitions plus fines.

Cet exemple illustre bien les différences d'utilisation de ces méthodes d'inversion. On privilégiera ainsi la norme L2 pour imager des terrains dont les variations supposées de résistivités sont plus progressives (fluide dans un milieu poreux par exemple), tandis que la norme L1 sera adaptée à l'imagerie d'interfaces bien marquées.

L'effet des différents dispositifs (Dahlin et al., 2004 ; Dahlin et Zhou, 2004, 2006 ; Szalai et Szarka, 2008) ainsi que les différentes méthodes d'inversion (Ellis et Oldenburg, 1994 ; Loke et Barker, 1996 ; Loke et Dahlin, 1997, 2002 ; Seaton et Burbey, 2002 ; Loke et al., 2003 ; Furman et al., 2007 ; Rings et Hauck, 2009 ; Karaoulis et al., 2013) ont fait l'objet de nombreuses études.

En effet, une des grandes limites de cette méthode réside dans la variété des solutions possibles de l'inversion des données mesurées (Rings et Hauck, 2009). Cette non-unicité des solutions est expliquée par l'erreur liée à la génération du modèle théorique vers lequel convergent les solutions itératives, ainsi celle liée à la méthode d'inversion employée.

3.2.4.3. Applications à l'observation naturelle

3.2.4.3.1. Utilisation ponctuelle

Les contrastes naturels liés aux contrastes d'impédance, induisent des contrastes de résistivités rendant cette méthode aisée à mettre en place particulièrement efficace pour l'étude et l'observation de milieux naturels hétérogènes (Rey, 2005 ; Zerathe, 2013).

D'abord, ces contrastes issus d'anisotropies morphologiques (Edwards, 1977 ; Griffits et Barker, 1993 ; Nguyen et al., 2007), rendent la tomographie électrique adaptée à la caractérisation géométrique de la morphologie de la subsurface (Dahlin et al., 2002 ; Rey, 2005 ; Chambers et al., 2013 ; Cardarelli et al., 2014 ; Guinea et al., 2014 ; Long et al., 2014 ; Sauret et al., 2015 ; Winters et al., 2015). Il est possible d'approcher cette affirmation grâce à des expériences d'inversions de modèles synthétiques, analogues simplifiés de structures naturelles du sous-sol, tels qu'une faille inclinée conductrice recoupant un massif cristallin résistif, recouvert d'un sol (modèle "faille simple",), un socle et un sol sus-jacent recoupés par deux failles d'orientation similaire (modèle "double faille",), un terrain sédimentaire à couches inclinées recouvert d'un sol (modèle "bancs inclinés",) et un corps conducteur au sein d'une masse résistive recouverte d'une couche de résistivité intermédiaire (modèle "corps conducteur"). On peut faire l'analogie du dernier exemple avec un aquifère enfoui dans un massif et limité latéralement. Ces modèles ont été élaborés grâce au logiciel RES2DMOD qui permet de modéliser la pseudo-section de résistivités apparentes, en dipôle-dipôle ici, à laquelle nous avons intégré 5% de bruit aléatoire (ajoutés lors de l'exportation du modèle de résistivité apparente par le logiciel RES2DMOD), afin de reproduire le bruit instrumental présent lors d'acquisitions en milieu naturel. Ces pseudo-

sections apparentes sont ensuite inversées avec le logiciel RES2DINV en norme robuste L1 (Figure 66).

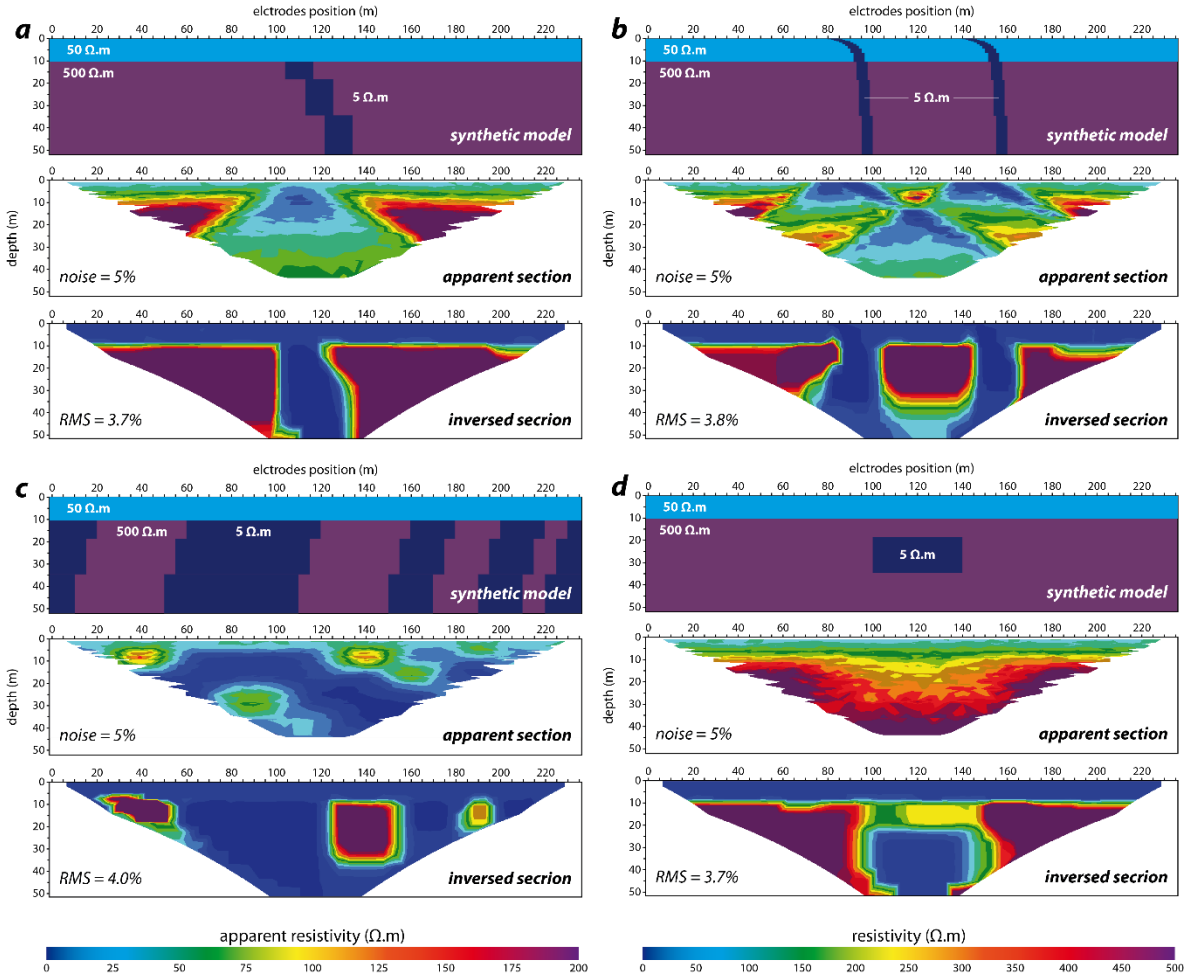


Figure 66 : Expériences d'inversions de modèles synthétiques avec RES2DMOD. Pour chaque test, le modèle synthétique (**haut**), la pseudo-section apparente avec 5% de bruit (**milieu**) et la section inversée (**bas**) sont présentés. (**a**) modèle "faille simple" ; (**b**) modèle "double faille" ; (**c**) modèle "bancs inclinés" ; (**d**) modèle "corps conducteur".

Ces tests nous permettent d'apprécier la capacité de la méthode électrique à imager des structures en profondeur, bien que l'interprétation des profils soit parfois complexe. Pour contraindre les géométries imagées, des acquisitions supplémentaires utilisant différents arrangements d'électrodes, impliquant des sensibilités différentes, peuvent être associées et analysées jointement. De la même manière, des essais géotechniques et des sondages peuvent apporter des informations précieuses quant à la localisation réelle des interfaces imagées.

En terme d'application, de nombreux auteurs ont consacré leurs travaux à la caractérisation d'aquifère (Mualem et Friedman, 1991 ; Daily et al., 1992 ; Garambois et al., 2002 ; Owen et Dahlin, 2005 ; Turesson, 2006 ; Slater, 2007 ; Martínez et al., 2009 ; Afshar et al., 2015) en utilisant le caractère conducteur des zones vadoses diminuant les valeurs de résistivités aux endroits identifiés sur les profils. Ces travaux restent néanmoins limités par la complexité de la définition même des zones vadoses (extension spatiale, type de terrains saturés, fracturation). Les zones de failles, marqués par des contrastes de perméabilité

importants (Caine et al., 1996 ; Evans et al., 1997), dont les géométries sont souvent difficiles à interpréter en profondeur, sont identifiables par tomographie électrique. Ainsi, le caractère anisotropique de ces zones permet de mettre en évidence leur géométrie et d'en estimer le rejet (Nguyen et al., 2005 ; 2007 ; Vanneste et al., 2005 ; Zerathe, 2013 ; Rønning et al., 2014) et la circulation de fluides à travers ces zones d'accidents peut permettre d'identifier des écoulements préférentiels (Day-Lewis et al., 2003 ; Lebourg et al., 2005 ; Ball et al., 2010, Palis et al., soumis).

Il existe également un volume important d'études consacrées à l'étude morphologique des glissements de terrain (Jongmans et Garambois, 2007 ; Perrone et al., 2014 ; Malehmir et al., 2016). La plupart de ces études consiste à localiser les surfaces de rupture, d'expliquer la géologie menant à l'initiation de ces structures instables et d'en identifier les contrastes hydrologiques. Ces études s'intéressent à de nombreux types de glissements, affectant des terrains de roches tendres (Lebourg, 2000 ; Friedel et al., 2006 ; Grandjean et al., 2006 ; Lebourg et al. 2010 ; Chambers et al., 2011 ; Merritt et al, 2014 ; Prokešova et al., 2014 ; Shan et al., 2014 ; Bièvre et al., 2015 ; Ling et al., 2016 ; Palis et al., 2017) à compétentes (Meric et al., 2005 ; Le Roux et al., 2011 ; Viero et al., 2015 ; Palis et al., 2016).

Sur le glissement de La Clapière, des études ont permis de clarifier certains aspects de la géométrie complexe du glissement (Lebourg et al., 2005 ; Jomard, 2006 ; Jomard et al., 2007a, 2010). Le profil permanent installé en bas du glissement a également permis d'expliquer le rôle complexe des fractures dans l'infiltration naturelle de fluides (Lebourg et al., 2005 ; Palis et al., 2016, Palis et al., soumis) ainsi que par des expériences d'injection de fluides (Jomard et al., 2007b). Dans ces dernières études, les auteurs utilisent le suivi temporel de la résistivité électrique, ou *time-lapse ERT*.

3.2.4.3.2. Utilisation en "time-lapse"

Cette dernière méthode d'utilisation de la tomographie électrique représente une avancée majeure dans la caractérisation et l'observation des zones présentant une dynamique spatio-temporelle, car elle révolutionne son utilisation : l'utilisation de profils installés de façon permanente apporte une dimension temporelle à l'imagerie 2D ou 3D. Elle consiste à laisser un dispositif de mesure (ligne électrique, électrodes, résistivimètre et alimentation électrique) en place et à effectuer plusieurs acquisitions espacées dans le temps. Les variations de résistivités locales d'une acquisition à l'autre est alors associée au mouvement interne d'éléments conducteurs.

De nombreuses études utilisant la tomographie électrique en time-lapse existent à ce jour. Des applications en laboratoire (Slater et al., 2000 ; LaBrecque et al., 2004 ; Wagner et al., 2013 ; Hallaji et al., 2015) et en milieu naturel ont permis de mettre en évidence l'évolution des taux de saturation suite à l'arrivée d'eau dans le sol. Il existe deux approches pour observer ces écoulements. Le suivi d'une injection contrôlée (Slater et al., 1997, 2000 ; Barker et Moore, 1998 ; LaBrecque et al., 2004 ; Singha et al., 2005 ; Leroux et Dahlin, 2006 ; Kuras et al., 2009 ; Wagner et al., 2013 ; Farzamian et al., 2015 ; Hallaji et al., 2015 ; Palis et al., soumis), dont les objectifs sont de quantifier les paramètres hydrophysiques des sols, et l'observation de l'infiltration par apports naturels (Benderitter et Schott, 1997 ; Zhou

et al., 2001 ; Michot et al., 2003 ; Amidu et Dunbar, 2007 ; Descloitres et al., 2007, 2008 ; Miller et al., 2008 ; de Franco et al., 2009 ; Cretien et al., 2013 ; Palis et al., soumis).

Ces études ont également permis de déterminer des chemins préférentiels de ces fluides dans les milieux affectés par des anisotropies. De nombreux auteurs s'intéressent notamment à la caractérisation de ces écoulements dans des milieux dont l'hydrologie présente un risque potentiel, tels que les digues (Johansson et al., 1996 ; Sjödahl et al., 2004, 2006 ; Bighash et Murgulet, 2015), les failles (Day-Lewis et al., 2003 ; Ball et al., 2010, Palis et al., soumis) ou les glissements de terrain (Hernandez, 2009 ; Kuras et al., 2009 ; Lebourg et al., 2010 ; Supper et al., 2011, Bièvre et al., 2012 ; Luongo et al., 2012 ; Travelletti et al., 2012 ; Lehman et al., 2013 ; Calamita et al, 2014 ; Gance et al., 2016 ; Ling et al., 2016, Palis et al., soumis).

Les méthodes d'inversion en time-lapse présentent en outre un avantage non négligeable : elles permettent de mettre directement en exergue l'évolution locale des différences de résistivité. Plusieurs auteurs se sont penchés sur l'amélioration de ces méthodes d'imagerie temporelle (Singha et Gorelick, 2006a ; Singha et Moysey, 2006 ; Kim et al., 2009 ; Gance et al., 2015 ; Wilkinson et al., 2015) afin d'en perfectionner la résolution spatiale.

Cependant, la méthode présente quelques limites. En effet, on sait que la résistivité dépend de la température du milieu (Sen et Goode, 1992 ; Rein et al., 2004 ; Hayley et al., 2010). Des corrections liées aux variations de températures peuvent être apportées aux valeurs de résistivité lorsque l'acquisition correspond à une mesure en surface. En outre, dans le cas des glissements de terrain particulièrement actifs, le mouvement de l'instabilité peut faire varier la position des électrodes (Wilkinson et al., 2010b) créant des artefacts dans la comparaison entre les profils et biaisant l'interprétation. Néanmoins, certains auteurs ont pris avantage de cette limite pour reproduire les mouvements de surface des zones investiguées (Wilkinson et al., 2010b, 2016 ; Uhlemann et al., 2015).

Une approche particulièrement novatrice, mais encore peu utilisée est l'analyse des variations temporelles de résistivités d'un profil permanent par clusterisation (Genelle et al., 2012 ; Riss et al., 2016, Palis et al., 2017). Cette méthode d'analyse statistique permet, grâce à une classification des données par hiérarchisation ascendante (Ward, 1963 ; Jain et Dubes, 1988) de faciliter la compréhension des profils de tomographie électrique en générant des groupes de points présentant des caractéristiques comparables selon des critères imposés.

La démarche de classification consiste à regrouper un nombre *n* d'individus en groupes partageant des similitudes. La procédure passe d'abord par le regroupement de deux individus les plus proches (selon une composante définie). Le sous-groupe créé alors est considéré comme un individu dont la position se situe au barycentre des deux individus de départ. L'opération est ensuite répétée $n-1$ fois avec les autres individus et groupes d'individus nouvellement créés. L'opération est réalisée jusqu'à obtenir un unique groupe réunissant $n(n-1)/2$ groupes (Figure 67a). Cette méthode agglomérative aboutit à la construction d'un arbre, appelé dendrogramme, dont l'axe vertical indique la distance entre les membres et les sous-membres. Les nœuds du dendrogramme vont quant à eux indiquer le nombre de groupes (*clusters*) considérés (Figure 67b).

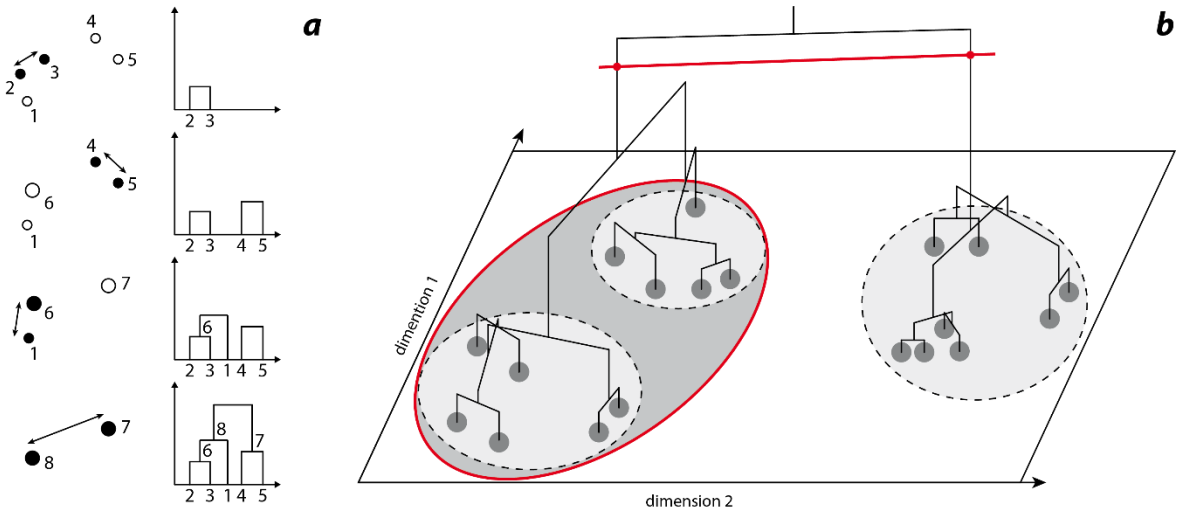


Figure 67 : Schéma conceptuel expliquant la démarche de classification hiérarchique ascendante. La taille des branches est proportionnelle à la distance entre les membres du dendrogramme. (**a**) Etapes agglomératives de la construction du dendrogramme ; (**b**) Vision selon deux composantes.

Grâce à cette approche appliquée à des séries temporelles de profils de tomographie électrique, il est possible d'identifier des zones où les variations de résistivités réagissent de concert. Ainsi, en milieu naturel, des groupes comportementaux d'un milieu subissant des forçages externes peuvent être mis en évidence (Riss et al., 2016 ; Palis et al., 2017).

4. DISCUSSION : L'APPROCHE MULTI-PARAMETRES

A travers les descriptions des méthodes d'observation en milieu naturel, un lien entre les objets complexes que sont les glissements de terrain et les outils d'observation adaptés à la caractérisation de certains de leurs paramètres a été établi. Cependant, nous avons vu que chacune de ces méthodes présentait des limites en termes d'approches, de mise en place, de résolution obtenue ou de traitement.

Nous proposons donc maintenant de tenter de considérer l'observation des instabilités de versant avec un regard critique et circonspect.

Dans l'observation de processus naturels, un certain nombre de compromis doivent être établis. Parmi la plurivocité des approches et des outils consacrés à l'observation de la subsurface terrestre, des choix doivent être fait en fonction de l'objectif de l'étude, mais aussi de la zone investiguée.

Certaines méthodes, comme les méthodes de télédétection (Annexe 1), allient précision et résolution spatiale au détriment d'un suivi temporel de haute résolution. En revanche, la résolution temporelle pour expliquer la cinématique d'une zone, peut être détaillée grâce à des instruments de suivi géodésique permettent des acquisitions précises mais concentrées en un point. On délaisse alors la résolution spatiale de la surface d'investigation (couverture spatiale) afin d'enregistrer des chroniques temporelles de mesures continues et précises dans le temps.

Ensuite, les avantages des méthodes permettant des observations directes (tranchées, sondages, piézométrie, inclinométrie) sont nuancés par le caractère invasif et destructif de leur mise en œuvre. Elles présentent néanmoins une robustesse d'interprétation très intéressante.

D'autres, telles que les méthodes d'imageries géophysiques autorisant une caractérisation indirecte de la subsurface, nécessitent une calibration et une adaptation de l'acquisition pour atteindre de plus grandes profondeurs d'investigation ou de meilleures résolutions. En effet, l'approche employée pour imager un contraste géophysique (failles, surfaces de rupture d'un glissement de terrain) diffère de celle destinée à caractériser le comportement dynamique des variations de saturation d'un milieu poreux. L'interprétation des résultats issus de ces méthodes reste cependant technique : elles nécessitent une inversion afin d'obtenir une géométrie interprétable du sous-sol. Ce processus reste en outre complexe à maîtriser et les résultats délicats à interpréter du fait de la non-unicité des solutions générées par les calculs itératifs d'inversion des données mesurées (Figure 65). Les études utilisant des méthodes indirectes doivent nécessairement être accompagnées de précisions apportées par des outils d'observation directe afin de contraindre les résultats.

Pour répondre à ces ensembles de limites et d'artefacts modulant l'interprétation, le recours à des approches associant plusieurs méthodes apparaît nécessaire (Table 4). Cette approche multi-paramètres, fondamentale dans la démarche observationnelle de systèmes naturels complexes, est une clé pour la compréhension précise des processus contrôlant la dynamique des versants instables.

Table 4 : Synthèse des méthodes d'observation et de caractérisation en milieu naturel et leurs utilisations, leurs avantages et limites, ainsi que les méthodes et outils associés à leur interprétation.

Méthode	Outil		Utilisation	Avantages	Limites	Outils et méthode(s) complémentaires
Télédétection	Images optiques		Déplacements de surface en 3D	Résol. spatiale Couv. spatiale Accès	Résol. temporelle Mesures différentielles Traitement Uniformisation	GNSS
	Images radar SAR		Déplacements de surface en 3D	Résol. spatiale Couv. spatiale	Accès Résol. temporelle Mesures différentielles Artéfacts Traitement	Photos aériennes GNSS
	Télémétrie laser		Déplacements de surface en 3D Quantification d'érosion	Résol. spatiale Acquisition Interprétation	Atténuations Traitement Résol. temporelle	Photos GNSS
Suivi cinématique	Station totale		Déplacements de surface en 3D Suivi temporel	Précision Autonomie Interprétation	Mise en place Couv. spatiale	Suivi photographique GNSS
	GNSS		Déplacements de surface en 3D Suivi temporel	Précision Autonomie Interprétation	Couv. spatiale Traitement	Météorologie Conditions orbitales Télédétection
	Extensométrie		Déplacements relatifs Suivi temporel	Précision Utilisation Interprétation Autonomie	Résolution Couv. spatiale	GNSS Météorologie Sismométrie
Géotechnique	Inclinométrie		Déformation de la subsurface Suivi temporel	Méthode directe Interprétation Autonomie	Invasif Robustesse Couv. spatiale	Piézométrie GNSS Météorologie
	Piézométrie		Niveau de nappes Suivi temporel	Méthode directe Interprétation Robustesse Autonomie	Invasif Couv. spatiale	ERT Sondages
Géophysique	Sismique	Sismique active	Imagerie de subsurface	Profondeur d'investigation Précision	Résolution Traitement Installation Suivi temporel	Sondages ERT Tranchées
		Sismicité	Catalogues d'évènements Suivi temporel	Autonomie Précision	Traitement Artéfacts Bruit sismique	Catalogues mondiaux Météorologie GNSS
		Bruit sismique	Comportement mécanique Suivi temporel	Autonomie précision	Traitement Interprétation	Sismicité Météorologie Conditions climatiques GNSS
	Electro-magnétisme	Géoradar	Imagerie de la subsurface proche	Précision Résol. spatiale	Artefact Interprétation Suivi temporel	ERT Sismique active Tranchées GNSS
		Antennes électro-magnétiques (EM)	Imagerie de surface	Utilisation	Précision Résolution Profondeur d'investigation	GNSS ERT Sismique active Géoradar Sondages
Hydro-géophysique	Polarisation spontanée et induite		Imagerie de surface Suivi temporel	Utilisation	Résolution Interprétation Acquisition	Sondages Météorologie ERT GNSS
	Tomographie électrique (ERT)		Imagerie de la subsurface Suivi temporel	Interprétation Profondeur d'investigation Utilisation Robustesse	Résolution Précision Non-unicité	Sondages Tranchées Sismique active Météorologie GNSS

Il est important de préciser ici que les méthodes d'observation utilisées sont indissociables d'observations directes de terrain. Qu'il s'agisse de permettre une interprétation et une utilisation cohérente des données, ou bien de préciser les observations, les outils complémentaires aux méthodes proposées dans la Table 4 ne sont non seulement pas exhaustifs, mais ne peuvent non plus apporter les informations nécessaires à une interprétation sans qu'ils soient accompagnés d'observations visuelles et d'études géologiques locales précises.

Deux outils ressortent nettement dans l'instrumentation multi-paramètres du fait de leur utilisation "quasi" systématique dans l'association avec d'autres méthodes d'investigation : le positionnement GNSS et la météorologie.

Les utilisations du GNSS pour accompagner d'autres études instrumentales sont expliquées par la facilité d'utilisation de cet outil et la précision de sa mesure. Il sert dans la majeure partie du temps à localiser précisément les points clés d'une zone d'étude ou d'instrumentation, mais également à contraindre et calibrer certains jeux de données (télédétection, suivi cinématique). Les données obtenues grâce au suivi GNSS est également très facile à interpréter. Cependant, l'exploitation de ces données nécessitent un traitement pouvant être lourd. La prise en compte de nombreux paramètres orbitaux (terrestre et satellitaires) et atmosphériques est nécessaire d'enregistrer des positions précises. De plus, pour affiner la justesse de l'enregistrement, un nombre important de mesures est requis (on retient alors la moyenne des positions enregistrées pendant une période de temps). Ainsi, plus l'échantillonnage de mesure est fin, plus la position calculée est précise. Cela implique l'acquisition d'un nombre conséquent de données.

Le suivi météorologique accompagne l'interprétation des résultats d'observations naturelles. Les systèmes naturels observés sont soumis à des facteurs externes (Figure 21) qu'il est possible de quantifier et de caractériser temporellement, et les précipitations jouent un rôle primordial dans le contrôle de l'évolution post-rupture des instabilités de versant. Analyser les dynamiques des évènements météorologiques est déterminant pour comprendre les phénomènes saisonniers affectant certaines zones instables. En outre, les variations météorologiques peuvent affecter la qualité des données acquises par les méthodes décrites avant (influence de la température extérieure sur les valeurs mesurées en surface). Il est donc essentiel de connaître les variations des conditions extérieures lors d'un suivi temporel. La fréquence et l'analyse des mesures des données météorologiques sont alors adaptées à la résolution des cycles saisonniers, des variations nycthémères (jour/nuit), ou des évènements ponctuels (précipitations) affectant la zone d'étude.

La mesure des grandeurs météorologiques est réalisée grâce à des stations météorologiques équipées de pluviomètres, de sondes de températures, d'hydromètres (mesure d'humidité), d'anémomètres et de girouettes, de baromètres et éventuellement de capteurs de radiations solaires. Les paramètres mesurés par ces différents capteurs permettent d'évaluer l'évapotranspiration du site et de calculer à partir des précipitations brutes les quantités d'eau disponibles pour le ruissellement et l'infiltration (Vallet et al., 2013 ; 2015 ; 2016). La station météorologique CLP2 à La Clapière mesure les paramètres permettant d'estimer l'évapotranspiration journalière et mensuelle, et ainsi la pluie efficace qui affecte un sol, grâce à La formule de Penman-Monteith (Monteith, 1964) (Figure 68).

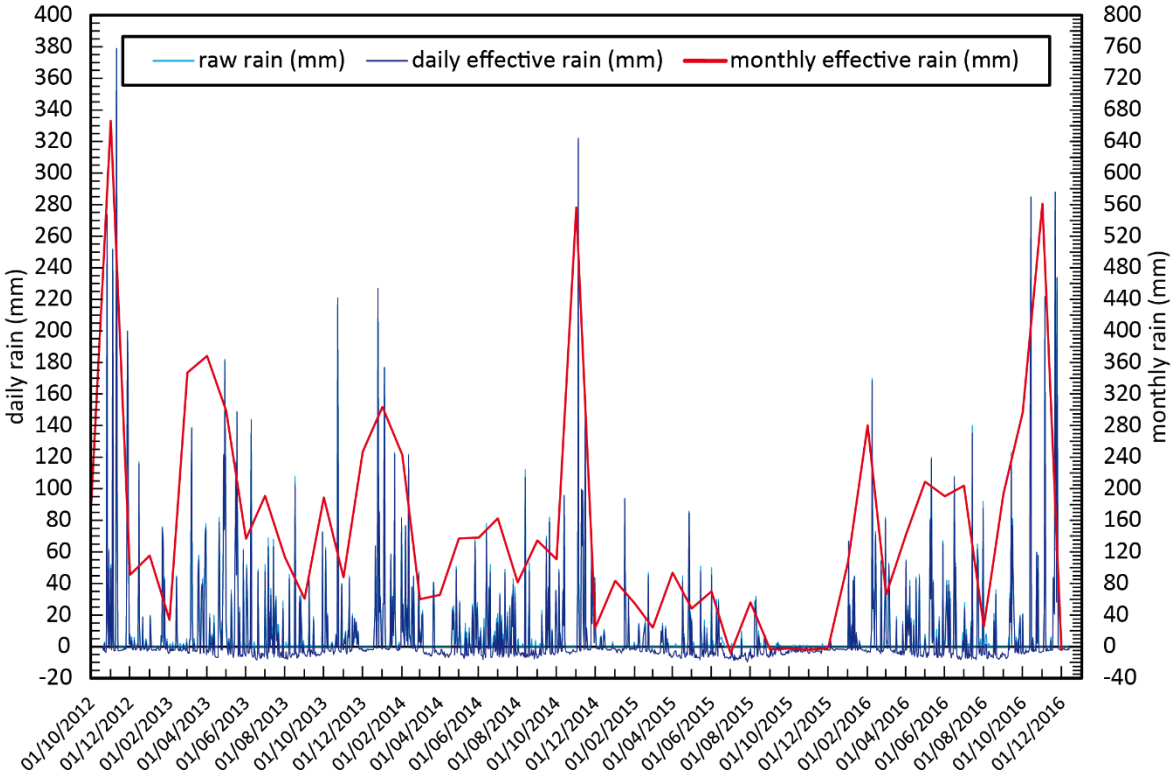


Figure 68 : Variations de précipitation brutes journalières et efficaces journalières et mensuelles, estimées à La Clapière de 2012 à 2017 grâce au calcul d'évapotranspiration d'après la formule de Penman-Monteith (1964).

Dans un environnement montagneux tel qu'il est à La Clapière, où les températures restent relativement basses (moyenne annuelle autour de 8°C), l'évapotranspiration semble négligeable face aux fortes quantités d'eau de pluie apportées tout au long de l'année (Table 5).

Table 5 : Moyennes météorologiques annuelles établies pour la station CLP2 de La Clapière.

Annual mean	2013	2014	2015	Average
Temperature (°C)	7.44	8.05	9.14	8.21
ET (mm)	7.15	6.99	7.86	7.34
Rain (mm)	189.46	175.04	41.96	135.49
Effective rain (mm)	182.30	168.05	34.09	128.15

Sur les sites étudiés dans ce travail, des stations météorologiques mesurent en permanence les conditions météorologiques avec une fréquence sub-horaire. Elles autorisent ainsi l'établissement de relations directes entre les sollicitations externes et les réponses hydrogéologiques du versant dans le temps. La temporalité de ces réponses, leur(s) éventuelle(s) cyclicité(s) et les seuils franchis pour les déclencher, ne peuvent qu'être approchés par des études quantifiant un maximum de facteurs. Ces études multi-paramètres sont possibles grâce à un suivi précis et continu dans le temps d'un maximum de paramètres entrant dans le système (*inputs*) et de signaux sortant (*ouputs*) de ce système (Figure 21).

L'instrumentation longue durée est une approche qui apparaît évidente pour répondre à ce genre de défi. Ainsi, sur les glissements de La Clapière et du Prat de Julian, plusieurs années de données sont disponibles et transmises en temps quasi-réel pour fournir de grandes

séries temporelles précises et composites (Figure 69). A travers la suite de ce mémoire, nous voulons prouver l'efficacité de l'instrumentation multi-paramètres sur plusieurs années pour mesurer et caractériser les aspects des dynamiques spatio-temporelles propres à ces instabilités.

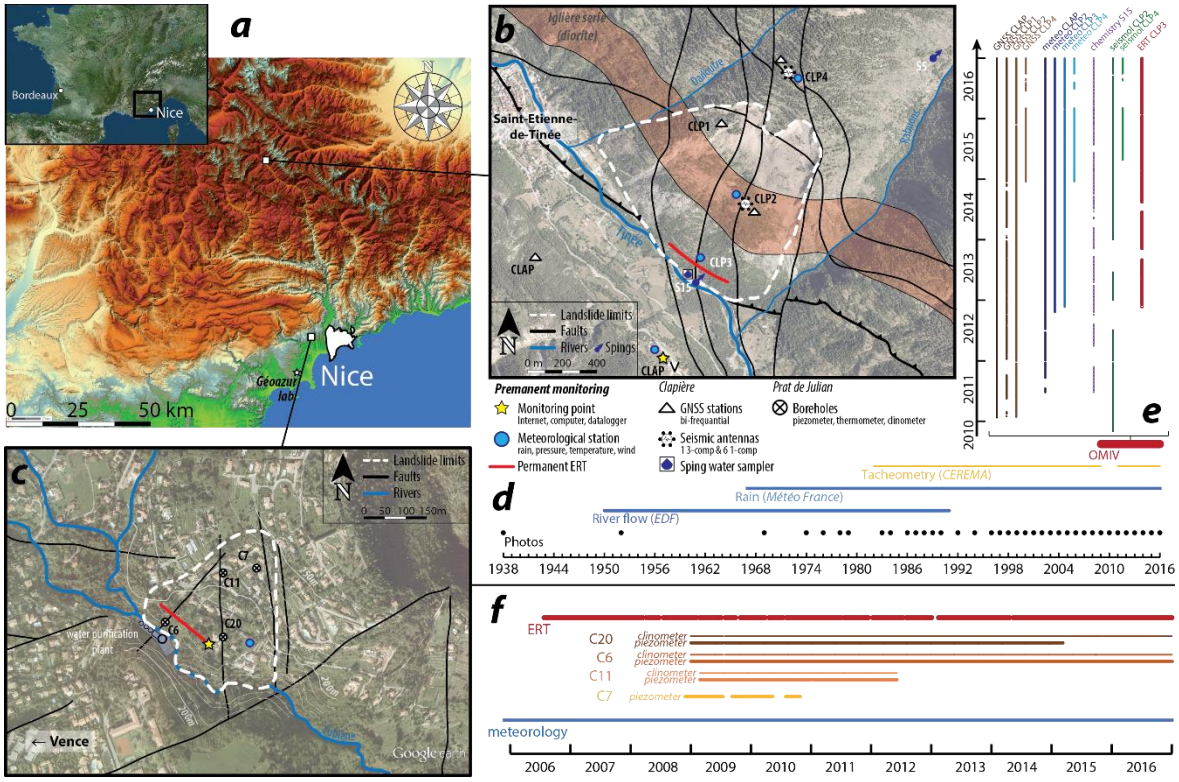


Figure 69 : Synthèse de l'instrumentation multi-paramètres étudiée. (**a**) Localisation générale ; (**b**) Carte de l'implantation de l'instrumentation à La Clapière ; (**c**) Carte de l'implantation de l'instrumentation au Prat de Julian; (**d**) Chronologie de l'instrumentation disponible à La Clapière ; (**e**) Chronologie de l'instrumentation OMIV de La Clapière ; (**f**) Chronologie de l'instrumentation au Prat de Julian.

Sur ces deux instabilités aux caractéristiques et dynamiques très différentes, des jeux de données sont comparables dans leur nature et leur continuité :

- Les données météorologiques, présentant des fréquences de mesures allant du jour à la demi-heure, nous permettent de mesurer les temporalités des forçages atmosphériques,
- Les données de déplacement (GNSS) et de déformation (clinomètres) permettent de mesurer la dynamique de l'évolution et, par conséquent, d'observer l'impact des forçages externes sur les mouvements de ces zones instables,
- La tomographie électrique (une à deux acquisitions par jour) nous permet d'observer les conditions hydro-géophysiques de ces versants et de mettre en relation les dynamiques de circulation de fluides apportés naturellement et la réponse cinématique des instabilités.

Ces trois signaux clés et fondamentaux dans la compréhension de la "vie" d'une instabilité de versant sont au cœur des travaux de recherche présentés par la suite.

5. CONLUSIONS

A travers ce chapitre, nous avons illustré la complexité que représentent les instabilités de versant. Ce constat montre réellement qu'il existe une multitude de paramètres à prendre en compte pour définir un versant. Le contexte géologique et l'héritage structural, propres à chaque zone étudiée, la diversité des mécanismes de rupture et de leur mise en place, ainsi que les différents types de facteurs de déstabilisation font des mouvements gravitaires des objets naturels géologiques très complexes et uniques.

Les interactions entre paramètres intrinsèques au versant et les forçages influant sur la déstabilisation ne permettent pas d'établir de cas généraux et rendent difficiles les comparaisons entre ces phénomènes. En effet, les classifications existantes pour tenter de catégoriser les glissements de terrain s'intéressent principalement à un aspect de l'instabilité (forme de la rupture, mécanique du matériel, temporalité du phénomène), mais il est impossible de prendre en compte l'ensemble des paramètres influant sur leur occurrence pour établir des groupes significatifs et représentatifs.

Les facteurs d'influence, ou forçages, qui agissent sur la stabilité d'un versant sont des variables évolutives clés à prendre en compte. On peut dès lors définir les versants comme des systèmes ouverts définis par des caractéristiques propres (lithologie, structure interne, fracturation, couvert végétal, anthropisation) pouvant être déterminées grâce à des campagnes d'observation ponctuelles. Les forçages entrant dans le système "versant" influencent alors son état d'équilibre et fournissent un signal au sortir du système.

La mesure de ces signaux de sortie est fondamentale à prendre en compte dans la compréhension du comportement d'une instabilité et de ses modes de réponse aux forçages. Depuis des décennies, l'évolution des techniques et des outils d'observation a permis d'accroitre les approches d'analyse et l'élaboration des méthodes d'observation adaptées aux études d'observation. En effet, chaque méthode de mesure est destinée à fournir une information spécifique et est utilisée si les caractéristiques morphologiques et dynamiques du versant étudié le permettent. Ainsi, l'utilisation d'une méthode dépend du signal que l'on souhaite enregistrer. La nature du facteur d'influence considéré agissant sur la dynamique du système va donc être prépondérante.

Il est possible de considérer principalement deux démarches dans l'observation des systèmes naturels : l'observation ponctuelle et le suivi temporel. Dans le cas du suivi temporel, l'instrumentation permanente et autonome permet de fournir en temps quasi-réel des informations sur l'évolution de la dynamique d'un versant. Cela est rendu possible grâce à la compréhension des variations spatio-temporelles des signaux de sortie du système naturel étudié. Cependant, la mise en place de cette instrumentation reste un vrai challenge technique et scientifique et la qualité de l'information et du traitement des données acquises dépendent non seulement des instruments installés mais aussi de la méthode d'acquisition envisagée (fréquence d'échantillonnage, localisation de(s) la station(s) de mesure).

La variété des méthodes et approches de caractérisation des versants offre à l'étude observationnelle naturelle la possibilité d'une vision globale des processus contrôlant leur comportement. Cette approche d'acquisition de données réelles et multiparamétriques est la philosophie des observatoires naturels.

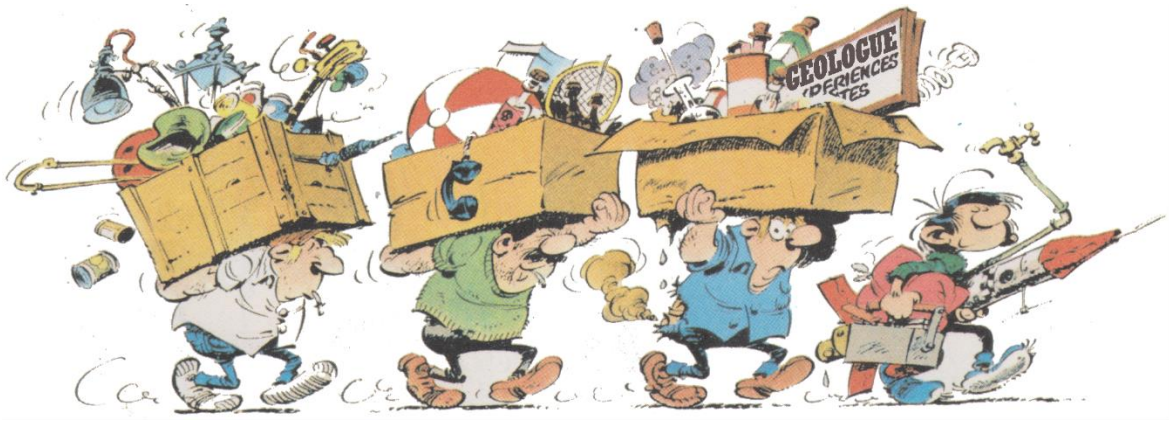
Dans la suite de ce travail, nous présentons les résultats acquis sur deux glissements-observatoires des Alpes du Sud françaises : La Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée et le Prat de Julian à Vence, dans les Alpes Maritimes. Ces deux instabilités, aux caractéristiques morphologiques (volumes, géologie, héritage et contexte structural) et cinématiques très différentes présentent cependant des points communs :

- Le forçage principal agissant sur l'évolution des déformations et des déplacements est l'eau, plus spécifiquement les précipitations. L'enregistrement des conditions météorologiques est ici essentiel.
- Ces deux sites présentent une base de données multi-paramètres précises et de haute résolution en continu s'étendant sur plusieurs années, rendant ces sites uniques en termes de performance instrumentale.

Finalement, les études multi-paramètres rendues possible grâce à l'acquisition de données fournies par les observatoires en milieu naturel permettent d'apporter des éléments de réponse à la compréhension des zones instables. Décrire par l'observation ces zones sujettes aux aléas est crucial pour mieux appréhender les risques associés.

- CHAPITRE 2 -

APPORT DE L'ETUDE MULTI-PARAMETRES APPLIQUEE AUX GLISSEMENTS DE TERRAIN



- André Franquin, Gaston 12 – Le gang des gaffeurs, Dupuis©, 1974 -

1. INTRODUCTION

A travers ce chapitre, nous présentons les résultats obtenus grâce à l'approche multi-paramètres permettant de mettre en évidence et de caractériser les systèmes dynamiques et ouverts que sont les instabilités de versant. Cette approche n'est envisageable que grâce aux données fournies par les observatoires multi-paramètres.

Les observatoires en place sur les sites d'étude depuis plusieurs années ont permis à la production d'un nombre considérable de données hétérogènes. En effet, en plus de la différence de nature de la mesure (méthode et outils utilisés, variable mesurée) et de leurs fréquences d'échantillonnage, ces données diffèrent également par leur place dans le système étudié : on mesure des signaux d'entrée (forçages) et de sortie (réaction du versant).

Ces données d'observatoires multi-paramètres ont été ici utilisées sur les deux glissements de terrains présentés plus haut : le DSL de La Clapière et le glissement du Prat de Julian. La valorisation des résultats obtenus a été possible grâce à l'élaboration de deux articles scientifiques pour la revue *Landslides*.

Le premier, paru en avril 2016, met en avant l'efficacité et les facultés de l'OMIV à fournir des données de haute qualité pour la caractérisation de la dynamique d'un versant complexe tel que La Clapière sur plusieurs années.

Les signaux observés ont permis d'établir des relations et des corrélations entre des forçages entrants (météorologiques) et les réactions de sortie du versant (mouvement, chutes de blocs, variations de résistivité électrique). Parmi ces signaux, il a été possible de déterminer des régimes dynamiques cinématiques de l'instabilité, ainsi que des régimes de précipitations critiques pour l'initiation de désordres. Nous avons pu ainsi quantifier des valeurs de seuil de déclenchement, de même que des temps de réponse de l'instabilité à ces forçages, paramètres clés dans la compréhension de leur comportement.

Finalement, nous avons tenté par ces résultats d'apporter notre contribution dans la compréhension du comportement de ce versant complexe et de grande ampleur. En intégrant plusieurs variables, il a été possible de quantifier certains paramètres déterminants afin d'envisager la dynamique de l'instabilité.

Le deuxième article, accepté pour publication en décembre 2016, est consacré à l'observation du glissement du Prat de Julian, à Vence. Les résultats présentés sont obtenus grâce à une instrumentation de l'instabilité sur près de 10 ans. Cette observation longue durée met ainsi en parallèle des signaux météorologiques, piézométriques et de résistivité électrique.

Ce dernier jeu de données est particulièrement complexe à interpréter, dès lors qu'il fournit des informations nécessitant un traitement particulier pour en comprendre la signification. Il s'agit en effet d'une méthode géophysique indirecte pour accéder à des informations non accessibles, en profondeur (quelques dizaines de mètres sous la surface). Ce travail présente ainsi une méthode d'analyse statistique appliquée aux données de résistivité électrique apparentes.

La tomographie électrique installée de façon permanente et effectuant des acquisitions en continu (avec ici une fréquence de mesure journalière), permet d'obtenir des séries

temporelles du signal de résistivité électrique au même endroit. Les contrastes géophysiques provoqués par les anisotropies lithologiques restent donc inchangés d'un profil à l'autre. Nous avons également vu précédemment que les valeurs de résistivité électrique étaient sensibles aux variations de teneur en eau dans le milieu. En prenant en compte ces considérations, il apparaît légitime d'affirmer que nous enregistrons ici les chroniques d'infiltration de l'eau de pluie sur le glissement du Prat de Julian grâce à la tomographie électrique.

Cependant, une volonté de simplification de ce signal se dégage, du fait de la complexité du signal électrique enregistré (effets 3D, sensibilité du dispositif utilisé, effet des terrains sus-jacents, présence de niveaux conducteurs…), de la difficulté de conversion quantitative de la résistivité électrique en quantité d'eau, ainsi que de la non-unicité des solutions issues du processus d'inversion. Pour ces différentes raisons, nous avons choisi ici de nous affranchir de l'inversion de ces données et de ne s'intéresser qu'aux données de résistivités apparentes. De plus, nous avons appliqué une méthode de groupement statistique par classification hiérarchique ascendante sur ces données de résistivités apparentes qui varient dans le temps. Ces groupes, comparés aux variations piézométriques, permettent de discriminer des zones aux comportements hydrogéologiques comparables.

Finalement, nous avons mis en place une méthode d'analyse des données de résistivités électriques apparentes automatisée mettant en évidence des groupes de comportements hydrogéologiques sur 10 ans d'observation. Ces résultats présentent un intérêt non négligeable quant à l'identification des zones sensibles aux changements hydrologiques importants, pour ainsi envisager un intérêt focalisé.

Nous présentons à la fin de ce chapitre quelques analyses supplémentaires où nous présentons les résultats de la classification hiérarchique ascendante appliquée aux données de résistivités électriques apparentes du glissement de La Clapière.

2. ARTICLE 1 – Observation multi-paramètres long terme du DSL de La Clapière (Alpes françaises du Sud-Est) : Une étude initiale

Les résultats de cette étude d'observation multi-paramètres sur le glissement rocheux de La Clapière sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue *Landslides* en 2016 (Figure 70).

Original Paper

Landslides
DOI 10.1007/s10346-016-0705-7
Received: 18 December 2015
Accepted: 17 March 2016
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2016

Edouard Palis · Thomas Lebourg · Emmanuel Tric · Jean-Philippe Malet · Maurin Vidal

Long-term monitoring of a large deep-seated landslide (La Clapiere, South-East French Alps): initial study

Landslides |

Published online: 12 April 2016

Figure 70 : Référence de l'Article 1 publié dans la revue *Landslides*.

Résumé

Les déformations de versants à grande échelle en milieu montagneux sont causées par de nombreux phénomènes. En effet, un lien complexe et subtil existe entre les paramètres internes et intrinsèques du versant et les forçages externes. Les interactions entre ces différentes composantes présentent des constantes temporelles très variées, allant de l'échelle géologique à la réponse instantanée. L'effet de la gravité, les forces tectoniques et l'eau sont invoqués comme étant les causes principales menant à l'instabilité d'un versant. Il peut être en revanche très difficile d'en distinguer la cause déterminante dominante et de discerner les effets actifs ou non d'un forçage particulier.

Afin d'apporter des éléments menant à une meilleure compréhension des processus complexes à l'œuvre lors de l'évolution d'une instabilité de versant, nous avons mené une étude d'observation basée sur des données géodésiques, météorologiques et hydro-géophysiques du glissement rocheux de La Clapière, dans les Alpes françaises du Sud. Cette étude a également permis de discriminer entre elles les causes responsables de la dynamique de glissement.

Ce glissement de terrain présente des proportions, des structures de surfaces et une dynamique historique typiques d'un glissement rocheux à fracture profonde. Ce DSL (*Deep-Seated Landslide*) est connu depuis de nombreuses années pour être l'un des plus grands et des plus importants glissements rocheux actifs d'Europe : un volume de 60 millions de m^3 de matériel métamorphique hautement altéré et fracturé se déplace à une vitesse moyenne de 1 à 3 $m.an^{-1}$.

En 2007, la création de l'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants (OMIV, http://omiv) a pour objectif de produire et de rendre accessible une base de données conséquente et unique sur plusieurs années de suivi instrumental en continu sur de grands glissements de terrain des Alpes françaises, dont le versant de La Clapière fait partie. Des stations de mesures autonomes autorisent ainsi un suivi permanent des variables affectant

l'équilibre du glissement. Pour la première fois, une étude des données acquises sur le long terme prenant en compte les signaux géodésiques et cinématiques a permis la détection de phases d'accélération affectant sa dynamique du mouvement général du glissement. Ces changements de régime dynamique sont illustrés par des variations de vitesses de facteurs 3 à 6.

Dans ce travail, nous montrons qu'il est possible de caractériser et d'expliquer l'origine de ces variations grâce à la comparaison de ce signal aux données météorologiques, électriques et sismologiques. En se basant sur ces signaux variés, il est possible d'établir des corrélations entre la dynamique d'évolution du versant de La Clapière et les contributions de l'infiltration des eaux météoritiques. Certains paramètres clés pour la compréhension du comportement du versant ont ainsi pu être établis. En effet, les évènements sismiques endogènes, tels que les chutes de blocs, la résistivité du sol et la cinématique de l'instabilité nous ont permis de quantifier et de caractériser les réponses du versant aux forçages météorologiques :

- Des temps de réponse quasi-instantanés de la résistivité et de 2 semaines à 2.5 mois des mouvements du sol ont été déterminés ;
- L'existence d'un seuil de précipitations de 3.5 ±1 $mm.jour^{-1}$, à partir duquel le nombre d'évènements sismiques endogènes augmente de façon conséquente a également pu être estimé.

Mots-clés: La Clapière, suivi de glissement de terrain, analyse multi-paramètres, tomographie électrique

Article 1 publié dans : *Landslides* (2016), 16 p.

- Long term monitoring of a large deep-seated landslide (La Clapière, Southeast French Alps): Initial study -

Palis Edouard[1], Lebourg Thomas[1], Tric Emmanuel[1], Malet Jean-Philippe[2], Vidal Maurin[1]

[1] *Université de Nice-Sophia Antipolis, CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur UMR 7329, 250 avenue Albert Einstein, 06560, Valbonne, France.*

[2] *Institut de Physique du Globe de Strasbourg, CNRS, UMR 7516/EOST, Université de Strasbourg, 5 rue Descartes, 67084 Strasbourg Cedex, France.*

Abstract

The large-scale deformation of high mountain slopes finds its origin in many phenomena (inherent parameters, external stresses) with very different time-constants (instantaneous to geological scale). Gravitational effect, tectonic forces, and water infiltration are generally the principal causes of slope instability. However, it can be very difficult to distinguish which cause is dominant and which are their respective effects. To gain a better understanding of the complex processes taking place during the evolution of an unstable slope and separate the causes responsible of the landslide dynamic, an observational study based on geodetic, meteorological, seismological and electrical data has been performed on the La Clapière rockslide (Southern French Alps). This Deep-Seated Landslide (DSL) is known for many years as one of the largest and fastest rock-slide in Europe (60 million m^3 of highly weathered metamorphic material, moving at 1 to 3 $m.yr^{-1}$). The setup of the "Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants" (OMIV, http://omiv.osug.fr) in 2011 has allowed the production and availability of an important and original data set over several years of accurate monitoring. Thus, for the first time, the long-term study of geodetic data permitted us to highlight acceleration phases in the general movement of the landslide that affect its dynamic. These modifications are associated with variations of the velocity by a factor 3 to 6. The characterization of the origin of these variations was possible due to the comparison with meteorological, electrical and seismological data. Based on these various signals, we were able to establish correlations and contributions of meteorological water infiltration in the dynamic evolution of the La Clapière slope. We determine several response times to the meteorological stress for seismic endogenous events (mainly rockfalls), the resistivity of the ground (quasi-instantaneous) and the kinematics of the slope (from 2 weeks to 2.5 months). Moreover, our results strongly suggest the existence of rainfall threshold of 3.5 ±1 $mm.day^{-1}$ from which the number of seismic endogenous events is highly increased.

Keywords: La Clapière, landslide monitoring, multi-parameters analysis, electrical resistivity tomography

2.1. INTRODUCTION

The landslide process is the main shallow consequence of mountain slope erosion, result of tectonic heritage and climatic history. Understanding landslide processes and their precursor parameters is a real challenge for scientists and for society. Many factors and a long history influence the evolution of a slope deformation. For many years, scientists have tried to study and understand the features of landslides, as well as the causes of their triggering and evolution.

Many authors have tried to characterize the geology and the geometry of several landslides using different methods (Varnes 1978; Jongmans and Garambois 2007; Korup 2010; Jaboyedoff 2012; Schlögel et al. 2015a), their kinematics (Delacourt 2007; Korup 2007), as well as their triggering factors (Crosta 1998; Keefer 2002). Multi-year, multi-parameter monitoring is a promising approach, which has recently been applied in several studies (Macfarlane 2009, Helmstetter and Garambois 2010, Mainsant et al. 2012, Crosta et al. 2014, Prokešová et al. 2014).

Partly due to a significant glacial history, the very fractured and weathered northern part of the Tinée valley, in the western part of the Mercantour-Argentera massif in the French Alps, is very susceptible to landslides. Previous studies have revealed the existence of major deep-seated deformation affecting tens of kilometres along the North bank of the valley (Jomard 2006; El Bedoui et al. 2009; El Bedoui et al. 2011; Jomard et al. 2013). The La Clapière landslide, considered to be one of the most active Deep-Seated Landslides (DSL) in Europe, is a shallow response to this Deep-Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD). Situated downstream of the Saint-Etienne-de-Tinée village, the landslide represents an important risk and therefore a high-priority scientific challenge.

The objective of this work is to analyse multi-parameter observational data of La Clapière landslide, an important rockslide monitored from the 1980's. For the first time, more than four years of accurate daily data are compiled to characterize short-term features.

This well-known rockslide, based on Varnes 1978's classification system, has been the subject of numerous studies (Bogdanoff 1980; Julian and Anthony 1996; Musumecci et al. 2003; Bois et al. 2008; Guglielmi and Cappa 2010; El Bedoui et al. 2011; Jomard et al. 2013; Bois et al. 2014). Authors have discussed the past and active tectonic dynamics of the area (Bogdanoff 1980; Gunzburger and Laumonier 2002; Musumecci et al. 2003), as well as the erosive effects of climate on the valley (Julian and Anthony, 1996). Some works chronologically constraining the evolution of the slope have also been performed (Corsini et al. 2004; Bigot-Cormier et al. 2005; El Bedoui et al. 2009; El Bedoui et al. 2011). Finally, thanks to long-term surveys and monitoring data that we are now able to produce, models of deformation have been produced (Cappa et al. 2004; Bois et al. 2008; Tric et al. 2010; El Bedoui et al. 2011). However, none of these studies have integrated the monitoring of several forcing and measurable parameters over an accurate period of time.

To understand the behaviour of this DSL, scientists (CNRS-INSU, CETE Meditérranée, OMIV) installed progressively a dense instrumentation with several permanent stations measuring the weather conditions at different locations, the displacement of geodetic points (GPS and targets), the electrical resistivity of the ground at the foot of the slope (ERT), the

chemistry of two springs within the landslide, and the slide quakes identified by seismological sensors.

In this work, we aim to present the time series of the dataset from OMIV Observatory, as a result of numerous years of accurate monitoring, and to propose an explanation of the time delay between the different measured parameters. For the first time, we use jointly these observations (displacement, meteorology, endogenous seismological events and electrical resistivity tomography) to characterize the dynamic nature of the unstable slope of La Clapière.

2.2. GENERAL SETTINGS OF THE STUDY AREA

The unstable slope La Clapière (approximately 60 million m^3 of material moving over more than 80 hectares), constituted of highly fractured material, is located in the northwestern part of the Mercantour-Argentera crystalline massif, in the French Southern Alps, on the left bank of the Tinée River. Oriented northwest-southeast, the area is delimited by the Tenibres River (NW) and the Rabuons River (SE) (Figure 71).

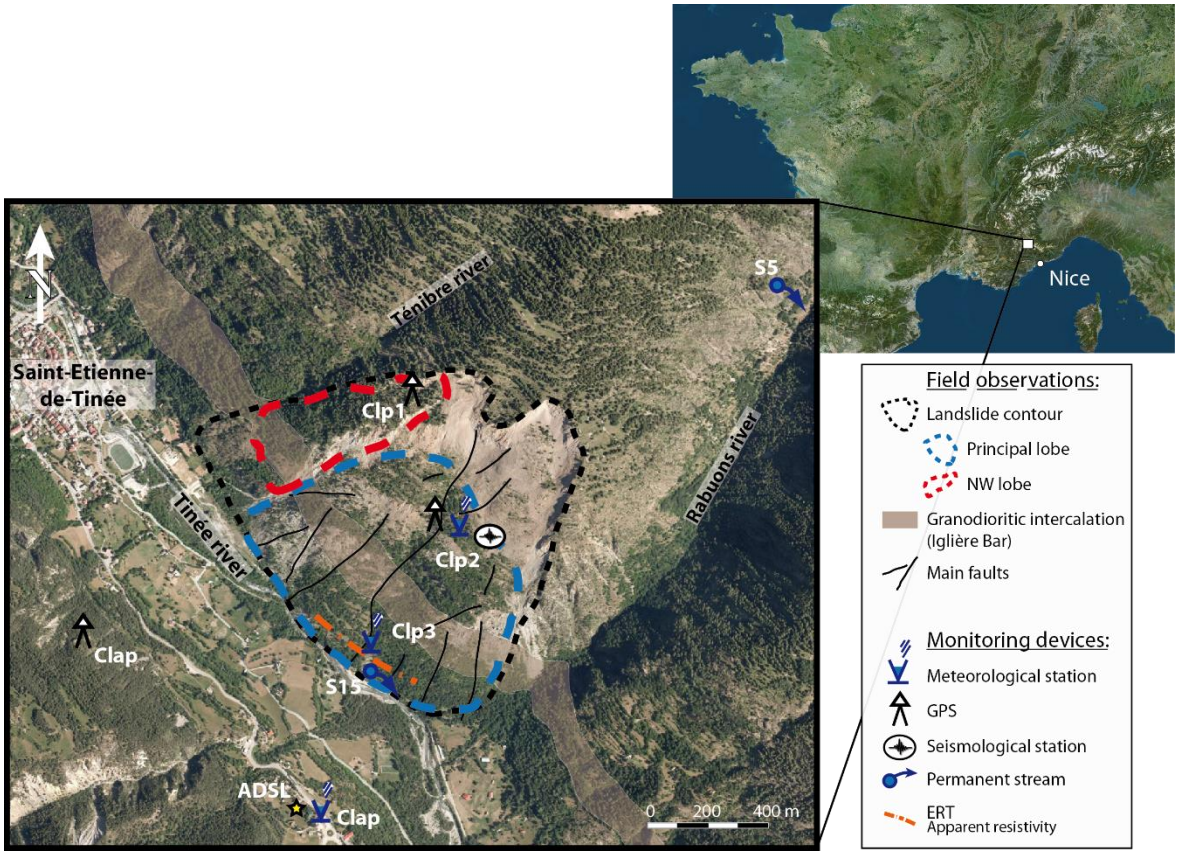


Figure 71 : Location of the study site and the permanent stations installed by the OMIV observatory (station altitudes: CLAP=1213 m (star); CLP2=1433 m; CLP3=1125 m).

This important rockslide is affected by numerous crack faults and inherited reactivated faults. The valley landscape results from both old tectonic stresses (Varisc to Alpine), and Quaternary climatic fluctuations. During the recent period (Pliocene to present), tectonic

activity in the area linked to the uplift of the Argentera massif has been noted. As a consequence of south-westward thrusting along the Variscan mylonitic shear zone in the central part of the massif, this tectonic activity affects the morphology of all of the surrounding valleys (Musumecci et al. 2003; Corsini et al. 2004). Denudation speeds from geo-chronological studies have been estimated at 0.25 $mm.yr^{-1}$ for the period from -8 Ma to -3.5 Ma, and approximately 1 $mm.yr^{-1}$ for the period from -3.5 Ma to the present (Bogdanoff et al. 2000; Bigot-Cormier 2002, 2006; El Bedoui et al. 2011). Then, the succession of glacial and interglacial periods, and more precisely, the regional Würmian glacier, has highly modified the landscape (Julian 1980). This glacial erosion may have structured the flanks of the valley in its present state (Julian and Anthony 1996).

This particular topographic heritage has led to some major gravitational deformations that are recognizable from specific structures; double crests, counterscarps and scarps (from the top to the bottom of the slope) are evidences of Deep-Seated Gravitational Slope Deformation (DSGSD) that affects tens of kilometres along the Tinée River (Jomard 2006; El Bedoui et al. 2011; Jomard et al. 2013). These major deformations are constrained by two main directions: N110°-130° (foliations, faults) and N010°-030° (collision faults during the Alpine phase). Moreover, following El Bedoui et al. (2009, 2011), the study of the cracks and trenches located on the slope has led to the identification of three phases of evolution respectively controlled by tectonic activity, climate and seasonal fluctuations: i) tectonic opening of trenches over a large scale and long period (4 $mm.yr^{-1}$ from 10 to 5.6 ky BP); ii) shearing of trenches over a shorter period, due to climatic variations (13 to 30 $mm.yr^{-1}$, from 5.6 to 3.6 ky BP); and iii) rapid (seasonal scale) failure at the foot of the slope with a high displacement rate (> 80 $mm.yr^{-1}$ from 3.5 ky BP to present).

La Clapière landslide, which is part of the Colle Longue DSGSD, also cuts trenches observed within the slope and confirm the existence of a deformation existing before the setting of the destabilization. In fact, these gravitational deformations affect all of the weathered metamorphic material (over more than 100 meters deep), of the upper Tinée valley from the middle of the slope to the crest, while the foot of the slope is affected by active landslides (Jomard et al. 2006, Guglielmi and Cappa 2010; El Bedoui et al. 2011).

La Clapière DSL, located between 1100 and 1800 m elevation, is constituted of a very weathered Hercynian metamorphic material. Two formations are identified: the Anelle series, consisting of migmatitic gneiss, and the Iglière bar of granodiorite at approximately 250 m from the foot of the slope. The foliation has undergone repeated orogeny and seems to be sub-horizontal in this area. Thus, the presence of the Iglière bar provides a resistant support for the slope, whose evolution can allow different behaviours over time.

Thus, the road at the foot of the slope is now entirely covered by landslide's deposits, and the residential areas nearby are strictly forbidden. As a consequence, this landslide had a substantial impact on the village of Saint-Etienne-de-Tinée and hence on the whole Tinée valley, which is one of the main tributaries of the Var River. These aspects have motivated further studies to investigate the landsliding kinematics by establishing permanent monitoring of benchmarks within the landslide for a period of 33 years (Follacci 1987; Helmstetter et al. 2004; Cappa et al. 2004; Schlögel et al. 2015b). The displacement of these benchmarks has shown important crisis phases from 1982 to the present day (1986-88, 1997, 2001). The surface motion is now recorded thanks to permanent GPS stations (2013) (Figure 72).

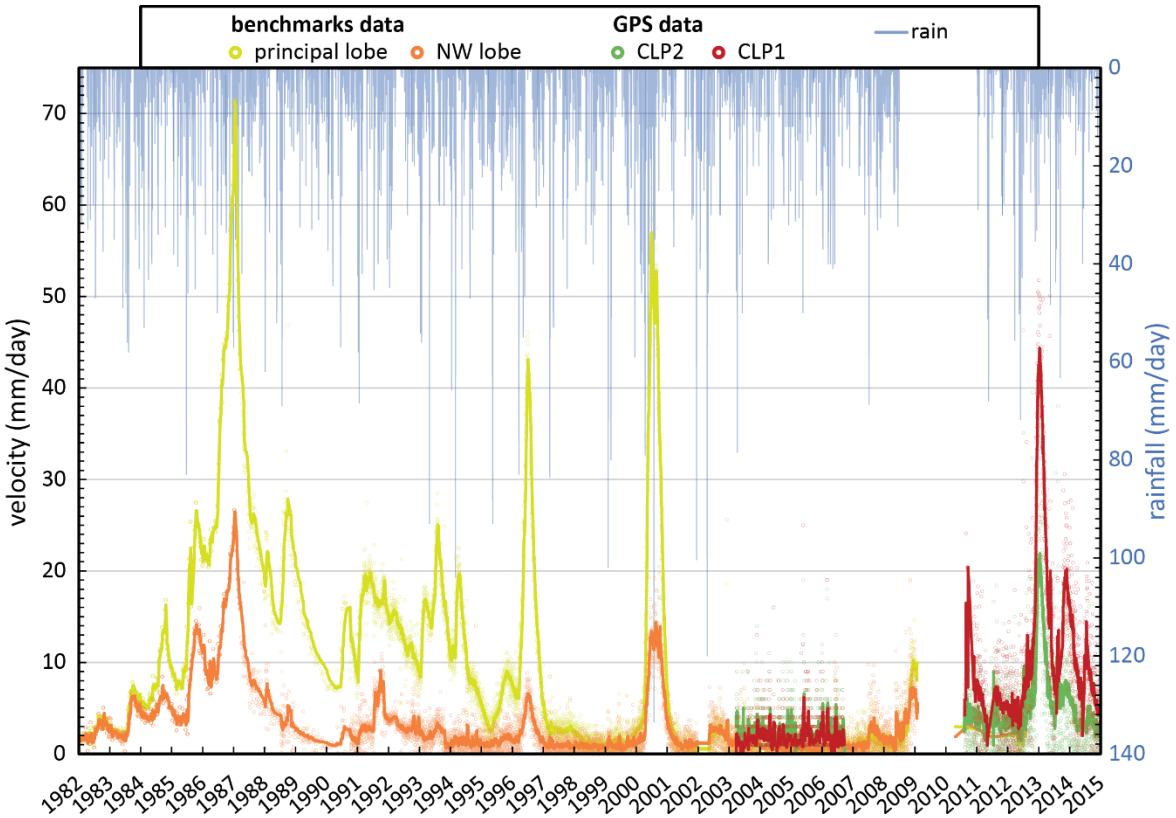


Figure 72 : Evolution of the velocity trends of two parts of the landslide (see Figure 71 for location) with daily rainfalls recorded at Saint-Etienne-de-Tinée over 33 years (data from Meteo-France for the 1967-2008 period, and from OMIV from 2010 to 2015). Lines show the evolution of average speed. The velocity time series is constructed from previous studies (Follacci 1987; Helmstetter et al. 2004; Schlögel et al. 2015b) for the benchmark data (data from CEREMA), GPS data are detailed in 2.4.1 section (data from OMIV).

Regarding these events, numerous authors have contributed to the understanding of the La Clapière landslide by studying the hydrogeology of the slope (Compagnon et al. 1997; Guglielmi et al. 2002; Cappa et al. 2004; Binet et al. 2007) and the geometry of the sliding mass (Jomard et al. 2010; Tric et al. 2010). Finally, works based on electrical resistivity tomography (Lebourg et al. 2005), mechanical behaviour (Lebourg et al. 2011) or optical/radar remote sensing (Casson et al. 2003; Booth et al. 2013; Schlögel et al., 2015b) have addressed the temporal evolution model of the La Clapière DSL.

These major destabilizations must be related to the behaviour of the Iglière bar (Follacci 1993; Guglielmi et al. 2002; Helmstetter et al. 2004). Since then, the slope of La Clapière has been sliding downwards, toward the Tinée River, with active peaks of accelerated movement. Moreover, the very weathered and fractured nature of the substrate implies a major role of meteorological water infiltration (rainfall, snow melt) affecting the equilibrium state of the slope (Figure 73).

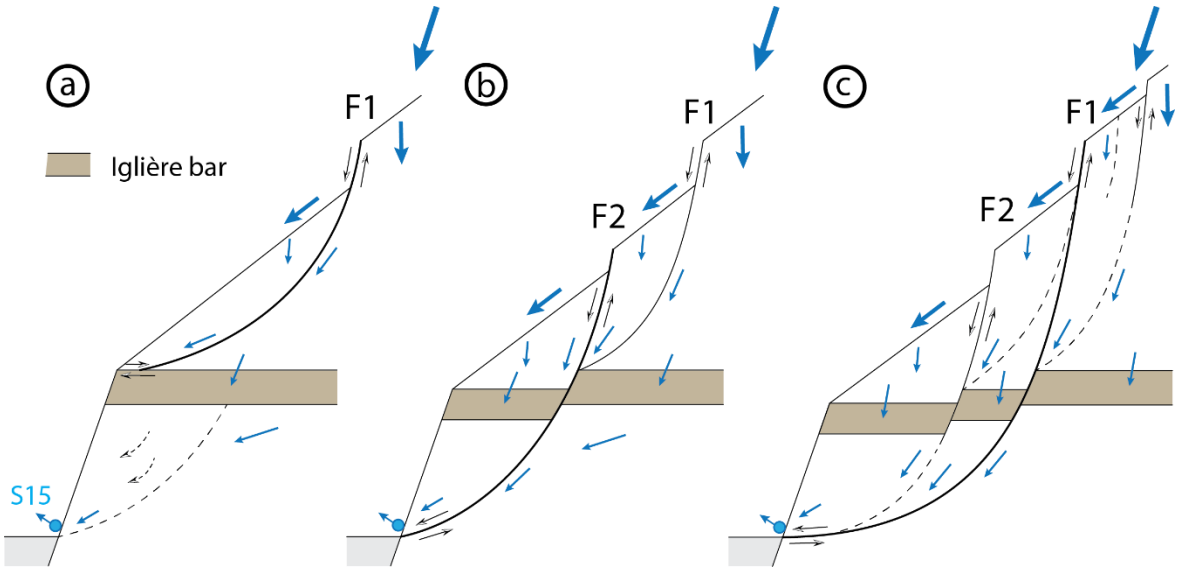


Figure 73 : Schematic failure scenario of the possible process involved in the acceleration crises (adapted from Helmstetter et al. 2003) and the preferential pathways of infiltrated meteorological waters (blue arrows). (**a**) Before event, (**b**) during the acceleration, (**c**) after the event.

The F2 fault cutting the Iglière bar would be the driving force of these dramatic events. The F1 fault, which acts on the upper part of the landslide seems to participate to the deceleration of the landslide velocity before converging as listric fault which corresponds to the sliding surface (Follacci et al. 1993; Guglielmi et al. 2002). The fluids coming from rainfalls and/or snow melt infiltrate inside the weathered body and along the main faults and cracks until reaching the S15 permanent stream identified at the landslide foot.

2.3. LES METHODS OF OBSERVATION

2.3.1. MULTI-PARAMETRIC APPROACH

By means of the measuring stations we dispose, we are able to observe the unstable slope of La Clapière as a dynamic physical system (Figure 74). Factors entering the system (inputs), which is characterized by intrinsic variables, and signals coming out of the system can be measured (outputs). Analysing the outputs allows us to gain a better understanding of the way these inputs are integrated into the internal medium (slope system) and thus how they influence the landslide.

Then, measuring and quantifying some of the inputs entering from external environment into the internal medium, and identifying some of the resulting output signals can help us to understand the equilibrium state of the open slope system.

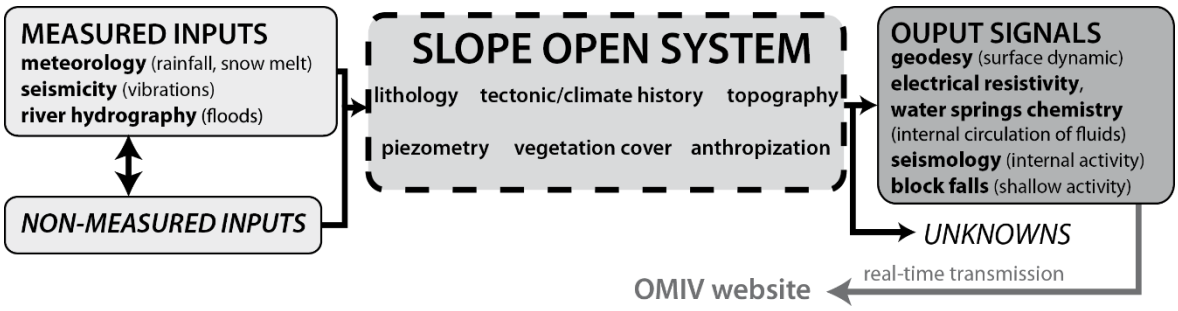


Figure 74 : Conceptual scheme of the different observation components of a slope system.

2.3.2. OMIV OBSERVATORY

In 2007, the French National Institute of Sciences of the Universe (INSU) created the OMIV observatory (Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant, http://omiv.unice.fr/; http://omiv.osug.fr/; http://omiv.unistra.fr/) to monitor major landslides in the French Alps, each of them having a minimum of 10 years of data history. The main objectives of this observatory are to provide specific and accessible data sets that allow us to identify the physical processes that govern slope instability, to model them and to extract the patterns that characterize changes in the landsliding activity. La Clapière, managed by Géoazur, includes four permanent and self-powered stations (Figure 71):

- On the opposite slope (South bank of the Tinée river):
    - CLAP: GPS (west point), meteorological station, tachometer, internet antenna access (east point)
- Within the landslide body:
    - CLP1 (north-west lobe): GPS
    - CLP2 (principal lobe): GPS, meteorological station, seismological network
    - CLP3 (foot): meteorological station, ERT line

Sampling and physicochemical measurements of permanent streams at the foot of the slope (S15) and upstream of the Rabuons tributary (S5) are also provided (Figure 71). However, because of the active aspect of the landslide and the very weathered lithology of the deeper layers, no borehole or seismic refraction systems can be installed.

2.3.2.1. Geodetic equipment

Since 2003, the landslide has been equipped with three permanent GPS stations: two within the landslide body, and one on the opposite slope, on the southern bank of the Tinée valley, which is assumed to be stable (Figure 71).

GPS data are acquired daily at acquisition rates of 30 seconds and 1 second, and the observations are produced and transmitted by a wireless access point within one day. This allows the visualization of the relative displacement with 1 mm precision in near-real time.

The OMIV GPS observations are processed using a Precise Point Positioning (PPP) approach which consists in calculating the positions for a single GPS receiver in a dynamic

and global reference spatial framework. PPP combines precise clocks and orbits calculated from a global network to calculate a precise position with a single receiver which can be double or single frequency. It differs from classical Dual Difference (DD) positioning methods which differentiate errors using one or more reference stations with known positions. At La Clapière, the GNSS receivers are CLAP, CLP1 and CLP2 (Figure 71). After conversion of the raw observations in the standard RINEX observation file formats (e.g. 24h/30s), a precise position in ITRF 2008 Cartesian coordinates is calculated for each permanent GPS receiver using the SCRS-PPP algorithm. To obtain a centimetric precision with PPP method, some complementary data (IGS products) are introduced in the processing such as precise orbit files (SP3 files), satellite clock bias files (CLK files) and earth rotation parameters files (ERP files). The obtained precise positions are then filtered, smoothed and projected in NTF system. Baselines are also computed between the GPS receivers installed on the landslide (CLP1, CLP2) and the reference receiver (CLAP) installed on stable terrain (Figure 71) (Malet et al., in review).

These two kinematic references can be used to complete and refine the information given by 68 benchmarks installed from 1982 to 2012 and whose displacement is measured by a permanent total station on the opposite slope (Figure 72).

2.3.2.2. Meteorological data

Meteorology, especially rainfall, is the major trigger that mechanically affects shallow geological zones (Caine 1980; Collins and Znidarcic 2004; Guzzetti et al. 2007; Guzzetti et al. 2008; Lebourg et al. 2010; Bernardie et al. 2014; Segoni et al. 2014). Water infiltration in the ground has a strong effect on dilatation of the subsurface material and can reach deeper through fractures. Hence, the meteorological input must be taken into account as a major triggering factor.

Meteorological contributions are the main external input monitored at the study site. Although, the presence of snow melt water can only be estimated, quantifying the amount of rainwater available for infiltration is made possible thanks to rain gauge.

Daily rainfall is recorded at the Saint-Etienne-de-Tinée station by Météo-France and is available from 1967. Additionally, three more stations measuring weather conditions at La Clapière have been installed by OMIV in 2011 (Figure 71). External temperature, rain amounts and intensity, atmospheric pressure, air humidity and wind (average velocity, velocity peak and direction) have been measured at CLAP since 2011 and at CLP2 and CLP3 since 2012.

All the data are sampled every 30 min and transmitted daily via the wireless access point, processed by the Géoazur Laboratory in Nice, and put online (http://omiv.unice.fr/). In this way, we are able to follow in near-real time the evolution of weather conditions at three different points in the La Clapière area.

2.3.2.3. Seismological endogenous events

Although La Clapière DSL doesn't generate surface flows, it shows a surface activity that can be recorded thanks to a seismological device. To understand the micro-seismic activity related to landslide processes, we deployed a permanent seismological antenna. This device is recording continuously shaking events at the CLP2 (principal lobe) station since 2010. This device consists in 6 vertical velocity sensors surrounding a 3-components Agecodagis NeoMax 4.5 Hz velocimeter. The vertical velocimeters are placed at 50 meters from the central 3-components velocimeter. All the sensors are buried at 1 meter depth and connected to an Agecodagis Kephren receiver. A pseudo-automatic programme has been developed by ISTerre Laboratory of Grenoble in order to detect, locate and classify the events recorded by the station. This classification discriminate events from their signal characterisitics (frequency content, apparent velocity and differentiation of P and S waves) (Helmstetter and Garambois 2010; Tonnelier et al. 2013). Events are classified in catalogues of events as rockfalls, quakes, earthquakes (including regional and distant) or "not identified" events, that we chose to eliminate from our study.

The local endogenous events (i.e. identified rockfalls and internal quakes located within the landslide area) give us information about the landslide's vibrating state and the surface activity at a given time. These events can be directly related to the rainfall activity, as well as the internal activity of the landslide itself (Helmstetter and Garambois 2010; Tonnelier et al. 2013).

2.3.2.4. Electrical resistivity measurements

Electrical Resistivity Tomography (ERT) is normally used to image the internal structure of shallow earth. More specifically, it can provide 2D or 3D images of the distribution of electrical resistivity contrasts of the ground. These contrasts are mainly due to differences in lithology and/or to changes in water content, but can also be influenced by the ground surface temperature or the infiltrated water chemistry.

ERT has been used for several years by many authors for landslide investigation (Lebourg et al. 1999; Hack 2000; Lebourg et al. 2005; Jongmans and Garambois 2007; Perrone et al. 2014). This imaging technique can also be applied on hard-rock material (Meric et al. 2005; Jomard et al. 2010; Le Roux et al. 2011; Zerathe and Lebourg 2012) as well as on soft-rock formations (Samouëlian et al. 2005; Jongmans et al. 2009; Lebourg et al. 2010; Grandjean et al. 2011; Chretien et al. 2013; Bièvre et al. 2015; Gance et al. 2015). For each study case, the aim is to characterize the water content (degree of saturation of the material) within the investigated landslide body, which is a key factor in understanding the evolution of a landslide. Nevertheless, the limitation of this method is still a lack of quantitative information regarding the amount of water content.

Since November 2012, a permanent electrical line is measuring the electrical resistivity on the slope of La Clapière at the CLP3 station (Figure 71). 48 electrodes are placed orthogonally to the slope (NW-SE) with a 5-m interval between each electrode. A dipole-

dipole array is acquired daily using the IRIS Instruments SYSCAL Pro Switch, providing a 2D cross-section profile of the ground.

This device allows us to reach a depth of investigation of approximately 55 m. Thus, as the temperature effects affect the shallow layers, the daily measurement of resistivity contrasts can be considered as the output signal of water content variation at a certain point (here, at the foot of the slope). Furthermore, the dipole-dipole array allows us to highlight vertical structures in the 2D pseudo-section (Loke 1996-2004; Hack 2000; Dahlin and Zhou 2004). This device is useful for recognizing faults and fractures inside the landslide, and the variation of water output signal by means of time-lapse.

The Res2Dinv algorithm (Loke and Barker 1996), based on an iterative smoothness-constrained least-squared method, was used for the inversion process of the resistivity data to provide qualitative information on the resistivity contrasts. We then chose to use the apparent measured resistivity data for further analysis to avoid the errors in the iteration process. The idea is to highlight resistivity variations accordingly to the only parameter that can change daily. In this way, we led an analysis by means of clusters of the measured apparent resistivity data after a filtration process.

In a dipole-dipole configuration of 48 electrodes, a large number of resistivity datum points (more than 800 after filtering) with 2D coordinates (x,z) is provided. A filtering phase is necessary before the treatment of resistivity data. This procedure is shown in Figure 75.

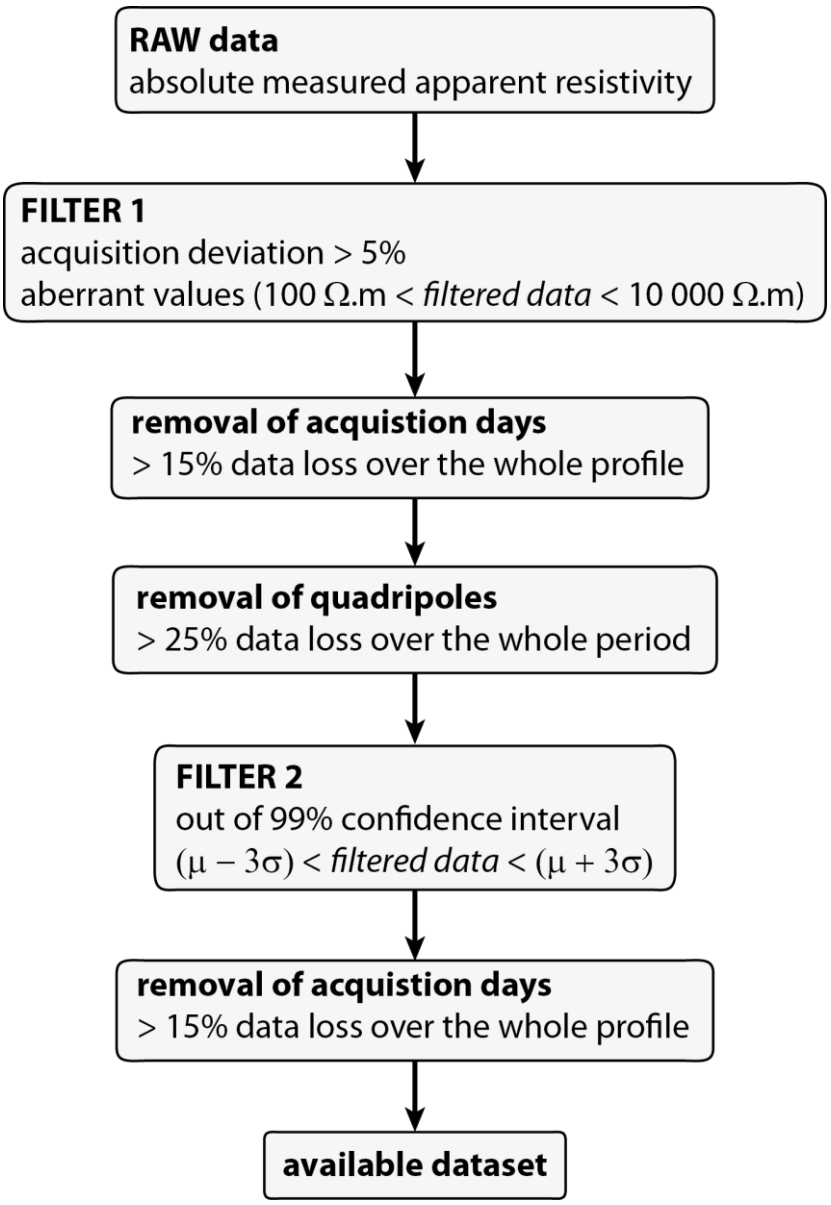


Figure 75 : Diagram of the filtration procedure. The acquisition deviation (quality factor) accounts for the repeatability of these measurements (data quality is improved by stacking at least 5 measurements for each quadripole.

2.4. RESULTS OF THE ANNUAL MULTI-PARAMETER ANALYSIS

The interfering influences (e.g., meteorology, seismicity) on the studied system modify its balance and produce important dynamic changes. Water infiltration is the predominant factor of influence in the case of La Clapière DSL, inducing modification of hydraulic properties and mechanical deformation.

In this study, we observe different signals obtained from the permanent real-time monitoring (Figure 76). These signals are evidence of specific responses, and provide different levels of information on the landslide dynamics, its capacity to respond to a pluviometric event, or other.

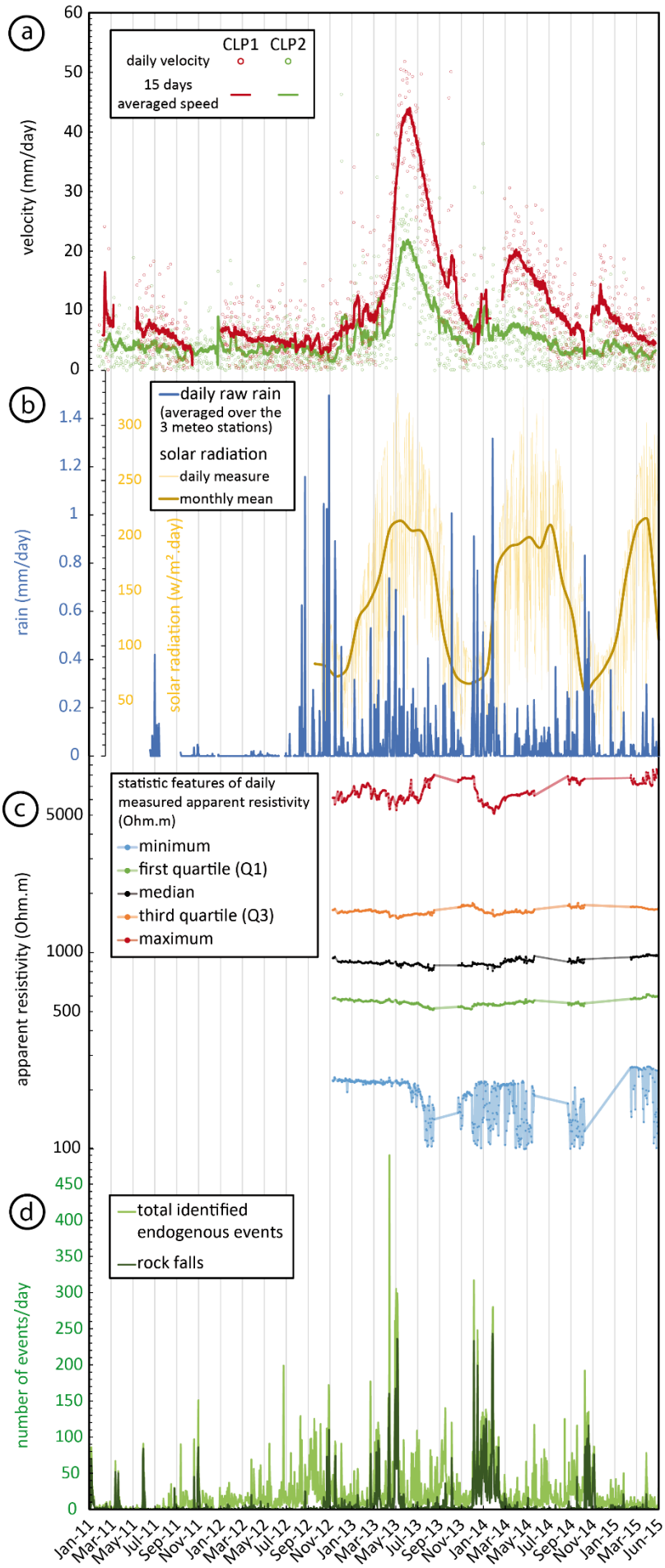


Figure 76 : Multi-parameter observations measured at La Clapière from January 2011 to June 2015. (**a**) Evolution of the surface velocity of the two moving GPS stations installed at La Clapière. (**b**) Meteorological features. (**c**) Evolution of the statistic features of the daily apparent resistivity measured thanks to the ERT profile at CLP3 station. (**d**) Local endogenous events recorded at La Clapière.

2.4.1. GEODETIC DATA

Displacements have been observed on the landslide since 1982 (Figure 72). Figure 77 presents more than eleven years of survey data from 2003 to 2015 thanks to the two GPS installed within the moving mass. From the beginning of the monitoring, CLP2 has moved more than 10 m, whereas CLP1 is now almost 23 m from its original location.

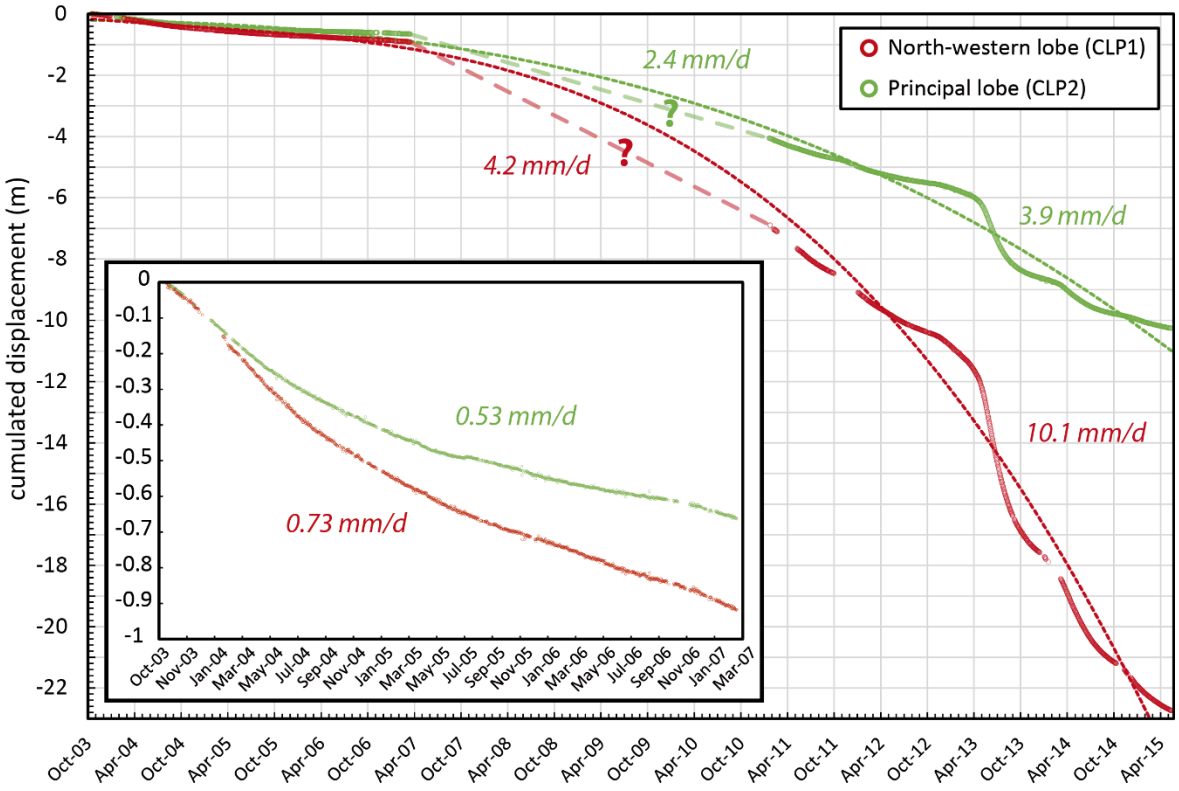


Figure 77 : Evolution of the baselines of the two moving GPS stations installed at La Clapière. Red dots: evolution of the distance between CLAP and CLP1 stations. Green dots: evolution of the distance between CLAP and CLP2. The thick dashed lines is an estimation of the movement, corresponding to a data gap. The average velocities are also indicated for the different curve portions (2003 to 2007, 2007 to 2011 and 2011 to 2015).

The curves show different behaviours. First, if we focus on the general kinematics, we can observe that the distances between CLAP and CLP1 and between CLAP and CLP2 are in a permanent dynamic evolution. Moreover, the distance between the moving stations and the stable station is decreasing, meaning that the displacement occurs towards CLAP. Eventually, we find a mean displacement over the 2003-2015 period of approximately 2.4 $mm.day^{-1}$ for CLP2 and 5.4 $mm.day^{-1}$ for CLP1, i.e., a magnitude of 1 to 2 $m.yr^{-1}$ for the average displacement of this rock slide. The movement occurs toward South-West direction, i.e. perpendicularly to the Tinée River (Figure 78). According to El Bedoui et al. (2009), the actual mean velocity makes the La Clapière DSL an active to very active landslide.

Second, in addition to the general movement, we observe periods of change in the displacement rates. The curves show a typical "S-shaped" fit, where the distance is decreasing over a relatively short period (Figure 77). These changes, called "regime" changes, correspond to acceleration phases of the landslide. For example, for the period from May 2013 to August 2013, the displacement of the mobile stations increased significantly:

the general velocity of the CLP1 station changed from 5.8 mm.day^{-1} to approximately 37.6 mm.day^{-1} (i.e., a 6.5-fold increase), and from 5.6 mm.day^{-1} to 18.5 mm.day^{-1} for CLP2 (i.e., a 3.3-fold increase) (Figures 76, 77). We can note here that the displacement recorded after this regime change has a greater velocity than before it.

In summary, we have two observation levels: i) "permanent movement" (general displacement), and ii) "transitory movement" (dynamic changes). Thereafter, in the following sections, we aim at observe and characterize these dynamic changes. More than two years of accurate monitoring (November 2012 to December 2014) including dynamic changings mentioned above are presented in order to describe the behaviour of this major landslide.

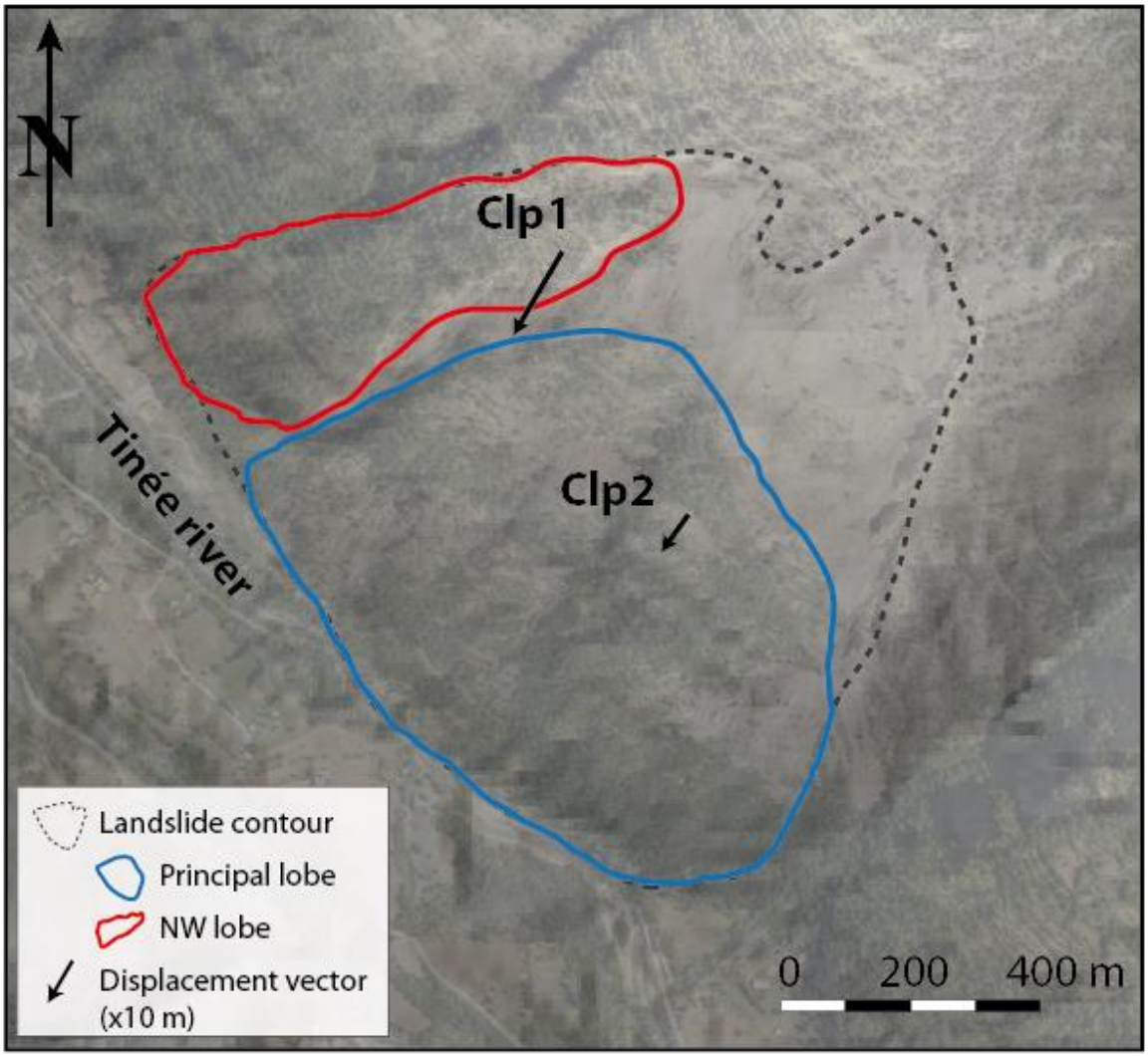


Figure 78 : Displacement of the two GPS stations installed on La Clapière rockslide from 2011 to 2015. The size of the displacement vectors (black arrows) have been exaggerated by a factor 10.

2.4.2. RELATION OF RAINFALL AMOUNTS TO SEISMOLOGICAL ENDOGENOUS EVENTS

Caine (1980) was the first to define global threshold for rainfall triggering shallow landslides and debris flows, using intensity of a rainfall event as a function of its duration associated to the occurrence of landslides. All events occurred above the threshold I_r (in mm.h^{-1}) defined by $I_r = 14.82D^{-0.39}$, where D is the event duration, in hours. La Clapière slope is not affected by surface flows but by a movement of the whole mass. Moreover, all the rainfall events recorded in the area are located under Caine's Intensity-duration (ID) threshold in such a diagram, where each rainfall event is considered finished as soon as there is a gap of 24h hours without rain (Figure 79).

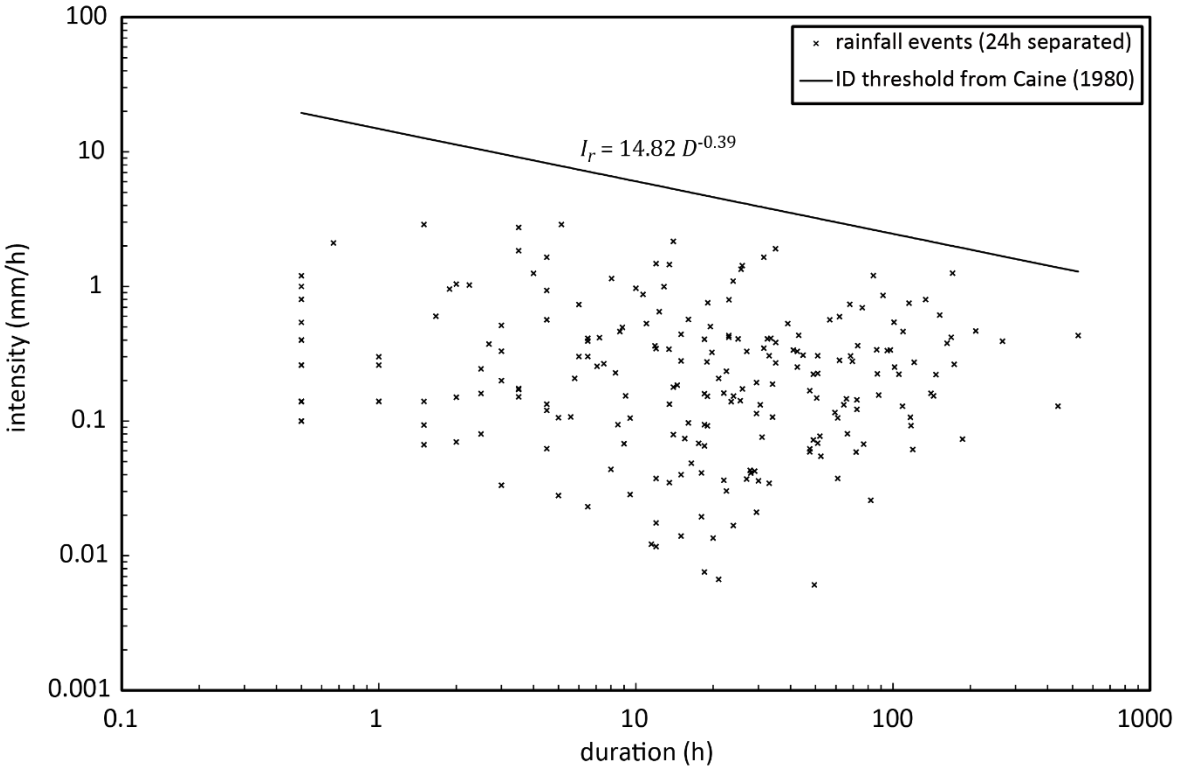


Figure 79 : Features of rainfall events recorded at La Clapière. Caine's ID threshold (1980) is indicated as a black line.

Endogenous events recorded by the seismological antenna at the CLP2 location inform us about the instantaneous slope activity. To highlight the link between meteorological input and rockfall activity, we use the cumulative rainfall index P_c at time t_i defined by Helmstetter and Garambois (2010):

$$P_c(t_i) = \sum_{j=0:i} P(t_j) \exp\left(-\frac{t_i - t_j}{t_c}\right), \quad (12)$$

where the sum of the previous rainfall decrease exponentially with time. This model takes into account the amount of water available for infiltration, decreasing with time due to drainage. We tested different characteristic times (t_c = 0.25, 0.5 and 1). The results are similar and show a good fit of precipitation calculated thanks to the cumulative rainfall index and the number of rockfall per day from November 2011 to December 2014 (Figure 80).

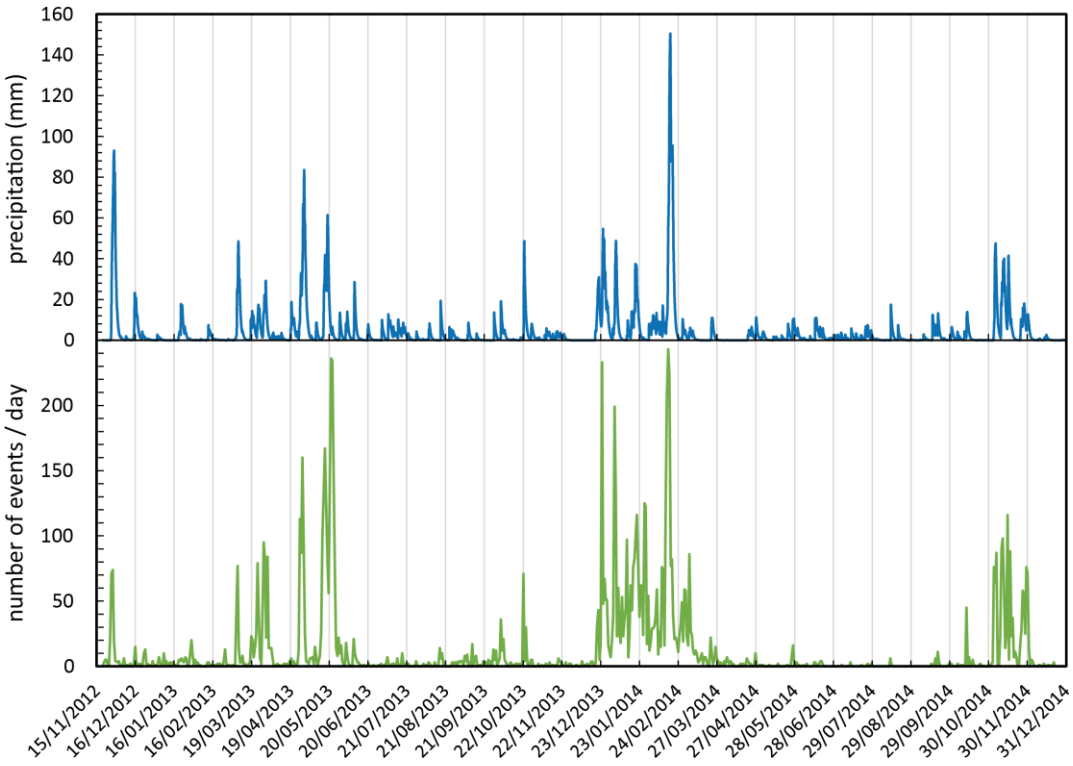


Figure 80 : Precipitation calculated with the cumulative rainfall index of Helmstetter and Garambois (2010) (**top**; blue line) with t_c = 1 day and the number of daily rockfall events (**bottom**; green line) recorded at CLP2 seismological station (Figure 71).

Looking at the cumulated number of endogenous events, the link with rainfall regime appears clear (Figure 81).

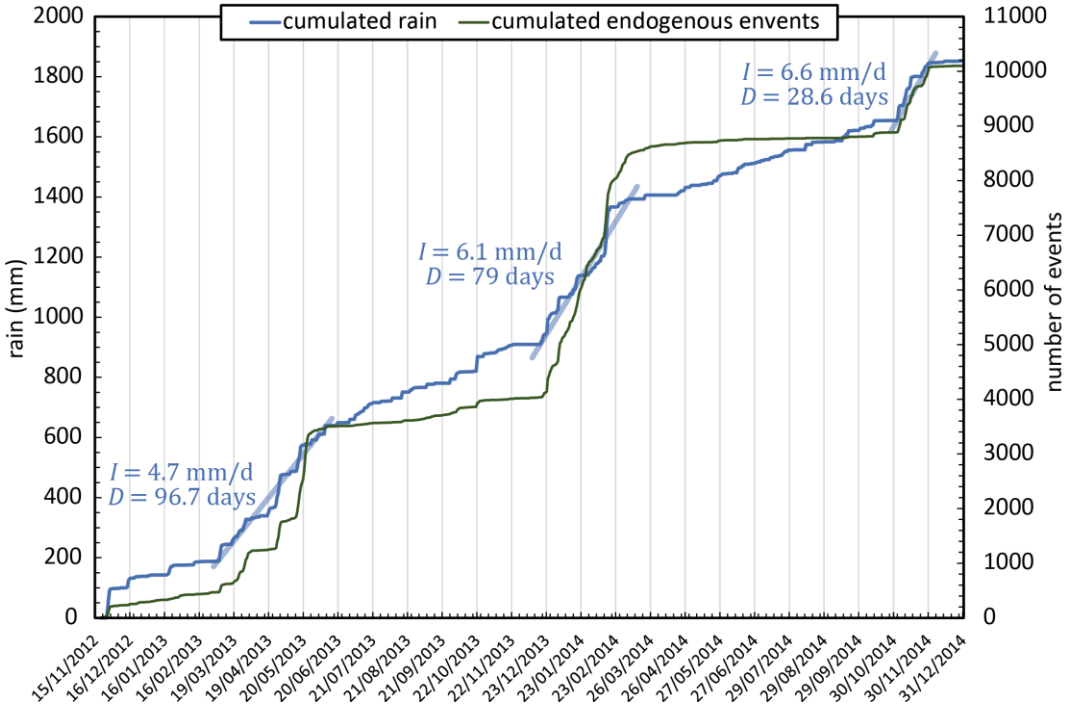


Figure 81 : Curve of cumulated number of daily endogenous events (internal quakes and rock falls) recorded at CLP2 (green line) and cumulated daily rainfall averaged over the 3 meteorological stations (Figure 71) (blue line). Linear interpolations of high rate of rainfall activity are also indicated, and intensity (I) and duration (D) of these events have been calculated.

When a period of high rain rate is reached, endogenous activity (mainly surface activity such as rock falls) increase instantaneously. On the other hand, when the rain activity is poor, endogenous activity remains quite stable. Looking at the period from November 2011 to December 2014, we distinguish 3 periods of intense rain regime over several weeks generating rapid increase of endogenous events. These periods of high atmospheric activity influence the equilibrium state of the La Clapière natural system, producing surface collapses mostly (rock falls).

Moreover, number of daily endogenous seismic events is a good proxy to determine rainfall threshold affecting the state of activity of such a DSL. Indeed, from Figure 81, we can calculate for each high and low rainfall period an average value linking the intensity of the rain to the number of endogenous events that occurred consecutively from each of these period (Figure 82). This figure strongly suggests the existence, in the case of La Clapière, a rainfall threshold of 3.51mm.day^{-1} from which the number of seismic endogenous events is multiplied at least twice or more.

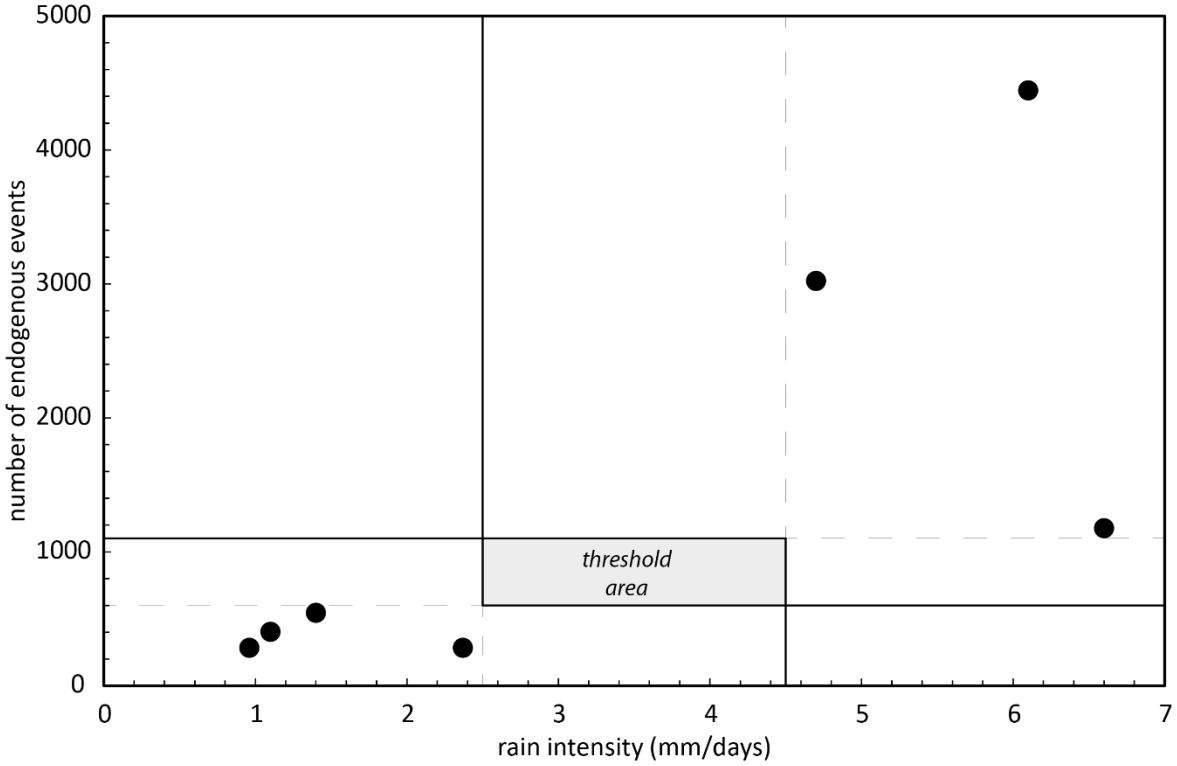


Figure 82 : Diagram of the number of seismic endogenous events as a function of rain intensity for the high and low rainfall periods deduced from Figure 81.

2.4.3. LINK BETWEEN ELECTRICAL RESISTIVITY AND METEOROLOGICAL STRESS

The area is subject to major rainfall during the year, with the seasonal variability of a temperate zone; there are periods of several days of continuous rain during spring, and isolated peaks of high rainfall (up to 4 mm in 30 minutes) during the summer period. This is a typical Mediterranean mountainous climate, with large variations in rainfall intensity.

During the period from the 1st of January 2013 to the 1st of January 2014, a total rainfall amount of 841 mm was recorded at CLAP, 909 mm at CLP2 and 877 mm at CLP3, being a rain amount of 875.8 mm for the year 2013, Saint-Etienne-de-Tinée having an average amount of rain of 949 mm.year^{-1} (Météo-France; OMIV).

Considering these various rainfall amounts, we want to observe how the fluids interact with the ground and how they can affect the acceleration of the movement. Because of the continuous motion of the slope, the landslide is not equipped with boreholes, making the installation of piezometers impossible. As a result, we need to observe the circulation of the water inside the moving body using electrical resistivity tomography.

The permanent electrical line installed at the foot of the landslide allows a daily acquisition and makes possible the observation of the evolution of resistivity contrasts in time as a time series of 2D apparent resistivity profiles over a one-year period. We have noted that the median value of resistivity of the whole data set of a daily profile can provide information about the general resistivity response of the landslide's foot and shows two kinds of interesting variations in time (Figures 76, 83).

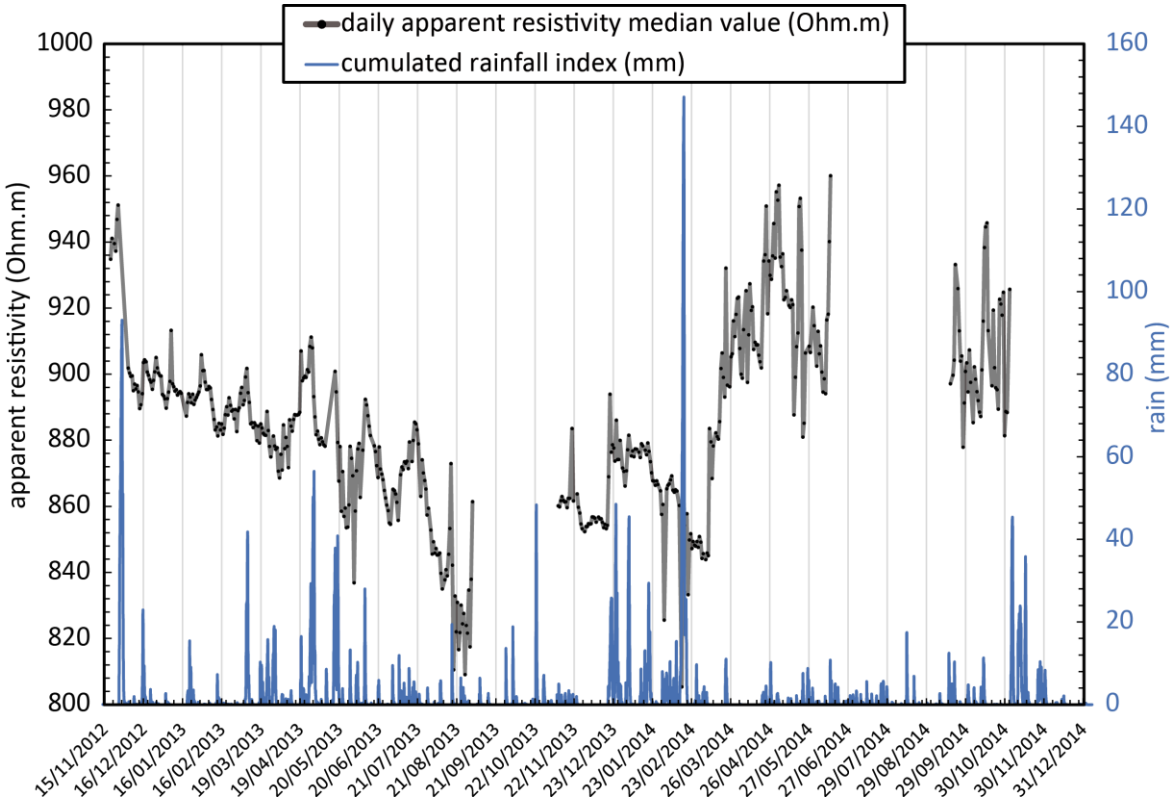


Figure 83 : Time series of precipitations calculated with the cumulative rainfall index of Helmstetter and Garambois (2010) and the daily median value of apparent resistivity profile measured thanks to the ERT profile at CLP3 station.

We observe different variability for the daily apparent resistivity median values, corresponding to two observation scales.

- First, a short period of variability is noted with synchronous steep decreases induced by high rainfall peaks. This is interpreted by a rapid water infiltration affecting the ground resistivity. The main issues here are 1) the amplitude and time reaction of the

measured resistivity on rainfall peaks and 2) the internal areas affected by resistivity contrasts decreases induced by water infiltration at a certain moment.

- Secondly, we observe a longer, yearly, period of variation. We have noticed that this frequency seems to be negatively correlated with the variation of the solar radiation recorded at CLP2. Indeed, in addition to the day/night variability, this meteorological parameter shows a clear seasonal variation in the monthly median values (Figure 76). During wintertime, when average solar radiation is low, the median value of resistivity is high, and the opposite is observed during summertime. These variations of solar radiation at this location allow the seasonal snow cycle of precipitation/melt to operate. The measured apparent resistivity thus seems to illustrate this seasonal variability at this site. Moreover, we may be able to explain the decrease in resistivity around March–April 2013 by the fact that the snow cover accumulated over the La Clapière slope during winter melts at this time of year, when the solar radiation begins to increase significantly. Then, the increase in apparent resistivity values at the end of summertime might be explained by the dryness of the bulk ground, which reduces the conductivity of the buried material.

2.5. DISCUSSION

2.5.1. CONTROL OF THE RESISTIVITY SIGNAL

The values of resistivity along an electric line for a one-year period can be very different in space and in time. In fact, we observe different areas within the electrical resistivity section. The different geological compartments of the investigated slope induce a spatial variability, and temporal variations are due to the interaction of the inputs (mainly meteoric water supplies) with these ground compartments.

As data acquisition occurs daily, analysing the correlation coefficient between the point clouds of two consecutive days can yield information about the piezometry level inside the slope (Lebourg et al. 2010).

2.5.1.1. Evolution of calculated resistivity: pseudo-3D

Another way to visualize the evolution of resistivity in time is through the elaboration of a temporal pseudo-3D visualization. The aim of such an approach is to see how the values of resistivity within the overall 2D sections (x,z) evolve along a time axis (y). This visualization is obtained from the inverted resistivity sections, which inquire into the internal geometry of the slope. The inversions have been done using Res3Dinv (5% RMS error), where a daily profile corresponds to a unit along the y axis. Special care has to be taken because this method provides qualitative information and only helps with visualization of the evolution of the resistivity over time.

We can then place the profiles along a virtual temporal axis where unity represents a day. Using 3D software, we can represent an extrapolation of the 1000 Ω.m iso-value, which illustrates the evolution in time of the limit of the saturated material for the given period. Figure 84 is an example of 405 days of ERT acquisition in a temporal pseudo-3D representation.

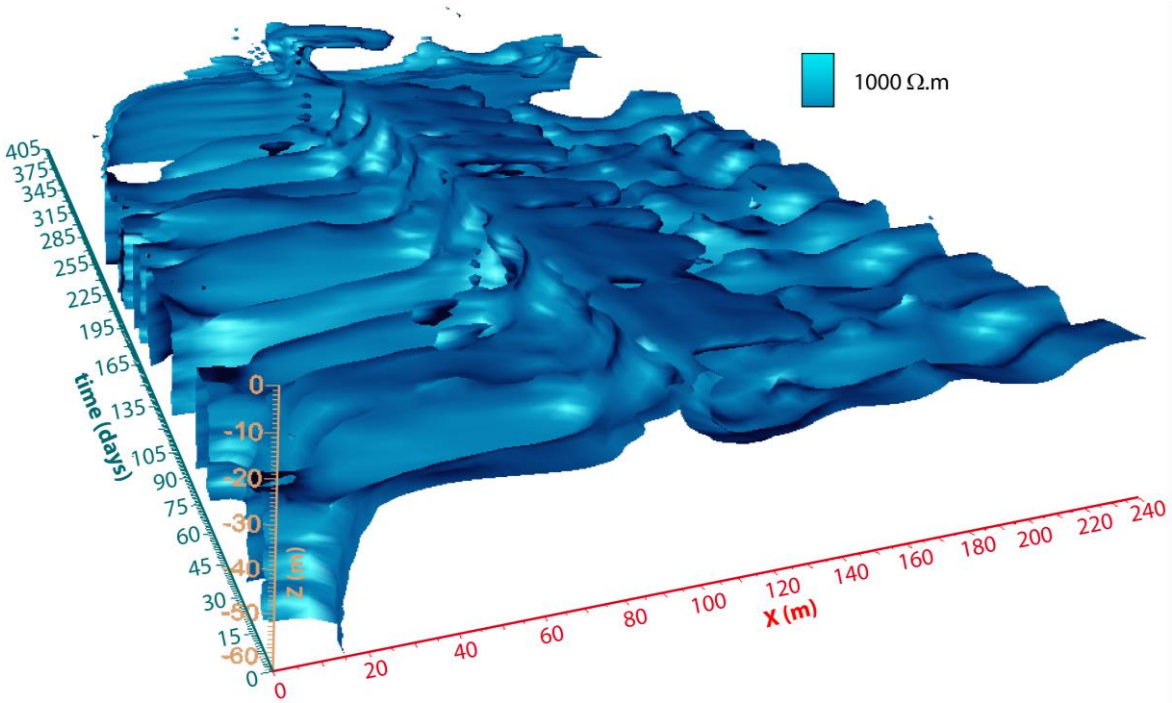


Figure 84 : View of the shape of the 1000 Ω.m iso-value in temporal pseudo-3D of the inverted ERT data. This images show the evolution in time of the depth of the upper limit of the saturated zone.

We can first observe that the iso-values at the 25 m depth show a fluctuation of approximately 5 m or more, meaning that the water level in the ground increases and decreases during the year. Second, a small near-surface horizontal zone can be observed between 80 m and 140 m along the x-axis. This conductive layer varies laterally, following the level of the bottom conductive layer. Third, a vertical structure (known fault) is clearly visible 90 m from the beginning of the electric line, making a link between the interpreted perched water table and the deep aquifer.

2.5.1.2. Ranges of apparent resistivity: clusters

The changes between the 2D sections from one day to another over several years of monitoring can affect the entire section or be more localized. We then recognize some areas within the ERT section where the values of resistivity vary more or less during the studied period. To study this variability, we chose to group the resistivity data into groups of ranges of electrical resistivity showing the same behaviour. Moreover, clustering these data will help us to understand the responses of these landslide structural elements to external forcing.

In our case, a separation is made between the values above and below 1000 Ω.m, a limit corresponding to the base of the landslide. Values lower than 1000 Ω.m are mainly located in the lower part of the ERT profile, while those higher than 1000 Ω.m are located in the upper part (Table 6, Figure 85a). We can then assume that the lower part of the profile, which corresponds to the stable bedrock, has a conductive behaviour, an assumption that is in agreement with previous studies (Jomard et al. 2007a; Jomard et al. 2010).

Table 6 : Statistical features of the two clusters of apparent resistivity in the one-year average profile, corresponding to two identified areas in the pseudo-section.

One-year averaged profile	Cluster A	Cluster B
Average (Ω.m)	(< 1000 Ω.m)	(> 1000 Ω.m)
	579.4	1894.8
Number of points	477	401

Thus, we have different areas of different variability with wide ranges of resistivity. This means that the resistivity responds to external forcing and we can directly appreciate its effect within the ground. Moreover, we can distinguish different behaviours corresponding to different geological compartments of the ground.

To enhance the localized variability of resistivity, we use the response of the two main clusters A and B to the rain for this one-year period (Figure 85b).

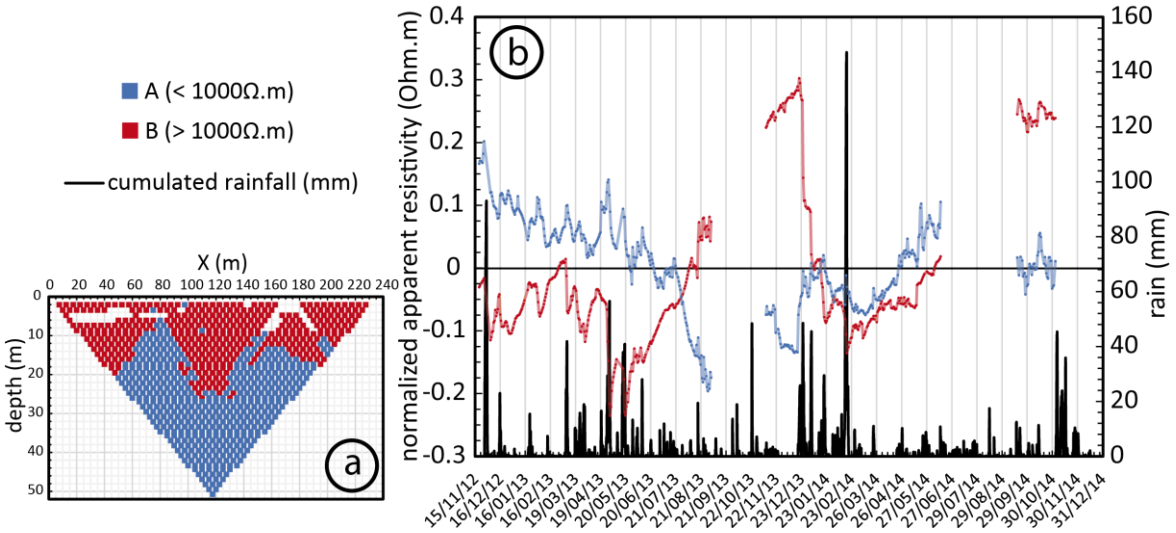


Figure 85 : (**a**) Localization of the two clusters in the average profile of measured apparent resistivity. Blue: cluster A. Red: cluster B. (**b**) Variation of normalized daily average resistivity values of the two clusters (blue: A; red: B), and the calculated cumulative precipitation from Helmstetter and Garambois (2010) at La Clapière (black) from November 2012 to December 2014.

Clusters show different information:

- Cluster B (average resistivity higher than 1000 Ω.m, shallow zone of the section) exhibits a very similar variation to the average daily resistivity, indicating that this cluster participates more in the variability of the whole resistivity than cluster A. As expected, cluster B reacts to the rainfall peaks by decreasing very quickly.

- The response to external forcing (rainfall in this case) is clearly not the same for cluster A (average resistivity lower than 1000 Ω.m, deep zone of the section). Whereas this cluster exhibits short-term variability, which is seemingly linked to the rainfall peaks (similar to cluster B), the response is less instantaneous. Indeed, the decrease in resistivity after a period of high rainfall is not as steep as for cluster B and seems to be shifted by several days. In this case, the infiltration time can explain this difference in response.

If we look at a longer period, both clusters vary at a seasonal scale. From November to March, cluster A decreases slightly while cluster B increases; then, during the spring (from March to May), cluster B exhibits a widespread decrease while cluster A seems to stay quite stable, with small variations. It is during this period of the year that the most continuous rainfall is recorded, with major peaks of rain. Finally, from May to December, cluster B increases strongly, unlike cluster A which decreases. The data gap from September to November may, however, distort these observations.

2.5.2. DETERMINATION OF REACTIONAL DELAY OF THE SLOPE

We have seen that external factors, especially meteorological factors, influence the destabilization of a weathered slope. We have also assumed that the signals measured by the devices (GPS, ERT, endogenous events) correspond to dynamic features of the slope. One challenge in studying slope movement is to understand how the slope responds to such forcing.

Figure 86 shows the curves of different parameters measured on La Clapière slope along the same temporal axis from November 2012 to December 2014. This allows us to appreciate the joint evolution of raw rainfall and the absolute displacement of the GPS at CLP1 and CLP2.

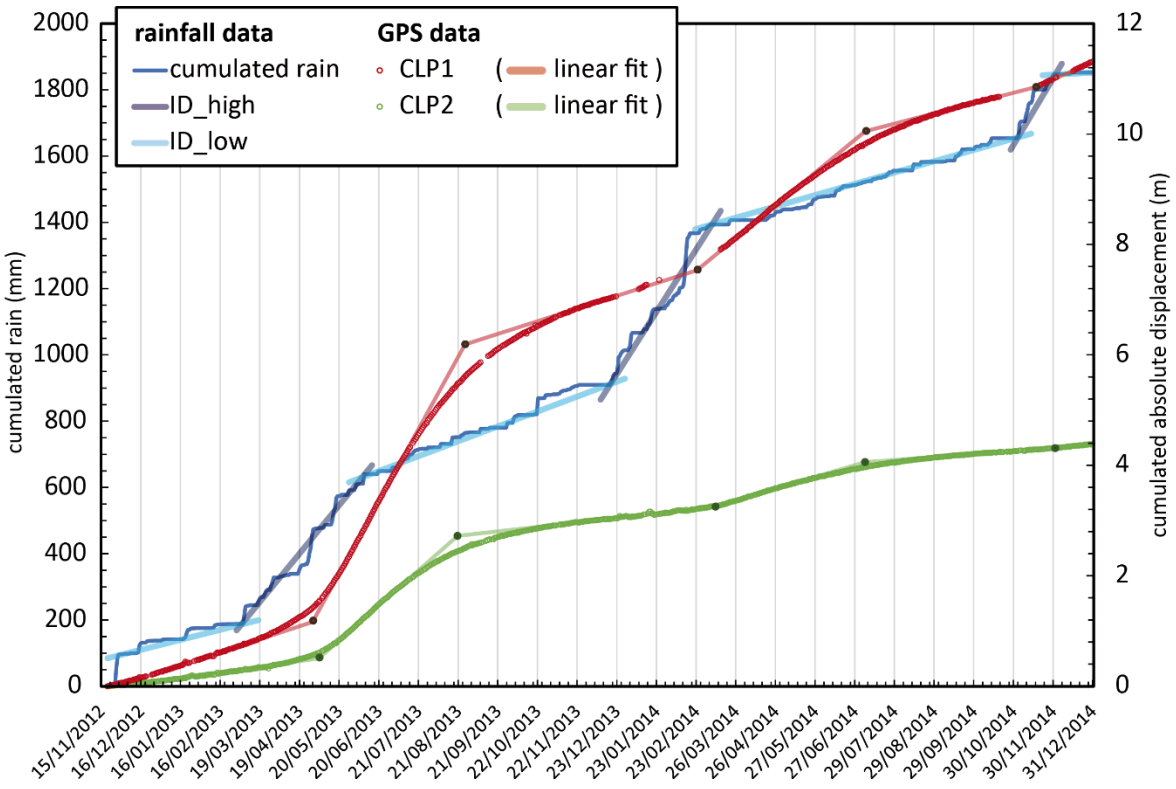


Figure 86 : Evolution of different parameters measured at La Clapière from November 2012 to December 2014.

The "S-shaped" behaviour of the GPS curves is observed for the cumulated rain curve, but the raw precipitation regime changes, identified thanks to the correlation with the variation of local endogenous events (Figures 80, 81), appear several days before the changes are observed in the GPS curves. Moreover, the changes in the GPS kinematics seem to be gentler than the changes of precipitation regime (Figure 86). Thus, we are able to estimate the general velocities of the GPS movements (Table 7) as well as the rainfall rates of the near-constant rain regimes (Table 8).

Table 7 : Features of the linear portions of the GPS curves.

Moving regime	**Period (± 2 days)**		**Velocity (mm.day^{-1})**	
	CLP1	CLP2	CLP1	CLP2
Slow	20/11/2012 - 17/03/2013	20/11/2012 - 10/04/2013	7.1	3.0
Fast	20/05/2013 - 06/07/2013	18/05/2013 - 13/07/2013	41.8	20.3
Slow	05/11/2013 - 26/01/2014	22/10/2013 - 04/03/2014	8.3	2.9
Fast	19/03/2014 - 20/05/2014	16/03/2014 - 01/06/2014	18.4	6.7
Slow	29/08/2014 - 19/10/2014	20/08/2014 - 23/11/2014	6.2	1.8
Fast	20/11/2014 – 31/12/2014	11/12/2014 - 31/12/2014	10.4	2.5

Table 8 : Features of rainfall curves.

Rainfall regime	Period	Rain intensity ($mm.day^{-1}$)	Period duration (days)
Low	29/11/2012 – 05/03/2013	0.96	95.7
High	05/03/2013 – 10/06/2013	4.7	96.7
Low	10/06/2013 – 19/12/2013	1.4	270.6
High	19/12/2013 – 08/03/2014	6.1	79
Low	08/03/2014 – 03/11/2014	1.1	240
High	03/11/2014 – 02/12/2014	6.6	28.6
Low	From 02/12/2014	0.037	> 29

We then distinguish two GPS signals (slow and fast) and two rainfall regimes (low and high). Considering the offsets between these curves, we are able to estimate the response times of the GPS movement to the rain stress, as well as the duration of the transition between two speed regimes (Table 9). We interpret that the response time of the slope movement can be calculated as the time between the beginning of a new rainfall regime (high/low) and the subsequent GPS dynamic change (slow/fast). The duration of a regime change is the number of days between two consecutive linear portions of the GPS curves. We can also note that high rainfall regimes are preceded by several days (2 to 3 weeks) without rainfall, making the conditions of saturation very low.

Table 9 : Features of the regime changes calculated from Figure 86.

Period	Type of regime change	Duration (±2 days)		Response time to rain (±2 days)	
		CLP1	CLP2	CLP1	CLP2
March to May 2013	Acceleration	64	38	12	36
July to Nov. 2013	Deceleration	122	101	26	33
Feb. to March 2014	Acceleration	48 < t < 52	12	38 < t < 44	75
May to Aug. 20144	Deceleration	101	80	73	85
Nov. 2014	Acceleration	6 < t < 32	18	< 11	20
Average (±4 days)	Acceleration	39 < t < 49	23	< 22	44
	Deceleration	112	91	50	59
Standard deviation (±4 days)	Acceleration	13 < t < 24	11	> 12	23
	Deceleration	11	11	24	26

We can confirm here that a period of intense rainfall induces an increase of the displacement rates. However, this dynamic change is not instantaneous, but is delayed with respect to the beginning of the rainy period. Moreover, we can note different features of timing in these dynamic changes: i) accelerations seem to last for a shorter time than decelerations: in average, a deceleration lasts more than 3 times an acceleration (accelerations last 3 weeks for the central lobe and up to 7 weeks for the north-western lobe, against more than 3 months for the decelerations, in average), and ii) the response times are in the range of several weeks (3 weeks for acceleration at the north-western lobe to almost 2 months for deceleration at the central lobe). As a consequence, we can say that the slope

seems to respond faster to intense rainfall than to a gentle regime of precipitation: taking into account the rain regime, an acceleration will appear, in average, 1.5 times faster than a deceleration.

We also note a remarkable difference between the two monitored parts of the landslide. The CLP1 GPS, situated in the north-western part, shows signs of more active displacement than CLP2: for the acceleration and deceleration phases, the north-west lobe reacts one to three weeks before the principal lobe (Table 9). Additionally, the transition between the two stable dynamic regimes lasts more than two weeks longer at CLP1 than CLP2. Finally, we can say that the North-West lobe of La Clapière is more subject to destabilization than the principal lobe. This observation is a new feature of La Clapière DSL regarding the historical velocity trends (Figure 72). Indeed the North-West lobe has become more active than the principal lobe since early 2010's. We interpret this new feature as an active lateral extension of the DSL.

2.6. CONCLUSION

A multiparametric analysis is now essential and should permit us to distinguish the main parameters involved in the destabilization to better characterize the "life" of a landslide and if possible prevent breaks in the dynamics of the process. In our study, we have demonstrated that the use of various tools allows us to observe the behavioural parameters of the La Clapière landslide. For the first time for such a rock slide, over two year's accurate data and over 33 years of partial data have been collected and analysed.

First of all, the recording of seismic endogenous events has allowed us to recognized specific features of the rainfall regimes affecting the slope. In this way, periods were identified of several weeks of high rainfall activity producing a significant increase of rockfalls, inducing the establishment of a threshold approximation around 3.5±1 $mm.day^{-1}$ of rain activity during several weeks.

Then, the GPS stations installed within the moving mass permitted us to appreciate the way the geological object is moving as a whole. This is a useful tool to see the "general" movement of a landslide. When analysing in detail the La Clapière dynamic evolution, typical changes were observed in the velocity that we called "dynamic regime changes". Thus, we can consider three possible behaviours after a regime change: i) the system regains its previous velocity; ii) the velocity of displacement is greater than before, and destabilization takes place; or iii) the velocity of displacement is less than before the change, and the system reaches a level of stabilization. Moreover, accelerations appear to occur within a shorter time period than decelerations. Furthermore, thanks to two GPS bases on two distinct parts of the landslide (north-western and principal lobes, Figures 71, 78), the differences in displacement between these two landslide compartments have been measured.

To understand the origins of these changes, we observed how the external forcing and internal features were related. We have thus seen that the main forcing are the atmospheric events. In addition, these external inputs affect the whole landslide. The main result of this study shows that the regime changes will then appear at the same time, but temporal offsets

are detected in the duration and timing of the mentioned events. Thus, a dynamic change at CLP1 lasts 2.5 ±0.6 months on average compared with 1.9 ±0.4 months on average at CLP2.

At the scale of the slope, movement's response times to rainfall stress have been determined. Indeed, dynamic regime changes always appear after a period of a particular rainfall pattern: acceleration after high rainfall and deceleration after low intensity rainfall period. This delay is on the order of a week or more in magnitude and is smaller at CLP1 (5.1 ±2.6 weeks) than at CLP2 (7.4 ±3.5 weeks).

The measured resistivity of the ground responds much more rapidly to meteorological forcing. The installation of a permanent ERT line allowed us to obtain a scalable pseudo section in time. Thus, it is possible to highlight different behavioural trends within the pseudo section. The established clusters can be differentiated into two main groups: i) from 0 to 20 m depth, high resistivities (cluster B) are highly negatively correlated with rainfall peaks; ii) from 20 to 50 m depth, low resistivities (cluster A), which correspond to the deep saturated zone, respond more slowly to rain stress and must be drained and fed by the fault located at the left part of the line. In addition, looking at the evolution of the median values of apparent resistivity of each daily measured profile, a larger period of variability can be seen, which may be seasonal and interpreted as the effect of snow melting during spring time, an important phenomenon regarding the geographical situation of the La Clapière slope (mountainous domain).

Finally, the GPS movements measured within the slope have shown that the velocity before and after an acceleration phase is not the same, meaning that the La Clapière DSL is a complex dynamic geological system where many factors influence its evolution and thus presents different equilibrium states in time. Indeed, understanding its behaviour over time remains an important challenge regarding the risk for the nearby Saint-Etienne-de-Tinée village. The permanent stations installed within the slope will allow us to study the evolution of the parameters of influence over an even larger period. These could then be integrated into new models of prediction and more effective alarm systems.

Acknowledgements

This work is supported by PACA Region, OCA Observatory and INSU OMIV project (Landslides French Observatory).

References

Available in the general reference list at the end of this manuscript.

3. ARTICLE 2 – Suivi temporel pluriannuel de tomographie électrique pour étudier les dynamiques hydrologiques court terme et long terme d'un glissement de terrain

Les résultats de cette étude d'observation de la dynamique hydrogéologique du glissement du Prat de Julian à Vence sont présentés sous la forme d'un article publié dans la revue *Landslides* en 2017 (Figure 87).

Original Paper

Landslides
DOI 10.1007/s10346-016-0791-6
Received: 7 June 2016
Accepted: 21 December 2016
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2017

Edouard Palis · Thomas Lebourg · Maurin Vidal · Clara Levy · Emmanuel Tric · Mickael Hernandez

Multiyear time-lapse ERT to study short- and long-term landslide hydrological dynamics

Landslides

Published online: 05 January 2017

Figure 87 : Référence de l'Article 2 publié dans la revue *Landslides*.

Résumé

La géologie du glissement du Prat de Julian, situé à Vence dans le Sud-Est de la France, d'un volume estimé à environ 0.8 million de m^3, explique le rôle clé des conditions hydrogéologiques complexes dans la dynamique de déstabilisation de la pente instable. Il existe en effet des relations fines et peu contraintes entre la circulation d'eau dans la masse instable et les échanges de fluides entre les aquifères profonds et les niveaux superficiels à travers les zones de fractures.

Afin de comprendre ces circulations de fluides à l'intérieur de la zone d'instabilité, un suivi multi-paramètres a été mis en place pendant près de 10 ans. Cette instrumentation comprend des acquisitions journalières de tomographie électrique, des enregistrements de précipitation depuis 2006, ainsi qu'un suivi des variations du niveau piézométrique depuis 2009.

Cette étude présente une méthode d'analyse statistique de groupement (*clustering*) automatisée appliquée aux données de tomographie électrique acquises en continu. Cette méthode permet de localiser des unités géologiques aux comportements hydrogéologiques distincts. L'analyse agglomérative, basée sur une classification hiérarchique ascendante, autorise une simplification de la section de tomographie électrique en isolant trois groupes de valeurs de résistivités apparentes. C'est en comparant les variations temporelles des comportements de ces trois groupes (*clusters*) aux variations du niveau piézométrique qu'il nous a été possible d'identifier des comportements hydrogéologiques spécifiques, mettant en avant le rôle drainant des failles recoupant le massif.

La robustesse des résultats obtenus a été possible grâce à l'analyse jointe d'un tel jeu de données sur une période de temps aussi longue. En effet, la caractérisation saisonnière d'un système hydrogéologique naturel n'est réalisable qu'avec un suivi en continu sur une période de temps pluriannuelle.

Ce type d'information qualitative relative à la variabilité spatio-temporelle du comportement hydrogéologique d'une zone instable est en outre crucial pour l'amélioration des conversions quantitatives des paramètres hydrologiques par les mesures de résistivités électriques. En effet, la complexité de ces sites rend l'élaboration de modèles pétro-hydro-physiques pour convertir des mesures issues de tomographies électrique en quantités hydrologiques particulièrement contraignante et spécifique à chaque zone.

Dans ce travail, la méthode présentée a également pour but d'aider à cibler des zones de la subsurface dont les taux de perméabilité diffèrent et à observer les comportements d'évolution temporelle des taux de saturation. Ces résultats peuvent alors être mis à profit pour optimiser la localisation de l'implantation de dispositifs de mesure additionnels, tels que des sondes de suivi chimique des eaux de sources, ou d'instruments géotechniques par exemple, et ainsi aider à la prévention du risque dans de telles zones problématiques.

Mots-clés: tomographie électrique, glissement de terrain, analyse statistique agglomérative, comportement hydrologique long terme.

Article 2 accepté publié dans : *Landslides* (2017).

- Multiyear time-lapse ERT to study short & long term landslide hydrological dynamics -

Palis Edouard[1], Lebourg Thomas[1], Vidal Maurin[1], Levy Clara[2], Tric Emmanuel[1], Hernandez Mickael[3]

[1] *Université de Nice-Sophia Antipolis, CNRS, IRD, Observatoire de la Côte d'Azur, Géoazur UMR 7329, 250 avenue Albert Einstein, 06560, Valbonne, France.*

[2] *BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, 45060, Orléans, France.*

[3] *Azur Géo Logic, 8bis chemin du Lautin, 06800, Cagnes-sur-Mer, France.*

Abstract

The geology of the "Vence" landslide (0.8 million m^3, south-eastern France) explains the complex hydrology of the site which plays a key-role in the destabilization of the slope (water circulation within the sliding mass, fluid exchanges between superficial layers and deep karstic aquifer through faults). To understand fluid circulations within the unstable slope, a 9.5 years multi-parametric survey was set up. The survey combines Electrical Resistivity Tomography (daily acquisition), rainfall records since 2006 and boreholes monitoring groundwater level since 2009. The objective of this work is to present an automated clustering analysis applied to the ERT data enabled to locate geological units displaying distinct hydrogeological behaviours. Clustering analysis, based on a Hierarchical Ascendant Classification (HAC), helped to simplify the ERT section isolating 3 groups of apparent resistivity values. Comparing the variations of these clusters' behaviours in time to the variations of the groundwater levels on site, we identified hydrogeological units. The role of the faults cutting the substratum is thereby highlighted. It is the simultaneous analysis of such a large real dataset that allowed obtaining robust results characteristic of the long-term behaviour of the natural hydrogeological system. This type of qualitative information on the variability of the slope hydrogeological behaviour both spatially and temporally is crucial to help improving the conversion of resistivity data into hydrologic quantities. Indeed, the definition of petrophysical models to convert ERT measurements into hydrological measurements should be site-specific and take into account the spatial and temporal variability of the medium. In this work we show a method that can also help to focus on the areas in depth that have different levels of permeability and observe how the saturation degree evolve in time. This can be used to optimize the location of additional instrumentation (such as temperature probes, chemical sampling...), and thus help in the prevention of the risk in such problematic areas.

Keywords: Electrical Resistivity Tomography, landslide, clustering analysis, long term hydrological behaviour

3.1. INTRODUCTION

Electrical Resistivity Tomography data (ERT) are sensitive to important hydrological properties of the subsurface such as water saturation and pore water salinity (Archie 1942; Mualem & Friedman 1991; Henry 1997; Ewing & Hunt 2006; Amidu & Dunbar 2007; Oldenborger et al. 2007). It is now well established that this method can image subsurface properties and processes associated with ground water and unsaturated zone systems (Daily et al. 1992; Slater et al. 1997; Zhou et al. 2001; Binley et al. 2002; LaBrecque et al. 2004; Israil et al. 2004; Looms et al. 2008; Miller et al. 2008; Van Dam et al. 2009). As this geophysical method can provide information over large areas with minimum disturbance (of the hydrological system), the use of ERT to perform groundwater/hydrologic investigations has largely spread during the last decades.

For the peculiar case of landslide studies, the use of ERT proved to be successful in identifying sliding surfaces and preferential flow paths within unstable slopes (Griths & Barker 1993; Jongmans et al. 2000; Lebourg et al. 2005; Friedel et al. 2006; Van Den Eeckhaut et al. 2007; Yilmaz 2007; Jomard et al. 2007, 2010; Sass et al. 2008; Göktürkler et al. 2008; Marescot et al. 2008; Erginal et al. 2009; Schmutz et al. 2009; Chambers et al. 2011; Perrone et al. 2014; Uhlemann et al. 2015; Viero et al. 2015) and was also efficient in gathering information on the unstable slope hydrogeological regimes (Grandjean et al. 2006; Jomard et al. 2007; Lee et al. 2008; Niesner & Weidinger 2008; Piegari et al. 2009; Gance et al. 2016). Such information is critical to improve our understanding of landslide dynamics, since the circulation of fluids usually plays a key-role in initiating movements, in relation with the build-up of pore water pressure (Flageollet et al. 2000; Guglielmi et al. 2005; Crosta & Frattini 2008; Bernardie et al. 2014; Vallet et al. 2015). The use of a geophysical imaging technique is highly relevant, since the distribution of pore water pressures within the unstable mass is often heterogeneous due to preferential flow paths (Bogaard et al. 2000; Malet et al. 2005; Montety et al. 2007).

Recent improvements of hydrogeological studies are linked to the increasing easiness to automate ERT measurements, and thus, to perform time-lapse surveys. When static surveys allow only to image subsurface properties, time-lapse measurements enable to image dynamic changes of these properties, providing insight into ongoing subsurface processes. Examples of successful time-lapse geophysical investigations in monitoring and understanding subsurface physical processes are numerous (among others, Ramirez et al. 1995; Day-Lewis et al. 2003; Singha & Gorelick 2005; Lebourg et al. 2010; Bièvre et al. 2012; Genelle et al. 2012; Luongo et al. 2012; Prokešová et al. 2012; Travelletti et al. 2012; Lehman et al. 2013; Palis et al. 2016).

With the development of ERT time-lapse surveys, many research works dealt with the importance of accounting for the finite time required for data collection. For example, Kim et al. (2009), showed that it was necessary to perform a conjoint inversion of resistivity measurements accounting for their acquisition time to recover information typical of an ongoing infiltration process. Long term studies focusing on properties changes at seasonal or even longer time scale are little concerned by this problem but should be designed to record at least one entire cycle of the hydrological process of interest. For these kinds of studies, few thorough investigations were carried out to compare different approaches that can identify resistivity changes correctly while minimizing the effects of environmental

noise, data errors, and other factors. Inversion process can add uncertainties because of the non-uniqueness solutions while resolving multiple iterations. This is why we chose to study here the signal given by the measured raw apparent resistivity data.

Up to now, ERT has been used in very few studies to characterize the long term hydrological behaviour of an unstable slope (Lebourg et al. 2010; Palis et al. 2016; Gance et al. 2016), even though this knowledge is essential to understand the non-linearity of the slope response as the amount of deformation due to a rainfall event strongly depends on the hydrological state of the massif prior the rainy episode (Mikŏs et al. 2004; Lindenmaier et al. 2005).

In this paper, we propose to monitor the hydrogeological response of an unstable slope in Vence (south-eastern France) using ERT over a long period of time (9.5 years). The aim is to identify in the space and time domains, direct and indirect variables that might be associated with the deformation process. In this regard, a new specific signal processing method is proposed to analyse apparent resistivity. A special attention was paid to data filtering as the method needs a good signal to noise ratio to be conclusive.

3.2. THE FIELD SITE, THE "VENCE" LANDSLIDE

3.2.1. LANDSLIDE HISTORY

The "Vence" landslide, located in the Southern French Alps, is about 0.8±0.2 million m^3 and develops on a 250 m wide and 350 m long surface, with a mean slope angle varying from 12° to 14° (Lebourg et al. 2010, Figure 88). The movement affects an Eocene sandy-clay layer that overlays a fractured and faulted Jurassic limestone (Mangan 1982, Figure 88a). Both layers are part of an Oligocene syncline fold (Mangan 1982). The network of vertical faults affecting the limestone is organized according to regional directions: globally E-W and N-S. They correspond to an inherited Mesozoic fault, or are related to the extensional tectonic event during the Lower Oligocene (Laurent et al. 2000). These faults are not visible on the experimental site, as they are covered by the Eocene sandy-clayed layer, but can be observed on the limestone outcrops further from the landslide. In addition, these faults were mapped beneath the landslide during a previous geophysical campaign using ERT and drillings (Lebourg et al. 2010, Figure 88b). There are many evidences of instabilities on the field such as tension cracks, scarps, disorders on buildings as well as the deviation of the Lubiane River at the foot of the slope (Figure 88c). Since the 1980's, records show a strong relationship between water inflows (especially heavy rainfalls) and later accelerations and reactivations of the sliding process. This late statement is based on historical observations, as disorders on houses appearing after particularly strong rainfalls in 2000 (250 mm rain amount in 2 days). Other catastrophic events indicate a strong relationship between water inflows and acceleration of the landslide. For example, the acceleration of the landslide kinematics induced the obstruction of the Lubiane River bed in October 1981 when an intense rainfall episode (250 mm in 24 h) generated mud flows.

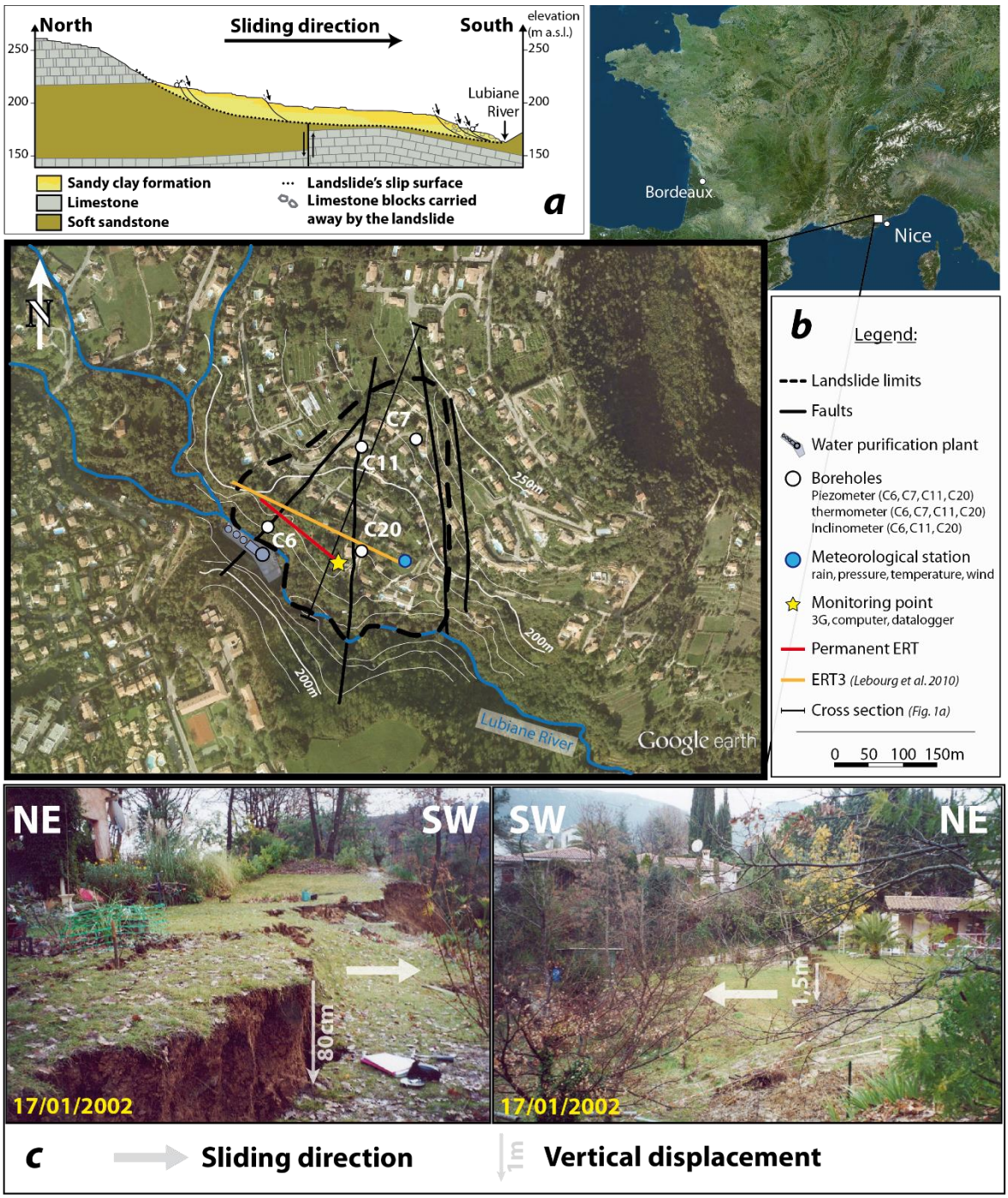


Figure 88 : Presentation of Vence landslide. (**a**) Simplified geological cross section of the landslide along sliding direction (see Figure 88b for location). (**b**) Layout of the field observations and the instrumentation installed on site. (**c**) Photographs of the head scarp after winter 2000 event.

This landslide, located within an urban area (up to 26 houses constructed from the 1970s to the 2010s), has been subject to important issues and present a real risk for local authorities. Today, a dozen houses are being destructed in the most active parts of the landslide. The interest in studying this active landslide has then been increased and understand the processes leading to such destabilizations became a serious challenge for our team.

3.2.2. FIELD INSTRUMENTATION

The response of the slope to water inflows is very complex. It consists in a combination of long term seasonal behaviour and short term response to rainfalls. Thus, we need to study the hydrological behaviour of the slope at long time scale in order to set apart and characterize these long and short trends. On that account, our team started a long term monitoring in 2006.

The survey combines an Electrical Resistivity Tomography (daily acquisition) and a rain gauge since 2006, as well as four boreholes monitoring groundwater level and temperature since 2009 (Figure 88b). Three boreholes are also equipped with inclinometers (C6, C11 and C20, Figure 88b).

The electrical profile uses twenty-four electrodes, with 5 m spacing. It is acquired daily in dipole-dipole configuration with a Syscal R1 Plus Switch 48 resistivity meter (developed by IRIS Instrument). The distance between electrodes pairs (injection or potential electrodes) ranges from 5 to 20 meters (i.e., minimum and maximum quadrupole lengths are 15 m, and 115 m, respectively). As this configuration is very sensitive to horizontal changes of resistivity, it is suitable to detect vertical structures like the faults affecting the calcareous bedrock.

Probes in the boreholes are located at few meters depth (C6 = 8m; C7 = 10m; C11 = 6.5m, C20 = 7m) and data are sampled every ten minutes. Because of field issues, data from borehole C7 are available until late 2010, data from C11 until 2012, whereas boreholes C6 and C20 are still running.

The permanent ERT is installed on the border of the sliding mass, above a vertical fault affecting the limestone bedrock. The borehole with piezometer C6 is located few tens of meters from the ERT, close to the same vertical fault (Figure 88).

All the devices are connected to a monitoring point, plugged into the 220V outlet. Data are transmitted in near-real time thanks to an internet access on site and recovered in our lab.

3.2.3. HYDROLOGICAL SETINS

Since there is a major influence of water inflows on the landslide dynamics, a field campaign using piezometers and ERT was performed in order to better characterize the hydrological settings (Lebourg et al. 2010). Previous field campaigns highlighted the coexistence of a deep karstic aquifer in the Jurassic limestone with a free water table in the Eocene sandy-clay layer, which roughly corresponds to the unstable mass (Figure 89).

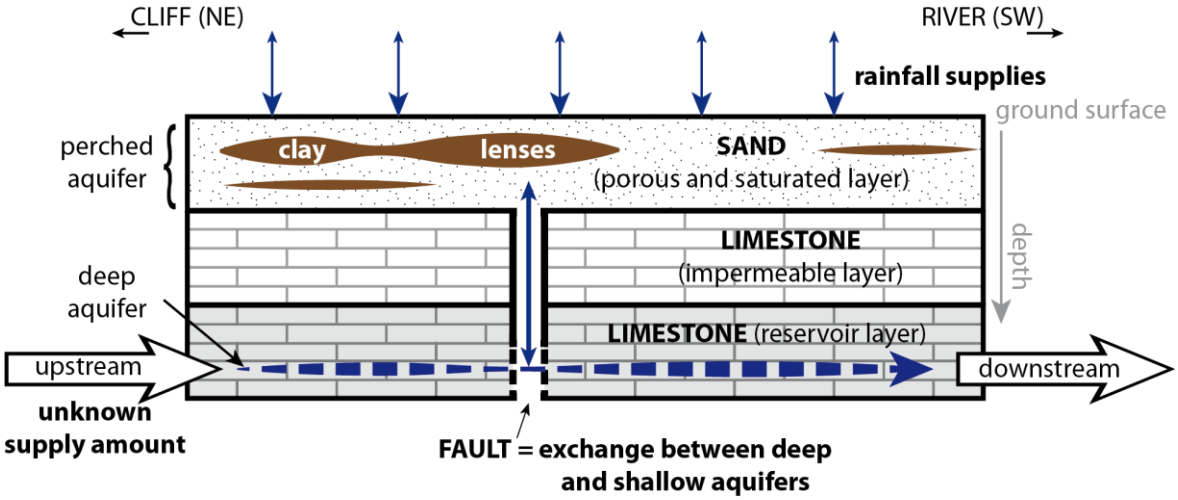


Figure 89 : Conceptual hydrogeological scheme of Vence landslide.

There is however a lack in the knowledge in the water transfers within the deep aquifer. It is indeed very hard to estimate the water supplies fluxes from upstream to downstream in depth. Besides, the network of vertical discontinuities affecting the limestone allows the transfer of fluids between the two reservoirs (Figure 89). Some of these discontinuities were mapped using ERT and outcrops measurements (Figure 88). The eight years of piezometric measurements show:

- a seasonal behaviour of the bottom layer with a gradual drying of the deep aquifer till the end of summer when it reaches its lowest level (about 3 m below ground surface), before returning to its highest level in a few days time in mid-autumn (about 2 m to 1 m below ground surface, respectively piezometer C20 and C6, Figure 90).
- a rapid response of the free water table to rainfalls when the piezometric level rises of several centimetres only few hours after the rainfall event and then starts to decrease 48 h later (Figure 90).

Then, since the free shallow water table is directly feed by rainfall waters and the water supplies of the deep aquifer come from upstream rainfall, we will take into account the rainfall is the main source of water flowing into the landslide. To highlight the response of meteorological solicitations with the ground water level variations, we use the cumulative rainfall index P_c at time t_i defined by Helmstetter and Garambois (2010) as

$$P_c(t_i) = \sum_{j=0:i} P(t_j) \exp\left(-\frac{t_i - t_j}{t_c}\right), \quad (12)$$

where the sum of the previous rainfalls decreases exponentially with time. This rainfall model takes into account the amount of rainfall water available for infiltration until a characteristic time t_c set at 1 day.

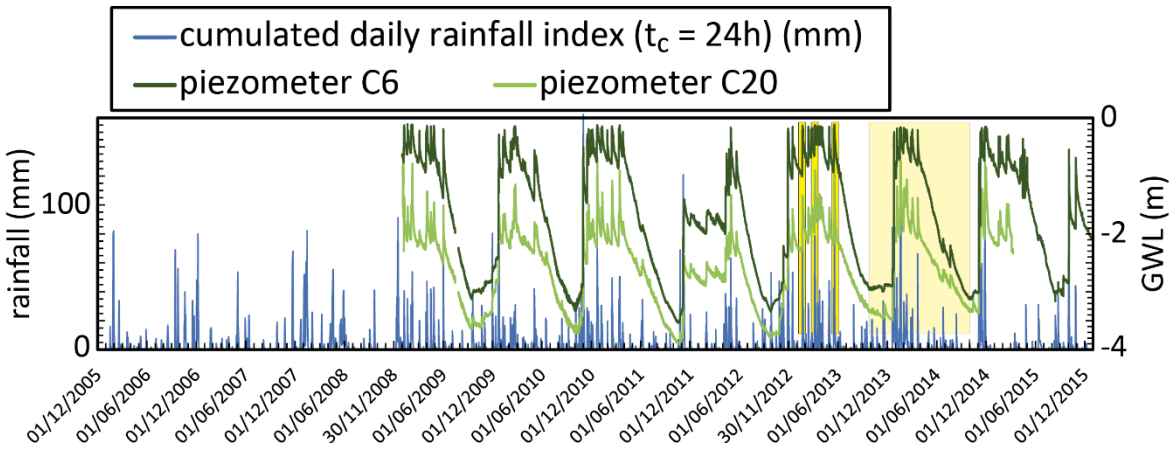


Figure 90 : Ground water level at C6 and C20 (Figure 88b) and cumulated rainfalls index (Helmstetter and Garambois, 2010) with t_c = 1 day, from December 2005 and January 2016. Narrow yellow rectangles highlight examples of rapid changes of ground water level after a major rainfall event, while the large clear yellow rectangle highlights typical variations during a one-year span.

3.3. PROCESSING OF ERT SURVEY

3.3.1. FILTERING OF APPARENT ELECTRICAL RESISTIVITY DATA

Electrical profiles were acquired daily over a 9.5 years period, i.e. a total of 3510 profiles were acquired between July 2006 and January 2016. Each of these profiles have 574 resistivity measurements. As often when geophysical instrumentation is deployed on the field, some acquisition problems were encountered (disruption of power supply, severed electrical wires, device failures, normal aging of the devices or destruction caused by animals). These problems are not linked to slope movements that are very limited at the ERT location (< 10 cm in 10 years). A filtering procedure is then necessary to overcome these instrumentation and acquisition problems in order to extract scientifically exploitable data.

First, acquisition issues were detected: the measurements showing a wrong value of injection current intensity were removed (i.e., intensity lower than 5 mA and higher than 2 A). The filtering process was then achieved by the removal of apparent resistivity measurements non-compliant with some quality criteria. Apparent resistivities having a standard deviation greater than 5% were removed (data quality is improved by stacking 3 to 5 measurements for each quadripole and the standard deviation account for the repeatability of these measurements), as well as those with aberrant values given the site characteristics (i.e., resistivity measurements lower than 1 Ω.m or greater than 400 Ω.m). The lowest resistivity corresponds to fresh water; the highest resistivity corresponds to the highest apparent resistivities measured during low flow periods (excluding instrumental problems). Once this first rough filter applied, acquisition days showing more than 15 % data loss were removed. Then, each quadripole presenting more than 25 % loss over the whole period were removed. We then applied a second filter on the dataset that kept the values within a confidence interval of 99 % ($\mu - 3\sigma < valid\ data < \mu + 3\sigma$, where μ is the median value and

σ is the mean strandard deviation) calculated over the largest stable period of acquisition for each quadriplole. After this second filter, the days of acquisition with more than 15 % data loss were removed from the study. Figure 91a gives an idea of the high variability of the raw dataset, and the repartition of the filtered values.

After the data filtering, apparent resistivity measurements were still available for 2634 profiles (75 % of the ten years monitoring), with a high amount of "valid" measurements (> 85 %). Figure 91b shows the percentage of these "valid" measurements per profile for the survey duration. We linearly interpolated resistivity values for periods with data loss (see example on Figure 91c).

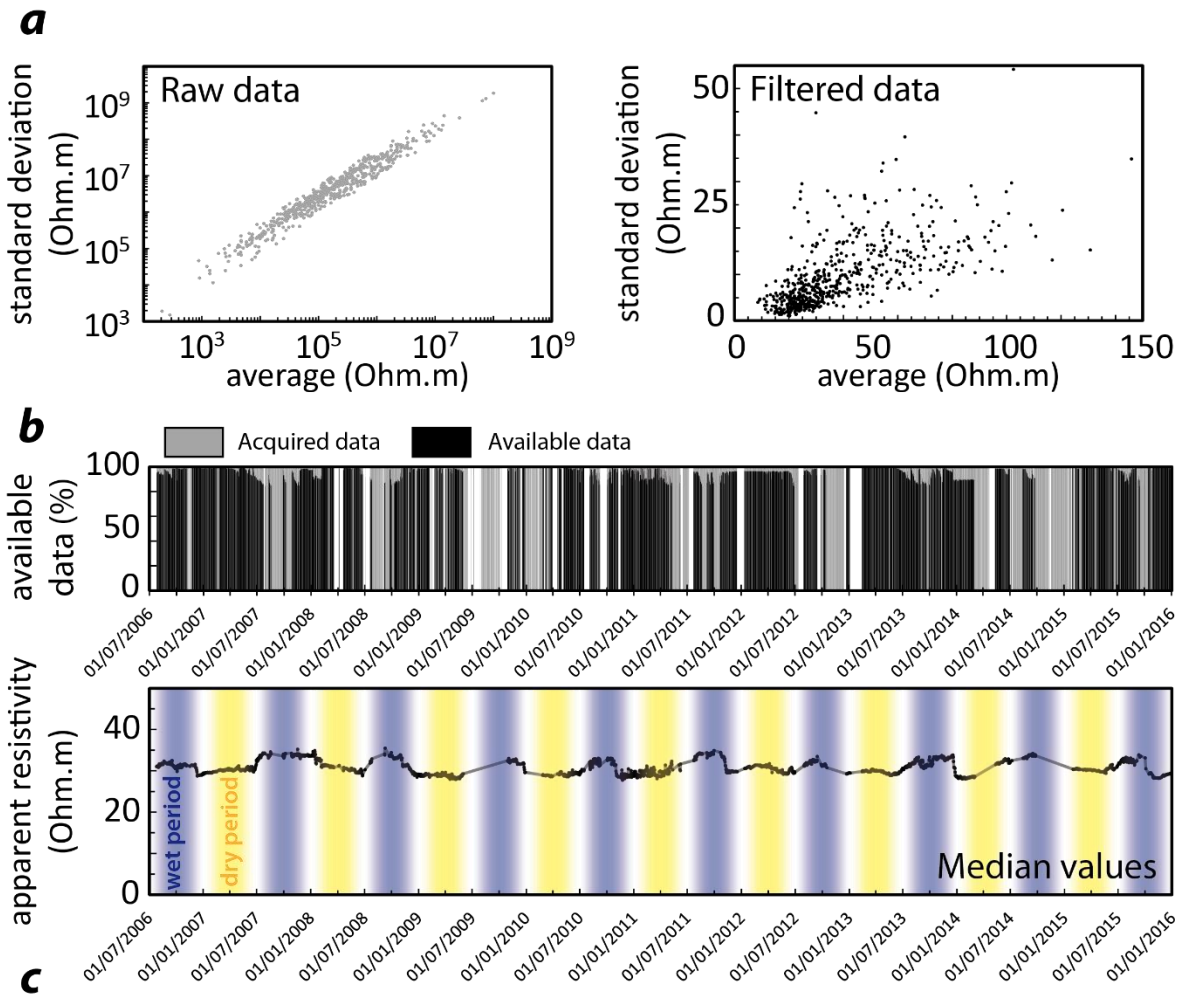


Figure 91 : Results of the filtering process. (**a**) Comparison between the repartition of the apparent resistivity data before (raw data) and after filtering (filtered data). (**b**) Daily percentage of available data (after filtering) and the total amount of acquisitions (acquired data) for the survey duration. (**c**) Variation of the daily apparent resistivity median from July 2006 to January 2016. Values are linearly interpolated for period without data (grey line).

3.3.2. INVERSION OF APPARENT ELECTRICAL RESISTIVITY DATA

The complex link between changes in apparent resistivity and subsurface processes does not allow identifying different geological units with a quantifiable behaviour (e.g. drainage zones vs. impervious zones). Therefore, we inversed the data using the software Res2Dinv (Loke, 1996-2014). The inversion routine is the smoothness constrained least-squares inversion with an L2-norm implemented by a quasi-Newton optimization technique (Loke & Barker, 1996).

Two inverted resistivity profiles are shown in Figure 92a. The same filtering process (see previous section) and same inversion parameters (similar meshing and initial model, same damping factor and number of iterations) were used to compare the two sections which variations in resistivity contrasts are due to changes in the medium and more precisely to water content. This ground water level change is illustrated in Figure 92b, where the piezometric levels of both C6 and C20 piezometers raise.

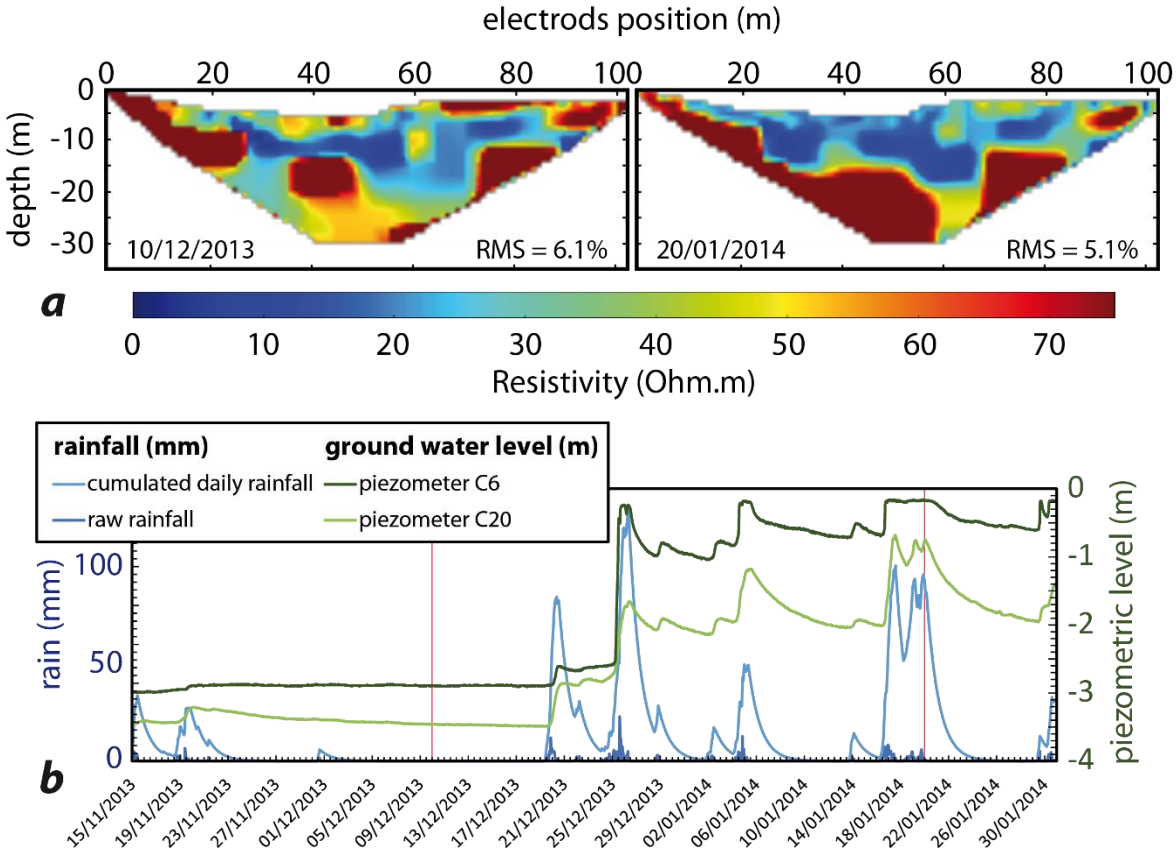


Figure 92 : (**a**) Comparison of inverted resistivity profiles from the 10/12/2013 (left) and 20/01/2014 (right). (**b**) Evolution of the piezometric levels at C6 and C20 (see Figure 88b for location) with the rainfall amounts from the 15/11/2013 to the 31/01/2014. The acquisition days of the two inverted resistivity profiles are highlighted thanks to vertical red bars.

The differences in resistivity contrasts in these two tomograms are clearly shown and are the result of the incoming water into the ground. The ground responds almost instantaneously (few hours) to meteorological forcing (rainfalls) as shown by the piezometers at shallow depth and still keeps a certain water level height during several days after the rainfall event (Figure 92b). These variations can also be seen at greater depths

thanks to daily ERT measurements, allowing an investigation depth of about 30 m (Figure 92a).

On the ERT section of the 20/01/2014 (Figure 92a), the bottom surface of the landslide body is clearly seen. The 10 to 15 meters thick conductive area on the top of the profile corresponds to the porous unstable zone. It overlays a resistive zone that corresponds to the limestone basement. This layer, supposed to be permeable is cut by fractures and faults, which can be identified on the ERT section (yellow vertical discontinuity at 60 m from the beginning of the line). This image has been acquired while the groundwater level was high. The saturation degree, making the medium more conductive, helps the electrical current to travel in the ground, making the resistivity contrasts even higher. This produces an accurate image of the geological discontinuities. In the case of the ERT of the 10/12/2013, the groundwater level being lower, the dryer state makes the medium more resistively homogenous. This is why the discontinuities appear less sharp, and only reveal the highly resistive areas as well as the highly conductive zones.

3.3.3. CLUSTER ANALYSIS METHOD

To extract information relative to some typical hydrological behaviours of the slope from apparent resistivity data, we achieved a clustering analysis based on a hierarchical clustering algorithm (Jain & Dubes, 1988) which construct agglomerative clusters using a distance criterion. The distance criterion is calculated using the value of the Euclidian distance between each resistivity measurement for the whole acquisition period.

The distance $d(\rho_1, \rho_2)$ between two resistivity measurements ρ_1 and ρ_2 can be expressed as follow:

$$d(\rho_1, \rho_2) = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (\rho_{1_i} - \rho_{2_i})^2}\,, \tag{13}$$

where i is the acquisition day. The matrix of the Euclidian distances for all resistivity measurements is presented in Figure 93a.

The closest resistivity measurements (i.e. with a similar resistivity range for the studied period) present the most similar temporal variations and thus, are clustered in the same subset. The closest subsets (i.e. subsets with the lowest average distance between the individuals of each subset) are grouped into bigger subsets. In other words, the distance between subsets increase with a decreasing number of agglomerate subsets. This procedure is repeated until obtaining only three clusters. Hence, the defined clusters represent sets of data showing similar apparent resistivity variations over the 9.5 years of survey (see example of cluster 1 on Figure 93c). The dendrogram of Figure 93b illustrates the agglomerative procedure used to constitute the clusters.

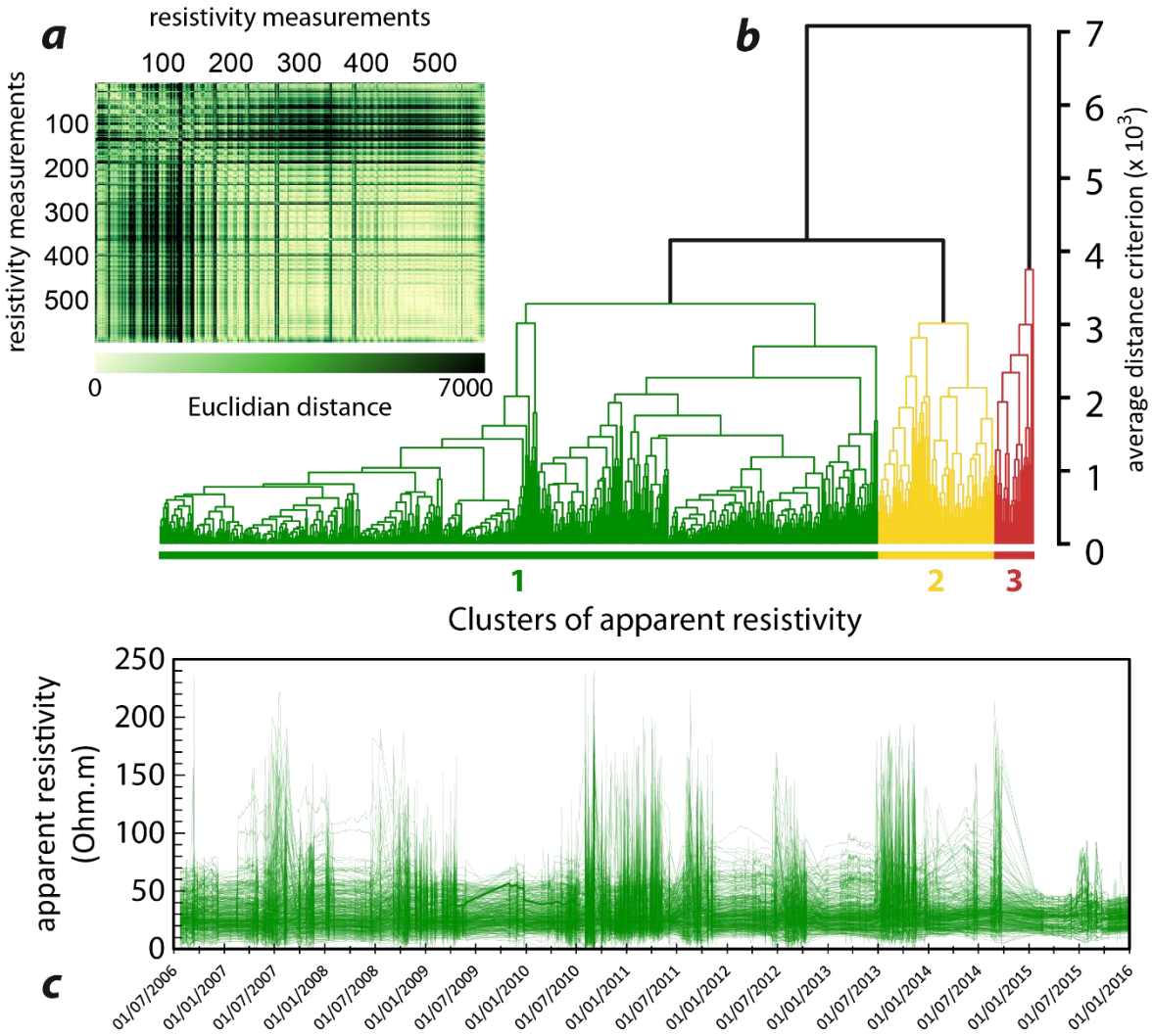


Figure 93 : Clustering method of the apparent resistivity. (**a**) Distance matrix for the 574 resistivity measurements: yellow indicates a high similarity between two measurements along the whole studied period, while dark green show a high dissimilarity. (**b**) Complete dendrogram illustrating the agglomerative procedure used to constitute clusters of resistivity measurements using a distance criterion based on the Euclidian distance. (**c**) Example of resistivity measurements grouped into a cluster of 470 elements for the period 2006-2016 (cluster 1).

To summarize the results of the clustering method on this 9.5 years dataset of ERT monitoring, the Table 10 shows the features of the 3 defined clusters. They correspond to specific resistivity ranges and each of them involves a different amount of measurements. The choice of number of clusters was driven by a will to simplify the most the ERT section and thus isolate broad specific resistivity behaviours.

Table 10 : Summary of the clustering process. The 0.4% missing correspond to the removed quadripoles during the filtering step.

Cluster	% data	Resistivity range (Ω.m)
C1	81.9	27.6 ±7.4
C2	13.2	63.5 ±10.2
C3	4.5	98.2 ±11.9

3.4. CLUSTER ANALYSIS OF APPARENT RESISTIVITIES OF ERT DATA

This section focuses on the evolution of apparent resistivity at the Vence landslide. Despite the complex link between apparent resistivity and subsurface processes, this study of raw data circumvents problems linked to data inversion such as the considerable increase of data uncertainties if the inverse problem is not adequately solved or the tendency to mask low amplitude signals owing to the smoothing effect of least square inversions (Ellis & Oldenburg 1994).

3.4.1. SPATIAL REPARTITION AND TEMPORAL VARIABILITY OF RESISTIVITY DATA

The apparent resitivities were grouped into 3 clusters using the method described in section 3.3 (Figure 93, Table 10). Looking to the spatial distribution of these 3 groups of resistivity ranges, we acknowledge that they correspond to specific resistivity areas in depth (Figure 94a).

Moreover, constructing a simplified apparent pseudosection with 3 values of apparent resistivity corresponding with the mean clusters' values of apparent resistivity (Table 10) and located as shown in Figure 94a, we can process to an inversion of the simplified profile (Figure 94b). The fact that this inversed resistivity profile shows broadly the same patterns as the real profiles (Figure 92a) indicates that our clustering method of apparent resistivity is worthy.

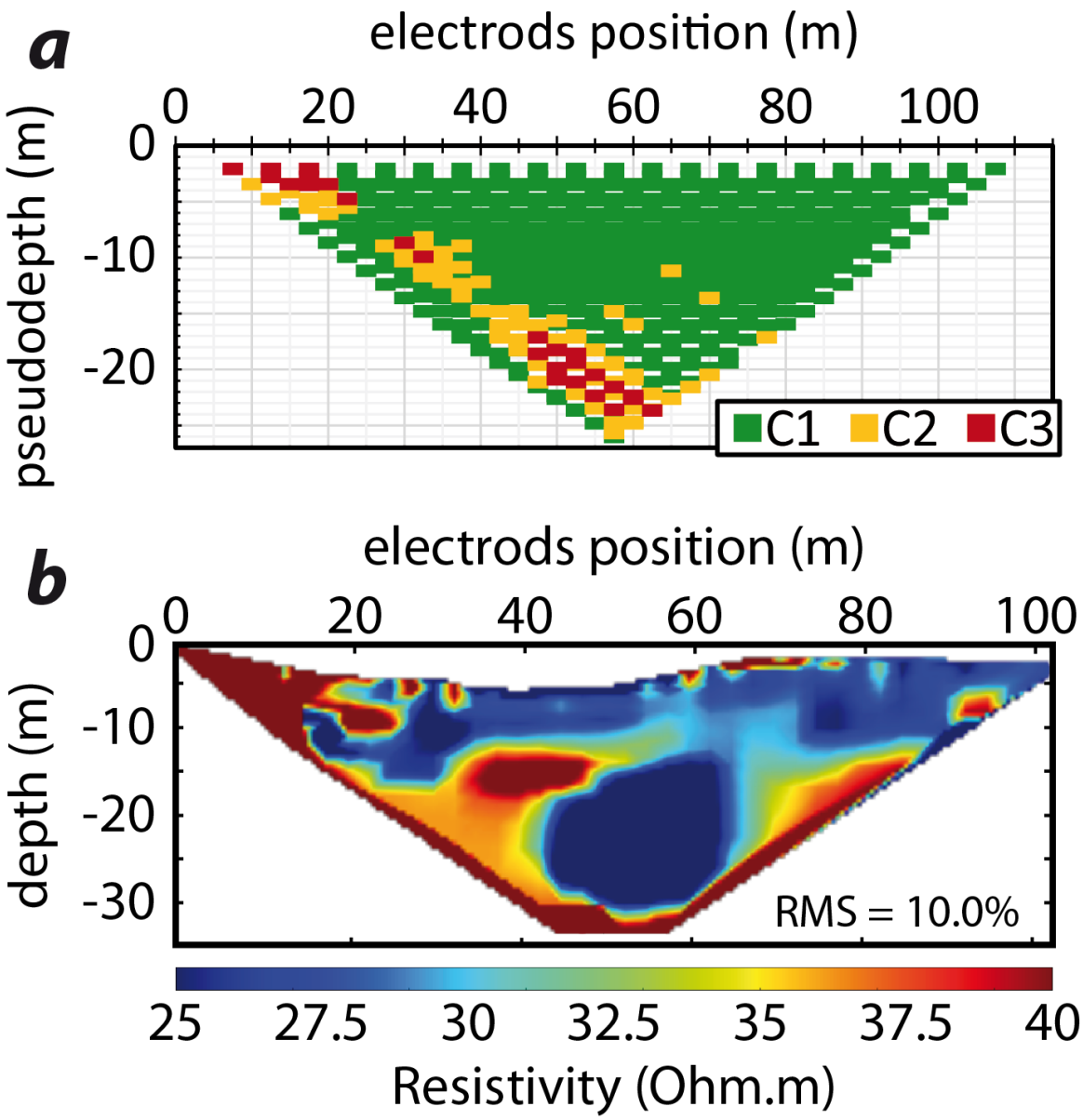


Figure 94 : (**a**) Spatial repartition of the 3 defined clusters of apparent resistivity in the apparent pseudosection. (**b**) Inversed profile of the upper apparent section: the apparent resistivity values of each cluster correspond to their mean values (see Table 10).

Figure 95a shows the evolution of the daily median value of apparent resistivity of each cluster with time.

No clear link between the variations of these median values and rainfall was evidenced (Figure 95). Indeed, it seems difficult to monitor a phenomenon usually lasting few hours with only a single ERT per day. Kim et al. (2009) showed that to properly monitor seepage/infiltration using ERT, it was necessary to consider the acquisition time of resistivity measurements to solve the inverse problem. However, the resistivity variations of the clusters show a clear correlation with the variations of the groundwater level (Figure 95). The good correlation also observed between the two piezometers can reveal the generalized aspect the groundwater fluctuations. We then assume that the groundwater level's variations recorded at one piezometer shows the general groundwater level of the medium.

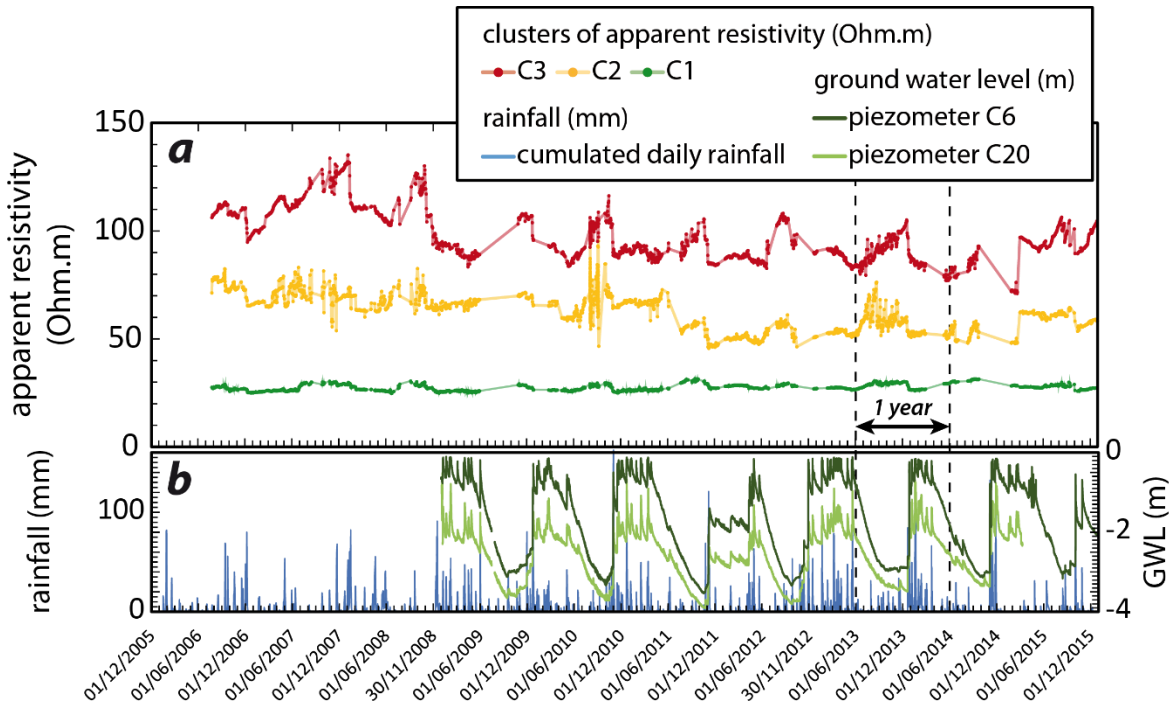


Figure 95 : (**a**) Variations of the daily median values of the 3 clusters of apparent resistivity measurements for the period 2006-2016. (**b**) Accumulated rainfall index (Helmstetter and Garambois, 2010) and ground water level of C6 and C20 for the same period.

3.4.2. LINK BETWEEN APPARENT RESISTIVITY AND GROUND WATER LEVEL

In order to highlight distinct behaviours in depth, it was possible to plot the evolution of the daily cluster median values as a function of the daily piezometric level recorded with the C6 piezometer (Figure 96):

- the median resistivity values of cluster 1 covers a narrow resistivity range (about 10 Ω m of resistivity band width) and appears to be independent of the water level, but we note a slight variation from -1.5 m deep, where the values seem to increase with a decreasing piezometric level.
- the median resistivity values of clusters 2 covers a wide range (about 30 Ω m of resistivity band width) and vary roughly with the ground water level. However, no correlation can be detected.
- the median resistivity values of clusters 3 covers a wider range (about 40 Ω m of resistivity band width) and seems to vary with the ground water level with an increase of the median resistivity values when the piezometric level decreases;

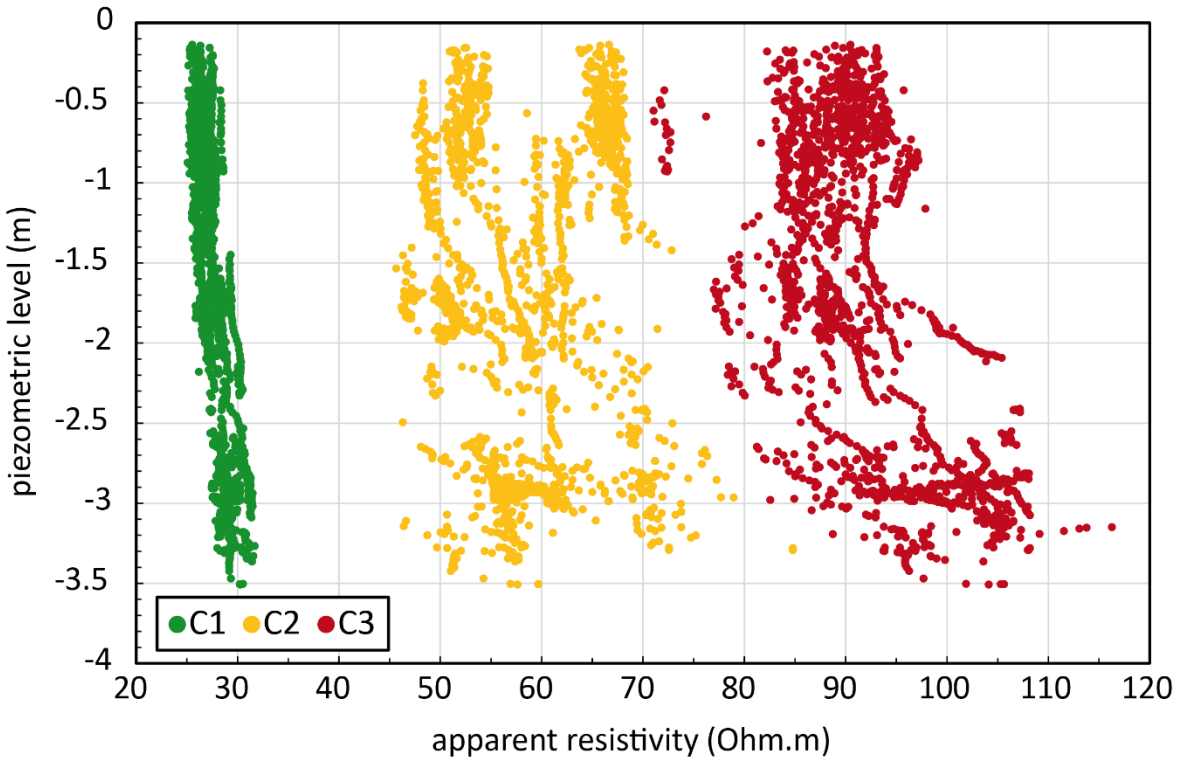


Figure 96 : Median values of apparent resistivity of the 3 clusters as a function of the ground water level recorded at C6 (see Figure 88b for location), for the whole studied period.

The method applied here on apparent resistivity allows studying the spatiotemporal distribution in depth of areas with similar hydrologic behaviours. We then assume that these trends are linked to the hydrogeological properties of areas influencing the resistivity values of each cluster. Hence, we may suppose that:

- the apparent resistivity of cluster 1 is probably mainly influenced by areas with consistently high water content (e.g., saturated areas). Considering the local geology, it may correspond to the landslide body, containing highly conductive clay lenses or zones remaining under water at all times.
- the apparent resistivity of clusters 2 and 3 suggests that their values strongly depend on areas whose resistivity decrease with increasing groundwater level. Thus, they would correspond to permeable zones located in highly resistive zones. It may correspond to well-drained zones of low porosity located beneath the groundwater level such as fractured limestone.

The dispersion of data on a larger range of resistivity for clusters 2 and 3 than for cluster 1 supports the hypothesis that these high resistivity measurements are influenced by areas whose water content varies importantly and strongly affect the measurement, increasing the electrical contrast. The water content of those areas may vary during rain infiltration through faults and fractures. Furthermore, the large variation of apparent resistivity under the same groundwater level on Figure 96, reflect the long-term trend observed on Figure 95 for these two clusters. Indeed, the broad decrease observed in the median values for cluster 2 and 3 implies changing values in time for a same groundwater level.

However, the dispersion of data for all clusters can be attributed to other phenomena such as the measurement noise, the slight change of resistivity due to temperature variations (the annual variation of temperature at 4 m below ground level is ±0.5°C, for a mean annual

temperature of 14.7 °C), or the effect of changes in water chemistry. Despite these drawbacks, the resistivity data provides significant information on the hydrogeological behaviour of the slope.

Finally, we found deep clusters with high resistivity that seem to depend on ground water fluctuations. Despite the complex link between apparent resistivity and subsurface processes, this study shows that additional information can be retrieved from raw ERT data.

Lebourg et al. (2010) presented the results of a field campaign that was designed to understand the landslide local geology. Figure 97 reproduces the inversion results of ERT3 (acquisition in pole-pole array) that was acquired on the 10th of March 2009, near the actual location of the permanent ERT (see Figure 88b for locations). Three main geological units were identified:

- the landslide body composed of sandy-clayed material with low resistivities (mostly below 30 Ω m). The potential sliding surface is plotted as a dotted line on Figure 96.
- the underlying limestone substratum with high resistivities (above 65 Ω m).
- the water-filled faults affecting the limestone substratum (resistivities about 50-60 Ω m due to the smoothing effect of the inversion method).

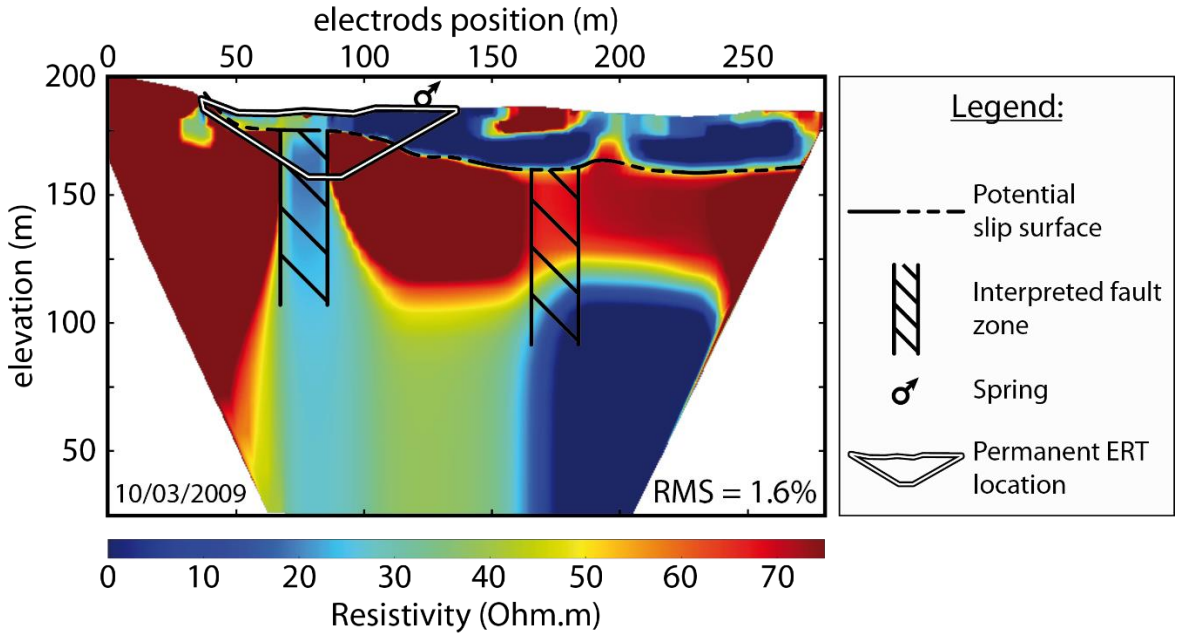


Figure 97 : ERT3, acquired in a pole-pole configuration, adapted from Lebourg et al. (2010) with the position of the permanent ERT (see Figure 88b for locations). The limits of the sandy-clayey landslide is thought to affect the material above the fractured limestone substratum.

When looking at the location of the permanent ERT in Figure 97, it appears that we highlighted different groups that correspond to different bodies with different resistivity proprieties:

- knowing the geometry of the landslide, we associate the numerous amount of points of low resistive cluster 1 to the conductive and porous sandy-clayed sliding material, where the free water table develops. This area is assumed to be consistently saturated. This corresponds to the landslide body.

- clusters 2 and 3 seem to describe the behaviour of the highly resistive underlying limestone substratum.

These assumptions are confirmed by the hydrological behaviours of these units. The cluster 1 varies very little, illustrating the conductive and permanently saturated state of the shallow body, while clusters 2 and 3 highlight a resistive body which resistivity varies highly with time. Taking into account its location on the apparent section, we assume that it corresponds to the fractured Jurassic limestone, affected by at least one water-filled fault. The temporal variations of the apparent resistivity values of these two clusters may be explained by the water circulation through this fault, under the slip surface.

Without making any assumption on the local geology, we were able to locate hydrogeological units displaying different temporal behaviours. The method presented here is the more robust when using longer monitoring period and shows that it is of high importance to study the hydrological response of a slope during pluri-annual surveys. As an example, one can see that resistivity variations are damped for the three clusters during winters (water saturation is high) and that their respective behaviours can be better set apart during summer as surface dries out. The observed changes in apparent resistivity during the dry season does not follow immediately the change of the groundwater level. Indeed, this change occurs after a certain delay that is probably characteristic of the bulk hydraulic conductivity of the medium.

3.5. CONCLUSION

In this paper, we studied the spatial and temporal variability of an unstable slope thanks to multi-parameters analysis, with a special focal on resistivity measurements. The aim of this time-lapse survey was to better understand fluid circulations within the unstable slope as historical records show a strong relationship between water inflows (especially heavy rainfalls) and later accelerations and reactivations of the sliding process. This study area, instrumented for 9.5 years is a real natural experimental laboratory where we was able to develop interesting methods in the observation of complex natural system's behaviour, and improve the knowledge of such a risky zone.

Our results show that it is now possible to locate geological units displaying distinct hydrogeological behaviours without making any assumption on the local geology, using permanent ERT. The simultaneous analysis of such a large dataset allows obtaining robust results that are more characteristics of the long-term behaviour of the hydrogeological system.

The results of this work showed that thanks to a statistical analysis by agglomerative classification procedure, we were able to isolate at least three different areas in depth that react differently to water infiltration. This technique has been useful to detect and define different hydrological behaviours in the subsurface of an active landslide. We then identified a first group of low resistivity values that show very little variations, corresponding to a permanently saturated and conductive body that we interpreted as the landslide body itself. Then the two other clusters, showing higher resistivity values and higher variation with groundwater level changes, have been interpreted as a permeable body affected by water

circulation. This was interpreted as the known faulted limestone underlying the landsliding mass. The location of this apparent resistivity bodies has been confirmed thanks to an averaged model section using these three clusters. Thus, this approach enables to gather qualitative information on the variability of the slope hydrogeological behaviour both spatially and temporally. This type of information is crucial to help improving the conversion of resistivity data into hydrologic quantities.

Indeed, one of the main challenges of future research using time-lapse ERT remains to translate electrical conductivity into hydrological quantities. Several researches achieved detailed studies of the complex effects of temperature, soil moisture, and temporal variation of the ambient ionic concentration on the value of electrical conductivity (Waxman & Thomas, 1974; Sen & Goode, 1992; Rein et al., 2004; Hayley et al., 2010). Recent works all agree that the definition of petrophysical models to convert ERT measurements into hydrological measurements should be site-specific and take into account the spatial and temporal variability of the medium (among others, Singha & Gorelick, 2006; Singha & Moysey, 2006; Jayawickreme et al., 2010). Our work will probably help selecting area where the hydrogeological properties are rather homogeneous and thus adapting petrophysical models. This might be a major step to improve the modelling of landslides where the distribution of pore pressure plays a key-role on the kinematics.

Acknowledgements

This work is supported by the city of Vence, PACA Region, OCA Observatory. Many thanks to the reviewers of this manuscript that helped its improvement. We would like to thank Julien Gance (Iris Instruments) and Gilles Fischer who helped to produces inverted ERT images.

References

Available in the general reference list at the end of this manuscript.

4. RESULTATS COMPLEMENTAIRES

La méthode développée dans l'article 2, sur l'identification de zones hydrogéologiques en profondeur peut être appliquée sur d'autres zones présentant des contrastes hydrologiques. Nous avons ainsi légitimement utilisé la méthode de classification hiérarchique ascendante (CHA) sur le glissement rocheux de La Clapière.

Ce glissement, de bien plus grande ampleur, présente une géologie bien distincte du glissement du Prat de Julian. Nous avons vu que les matériaux impliqués dans la déstabilisation de La Clapière correspondait à du matériel métamorphique rocheux du massif de l'Argentera, contrairement au sable argileux Eocène de Vence. La résistivité mesurée au niveau du profil permanent en place au bas du glissement de La Clapière indique comme attendu des valeurs beaucoup plus élevées (Figure 98).

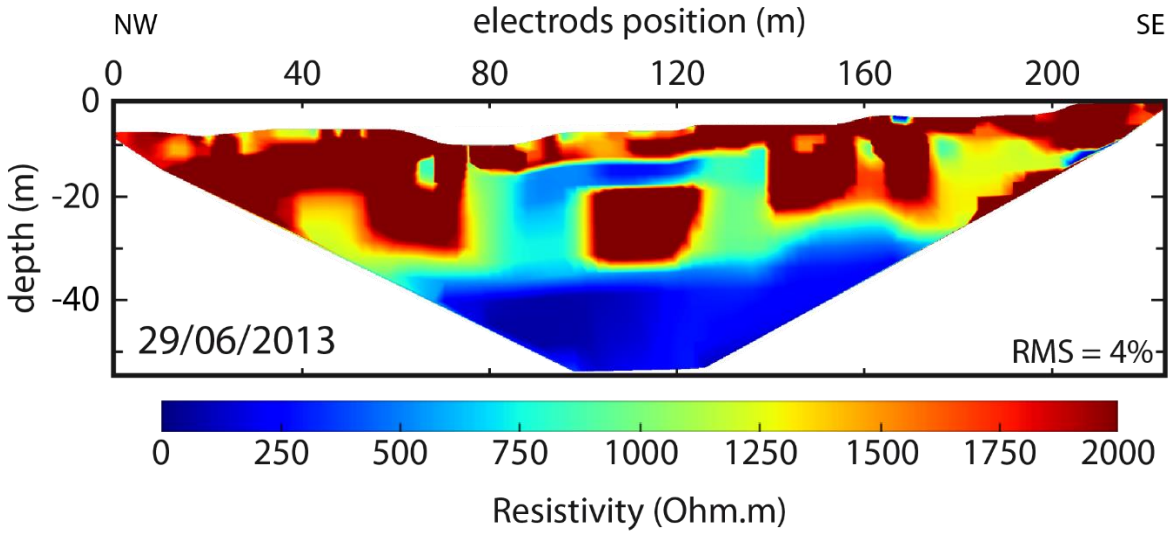


Figure 98 : Profil inversé de tomographie électrique acquis le 29/06/2013 à la station CLP3, au bas du glissement de La Clapière.

L'ampleur du glissement (environ 75 fois plus volumineux que le Prat de Julian) implique la mise en place d'un profil électrique plus long. Le profil de tomographie électrique consiste ici en une ligne de 48 électrodes espacées de 5 m (soit une longueur totale de 235 m). Les pseudo-sections ainsi acquises comprennent un nombre conséquent de points de mesure (environ 900 quadripôles par acquisition), rendant le traitement de la section plus longue et plus complexe.

De plus, la position de la ligne électrique et son isolement (milieu sauvage montagneux) rend cette installation vulnérable. Les gammes de résistivité mesurées étant très larges, il est difficile de repérer les valeurs issues d'incidents d'acquisition. Ces "valeurs aberrantes" peuvent néanmoins être éliminées grâce à un filtre basé sur les paramètres électriques de l'acquisition (donnés par le résistivimètre). Un nombre non-négligeable de points est ainsi éliminé, mais on garde près de 81% des jours d'acquisition sur 4 ans de suivi. La Figure 99 illustre l'application de processus de filtrage sur les données de résistivités apparentes acquises à La Clapière de 2012 à 2016.

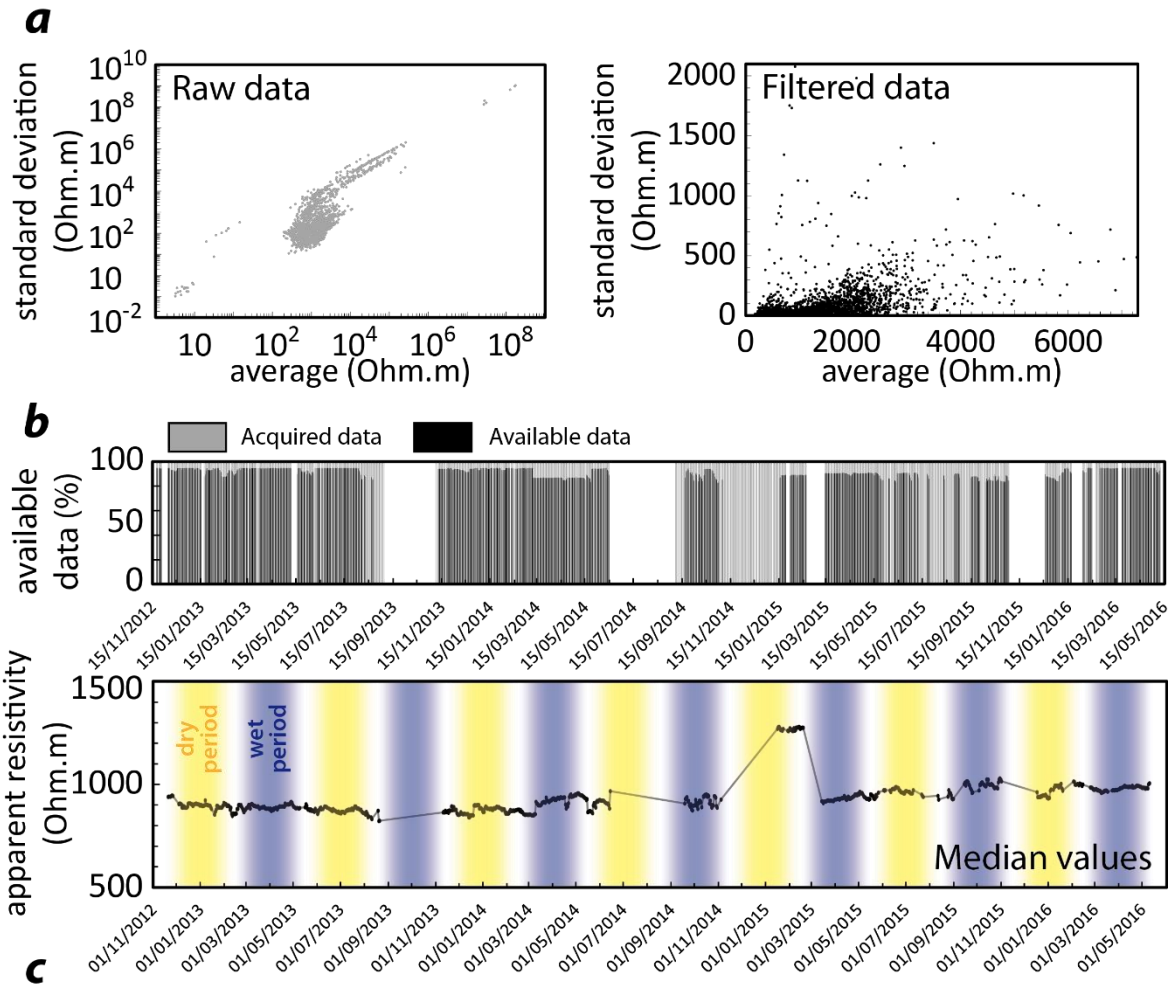


Figure 99 : Résultats du processus de filtrage des données de résistivités apparentes. (**a**) Comparaison entre la répartition des données de résistivité avant (Raw data) et après application du filtre (Filtered data). (**b**) Pourcentage journalier de données valides (après filtrage) et la quantité totale d'acquisitions pour l'ensemble de la durée indiquée. (**c**) Variations journalières de la médiane des résistivités apparentes de novembre 2012 à mai 2016. Les valeurs sont linéairement interpolées pour les périodes sans données (ligne grise).

Afin d'améliorer la compréhension des profils de tomographie électrique dans cette zone, nous avons tenté de regrouper des points de l'ensemble des acquisitions en groupes présentant des variations de résistivités apparentes comparables en appliquant la méthode de CHA. Cependant, du fait des variations de plusieurs milliers d'Ohm.m mesurées, le critère de distance euclidienne utilisé sur les données du Prat de Julian n'est pas adapté. En effet, ce critère regrouperait dans ce cas des points aux valeurs très similaires, sans prendre en compte la dimension temporelle de ces mêmes groupes : des zones très résistives peuvent être affectées par des processus d'infiltration abaissant ainsi la valeur de résistivité mesurée de façon conséquente. Nous avons donc choisi d'utiliser un critère de distance *d* basée sur le coefficient de corrélation de Spearman r_s entre les points des profils sur l'ensemble de la période d'acquisition, tel que :

$$d = 1 - |r_S| \,, \tag{14}$$

avec

$$r_S = \rho_{rg_X, rg_Y} = \frac{cov(rg_X, rg_Y)}{\sigma_{rg_X} \sigma_{rg_Y}} \,, \tag{15}$$

où *X* et *Y* représentent deux quadripôles aux coordonnées fixes du profil.

Ce coefficient est une mesure non-paramétrique de la dépendance de la valeur des rangs statistiques rg_i de deux individus *i* (ici un point du profil) représentant sa place dans l'échantillon (ici l'ensemble des points du profil). Il est équivalent au coefficient de corrélation linéaire de Pearson appliqué aux rangs des individus. Calculé sur l'ensemble des points des profils acquis, ce coefficient décrit la relation de deux variables (deux points dont les valeurs varient dans le temps) selon une fonction monotone. Ainsi, un coefficient proche de 1 (ou -1) indique une forte similarité entre deux variables, tandis qu'une valeur proche de 0 indique une très faible corrélation.

Appliquée sur l'ensemble des profils de résistivité apparente acquis à La Clapière, ce coefficient indique des corrélations entre des points dont les variations temporelles et les gammes de valeurs sont similaires. Nous avons pu appliquer cette procédure et d'identifier trois *clusters* (Figure 100).

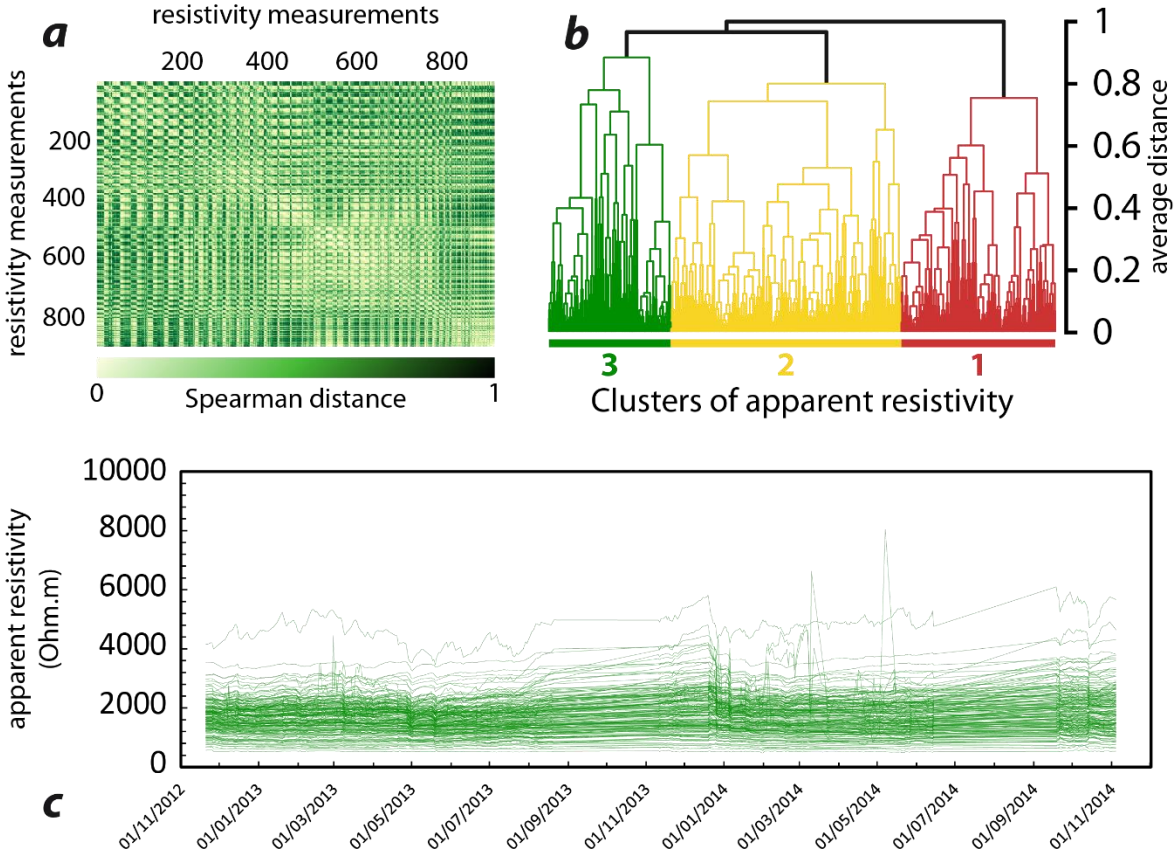


Figure 100 : Méthode de CHA appliquée aux données de résistivités apparentes acquises à La Clapière. (**a**) Matrice des distances pour les 920 mesures de résistivité (le jaune indique une forte similarité entre deux mesures sur l'ensemble de la période considérée, tandis que le vert foncé indique une faible similarité). (**b**) Dendrogramme complet illustrant la procédure agglomérative utilisée pour construire les groupes de résistivités apparentes en utilisant un critère de distance basée sur le coefficient de corrélation de Spearman. (**c**) Exemple des variations de résistivités apparentes groupées selon un *cluster* de 260 mesures de 2012 à 2016 (*cluster* 3).

Ces groupes représentent chacun au moins 20% de l'ensemble des points du profil et on note que le *cluster* 1 se détache nettement des deux autres (Table 11). Il présente en effet des valeurs bien plus élevées et regroupe une gamme de mesures variant très fortement.

Table 11 : Résumé des résultats du processus de CHA. Les 5.5% manquant correspondent aux quadripôles éliminés lors de la phase de filtrage.

Cluster	% data	Resistivity range (Ω.m)
C1	28.8	1794.7 ±102.9
C2	42.9	619.4 ±18.7
C3	22.8	728.7 ±13.4

Afin de confirmer la validité de ce traitement et la répartition spatiale raisonnable de ces groupes de résistivités apparentes, nous avons élaboré une pseudo-section fictive, où les trois valeurs moyennes des *clusters* (Table 11) sont considérées pour les points correspondant (Figure 101a). La section obtenue (Figure 101b) reste en accord avec la géométrie générale observée sur un profil typique (Figure 98).

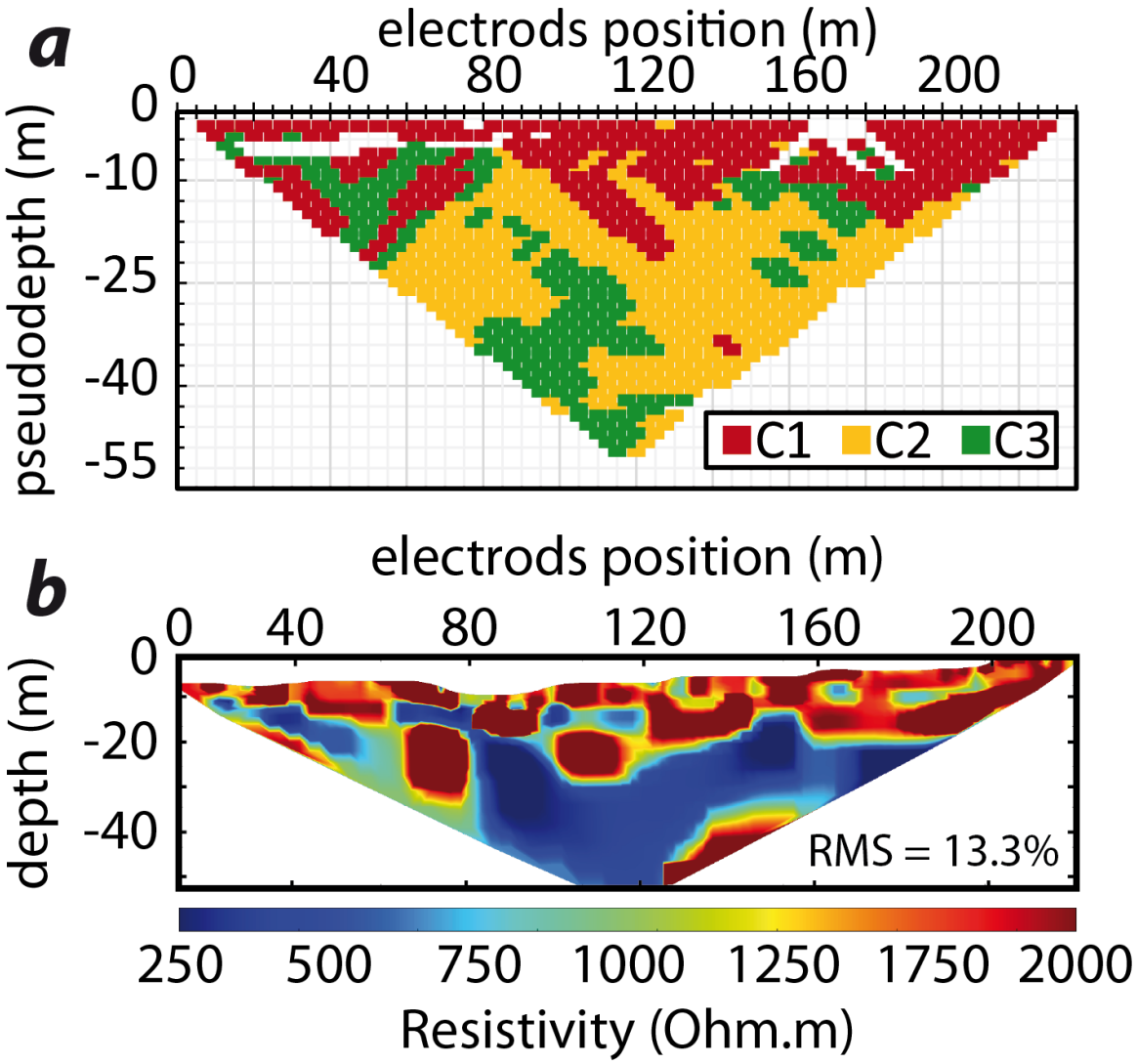


Figure 101 : (**a**) Distribution spatiale des 3 groupes de résistivités apparentes dans la pseudo-section apparente. (**b**) Profil inversé de la pseudo-section du dessus où les valeurs de résistivités apparentes de chaque groupe correspondent à leurs valeurs moyennes (Table 11).

Lorsqu'on s'intéresse aux variations temporelles de ces *clusters* de résistivités apparentes, on observe bien trois comportements distincts (Figure 102) :

- Le *cluster* 1, aux fortes valeurs, présentent des variations saisonnières importantes et réagit de façon notable aux précipitations. Il est spatialement réparti dans la partie supérieure du profil et peut donc être associé au corps du glissement constitué de matériaux métamorphiques résistifs. Les grandes amplitudes de variations peuvent ainsi être légitimement associées aux apports d'eau directement depuis la surface ainsi qu'aux variations de températures.
- Le *cluster* 2, correspondant aux valeurs les plus faibles, présentent des amplitudes de valeurs relativement limitées. Situé spatialement dans des zones très localisées entre la base du *cluster* 1 et la partie basse du profil, nous interprétons ce groupe de résistivités apparentes comme des zones conductrices en permanence. Hydrologiquement, ces aires pourraient correspondre au signal de résistivité de zones saturée de façon permanente, des niveaux d'aquifères pérennes.
- Le *cluster* 3, de faibles résistivités également, correspond à une large répartition spatiale intermédiaire dont les valeurs présentent de grandes amplitudes. Ce groupe de résistivité est ici interprété comme une zone de transition entre la surface et les zones plus profondes dans laquelle les échanges de fluides se font fréquents.

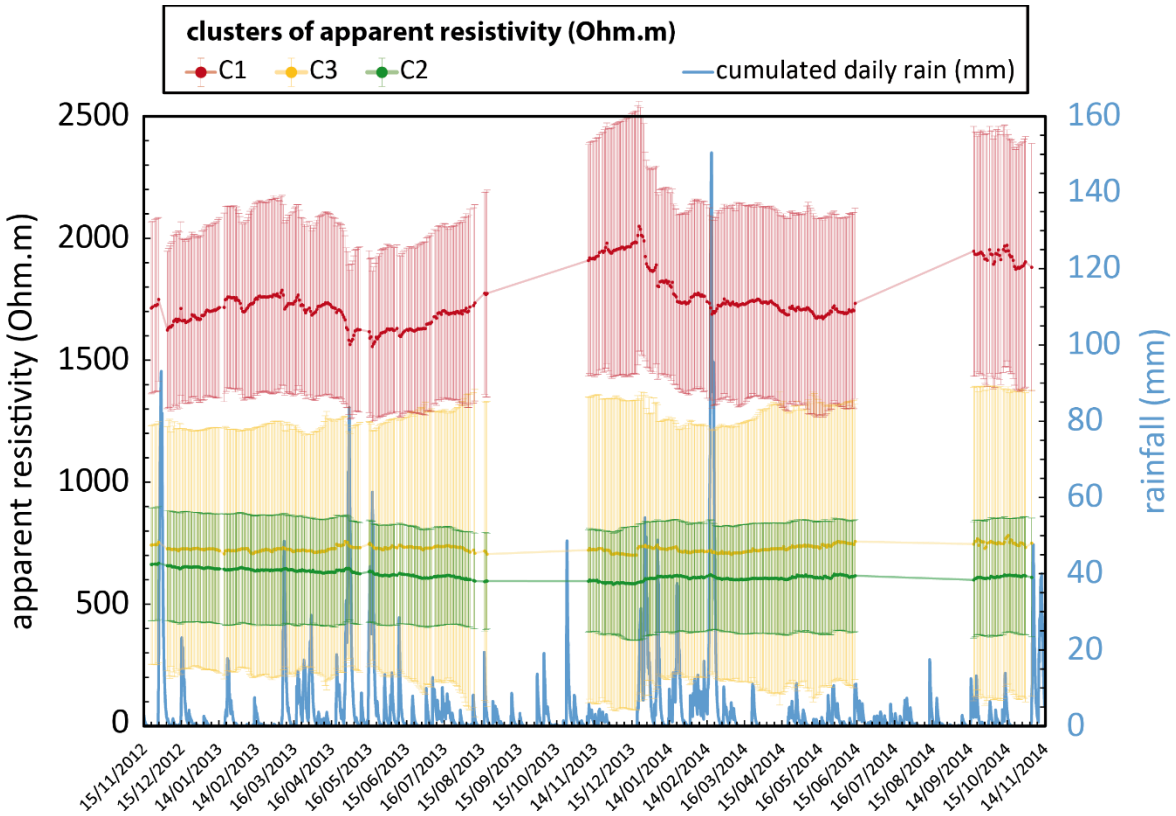


Figure 102 : Variations de la valeur médiane journalière des trois *clusters* de résistivités apparentes de 2012 à 2014 et l'écartype associé avec les précipitations cumulées journalières calculées avec l'index de Helmstetter et Garambois (2012).

Finalement, la méthode de CHA a pu être appliquée sur les données électriques du site de La Clapière également. Nous avons cependant dû adapter le critère de distance utilisé pour construire les groupes de valeurs. De plus, l'ampleur de la zone d'étude et la complexité du comportement de ce grand glissement rocheux rendent les interprétations hydrogéologiques peu évidentes.

5. CONCLUSION

Les résultats présentés à travers ce chapitre ont montré les possibilités offertes par l'observation multi-paramètres pour la compréhension des instabilités de versant. Les sites étudiés ici sont des observatoires instrumentaux uniques car ils représentent chacun plus de dix ans de chroniques de mesures.

Il ressort de cette observation qu'il est possible pour chaque site de concevoir un schéma conceptuel identifiant les facteurs ou variables entrant (*inputs*) dans le système "mouvement de terrain" et les signaux qui en sortent (*outputs*). En effet, le concept de système géologique naturel (versant instable) apparaît ici comme une entité tellement complexe de par l'immensité des variables le caractérise que nous devons poser les bases de sa définition : seul le concept d'observatoire peut être à l'initiative de cette réflexion. C'est dans ce sens-là que nous avons tenté d'appréhender dans l'espace et dans le temps deux sites référents (La Clapière et le Prat de Julian).

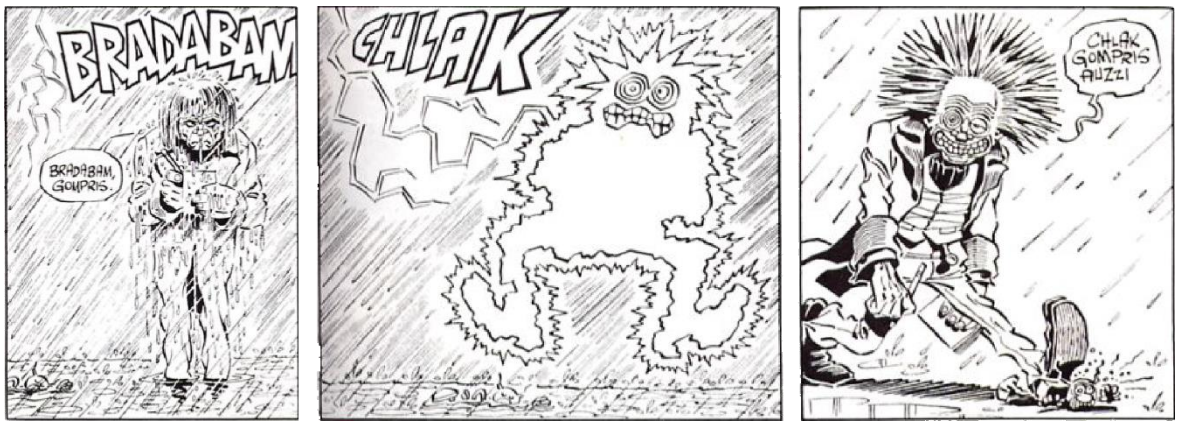
Dans le cadre du suivi observationnel du site de La Clapière, à Saint-Etienne-de-Tinée, l'étude multi-paramètres a permis de mettre en évidence les liens entre signaux entrants et sortants et de quantifier certaines valeurs clés qui caractérisent l'instabilité. Nous avons ainsi défini des valeurs seuil lors du déclenchement d'accélérations du glissement et/ou de l'augmentation de la densité des désordres, identifié les forçages essentiellement hydrométéorologiques inférant sur le système et déterminé les temps de réponses de ces signaux aux forçages.

Dans le cadre du suivi observationnel du site du Prat de Julian, à Vence, l'analyse a porté plus particulièrement sur l'identification des *clusters* spatio-temporels de résistivité apparente qui ont permis l'identification sur une période de neuf ans de groupes correspondant à des comportements hydrogéologiques semblables.

Les deux instabilités observées ici présentent des caractéristiques (volumes, lithologies, cinématiques) très différentes. Cependant, dans les deux cas, les sollicitations météorologiques sont prépondérantes dans l'activation de l'instabilité. Il devient alors essentiel de caractériser précisément les conditions d'influence de ce forçage. L'acquisition de tomographie électrique en continu permet d'apporter des éléments de réponses très précieux. En effet, cette méthode géophysique indirecte permet d'identifier les variations de conductivité en profondeur. Dans le cas d'acquisitions en continu, seuls les apports extérieurs changeant les conditions internes du versant apportent des contrastes géophysiques. Cet outil éclaire les liens entre l'activité météorologique de surface et la réponse géoélectrique en profondeur.

- CHAPITRE 3 -

OBSERVATION DE LA CIRCULATION INTERNE DE FLUIDES PAR TOMOGRAPHIE ELECTRIQUE 2D TEMPORELLE



- Marcel Gotlib, Rubrique-à-brac tome 4, Dargaud©, 1973 -

1. INTRODUCTION

Dans les chapitres précédents, nous avons abordé le rôle majeur de l'eau dans le forçage de l'évolution de la dynamique des pentes instables. Plus précisément, les chroniques temporelles d'infiltrations et de circulations d'eau dans le sous-sol sont les informations cruciales à prendre en compte pour comprendre les effets du forçage météorologique sur le comportement des zones instables.

Ces paramètres hydrologiques sont fondamentaux à caractériser, à quantifier et à suivre dans les entrailles de la Terre, dans les zones instables (glissements de terrain) mais également dans les zones de faille, où les anisotropies induites agissent comme voie préférentielle d'écoulement. Toutefois, cette affirmation est difficilement observable dans la nature lorsque l'anisotropie considérée ou supposée est enfouie en profondeur. Il est possible de remédier à ce problème d'inaccessibilité grâce à des approches indirectes d'observation.

Dans cette partie, nous présentons une méthode d'imagerie de failles et de réseaux de fractures en milieu naturel agissant parfois comme des drains pour conduire des quantités d'eau apportées artificiellement et naturellement. Grâce au suivi continu des variations de résistivités électriques dans le sol, il est ainsi possible d'imager les processus de circulation de fluide dans la subsurface. En effet, la résistivité électrique, sensible aux variations de teneur en eau, permet de localiser à l'échelle métrique des discontinuités affectées par le passage d'un fluide.

Les sites d'observation naturels dont nous avons fait la présentation précédemment permettent de réaliser ces études. Nous avons également pu réaliser une expérience où un volume contrôlé de fluide a été injecté, permettant ainsi non seulement de valider nos hypothèses, mais aussi d'améliorer notre connaissance des temps de résidence de l'eau et en déduire des coefficients de perméabilité.

Grâce à l'instrumentation de ces observatoires naturels, il nous a été possible d'apprécier les temporalités complexes d'écoulements naturels. Ces résultats apportant des éléments quantitatifs pour caractériser les zones à risques ont donné lieu à un article scientifique soumis en décembre 2016 dans la revue *Geophysics*.

2. ARTICLE 3 – Contribution au développement de méthodologies aidant à l'interprétation de données de profils 2D de tomographies électriques appliqué aux discontinuités géologiques

Les résultats de cette étude de suivi d'infiltration d'eau à l'intérieur de discontinuités géologiques sont présentés sous la forme d'un article soumis à la revue *Geophysics* en 2016.

Résumé

Les effets de la circulation interne de l'eau, tels que l'altération chimique ou les changements de pressions interstitielles du milieu affecté sont connus pour agir sur les conditions d'équilibre d'une zone de fracture ou de réseau de fractures. La connaissance des modes de circulation de l'eau entre les niveaux inférieurs et la surface du sol mène ainsi invariablement à une caractérisation plus fine de ces zones pouvant présenter un risque.

Observer et tenter de caractériser les chemins préférentiels naturels de cette circulation de fluides dans la subsurface apparaît donc comme fondamental, mais reste un challenge scientifique. Cependant, la méthode d'acquisition de tomographie électrique en continu (*time-lapse ERT*) rend de telles observations possibles en milieu naturel, comme par exemple sur des linéaments associés aux glissements de terrain.

Dans cet article, nous présentons les résultats d'investigations *in situ*, en milieu naturel, où nous avons utilisé la méthode de tomographie électrique en continu. Cette méthode d'observation réalisée grâce à des profils de tomographie électrique acquis à des temps différents permet l'observation et la caractérisation de trajets d'écoulement d'eau.

Dans un premier temps, nous montrons les résultats de cette méthode appliquée à un site expérimental. Lors de cette expérience, un débit continu d'eau a été artificiellement injecté dans une faille dont on connait l'existence et la géométrie. Les résultats issus de l'utilisation de la méthode électrique acquise en *time-lapse* a permis de révéler l'extension en profondeur des stigmates de la faille observée en surface, mais a également mis en évidence des changements dans les valeurs de résistivité, localisés à l'endroit supposé du positionnement de la faille.

Une fois l'efficacité de la méthode établie dans un milieu "simple", à faille unique et bien définie, et dont les apports d'eau sont contrôlés, nous avons appliqué cette technique d'observation sur deux sites connus pour leurs sensibilités à l'infiltration d'eau naturellement induite par des sollicitations météorologiques externes que sont les précipitations.

Ainsi, les deux terrains associés aux instabilités gravitaires du glissement sablo-argileux du Prat de Julian, à Vence, et du DSL (*Deep-Seated Landslide*) de La Clapière, à Saint-Etienne-de-Tinée, dans les Alpes françaises du Sud, sont ici l'objet d'un suivi en tomographie électrique en continu.

L’étude que nous présentons ici souligne une circulation interne complexe d’eau dans la subsurface. De plus, les failles et les réseaux de fractures affectant les masses en mouvement et sous-jacentes jouent un rôle de drain, conduisant préférentiellement l’infiltration d’eau à travers ces anisotropies.

Nous montrons enfin une analyse statistique appliquée à ces acquisitions de tomographie électrique dans laquelle l’évolution du coefficient de corrélation de Pearson entre les valeurs de résistivité électrique apparentes de deux profils de tomographie électrique est reliée aux variations de saturation du milieu. En effet, nous notons des baisses significatives de ce coefficient consécutivement aux apports d’eau dans l’instabilité. Ces résultats indiquent ainsi également que l’ensemble du milieu poreux est affecté par ces arrivées d’eau, changeant considérablement les conditions d’équilibre du système.

Mots-clés: tomographie électrique, failles, subsurface, circulation d’eau, suivi temporel

Article 3 soumis à la revue : *Geophysics* (2016).

- Contribution in developing methodologies for data interpretation of 2D electrical tomography imaging applied to geological discontinuities -

Palis Edouard[1], Lebourg Thomas[1], Zerathe Swann[2], Fresia Bastien[1,3], Tric Emmanuel[1]

[1] *Université Côte d'Azur, CNRS, OCA, IRD, Géoazur, 250 avenue Albert Einstein, 06560, Valbonne, France.*

[2] *Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Institut des Sciences de la Terre, 1381 rue de la piscine, 28400 Saint Martin d'Hères, France.*

[3] *Glencore Zinc, 100 King Street West Toronto, Ontario M5X1E3, Canada.*

Abstract

The observation and characterization of fluids' natural circulation pathways in the subsurface, and furthermore within fracture networks, remains today a real challenge. Indeed, it is well shown that water infiltration and circulation in such problematic zones act as movement triggers. Thereby, it is fundamental to improve the knowledge in the way the water reaches deeper layers of the ground. Thanks to time-lapse ERT, it was possible to observe this pattern in natural areas such as landslides. In this paper, we present *in situ* investigations where we used time-lapse Electrical Resistivity Tomography (ERT) surveys to characterize water flows' paths through known geological discontinuities. We first used this method on an experimental site, where a continuous water inflow was injected into a known fault. The use of ERT in time-lapse revealed local changes in the resistivity values that correspond to the expected location of the fault. This technique was then applied on two sites naturally prone to water infiltration, following natural water incomings (rainfalls): Vence Landslide and La Clapière Deep-Seated Landslide (DSL), two gravitational instabilities in the French Southern Alps. The study revealed a complex deep circulation of water and that the faults cutting the landslide bodies act as preferential zones for water infiltration. A statistical analyze on ERT data also showed that Pearson's correlation coefficient between the values of ERT dataset can decrease consecutively to a water incoming into the landslide system, indicating that the porous medium of the whole landslide body is affected by the water inputs.

Keywords: electrical resistivity tomography, faults, near surface, groundwater, monitoring, time-lapse

2.1. INTRODUCTION

Infiltration of rain water in unstable slopes is the main trigger for landslides (excepting earthquake triggering cases). From large space scale, authors identified rainfall characteristics to trigger shallow landslides and determined empirical thresholds from global and regional datasets (Caine, 1980; Luino, 2005; Guzzetti et al., 2007; Kanungo and Sharma, 2014). Assuming the effects of rainfall solicitations on landslides' dynamics, studies then focused on the definition of the triggering rainfall event itself, integrating the antecedent rainfalls (water memory) affecting the area (Glade et al., 2000; Hernandez, 2009; Helmstetter and Garambois, 2010, Mathew et al., 2014). This parameter account for an estimation of the available water to infiltrate the ground and thus the saturation degree of the medium at the moment of the rainfall event. Indeed, the underground water circulation and its ability to act on the destabilization have been shown (Guglielmi et al., 2000, 2002; Cappa et al., 2014; Vallet et al., 2015). The few past years have seen some studies supporting these works by showing accurate long-term hydrogeological coupled with kinematic monitoring applied on landslides (Crosta et al., 2014; Palis et al., 2016). However, the complex fluids fluxes patterns within these concerning areas are still not well constrained and an improvement in its knowledge can be made thanks to observational studies.

For several years geophysical methods dedicated to characterize the first hundred meters at subsurface (Ground Penetrating Radar (GPR), Electromagnetic (EM), Electrical Resistivity Tomography (ERT)) have been greatly improved (Everet, 2013, Malehmir et al., 2016). Today, these techniques allow to better constrain geological models, with higher resolution (submeter range) and greater investigation depth (hundreds of meters). In addition, define the accurate location of structural faults and other geological discontinuities are of a first importance for the understanding of various natural hazards.

Electrical Resistivity Tomography (ERT) is broadly used in several fields: structural studies (Zhou et al., 2001; Nguyen et al., 2007; Vanneste et al., 2008; Sauret et al., 2015; Winters et al., 2015), locate and monitoring fluids or gases (Slater et al., 1997; Michot et al., 2003; Turesson et al., 2006; Amidu and Dunbar, 2007; Descloitres et al., 2008; Looms et al., 2008; Martinez et al., 2009; Rings and Hauck, 2009; Jayawickreme et al., 2010; Chrétien et al., 2013; Long et al., 2014), geometric pattern and monitoring of landslides (for a review, see Perrone et al., 2014).

Resistivity variations within rock medium are mainly due to fluids transfers (Jomard et al., 2006; Lebourg et al., 2010; Travelletti et al., 2012; Prokešová et al., 2013; Ling et al., 2016) the pathway of which depends in turn to the location of geological and structural discontinuities, controlling local contrasts of permeability and porosity (Caine et al., 1996; Evans et al., 1997). Indeed, geological discontinuities have widely varying characteristics and can play both the role of water drains or impermeable barriers (Caine et al., 1996). The induced current lines are primarily guided by the movement of ions through hydrated pores and resistivity measurements are strongly influenced by the saturation level and type of fluid contained in the clumps imaged (Archie, 1942). When there is presence of a change in porosity or permeability, the current lines are highly disturbed and structures appear in sharp resistivity variation (Nguyen et al., 2005; Jongmans and Garambois, 2007).

A time-lapse ERT monitoring of a fault area affected by hydraulic gradients variations may thus allow to i) identify the influence of the faulting on the hydraulic fluxes by studying

the fluids' displacements at the vicinity of the fault and ii) locate and geometrically characterize the fault by imaging the area of influence it represents (Slater et al., 1997; Ball et al., 2010).

The main objective of this paper is to highlight by imaging and understanding the water inflow into a geological massif through a faulting area, and thus identify and characterize in-depth areas with different permeability. This kind of complex features that lead to weathering of natural areas is a key for the characterization of landslides' behaviors. In this study, we present three different experiments of time-lapse ERT survey applied to geological discontinuities. In a first one, we injected a controlled quantity of water into the ground, few meters upstream to a known fault zone, and we tracked the water inflow and pathways. This experiment provides us a test and calibration of the method. In a second and third one, we apply the same observational method to rainfall infiltration through faults in landslide areas where permanent electrical monitoring is settled from several years.

2.2. METHOD, STRATEGY AND DATA PROCESSING

2.2.1. ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY AND MONITORING

The Electrical Resistivity Tomography (ERT) is geophysical method intended to provide images of the distribution of the electrical resistivity of the subsurface. The analysis of these images allows the identification of resistivity contrasts due to variations in lithology and water content. The method consists in the use of a multi-electrode cable to which steel electrodes are connected. These electrodes are used to inject current and measure the potential differences. The resistivity meter selects automatically 4 electrodes for each measurement (2 for the current injection and 2 for the measurement) and switch the spacing between the electrodes. An apparent resistivity section is then calculated knowing the geometrical coefficient of the used electrode configuration (Figure 103). An inversion process is then necessary to obtain the real geometry of the electrical resistivity section.

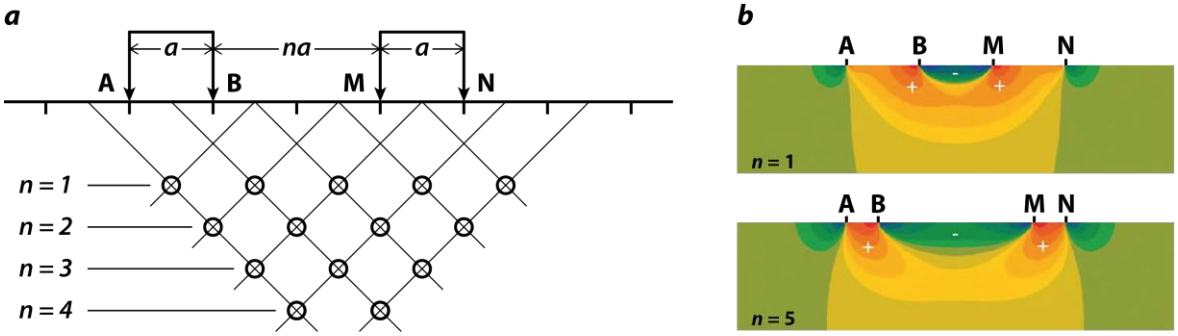


Figure 103 : (**a**) Scheme of a multi-electrode system (dipole-dipole configuration) and the measured 2D pseudo-section (from Edwards, 1977). (**b**) Sensitivity pattern for the dipole-dipole array with different separation between the current and potential dipoles (n) (from Dahlin and Zhou, 2006). A and B represent the injection electrodes while M and N are the potential electrodes.

Generally, electrical tomography is used to study geological structures (Jomard et al., 2007; Nguyen et al., 2007; Vanneste et al., 2008). The ERT limitations have been highlighted (Loke et al., 2013) and the non-uniqueness of inversion solutions, the investigation depth and resolution, survey designs and the calibration of data have been pointed out.

Authors dealt with the sensitivity's directivity (horizontal/vertical), investigation depth, signal strength and resolution of the most common electrodes arrangements used in electrical tomography. In regards to the present study, the dipole-dipole array is well adapted because it presents a good compromise between signal strength, depth acquisition and the needed resolution (Edwards, 1977; Loke, 1996-2016; Samouëlian et al., 2005). The horizontal sensitivity of this array makes it suitable to better image vertical discontinuities such as faults and the good resolution, in spite of a low signal to noise ratio, seems to be adapted for an accurate monitoring (Dahlin and Zou, 2004; Szalai and Szarka, 2008; Perrone et al., 2014).

The use of permanent ERT to monitor resistivity changes in time and space has been improved since the last decade (Loke et al., 2013; Perrone et al., 2014). This method has shown great ability to temporally monitor underground fluid flows within the ground (Lebourg et al., 2005; Cassiani et al., 2006; Jomard et al., 2006; Singha and Gorelick, 2006; Wilkinson et al., 2010). Regarding the installation of such permanent systems, it is necessary to set a uniformity and continuity among the acquisitions (sampling interval, current characteristics, electrodes configurations).

2.2.2. STRATEGY AND DATA ACQUISITION

The objective of this study is to observe and highlight in time and space changes in ERT section caused by a single known input. For this purpose, we presents the results of time-lapse electrical surveys in three different sites. We first performed a controlled fluid injection through a known fault to validate the ability of time-lapse ERT to image and follow the water path. A permanent electrical line was set-up to monitor the resistivity changes corresponding to changes in conductivity underground.

Once this experiment made, the method is applied on sites where a natural fluid inflow infiltrates. This uncontrolled amount of water corresponds to rainfalls and underground incomings. These sites, located in Vence and Saint-Etienne-de-Tinée, are monitored landslides and are equipped with permanent ERT and meteorological stations (Figure 104). We further describe their characteristics. Thanks to this approach, we want to observe the evolution of natural geological objects and compare a forced system's behavior, where a fluid goes through a known draining fault, with a naturally influenced one, where complex structures and fluid infiltration flows are observed.

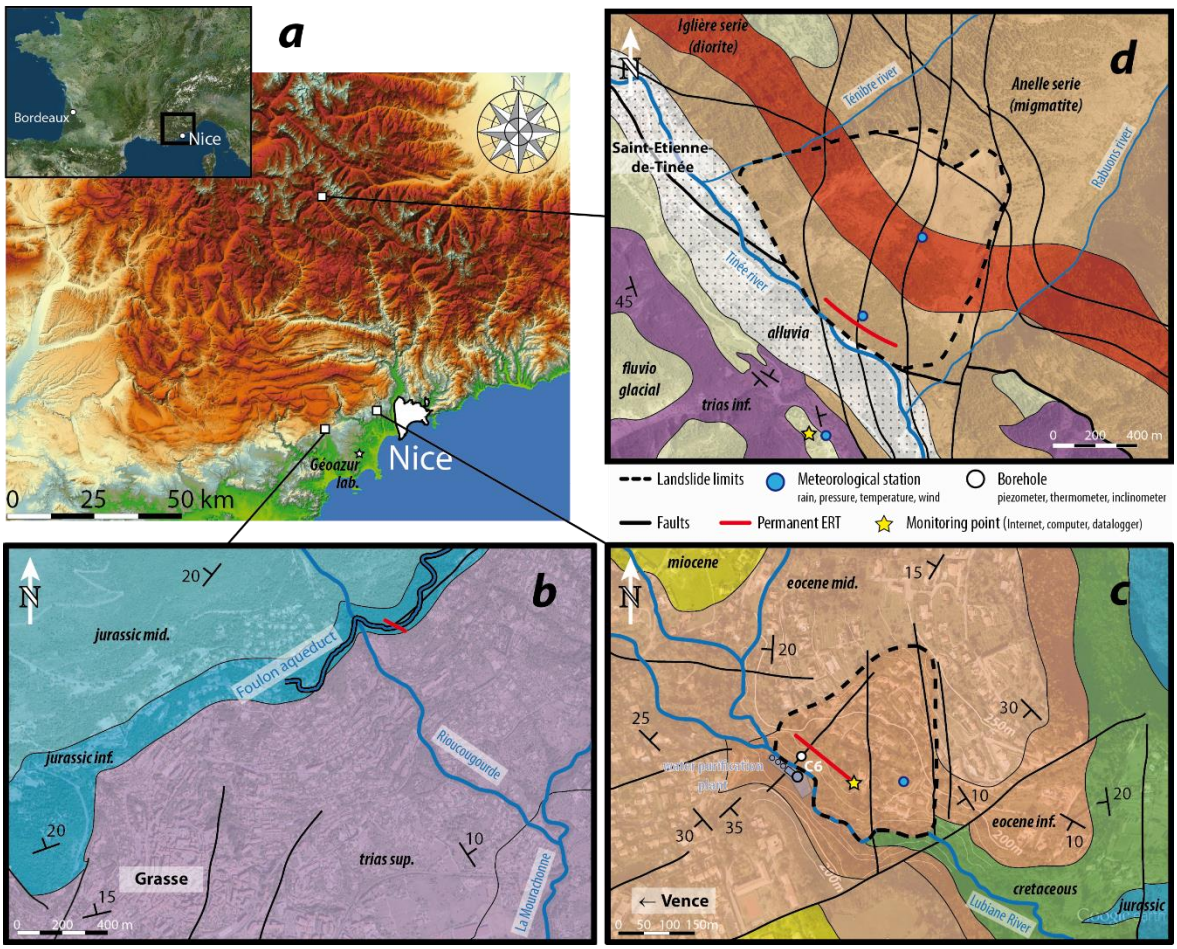


Figure 104 : Presentation of the study areas. (**a**) General map with location of the different sites. (**b**) Geological map of the experimental site of water injection into a fault zone. (**c**) Geological map of Vence landslide. (**d**) Geological map of La Clapière DSL.

These three sites allows an accurate observation and a good comparison between them. Table 12 synthetize the experimental settings of the ERT installations on the different sites.

Table 12 : Settings of the time-lapse ERT on the experimental sites (DD = Dipole-Dipole).

Site name	Grasse	Vence	La Clapière
Coordinates	43°40'9.92"N 6°56'5.34"E	43°43'21.93"N 7° 7'44.92"E	44°14'52.60"N 6°56'20.09"E
Profile length (m)	94	115	235
Number of electrodes	48	24	48
Inter-electrodes distance (m)	2	5	5
Electrodes configuration	DD	DD	DD
Number of points per profile	944	574	920
Acquisitions sampling (hours)	1	24	24
Experiment duration (days)	1.2	10	20

The choice of the sites has been motivated by their availability in term of access and datasets. The two monitored landslides provide meteorological information and electrical data with daily acquisitions for many years (since 2006 for Vence, since 2012 for La

Clapière) and are still functioning. This instrumentation, dedicated to the hydrological and hydrogeophysical monitoring is perfectly suitable for our study. The presence of a water pipe near the fault of Grasse facilitated the implementation of the experiment. Thanks to this, the amount of unlimited quantity of available water could have been easily controlled.

A temporary experimental water controlled injection set-up has been done at La Clapière by Jomard et al. (2006) and Binet et al. (2007). At smaller scale (active part at the foot of the landslide), these authors showed the ability of the time-lapse ERT to locate, through an accurate imaging, the draining surfaces and estimate hydraulic coefficients.

2.2.3. DATA FILTERING AND TIME-LAPSE INVERSION PARAMETERS

Electrical data in natural fields, especially in the case of long term monitoring system, almost always contain "bad" data. Some electrical signal parameters can help us to set the filtering process. Table 13 shows the characteristics of the filter we applied to all of the measured apparent electrical data.

Table 13 : Filter characteristics applied on electrical data. Electrical current parameters are used, as well as the standard deviation of the measure itself.

Parameter	Minimum	Maximum
Measured potential V_p (mV)	-	-0.01
Injected potential V_{ab} (V)	1	800
Injected current intensity In (mA)	0	1000
Grounding resistance of injection dipole R_{ab} (kΩ)	0.01	10
Standard deviation (quality factor, in %)	-	5

These electrical parameters indicate wrong contacts between dipoles (positive potential for measuring dipole (V_p), short-circuit between injection electrodes (V_{ab}), battery issues (In), too low or too high measured resistance between injection electrodes (R_{ab}) indicating a wrong contact between the electrode and the soil) and can be due to device malfunctioning or field issues.

Compared to the other parameters, the standard deviation (quality factor) is not a proper electrical current feature. When it performs the measurement of one single point (quadripole involving 4 electrodes), the electrical device stacks at least 3 times the same measure and calculate the standard deviation (quality factor) of the measurement. After that, if the deviation remains higher than 1%, the device stacks up to 5 times the measure. The value of 5% has been considered as the maximum accepted deviation.

Importantly, the dataset (all the acquisitions of a time-series) must be standardized to allow robust comparisons between each ERT profile. It means that each pseudo-section of a time-series must account for the same number of points and the same spatial distribution. Thus, once a point of measure is removed from one profile after the filtering process, the same point must be also removed from all the other profiles.

Inversion process was done using the software Res2DInv (Loke and Barker, 1995). The following settings have been chosen for the forward inversions of ERT data to accurately model and reproduce thin vertical anisotropies such as the fault zones identified on our studied areas:

- L1 norm (robust), allowing sharper the resistivity contrasts in the inverted section, which is well adapted in the case of faults imaging (Seaton and Burbey, 2002);
- Finite-element modelling method, necessary to properly take into account the significant topography of our settings;
- Standard method of Jacobian matrix calculation for each iteration, and adapted damping factor parameters in the modelling process.

In each case, a reference model based on a "natural" condition of the studied field is used to set the time-lapse inversion of the dataset. By "natural", we consider a t_0 time where the natural saturation condition of the ground is very low.

2.3. RESULTS OF TIME-LAPSE ELECTRICAL MONITORING

2.3.1. CONTROLLED APPLICATION: FLUID INJECTION INTO A FAULT

The first step of our survey was to image and characterize the circulation of fluid in a known fault. The experimental set-up consists in injecting a controlled amount of fluid in a basin dug near the area of the studied fault and upstream from the ERT line installed during several days.

2.3.1.1. Presentation of the experimental site

The site presented here is located North of Grasse town, South-East France (Figure 104a). The terrains are composed of dolomitic limestone layer with marly inter-beds (Hettangian). Dolomites are highly weathered by the water flowing in the Rioucougourde valley (Figure 104b). This can be seen through the highly fractured outcrops.

The fault is located on a side of a broadly 20 meters high cliff. Our investigation is also supported by visual access to the studied discontinuity which presents the following characteristics (Figure 105):

- A very thin fault core (0.3 to 0.8 m. large) with significant outlying damaging area composed of consolidated breccia (4 to 5 m wide on both side of the fault core),
- A vertical offset of a few meters (gravitational discharge),
- A filling of the fault core by a mix of clay, blocs and spaces.

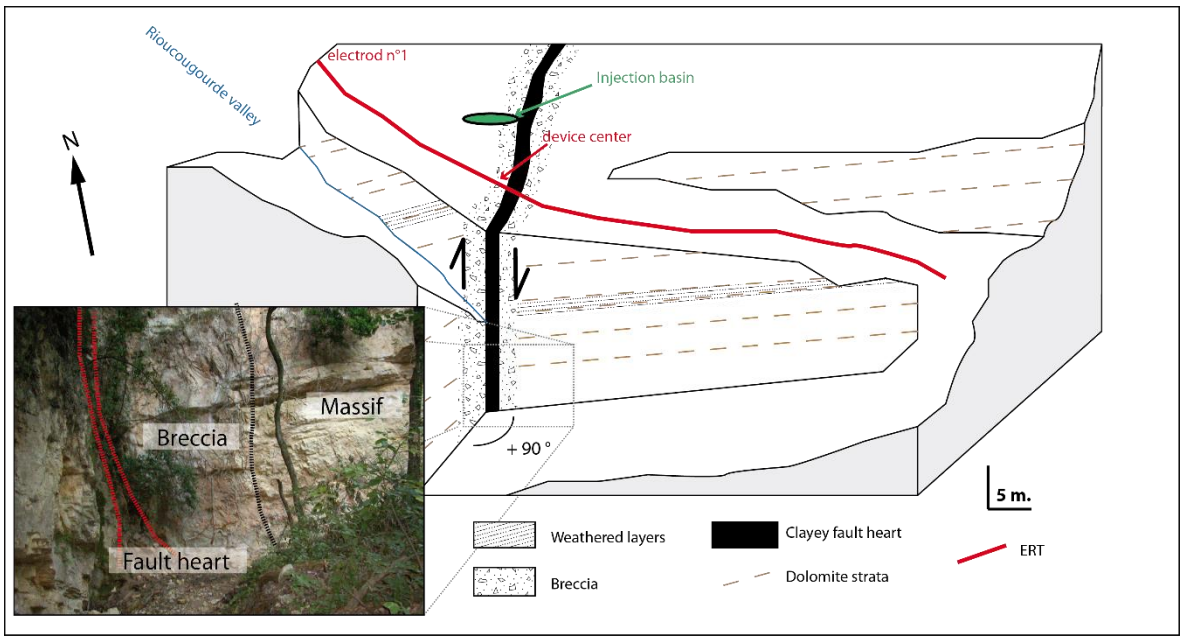


Figure 105 : Site presentation. On the left, outcrop photography. On the right, structural layout.

The electric profile placed upstream the cliff is a 48 electrodes line, with a spacing of 2 m between each electrodes. The survey is made with a dipole-dipole arrangement. The result of inverted section before the experiment is presented in Figure 106.

The ERT helps us to differentiate two main different horizons:

(i) Present at the surface, a first layer of low resistivity (< 1500 Ωm) is robustly identified (1 in Figure 106b). This 2 to 5 m thick level corresponds to the shallow weathered soils. It is associated with more or less hydrated marls, observable on top of the cliff outcrop.

(ii) A second deeper zone of high resistivity (> 3000 Ωm), continuous and homogeneous from the base of the surface layer to the base of the profile, representing the massive dolomite (2 in Figure 106b).

We distinguish a vertical structure of medium range resistivity (1500 ± 200 Ωm) cutting the dolomite substratum at the position of the interpreted fault at the surface (3 in Figure 106b). The ability of a weathered area such as fault zone to allow water to infiltrate and flow can explain the observed higher conductivity (Van Dam et al., 2009; Travelletti et al., 2012; Gance et al., 2015, 2016).

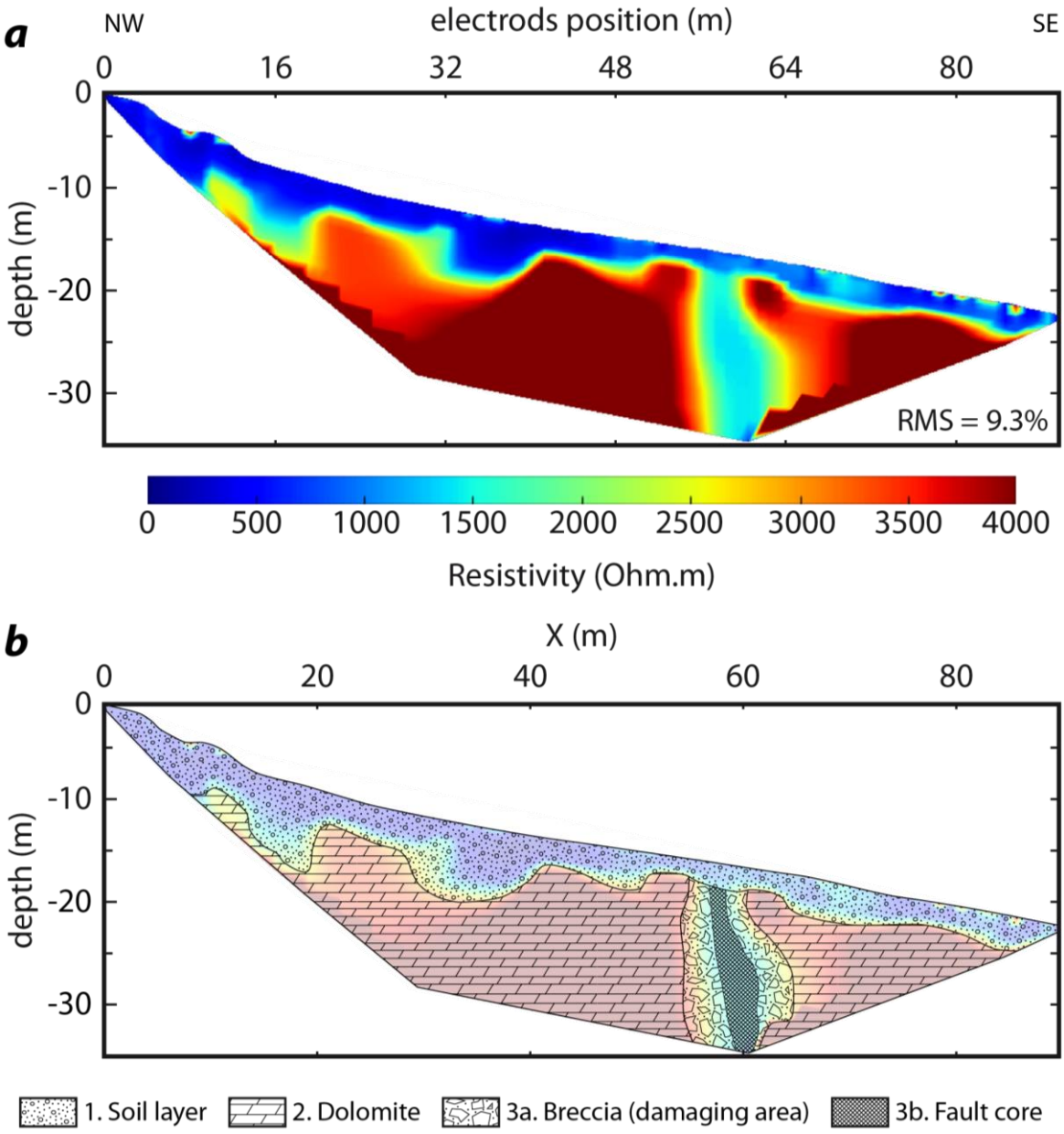


Figure 106 : First investigation results at the experimental site (Figure 104b). The acquisition is made with a dipole-dipole arrangement (vertical exaggeration: 1). (**a**) ERT section inverted with an L1 norm (robust). (**b**) ERT section with geological interpretation.

2.3.1.2. Fluid injection experiment

In this section, we present the results of a time-lapse ERT survey to follow a controlled water incoming seepage into the studied fault zone. The water used for this injection experiment comes from a water supply system nearby (Foulon aqueduct, Figure 104b), which provides a continuous water flow.

The experiment was realized over 29 hours, with an acquisition per hour. During the time of the experiment, a constant water flow was injected. Knowing the volume of the basin, we were able to estimate the infiltration rate at about 10 $L.min^{-1}$; thus the total amount of injected water during the survey represents about 17 m^3, which allows us to create visible

electrical resistivity contrasts on ERT images. The objective here is to localize electrical resistivity variations in the high porosity / low permeability zones, and especially within the studied fault zone.

The profile shown in Figure 106 was acquired before the injection experiment. It is used as a reference model for the time-lapse acquisition (t_0). We are then able to compare the forward ERT profiles with this reference model and use it for the time-lapse inversion (see "Time-lapse inversion parameters" section).

The results of the experiment are presented in Figure 107. We chose to show images at four different time windows (t_0 +2h, t_0 +5h, t_0 +19h and t_0 +29h after the beginning of injection). On the independently inverted sections (Figure 107 Left) we see very slight variations of resistivity between the beginning and the end of the experiment; however, we can note a decrease of resistivity values within the fault zone, depicted by the blue color becoming darker with time in this area. This trend is even more remarkable on the resistivity changes ratios sections (Figure 107 Right). Indeed, the blue color indicating a decrease in resistivity, we observe more accurately (i) a lateral spreading of low resistivity values which path corresponds to the contact between the shallow layer and the dolomite basement, and (ii) an important decrease of resistivity values in the vertical direction, at the previously interpreted fault location.

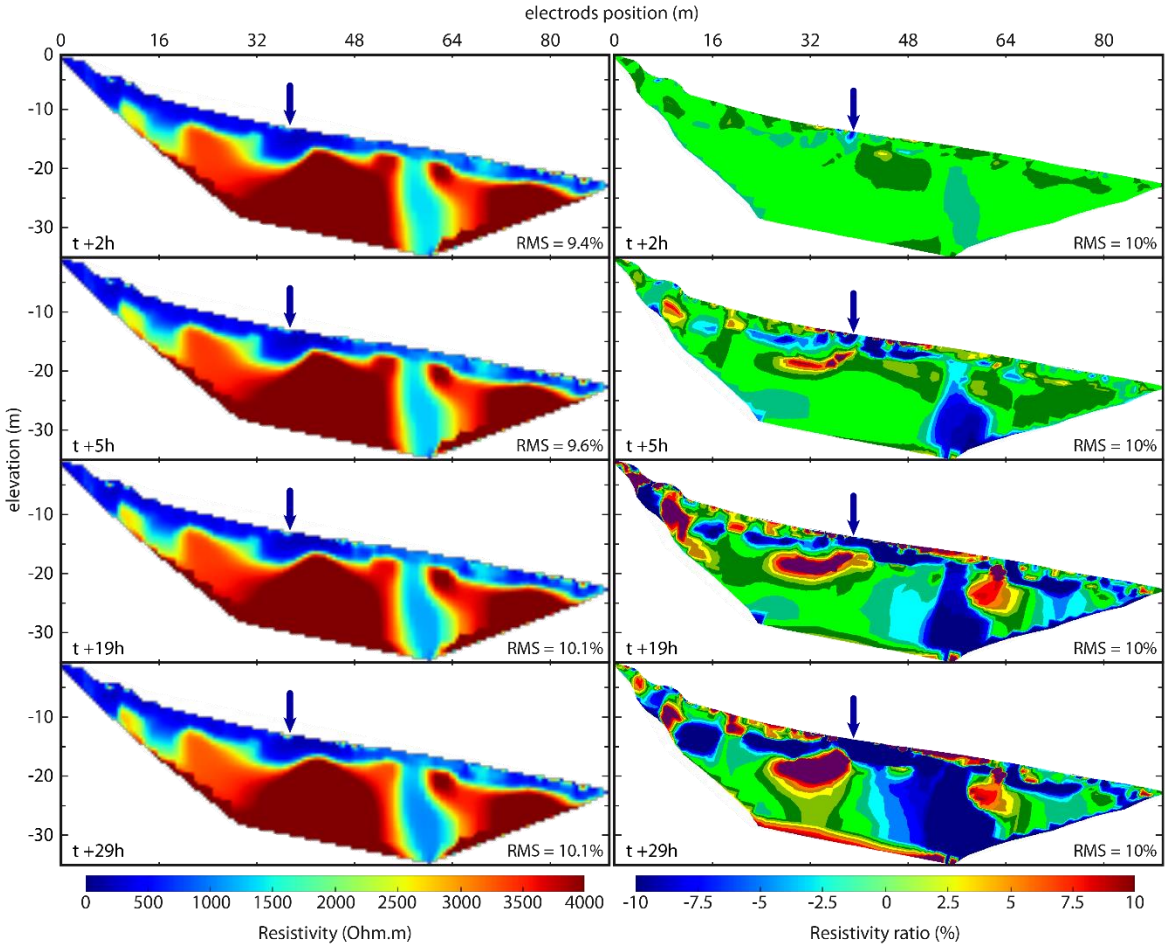


Figure 107 : Experimental fluid injection in the fault area: results of the time-lapse inversion of the ERT investigation. (**Left**) Independently inverted section at different time from the beginning of injection. (**Right**) Ratio of resistivity changes relatively to the reference profile (before injection). The blue arrow indicates the location of the injection point.

We then can rightfully interpret these resistivity decreases as the influence of the water inflow within the ground, though preferential paths: lithological contacts (laterally) and fault zone (vertical), which are both areas of high porosity. It is even possible to estimate the transit time of the water through the different terrains (the injected water flow remained constant during the experiment) and thus their permeability coefficient, knowing the covered distance by the low resistivity front:

- Within a few hours, the top layer (25 to 30 m laterally from the injection point) and the fault core (vertically) are affected by water intrusion. They present a comparable permeability (around 1.0×10^{-3} m.s^{-1} for the fault core, and between 0.7×10^{-3} and 1.6×10^{-3} for the top soil layer);
- After about half a day, the damaged zone surrounding the fault core undergoes the water increase through lateral spreading. We estimate le permeability of the fault's damaged zone to about 1.0×10^{-4} m.s^{-1}, 10 times less than the fault core;
- After one day of monitoring, the saturation is observable in the transition zone between the damaged zone and the protolith (impermeable).

Finally, thanks to this experiment, we managed to image preferential zones of water infiltration (permeable zone) and give estimations of permeability coefficients. We now want to apply this method on natural infiltration in monitored sites: rain precipitation into landslide areas.

2.3.2. NATURAL VARIATIONS MONITORING: FLUID INFILTRATION INTO LANDSLIDES' FAULTS

For several years now, we monitor the behavior of landslide's features: dynamic (displacements, deep and shallow movements), triggers (rain, earthquakes) (Gaffet et al., 2010; Helmstetter and Garambois, 2010; Mainsant et al., 2012; Malet et al., 2013; Crosta et al., 2014; Zeybek et al., 2015; Palis et al., 2016). Understand in a multi-parameters way the landslides' characteristics is essential to improve the knowledge of such complex geological objects. Since the rainfall, and thus the amount of infiltrated water, is the main trigger of accelerations for slow moving landslides, we want to apply here the time-lapse ERT method on monitored landslides to qualitatively and quantitatively characterize the water flow in depth.

The locations of the two studied landslides are shown in the Figure 104. Their main geomorphology features and historic are summarized in the Table 14.

These two monitored landslides have been subject to a time-lapse observation centered on a rainy event, in order to visualize and estimate the saturation of the medium, key parameter to understand the role of fluids circulation into landslides' grounds.

Table 14 : General characteristics of the landslides affected by the studied fault systems and their observation history (data available at http://omiv).

Landslide *(type)*	**Vence** *(rotational earth slide)*	**La Clapière** *(deep-seated rockslide)*
Area (10^3 m²)	80	1000
Volume (10^6 m^3)	0.8	60
Involved material	clay-sand	gneiss granodiorite
Average velocity ($m.yr^{-1}$)	< 0.01	1 - 15
Years of collapse	Before 1930 1979-1981 1990s 2000	1930s 1970s 1985-1995 2013
Beginning of monitoring	2006	1982
Data available	Meteo Piezometers Tiltmeters ERT	Meteo Tachometry GPS Seismicity Water spring chemistry ERT

In this section, we presents the results of the time-lapse inversions of permanent ERT profiles installed on these two landslides and where a natural and uncontrolled amount of water infiltrate into the ground. The aim is to highlight the infiltration process within the landslide bodies and identify the draining discontinuities, appreciating the impact of the naturally supplied water (rainfall); thus two conditions were necessary to conduct this analysis:

(i) The rainy event must be preceded by several days without rain, in order to observe a characteristic dry conditions profile. Moreover, as the ERT sampling is the day, the rainy event has to last several days.

(ii) During this rainy event, the ERT dataset needs to be as homogenous as possible (without any field issues) and the data have to be of good quality (with the less filtered data as possible).

2.3.2.1. Vence study case

The Vence landslide (Figure 104c), located in an urban area, represent about 0.8×10^6 m^3 of Eocene sandy-clayey layer overlying a fractured and faulted Jurassic limestone (Mangan, 1982; Lebourg et al., 2010; Palis et al., 2017), moving very slowly (less than 1 $cm.year^{-1}$) downward the Lubiane River. In December 2000, a dramatic acceleration of the landslide occurred after an extremely intense rainfall event (about 250 mm in 2 days). This motived an accurate investigation to understand the hydrologic condition of this area. This landslide monitored since 2006, is equipped with a permanent ERT line (24 electrodes, 5 m spaced)

acquiring daily profiles, a meteorological station to characterize the rain water supplies and boreholes monitoring the evolution of the ground water level. All the data are transmitted in a near-real time at the laboratory (Palis et al., 2017).

The previous studies revealed the existence of faults cutting the substratum, and ERT investigations confirmed the presence of low resistivity vertical structures extending in depth (Lebourg et al., 2010). The Figure 108 shows the inverted ERT section of the permanent line. Different areas can be recognizable here:

(i) A shallow, low resistivity layer (< 30 Ωm) reaching almost 20 m deep in the medium part of the profile (1 in Figure 108b). This area corresponds to the porous unstable sandy-clayey mass.

(ii) The high resistivity zone (> 55 Ωm) in the lower part of the profile corresponds to the limestone substratum (2 in Figure 108b). The vertical lower resistivity area (around 40 Ωm) that cuts the substratum corresponds to the location of a known fault (Figure 104c, 2b in Figure 108b). A weakened zone seems to be present also on the eastern part of the profile; however, the presence of the landslide upon this fault makes it difficult to detect.

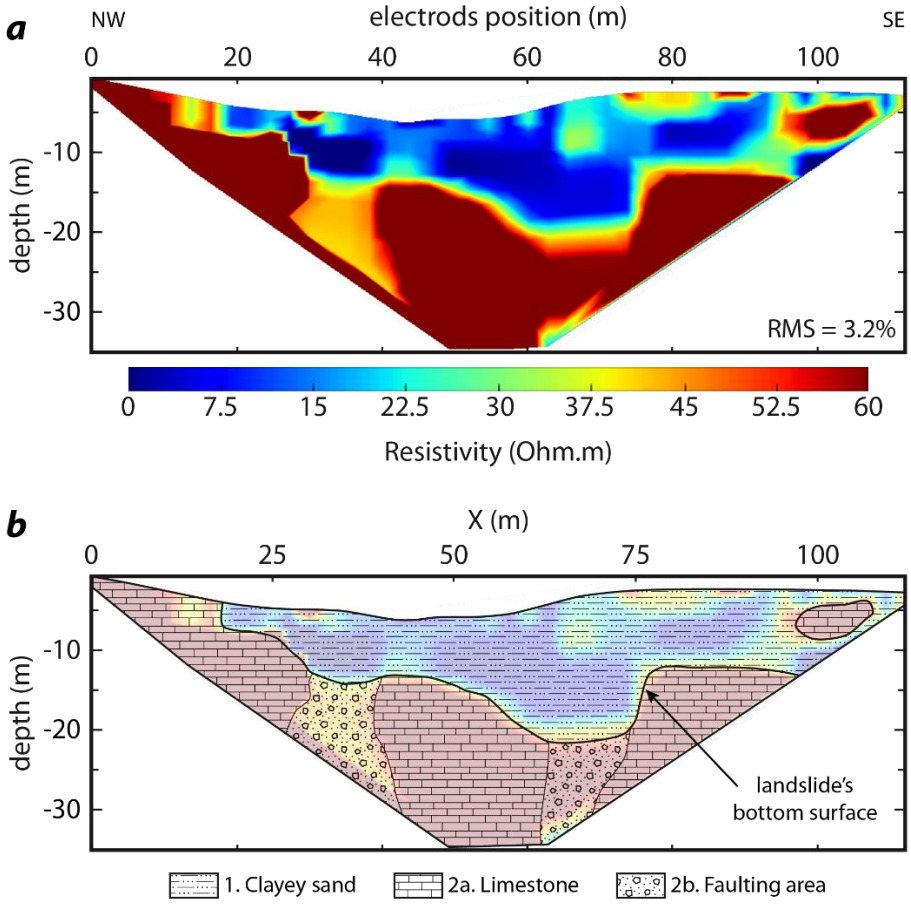


Figure 108 : Reference inverted ERT section of Vence Landslide (Figure 104c) (vertical exaggeration: 1). The day of acquisition is after several days without rain, and one day before the studied rainy event. (**a**) ERT section inverted with an L1 norm (robust). (**b**) ERT section with geological interpretation.

The studied period presented in the case of the time-lapse survey at Vence's natural observatory corresponds to the rainy event that occurred at the beginning of March 2013. From the 4th to the 19th, a total amount of 163.2 mm rain precipitated in this area. This water

supply has been accompanied by an important raise of the ground water level (Figure 109 Bottom).

The profile shown in Figure 108, acquired on 3rd of March, the day before the beginning of the rainy event and six days after the end of the previous rainy event. We propose to consider that this profile represents the initial state of the landslide and is used as a reference for the time-lapse inversion (t_0).

The results of the survey are presented in Figure 109. We show here images at five different days (t_0 +1d, t_0 +3d, t_0 +4d, t_0 +5d and t_0 +10d after the reference day). On the individually inverted sections (Figure 109 Left) only slight variations of resistivity between the beginning and the end of the survey; however, some changes can be seen within the previously identified low resistivity zones that vertically cut the calcareous substratum. Changes are even more noticeable on the resistivity changes ratios sections (Figure 109 Right). During the whole rainy event, some resistivity changes are observable: decreases and increases of resistivity values are present in the unstable area (0-20 m deep), corresponding to the increase of moisture (decrease of resistivity) inside the porous medium, while the positive changes (increase of resistivity) highlight areas unaffected by water circulation but surrounding by resistivity decreases, increasing the resistivity contrasts in this zone.

After the first day of rain (t_0 +3d), resistivity decreases are present in depth and seem to affect the landslide base, as well as deeper zone located at the vertical discontinuities. After the second day of rain (t_0 +4d), the rainfall peak is reached and a different trend is shown, where the surface is highly affected by water supplies and the resistivity decreases in depth seem to migrate laterally. A link seems to be present between the vertical weak zones in depth. The following day (t_0 +5d) still shows a decrease in resistivity values in surface, while the deeper zones present a decrease only in the right side of the profile. After 3 days following the end of the rainy event (t_0 +10d), the surface of the ground still remains saturated, especially on the left part. The deep area on the right side presents resistivity decreases illustrating a continuous water circulation in this part of the ground since the beginning of the rainy event. The left side shows a resistivity increase, indicating that this area is not anymore affected by water infiltration. This trend shows a decoupling between the left and the right part of the profile, with a faster draining in the left part.

The link between the saturation of the surface and the water circulation in depth doesn't seem obvious. Indeed, the deeper parts seem to undergo resistivity decreases independently from the surface. We interpret this decoupling by the presence of fluids coming from the upstream of the slope and running along the landslide's bottom surface. Furthermore, we validate the existence of a combination between upward and downward flows that can be considered to explain the complex fluid exchanges between the shallow and deeper parts (Lebourg et al., 2010).

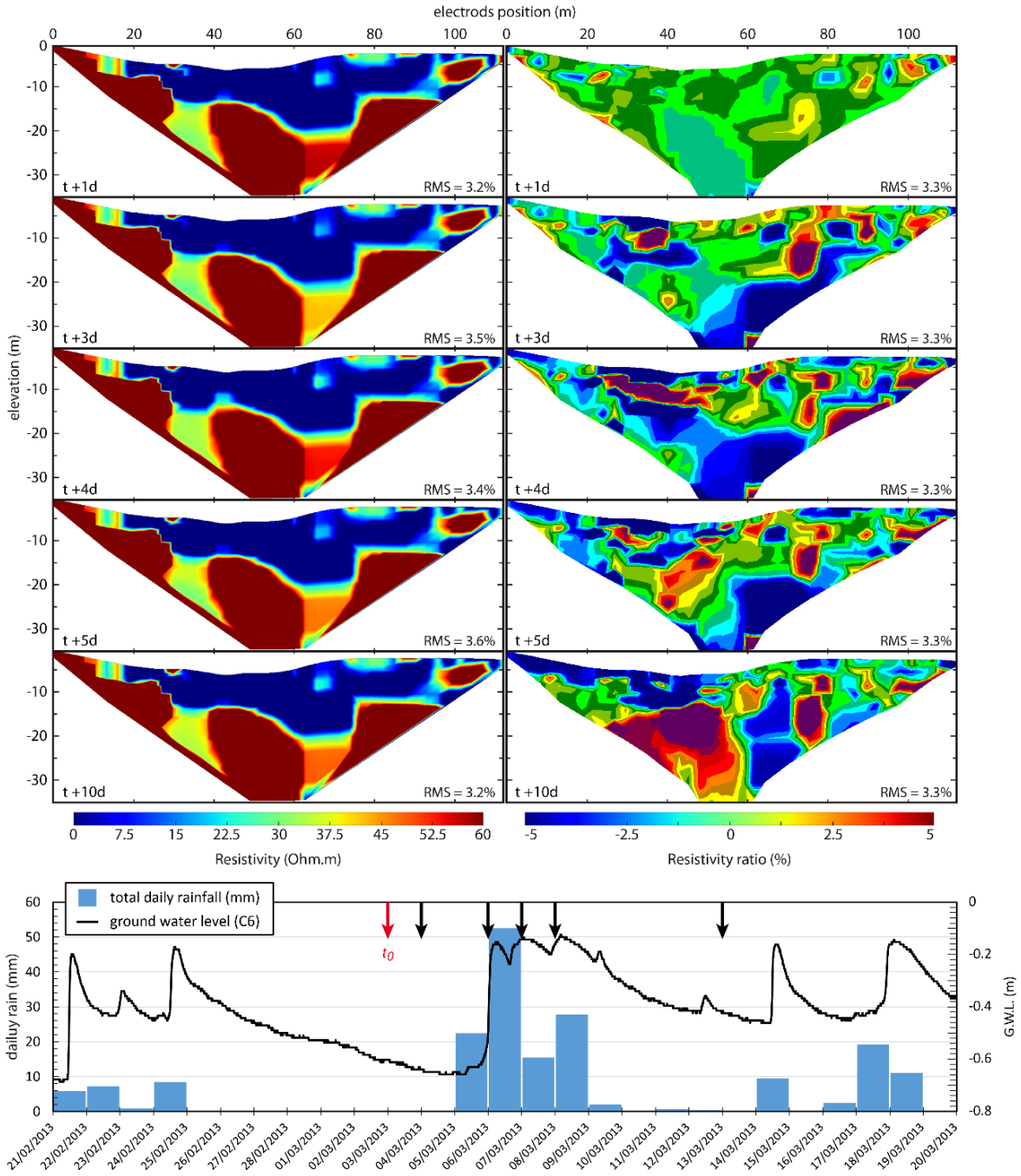


Figure 109 : Time-lapse ERT monitoring of Vence Landslide during a rainy event. (**Up left**) Independently inverted section at different time windows from the beginning of the chosen period. (**Up right**) Ratio of resistivity changes relatively to the reference profile (before the rainy event). (**Bottom**) Daily rainfall with ground water level (recorded by the piezometer C6) centered on the studied period (arrows indicate the time of ERT acquisitions shown here, the red arrow indicates the day of the reference profile).

2.3.2.2. La Clapière study case

This well-known rockslide, is one of the most active in Europe and represents about 60×10^6 m^3. Located on the left bank of the Tinée River, in Saint-Etienne-de-Tinée at 60 km North of Nice (Figure 104d), this important Deep-Seated Landslide (DSL) has become a

major concern for the whole region. It has been largely studied (Follacci, 1987; Bigot-Cormier et al., 2005; Jomard, 2006; El Bedoui, 2008; Lebourg et al., 2011; Booth et al., 2013; Bois et al., 2014; Schlögel et al., 2015; Palis et al., 2016), but the complex dynamics of such a big object is still poorly constrained. Though, a clear link has been evidenced between the rainfall regime and the activity of the moving mass (Palis et al., 2016). This observation has been made thanks to an accurate monitoring system settled for several years and providing data online in near-real time. Besides displacement monitoring, the landslide is equipped with a permanent ERT line (48 electrodes, 5 m spaced) acquiring daily profiles and three meteorological stations, one of which is located at the center of the electrical line.

Previous studies and field studies revealed the presence a perched aquifer and faults cutting the slope of La Clapière (Follacci, 1987; Guglielmi et al., 2000; Cappa et al., 2004; Lebourg et al., 2005; Jomard, 2006; Bois et al., 2008; El Bedoui, 2008; Lebourg et al., 2011) and ERT investigations confirmed these assumptions (Figure 110). On the inversed ERT profile, some areas can be identifiable:

(i) A shallow highly resistive layer (> 1200 Ωm) reaching 20 to 30 m deep and corresponding to the weathered gneissic material involved in the unstable slope of La Clapière (1a in Figure 110b). This layer is cut at the surface by a vertical anomaly at 75 m from the beginning of the profile. Deeper, from 5 m deep to the base of this layer, some vertical low resistivity anomalies are highlighted (1b in Figure 110b) and can be interpreted as weakness zones and could be preferential paths for water infiltration. A horizontal low resistivity area (< 500 Ωm) between 15 and 20 m deep is interpreted as a perched aquifer, which volume and level can evolve with water supplies (1c in Figure 110b).

(ii) The deep conductive layer (< 500 Ωm) corresponds to the base of the landslide, constituted of Tinée River alluvia (2 in Figure 110b). The presence of Triassic gypsum is highly probable in this area. The low resistivity of this deep area makes it impossible to locate low resistivity anomalies in depth such as faults.

At La Clapière, Jomard et al. (2006) and Binet et al. (2007) realized a water controlled injection experiment at the level of an active part at the foot of the landslide. They revealed that failure surfaces was used as draining surfaces and estimated a permeability of 1.05×10^{-5} $m.s^{-1}$ ($\pm0.95\times10^{-5}$) for the matrix, and 6.25×10^{-4} $m.s^{-1}$ ($\pm0.75\times10^{-4}$) for the main sliding surface. The ratio between the two coefficients and the orders of magnitude are comparable to the estimations made at the water controlled injection we conducted at Grasse site.

In our case, we chose to focus on the rainy event of July 2013. From the 1st to the 25th, a total rain amount of 220 mm has been recorded by the meteorological station situated nearby the ERT line (Figure 111 Bottom).

The reference profile in the case of La Clapière, shown in Figure 110, has been acquired on 29th of June, two day before the first rainfall peak and one week after the end of the previous rainy event. As the previous case, this profile is assumed to represent the initial state of the landslide body (t_0).

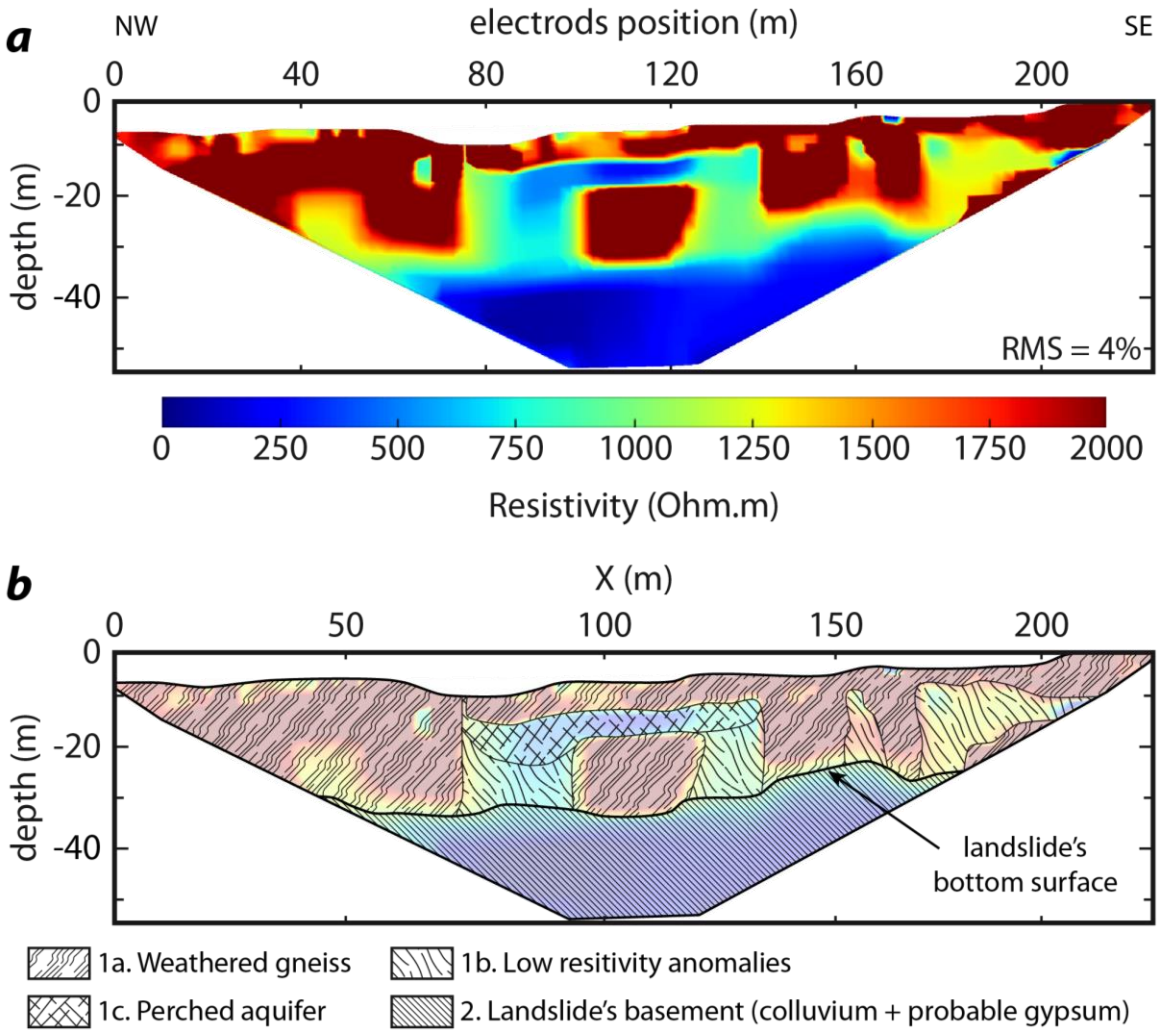


Figure 110 : Reference inverted ERT section of La Clapière DSL (Figure 104d) (vertical exaggeration: 1). The day of acquisition is after several days without rain, and one day before the studied rainy event. (**a**) ERT section inverted with an L1 norm (robust). (**b**) ERT section with geological interpretation.

The Figure 111 presents the results of the survey, where a period of 20 days is studied and images at five different days are presented (t_0 +2d, t_0 +3d, t_0 +7d, t_0+9d and t_0 +20d after the reference day). Almost no variations can be seen on the individually inverted sections (Figure 111 Left). This might be explained by the fact that this section represents a large zone, and slight variations are even more complicated to observe. Nevertheless, changes between the different time windows can be seen on the resistivity changes ratios sections (Figure 111 Right).

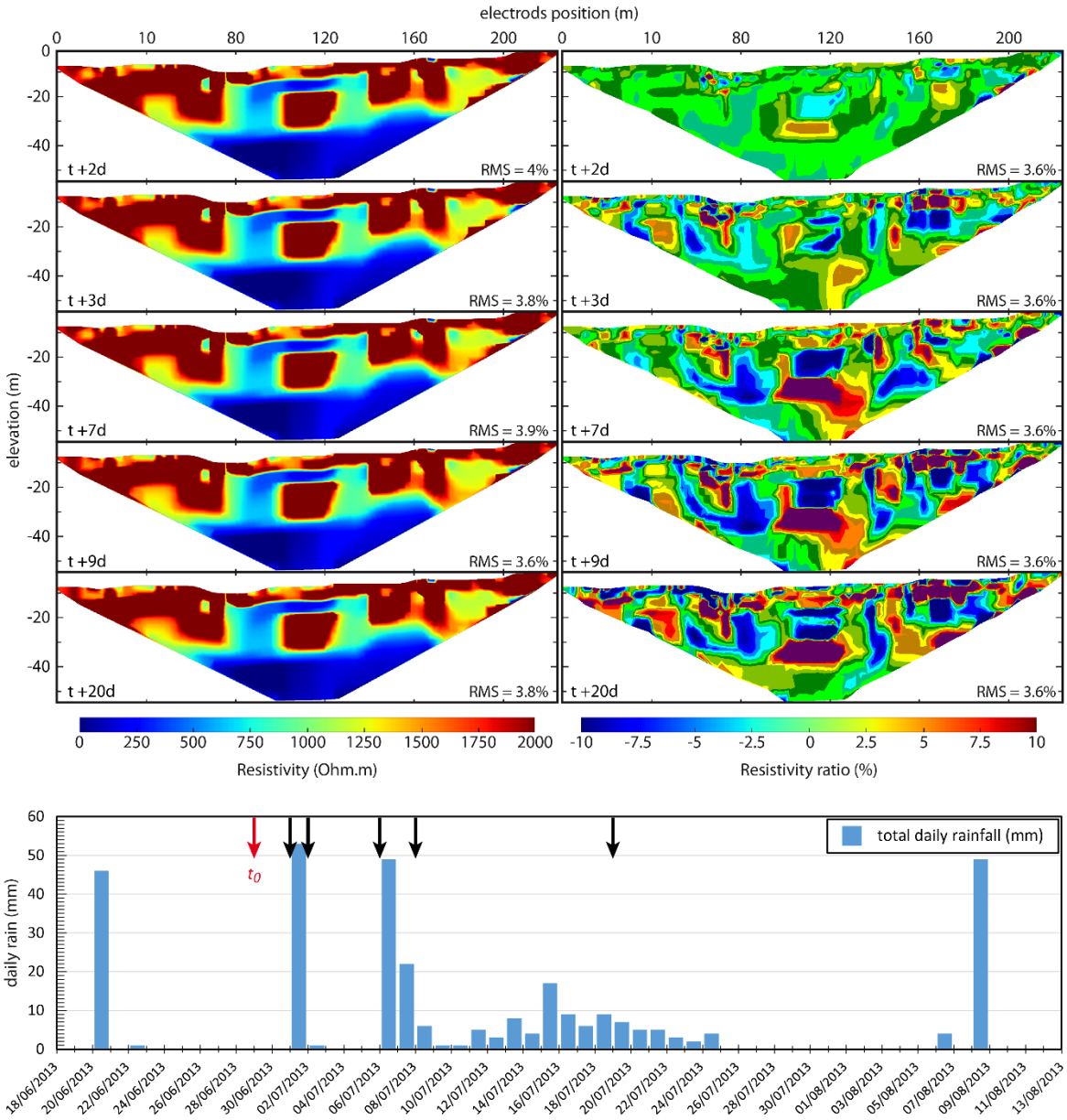


Figure 111 : Time-lapse ERT monitoring of La Clapière DSL during a rainy event. (**Up left**) Independently inverted section at different time from the beginning of the chosen period. (**Up right**) Ratio of resistivity changes relatively to the reference profile (before the rain event). (**Bottom**) Daily rainfall centered on the studied period (arrows indicate the time of ERT acquisitions shown here, the red arrow indicates the day of the reference profile).

The resistivity changes show more complex trends here than in the two previous cases (Grasse and Vence sites). But some interesting specificities can be highlighted here:

(i) The bottom part of the profile shows very small variations. This is explained by the low resistivity of this area which makes it less sensitive to changes in resistivity values.

(ii) The image after the first rainfall peak (t_0 +3d) locates the preferential parts where infiltration acts at the surface.

(iii) After 3 days without rain (t_0 +7d) resistivity decreases can still be observable in depth, while the shallow surface is affected by resistivity increases, and mainly affect the interpreted perched aquifer above the highly resistive and homogenous

gneissic block within the landslide body. This bock is however surrounded by resistivity decreases that correspond to the previously identified vertical anomalies on the reference ERT section. These resistivity decreases within the landslide body at this time can be interpreted as fluids circulation coming deep runoff from the upper parts of the slope.

(iv) Two days after (t_0 +9d), as the rain returned, the same preferential zones identified on the t_0 +3d image are affected by resistivity decreases and show links with the saturated deeper zones.

(v) After 20 days of observation, as the rain is still falling down, but with a lesser intensity, the same zone in depth are affected by resistivity decreases, highlighting the sustainable aspect of these area as draining zones.

2.3.3. DISCUSSION

Identifying areas prone to higher weathering due to repeated important water supplies compared to other areas can be achieved thanks to accurate and long-term monitoring. Indeed, it is fundamental to understand the behavior of these weakened in-depth areas because of their role in the future destabilization.

In the case of permanently installed ERT lines, it is possible to locate and identify hydrogeological areas in depth by means of statistical clusters of resistivity (Palis et al., 2017). These areas react in different ways to water inputs and denote their ability to be affected by hydrological changes. This work is hardly achievable in zones with complex fracture networks, and this method doesn't highlight accurate areas, but broad sensitive zones in depth. In the present work, we aimed at use an imaging method based on time-lapse inversion of ERT profiles in order to accurately characterize the timing and pathways of these hydrological changes.

An interesting statistic tool can account for these changes affecting the resistivity measurements (apparent resistivities): the Pearson's correlation coefficients can easily be calculated between the values of two different profiles (Figure 112). This coefficient measures the linear dependence between two samples *x* and *y*:

$$r_{x,y} = \frac{\sum x_i y_i - n\bar{x}\bar{y}}{\sqrt{(\sum x_i^2 - n\bar{x}^2)}\sqrt{(\sum y_i^2 - n\bar{y}^2)}}, \quad (15)$$

where *x* and *y* are two different acquisition days and *i* is a measure point of the profile.

We show here the correlations between the measured resistivities of each daily profile and the t_0 reference profile and the correlations between each profile and the one acquired the day before.

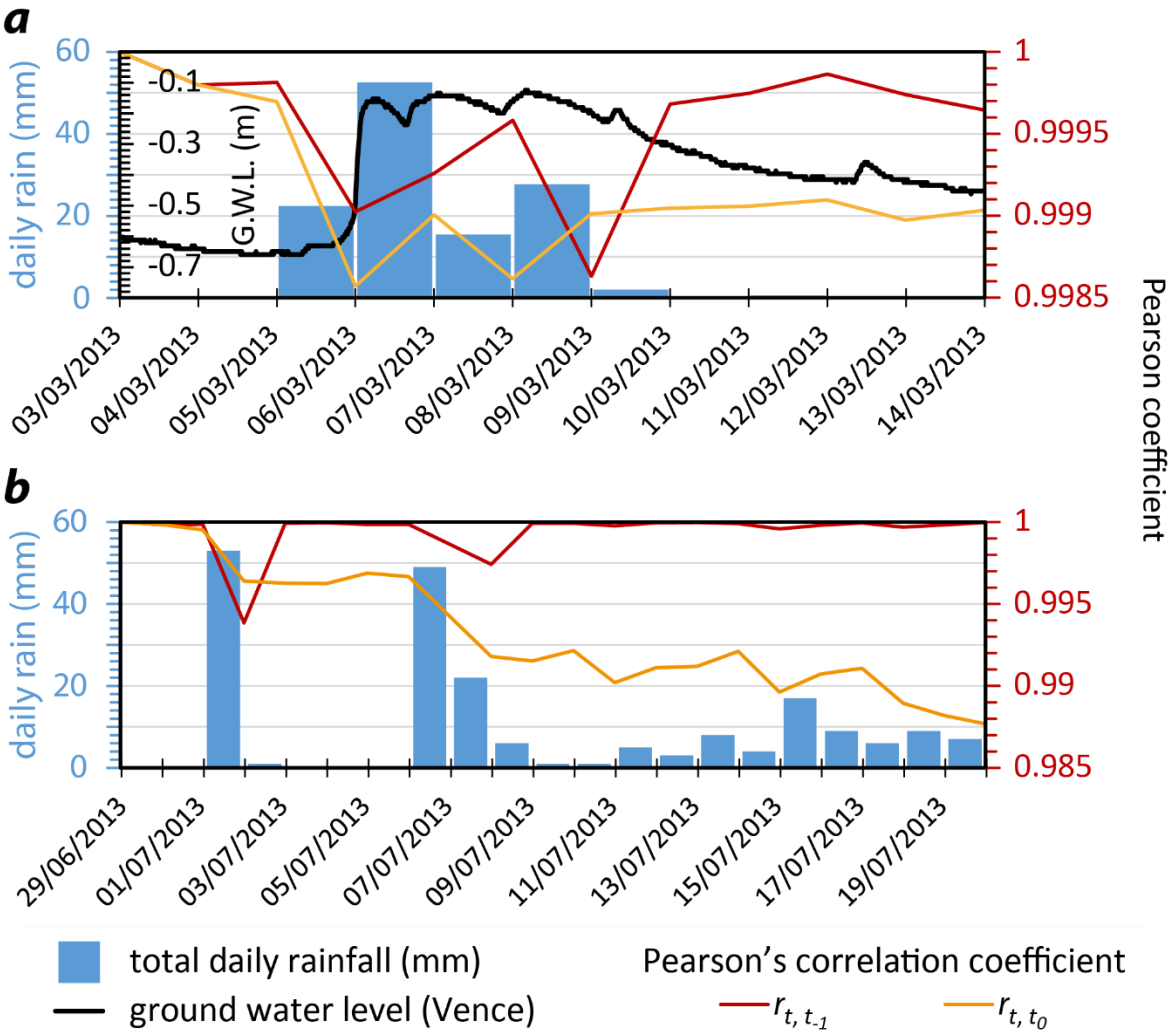


Figure 112 : Evolution of Pearson's correlation coefficient of daily ERT data relatively to the reference profile ($r_{t,t0}$, orange line) and to the profile acquired the day before ($r_{t,t-1}$, red line) for the two permanent electric lines at Vence (**a**) and La Clapière (**b**) landslides. The time windows are centered on the studied rain events presented earlier. The tics on the x-axis correspond to the ERT acquisition times.

The correlation losses of the measured data observed on the curves of the Figure 112 come with the rainfall peaks. In the two cases, the correlation coefficients between the data of two consecutive days ($r_{t,t-1}$) seem to recover a value close to 1, once the rain event stops. Moreover, the higher is the amount of daily rain, the even more pronounced is the observed correlation loss. On the contrary, the correlation coefficients relatively to the reference profile ($r_{t,t0}$) remain low after the rain incoming. In Vence case (Figure 112a), the curve is negatively correlated to the evolution of piezometric level.

This statistic tool applied to time-lapse ERT data may be a proxy to qualitatively estimate meteorological inputs (rainfall, $r_{t,t-1}$) and hydrogeological conditions (ground water level, $r_{t,t0}$).

Nonetheless, it is well shown that the electrical imaging of a structure depends on the ratio between the sampling and the width of the object. The positioning of the measuring device may then be well though before the study set-up. An interesting perspective to this work would be to realize à time-lapse 3D ERT in order to take into account the 3D effects

neglected here. The result of the electrical imaging also depends on the level of contrast observed. Moreover, it is totally dependent on the limits of the inversion and on the characteristics of acquisition. In parallel to this methodology, we must remember that the electric tomography is a tool that should correlate with field observations and/or other geophysical methods to refine and validate interpretations. The acquisition conditions play a role in the success of such studies and particularly hydraulic conditions of the slopes at the time of the investigation.

2.3.4. CONCLUSION

In studies on natural and complex systems such as fault areas and landslides, water content, saturation rate and time reactions are key data that is hard to estimate in most of cases. Thus, indirect techniques have been developed, such as time-lapse ERT. This study provides some interesting answers on the question of imaging geological discontinuities by using electrical tomography and their draining role during water infiltration.

We presented here an operational method to image and observe water flows in porous areas, such as faults, where there is no way to calculate or monitor saturation degree or water content. This method has been validated in three fault's observatories: a known fault zone with an artificial and controlled water injection and in two zones affected by fractures networks with natural water incomings (rainfalls). The ERT monitoring in these two areas showed local changes in resistivity values from a day to another after rainy events. These changes can also be observed on the measured apparent resistivities.

The use of permanent ERT to monitor the behavior of natural areas allows to produce time-lapse images of resistivity contrasts in depth. We showed that resistivity sensitivity and evolution in time and space are linked to water content. In this way, the ERT ratios during the monitoring period indicate and localize the resistivity changes. Then, a negative change in a part of the profile shows a local increase in water content (when a positive change indicates a relative decrease in water content). Time-lapse ERT then appears to be a useful tool to highlight the evolution in time and space of the water content within the ground. Furthermore, we were able to establish an estimation of permeability coefficients when the infiltrated amount of water is constant. In the case of complex fluids exchanges in fracture networks and where the amount of water incomings is fluctuating, this calculation is hardly achievable and requires other data such as the available water capacity of the different layers estimated thanks to drilling samples.

It is worth noting that this parameters is fundamental in the knowledge of unstable zones such as fault areas or landslides, where water incomings act as triggers in several cases. Indeed, these areas can be affected by water pulses that are still little understood. Monitoring in an operational way these complex and subtle features and patterns remains a great advance in the characterization of the risky areas.

Finally, we managed to compare the natural complexity (landslides' complex fracture networks) with the simplicity through a natural model (controlled fluid injected into a known fault). These observations and interpretations showed that time-lapse ERT can help to analyze complex behaviors of complex natural systems. In spite of estimate a water

incoming into the ground, this method allows to observe the naturally brought water flow through a fault or a discontinuity. This can bring to appreciate the supposed draining role of the studied discontinuity.

Acknowledgements

This work has been supported by PACA Region OCA Observatory and INSU OMIV project (Landslides French Observatory). The authors address a special thanks to Julien Gance and Gilles Fischer for their help in the production of the ERT images.

References

Available in the general reference list at the end of this manuscript.

3. CONCLUSION

Finalement, nous avons encore une fois à travers ce travail montré la robustesse et la répétabilité de la méthode d'acquisition en continu de la tomographie électrique. Ces résultats et les interprétations qui les accompagnent présentent une complexité qui va de pair avec celle de l'objet étudié. En effet, lorsqu'un volume contrôlé de fluide est injecté dans une faille connue, il est relativement aisé d'interpréter les variations de résistivités observées comme étant le résultat de l'écoulement du fluide le long de l'anisotropie. En revanche, lorsqu'il s'agit d'observer les zones propices à l'infiltration dans une zone à la fracturation complexe comme sur le glissement de La Clapière, le travail interprétatif est moins évident.

Dans des sites tels que les glissements de terrain, caractérisés par une zone de porosité plus importante dans la partie superficielle, plusieurs processus sont en place en plus de l'infiltration directe de l'eau de pluie depuis la surface. Des écoulements plus profonds peuvent provenir des zones situées en amont du point d'observation. Leurs origines difficilement caractérisables peuvent alors être de nature variée. Localement, la présence de ces fluides ascendants peut être le résultat de remontée de fluides d'aquifères enfouis par augmentation de volume de ce dernier.

En prenant en compte ces considérations, il apparaît que cette méthode d'observation représente des avantages non négligeables quant à la caractérisation quantitative des processus en jeu dans les zones d'instabilité sujettes à des apports importants d'eau. En outre, afin de quantifier précisément la part de fluide issu de l'infiltration des eaux météoriques, il est nécessaire de compléter ces observations par une définition précise du flux de fluide considérée.

- CHAPITRE 4 -

DISCUSSION SUR L'APPROCHE MULTIVARIEE APPLIQUEE AUX SYSTEMES NATURELS COMPLEXES

- Christophe Blain, Gus 1 - Nathalie, Dargaud©, 2007 -

1. INTRODUCTION

Au cours de ce manuscrit, nous avons illustré la complexité que représentent les instabilités de versant soumis à des forçages extérieurs. Le milieu caractéristique de la zone d'instabilité répond différemment aux forçages selon de nombreux critères (intensité spatio-temporelle du forçage, état d'équilibre du versant). Ces systèmes ouverts subissent des transformations successives, consécutives à des échanges énergétiques et matériels avec le milieu extérieur.

La caractérisation de la dynamique de ces systèmes naturels ouverts passe par une définition des processus et des échanges entre ces systèmes et leur milieu extérieur. Pour arriver à ces fins, la prise en compte d'un maximum de variables définissant ces systèmes devient nécessaire. Nous avons vu que l'instrumentation en continu sur une échelle de temps permettant de déceler des variations saisonnières pouvant mener à des changements de régime dynamique était en mesure d'apporter des informations utiles pour décrire ces variables.

Les enjeux de ces observatoires sont de décrire et de caractériser l'évolution dans le temps et dans l'espace de ces échanges et de l'état d'équilibre du système étudié. Cependant, dans le cas d'un système complexe, il est difficile d'envisager l'ensemble des processus en cours et des variables qui perturbent l'état d'équilibre.

Il est en revanche possible de quantifier certains échanges et d'observer leurs effets sur les changements d'états des variables caractérisant le milieu interne. Les analyses bi-variées permettent d'établir des corrélations entre deux variables et ainsi estimer des quantités propres aux échanges étudiés (volumes transités, temporalité, seuils et intensités de réponse). Les interactions ayant lieu au sein de ces systèmes complexes ouverts vont cependant plus loin que des réactions entre deux variables et sont souvent le résultat de rétroactions. En effet des changements d'état d'une variable provoquent des réactions sur d'autres variables, faisant évoluer l'état d'équilibre du système dans sa globalité.

2. ANALYSE MULTIVARIEE

Afin de caractériser l'évolution des changements d'état d'un système complexe ouvert "versant instable", nous devons analyser conjointement les échanges et interactions concernant un maximum de variables. La difficulté d'une telle démarche réside dans l'impossibilité d'observer graphiquement les corrélations entre une multitude de variables.

2.1. ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES

2.1.1. PRINCIPE DE LA METHODE

L'analyse en composantes principales (ACP), est une méthode d'analyse statistique multivariée permettant d'observer graphiquement les corrélations entre différentes variables d'un échantillon composé de plusieurs individus. Ces individus sont ainsi définis par ces variables dont les valeurs diffèrent d'un individu à l'autre. La matrice des données utilisée pour mener cette analyse peut donc être représentée dans un espace dont la dimension correspond au nombre de variables étudiées.

L'ACP est utilisé pour synthétiser l'information fournie par ces variables par la réduction de la dimension de cette matrice de données en un nombre réduit de variables synthétiques, associées à des axes graphiques, par des combinaisons linéaires des variables originelles. Ces axes, ou composantes principales, sont construits de telle sorte à représenter la variance maximale de l'ensemble du jeu de données. Ces nouveaux axes, orthogonaux entre eux, normés et non-corrélés autorise l'élaboration d'une "sphère unité" ou, lorsqu'on s'intéresse à deux nouveaux axes, un cercle des corrélations. Dans la pratique, ces axes nouvellement formés permettent d'observer les relations entre les centres de gravité de l'ensemble des individus pour chaque variable et des variables pour chaque individu par leur proximité respectives dans ce repère (Grolier et Riss, 1997 ; Dagnelie, 1998).

Dans le cas de l'étude de l'évolution dans le temps d'un système complexe naturel, les variables correspondent aux paramètres internes définissant le système, tandis que les individus représentent les jours d'observation, le temps. L'ACP est donc utilisée pour identifier les relations linéaires qui existent entre ces différents paramètres au cours du temps.

Pour mener cette analyse, une première étape de préparation des données disponibles consiste à établir un tableau à p colonnes correspondant à p variables sur n lignes représentant n jours. Ainsi, pour caractériser un système et l'évolution de son état (défini par les p variables) dans le temps, on doit considérer la série temporelle la plus complète et la plus étendue.

Les variables analysées présentent des quantités, des unités et des amplitudes différentes. Pour rendre comparables les signaux issus de ces variables, il faut passer par une étape de normalisation des données, lors de laquelle les variables sont centrées et réduites par rapport à leurs variances respectives :

$$\mathbf{M}_{DCR} = \frac{x_{ij} - \overline{x_j}}{\sigma_j}, \quad (16)$$

où $\mathbf{M}_{DCR}$ est la matrice des données centrées réduite, x_{ij} est un terme général de la matrice des données initiale, $\overline{x_j}$ et σ_j, la moyenne et l'écart-type de la variable j sur l'ensemble des individus (jours) de i à n. Grâce à cette transformation, les variables affichent une variation de -1 à 1 centrée sur 0 rendant leur comparaison statistique possible (Grolier et Riss, 1997 ; Dagnelie, 1998 ; Lebourg, 2000).

La matrice des corrélations $\mathbf{M}_C$, obtenue grâce au produit matriciel de la transposée de la matrice des données centrées réduites par elle-même, divisé par le nombre d'individus N :

$$\mathbf{M}_C = \frac{{}^T\mathbf{M}_{DCR} \cdot \mathbf{M}_{DCR}}{N}, \quad (17)$$

est ensuite diagonalisée pour en déterminer les valeurs propres λ et vecteurs propres U. Ce sont ces produits de décomposition linéaire de la matrice des corrélations qui permettent l'établissement des nouveaux axes, composantes principales de l'analyse. Le nombre de valeurs et vecteurs propres est ainsi égal à la dimension de $\mathbf{M}_C$, soit $p \times p$ variables. De plus, la somme des valeurs propres, égale à la trace de $\mathbf{M}_C$ (somme des coefficients diagonaux, soit $1 \times p$), représente la variance totale (100%) de la matrice des corrélations. La décroissance des valeurs propres de λ_1 à λ_p illustre le pourcentage de variance absorbé par ces valeurs. Le taux de variance représenté par ces valeurs propres permet de déterminer les composantes principales F_1 à F_p représentant le mieux les corrélations de l'échantillon étudié.

De cette manière, on obtient les coordonnées des variables sur les nouveau axes par :

$$U_i \times \sqrt{\lambda_i}, \quad (18)$$

où i représente une composante principale. Ces coordonnées, de -1 à 1, peuvent être placées dans le cercle des corrélations pour une représentation graphique des corrélations entre l'ensemble des variables. On choisira dans la majeure partie des cas d'utiliser les deux premières composantes absorbant le plus de variance pour former le repère orthonormé (F_1F_2).

La représentation graphique des individus de l'échantillon sur ce même espace est obtenue par le calcul des coordonnées de ceux-ci, soit :

$$\mathbf{M}_{DCR} \cdot \mathbf{M}_U \quad (19)$$

où $\mathbf{M}_U$ représente la matrice des vecteurs propres.

2.1.2. DESCRIPTION DES VARIABLES UTILISEES

L'objectif de l'analyse multivariée appliquée à la description du comportement d'un système naturel est de prendre en compte le plus de paramètres propres à l'évolution temporelle du versant sur la plus grande période de temps possible permettant de déceler les changements de régime propres aux versants instables. Afin de mener une ACP, il est de plus nécessaire de disposer d'une base de données complète : pour chaque individus analysé (jour), les valeurs des variables considérées doivent entre connues. Dans le cas de l'application aux observations de versants en milieu naturel, l'instrumentation fournissant les données journalières peut être défaillante et les séries temporelles incomplètes.

Les deux glissements de terrain étudiés ici fournissent néanmoins des bases de données uniques et très riches. Nous avons choisi de prendre en compte les variables décrivant le comportement interne du versant afin de mettre en valeur les variations évolutives du versant lui-même. C'est pour cette raison que nous avons choisi d'omettre dans cette analyse les facteurs externes (output) tels que les précipitations. De plus, la corrélation entre la pluviométrie et les facteurs internes (piézométrie, cinématique, chutes de blocs, résistivité électrique) a été établie plus haut dans ce manuscrit.

Le glissement du Prat de Julian présente la base de données la plus complète sur la plus longue période de temps (2009 à 2016). Elle comprend les variables mesurées suivantes :

- Piézomètre C6,
- Clinomètre I6,
- Thermomètre C6,
- Résistivité électrique (moyenne et clusters).

Les données acquises sur le glissement de La Clapière étant moins continues et sur une période de temps plus courte, correspondant à la mise en place de l'OMIV fin 2011, nous avons choisi de présenté ici les résultats de l'ACP sur le glissement du Prat de Julian à Vence.

2.1.3. RESULTATS DE L'ACP

La première étape de l'ACP consiste à établir le nouveau repère d'observation des corrélations entre variables (composantes principales). En intégrant dans l'analyse les différentes variables présentées au-dessus, on obtient un repère F_1F_2 représentant 64% de la variance totale de la base de données journalières (Table 15), où la variance absorbées est donnée par :

$$Var_{abs} = \frac{\lambda_i + \lambda_j}{\sum_p \lambda_p}, \quad (20)$$

Avec $\Sigma_p\lambda_p$, la somme des valeurs propres de la matrice des corrélations (Table 16), égale à la trace de la matrice des corrélations.

Table 15 : Synthèse des résultats de l'élaboration des nouvelles composantes par l'ACP

composantes	**F_1**	**F_2**	**F_3**	**F_4**	**F_5**	**F_6**	**F_7**
Valeurs propres	2.96	1.50	1.20	0.82	0.33	0.14	0.04
Variance absorbée (%)	42.3	21.4	17.1	11.8	4.76	2.1	0.6
Variance cumulée (%)	42.3	63.7	80.8	92.6	97.3	99.4	100

Les corrélations sont graphiquement obtenues grâce au cercle des corrélations selon ces nouvelles composantes (Figure 113). Ainsi, plus une variable est proche du cercle, plus ce repère est représentatif des variations de cette variable. De la même manière, plus deux variables sont graphiquement proches dans le repère, plus ces deux variables sont corrélées sur le période de temps considérée (*a contrario*, si deux variables sont symétriquement opposées par rapport au centre du cercle, elles sont négativement corrélées).

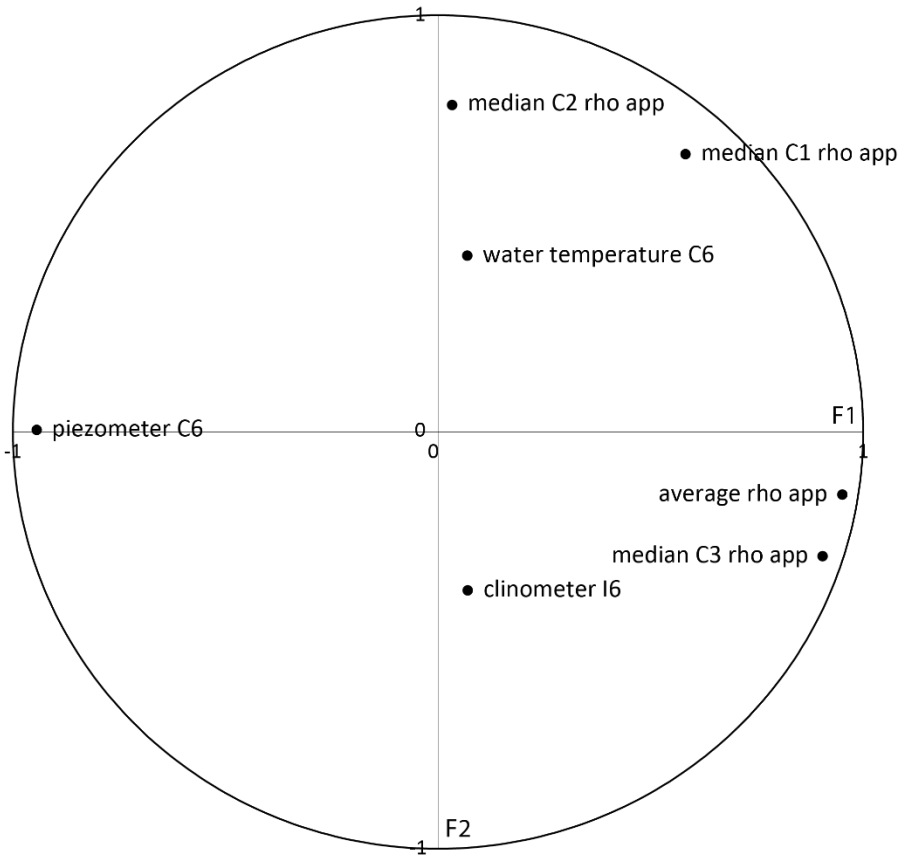


Figure 113 : Cercle des corrélations selon les axes F_1 et F_2 indiquant les corrélations entre les variables du système.

L'analyse des variables dans le plan F_1F_2 permet de distinguer plusieurs groupes :

- Un premier groupe, proche de l'axe F_1, comprenant les valeurs moyennes des mesures journalières de résistivité apparentes ainsi que les valeurs médianes du *cluster* 3 des résistivités apparentes, préalablement identifié comme marqueur de zones à fortes variabilités hydrologiques. Leur proximité, indiquant une corrélation forte, s'explique par les valeurs fortes du *cluster* 3 des résistivités apparentes, influençant la valeur moyenne de la totalité des mesures journalières. En outre, leur position opposée à celle du piézomètre C6 indique une corrélation négative forte. L'influence du niveau piézométrique sur certaines zones du glissement de terrain est encore ici mise en évidence. La position du clinomètre I6, dans le même quart de cercle que les variables de résistivité apparente, est éloignée du cercle et ne permet donc pas d'affirmer des corrélations claires avec les autres variables. En effet, cette variable semble peu contribuer à l'élaboration du repère F_1F_2.
- Un deuxième groupe, proche de l'axe F_2 réunit les valeurs médianes journalières des *clusters* 2 et 3 de résistivité apparente. Ces deux variables sont graphiquement assez proches de la température de l'eau au forage C6, indiquant une probable influence de cette variable sur les valeurs de résistivité apparentes au niveau des *clusters* 2 et 3. Cependant, la variable de température, au même titre que le clinomètre I6, est éloignée de la bordure du cercle, indiquant une faible représentativité du repère pour cette variable.

La position de ces deux groupes dans le cercle des corrélations nous indique une dé-corrélation entre ces variables. Il semblerait en effet que les *clusters* 2 et 3 présentent des

variations différentes des autres données de résistivité apparente. Afin d'apprécier quantitativement des corrélations, il convient de regarder la matrice des corrélations (Table 16), dans lesquelles on retrouve les liens entre variables décris plus haut.

Table 16 : Matrice des corrélations pour les variables utilisées dans l'ACP. Le rouge foncé indique des corrélations négatives inférieures à -0.7, tandis que le vert foncé, des corrélations supérieures à 0.7. Les couleurs plus claires (orange et jaune) illustrent des corrélations modérées, aux alentours de 0.5 (négatives et positives respectivement).

	Clinometer I6	Piezometer C6	Water temp. C6	Rho app. average	C1 rho app. median	C2 rho app. median	C3 rho app. median
Clinometer I6	**1**	-0.093	-0.242	0.031	0.003	-0.089	0.042
Piezometer C6	-0.093	**1**	-0.032	**-0.846**	-0.55	-0.021	**-0.796**
Water temp. C6	-0.242	-0.032	**1**	-0.043	0.237	-0.049	0.029
Rho app. average	0.031	**-0.846**	-0.043	**1**	0.392	-0.031	**0.932**
C1 rho app. median	0.003	-0.55	0.237	0.392	**1**	0.464	0.242
C2 rho app. median	-0.089	-0.021	-0.049	-0.031	0.464	**1**	-0.206
C3 rho app. median	0.042	**-0.796**	0.029	**0.932**	0.242	-0.206	**1**

Le repère F_1F_2 établi pour la projection des corrélations entre les variables permet également d'observer des similarités statistiques entre les individus (jours) de l'ensemble de l'échantillon (Figure 114).

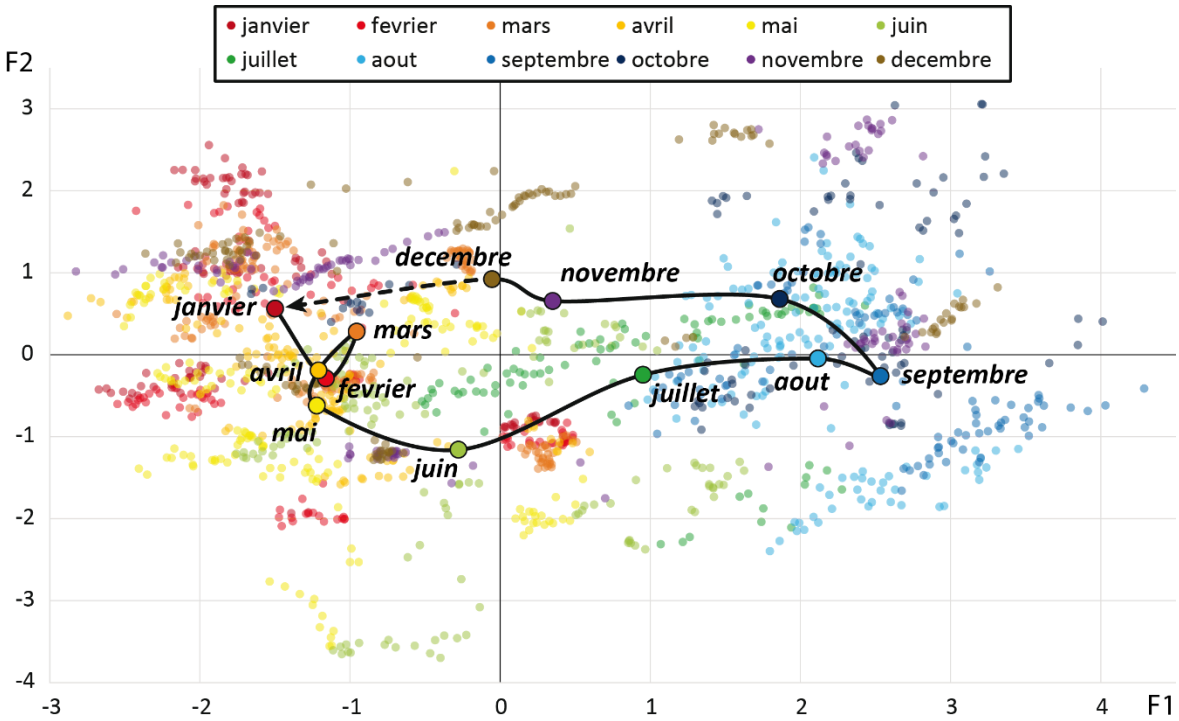


Figure 114 : Projection de l'espace des individus (jours d'acquisition) dans le repère F_1F_2 et les barycentres des nuages de points pour les différents mois de l'année sur toute la période analysée.

Cette représentation permet d'observer des tendances temporelles du comportement du versant où des jours d'observation sont comparables lorsqu'ils correspondent à une même

période de l'année. En effet, lorsqu'on représente l'ensemble de la période d'acquisition disponible (2009 à 2015), il est possible d'observer des tendances mensuelles dans la position et la forme moyenne des nuages de points correspondant à une période de l'année sur l'ensemble de la période d'observation :

- On retrouve regroupés assez densément les jours correspondant au début de l'année (janvier à mai) ;
- Opposés le long de l'axe F_1, les jours de la fin de la fin de l'été sont groupés (août à octobre) ;
- Entre ces deux zones du graphique, les jours correspondant aux mois de transition (juin-juillet et novembre-décembre) présentent des répartitions plus étendues.

Finalement, lorsque qu'on regarde l'évolution de la position de ces nuages de points par mois, on observe un déplacement des barycentres moyens mensuels, formant une boucle de janvier à décembre. Ce cycle semble représenter l'évolution moyenne annuelle de l'état interne du versant. Il est important de préciser que le sens des changements de direction (horizontal et vertical) au cours de ce cycle est influencé par les variables représentant le plus les axes du repère (F_1 et F_2 respectivement).

La densité des points de l'espace des individus rend l'analyse de l'évolution temporelle de ces cycles annuels du versant complexe. En effet, les petites variations journalières perturbent l'observation de ces cycles à l'échelle annuelle. Afin de caractériser ces évolutions comportementales saisonnières au cours du temps, il convient de prendre en compte les variations des variables du système à l'échelle mensuelle. Ainsi, lorsqu'on réalise l'ACP en considérant les moyennes mensuelles des variables considérées précédemment, on peut observer graphiquement sur l'espace F_1F_2 nouvellement établi l'évolution des contributions affectant le versant pour les mois observés (Figure 115).

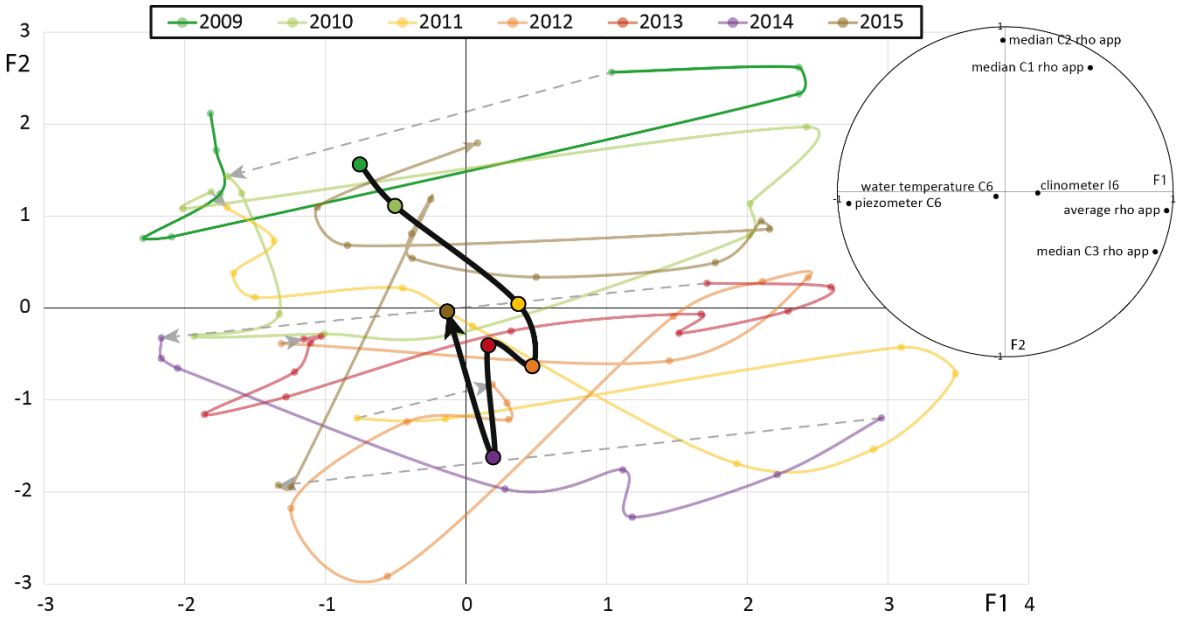


Figure 115 : Résume de l'ACP réalisée avec les moyennes mensuelles des variables du système. Cercle des corrélations du nouveau repère F_1F_2 et projection de l'espace des individus (moyennes mensuelles) dans le repère F_1F_2 avec les barycentres des nuages de points pour les différentes années d'observation.

Ce nouveau repère d'analyse multivariée (représentant 64% de la variance totale de l'échantillon des moyennes mensuelles) permet d'apprécier les changements de

comportement du système à l'échelle saisonnière et de reproduire les boucles comportementales observées dans la Figure 114 pour les différentes années d'observation instrumentale du versant. Grâce aux positions des barycentres de ces nuages de points de moyennes mensuelles représentant la position moyenne annuelle du système dans ce repère statistique, il est possible d'observer une dérive de l'état d'équilibre du système au cours de la période étudiée. En effet, le système semble subir des transformations changeant son état d'origine. L'irréversibilité de ces transformations explique ces changements observés au cours du temps par l'analyse statistique multivariée.

Finalement, la méthode d'ACP appliquée aux données issues de l'instrumentation pluriannuelle d'un versant semble apporter des informations qualitatives importantes sur le caractère évolutif de son comportement interne. L'élaboration de composantes d'analyse représentant une grande partie de la variance totale du système permet de prendre en compte un maximum de contributions des variables évolutives de ce système instable.

Afin d'établir un lien entre ces changements comportementaux et le forçage externe principal qu'est la pluie, nous pouvons analyser les variations de coordonnées du système selon l'axe F_1, composante représentant le plus de variance du repère multi-composantes et le lien de ces variations avec les précipitations enregistrées. Ainsi, lorsqu'on regarde les variations de changements de coordonnées des individus (moyennes mensuelles des variables du système) selon F_1, soit la dérivée de la position d'un individu selon l'axe F_1 par rapport au temps, on observe une similarité avec les contributions pluviométriques mensuelles (Figure 116). Ce résultat met en évidence l'effet du facteur externe météorologique sur l'évolution comportementale du système étudié.

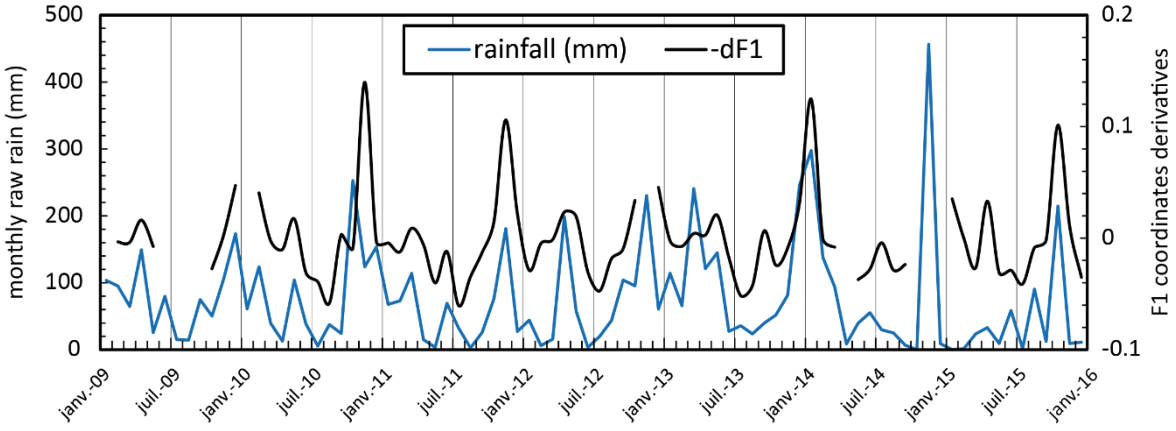


Figure 116 : Opposée de la dérivée de la position des individus (moyennes mensuelles) selon l'axe F_1 en fonction du temps et les précipitation mensuelles brutes enregistrées à Vence.

2.2. LE TEMPS DANS LES INSTABILITES DE VERSANTS

Les méthodologies d'observation développées au cours de ce travail ont permis de mettre en avant différents liens entre les variables descriptives du comportement de versants instables, notamment grâce à l'approche d'analyse multivariée. Plus particulièrement, nous avons pu mettre en évidence des cyclicités saisonnières au cours des années d'observation en continu. En effet, les résultats de cette étude montrent des variations de comportements

des versants étudiés en fonction de la période de l'année et donc des variations du climat local :

- A La Clapière, les régimes pluvieux importants au printemps induisent des accélérations notables de la cinématique du versant ;
- Au Prat de Julian, le niveau piézométrique montre une recharge saisonnière des nappes de surface influençant les déformations de surface.

Dans les deux cas étudiés, la temporalité des régimes pluvieux est le paramètre d'influence clé dans la compréhension de la dynamique observée. Cependant, les réactions du versant face à ces sollicitations présentent des temporalités variables et dépendent de l'ampleur de la réponse et du signal observé :

- L'infiltration directe de l'eau de pluie (mesurée par résistivité électrique) dans un milieu fracturé et poreux comme la partie superficielle d'un glissement de terrain se produit rapidement (quelques heures à quelques jours) ;
- Sur un glissement de relativement petite ampleur comme celui du Prat de Julian, les déformations de surface (mesurée par clinomètres) sont directement influencées par les recharges piézométriques, et surviennent très rapidement après des précipitations importantes ;
- Sur le glissement de La Clapière, aux proportions beaucoup plus importantes, les conséquences d'un régime de pluie soutenue pendant une certaine période de temps implique des accélérations du mouvement de plusieurs semaines avec un temps de décalage pouvant atteindre plusieurs jours. Cependant, des désordres de surface (chutes de blocs) surviennent de façon quasi instantanée après une pluie d'une certaine intensité.

La notion de seuil de déclenchement est étroitement liée à ces temps de réponses aux sollicitations externes. En effet, suivant l'instabilité considérée et son ampleur, les quantités énergétiques et matérielles nécessaires pour déclencher une réaction du versant vont être différentes. De plus, la complexité de ces objets naturels rend les liens entre forçages et réactions très subtiles. L'existence de "cascades réactionnelles" (la pluie impacte le niveau piézométrique qui provoque des déformations en profondeur impliquant des mouvements de surface…) et de rétroactions (la recharge d'aquifères par l'infiltration peut faire remonter des fluides par augmentation de volume de ces derniers) implique la mise en place d'une observation multi-paramètres pour comprendre les changements comportementaux à l'échelle du versant.

L'approche statistique multivariée (ACP) nous a permis de mener cette analyse. En intégrant le temps dans cette étude, il nous a été possible de mettre en avant des cycles comportementaux du versant du Prat de Julian en prenant en compte l'ensemble des paramètres évolutifs internes de l'instabilité. Ces cycles présentent des variations saisonnières liées aux précipitations faisant évoluer l'état d'équilibre du versant au cours des années d'observation.

La mise en évidence de la dérive de ces cycles au cours du temps permet de considérer ces systèmes naturels comme des objets évolutifs au cours du temps et dont les transformations liées aux échanges avec le milieu extérieur sont irréversibles. Les cycles observés permettent également de considérer les objets naturels étudiés comme des systèmes très réactifs.

C’est l’analyse multi-paramètres d’un système naturel qui permet l’observation de tels changements d’état et de considérer les versants naturel comme des systèmes non stationnaires. La notion de stabilité du versant est alors intrinsèquement liée à cette non-linéarité comportementale. L’influence permanente des sollicitations externes agit sur l’évolution des changements d’état de stabilité et conduit inévitablement à une dégradation du massif.

L’approche multi-paramètres temporelle apporte ainsi une vision dynamique du comportement interne d’un versant sujet à l’instabilité. Elle permet de suivre son évolution depuis la mise en place de la rupture et l’initiation de l’instabilité jusqu’au dépôt de la masse décrochée et le retour à la stabilité (Figure 4). Il est alors possible de définir un temps caractéristique correspondant à la phase d’activité d’un versant. Les différentes phases d’accélérations et de déformations d’échelles saisonnières au sein des phases d’activité sont capitales à déterminer et conditionnent la temporalité de l’activité. De plus, la succession de phases d’activité d’un versant, s’étendant sur des échelles pluriannuelles à millénaires, illustrent les différents états menant à la dégradation d’un versant.

Il est ainsi possible de définir plusieurs échelles d’activité pour caractériser la détérioration d’un versant. Ce dynamisme multi-échelle permet de considérer les versants naturels comme des systèmes dont les phases d’activité constituent des périodes de la "vie" du versant actif et dont les cycles saisonniers correspondent à l’impact des multiples sollicitations externes que subit le système menant à l’inexorable altération.

3. CRITIQUE SUR L'APPROCHE MULTIPARAMETRES

A travers ce travail, nous avons démontré que la prise en compte d'un maximum de variables pour rendre compte du comportement d'un système naturel soumis à des forçages externes était une nécessité. Plus précisément, l'acquisition de données réelles sur une période de temps rendant compte de changements de régime du système dynamique était la clé pour une observation précise et fiable.

Obtenir et rendre disponible de tels jeux de données reste cependant un défi scientifique. En effet, la mise en place et la maintenance de stations de mesures autonomes et multi-paramètres en milieu naturel, et parfois isolé, nécessite des considérations logistiques importantes. Pour valider des interactions entre les variables définissant le système et les apports du milieu extérieur, il faut pouvoir les observer sur des chroniques temporelles significatives et continues. Ainsi, le moindre dysfonctionnement instrumental ou une perte de données importante peuvent mettre en péril l'étude de suivi sur le long terme.

Ensuite l'utilisation d'une méthode d'observation ou d'un outil doit être stratégique : on peut alors discriminer les méthodes d'observation ponctuelles de diagnostic préliminaire à l'instrumentation longue durée des méthodes de suivi observationnel. Les premières (observations visuelles, télédétection, électromagnétisme, sismique active, ERT) permettent d'estimer qualitativement les paramètres clés contrôlant l'évolution de l'instabilité (caractérisation de la rupture, identification des zones instables, géométrie de la subsurface) et de définir une stratégie efficace d'observation, tandis que les dernières (suivi cinématique et géotechnique, sismicité et bruit sismique, *time-lapse* ERT) sont utilisées pour la mise en place des observatoires naturels. Il existe donc pour l'observation par l'instrumentation une réelle difficulté résidant dans l'implantation des outils de mesure : elle doit en effet pouvoir capter des signaux caractéristiques et mettre en évidence les possibles découplages entre différentes zones.

Une autre caractéristique fondamentale à prendre en compte dans l'instrumentation longue durée est la définition de la fréquence d'échantillonnage des mesures. Ces différentes fréquences vont dépendre de plusieurs paramètres :

- Il faut qu'elles puissent être assez larges pour fournir des signaux précis, mais assez basse pour éviter d'encombrer les bases de données de bruit instrumental ;
- Elle doit être adaptée à la dynamique réactionnelle de l'instabilité : les périodes de changements de régime et d'inertie doit être prises en compte dans la mise en place de l'instrumentation longue durée.
- Elles dépendent des instruments de mesures eux-mêmes et du signal que l'on souhaite mesurer : la tomographie électrique nécessite plusieurs dizaine de minutes pour effectuer un profil, tandis que les récepteurs GNSS peuvent mesurer des positions chaque seconde. Une difficulté réside ici dans l'uniformisation des fréquences d'échantillonnage afin de rendre robustes les comparaisons entre les signaux.

La complexité des interactions existant au sein d'un versant instable rend les analyses statistiques bivariées insuffisantes pour expliquer la dynamique des réponses aux forçages externes. De plus, l'évolution de l'état de stabilité du versant présente une dimension temporelle à intégrer dans l'observation comportementale post-rupture. Les analyses

multivariées temporelles apparaissent alors comme pertinentes pour apporter une vision globale de l'évolution du comportement d'un versant.

Les analyses statistiques multivariées, telles que les analyses en composantes principales, sont dépendantes des données utilisées. Afin d'être représentatif du comportement du versant étudié, il faut utiliser une base de donnée appropriée :

- Les variables choisies doivent être représentatives de variations de comportement propres aux versants.
- Pour un résultat statistique significatif, il faut une base de données avec le plus grand nombre de variables sur un échantillon (période de temps) le plus grand possible. Cependant, chaque variable utilisée dans l'analyse doit être représentative d'un seul signal. En effet, la présence de plusieurs variables exprimant le même signal influe sur la variance totale de l'échantillon, faussant ainsi les contributions des autres variables dans l'élaboration du repère d'analyse multivariée.
- La définition des individus de l'échantillon (fréquence d'échantillonnage utilisée) détermine l'échelle temporelle des variations comportementales du système : les variations journalières, saisonnières ou interannuelles sont alors mises en évidence.

L'avantage principal de l'analyse statistique multivariée est la mise en évidence d'un comportement général du système étudié en prenant en compte le maximum d'interactions au sein de ce système. Cependant, l'uniformisation des variables et des individus de la base de données ne permet pas de prendre en compte les variations du système se produisant à des échelles différentes que celles définies par les individus de l'échantillon analysé.

En effet, les décalages temporels existant entre l'arrivée d'un forçage et la réponse du système sont difficilement pris en compte dans les analyses multivariées. Les interactions entre les nappes profondes et superficielles dans les versants étudiés, mises en évidence par tomographie électrique, présentent des chroniques temporelles dépendant des apports d'eau météoriques (volume, durée, intensité) et sont déterminantes dans l'évolution de la déformation. L'intégration d'analyses géochimiques et isotopiques des eaux de pluies et de sources à la sortie des versants étudiés seraient alors judicieux pour contraindre ces chroniques d'infiltration.

Finalement, il est incontestable que ces analyses doivent être précisées et contraintes par des études poussées d'observation et de caractérisation directes de terrain. Des campagnes de cartographie géologiques et structurales précises doivent être menées en amont et au cours du suivi instrumental pour affiner et clarifier la compréhension du fonctionnement comportemental du système "versant instable".

Afin de confirmer et de perfectionner l'efficacité de la méthode d'analyse multi-paramètres appliquée aux comportements des versants instables, il conviendrait de l'appliquer sur d'autres instabilités instrumentées et disposant d'une base de données significative en termes de nombre de variables caractérisant le massif et de temps de suivi en continu. La dynamique du versant étudié, qui détermine la fréquence de mesure des variables utilisées dans l'analyse, le type d'instruments installés et de signaux enregistrés, le forçage principal impliqué dans la déstabilisation impliquent une adaptation de la méthode spécifique à chaque versant.

Dans le cas du DSL de La Clapière, la continuité du suivi et le nombre de variables caractéristiques du comportement du versant ne permet pas encore de réaliser une analyse multivariée robuste et significative. L'intégration de variables telles que le suivie du bruit de

fond sismique ou les variations hydrogéochimiques des eaux de source mesurées en bas du glissement permettrait d'ajouter des variables pertinentes à l'analyse.

CONCLUSIONS GENERALES

La définition d'un versant géologique en cours de déstabilisation implique la prise en compte d'une multitude de paramètres propres à chaque zone étudiée (contexte et héritage géostructural, mécanisme de rupture, facteurs de déstabilisation). Cette complexité conduit à la non unicité des processus de déstabilisation et rend de ce fait très difficile une inter-comparaison des objets étudiés.

Si des caractéristiques intrinsèques (lithologie, structure interne, fracturation, couvert végétal, anthropisation) peuvent être déterminées pour chaque versant étudié et constituer ainsi une base de comparaison, les facteurs d'influence, ou forçages entrant (*inputs*), sont des variables évolutives clés qui conditionnent l'état d'équilibre de l'instabilité en cours et fournissent des signaux de sortie spécifiques (*outputs*), fondamentaux dans la compréhension du comportement d'une instabilité de versant. Il est ainsi légitime d'observer les versants instables comme des systèmes naturels ouverts dont les interactions complexes et subtiles entre *inputs* et *outputs* rendent compte des échanges avec le milieu externe et le milieu interne de l'objet.

Les outils et les approches d'observation présentent une diversité qui permet également d'envisager différentes méthodes d'analyse et de caractérisation adaptées aux comportements et aux morphologies des zones étudiées, mais également au facteur d'influence considéré. Cette variété de l'étude observationnelle offre ainsi la possibilité d'une vision d'ensemble des processus comportementaux contrôlant la dynamique des instabilités de versant.

De ce fait, le suivi temporel, rendu possible grâce à l'instrumentation permanente et autonome, a le pouvoir de fournir des informations sur l'évolution spatio-temporelle d'un versant instable. Cette mise en place reste cependant un réel challenge, tant sur le plan technique que scientifique : en effet, le type d'instrument utilisé, la fréquence d'échantillonnage considérée, ainsi que la localisation de(s) la station(s) de mesure définissent la qualité du suivi observationnel. Ce concept d'acquisition et de diffusion de données réelles multi-paramétriques est adopté par les observatoires multidisciplinaires naturels tels que l'OMIV.

Deux "glissements-observatoires" des Alpes du Sud françaises ont été étudiés à travers ce travail : La Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée et le Prat de Julian à Vence, dans les Alpes Maritimes, aux caractéristiques morphologiques (volumes, géologie, héritage et contexte structural) et cinématiques très différentes. Ces deux sites présentent cependant des points communs :

- Le forçage météorologique est le principal facteur agissant sur l'évolution des déformations.
- Ces deux sites présentent une base de données multi-paramètres précise et continue s'étendant sur plusieurs années.

A Saint-Etienne-de-Tinée, le suivi observationnel multi-paramètres a permis de quantifier certaines valeurs clés (valeurs seuils de l'augmentation de la vitesse du glissement et/ou de l'intensité des désordres de surface, temps de réaction et de récurrence de ces signaux aux forçages identifiés) qui caractérisent l'instabilité par la mise en évidence des liens entre signaux entrants et sortants. Ces paramètres clés définis grâce à l'observation instrumentale multi-paramètres sont spécifiques à chaque zone étudiée. Ils restent cependant primordiaux à prendre en compte dans l'élaboration de modèles. Le suivi observationnel apparaît donc comme essentiel et nécessaire à mettre en place pour envisager le développement de modèles prédictifs ou de système d'alerte.

L'analyse du suivi observationnel du site du Prat de Julian, à Vence, a permis plus particulièrement l'identification des zones de la subsurface correspondant à des comportements hydrogéologiques semblables, grâce à l'élaboration de *clusters* spatio-temporels de résistivité électrique apparente. En effet, l'acquisition de tomographie électrique en continu (*time-lapse* ERT), permet de mettre en évidence des variations de conductivité en profondeur où les contrastes géophysiques alors identifiés sont générés par les apports extérieurs. Ces variations sont à mettre en relation avec les changements des conditions internes du versant.

A travers ce travail, nous avons montré à plusieurs reprises que cet outil présentait une grande habilité à éclairer les liens entre l'activité météorologique et le comportement géoélectrique en profondeur. Cependant, les données issues de cette méthode d'observation géophysique non-invasive et indirecte sont complexes à interpréter, surtout lorsque l'objet étudié présente une forte hétérogénéité :

- Dans le cas de l'observation d'un volume d'eau connu et continu s'infiltrant dans une anisotropie simple, il est possible d'interpréter les variations de résistivité comme le résultat d'un écoulement dans le milieu. Cette application apparaît alors très efficace pour comprendre et caractériser des systèmes de chenalisation en milieu naturelle.
- L'observation de l'infiltration naturelle des précipitations dans une zone altérée, poreux et hétérogène affectée par des réseaux de fractures, telle que la partie superficielle des glissements de terrain, est plus délicate à interpréter. La résolution spatio-temporelle de cette méthode rend en effet difficile la discrimination entre les différentes origines des fluides impliqués dans l'infiltration : des écoulements internes provenant de zones d'infiltration situées en amont de la mesure peuvent alors perturber le signal.

La méthode d'acquisition de tomographie électrique en *time-lapse* présente donc des avantages très intéressants pour apporter des grandeurs quantitatives dans la caractérisation des processus affectant les zones d'instabilité dont la dynamique est influencée par des apports d'eau. Cependant, afin de préciser la nature des écoulements, il faut accompagner ces analyses par des études ou des méthodes d'observation supplémentaires :

- Les observations directes et les études de terrain restent fondamentales et essentielles pour contraindre et expliciter les données géophysiques ;
- Des études hydrogéochimiques des eaux de pluies et des eaux de sources au bas des instabilités étudiées peuvent apporter de précieuses informations dans la chronique des écoulements et la nature des terrains traversés par les fluides ;

- L’installation d’un dispositif de tomographie électrique permanent complémentaire dans la partie supérieure de l’instabilité peut également permettre de réaliser un suivi de l’écoulement et permettre d’identifier la part de fluide provenant de l’amont.

Finalement, les données acquises par les observatoires naturels multi-paramètres rendent possibles les études multivariées. Ces analyses apportent des résultats importants pour la compréhension du comportement des versants instables. Dans ce travail, nous avons présenté des méthodologies permettant de mettre en évidence les interactions entre les différentes variables évolutives caractérisant l’état d’équilibre d’un versant soumis à l’instabilité gravitaire. Cependant, il faut intégrer dans ces interprétations la complexité et la variabilité spatiale (d’un versant à l’autre, au sein d’une même instabilité) et temporelle (échelles journalières, saisonnières, interannuelles, géologique) des processus physiques en jeux au sein des versants instables.

Enfin, l’instrumentation des glissements de terrain reste encore technique et parfois lourde à mettre en place. Le développement de stations mesures multi-paramètres autonomes (tomographie électrique permanente, GNSS, suivi météorologique, antenne sismologique, transmission en temps réel ou quasi-réel des données acquises) doit être encouragé. En effet, la création de stations multifonctions maniables et aisées à installer pourrait grandement améliorer la création d’observatoires multidisciplinaires en milieu naturel. Cette perspective offrirait également l’opportunité d’optimiser les collaborations avec les communes impactées par ces risques parfois coûteux et tragiques cherchant à mettre en place des mesures de prévention et de stabilisation des versants.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- A -

Abolmasov B., Milenković S., Marjanović M., Đuric U., Jelisavac B. (2014), A geotechnical model of the Umka landslide with reference to landslides in weathered Neogene marls in Serbia, Landslides 12:689-702 (doi: 10.1007/s10346-014-0499-4)

Afshar A., Abedi M., Norouzi G.-H., Riahi M.-A. (2015), Geophysical investigation of underground water content zones using electrical resistivity tomography and ground penetrating radar: a case study in Hesarak-Karaj, Iran, Engineering Geology 196:183-193 (doi: 10.1016/j.enggeo.2015.07.022)

Agliardi F., Crosta G., Zanchi A. (2001), Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics, Engineering Geology 59:83-102 (PII : S0013-7952(00)00066-1)

Agliardi F., Crosta G.B., Zanchi A., Ravazzi C. (2009), Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy, Geomorphology 103:113-129 (doi: 10.1016/j.geomorph.2007.09.015)

Agliardi F., Crosta G.B., Frattini P., Malusà M.G. (2013), Giant non-catastrophic landslides and the long-term exhumation of the European Alps, Earth and Planetary Science Letters 365:263-274 (doi: 10.1016/j.epsl.2013.01.030)

Akpan A.E., Ilori A.O., Essien N.U. (2015), Geophysical investigation of Obot Ekpo Landslide site, Cross River State, Nigeria, Journal of African Earth Sciences 109:154-167 (doi: 10.1016/j.afrearsci.2015.05.015)

Alimohammadlou Y., Najafi A., Yalcin A. (2013), Landslide process and impacts: A proposed classification method, Catena 104: 219-232 (doi: 10.1016/j.catena.2012.11.013)

Amidu S.A., Dunbar J.A. (2007), Geoelectric studies of seasonal wetting and drying of a Texas Vertisol, Vadose Zone Journal 6(3):511-523 (doi: 10.2136/vzj2007.0005)

Angeli M.-G., Pasuto A., Silvano S. (2000), A critical review of landslide monitoring experiences, Engineering Geology 55:133-147 (PII: SZ0013-7952(99)00122-2)

Antoine P., Giraud A. (1995), Typologie des mouvements de versants dans un contexte opérationnel, Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur 51:57-62

Archie G.E. (1941), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Transaction of AIME, 146:54-62

Aucelli P.P.C., Casciello E., Cesarano M., Perriello Zampelli S., Rosskopf C.M. (2013), A deep, stratifically controlled landslide: the case of Mount La Civita (Molisse, Italy), Landslides 10(5):645-656 (doi: 10.1007/s10346-012-0351-7)

Audra P. (2005), The Annot area. Relief, geological structure and geomorphology, in Méailles et la region d'Annot, Karstic Cultural Landscapes, 11-17

- B -

Bachmann D., Bouissou S., Chemenda A. (2004), Influence of weathering and pre-existing large scale fractures on gravitational slope failure : insights from 3-D physical modelling, Natural Hazards and Earth System Sciences, 4:711-717 (SEef-ID : 1684-9981/nhess/2004-4-711)²

Bachmann D. (2006), Modélisation physique tridimentionnelle des mouvements gravitaires de grande ampleur en milieu rocheux, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 135pp.

Ball L.B., Ge S., Caine J.S., Revil A., Jardani A. (2010), Constraining fault-zone hydrogeology through integrated hydrological and geoelectrical analysis, Hydrogeology Journal 18:1057-1067 (doi: 10.1007/s10040-010-0587-z)

Barker R., Moore J. (1998), The application of time-lapse electrical tomography in groundwater studies, The Leading Edge 17(10):1454-1458

Beck A.C. (1968), Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment, N.Z. Journal of Geology and Geophysics 11:191-199

Bernardie S., Desramaut N., Malet J.-P., Gourlay M., Grandjean G. (2014), Prediction of changes in landslide rates induced by rainfall, Landslides (doi: 10.1007/s10346-014-0495-8)

Bichler A., Bobrowsky P., Best M., Douma M., Hunter J., Calvert T., Burns R. (2004), Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide, Landslides 1:29-40 (doi: 10.1007/s10346-003-0008-7)

Bièvre G., Jongmans D., Winiarski T., Zumbo V. (2012), Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièvres area, French Alps), Hydrological Processes 26:2128-2142 (doi: 10.1002/hyp.7986)

Bièvre G., Jongmans D., Goutaland D., Pathier E., Zumbo V. (2015), Geophysical characterization of the lithological control on the kinematic pattern in a large clayey landslide (Avignonet, French Alps), Landslides (doi: 10.1007/s10346-015-0579-0)

Bighash P., Mergulet D. (2015), Application of factor analysis and electrical resistivity to understand groundwater contributions to coastal embayments in semi-arid and hypersaline coastal settings, Science of the Total Environment 532:688-701 (doi: 10.1016/j.scitotenv.2015.06.077)

Bigot-Cormier F., Poupeau G., Sosson M. (2000), Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) relevées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons), C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 330:363-370 (S1251805000001270/FLA)

Bigot-Cormier F., Braucher R., Burlès D., Guglielmi Y., Dubar M., Stéphan J.-F. (2005), Chronological constraints on processes leading to large active landslides, Earth and Planetary Science Letters 235:141-150 (doi: 10.1016/j.epsl2005.03.012)

Bigot-Cormier F., Sosson M., Poupeau G., Stéphan J.-F., Labrin E. (2006), The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Western Alps, France-Italy): an overview from the analysis of fission tracks in apatites and zircons, Geodinamica Acta 19(6):455-473

Binet S. (2006), L'hydrochimie, marqueur de l'évolution à long terme des versants montagneux fractures vers de grands mouvements de terrain, Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, France, 190pp.

Binet S., Jomard H., Lebourg T., Guglielmi Y., Tric E., Bertrand C., Mudry J. (2007), Experimental analysis of groundwater and artificial water chemical tracers, Hydrol. Process. 21:3463-3472 (doi: 10.1002/hyp.6579)

Binley A., Winship P., West L.J., Pokar M., Middleton R. (2002), Seasonal variation of moisture content in unsaturated sandstone inferred from borehole radar and resistivity profiles, Journal of Hydrology 267:160-172 (PII: S0022-1694(02)00147-6)

Bock Y., Melgar D. (2016), Physical applications of GPS geodesy: a review, Reports on Progress in Physics 79(106801):1-119 (doi: 10.1088/0034-4885/79/10/106801)

Bogdanoff S. (1980), Analyse structural dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes), Thèse de Doctorat, Université de Paris-Sud XI, France, 269pp

Bogdanoff S. (1986), Evolution de la partie occidentale du massif cristallin externe de l'Argentera. Place dans l'arc alpin, Géologie de la France 4:433-453

Bogdanoff S, Michard A., Mansour M., Poupeau G. (2000), Apatite fission track analysis in the Argentera massif: evidence of contrasting denudation rates in the External Crystalline Massifs of the Western Alps, Terra Nova 12(3):117-125

Bogaard T.A., Antoine P., Desvarreux P., Giraud A., van Asch T.W.J. (2000), The slope movements within the Mondorès graben (Drôme, France); the interaction between geology, hydrology and typologie, Engineering Geology 55:297-312 (PII: S0013-7952(99)00084-8)

Bois T., Bouissou S., Guglielmi Y. (2008) Influence of major inherited faults zones on gravitational slope deformation: A two-dimensional physical modelling of the La Clapière area (Southern French Alps), Earth and Planetary Science Letters 272:709-719 (doi: 10.1016/j.epsl.2008.06.006)

Bois T., Tric E., Lebourg T. (2014), Influence of inherited topography on gravitational slope failure: three-dimensional numerical modelling of the La Clapière slope, Alpes-Maritimes, France, Terra Nova 0(0):1-9 (doi: 10.1111/ter.12105)

Bombard J.-P. (1968), Une approche des problems poses par l'étude des mouvements de terrain – Essai méthodologique, Université de Grenoble, France, 311pp.

Boon D.P., Chambers J.E., Hobbs P.R.N., Kirkham M., Merritt A.J., Dashwood C., Pennington C., Wilby P.R. (2015), A combined geomorphological and geophysical approach to characterising relict landslide hazard on the Jurassic Escarpments of Great Britain, Geomorphology 248:296-310 (doi: 10.1016/j.geomorph.2015.07.005)

Booth A.M., Lamb M.P., Avouac J.-P., Delacourt C. (2013), Landslide velocity, thickness, and rheology from remote sensing: La Clapière landslide, France, Geophys. Res. Lett. 40:4299-4304 (doi: 10.1002/grl.50828)

Borrelli L., Greco R., Gullà G. (2007), Weathering grade of rock mass as a predisposing factor to slope instabilities: Reconnaissance and control procedures, Geomorphology 87:158-175 (doi: 10.1016/j.geomorph.2006.03.031)

Brückl E., Brunner F.K., Kraus K. (2006), Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data, Engineering Geology 88:149-159 (doi: 10.1016/j.enggeo.2006.09.004)

Brunet P., Clément R., Bouvier C. (2010), Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) – A case study in the Cevennes area, France, Journal of Hydrology 380:146-153

- C -

Caine J.S., Evans J.P., Forster C.B. (1996), Fault zone architecture and permeability structure, Geology 24(11):1025-1028

Caine N. (1980), The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows, Geografiska Annaler 62A(1-2):23-27

Calamita G., Luongo R., Perrone A., Piscitelli S., Stabile T.A., Lapenna V. (2014), Statistical analysis of three-years time-lapse resistivity imaging for the study of the Petacciato Landslide, Near Surface Geoscience 2014-20th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics

Cappa F., Guglielmi Y., Soukatchoff V.M., Mudry J., Bertrand C., Charmoille A. (2004), Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring : example of the La Clapière landslide (Soutern Alps, France), Journal of Hydrology 291:67-90 (doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.12.013)

Cappa F., Guglielmi Y., Viseur S., Garambois S. (2014), Deep fluids can facilitate rupture of slow-moving giant landslides as a result of stress transfer and frictional weakening, Geophys. Res. Lett. 41:1-6 (doi: 10.1002/2013GL058566)

Cardarelli E., Cercato M., De Donno G. (2014), Characterization of an earth-filled dam trough the combined use of electrical resistivity tomography, P- and SH-wave seismic tomography and surface wave data, Journal of Applied Geophysics 106:84-95 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2014.04.007)

Carrière S. (2016), Recherche de précurseurs géophysiques à la transition solide-fluide dans les glissements-coulées affectant les matériaux argileux, Thèse de Doctorat, Université Grenoble Alpes, France, 259pp.

Cassiani G., Bruno V., Villa A., Fusi N., Binley A.M. (2006), A saline trace test monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography, Journal of Applied Geophysics 59:244-259 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2005.10.007)

Casson B., Delacourt C., Baratoux D., Allemand P. (2003), Seventeen years of the "La Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs, Engineering Geology 68:123-139 (PII: S0013-7952(02)00201-6)

Casson B., Delacourt C., Allemand P. (2005), Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface – Application to the La Clapière landslide (France), Natural Hazards and Earth System Sciences 5:425-437

Chambers J.E., Wilkinson P.B., Kuras O., Ford J.R., Gunn D.A., Meldrum P.I., Pennington C.V.L., Weller A.L., Hobbs P.R.N., Ogilvy R.D. (2011), Three-dimensional geophysical anatomy of an active landslide in Lias Group mudrocks, Cleveland Basin, UK, Geomorphology 125:472–484 (doi: 10.1016/j.geomorph.2010.09.017)

Chambers J.E., Wilkiinson P.B., Penn S., Meldrum P.I., Kuras O., Loke M.H., Gunn D.A. (2013), River terrace sand and gravel deposit reserve estimation using three-dimensional electrical resistivity tomography for bedrock surface detection, Journal of Applied Geophysics 93:25-32 (doi: 10.10016/j.jappgeo.2013.03.002)

Chanut M.-A., Vallet A., Dubois L., Duranthon J.-P. (2013), Mouvement de versant de Séchilienne : relations entre déplacements de surface et apports hydriques – analyse statistique, Journées Aléa Gravitaire.

Chapeau C., Durville J. (2005), L'eau et les risques de glissements de terrain, Géosciences 2:72-79

Chen S.-C., Chou H.-T., Chen S.-C., Wu C.-H., Lin B.-S. (2014), Characteristics of rainfall-induced landslides in Miocene formations: A case study of the Shenmu watershed, Central Taiwan, Engineering Geology 169:133-146 (doi: 10.1016/j.enggeo.2013.11.020)

Chrétien M., Lataste J.-F., Fabre R., Denis A. (2013), Electrical resistivity tomography to understand clay behavior during seasonal water content variations, Engineering Geology 169:112-123 (doi: 10.1016/j.enggeo.2013.11.019)

Ciron P. (1989), Glissement de la Clapière à Saint Etienne de » Tinée (06) : Prévision de l'hydraulicité de la Tinée à Saint Etienne de Tinée, Rapport du BRGM 89-SGN-154-PAC, 84pp.

Collins B.D., Znidarcic D. (2004), Stability analyses of rainfall-induced landslides, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 130(4):362-372 (doi: 10.1061/(ASCE)1090-0241(2004)130:4(362))

Compagnon F., Guglielmi Y., Mudry J., Follacci J.-P., Ivaldi J.-P. (1997), Approche chimique et isotopique de l'origine des eaux en transit dans un grand mouvement de terrain : exemple du glissement de La Clapière (Alpes-Maritimes, France), Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science 325(8):565-570 (doi: 10.1016/S1251-8050(97)89456-6)

Corsini A., Marchetti M., Soldati M (2001), Holocene slope dynamics in the area of Corvara in Badia (Dolomites, Italy): chronology and paleoclimatic significance of some landslides, Geogr. Fis. Dinam. Quat. 24:127-139 (IT ISSN 0391-9838)

Corsini M., Ruffet G., Caby R. (2004), Alpine and late-hercynian geochronological constraints in the Argentera Massif (Western Alps), Eclogae geol. Helv. 97:3-15 (doi: 10.1007/s00015-004-1107-8)

Courboulex F., Dujardin A., Vallée M., Delouis B., Sira C., Deschamps A., Honoré L., Thouvenot F. (2013), High-Frequency Directivity Effect for a Mw 4.1 Earthquake, Widely Felt by the

Population in Southeastern France (Short Note), Bulletin of the Seismological Society of America 103(6):6pp. (doi:10.1785/0120130073)

Crosta G.B., (1998), Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation, Environmental Geology 35(2-3):131-145 (doi: 10.1007/s002540050300)

Crosta G.B., Agliardi F. (2003), Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements, Can. Geotech. J. 40:176-191 (doi: 10.1139/T02-085)

Crosta G.B., Frattini P. (2008), Rainfall-induced landslides and debris flows, Hydrological Processes 22:473-477 (doi: 10.1002/hyp.6885)

Crosta G.B., Frattini P., Agliardi F. (Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps, Tectonophysics 605:13-33 (doi: 10.1016/j.tecto.2013.04.028)

Crosta G.B., di Prisco C., Frattini P., Frigerio G., Castellanza R., Agliardi F. (2014), Chasing a complete understanding of the triggering mechanisms of a large rapidly evolving rockslide, Landslides 11:747-764 (doi: 10.1007/s10346-013-0433-1)

Croney D., Coleman J.D., Currer E.W.H. (1951), The electrical resistance method of measuring soil moisture, British Journal of Applied Physics 2:85-91

Crozier M.J., Deimel M.S., Simon J.S. (1995), Investigation of earthquake triggering for deep-seated landslides, Taranaki, New Zealand, Quaternary International 25:65-73 (1040-6182(94)00036-0)

Cruden D.M. (1991), A simple definition of a landslide, Bulletin of the International Association of Engineering Geology 43:27-29

- D -

Dagnelie P. (1998), Statistique théorique et appliquée. Paris, Bruxelles, De Boeck Université, Bibliothèque des Universités, Statistique, tome 1, 499 pp. et tome 2, 524 pp.

Dahlin T. (1996), 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications, First Break 14(7):275-283

Dahlin T., Loke M.H. (1998), Resolution od 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling, Journal of Applied Geophysics 38:237-249 (PII: S0926-9851(97)00030X)

Dahlin T. (2001), The development of DC resistivity imaging techniques, Computers & Geosciences 27:1019-1029 (PII: S0098-3004(00)00160-6)

Dahlin T., Bernstone C., Loke M.H. (2002), A 3-D resistivity investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden, Geophysics 67(6):1692-1700 (doi: 10.1190/1.1527070)

Dahlin T., Garin H., Palm M. (2004), Combined resistivity imaging and RCPT for geotechnical pre-investigation, Procedings NGM:1-9

Dahlin T., Zhou B. (2004), A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays, Geophysical Prospecting 52:379-398

Dahlin T., Zhou B. (2006), Multiple-gradient array measurements for multichannel 2D resistivity imaging, Near Surface Geophysics 4:113-123

Daily W., Ramirez A., LaBrecque D. (1992), Electrical resistivity tomography of vadose water movement, Journal of Water Resources Research, 24pp.

Danielsen B.E., Dahlin T., Danielsen J.E. (2005), Model study of the resolution of resistivity tomography with different electrode arrays, Near Surface 2005-11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysic

Dardeau G., Dubar M., Toutin-Morin N., Courme M.-D., Crévola G., Mangan C. (2010), Notice explicative de la feuille Grasse-Cannes à 1/50 000, 2ème édition, BRGM Editions, 194pp

Day-Lewis F.D., Lane Jr J.W., Harris J.M., Gorelick S.M. (2003), Time-lapse imaging of saline-tracer transport in fractured rock using difference-attenuation radar tomography, Water Resources Research 39(10):1290 (doi: 10.1029/2002WR001722)

Delacourt C., Allemand P., Casson B., Vadon H. (2004), Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images, Geophysical Research Letters 31:L15619 (doi: 10.1029/2004GL020193)

Delacourt C., Allemand P., Berthier E., Raucoules D., Casson B., Granjean P., Pambrun C., Varel E. (2007), Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics: a review

Delgado J., Garrido J., López-Sacado C., Martino S., Peláez J.A. (2011), On far field occurrence of seismically induced landslides, Engineering Geology 123:204-213 (doi: 10.1016/j.enggeo.2011.08.002)

Descloitres M., Ribolzi O., Le Troquer Y. (2003), Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping, Catena 53:229-253 (doi: 10.1016/S0341-8162(03)00038-9)

Descloitres M., Ruiz L., Sekhar M., Legchenko A., Braun J.-J., Mohan Kumar M. S., Subramanian S. (2008a), Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding, Hydrological Processes 22:384-394 (doi : 10.1002/hyp.6608)

Descloitres M., Ribolzi O., Le Troquer Y., Thiébaux J.-P. (2008b), Study of water tension differences in heterogeneous sandy soils using surface ERT, Journal of Applied Geophysics 64:83-98 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2007.12.007)

Dixon N., Spriggs M.P., Smith A., Meldrm P., Haslam E. (2014), Quantification of reactivated landslide behavior using acoustic emission monitoring, Landslides:1-12 (doi: 10.1007/s10346-014-0491-z)

Duranthon J.-P. (2000), Application de la méthode GPS de localisation par satellite à la surveillance de sites naturels instables, Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées 228:47-57

Durgin P.B. (1977), Landslides and the weathering of granitic rocks, Reviews in Engineering Geology 3:127-131

- E -

Edwards L.S. (1977), A modified pseudosection for resistivity and IP, Geophysics 42(2):1020-1036

El Bedoui (2009), Rupture progressive des versants rocheux : Etudes des secteurs de la Haute-Tinée (Alpes du Sud – France) et du Golfe de Corinthe (Grèce), Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Anitpolis, France, 160pp

El Bedoui S., Guglielmi Y., Lebourg T., Pérez J.-L. (2009), Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years: The La Clapière clope, the south-eastern French Alps, Geomorphology 105:232-238 (doi: 10.1016/j.geomorph.2008.09.025)

El Bedoui S., Bois T., Jomard H., Sanchez G., Lebourg T., Tric E., Guglielmi Y., Bouissou S., Chemenda A., Rolland Y., Corsini M., Pérez J.L. (2011), Paraglacial gravitational deformations in the SW Alps: a review of field investigations, 10Be cosmogenic dating and physical modelling, Geological Society of London, Special Publications 351(1):11-25 (doi: 10.1144/SP351.2)

Ellis R.G., Oldenburg D.W. (1994), Applied geophysical inversion, Geophysical Journal International 116:5-11

Erginal A.E., Öztürk B., Ekinci Y.L., Demirci A. (2009), Investigation of the nature of slip surface using geochemical analyses and 2-D electrical resistivity tomography: a case study from Lapseki area, NW Turkey, Environ Geol 58:1167-1175 (doi: 10.1007/s00254-008-1594-4)

Evans J.P., Forster C.B., Goddard J.V. (1997), Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones, Journal of Structural Geology 19(11):1391-1404 (PII: S0191-8141(97)00057-6)

Everett M.E. (2013), Near-surface applied geophysics, Cambridge University Press, 402pp.

Ewing R.P., Hunt A.G. (2006), Dependence of the electrical conductivity on saturation in real porous media, Vadose Zone Journal 5(2):731–741 (doi:10.2136/vzj2005.0107)

- F -

Farzamian M., Monteiro Santos F.A., Khalil M.A. (2015), Estimation f unsatured hydraulic parameters in sandstone using electrical resistivity tomography under a water injection test, Journal of Applied Geophysics 121:71-83 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2015.07.01)

Fallot P. (1949), Les chevauchements intercutanés de Roya (A.-M.), Livre jubilaire Charles Jacob, Annales Herbert-Hang, p. 162-168

Fallot P., Faure-Muret A. (1949), Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine, Comptes rendus de l'Académie des Sciences 228(8):616-619

Fauquette S., Clauzon G., Suc J.-P., Zheng Z. (1999), A new approach for palaeoaltitude estimates based on pollen records: example of the Mercantour Massif (southern France) at the earliest Pliocene, Earth and Planetary Science Letters 170:35-47 (PII: S0012-821X(99)00093-X)

Faure-Muret A. (1955), Etudes géologiques sur le Massif de L'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires, Mémoires pour servie à l'explication de la carte géologique de la France, 336pp.

Flageollet J.-C. (1996), The time dimension in the study of mass movements, Geomorphology 15:185-190

Flageollet J.-C., Maquaire O., Martin B., Weber D. (1999), Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France), Geomorphology 30:65-78 (PII: S0169-555X(99)00045-8)

Flageollet J.-C., Malet J.-P., Maquaire O. (2000), The 3D structure of the Super-Sauze earthflow: A first stage towards modelling its behaviour, Physics and Chemistry of the Earth (B) 25(9):785-791 (PII: S1464-1909(00)00102-7

Follacci J.-P. (1987), Les mouvements du versant de la Clapière à Saint-Etienne-de-Tinée (Alpes-Maritimes), Bull. Lab. Ponts et Chaussées 220(150-151):107-109

Follacci J.-P., Rochet L., Serratrice J.-F. (1993), Glissement de La Clapière, St. Etienne de Tinée, Synthèse des connaissances et actualisation des risques, rapport 92/PP/UN/I/DRM/03/AI/01, 76 pp., Cent. Etud. Tech. de l'Equip., Nice, France.

de Franco R., Biella G., Tosi L., Teatini P., Lozej A., Chiozzotto B., Giada M., Rizzetto F., Claude C., Mayer A., Bassan V., Gasparetto-Stori G. (2009), Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: the Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy); Journal of Applied Geology 69:117-130 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.08.004)

Friedel S., Thielen A., Springman S.M. (2006), Investigation of a slope endangered by rainfall-induced landslides using 3D resistivity tomography and geotechnical testing, Journal of Applied Geophysics 60:100-114 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2006.01.001)

Fruneau B., Achache J., Delacourt C. (1996), Observation and modelling of the Saint-Etienne-de-Tinée landslide using SAR interférométrie, Tectonophysics 265:181-190 (PII: S0040-1951(96)00047-9)

Furman A., Ferré T.P.A., Heath G.L. (2007), Spatial focusing of electrical resistivity surveys considering geologic and hydrologic layering, Geophysics 72(2):F65-F73 (doi: 10.1190/1.2433737)

- G -

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

Gallo F., Lavé J. (2014), Evolution of a large landslide in the High Himalaya of central Nepal during de last half-century, Geomorphology 223:20-32 (doi:10.1016/j.geomorph.2014.06.021)

Gance J., Sailhac P., Malet J.-P. (2015), Corrections of surface effect on apparent resistivity measurements, Geophysical Journal International 200:1118-1135 (doi: 10.1093/gji/ggu453)

Gance J., Malet J.-P., Supper R., Sailhac P., Ottowitz D., Jochum B. (2016), Permanent electrical resistivity measurements for monitoring water circulation in clayey landslides, Journal of Applied Geophysics 126:98-115 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.01.011)

Garambois S., Sénéchal P., Perroud H. (2002), On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near-surface formations, Journal of Hydrology 259:32-48 (PII : S0022-1694(01)00588-1)

Gee M.J.R., Watts A.B., Masson D.G., Mitchell N.C. (2001), Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands, Marine Geology 177:271-293

Genelle F., Sirieix C., Riss J., Naudet V. (2012), Monitoring landfill cover by electrical tomography on an experimental site, Engineering Geology, 145-146, 18-29 (doi: 10.1016/j.enggeo.2012.06.002)

Ghorbani A., Cosenza Ph., Doussan S.R., Florsh N. (2008), Non-invasive monitoring of water infiltration in a silty clay loam soil using spectral induced polarization, Water Resources Research 44:W08402 (doi: 10.1029/2007WR006114)

Ginsburg L. (1960), Etude géologique de la bordure subalpine à l'ouest de la vallée du Var, Bulletin du service de la carte géologique de la France 259(57), 38pp.

Giuliano J. (2015), Erosion des falaises de la region Provence-Alpes-Côte d'Azur : évolution et origine de la morphologie côtière en Méditerranée - Télédétection, géochronologie, géomorphologie, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 415pp.

Glade T., Crozier M., Smith P. (2000), Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical "Antecedent Daily Rainfall Model", Pure and Applied Geophysics 157:1059-1079

Gökceoglu C., Aksoy H. (1996), Landslide susceptibility mapping of the slopes in the residual soils of the Mengen region (Turkey) by deterministic stability analyses and image processing techniques, Engineering Geology 44:147-161 (PII: S0013-7952(96)00066-X)

Göktürkler G., Balkaya C., Erhan, Z. (2008), Geophysical investigation of a landslide: The Altındağ landslide site, İzmir (western Turkey), Journal of Applied Geophysics 65:84–96 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2008.05.008)

Goyal V.C., Gupta P.K., Seth S.M., Singh V.N. (1996), Estimation of temporal changes in soil moisture using resistivity method, Hydrological Processes 10:1147-1154

Goyer G.G., Watson R. (1963), The laser and its application to meteorology, Bulletin of the American Meteorological Society 44:564-575

Grandjean G., Pennetier C., Bitri A., Meric O., Malet J.-P. (2006), Caractérisation de la structure interne et de l'état hydrique de glissements argilo-marneux par tomographie géophysique : l'exemple du glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes de Sud, France), Comptes Rendus Géoscience 338:587-595 (doi: 10.1016/j.crte.2006.03.013)

Grandjean G., Gourry J.C., Sanchez O, Bitri A., Garambois S. (2011), Structural study of the Ballandaz landslide (French Alps) using geophysical imagery, Journal of Applied Geophysics 75:531-542 (doi: 10.1016/j.appgeo.2011.07.008)

Griffiths D.H., Barker R.D. (1993), Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology, Journal of Applied Geology 29:211-226

Grolier J., Riss J. (1997), Mathématiques pour les Sciences de la Terre, Masson

Guinea A., Playà E., Rivero L., Salvany J.M. (2014), Geoelectrical prospecting of glauberite deposits in the Ebro basin (Spain), Engineering Geology 174:73-86 (doi: 10.1016/j.enggeo.2014.03.007)

Guglielmi Y., Bertrand C., Compagnon F., Follacci J.-P., Mudry J. (2000), Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapière landslide (Mercantour massif, southern Alps, France), Journal of Hydrology 229:138-148 (PII: S0022-1694(00)00166-9)

Guglielmi Y., Vengeon J.M., Bertrand C., Mudry J., Follacci J.-P., Giraud A. (2002), Hydrogeochemistry: an investigation tool to evaluate infiltration into large moving rock masses (case study of La Clapière and Séchilienne alpine landslides), Bull. Eng. Geol. Env. 61:311-324 (doi: 101007/s10064-001-0144-z)

Guglielmi Y., Cappa F., Binet S. (2005), coupling between hydrology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (southern Alps, France), Comptes Rendus Geoscience 337:1154-1163 (doi: 10.1016/j.crte.2005.04.016)

Guglielmi Y., Cappa F. (2010), Regional-scale relief evolution and large landslides: Insights from geomechanical analyses in the Tinée Valley (southern French Alps), Geomorphology 117:121-129 (doi: 10.1016/j.geomorph.2009.11.016)

Gunzburger Y., Laumonier B. (2002), Origine tectonique du pli supportant le glissement de terrain de la Clapière (Nord-Ouest du massif de l'Argentera-Mercantour, Alpes du Sud, France) d'après l'analyse de la fracturation, Comptes Rendus Geoscience, 2002 334(6):415-422 (doi: 10.1016/S1631-0713(02)01761-3)

Gutiérrez F., Ortuño M., Lucha P., Guerrero J., Acosta E., Coratza P., Piacentini D., Soldati M. (2008), Late Quaternary episodic displacement on a suckung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence? Geodinamica Acta 21(4):187-202 (doi: 10.3166/ga.21.187-202)

Gutierrez R., Gibeaut J.C., Smyth R.C., Hepner T.L., Andrews J.R., Weed C., Gutelius W., Mastin M. (2001), Precise airborne Lidar surveying for coastal research and geohazards applications, International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing 34(3/W4):185-192

Gutiérrez-Santolalla F., Acosta E., Ríos S., Guerrero J., Lucha P. (2005), Geomorphology and geochronology of sackung features (uphill-facing scarps) in the Central Spanish Pyrenees, Geomorphology 69:298-314 (doi: 10.1016/j.geomorph.2005.01.12)

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

Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Stark C.P. (2008), The rainfall-duration control of shallow landslides and debris flows: an update, Landslides 5(1):3-17 (doi: 10.1007/s10346-007-0112-1)

- H -

Hack R. (2000), Geophysics for slope stability, Surveys in Geophysics 21:423-448

Hadziioannou C. (2011), Ondes sismiques en milieu complexe : Mesure des variations temporelles des vitesses, Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, France, 135pp.

Hallaji M., Seppänen A., Pour-Ghaz M. (2015), Electrical resistance tomography to monitor unsaturated moisture flow cementitious materials, Cement and Concrete Research 69:10-18 (doi: 10.1016/j.cemconres.2014.11.007)

Haque U., Blum P., da Silva P.F., Andersen P., Pilz J., Chalov S.R., Malet J.-P., Auflič M.J., Andres N., Poyiadji E., Lamas P.C., Zhang W., Peshevski I., Pétursson H.G., Kurt T., Dobrev N., García-

Davalillo J.C., Halkia M., Ferri S., Gaprindashvili G., Engström J., Keelings D. (2016), Fatal landslides in Europe, Landslides 13(6): 1545–1554 (doi: 10.1007/s10346-016-0689-3)

Hayley K., Bentley L.R., Pidlisecky A. (2010), Compensating for temperature variations in time-lapse electrical difference imaging, Geophysics 75(4):WA51-WA59 (doi: 10.1190/1.3478208)

Haskell N.A. (1960), Crustal reflection of plane SH waves, Journal of Geophysical Research 65(12):4147-4150

Helmstetter A. (2002), Ruptures et instabilités : sismicité et mouvements gravitaires, Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I, France, 383pp.

Helmstetter A., Sornette D., Grasso J.-R., Andersen J.V., Gluzman S., Pisarenko V. (2004), Slider block friction model for landslides: Application to Vaiont and La Clapière landslides, Journal of Geophysical Research 109:B02409 (doi: 10.1029/2002JB002160)

Helmstetter A., Garambois S. (2010), Seismic monitoring of Séchilenne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, Journal of Geophysical Reseach, 115, F03016 (doi: 10.1029/2009JF001532)

Henry P. (1997), Relationship between porosity, electrical conductivity, and cation exchange capacity in Barbados wedge sediments, in Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, Vol. 156, Ocean Drilling Program, pp. 137–149.

Hernandez M. (2009), Développement d'une méthodologie et d'outil pour la cartographie probabiliste des aléas gravitaires dans les formations superficielles, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 282pp

Hungr O., Evans S.G., Bovis M.J., Hutchinson J.N. (2001), A review of the classification of landslides of flow type, Environmental & Engineering Geoscience 8(3):221-238

Hungr O., Leroueil S., Picarelli L. (2011), The Varnes classification of landslide types, an update, Landslides 11:167-194 (doi: 10.1007/s10346-013-0436-y)

Hürlimann M., Abanco C., Moya J., Vilajosana I. (2014), Results and experiences gathered at the Rebaixarder debris-flow monitoring site, Central Pyrenees, Spain, Landslides 11:939-953 (doi: 10.1007/s10346-013-0452-y)

- I -

Israil M., Al-Hadithi M., Singhal D.C., Kumar B. (2004), Groundwater-recharge estimation using a surface electrical resistivity method in the Himalayan foothill region, India, Hydrogeology journal 14:44-50 (doi: 10.1007/s10040-004-0391-8)

- J -

Jaboyedoff M., Ornstein P., Rouiller J.-D. (2004a), Design of a geodetic database and associated tools for monitoring rock-slopes movements: the exemple of the top of Randa rockfall scar, Natural Hazards and Earth System Sciences 4:187-196

Jaboyedoff M., Baillifard F., Bardou E., Girod F. (2004b), The effect of weathering on Alpine rock instability, Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 37:95-103

Jaboyedoff M., Pedrazzini A., Loye A., Oppikofer T., Güel i Pons M., Locat J. (2009), Earth flow in a complex geological environment: the example of Pont Bourquin, Les Diablerets (Western Switzerland), Landslide Processes, From Geomorphologic Mapping Dynamic Modelling:131-137

Jaboyedoff M., Oppikofer T., Abellán A., Derron M.-H., Loye A., Metzger R., Pedrazzini A. (2012), Use of LIDAR in landslide investigations: a review, Nat Hazards 61:5-28 (doi: 10.1007/s11069-010-9634-2)

Jain A. K., Dubes R. C. (1988), Algorithms for culstering data, Prentice-Hall eds., Upper Saddle River, 320pp.

Jarman D., Calvet M., Corominas J., Delmas M., Gunnell Y. (2014), Large-scale rock slope failures in the Eastern Pyrenees: identifying a sparse but significant population in paraglacial and parafluvial contexts, Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography, 96:357-391 (doi: 10.1111/geoa.12060)

Jayawickreme D.H., Van Dam R.L., Hyndman D.W. (2010), Hydrological consequences of land-cover change: Quantifying the influence of plants on soil moisture with time-lapse electrical resistivity, Geophysics 75(4):WA43-WA50 (doi: 10.1190/1.3464760)

Jenatton L., Guiguet R., Thouvenot F., Daix N. (2007), The 16,000-event 2003-2004 earthquake swarm in Ubaye (French Alps), Journal of Geophysical Research 112(B11304):1-13 (doi: 10.1029/2006JB004878)

Jibson R.W., Harp E.L., Schulz W., Keefer D.K. (2004), Landslides triggered by the 2002 Denali Fault, Alaska,earthquake and the inferred nature of the strong shaking, Earthquake Spectra 20(3):669-691

Johansson S., Dahlin T. (1996), Seepage monitoring in an earth embankment dam by repeated resistivity measurements, European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 1:229-247

Jomard H. (2006), Analyse multi-échelles des déformations gravitaires du Massif de l'Argentera Mercantour, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 259pp

Jomard H., Lebourg T., Tric E. (2007a), Identification of the gravitational boundary in weathered gneiss by geophysical survey: La Clapière landslide (France), Journal of Applied Geophysics 62:47-57 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2006.07.003)

Jomard H., Lebourg T., Binet S., Tric E., Hernandez M. (2007b), Characterization of an internal slope movement structure by hydrogeophysical surveying, Terra Nova 19:48-57 (doi: 10.1111/j.1365-3121.2006.00712.x)

Jomard H., Lebourg T., Guglielmi Y., Tric E. (2010), Electrical imaging of sliding geometry and fluids associated with a deep seated landslide (La Clapière, France), Earth Surf. Process. Landforms 35(5):588-599 (doi: 10.1002/esp.1941)

Jomard H., Lebourg T., Guglielmi Y. (2013), Morphological analysis of deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) in the western part of the Argentera massif. A morpho-tectonic control?, Landslides 11(1):10-117 (doi: 10.1007/s10346-013-0434-0)

Jongmans D., Hemroulle P., Demanet D., Renardy F., Vanbrabant Y. (2000), Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides, European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 5:75–89 (doi: 10.3997/2214-4609.201406464)

Jongmans D., Garambois S. (2007), Geophysical investigation of landslides: a review, Bull. Soc. géol. Fr. 178(2):101-112

Jongmans D., Bièvre G., Renalier F., Schwartz S., Beaurez N., Orengo Y. (2009), Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièvres area (French Alps), Engineering Geology 109:45-56 (doi: 10.1016/j.enggeo.2008.10.005)

Jules S. (1993), Surveillance du glissement de la Clapière Saint Etienne de Tinée, Détermination des coordonnées cartésiennes des cibles à partir de la télémesure automatique des coordonnées polaires, Etude de faisabilité, Thème GEO-05 Versants Instables, CETE Méditerranée

Julian M. (1980), Les Alpes Maritimes Franco-Italiennes. Etudes Géomorphologiques, Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille II, 836pp.

Julian M., Anthony E. (1996), Aspects of landslide activity in the Mercantour Massif and the French Riviera, southeastern France, Geomorphology 15:275-289

- K -

Kaczmarek Ł., Mieszkowski R., Kołpaczyński M., Pacanowski G. (2014), Application of electrical resistivity tomography (ERT) in the investigation of Quaternary landslide zones, based on the selected regions of Płock slope, Studia Quaternaria 31(2):101-107 (doi: 10.2478/squa-2014-0010)

Kanungo D.P., Sharma S. (2014), Rainfall thresholds for prediction of shallow landslides around Chamoli-Joshimath region, Garhwal Himalayas India, Landslides 11:629-638 (doi: 10.1007/s10346-013-0438-9)

Karaoulis M., Revil A., Tsourlos P., Werkema D.D., Minsley B.J. (2013), IP4DI: a software for time-lapse 2D/3D DC-resistivity and induced polarization tomography, Computers & Geosciences 54:164-170 (doi: 10.1016/j.cageo.2013.01.008)

Keefer D.K. (2002), Investigating landslides caused by earthquakes–a historical review, Surveys in Geophysics 23(6):473-510 (doi: 10.1023/A:1021274710840)

Kim J.-H., Yi M.-J., Park S.-G., Kim J.G. (2009), 4-D inversion of DC resistivity monitoring data acquired over a dynamically changing earth model, Journal of Applied Geophysics 68:522–532 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.03.002)

Kimura S., Nakamura S., Buddhi Vithana S., Sakai K. (2013), Shearing rate effect on residual strenght of landslide soils in the slow rate range, Landslides 11:969-979 (doi:10.1007/s10346-013-0457-6)

Korup O.,Clague J.J., Hermanns R.L., Hewitt K., Storm A.L., Weidinger J.T. (2007), Giant landslides, topography, and erosion, Earth and Planetary Science Letters 261:578-589 (doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.025)

Korup O., Densmore A.L., Schlunegger F. (2010), The role of landslides in mountain range evolution, Geomorphology 120:77-90 (doi: 10.1016/j.geomorph.2009.09.017)

Korup O. (2012), Landslides in the Earth system, in Landslides: Types, Mechanisms and modeling, Cambridge University Press, 10-23

Kuras O., Pritchard J.D., Meldrum P.I., Chambers J.E., Wilkinson P.B., Ogilvy R.D., Wealthall G.P. (2009), Monitoring hydraulic processes with automated time-lapse electrical resistivity tomography (ALERT), Comptes Rendus Géoscience 341:868-885 (doi: 10.1016/j.crte.2009.07.010)

- L -

Labaume P., Ritz J.-F., Philip H. (1989), Recent normal faults in the southwestern Alps: their relationships with compression tectonics, Comptes rendus de l'Académie des sciences, 308(17):1553-1560

LaBrecque D.J., Heath G., Sharpe R., Versteeg R. (2004), Autonomous monitoring of fluid movement using 3-D electrical resistivity tomography, Journal of Environmental and Engineering Geophysics 9(3):53-62.

Lacroix P., Perfettini H., Taipe E., Guillier B. (2014), Coseismic and postseismic motion of a landslide: Observations, modelling, and analogy with tectonic faults, Geophysical Research Letters 41:6676-6680 (doi: 10.1002/2014GL061170)

Lal D., Peters B. (1967), Cosmic ray produced radioactivity on the Earth, In Kosmische Strahlung II/Cosmic Rays II. Springer Berlin Heidelberg (551-612)

Lapenna V., Lorenzo P., Perrone A., Piscitelli S., Sdao F., Rizzo E. (2003), High-resolution geoelectrical tomographies in the study of Giarrossa landslide (southern Italy), Bulletin of Engineering Geology Environment 62:259-268 (doi: 10.1007/s10064-002-0184-z)

Larroque C., Bethoux N., Calais E., Courboulex F., Deschamps A., Déverchère J., Stéphan J.-F., Gilli E. (2001), Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw 80(3-4):255-272

Laurent O., Stephan J.-F., Popoff M. (2000), Miocene structural development of the southern branch of the Castellane fold-thrust belt (southern subalpine belts), Géologie de la France 3:33-65.

Lebourg T., Frappa M., Sirieix C. (1999), Reconnaissance des surfaces de rupture dans les formations superficielles instables par mesures électriques, Pangea 31:69-72

Lebourg T. (2000), Analyse géologique et mécanique de glissements de terrain des moraines des Pyrénées Centrales et Occidentales (France), Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, France, 360pp

Lebourg T., Binet S., Tric E., Jomard H., El Bedoui S. (2005), Geophysical survey to estimate the 3D sliding surface and the 4D evolution of the water pressure on part of a deep seated landslide, Terra Nova 17:399-406 (doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00623.x)

Lebourg T., El Bedoui S., Hernandez M. (2009), Control of slope deformation in high seismic area: Results from the Gulf of Corinth observatory site (Greece), Engineering Geology 108:295-303 (doi: 10.1016/j.enggeo.2009.04.004)

Lebourg T., Hernandez M., Zerathe S., El Bedoui S., Jomard H., Fresia B. (2010), Landslides triggered factors analysed by time lapse electrical survey and multidimensional statistical approach, Engineering Geology 114:238-250 (doi: 10.1016/j.enggeo.2010.05.001)

Lebourg T., Hernandez M., Jomard H., El Bedoui S., Bois T., Zerathe S., Tric E., Vidal M. (2011), Temporal evolution of weathered cataclastic material in gravitational faults of the La Clapière deep-seated landslide by mechanical approach, Landslides 8(2):241-252 (doi: 10.1007/s10346-010-0244-6)

Lebourg T., Zerathe S., Fabre R., Giuliano J., Vidal M. (2014), A late Holocene deep-seated landslide in the northern Franch Pyrenees, Geomorphology 208:1-10

Lee C.-C., Yang C.-H., Liu H.-C., Wen K.-L., Wang Z.-B., Chen Y.J. (2008), A study of the hydrogeological environment of the lishan landslide area using resistivity image profiling and borehole data, Engineering Geology 98:115–125 (doi: 10.1016/j.enggeo.2008.01.012)

Lehmann P., Gambazzi F., Suski B., Baron L., Askarinejad A., Springman S.M., Holliger K., Or D. (2013) Evolution of soil wetting patterns preceding a hydrologically induced landslide inferred from electrical resistivity survey and point measurements of volumetric water content and pore water pressure, Water Resources Research 49:7992-8004 (doi: 10.1002/2013WR014560)

Lenti L., Martino S. (2013), A Parametric Numerical Study of the Interaction between Seismic Waves and Landslides for the Evaluation of the Susceptibility to Seismically Induced Displacements, Bulletin of the Seismological Society of America 103(1):33-56 (doi: 10.1785/0120120019)

Le Roux O., Jongmans D., Kasperski J., Schwartz S., Potherat P., Lebrouc V., Lagabrielle R., Meric O. (2011), Deep geophysical investigation of the large Séchilienne landslide (Western Alps, France) and calibration with geological data, Engineering Geology 120:18-31 (doi: 10.1016/j.enggeo.2011.03.004)

Leroux V., Dahlin T. (2006), Time-lapse resistivity investigations for imaging saltwater transport in glaciofluvial deposits, Environmental Geology 49:347-358 (doi: 10.1007/s00254-005-0070-7)

Lindenmaier F., Zehe E., Dittfurth A., Ihringer J. (2005), Process identification at a slow-moving landslide in the Vorarlberg Alps, Hydrological processes 19:1635–1651 (doi: 10.1002/hyp.5592)

Ling C., Xu Q., Zhang Q., Ran J., Lv H. (2016), Application of electrical resistivity tomography for investigating the internal structure of a translational landslide and characterizing its groundwater circulation (Kualiangzi landslide, Southwest China), Journal of Applied Geophysics 131:154-162 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2016.06.003)

Liu Z., Shao J., Xu W., Chen H., Shi C. (2014), Comparison on landslide nonlinear displacement analysis and prediction with computational intelligence approaches, Landslides 11:889-896 (doi: 10.1007/s10346-013-0443-z)

Loke M.H. (1996-2014), Tutorials: 2-D and 3-D electrical imaging surveys, www.geoelectrical.com, 169 pp.

Loke M.H., Barker R.D. (1996), Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, Geophysical Prospecting 44(1):131-152 (doi: 10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x)

Loke M.H., Dahlin T. (1997), A combined Gauss-Newton and quasi-Newton inversion method for the interpretation of apparent resistivity pseudosections, 3rd Meeting of the Environmental and Engineering Geophysics Society, Aarhus, Denmark

Loke M.H., Dahlin T. (2002), A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion, Journal of Applied Geology 49:149-162 (PII: S0926-9851(01)00106-9)

Loke M.H., Acworth I., Dahlin T. (2003); A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys, Exploration Geophysics 34:182-187

Loke M.H., Chambers J.E., Rucker D.F., Kuras O., Wilkinson P.B. (2013), Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method, Journal of Applied Geophysics 95:135-156 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.02.017)

Long M., Trafford A., Donohue S. (2014), Investigation of failures in Irish raised bogs, Landslides 11:733-743 (doi: 10.1007/s10346-013-0440-2)

Looms M.C., Jensen K.H., Nielsen L., Binley A., Thybo H. (2008), Monitoring unsaturated flow and transport using cross-borehole geophysical methods, Vadose Zone Journal 7(1):227-237

Lucà F., D'Ambrosio D., Robustelli G., Rongo R., Sparato W. (2014), Integrating geomorphology, statistic and numerical simulations for landslide invasion hazard scenarios mapping: an example in the Sorrento Peninsula (Italy), Computers & Geosciences 67:163-172 (doi: 10.1016/j.cageo.2014.01.006)

Luino F. (2005), Sequence of instability processes triggered by heavy rainfall in the northern Italy, Geomorphology 66:13-39 (doi: 10.1016/j.geomorph.2004.09.010)

Luongo R., Perrone A., Piscitelli S., Lapenna V. (2012), A prototype system for time-lapse electrical resistivity tomographies, International Journal of Geophysics 2012:1-12 (doi: 10.1155/2012/176895)

- M -

Macfarlane D.F. (2009), Observations and predictions of the behaviour of large, slow-moving landslides in schist, Clyde Dam reservoir, New Zealand, Engineering Geology 109:5-15 (doi: 10.1016/j.enggeo.2009.02.005)

Mainsant G., Larose E., Brönnimann C., Jongmans D., Michoud C., Jaboyedoff M. (2012), Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction, Journal of Geophysical Research 117(F01030) (doi: 10.1029/2011JF002159)

Mainsant G. (2013), Variation de la vitesse des ondes de cisaillement lors de la transition solide-liquide au sein des argiles. Application aux glissements de terrain, Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, France, 224pp.

Malehmir A., Socco L.V., Bastani M., Krawczyk C.M., Pfaffhuber A.A., Miller R.D., Maurer H., Frauenfelder R., Suto K., Bazin S., Merz K., Dahlin T. (2016), Near-surface geophysical characterization of areas prone to natural hazards: a review of the current and perspective on the future, Advances in Geophysics 57:51-146 (doi: 10.1016/bs.agph.2016.08.001)

Malet J.-P., Maquaire O., Calais E. (2002), The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France), Geomorphology 43:33-54 (PII: S0169-555X(01)00098-8)

Malet J.-P. (2003), Les "glissements de type écoulement" dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique, Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur – Strasbourg I, France, 364pp.

Malet J.-P., Van Asch T.W. J., Van Beek R., Maquaire O. (2005), Forecasting the behavior of complex landslides with a spatially distributed hydrological model, Natural Hazards and Earth System Sciences 5:71-85 (SReft-IDi: 1684-9981/nhess/2005-5-71)

Malet J.-P., Ulrich P., Déprez A., Masson F., Lissak C., Maquaire O. (2013), Continuous monitoring and near-real time processing of GPS observations for landslide analysis: a methodological framework, In: Margottini et al. eds, Landslide Science and Practice, Vol. 2, Springer Berlin Heidelberg, pp. 201-209 (doi: 10.1007/978-3-642-31445-2_26)

Malet J.-P., Boetzlé P., Ferhat G., Masson F., Ulrich P., (subm) Evaluation of different processing strategies of Continuous GPS (CGPS) observations for long-term landslide monitoring, Journal of Geodesy, 24p. (in review)0

Mangan C. (1982), Géologie et hydrogéologie karstique du bassin de la Brague et ses bordures (Alpes-Maritimes, France), Thèse de Doctorat, Université de Nice Sophia-Antipolis, France.

Maquaire O., Malet J.-P., Remaître A., Locat J., Klotz S., Guillon J. (2003), Instability conditions of marly hillslopes: towards landslide or gullying? The case of the Barcelonnette Basin, South East France, Engineering Geology 70:109-130 (doi: 10.1016/S0013-79-52(03)00086-3)

Marchi L., Arattano M., Deganutti A.M. (2002), Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps), Geomorphology 46:1-17 (PII: S0169-555X(01)00162-3)

Marescot L. (2004), Modélisation directe et inverse en prospection électrique sur des structures 3D complexes par la méthode des éléments finis, Thèse de Doctorat, Université de Nantes, France, 208pp.

Marescot L., Monnet R., Chapellier D. (2008), Resistivity and induced polarization surveys for slope instability studies in the Swiss Alps, Engineering Geology 98:18–28 (doi: 10.1016/j.enggeo.2008.01.01)

Martínez J., Benavente J., García-Aróstegui J.L., Hidalgo M.C., Rey J. (2009), Contribution of electrical resistivity tomography to the study of detrital aquifers affected by seawater intrusion-extrusion effects: The river Vélez delta (Vélez-Málaga, southern Spain), Engineering Geology 108:161-168 (doi: 10.1016/j.enggeo.2009.07.004)

Mathew J., Giri Babu D., Kundu S., Vinod Kumar K., Pant C.C. (2014), Integrating intensity-duration-based rainfall threshold and antecedent rainfall-based probability estimate towards generating early warning for rainfall-induced landslides in parts of the Garhwal Himalaya, India, Landslides 11:575-588 (doi: 10.1007/s10346-013-0408-2)

McCalpin J.P. (1999), Criteria for determining the seismic significance of sackungen and other scarpike landforms in mountainous regions, In Techniques for identifying faults and determining their origins, Appendix A, U.S. Nuclear Regulatory Commission, A122-A142

Melillo M., Brunetti M.T., Peruccacci S., Gariano S.L., Guzzetti F. (2016), Rainfall thresholds for the possible landslide occurrence in Sicily (Southern Italy) based on the automatic reconstruction of rainfall events, Landslides 13:165-172 (doi: 10.1007/s10346-015-0630-1)

Meric O., Garambois S., Jongmans D., Wathelet M., Chatelain J.L., Vengeon J.M. (2005), Application of geophysical methods for the investigation of large gravitational mass movement of Séchilienne, France, Can. Geotech. J. 42:1105-1115 (doi: 10.1139/T05-034)

Meric O. (2006), Etude de mouvements de terrain par méthodes géophysiques, Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, France, 249pp.

Meric O., Garambois S., Malet J.-P., Cadet H., Guéguen P., Jongmans D. (2007), Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization, Bulletin de la Société Géologique de France 178(2):137-148

Merritt A.J., Chambers J.E., Murphy W., Wilkinson P.B., West L.J., Gunn D.A., Meldrum P.I., Kirkham M., Dixon N. (2014), 3D ground model development for an active landslide in Lias

mudrocks using geophysical, remote sensing and geotechnical methods, Landslides 11(4):537-550 (doi: 10.1007/s10346-013-0409-1)

Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D., Tabbagh A. (2003), Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography, Water Resour. Res. 39(5):1138 (doi: 10.1029/202WR001581)

Michoud C., Carrea D., Costa S., Derron M.-H., Jaboyedoff M., Delacourt C., Maquaire O., Letortu P., Davidson R. (2014), Landslide detection and monitoring capability of boat-based mobile laser scanning along Dieppe coastal cliffs, Normandy, Landslides

Mikoš M., Četina M., Brilly M. (2004), Hydrologic conditions responsible for triggering the Stože landslide, Slovenia, Engineering Geology 73:193– 213 (doi:10.1016/j.enggeo.2004.01.011)

Miller C.R., Routh P.S., Brosten T.R., McNamara J.P. (2008), Application of time-lapse ERT imaging to watershed characterization, Geophysics 73(3):G7-G17 (doi: 10.1190/1.2907156)

Monserrat O., Crosetto M., Luzi G. (2014), A review of ground-based SAR interferometry for deformation measurement, ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 93:40-48 (doi: 10.1016/j.isprsjprs.2014-04.001)

Monteith J.L. (1964), Evapotranspiration and environment, Symposia of the society for experimental biology 19:205-234

de Montety V., Marc V., Emblanch C., Malet J.-P., Bertrand C., Maquaire O., Bogaard T.A. (2007), Identifying the origin of groundwater and flow processes in complex landslides affecting black marls: insights from a hydrochemical survey, Earth Surface Processes and Landforms 32:32–48 (doi: 10.1002/esp.1370)

Mualem Y., Friedman S.P. (1991), Theoretical prediction of electrical conductivity in saturated and unsaturated soil, Water Resources Research 27(10):2771-2777

Musumeci G., Ribolini A., Spagnolo M. (2003), The effects of late Alpine tectonics in the morphology of the Argentera Massif (Western Alps, Italy-France), Quaternary International 101-102:191-201 (PII: S1040-6182(02)0010-5)

- N -

Naudet V., Lazzari M., Perrone A., Loperte A., Piscitelli S., Lapenna V. (2008), Integrated geophysical and geomorphological approach to investigate the snowmelt-triggered landslide of Bosco Piccolo village (Basilicata southern Italy), Engineering Geology 98:156-167)

Necsoiu M., McGinnis R.N., Hooper D.M. (2014), New insights on the Salmon Falls Creek Canyon landslide complex based on geomorphological analysis and multitemporal satellite InSAR techniques, Landslides 11:1141-1153 (doi: 10.1007/s10346-014-0523-8)

Nemčok A., Pašek J., Rybář J. (1972), Classification of landslides and other mass movements, Rock Mechanics 4:71-78

Nguyen F., Garambois S., Jongmans D., Pirard E., Loke M.H. (2005), Image processing of 2D resistivity data for imaging faults, Journal of Applied Geophysics 57:260-277 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2005.02.001)

Nguyen F., Garambois S., Chardon D., Hermitte D., Bellier O., Jongmans D. (2007), Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France, Journal of Applied Geophysics 62:338-353

Niesner E., Weidinger J.T. (2008), Investigation of a historic and recent landslide area in Ultrahelvetic sediments at the northern boundary of the Alps (Austria) by ERT measurements, The Leading Edge 27:1498 (doi: 10.1190/1.3011022)

Niethammer U., James M.R., Rothmund S., Travelletti J., Joswig M. (2012), UAV-based remote sensing of the Super-Sauze landslide: Evaluation and results

Nocquet J.-M. (2012), Present-day kinematics of the Mediterranean: a comprehensive overview of GPS results, Tectonophysics 579:220-242 (doi: 10.1016/j.tecto.2012.03.037)

Nocquet J.-M., Sue C., Walpersdorf A., Tran T., Lenôtre N., Vernant P., Cushing M., Jouanne F., Masson F., Baize S., Chéry J., van der Beek P.A. (2016), Present-day uplift of the western Alps, Scientific Reports 6(28404):1-6 (doi: 10.1038/srep28404)

Nordvik T., Blikra L.H., Nyrnes E., Derron M.-H. (2010), Statistical analysis of seasonal displacement at the Nordnes rockslide, northern Norway, Engineering Geology 114:228-237 (doi: 10.1016/j.enggeo.2010.04.019)

- O -

Oldenborger G.A., Knoll M.D., Routh P.S., LaBrecque D.J. (2007), Time-lapse ERT monitoring of an injection/withdrawal experiment in a shallow unconfined aquifer, Geophysics 72(4):F177–F187 (doi: 10.1190/1.2734365)

Owen R., Dahlin T. (2005), Alluvial aquifers at geological boundaries: geophysical investigations and groundwater resources, In E. Bocanegra, M. Hernandez & E. Usunoff (Eds.), A A Balkema Publishers, Groundwater and human development (233-246)

- P -

Palis E., Lebourg T., Tric E., Malet J.-P., Vidal M. (2016), Long-term monitoring of a large deep-seated landslide (La Clapière, South-East French Alps): initial study, Landslides:1-16 (doi: 10.1007/s10346-016-0705-7)

Palis E., Lebourg T., Vidal M., Levy C., Tric E., Hernandez M. (2017), Multiyear time-lapse ERT to study short- and long-term landslide hydrological dynamics, Landslides:1-11 (doi: 10.1007/s10346-016-0791-6)

Pánek T., Klimeš J. (2016), Temporal behavior of deep-seated gravitational slope deformations: A review, Earth-Science Reviews 156:14-38 (doi: 10.1016/j.earscirev.2016.02.007)

Park S.-G., Kim J.-H. (2005), Geological survey by electrical prospecting in landslide area, Geosystem Engineering, 8(2):35-42

Parrales R., Dahlin T., Rubì C. (2003), Site investigation with combined methods in a faulted area in Managua, Nicaragua – a pre-study, Procs. 9th Meeting of Environmental and Engeneering Goephysics, Prague, Czech Republic, 31 August-4 September 2003, P-076

Perrone A., Lapenna V., Piscitelli S. (2014), Electrical tomography technique for landslide investigations: A review, Earth Science Reviews 135:65-82 (doi: 10.1016/j.earscirev.2014.04.002)

Petley D.N., Bulmer M.H., Murphy W. (2002a), Patterns of movement in rotational and translational landslides, Geology 30(8):719-722

Petley D.N., Crick W.D.O., Hart A.B. (2002b), The use f satellite imagery in landslide studies in high mountain areas, Procedings of the Asian conference on remote sensing

Petley D.N., Mantovani F., Bulmer M.H., Zannoni A. (2005), The use of surface monitoring data for the interpretation of landslide movement patterns, Geomorphology 66:133-147

Piegari E., Cataudella V., Di Maio R., Milano L., Nicodemi M., Soldovieri M.G. (2009), Electrical resistivity tomography and statistical analysis in landslide modelling: A conceptual approach, Journal of Applied Geophysics 68(2):151–158 (doi:10.1016/j.jappgeo.2008.10.014)

Pollet N. (2004), Contribution à l'analyse des mouvements gravitaires rapides de grande ampleur par la comparaison des materiaux sources et des dépôts : exemples alpins, Bulletin of Engineering Geology and the Environment 63:353-365 (doi: 10.1007/s10064-003-0222-5)

Prokešová R., Medveďová A., Tábořík P., Snopková Z. (2013), Towards hydrological triggering mechanisms of large deep-seated landslides, Landslides 10(3):239-254 (doi: 10.1007/s10346-012-0330-z)

Prokešová R., Kardoš M., Tábořík P., Medveďová A., Stacke V., Chudý F. (2014), Kinematic behaviour of a large earthflow defined by surface displacement monitoring, DEM differencing, and ERT imaging, Geomorphology 224:86-101 (doi: 10.1016/j.geomorph.2014.06.029)

Prokop A., Panholzer H. (2009), Assessing the capability of terrestrial laser scanning for monitoring slow moving landslides, Natural Hazards and Earth System Sciences 9:1921-1928

Puissant A., Van Den Eeckhaut M., Malet J.-P., Maquaire O. (2014), Landslide consequence analysis: a region-scale indicator-based methodology, Landslides 11:843-858 (doi: 10.1007/s10346-013-0429-x)

- R -

Radbuch-Hall D.H. (1978), Gravitational creep of rock masses on slopes, Developments in Geotechnical Engineering 14, Rockslides and Avalanches 1 – Natural Phenomena, Chapter 17:607-657 (doi: 10.1016/B978-0-4444-14507-3.50025-8)

Ramirez A.L., Daily W.D., Newmark R.L. (1995), Electrical resistance tomography for steam injection monitoring and process control, Journal of Environmental and Engineering Geophysics 1(A):39-51 (doi: 10.4133/JEEG1.A.39)

Ramos-Cañón A.M., Prada-Sarmiento L.F., Trujillo-Vela M.G., Macías J.P., Santos-R A.C. (2016), Linear discriminant analysis to describe the relationship between rainfall and landslides in Bogotá, Colombia, Landslide 13:671-681 (doi: 10.1007/s10346-015-0593-2)

Raucoules D., de Michele M., Malet J.-P., Ulrich P. (2013), Time-variable 3D ground displacements from high-resolution synthetic aperture radar (SAR). Application to La Valette landslide (South French Alps), Remote Sensing of Environment 139:198-204 (doi: 10.1016/j.rse.2013.08.006)

Regmi N.R., Giardino J.R., Vitek J.D. (2014), Characteristics of landslides in western Colorado, USA, Landslides 11:589-603 (doi: 10.1007/s10346-013-0412-6)

Rein A., Hoffmann R., Dietrich P. (2004), Influence of natural time- dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements, Journal of Hydrology 285: 215–232.

Revil A., Ehouarne L., Thyreault E. (2001), Tomography of self-potential anomalies of electromechanical nature, Geophysical Research Letters 28(23):4363-4366

Revil A., Karaoulis M., Johnson T., Kemna A. (2012), Review: Some low-frequency electrical methods for subsurface characterization and monitoring in hydrology, Hydrogeology Journal 20:617-658 (doi: 10.1007/s10040-011-0819-x)

Rey E. (2005), Caractérisation de sols hétérogènes par méthodes géophysiques, Thèse de Doctorat, Université de Grenoble, France, 247pp.

Rings J., Hauck C. (2009), Reliability of resistivity quantification for shallow subsurface water processes, Journal of Applied Geophysics 68:404-416 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.03.008)

Rønning J.S., Ganerød G.V., Daslegg E., Reiser F. (2014), Resistivity mapping as a tool for identification and characterisation of weakness zones in crystalline bedrock: definition and testing of an interpretational model, Bulletin of Engineering Geology and the Environment 73:1225-1244 (doi: 10.1007/s10064-013-0555-7)

- S -

Samouëlian A., Cousin I., Tabbagh A., Bruand A., Richard G. (2005), Electrical Resistivity survey in soil science, Soil & Tillage Research 83:173-193 (doi: 10.1016/j.still.2004.10.004)

Sanchez G. (2010), Chronologies et évolution de la déformation de la croute moyenne à la surface dans un prisme collisionel en décrochement : impacts sur l'aléa sismo-gravitaire : exemple des Alpes Sud-occidentales, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 290pp.

Sanchez G., Rolland Y., Corsini M., Braucher R., Bourlès D., Arnold M., Aumaître G. (2010), Relationship between tectonics, slope instability and climate change: Cosmic ray exposure dating of active faults, landslides and glacial surfaces in the SW Alps, Geomorphology 117:1-13 (doi: 10.1016/j.geomorph.2009.10.019)

Sanchez G., Rolland Y., Schneider J., Corsini M., Oliot E., Gonclaves P., Verati C., Lardeaux J.-M., Marquer D. (2011), Dating low-temperature deformation by 40Ar/39Ar on with mica, insights from the Argentera-Mercantour Massif (SW Alps), Lithos 125:521-536 (doi: 10.1016/j.lithos.2011.03.009)

Sass O., Bell R., Glade T. (2008), Comparison of GPR, 2D-resistivity and traditional techniques for the subsurface exploration of the Öschingen landslide, Swabian Alb (Germany), Geomorphology 93(1-2):89–103. doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.019

Sauret E.S.G., Beaujean J., Nguyen F., Wildemeersch S., Brouyere S. (2015), Characterization of superficial deposits using electrical resistivity tomography (ERT) and horizontal-to-vertical spectral ration (HVSR) geophysical methods: A case study, Journal of Applied Geophysics 121:140-148

Sauvin G., Lecomte I., Bazin S., L'Heureux J.-S., Vanneste M., Solberg I.-L., Dalsegg E. (2013), Towards geophysical and geotechnical integration for quick-clay mapping in Norway, Near Surface Geophysics 11:613-623 (doi: 10.3997/1873-0604.2012064)

Schlögel R., Doubre C., Malet J.-P., Masson F. (2015), Landslide deformation monitoring with ALOS/PALSAR imagery: A D-InSAR geomorphological interpretation method, Geomorphology 231:314-330 (doi: 10.1016/j.geomorph.2014.11.031)

Schlögel R., Malet J.-P., Doubre C., Lebourg T. (2016) Structural control on the kinematics of the deep-seated La Clapière landslide revealed by L-band InSAR observations, Landslides 13:1005-1018 (doi: 10.1007/s10346-015-0623-0)

Schmutz M., Guérin R., Andrieux P., Maquaire O. (2009), Determination of the 3D structure of an earthflow by geophysical methods: The case of Super Sauze, in the French southern Alps, Journal of Applied Geophysics 68:500-507 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2008.12.004)

Schreiber D. (2010), Modélisation géométrique 3D et champs de déformation dans les Alpes du Sud, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 306pp.

Schwartz S. (2000), La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléo-complexe de subduction. Arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux, Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard – Lyon I, France, 288pp.

Schwartz S., Zerathe S., Jongmans D., Baillet L., Carcaillet J., Audin L., Dumont T., Bourlès D., Braucher R., Lebrouc V. (2017), Cosmic ray exposure dating on the large landslide of Séchilienne (Western Alps): a synthesis to constrain the slope evolution, Geomorphology 278:329-344 (doi: 10.1016/j.geomorph.2016.11.014)

Seaton W.J., Burbey T.J. (2002), Evaluation of two-dimensional resistivity methods in a fractured crystalline-rock terrane, Journal of Applied Geophysics 51:21-41 (PII: S0926-9851(02)00212-4)

Segoni S., Leoni L., Benedetti A.I., Catani F., Righini G., Falorni G., Gabellani S., Rudari R., Silvestro F., Rebora N. (2009), Towards a definition of a real-time forecasting network for rainfall induced landslides, Natural Hazards and Earth System Sciences 9:2119-2133

Segoni S., Lagomarsino D., Fanti R., Moretti S., Casagli N. (2014), Integration of rainfall and susceptibility maps in the Emilia Romagna (Italy) regional-scale landslide warning system, Landslides:1-13 (doi: 10.1007/s10346-014-0502-0)

Sen P.N., Goode P.A. (1992), Influence of temperature on electrical conductivity on shaly sands, Geophysics 57(1):89-96

Shan C., Bastani M., Malehmir A., Persson L., Engdahl M. (2014), Integrated 2D modelling and interpretation of geophysical and geotechnical data to delineate quick clays at a landslide site in southwest Sweden, Geophysics 79(4):EN61-EN75 (doi: 10.1190/GEO2013-0210.1)

Simons M., Rosen P.A., Interferometric synthetic aperture radar geodesy, Treatise on Geophysics 3:391-446

Singh R.N., Atkins A.S. (1985), Analytical techniques for the estimation of mine water inflow, International Journal of Mining Engineering 3:65-77

Singha K., Gorelick S.M. (2005), Saline tracer visualized with three- dimensional electrical resistivity tomography: Field-scale spatial moment analysis, Water Resources Research 41:W05023 (doi:10.1029/2004WR003460)

Singha K., Gorelick S.M. (2006a), Effects of variable resolution on field-scale estimates of tracer concentration from electrical inversions using Archie's law, Geophysics 71(3):G83-G91 (doi: 10.1190/1.2194900)

Singha K., Gorelick S.M. (2006b), Hydrogeophysical tracking of three-dimentional tracer migration: the concept and application of apparent petrophysical relations, Water Ressources Research 42:W06422 (doi: 10.1029/2005WR004568)

Singha K., Moysey S. (2006), Accounting for spatially variable resolution in electrical resistivity tomography through field-scale rock-physics relations, Geophysics 71(4):A25-A28 (doi: 10.1190/1.2209753)

Sjödahl P., Dahlin T., Johansson S. (2004), Resistivity monitoring for internal erosion detection at Hällby embankment dam, Journal of Applied Geophysics 65(3-4):155-164 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2008.07.003)

Sjödahl P., Dahlin T., Zhou B. (2006), 2.5Dresistivity modeling of embankment dams to assess influence from geometry and material properties, Geophysics 71(3):G107-G114 (doi: 10.1190/1.2198217)

Slater L.D., Binley A., Brown D. (1997), Electrical imaging of fractures using ground-water salinity change, Ground Water 35(3):436-442

Slater L., Binley A.M., Daily W., Johnson R. (2000), Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection, Journal of Applied Geophysics 44:85-102 (PII: S0926-9851(00)00002-1)

Szalai S., Szarka L. (2008), On the classification of surface geoelectric arrays, Geophysical Prospecting 56:159-175 (doi: 10.1111/j.1365-2478.2007.00673.x)

- T -

Terzaghi K. (1950), Mechanism of landslides, in Application of geology to Engineering Practice, Berkley volume, Geological Society of America (83-123)

Thiery Y., Malet J.-P., Strerlachini S., Puissant A., Maquaire O. (2007), Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales : Application to a complex mountainous environment, Geomorphology 92:38-59 (doi: 10.1016/geomorph.2007.02.020)

Tonnellier A., Helmstetter A., Malet J.-P., Schmittbuhl J., Corsini A., Joswig M. (2013), Seismic monitoring of soft-rock landslides: the Super-Sauze and Valoria case studies, Geophysical Journal International 193:1515-1536 (doi: 10.1093/gii/ggt039)

Travelletti J., Oppikofer T., Delacourt C., Malet J.-P., Jaboyedoff M. (2008), Monitoring landslide displacement 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(B5):485-490

Travelletti J., Sailhac P., Malet J.-P., Grandjean G., Ponton J. (2012), Hydrological response of weathered clay-shale slopes: water infiltration monitoring with time-lapse electrical resistivity tomography, Hydrological Processes 26:2106-2119 (doi: 10.1002/hyp.7983)

Tibaldi A., Ferrari L., Pasquarè G. (1995), Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: an example from Ecuador, Geomorphology 11:215-226 (SSID0169-555X(94)00060-3)

Tric E., Lebourg T., Jomard H., Le Cossec J. (2010), Study of large-scale deformation induced by gravity on the La Clapière landslide (Saint-Etienne de Tinée, France) using numerical and geophysical approaches, Journal of Applied Geophysics 70:206-2015 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.12.008)

Tric E., Lebourg T., Taboada A. (2012), Mouvement de versant : un processus géomorphologique long terme, Géochronique 124:23-27

Ticart P. (2004), From extension to transpression during the final exhumation of the Pelvoux and Argentera massifs, Western Alps, Eclogae geol. Helv. 97:429-439 (doi: 10.1007/s00015-004-1138-1)

Turesson A. (2006), Water content and porosity estimated from ground-penetrating radar and resistivity, Journal of Applied Geophysics 58:99-11 (doi: 10.1016/j.appgeo.2005.04.004)

Turu I Michels V. (1999), Application des différentes méthodes géophysiques et géomécaniques pour le projet d'une étude de prospection hydrogéologique dans la cuvette d'Andorre (Pyrénées Orientales) : Implications paléohydrogéologiques dans le contexte glaciaire Andorran, Actualité des techniques de géophysique appliquée en hydrogéologie, ITGE, 203-210pp

Tyszkowski S., Kaczmarek H., Słowiński M., Kozyreva E., Brykała D., Rybchenko A., Babicheva V.A. (2015), Geology, permafrost, and lake changes as factors initiating landslides on Olkhan Island (Lake Baikal, Siberia), Landslides 12:573-583 (doi: 10.1007/s10346-014-0488-7)

- U -

Uhlemann S., Wilkinson P.B., Chambers J.E., Maurer H., Merritt A.J., Gunn D.A., Meldrum P.I. (2015), Interpolation of landslide movements to improve the accuracy of 4D geoelectrical monitoring, Jounal of Applied Geophisics 121:93-105 (doi: 10.1016/j.appgeo.2015.07.003)

- V -

Vallet A., Bertrand C., Mudry J. (2013), Effective rainfall: a significant parameter to improve understanding of deep-seated rainfall triggering landslide – a simple computation temperature based method applied to Séchilienne unstable slope (French Alps), Hydrology and Earth System Sciences Discussions 10:8945-8991 (doi: 10.5194/hessd-10-8945-2013)

Vallet A., Bertrand C., Fabbri O., Mudry J. (2015), An efficient workflow to accurately compute groundwater recharge for the study of rainfall-triggered deep-seated landslides, application to the Séchilienne unstable slope (western Alps), Hydrol. Earth Syst. Sci. 19:427-449 (doi: 10.5194/hess-19-427-2015)

Vallet A., Charlier J.B., Fabbri O., Bertrand C., Carry N., Mudry J. (2016), Functioning and precipitation-displacement modelling of rainfall-induced deep-seated landslides subject to creep deformation, Landslide 13:653-670 (doi: 10.1007/s10346-015-0592-3)

Van Dam R.L., Simmons C.T., Hyndman D.W., Wood W.W. (2009), Natural free convection in porous media: First field documentation in groundwater, Geophysical Research Letters 36:L11403 (doi: 10.1029/2008GL036906)

Van Den Eeckhaut M., Verstraeten G., Poesen J. (2007), Morphology and internal structure of a dormant landslide in a hilly area: The Collinabos landslide (Belgium), Geomorphology 89(3-4):258–273 (doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.005)

Vanneste K., Verbeeck K., Petermans T. (2008), Pseudo-3D imaging of a low-slip-rate normal fault using shallow geophysical methods: The Gellen fault in the Belgian Maas River valley, Geophysics 73(1):B1-B9 (doi:10.1190/1.2816428)

Varnes D.J. (1978), Landslides types and processes, In Special Report 176: Landslides: Analysis and Conrtol, Schuster R. L. & Krizek R. J. eds, Transportation and Road Research Board, National Academy of Science, Washington D.C., 11-33

Varnes D.J., Radbruch-Hall D.H., Savage W.Z. (1989), Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the Western United States, U.S. Geological Survey Professional Paper 1496, 28pp.

Varnes D.J., Coe J.A., God J.W., Savage W.Z., Savage J.E. (2000), Measurement of ridge-spreading movements (sackungen) at Bald Eagle Montain, Lake County, Colorado, II: continuation of the 1975-1989 measurements using a Glbal Positioning System in 1997 and 1999, U.S. Geological Survey, Open file report, 23pp.

Viero A., Galgaro A., Morelli G., Breda A., Freancese R.G. (2015), Investigations on the structural setting of a landslide-prone slope by means of three-dimensional electrical resistivity tomography, Nat Hazards 78:1369-1385 (doi: 10.1007/s11069-015-1777-8)

- W -

Wagner F.M., Möller M., Schmidt-Hattenberger C., Kempka T., Maurer H. (2013), Monitoring freshwater salinization in analog transport models by time-lapse electrical resistivity tomography, Journal of Applied Geophysics 89:84-95 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2012.11.013)

Wang F., Wang G., Sassa K., Takeuchi A., Araiba K., Zhang Y., Peng X. (2005), Displacement Monitoring and Physical Exploration on the Shuping Landslide Reactivated by Impoundment of the Three Gorges Reservoir, China, In Landslides, Springer Berlin Heidelberg, pp. 313-319 (doi: 10.1007/3-540-28680-2_40)

Ward J.H. Jr. (1963), Hierarchical grouping to optimize an objective function, Journal of the American Statistical Association 58(301):236-244

Waxman M.H., Thomas E.C. (1974), Electrical conductivities in shaly sands-I. The relation between hydrocarbon saturation and resistivity index; II. The temperature coefficient of electrical conductivity, Journal of Petroleum Technology 26(2):213–225 (doi: http://dx.doi.org/10.2118/4094-PA)

Wilkinson P.B., Meldrum P.I., Kuras O., Chambers J.E., Holyoake S.J., Ogilvy R.D. (2010a), High-resolution Electrical Resistivity Tomography monitoring of a tracer test in a confined aquifer, Journal of Applied Geophysics 70:268-276 (doi: 10.1016/j.jappgeo.2009.08.001)

Wilkinson P.B., Chambers J.E., Meldrum P.I., Gunn D.A., Ogilvy R.D., Kuras O. (2010b), Predicting the movements of permanently installed electrodes on an active landslide using time-lapse geoelectrical resistivity data only, Geophysical Journal International 183:543-556 (doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04760.x)

Wilkinson P.B., Uhlemann S., Meldrum P.I., Chambers J.E., Carrière S., Oxby L.S., Loke M.H. (2015), Adaptative time-lapse optimized survey design for electrical resistivity tomography monitoring, Geophysical Journal International 203:755-766 (doi: 10.1093/gji/ggv329)

Wilkinson P., Chambers J., Uhlemann S., Meldrum P., Smith A., Dixon N., Loke M. H. (2016), Reconstruction of landslide movements by inversion of 4-D electrical resistivity tomography monitoring data, Geophysical Research Letters 43:1166-1174 (doi: 10.1002/2015GL067494)

Winters G., Ryvkin I., Rudkov T., Moreno Z., Furman A. (2015), Mapping underground layers in the super arid Gidron Wadi using electrical resistivity tomography (ERT), Journal of Arid Environments 121:79-83 (doi: 10.1016/jaridenv.2015.05.008)

Wisén R., Christiansen A.V., Auken E., Dahlin T. (2003), Application of 2D laterally constrained Inversion and 2D smooth inversion of CVES resistivity data in a slope stability investigation, Procs. 9th Meeting of Environmental and Engeneering Goephysics, Prague, Czech Republic, 31 August-4 September 2003, O-002

Wisen R., Linders F., Dahlin T. (2006), 2D and 3D resistivity imaging in an investigation of boulder occurrence and soil depth in glacial till, Near Surface-12th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics

Wood J.L., Harrison S., Turkington T.A.R., Reinhardt L. (2016), Landslides and synoptic weather trends in the European Alps, Climatic Change, pp. 1-12 (doi: 10.1007/s10584-016-1623-3)

- X -

Xu L., Dai F., Tu X., Tham L.G., Zhou Y., Iqbal J. (2014), Landslides in a loess platform, North-West China, Landslides 11:993-1005 (doi: 10.1007/s10346-013-0445-x)

- Y -

Yilmaz S. (2007), Investigation of Gürbulak landslide using 2D electrical resistivity image profiling method (Trabzon, Northeastern Turkey, Journal of Environmental and Engineering Geophysics 12(2):199-205

- Z -

Zarroca M., Linares R., Roqué C., Rosell J., Gutiérrez F. (2014), Integrated geophysical and morphostratigraphic approach to investigate a coseismic (?) translational slide responsible for the destruction of the Montclús village (Spanish Pyrenees), Landslides 11:655-671 (doi: 10.1007/s10346-03-0427-z)

Zeybek M., Şanlıoğlu İ, Özdemir A. (2015), Monitoring landslides with geophysical and geodetic observations, Environmental Earth Sciences (doi: 10.1007/s12665-015-4650-x)

Zerathe S., Lebourg T. (2012), Evolution stages of large deep-seated landslides at the front of a subalpine meridional chain (Maritime-Alps, France), Geomorphology 138:390-403 (doi: 10.1016/j.geomorph.2011.10.006)

Zerathe S., Braucher R., Lebourg T., Bourlès D., Manetti M., Léanni L. (2013), Dating chert (diagenetic silica) using in-situ produced 10Be: Possible complications revealed through a comparison with 36Cl applied to coexisting limestone, Quaternary Geochronology 17:81-93 (doi: 10.1016/j.quageo.2013.01.003)

Zerathe S. (2013), Origine et évolution des ruptures gravitaires de grande ampleur dans les chaînes subalpines méridionales à l'Holocène, Thèse de Doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, France, 321pp

Zhou Q.Y., Shimada J., Sato A. (2001), Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography, Water Resources Research 37(2):273-285

Zhou W., Tang C. (2013), Rainfall thresholds for debris flow initiation in the Wenchuan earthquake-stricken area, southern China, Landslides 11:877-887 (doi: 10.1007/s10346-013-0421-5)

- ANNEXES -

ANNEXE 1

Méthodes de télédétection

Les méthodes de télédétection présentent un avantage non négligeable : elles permettent de couvrir une large surface et ne dépendent pas, ou peu, du type de terrain. Grâce à des données d'images optiques (photographies) ou radar, il est possible de mesurer les champs de déplacement de surface d'une zone en mouvement (Delacourt et al., 2007) (Table 17). Cette opération nécessite donc l'acquisition d'images avant et après le mouvement que l'on désire observer.

Table 17 : Synthèse des caractéristiques des méthodes de télédétection appliquées aux mesures de déplacement de surface des glissements de terrain, d'après Delacourt et al. (2007). DInsar : Differential Synthetic Aperture Radr ; PS : Permanent Scatterer.

	Radar sensor		
	Satellite		**Ground-based**
Technique	**DInsar**	**PS**	**DInsar**
Measurement Type	**1D component along the line of sight**		
Spatial Resolution	~10 m	~10 m	better than 10 cm
Accuracy	~ mm to ~ cm	mm	better than 1 mm
Swath	100 x 100 km		
Temporal resolution	1 to 178 days		
Archive	ERS (1991-2001); JERS (1992-1998); RADARSAT (1995); ENVISAT (2002)		
Major references	Fruneau *et al.* [1996]; Rott *et al.* [1999]; Kimura and Yamaguchi [2000]; Squarzoni *et al.* [2003]; Strozzi *et al.* [2005]	Ferretti *et al.* [2001]; Colesanti *et al.* [2003]; Hilley *et al.* [2004]	Antonello *et al.* [2004]

	Optical sensor			
	Satellite	**Aerial**	**Remote-controlled**	**Fixed Camera**
Measurement Type	**2 D horizontal displacement or 3D if DEMs available**			
Spatial Resolution	0.6 m to 80 m	0.5 m to 2 m	< mm to 1 m	~ cm to ~ m
Accuracy	~1/5 to 1 pixel	2-3 pixels	A few pixels	1/5 pixel
Swath	10 x 10 km to 60 x 60 km	5 x 5km	10 x 10 m to 300 x 300 m	10 x 10 m to 1 x 1 km
Temporal resolution	~30 days	5-7 years for France	On request	1 s to 1 day
Archive	SPOT1-4 (1986); SPOT5 (2002); IKONOS (1999); QUICKBIRD (1999)	1950 - ongoing for France		
Major references	Scambos *et al.* [1992]; Kääb [2002]; Kääb *et al.* [2005]; Berthier *et al.* [2005, 2006]	Kääb *et al.* [2002]; Casson *et al.* [2003]; Delacourt *et al.* [2005]		

Corrélation d'images optiques

Les images optiques (photographies) obtenues par des plateformes aériennes (avions, drones) ou satellitaires permettent d'accéder à des vues de zones instables sur de grandes surfaces. La méthode de corrélation d'images optiques, ou photogramétrie, est maintenant utilisée depuis plusieurs années pour générer des Modèles Numériques de Terrain (MNT) (Casson et al., 2003) et quantifier les déplacements horizontaux de la surface (Delacourt et

al., 2004). Elle consiste à estimer le déplacement de pixels identifiés sur deux images d'une zone à caractériser prises à deux instants. Des déplacements inférieurs à la taille d'un pixel peuvent alors être estimés (Pan et al., 2009).

Grâce aux champs de vitesses déterminés, il est également possible grâce à ces méthodes d'estimer la géométrie et l'évolution de la surface de rupture en profondeur grâce au type de rupture propre au glissement étudié (Casson et al., 2005) et sa rhéologie (Booth et al. 2013) (Figure 117). La résolution du déplacement mesurable avoisine cependant le mètre, bien que la précision des images générées par les appareils photo actuels permette une précision proche du centimètre, voire du millimètre.

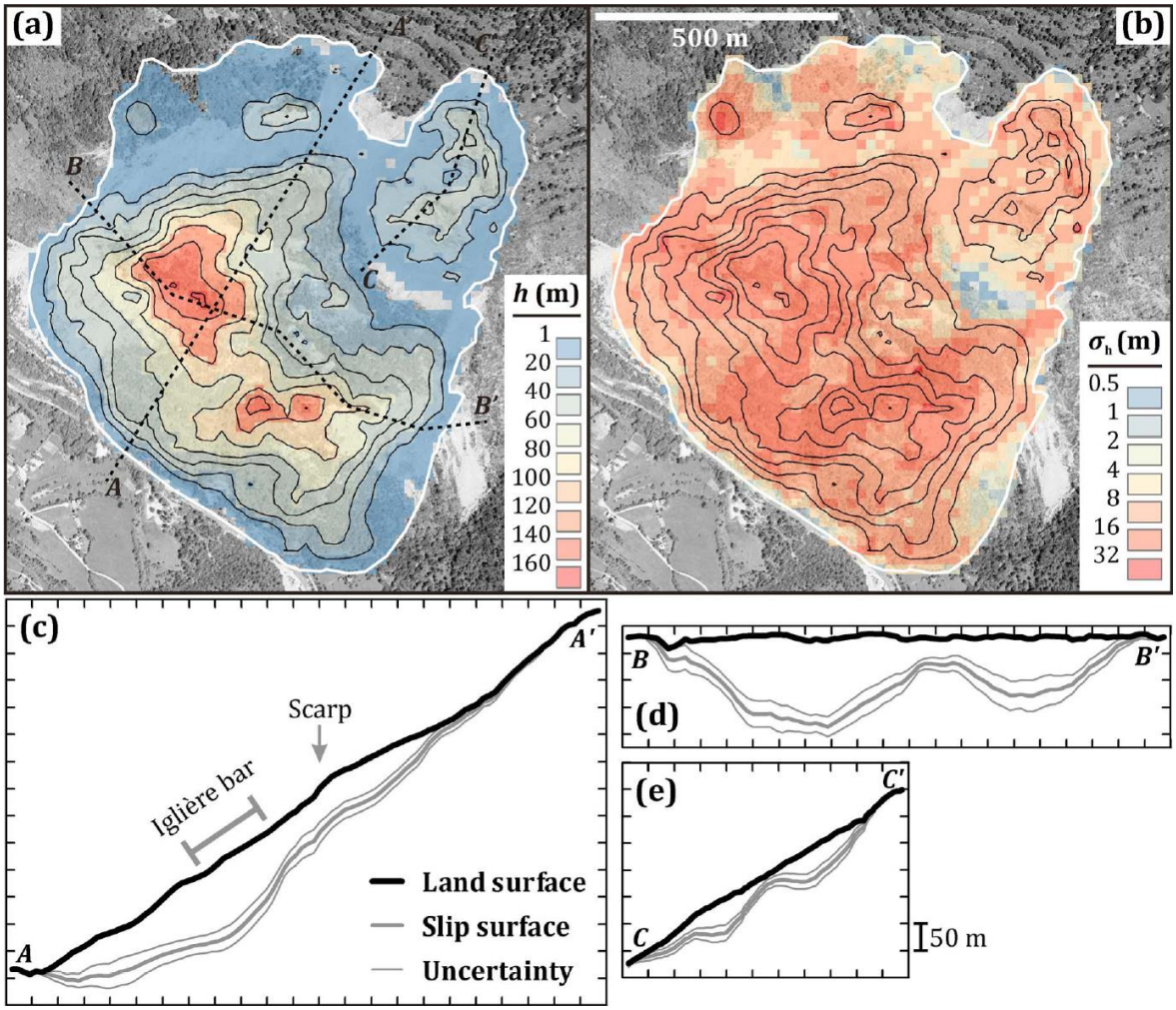


Figure 117 : Estimation de la géométrie profonde du glissement de La Clapière par analyse de corrélation d'images de 1995 à 1999, d'après Booth et al. (2013). (**a**) carte de l'épaisseur du glissement ; (**b**) incertitde ; (**c**, **d**, **e**) profils indiqués en (a).

Peu coûteuse, cette méthode requiert en revanche d'avoir accès à des images du site que l'on souhaite caractériser sur plusieurs années. Il est cependant possible d'ortho-rectifier des images de sources différentes de façon à les uniformiser. Un autre inconvénient réside dans les différences d'ombrages des photographies et les changements de végétation.

Interférométrie radar (InSAR)

La méthode de l'interférométrie d'images radar satellitaires ou fixé au sol (Massonnet et al., 1998 ; Monserrat et al., 2014) permet de mesurer des changements de surface plus fins que la corrélation d'images optiques (précision de quelques millimètres par an). Cette méthode, de la même manière que précédemment, utilise (au moins) deux images d'une zone à deux moments différents, mais il s'agit d'images de radar à synthèse d'ouverture (*Synthetic Aperture Radar*, SAR). Cette méthode utilise les différences de phases, ou d'amplitude, des ondes émises et reçues par le capteur radar pour générer des interférogrammes.

Utilisé dans divers domaines des sciences de la Terre (Malehmir et al., 2016), cet outil est applicable à l'observation des instabilités gravitaires (Fruneau et al., 1996 ; Delacourt et al., 2004, 2007 ; Raucoules et al., 2013 ; Necsiou et al., 2014 ; Schlögel et al., 2015, 2016) et permet de mesurer des déplacements d'une précision de l'ordre du centimètre sur des surfaces importantes (plusieurs km²). Ceci permet de mettre en évidence différents régimes de déplacement associés à des compartiments au sein de glissements de terrain (Fruneau et al., 1996, Rauncoules et al., 2013) (Figure 118).

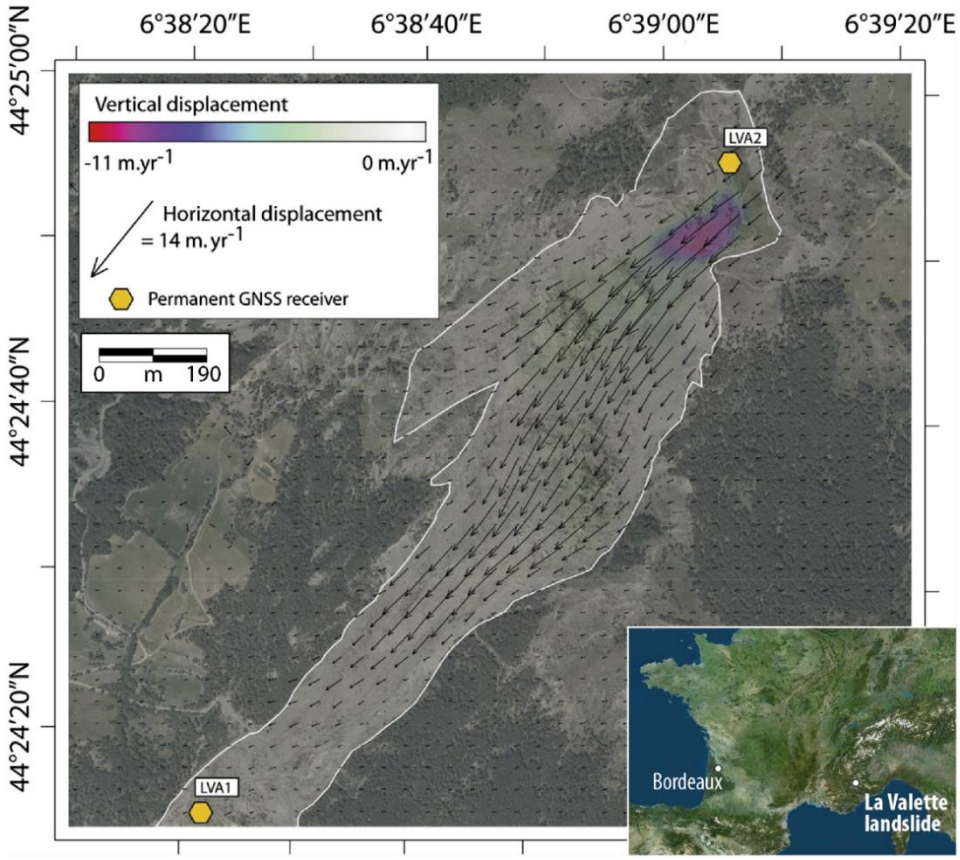


Figure 118 : Champs de déplacement 3D du glissement-coulée de La Valette (Alpes-De-Haute-Provence) entre avril et novembre 2010 par corrélations d'amplitudes SAR, modifié d'après Raucoules et al. (2013).

L'inconvénient majeur de cette méthode provient des angles d'incidence différents (topographie), de l'état de surface (végétation, eau) et d'artefacts atmosphériques (troposphère) pouvant créer des distorsions et des décorrélations d'interférogrammes (Delacourt et al., 2007). De plus, lorsque les déplacements sont trop importants et que les

gradients sont trop faibles sur les images, des décorrélations apparaissent menant à une perte d'information. On privilégiera ainsi la corrélation d'image pour les déplacements en champ proche.

Télémétrie laser (LiDAR)

Le LiDAR (*Light Detection And Ranging*) est une méthode d'imagerie 3D réalisée à l'aide d'une source lumineuse (laser) renvoyée vers l'émetteur. Le décalage de la fréquence de l'onde réfléchie et reçue (Figure 118a,b), de la même manière qu'avec le radar, permet alors de déterminer la distance de l'objet par rapport à la source lumineuse (Goyer et Watson, 1963), mais également le type de matériaux grâce au coefficient de réflectivité mesuré.

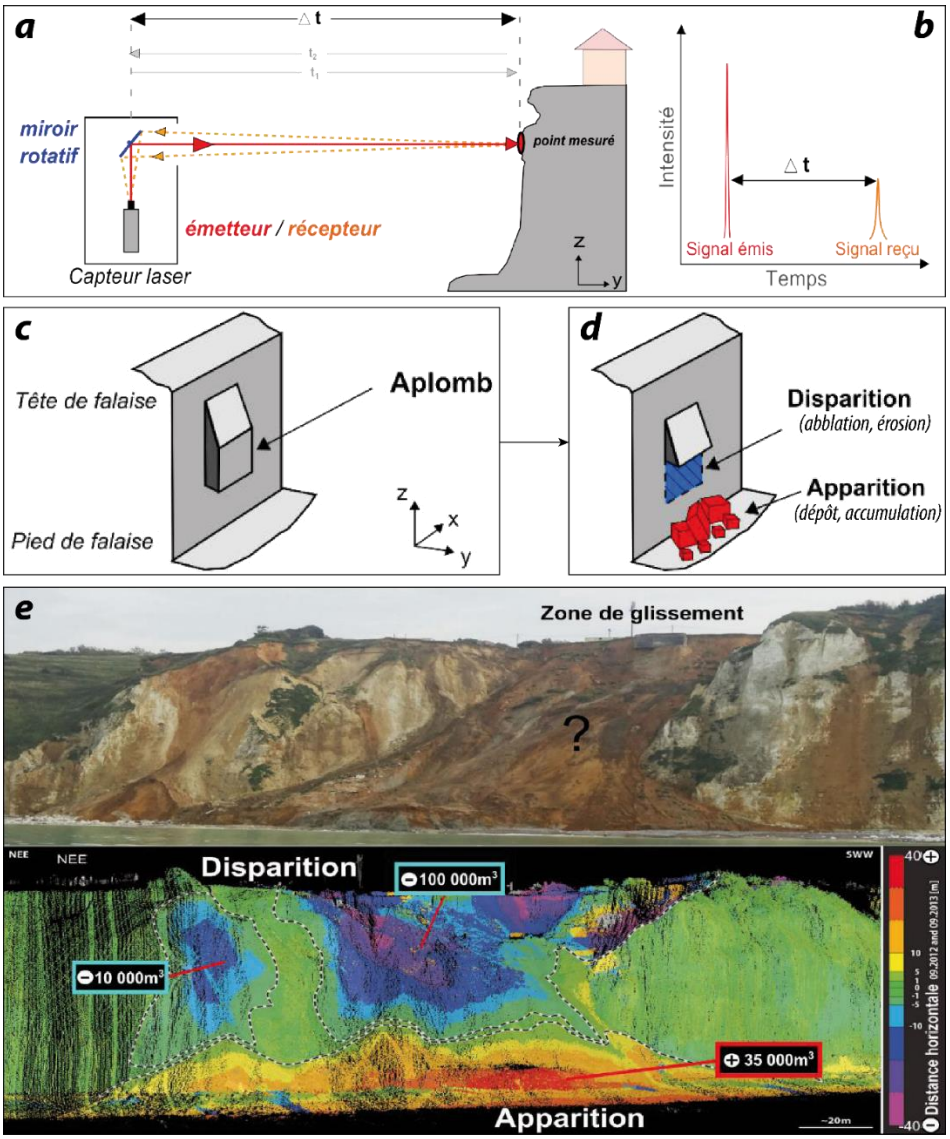


Figure 119 : Principe d'acquisition LiDAR, modifié d'après Giuliano (2015). (**a**) Trajet aller-retour du faisceau laser ; (**b**) Evolution entre l'intensité émise et reçu après réflexion sur une surface ; (**c**, **d**) Schéma du principe de détection de changement de surface par LiDAR ; (**e**) Exemple d'une analyse d'une falaise affectée par un glissement côtier en Haute-Normandie entre 2012 et 2013 (d'après Michoud et al., 2014).

Mobile, aéroporté (ALS, *Airborne Laser Scanning*) ou fixé au sol (TLS, *Terrestrial Laser Scanning*), l'appareil permet d'effectuer un balayage de la surface (*scan*), fournissant une cartographie 3D haute résolution des variations morphologiques du terrain étudié (Gutierrez et al., 2001). Les nuages de points, géoréférencés grâce à des points aux coordonnées connues, ainsi obtenus à deux instants différents permettent d'obtenir des vecteurs de déplacements et des estimations de volumes déplacés (Travelletti et al., 2008 ; Prokop et Panholzer, 2009, Michoud et al., 2014 ; Giuliano, 2015) (Figure 118).

La résolution de cette méthode est autour du centimètre, bien qu'elle puisse varier en fonction de l'utilisation de l'appareil de mesure et de sa précision (précision métrique pour les scans lointains, millimétrique lorsque l'appareil est proche de l'objet visé). Rapide et facile à mettre en place, cette méthode requiert cependant un traitement post-acquisition assez lourd. En effet, l'élimination du bruit du à la présence de végétation ou une perte de réflectivité liée à la présence d'eau, ainsi que la discrimination lithologique sont compliquées à automatiser sur l'ensemble du nuage de point d'une acquisition (on s'intéresse alors à des millions, voire des milliards de points) (Jaboyedoff et al., 2012 ; Michoud et al., 2014 ; Giuliano, 2015). Pour aider à ce traitement, les données LiDAR sont en général associées à des photos couleurs de la zone étudiée.

Dans le domaine du suivi des glissements de terrain, cette méthode est maintenant utilisée depuis une quinzaine d'années et permet de mesurer des champs de déplacement de surface et d'estimer des volumes de déplacement. Jaboyedoff et al. (2012) ont notamment établi un état de l'art sur ces applications (Table 18).

Table 18 : Différentes applications du LiDAR dans les études de glissements de terrain, d'après Jaboyedoff et al. (2012).

	Landslide	Rockfall	Debris-flow
(1) Landslide detection and characterization	• Mapping of geomorphic features	• Rock face imaging and characterization • Calculate discontinuity orientation	• Detection of mobilizable volumes • Hydromorphic characterization
(2) Hazard assessment and susceptibility mapping	• Mainly as support for mapping	• Some attempts for susceptibility and hazard mapping (not yet achieved)	• Input for mapping hazard based on geomorphologic approach
(3) Modelling	• Classical modelling tools are not able yet to handle huge 3D information density • HRDEM allow more accurate landslide modelling by improving their geometrical characterization	• High-resolution DEM for trajectory modelling	• Input for spreading modelling
(4) Monitoring	• Monitoring of surface displacements • Volume budget	• Monitoring of surface displacement • Detection of pre-failure displacements (under development) • Quantification of rockfall activity (volumes)	• Sediment budget • Monitoring of morphologic changes in channel

ANNEXE 2

Méthodes électromagnétiques

Ces méthodes géophysiques qui ont pour but de caractériser les variations de la subsurface ne sont pas réellement adaptées à un suivi en continu, mais ont pour vocation à identifier des propriétés physiques (diélectriques) et géométriques du sol. Elles sont basées sur la propagation d'ondes électromagnétiques dans le sol grâce à des antennes émettrices d'une certaine fréquence. Une antenne réceptrice reçoit ensuite le signal atténué après réflexion partielle à chaque interface rencontrée par l'onde (Hack, 2000 ; Rey, 2005 ; Jongmans et Garambois, 2007 ; Everett, 2013), de la même manière que les méthodes de sismique active. On différencie deux méthodes d'investigation électromagnétique différenciée par la gamme de fréquence utilisée :

- Le géoradar utilise des hautes fréquences (10 MHz à 2 GHz),
- Les EM utilisent des basses fréquences (400 Hz à .15 kHz)

Géoradar (GPR)

Le géoradar (*Ground Penetrating Radar*, GPR) est utilisé pour identifier et imager à haute résolution les variations diélectriques du sol grâce à une antenne émettrice d'une très faible longueur d'onde spatiale.

La profondeur de pénétration de l'onde électromagnétique dépend des propriétés du sol investigué ainsi que de la fréquence de l'antenne utilisée. Un compromis doit ici aussi être établi entre résolution et profondeur d'investigation (on considère que la résolution est de l'ordre du quart de la longueur d'onde utilisée). On note cependant dans la plupart des études réalisées une pénétration maximale de quelques dizaines de mètres pour une résolution spatiale de l'ordre du mètre au décimètre grâce à des antennes dans la gamme de 10 à 200 MHz (Malehmir et al., 2016).

Bien que cette méthode perde en précision avec la profondeur (atténuation des ondes) et la présence de nombreux réflecteurs dans le cas de sols hétérogènes, certains auteurs parviennent à identifier les limites basales de terrains superficiels (Bichler et al., 2004 ; Sass et al., 2008 ; Sauvin et al., 2013).

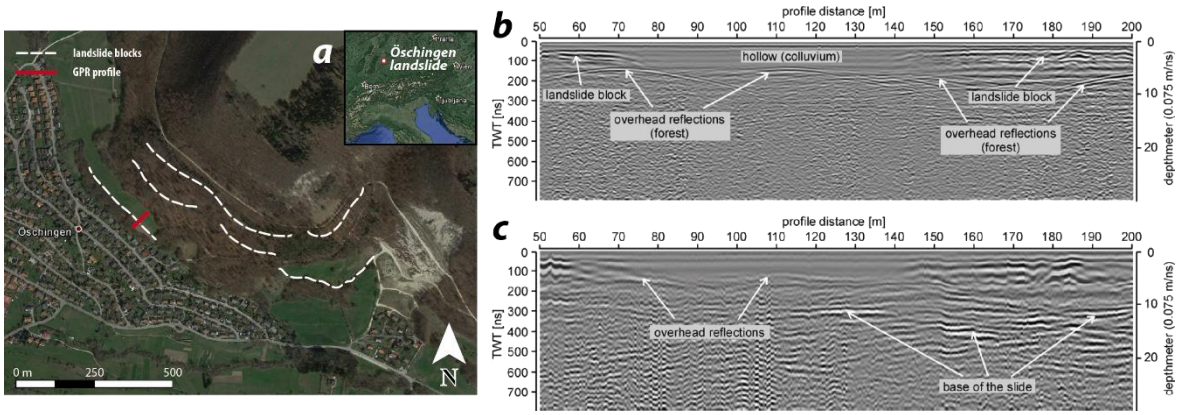


Figure 120 : Résultat d'investigation GPR sur le glissement marneux d'Öschingen (Sud-Ouest de l'Allemagne, modifié d'après Sass et al., 2008. (**a**) Localisation ; Il est possible d'apprécier la différence de résolution, menant à l'apparition d'artéfacts, en fonction de l'antenne utilisée (**b**) 50 MHz ; (**c**) 25 MHz.

Antennes électromagnétiques (EM)

Ces méthodes utilisent le champ électromagnétique créé par la circulation d'un courant alternatif (champ primaire) dans une bobine (antenne) émettrice. Le champ magnétique induit (champ secondaire) par les corps sous la surface est capté par une antenne réceptrice et permet ainsi de fournir une cartographie des variations latérales de conductivité électrique σ (en $S.m^{-1}$)de la surface grâce aux déphasages et différences d'amplitude mesurés entre les deux champs reçus (primaire et secondaire) (Hack, 2000 ; Rey, 2005 ; Everett, 2013).

Différents modes de mesures sont possibles en fonction de l'orientation des boucles de mesure et donnent des sensibilités horizontales ou verticales différentes en profondeur. On réalise alors en général les deux types d'acquisition. La profondeur d'acquisition, d'environ la moitié de l'espacement entre les bobines, reste la limite principale de cette méthode dont l'utilisation est cependant très rapide et simple (Hack, 2000).

Grâce aux faibles fréquences d'émission, cette méthode garde une résolution faible permettant de mettre en évidence la géométrie de structures caractérisant le site étudié, telles que les limites d'une masse instable (Jongmans et Garambois, 2007) en établissant des cartes de variations de conductivités électriques (Figure 121).

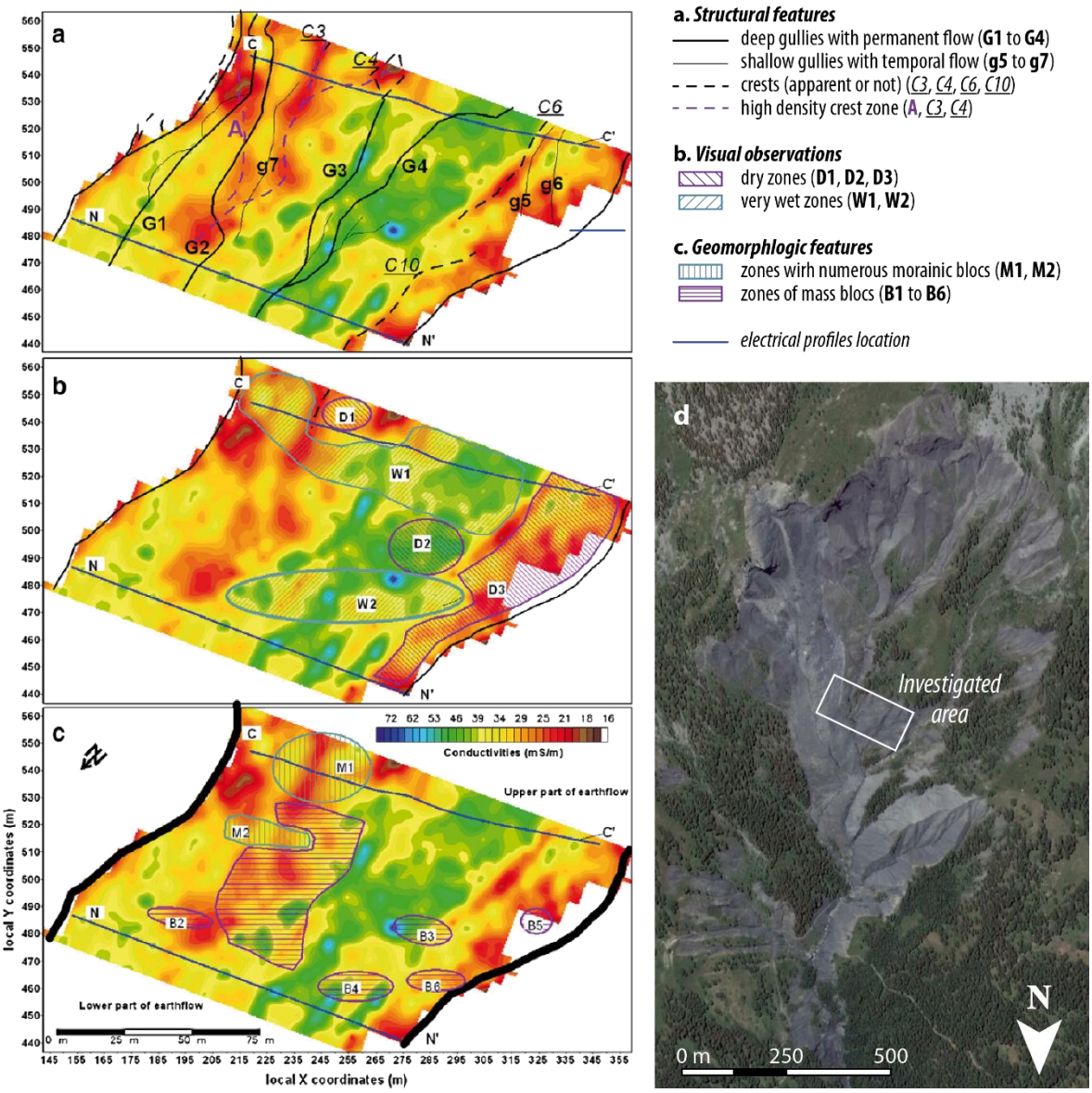


Figure 121 : Carte de conductivité établie par EM31 sur le glissement de Super-Sauze avec observations morphologiques, d'après Schmutz et al. (2009). (**a**) Caractéristiques structurelles ; (**b**) Observations visuelles ; (**c**) Caractéristiques géomorphologiques ; (**d**) Localisation de la zone d'investigation.

ANNEXE 3

Méthodes sismiques

Les ondes sismiques traversant les couches de la terre peuvent être utilisées pour observer la géométrie de la croûte. Ces méthodes utilisent des ondes générées artificiellement ou naturellement reçus par des géophones (vélocimètres) ou des accéléromètres. La vitesse d'arrivée de ces ondes, ainsi que leur atténuation renseigne sur la nature des matériaux traversés et des interfaces rencontrées.

Tomographie sismique active

Les méthodes de sismique réflexion et réfraction utilisent une source d'énergie artificielle et s'intéresse aux temps d'arrivée des ondes réfléchies par des surfaces géologiques en profondeur et réfractées par les différents milieux traversés, permettant ainsi une caractérisation précise de la géométrie de la subsurface (Figure 122). Elles nécessitent une impédance suffisante du milieu afin que l'onde se propage le mieux possible à travers l'ensemble des structures que l'on souhaite observer, ainsi que des interfaces bien marquées, ce qui est souvent peu le cas pour les zones instables dont les terrains sont hétérogènes et perturbés et dont les surfaces de ruptures sont souvent diffuses (Hack, 2000).

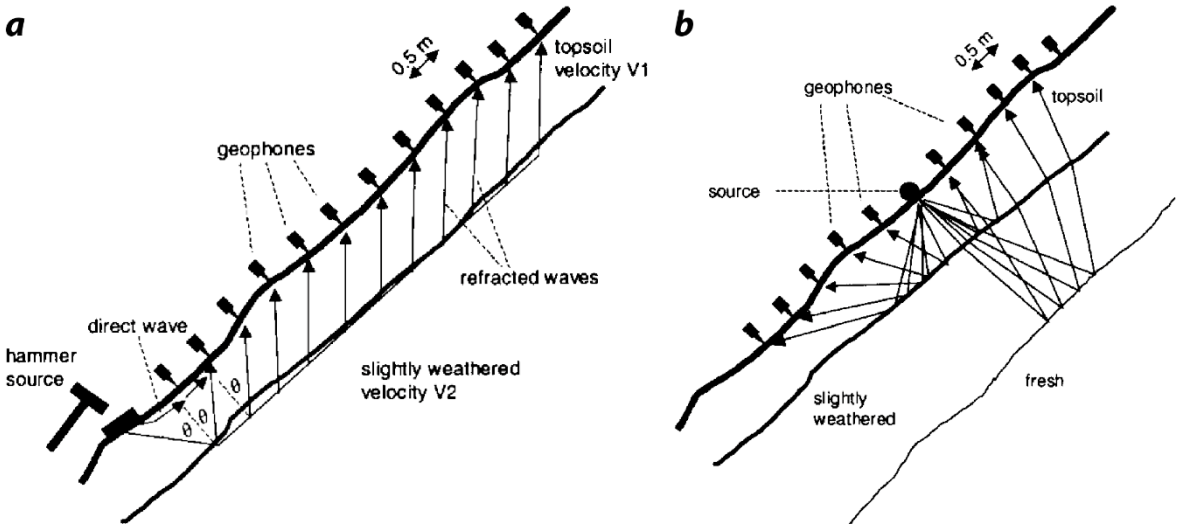


Figure 122 : Schémas illustrant les méthodes de sismique actives, d'après Hack (2000). (**a**) Sismique réfraction ; (**b**) Sismique réflexion.

Ces méthodes sont cependant utilisées principalement pour la caractérisation géométrique des glissements de terrain (Meric et al., 2005 ; Grandjean et al., 2006, 2011 ; Jongmans et al., 2009 ; Le Roux et al., 2011 ; Bièvre et al., 2012 ; Shan et al., 2014 ; Zarroca et al., 2014 ; Akpan et al., 2015) et non au suivi sur le long terme. En effet, la contrainte

principale de cette méthode reste sa mise en place (installation du profil de géophones, production de la source acoustique). La répétabilité de la mesure reste donc limitée.

Bruit sismique

Lorsqu'on enlève des enregistrements les évènements identifiés par l'étude de la sismicité de la zone, on peut s'intéresser aux variations du bruit de fond sismique, signal de très basse fréquence et de faible amplitude, liées généralement aux conditions météorologiques (vent, pluies, barométrie) (Méric, 2006). La méthode consiste à extraire de ce bruit de fond des fréquences de résonnances renseignant sur la structure interne de la zone que l'on cherche à caractériser. Deux principales approches existent :

- La méthode H/V consiste à établir le rapport entre les spectres des composantes horizontales et celui de la composante verticale d'un capteur mesurant les 3 composantes. Grâce à un enregistrement de quelques minutes, il est possible d'extraire des fréquences de résonnance $f_0 = V_S/4H$ (Haskell, 1960), où H est l'épaisseur de la couche supérieure et Vs, la vitesse des ondes S de la couche supérieure considérée comme homogène. Ainsi, plus le pic observé est de fréquence élevée, plus l'interface est proche de la surface. Dans l'étude des glissements de terrain, cette méthode est utilisée pour observer et caractériser la surface de rupture (Méric et al., 2007) (Figure 123).

  Lorsque le matériau composant l'instabilité est complexe, plusieurs fréquences de résonnance sont identifiables, rendant complexe son interprétation. Cependant, l'observation continue de ces valeurs de fréquences de résonnance peuvent permettre de mettre en évidence des variations pouvant être interprétées comme des indices de changements de saturation de la surface du massif (Gaffet et al., 2010).

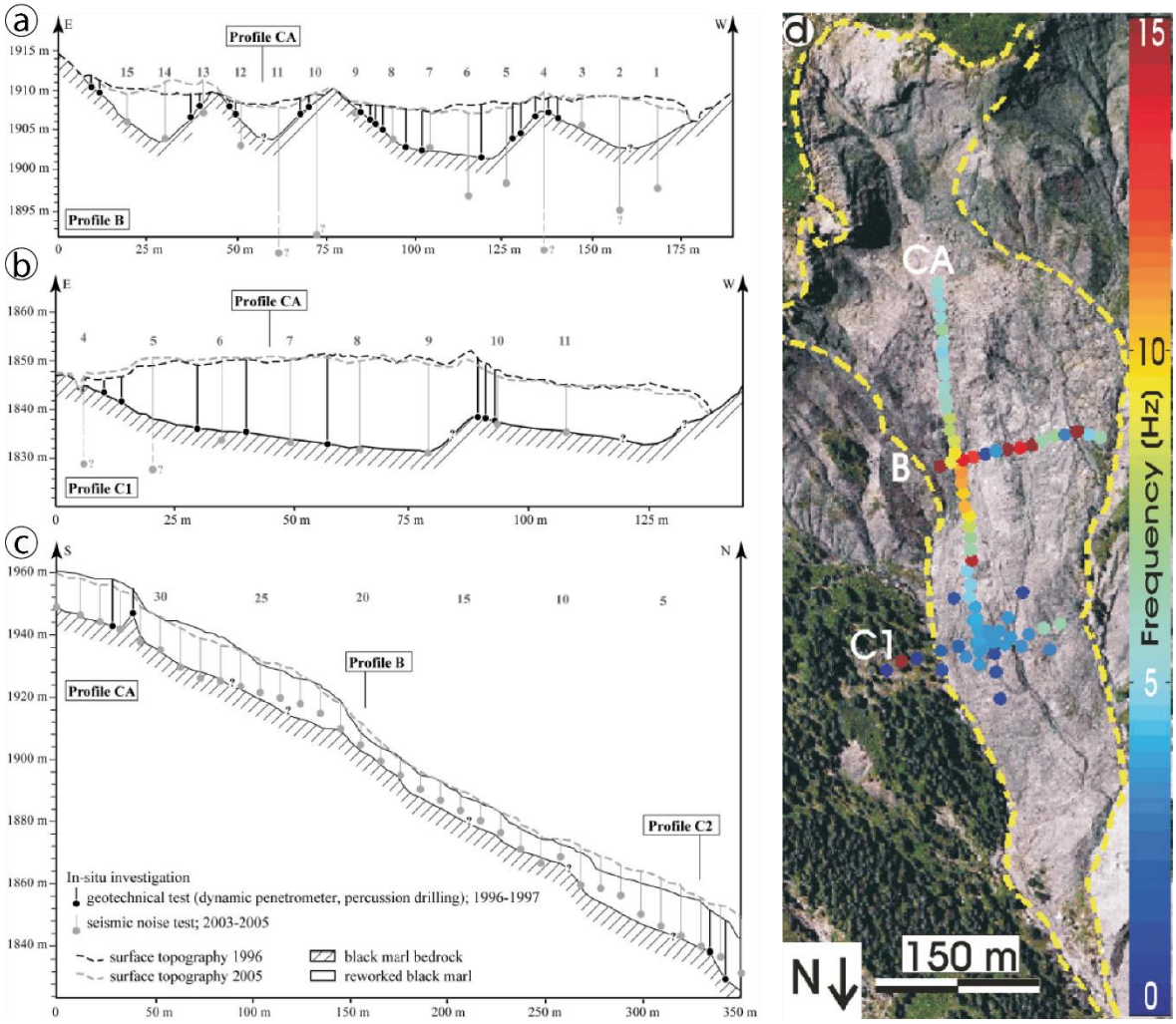


Figure 123 : Identification de la surface de rupture du glissement-coulée de Super-Sauze par la méthode H/V du bruit de fond sismique, modifié d'après Méric et al. (2007). (**a**) Profil B ; (**b**) Profil C1 ; (**c**) Profil CA ; (**d**) Localisation des profils avec la représentation spatiale des pics de fréquence observés.

- Une autre méthode d'étude du bruit de fond sismique est de s'intéresser aux changements de vitesse de propagation des ondes sismiques en analysant les différences de vitesses dV/V enregistrées sur deux sismogrammes (Hadziinoannou, 2011). Les changements de phase mesurés entre le sismogramme de référence (situation initiale) et le signal enregistré indiquent des différences de propagation dans le milieu et renseigne donc sur un changement de comportement du terrain observé (Hadziinoannou, 2011 ; Mainsant et al., 2012, 2013 ; Carrière et al., 2015) (Figure 124). Les variations observées grâce au suivi des glissements de terrain contrôlés par les niveaux des eaux souterraines semblent présenter des indices précurseurs à la déstabilisation.

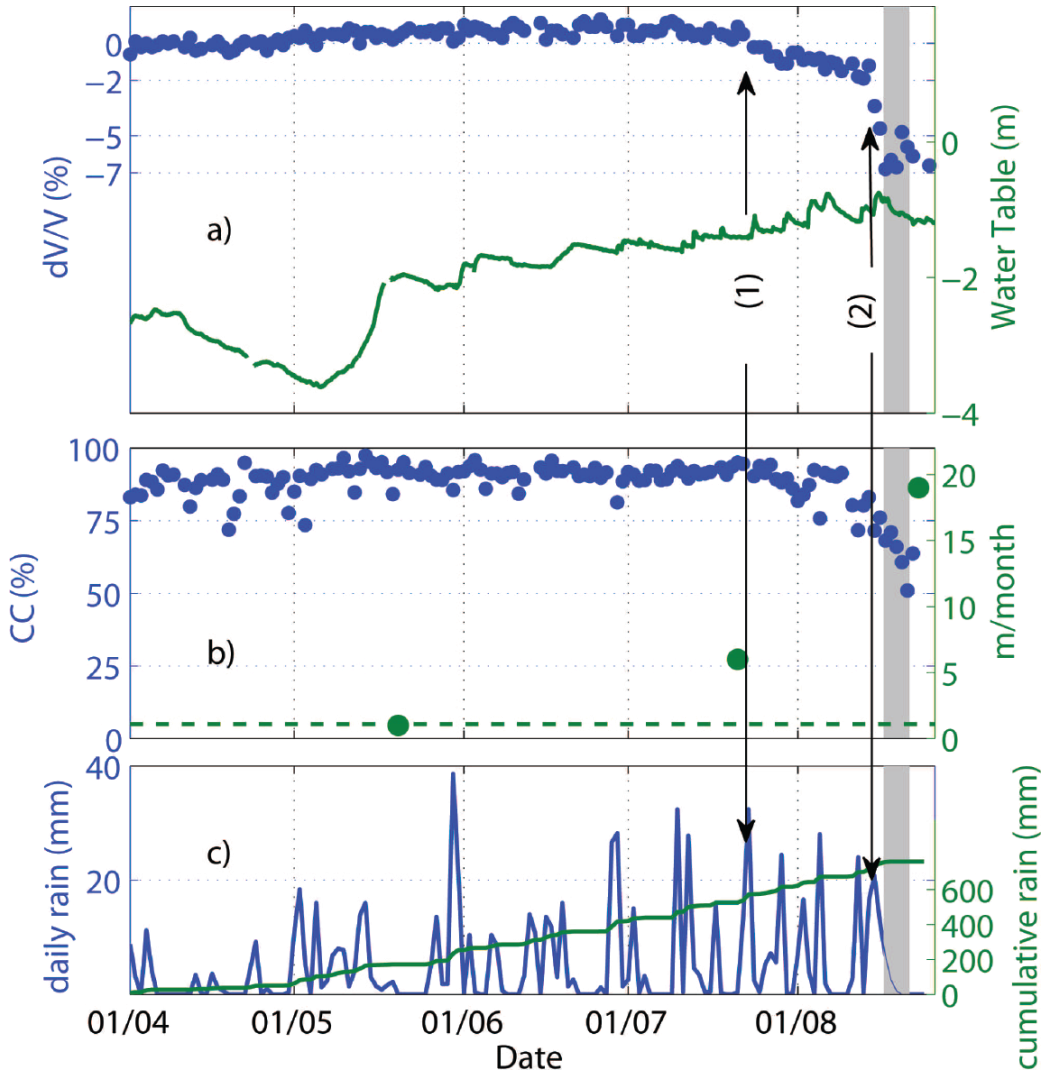


Figure 124 : Evolution du rapport *dV/V* sur le glissement de Pont-Bourquin (Suisse) d'avril à septembre 2010, d'après Mainsant et al. (2012). (**a**) Variation du rapport *dV/V* (points bleus) et du niveau piézométrique (courbe verte) ; (**b**) Evolution du coefficient de corrélation issu du calcul de *dV/V* (points bleus) et du déplacement moyen du glissement (points verts) ; (**c**) Précipitations. La bande grise indique un évènement de déstabilisation majeur du glissement ; les lignes verticales indiquent des baisses significatives du rapport *dV/V* et du coefficient de corrélation, synchrones de pics de pluie.

Les méthodes de sismiques passives présentent un attrait particulier dans le suivi du changement comportemental des zones superficielles. En effet, les variations de corrélation de bruit sismique sont grandement influencées par l'évolution de la rhéologie du milieu et semblent indiquer des changements d'état liés aux transitions solide-fluide du sous-sol.

ANNEXE 4

Méthodes électriques passives

Ces méthodes sont basées sur les propriétés électrochimiques et électrocinétiques naturelles du sol étudié, créant des contrastes de potentiel électrique pouvant varier dans le temps. Ces contrastes de potentiel sont à mettre en relation avec la présence d'eau (pression hydrostatique), de gradients chimiques ou de variations de température (Hack, 2000 ; Revil et al., 2001, 2012 ; Meric, 2006). Il est également possible de capter des contrastes électriques liés directement à la lithologie (potentiel minéral).

Polarisation spontanée (SP)

La mesure polarisation spontanée (*Self-Potential*, SP en anglais) consiste à laisser deux électrodes en contact avec le sol, reliées à un voltmètre à forte impédance. Grâce à des installations utilisant un réseau d'électrodes, il est possible d'établir des cartographies de polarisation spontanée dont on peut apprécier les variations dans le temps (Figure 125). Le potentiel électrocinétique est la source majeure du champ électrique mesuré et est directement lié à la circulation de fluide à l'intérieur du sol étudié. L'interprétation restera cependant principalement qualitative. Ainsi, une anomalie positive du potentiel spontané indique une résurgence de fluide (mouvement ascendant), tandis qu'une anomalie indique une zone d'infiltration (mouvement descendant).

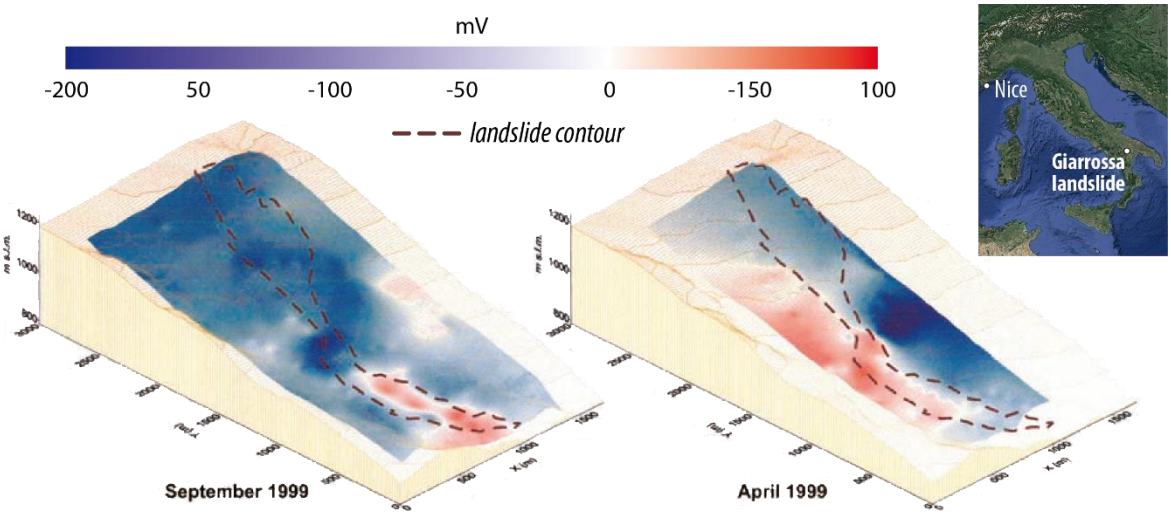


Figure 125 : Cartes de polarisation spontanée de surface sur le glissement de Giarrossa (Italie) en avril et septembre 1999, d'après Lapenna et al., 2003.

Cette méthode, facile à mettre en œuvre, permet de mettre en évidence différents régimes hydriques propre à certaines zones (zones d'infiltration préférentielles en partie amont de glissement par exemple) mais également d'observer les saisonnalités hydrologiques des zones étudiées (Figure 125).

Les mesures en continu sur les glissements de terrain fournissent des informations sur la dynamique des conditions hydrogéologiques internes (Lapenna et al., 2003 ; Meric et al., 2005 ; Meric, 2006). Ces chroniques temporelles d'évolution de saturation de la surface peuvent être mises en relation avec les mesures de déplacements, permettant de confirmer le rôle majeur des apports d'eau dans le comportement instable de ces zones.

Polarisation induite (IP)

La méthode de polarisation induite (*Induced Polarization*, IP) mesure la polarisation à basse fréquence des matériaux étudiés, correspondant à sa capacité à stocker la charge électrique. Un courant est injecté durant un certain laps de temps, puis coupé, et la décroissance du potentiel est mesurée entre deux électrodes placées à la surface (Revil et al., 2012). En effet, le retour à un potentiel nul ne se fait pas instantanément et la forme de la courbe de décharge permet de déterminer les effets de polarisation de portions du sol. Le terrain dans lequel le courant circule, principalement par conduction ionique, se décharge à la manière d'un condensateur. Le délai mesuré (en temps ou en fréquence) dépend de plusieurs paramètres physico-chimiques tels que la conductivité des fluides traversés et des particules conductrices (argiles et oxydes essentiellement).

Dans l'étude des sous-sols, l'imagerie en polarisation induite permet de mettre en évidence de forts contrastes géophysiques dus à des variations de conductivités (Figure 126). Ainsi, couplée à des profils de résistivité électrique, l'acquisition de profils de polarisation induite permet de discriminer des zones poreuses à fort potentiel de circulation d'eau (faible résistivité) de zone riches en argile ou graphite (faible résistivité, forte chargeabilité) telles que les zones de failles tectoniques (Marescot et al., 2008).

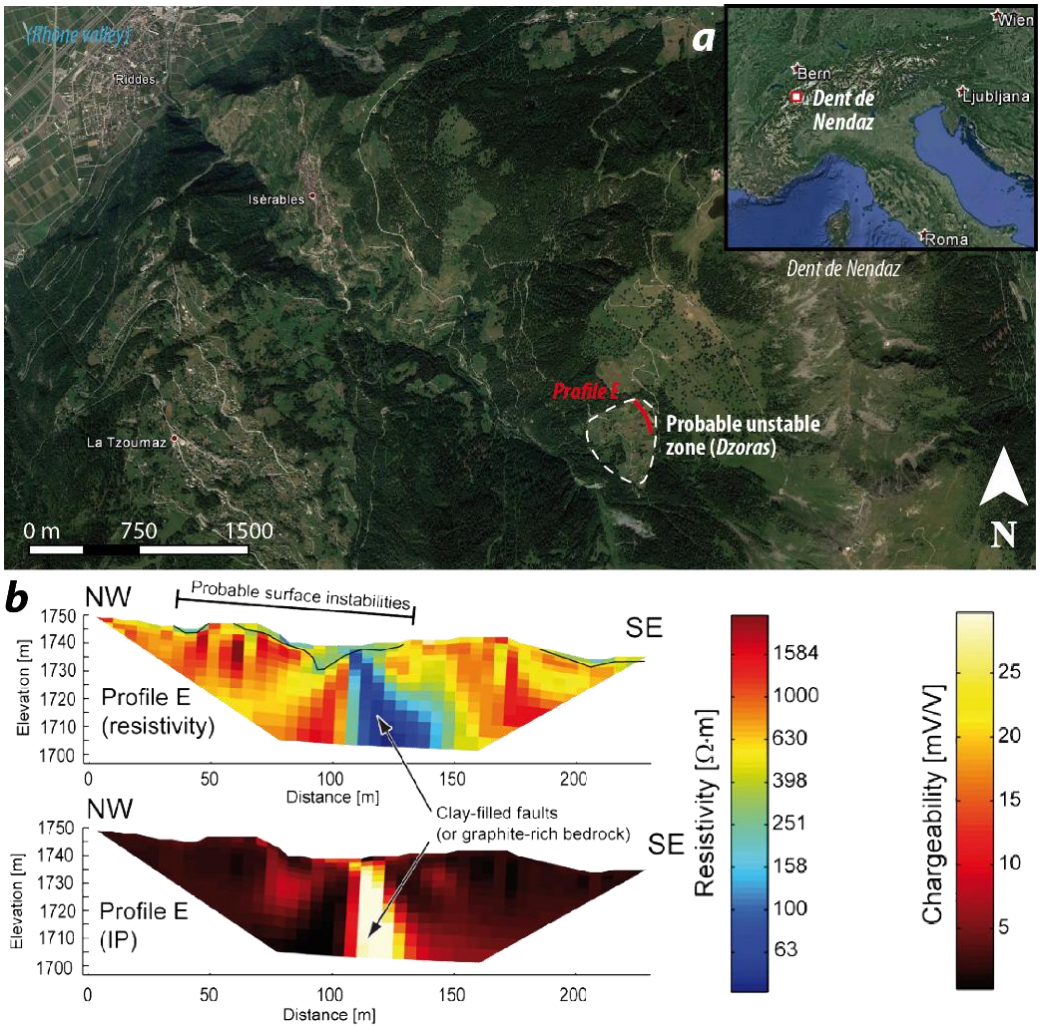


Figure 126 : (**a**) Localisation de la zone instable de Dzoras, proche de la Dent de Nendaz, en rive Sud du Rhône, en Suisse ; (**b**) Images du profile E de résistivité et polarisation induite, daprès Marescot et al. (2008).