



Caractérisation de versants argileux instables dans des conditions hydrogéologiques hétérogènes. Approche géophysique

Grégory Bièvre

► **To cite this version:**

Grégory Bièvre. Caractérisation de versants argileux instables dans des conditions hydrogéologiques hétérogènes. Approche géophysique. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2010. Français. <tel-00497188>

HAL Id: tel-00497188

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00497188>

Submitted on 5 Jul 2010

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.

Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique

École Doctorale Terre - Univers - Environnement

THÈSE

présentée par

Grégory Bièvre

Sous la direction de Denis Jongmans et Vilma Zumbo

Pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement

Caractérisation de versants argileux instables
dans des conditions hydrogéologiques hétérogènes.
Approche géophysique

Soutenue publiquement le 12 mai 2010

Jury :

Anne PAUL	Université de Grenoble	Présidente du jury
Gilles GRANDJEAN	BRGM	Rapporteur
Olivier MAQUAIRE	Université de Caen	Rapporteur
Rafaël ANGULO	Universités de Grenoble et Lyon	Examineur
Denis JONGMANS	Université de Grenoble	Directeur de thèse
Vilma ZUMBO	Inexia-Ingénierie	Co-directrice de thèse

Et :

Gilles BERTAINA	CETE de Lyon	Invité
-----------------	--------------	--------

Caractérisation de versants argileux instables dans des conditions hydrogéologiques hétérogènes. Approche géophysique

Ce travail vise à comprendre les relations qui existent entre, d'une part, les hétérogénéités lithologiques et structurales au sein d'un glissement argileux et, d'autre part, l'alimentation en eau des surfaces de glissement. Le site d'étude est le glissement d'Avignonet (Trièves, Alpes françaises), constitué d'argiles glaciolacustres würmiennes. Ce glissement, d'une surface d'environ 1.5 km², est situé à proximité immédiate de celui d'Harmalière qui a évolué en coulée boueuse en 1981. Plusieurs surfaces de glissement sont connues à des profondeurs variables (5, 10-15 et 40-50 m). Dans ces terrains saturés (en dehors de la frange superficielle), les vitesses moyennes de déplacement peuvent atteindre 0.15 m/an. Les observations géodésiques indiquent que, bien que situés dans des contextes géologique et météorologique identiques, les deux glissements ont des cinétiques différentes depuis les années 60 au moins. À l'aide d'outils géophysiques (bruit de fond, tomographies sismiques et électriques, diagraphies) couplés à des données géotechniques (forages, essais de laboratoire, analyses d'échantillons), géodésiques et météorologiques, il est possible de mettre en évidence une activité variable à différentes échelles au sein du glissement. À l'échelle régionale, le contexte morphologique conditionne la cinématique du mouvement de terrain. Les hétérogénéités lithologiques, au sein de la séquence argileuse, induisent un comportement hydrogéologique variable et, conséquemment, une cinétique différentielle en surface. Finalement, les hétérogénéités structurales, telles que les fissures dans une zone intensément déformée, servent de chemin d'infiltration préférentielle et permettent d'apporter rapidement de l'eau jusqu'à la nappe superficielle et aux surfaces de glissement à 10 m de profondeur.

Mots-clefs : Argiles, glissement de terrain, hétérogénéité, lithologie, fissures, eau, infiltration préférentielle, géophysique.

Characterisation of hydrogeologically heterogeneous unstable clayey slopes. A geophysical approach

This work aims to understand the relationships between, on the one hand, structural and lithological heterogeneities within a clayey landslide and, on the other hand, the observed differences in displacement velocities and water drainage down to shear surfaces. The study site is the Avignonet landslide (Trièves area, French Alps) made of quaternary glaciolacustrine clays. This landslide encompasses a surface of about 1.5 km² and is located in the immediate vicinity of the Harmalière landslide, which evolved into a mudflow in 1981. Several slip surfaces are known at different depths (5, 10-15 and 40-50 m). Within these saturated levels (except for the superficial fringe), mean displacement rates can reach 0.15 m/year. Geodetic data collected since the 60s shows that, even if located in similar geological and meteorological contexts, the two slides exhibit different kinematics. The combination of geophysical (ambient noise, resistivity and seismic tomographies, well logging), geotechnical (drillings, lab tests, sample analysis), geodetic and meteorological tools allow the identification of the main controlling factors, the effects of which vary as a function of the spatial scale. At a regional scale, the paleomorphological setting controls landslide kinematics. At the landslide scale, lithological heterogeneities allow pore pressure regulation and, consequently, variable kinematics. At the scale of an intensely deformed zone, fissures serve as preferential infiltration paths and allow water drainage down to the perched water table and shear surfaces down to 10 m depth.

Keywords : Clays, landslide, heterogeneity, lithology, fissures, eau, preferential infiltration, geophysics.

Remerciements

Ayé, c'est fini... Pour reprendre les mots de quelqu'un qui a aussi fait sa thèse à un âge « avancé », je suis content d'écrire ses lignes car ça signifie que ce travail est fini.

Cette thèse est un petit peu particulière. D'habitude, on a des idées et ensuite on cherche un financement pour pouvoir les creuser. Dans mon cas, c'est l'inverse qui s'est produit, à peu de choses près. De nombreuses personnes ont permis que ce travail se réalise. C'est bateau mais c'est vrai. On commence par les officiels.

Un grand merci tout d'abord à Vilma Zumbo, grâce à qui cette thèse a vu le jour. Elle a su argumenter auprès de la direction du labo d'Autun et du CETE de Lyon (un grand merci pour les crédits de formation) pour permettre à un agent en place depuis quelques années de reprendre les études. Merci d'avoir co-encadré cette thèse et de l'avoir suivie, même à distance, depuis le début jusqu'à la rédaction de la dernière ligne. J'espère que le travail réalisé montre que ça valait le coup. Pour rester au Labo d'Autun, merci à toutes les personnes qui m'ont facilité la vie administrative (Annie, Sylviane, Paul) et pratique (Ludo, David et Christophe Aubagnac).

Au LGIT, merci à Denis Jongmans pour avoir bien voulu considérer notre demande un peu originale et avoir dirigé ce travail, pour la grande liberté, la confiance et la présence constante au cours de cette thèse. J'espère être devenu un peu plus rigoureux. Par contre je n'ai toujours pas réussi à améliorer ma ponctualité...

Merci ensuite au LCPC, et tout particulièrement à Jean-Pierre Magnan, pour avoir accepté Avignonet comme site d'étude dans le cadre de l'opération sécheresse. Ce simple fait a permis de réaliser de nombreux sondages sur place, indispensables à la compréhension du site. Encore une fois, j'espère qu'une partie de ce travail (le dernier chapitre) permettra d'apporter quelques billes à la compréhension des transferts et de l'évolution de l'humidité dans les sols fissurés. Je remercie aussi Myriam Duc, Yasmina Boussafir et Emmanuel Bourgeois pour l'intégration passée et en cours dans des opérations du LCPC. Ce travail a aussi été partiellement financé par des programmes européens (Mountain Risks), ANR (Ecoupref), régionaux (PGRN) ou de structures fédératives (VOR).

Une fois qu'on a un manuscrit, il faut un jury qui accepte de le lire. Merci à Olivier Maquaire et Gilles Grandjean pour avoir bien voulu rapporter ce travail. Merci à Anne Paul et Rafaël Angulo-Jaramillo pour l'avoir examiné et à Gilles Bertaina pour avoir accepté l'invitation à la soutenance.

L'école doctorale TUE a aussi permis que ce travail se déroule dans de bonnes conditions. Merci aux directeurs successifs (Anne-Marie Boullier, Etienne Jaillard & Jean-Luc

Jafrezzo) ainsi qu'aux responsables administratives successives (Sylvianne Flammier, Mathilde Desgranges et Christine Bigot) qui ont toujours eu la patience de m'expliquer les méandres administratifs de l'université.

Cette thèse a débuté au LIRIGM et s'est poursuivie, dans d'aussi bonnes conditions, au LGIT. Je remercie l'ensemble de la direction du LGIT, des services informatique (qui, au bout de 3 ans, a fini par me convaincre que 99.9% de mes problèmes se situent bien entre le clavier et le fauteuil), administratif, documentaire (Ma'ame Talour) et support. Merci aussi aux représentants des étudiants qui prennent sur leur temps pour nous faciliter la vie.

Cette thèse a bénéficié d'un comité de pilotage, qui a permis de faire le point régulièrement, de valider et/ou de réorienter le travail. Je remercie Richard Lagabrielle, Philippe Cote, Jean-Pierre Magnan et Thierry Winiarski pour avoir bien voulu consacrer un peu de leur temps à ma personne.

Viennent ensuite tous les gens qui m'ont aidé, que ce soit sur le terrain, devant un ordinateur ou une machine bizarre, ou bien qui ont pris quelques minutes pour discuter et m'expliquer deux-trois trucs. Merci à tous. Par catégorie, les nominés sont (il y'en a qui sont dans plusieurs, je les nomme à chaque fois. Après tout, je fais ce que je veux dans ces pages) :

- « terrain géophysique » : Denis, Yves « papa Noël » Orengo, Robert Guiguet, Stéphane Schwartz, Florence Renalier, Ulrich Knieß, Yann Berquin, Mathieu Feregotto, Bastien Chiozzotto, Oxa, Jean-Paul Laurent, Gérard Nordest, Sylvain Grangeon, Rémi Béthoux, Éric Larose, Clara Levy, Adrien Bronner, Guénoles Mainsant, Lionel Darras, Gilles Henry & Bernard Célerier (LGHF Montpellier), les étudiants 2A de Polytech et les M2P-GER ;
- « forages, débouchage de forage, analyse des carottes, instrumentation et essais géotech » : Yves Orengo (encore), Sylvain Grangeon (encore lui aussi), Rémi Béthoux, Guy Monnot et les sondeurs du Labo d'Autun (et chapeau-bas pour avoir réussi à carotter 50 m dans les conditions que je vous ai imposées), Marc Citeau, Cathy Hung (la reine du boudin ; c'est une blague de géotech), Marc Desmet (« Hé, Greg ! Y'a une couille, là ! »), Marc Danjean, Gwenaëlle Roux, David Goutaland, Maxime Debret, Thierry Winiarski (merci pour toutes les chouettes manip depuis 2003 [en particulier l'Islande], la confiance pour les enseignements, les discussions passionnées de jour comme de nuit et les nombreux conseils pertinents prodigués, et mention spéciale pour la course sur le glacier de l'Étendard au matin de mes 35 balais) et Jérôme Nomade (là, mention spéciale pour ta super feuille excel de granulo, à laquelle, je peux l'avouer maintenant, je n'ai rien compris...) ;
- « géophy sismique » : Éric Larose, Florence Renalier et Fabien Hubans pour les codes et les discussions sur les corrélations (pas eu le temps mais ça va venir), Philippe Guéguen pour la CityShark et Philippe Cote pour les inflammateurs et leur mise en œuvre ;
- « géophy électrique » : Marc Desclôîtres et Rémi Clément du LTHE, M.H. Loke, Richard Lagabrielle et Sérgio Palma-Lopes (Sérgio, merci pour répondre à mes questions sur l'électricité depuis bientôt 10 ans) ;
- « GPS » : Nathalie Cotte et Andrea Walpersdorf ;
- « géol & hydro » : Thierry Winiarski, Sylvain Grangeon (il commence à squatter

- partout, lui...), Gérard Nicoud, Gilles Ménard, Jean-François Gamond et Gilles Brocard ;
- « DRX » : Morgane Morin, Bruno Lanson et Sylvain Grangeon (oui oui, encore) ;
 - « traitement du signal » : Jacques DeParis, Florence Renalier et Marc Wathelet ;
 - « discussion sur les glissements de terrain, la géophysique et l'instrumentation » : Denis (of course), Stéphane Garambois, Gilles Grandjean, Olivier Maquaire et Jean-Philippe Malet ;
 - « observatoire » : cette thèse a débuté lors de la mise en place de MOUVARGI, avec la labellisation de l'observatoire OMIV quelques mois plus tard. J'ai donc bénéficié de données continues sur certains paramètres tout au long de mon travail. C'est un luxe en même temps que d'être essentiel ;
 - « divers » : les photos réussies qui se trouvent dans ces pages sont l'œuvre de Jeanne Bousageon (IRMA) et Sylvain Grangeon (sic). Les photos pourries sont de moi. Merci à François Thouvenot pour m'avoir fourni les données SISMALP. Le prélèvement correct des restes végétaux a été effectué au masque chirurgical par Julien Carcaillet ; là, j'étais certain de pas dater le saucisson qui restait sur ma lame de couteau comme lors du premier échantillonnage (oui oui, je sais, on se dit « c'est une blague »). Les données inclinométriques et géodésiques, ainsi que leur mise à jour, ont été fournies par Bastien Auber (RTM). Merci aux habitants du Mas d'Avignonet pour m'avoir prêté des outils, indiqué des affleurements intéressants et facilité le travail sur la partie instrumentée. Et merci à Céline Bourdeau pour sa relecture attentive du manuscrit qui a permis d'en virer de nombreux coquilles.

Voilà voilà. Au vu de cette liste imposante, j'espère que vous aurez l'impression que j'ai quand même un peu bossé (si jamais vous lisez la suite)... Merci aux collègues de pause-café et clope (parfois passive), on apprend beaucoup de choses intéressantes durant ces moments. J'ai donc laissé une partie de mes poumons pendant ces pauses en compagnie de Stoof, Oxa, Jacques, Vince, Benjamin, Rémi et... et... Oui, encore lui, Sylvain G. Salutations à mes différents co-bureau et félicitations pour avoir fait preuve de philosophie face à ma science du rangement et de l'occupation de l'espace.

Merci à Claire, Stoof, Aurèle et tous ceux qui ont participé à l'organisation parfaite du pot de thèse. Merci à ma famille d'être venue pour la soutenance et de me supporter depuis tout ce temps. Merci à mes potes pour la même chose.

En remontant un peu plus loin, je tiens à mentionner 3 personnes qui m'ont donné goût aux sciences de la Terre, lors du début de mes études, à Dijon : Jean-Paul Loreau, Jacques Thierry et Didier Quesne (les clinofformes de progradation du Vercors méridional, c'est la classe). C'est donc en Bourgogne que j'ai fait mes premières armes comme casseur de cailloux en sédimentologie des carbonates. Comme quoi, ça mène à tout.

À l'heure d'écrire ces lignes, j'ai une pensée pour Dominique Bénard, « vercorologue » averti qui nous a quitté il y a peu et grâce à qui j'ai pu réaliser la plus grande partie de l'échantillonnage lors de mon DEA.

En dehors du travail, merci à EDF, le meilleur groupe de Grenoble tout simplement, avec qui je me suis bien marré pendant tout ce temps : Romain « attendez, je me règle, là », Marso « ouah, chuis crevé les gars », Marcus « Oh, tiens, encore une corde » et

le leader charismatique Oxa « Comment ça on comprends pas?? ». J'espère que ça va continuer. Merci à toute la raïa que j'ai croisée régulièrement et avec qui j'ai passé plus que des bons moments : tous les cocos de la rue cure-bourse (ce nom n'est pas une blague), LPG, les Bud, les Chevals Hongrois, tous les autres groupes avec qui on a joué, la fine équipe du Yassou, Poulpo et tant d'autres.

Il reste la plus importante, Claire, qui m'a supporté, dans tous les sens du terme, pendant ces plus de 3 ans. J'espère pouvoir te rendre un peu la monnaie. Et quand je vois ce qui arrive, je me dis qu'il va falloir que je m'y mette rapidement...

« *Il vaut mieux prendre des principes moins nombreux et de nombre limité.* »
Aristote, anticipant le principe du rasoir d'Ockham, puisqu'il faut mettre une citation.

« *N'importe quoi lui.* »
Le Poulpe

Table des matières

Introduction	1
Contexte de la thèse	1
Les points de blocage	4
Objectifs de la thèse	6
Organisation du manuscrit	7
1 Les glissements de terrain dans les sols et roches meubles : description et analyse	9
1.1 Description et classification des glissements de terrain	9
1.1.1 Classification des glissements de terrain	9
1.1.2 Analyse de la rupture	10
1.2 Les facteurs de contrôle internes	13
1.2.1 Paramètres géologiques et géomorphologiques	13
1.2.2 Paramètres géotechniques	15
1.2.3 Niveau hydrostatique et teneur en eau	17
1.2.4 La fissuration	19
1.3 Les facteurs de contrôle externes	21
1.3.1 Histoire morphologique	21
1.3.2 Pluviométrie et fonte des neiges	21
1.3.3 Les séismes	22
1.4 Les outils de caractérisation	25
1.4.1 Les méthodes géodésiques	25
1.4.2 Les méthodes géotechniques	31
1.4.3 Les méthodes hydrologiques	35
1.4.4 Les méthodes géophysiques	37
1.4.5 Stratégie de caractérisation	48
2 Contextes géologique et géotechnique du glissement d’Avignonet	51
2.1 Contexte géologique général	52
2.1.1 Contexte géologique anté glaciations	52
2.1.2 Histoire géologique quaternaire	53
2.1.3 Sismicité instrumentale	59
2.2 Contexte hydrogéotechnique	60
2.2.1 Historique des désordres	60
2.2.2 Hydrogéologie	60
2.2.3 Géodésie et déplacements	62

2.2.4	Caractérisation géotechnique	68
2.3	Caractérisation géophysique	69
2.3.1	Résistivité électrique	70
2.3.2	Paramètres sismiques	70
2.3.3	Relation entre Vs et vitesses de déplacement en surface	71
2.4	Hypothèses de travail	72
3	Structure géologique des glissements d'Avignonet et d'Harmalière	75
3.1	Introduction	75
3.2	Combined use of remote-sensing and ground geophysical techniques to investigate geological control on landslides (Trièves area, Western Alps, France)	75
3.2.1	Résumé	76
3.2.2	Introduction	76
3.2.3	Geological structure and mapping	79
3.2.4	Landslide geomorphology and history	80
3.2.5	Geophysical investigation	89
3.2.6	Discussion	95
3.2.7	Conclusion	100
3.3	Traitement des données H/V	101
3.3.1	Théorie	101
3.3.2	Les courbes H/V	102
3.3.3	Calculs des épaisseurs de la tranche de sol	103
3.4	Conclusion	107
4	Mise en évidence d'hétérogénéités au sein de la séquence argileuse	109
4.1	Introduction	109
4.2	Les Argiles du Trièves dans la combe d'Avignonet	110
4.2.1	Nouvelles observations de terrain	110
4.2.2	Analyse du sondage T4	111
4.2.3	Analyse du sondage T5	124
4.2.4	Synthèse des observations géologiques	126
4.3	Mise en évidence d'hétérogénéités par méthodes géophysiques	127
4.3.1	Hétérogénéités verticales détectées par réflexions d'ondes P	127
4.3.2	Variations latérales de faciès	133
4.4	Essais géophysiques en forages	151
4.4.1	Corrélations gamma-ray	151
4.4.2	Diagraphies acoustiques	151
4.5	Mesures de déplacements	154
4.6	Discussion et synthèse générale	155
4.7	Conclusion	158
5	Caractérisation et estimation du rôle des fissures dans l'infiltration et l'instabilité d'une zone de déformation superficielle intense	159
5.1	Résumé	159
5.2	Application of geophysical measurements for assessing the role of fis- sures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps)	160
5.2.1	Introduction	160

5.2.2	Geological and hydrogeological contexts	161
5.2.3	Investigation methods	164
5.2.4	Site characterization	168
5.2.5	Fissure characterization	177
5.2.6	Synthesis and conclusions	179
Conclusions générales et perspectives		183
Conclusions	183
Observations à l'échelle régionale	184
Observations à l'échelle du glissement d'Avignonet	184
Observations à l'échelle d'une zone active	185
Perspectives	186
Références bibliographiques		189

Introduction

Contexte de la thèse

L'aménagement croissant du territoire (urbanisation, infrastructures routières, réseaux de transport d'énergie, exploitation du sol, etc.) conduit à augmenter le risque d'exposition aux aléas naturels, dont les mouvements de terrain sont une des composantes. Les mouvements de terrain sont répartis sur l'ensemble du globe et se présentent sous plusieurs formes, en fonction de leur géométrie, de leur activité et de la nature du matériau mobilisé. Parmi les classifications proposées, celle de Cruden and Varnes (1996) est une des plus utilisées. Les principaux types de mouvements de terrain sont l'éboulement, le fauchage, le glissement de terrain plan ou rotationnel, la coulée de débris et la coulée boueuse.

Les éboulements (*falls* ; Fig. 1a) caractérisent les mouvements de matériaux rocheux sur des pentes prononcées ($> 45^\circ$) et mobilisent des masses variables avec des vitesses élevées. Le fauchage (*topple* ; Fig. 1b) correspond à une torsion ou un basculement de blocs en direction de la vallée, le long de pentes marquées ($> 45^\circ$) et avec des vitesses pouvant être faibles à élevées. Les glissements de terrain se produisent dans des sols ou des roches meubles et se manifestent par un glissement de la masse le long d'une ou plusieurs surfaces de rupture concave (pour les glissements circulaires ou rotationnels ; *rotational earth-slide* ; Fig. 1c) ou plane (glissement translationnel ; *translational earth-slide* ; Fig. 1d). Les pentes affectées sont très variables, de même que les vitesses (très lentes à très rapides). Les coulées concernent des matériaux peu ou pas consolidés, qui évoluent le long de la pente à la façon d'un fluide dont la vitesse est contrôlée par la viscosité (elle-même dépendante de la teneur en eau). Cruden and Varnes (1996) distinguent les coulées de débris (*debris flow* ; Fig. 1e) des coulées de boue (*mudflow* ; Fig. 1f) qui impliquent un matériau fin (au moins 50 % de particules de taille inférieure à 2 mm). Ce type de mouvement de terrain peut être généré par des séismes (Cruden and Varnes, 1996). La reptation, ou solifluxion (*creep* ; Fig. 1g), est un écoulement très lent causé par une contrainte cisailante affectant la couverture mais toutefois trop faible pour causer une rupture. La reptation peut être progressive, continue ou saisonnière, selon la tranche du sol affectée par les changements de teneur en eau et de température. Le déplacement latéral (*lateral spread* ; Fig. 1h) s'effectue sur de faibles pentes et est causé par la liquéfaction de sols de faible cohésion (généralement des sables et des silts). Il se manifeste par un mouvement d'extension latérale accompagné de fractures cisailantes et de fissures de tension.

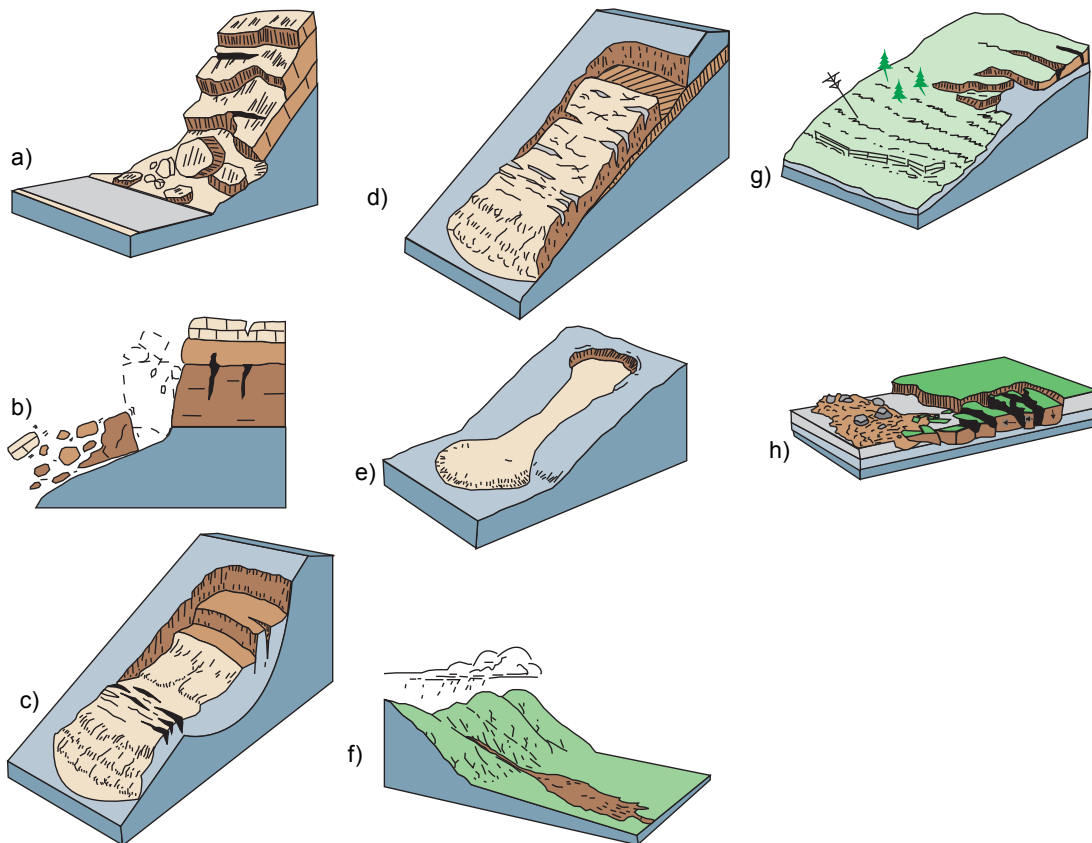


Figure 1 – Les principaux types de mouvements de terrain (Highland and Johnson, 2004).
a) Éboulement ; b) Fauchage ; c) Glissement circulaire ou rotationnel ; d) Glissement plan ou translationnel ; e) Coulée de débris ; f) Coulée boueuse ; g) Étalement latéral ; h) Reptation (creep). D'après la classification de Varnes (1978).

Dans les mouvements de terrain, on discerne également :

- l’effondrement de cavités souterraines naturelles ou anthropiques ;
- l’effondrement de berges ;
- les avalanches neigeuses ;
- les phénomènes de retrait/gonflement et de tassement des sols, qui ont une composante principalement verticale.

Afin de prévenir et d’améliorer la protection face aux mouvements de terrain, la communauté scientifique internationale s’est fortement investie dans la compréhension de ces phénomènes naturels, ainsi que le montre l’accroissement du nombre annuel de publications dans des revues internationales à comité de lecture (Fig. 2 ; Gokceoglu and Sezer, 2009) à partir du début des années 1980 (moins de 10 publications).

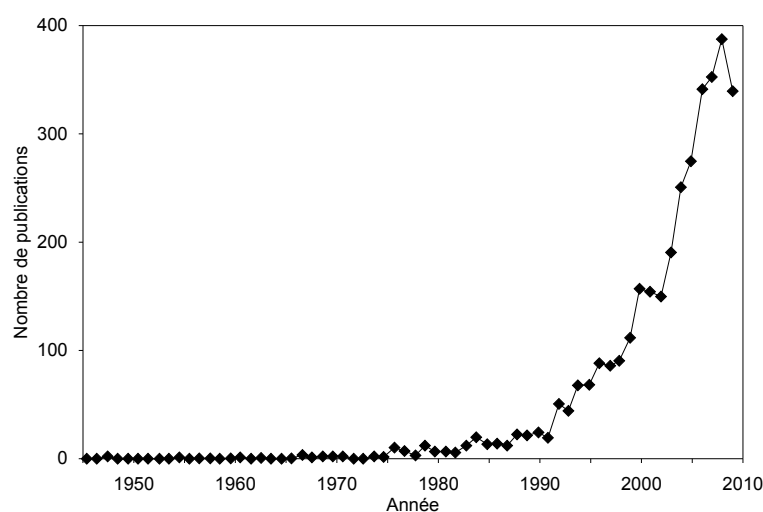


Figure 2 – Évolution du nombre annuel de publications scientifiques sur les mouvements de terrain entre 1945 et 2008, dans des revues internationales à comité de lecture (Gokceoglu and Sezer, 2009).

L’*International Disaster Database* (IDD ; www.emdat.be) dénombre les mouvements de terrain catastrophiques au niveau mondial. Depuis 1909, leur nombre s’est monté à 580, dont 76 en Europe (Table 1). Ils ont entraîné la mort de 59 830 personnes (plus de 16 000 en Europe) avec un impact économique estimé à plus de 7000×10^6 US\$.

Parmi ces mouvements, les glissements et coulées sont cinq fois plus nombreux que les éboulements et avalanches rocheuses au niveau mondial, tandis qu’ils semblent s’équilibrer en Europe (Table 1). Dans les deux cas, les glissements et coulées apparaissent beaucoup plus dévastateurs, en termes humain et matériel.

La figure 3 donne une représentation cartographique des communes affectées par des glissements (hors coulées) recensés dans la base de données nationale des mouvements de terrain BDMvt (www.bdmvt.net). Cette base de données est développée et gérée, depuis 1994, par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) qui l’alimente en partie, ainsi que différents services de l’État : Ministère de l’Environnement, réseau des Centre d’Études Techniques de l’Équipement (CETE) et

Table 1 – Événements gravitaires catastrophiques recensés pour la période 1909-2009 au niveau mondial. Source : International Disaster Database (www.emdat.be). Les critères d'intégration à la base de données sont : au moins 10 morts, ou au moins 100 personnes impactées, ou une déclaration d'état de catastrophe, ou une demande d'assistance humanitaire. La catégorie « impactés » comprend les personnes ayant besoin d'assistance pendant la période d'urgence (blessés et évacués). Le coût est indexé sur la valeur du dollar américain de l'année 2000.

	Occurrences	Tués (x10 ³)	Impactés (x10 ³)	Coût (x10 ⁶ US\$)
Monde				
Avalanche / chute de blocs	98	4.81	70.94	827.49
Glissement de terrain / coulées boueuses	482	55.02	11178.02	6395.03
<i>Total</i>	<i>580</i>	<i>59.83</i>	<i>11248.96</i>	<i>7222.52</i>
Dont Europe				
Avalanche / chute de blocs	40	1.41	14.95	777.49
Glissement de terrain / coulées boueuses	36	15.38	33.86	2334
<i>Total</i>	<i>76</i>	<i>16.79</i>	<i>48.81</i>	<i>3111.49</i>

services de Restauration des Terrains de Montagne (RTM). Cette base, non exhaustive, fournit une image indicative des régions les plus touchées. Le nombre de communes impactées par les glissements de terrain au niveau de la France métropolitaine représente environ 10 % de l'ensemble des communes. La figure 3 indique une très nette asymétrie de la répartition des glissements, avec une séparation selon un axe de direction Sud-Ouest/Nord-Est. Les glissements sont principalement situés dans les régions au relief marqué (Alpes, Pyrénées, Massif Central, Vosges). La région Rhône-Alpes est la plus touchée, avec 2285 événements pour un total de 9599 reportés en France métropolitaine au 15 décembre 2009 (soit environ 1/4; Table 2). Au moins 30 % des 2879 communes de cette région ont ainsi été soumis à au moins un glissement. Les glissements de terrain constituent donc un des risques majeurs pour la région Rhône-Alpes.

Table 2 – Mouvements de terrain reportés dans la base de données BDMvt et détails pour la région Rhône-Alpes (www.bdmvt.net). Base de données consultée le 15 décembre 2009.

	Nombre de communes impactées	Nombre d'événements reportés
Rhône-Alpes	843	2285
France	3888	9599

Les points de blocage

Les glissements de terrain sont généralement considérés comme des objets ponctuels isolés dans le temps et dans l'espace. Les études sont classiquement menées au moyen de bases de données de type catalogue et de reconnaissances ponctuelles, qui ne permettent notamment pas d'aborder l'aspect cinématique de ces objets. Des travaux récents ont cependant suggéré qu'il s'agit de phénomènes rarement isolés (par exemple, Maquaire, 2005), d'activité continue, bien que variable temporellement et spatialement. Le manque de données fiables dans l'espace et dans le temps est donc

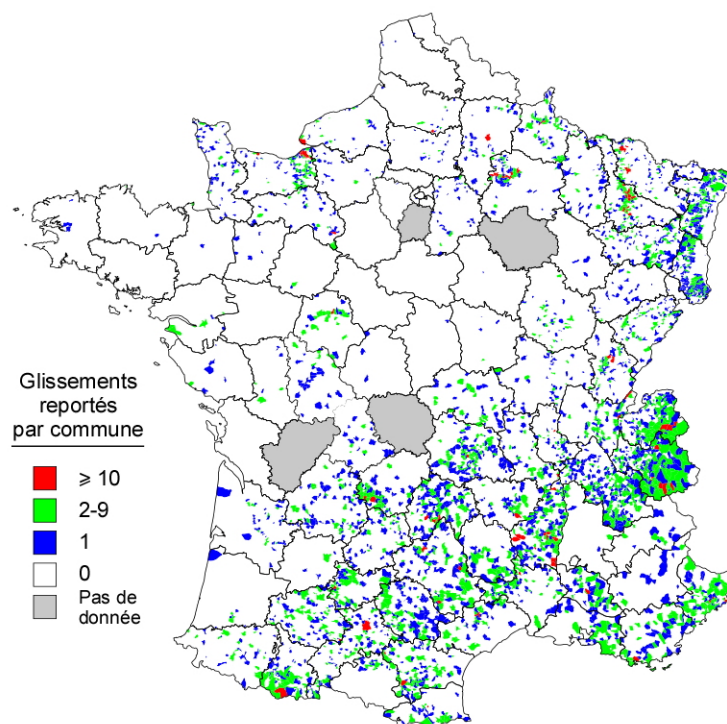


Figure 3 – Communes de France métropolitaine affectées par des glissements (*sensu stricto*) reportés dans la base de données mouvements de terrain BDMvt (www.bdmvt.net). Base de données consultée le 15 décembre 2009.

un frein à la compréhension de la cinématique de ces mouvements et de leur impact à une échelle régionale (Dikau and Schrott, 1999).

Parmi les glissements de terrains, les instabilités qui se développent dans les massifs argileux et/ou de roches fines meubles sont des systèmes complexes contrôlés par de nombreux facteurs (Cornforth, 2005; Sidle and Hochiaï, 2006). Ceux-ci peuvent être internes (nature lithologique, fracturation, hydrologie) ou externes au système (contexte paléogéographique, pluviométrie, sismicité, influence anthropique). Parmi ces facteurs de contrôle, l'un des phénomènes identifié déclencheur et/ou accélérateur des glissements est l'infiltration d'eau (Flageollet et al., 1999; Iverson, 2000; Picarelli et al., 2004; Meisina, 2006; Tofani et al., 2006). Depuis des dizaines d'années, de nombreuses études ont cherché à qualifier et quantifier cette influence *via* des corrélations des déplacements avec la pluviométrie (Moser and Hohensinn, 1983; Wilson and Wiczorek, 1995; Terlien, 1998; Aleotti, 2004; Chen et al., 2005). De plus, suite à de fortes pluies et/ou une fonte du manteau neigeux qui génèrent une augmentation de la pression interstitielle, ces glissements relativement lents sont soumis à des phénomènes de fluidification et d'accélération qui peuvent les faire évoluer en coulée boueuse ou laves torrentielles rapides (Picarelli et al., 2004; Malet et al., 2005a; Van Asch et al., 2006). Les relations entre la pluviométrie, l'infiltration d'eau dans le sol et l'activité des glissements restent cependant complexes (Van Asch et al., 2007) et les mesures effectuées restent ponctuelles. Des données détaillées sont nécessaires pour comprendre les mécanismes d'infiltration (Malet et al., 2003; Van Asch et al., 2009). À ce jour, il n'existe pas de méthode prévisionnelle fiable pour suivre une telle évolution de ces glissements.

Peu d'études ont spécifiquement porté sur la caractérisation du transit des eaux

météoriques depuis la surface, à travers un massif de roches meubles ou de sols à dominante argileuse, jusqu'aux surfaces de glissement. La plupart des modèles actuels permet une bonne définition de ces milieux s'ils sont homogènes mais rend difficilement compte des écoulements préférentiels résultant d'hétérogénéités lithologiques ou bien de fissures affectant ou apparaissant au sein de ces formations, généralement caractérisées par de faibles perméabilités (Malet et al., 2005b). Le rôle de ces structures, en tant que système d'infiltration privilégiée, dans le déclenchement et/ou l'accélération des mouvements de versants instables doit être évalué.

Les techniques de prospection géophysique fournissent en continu des données spatiales et éventuellement temporelles mais restent encore peu déployées dans l'étude des glissements de terrain, notamment en contexte argileux (Jongmans and Garambois, 2007). Ces méthodes fournissent des informations indirectes qui doivent être interprétées à l'aide de données géotechniques et géologiques, ce qui peut expliquer cette faible utilisation. Ce constat est aussi probablement lié à la complexité de ces milieux d'apparence homogène, avec plusieurs surfaces de rupture. Cette complexité nécessite l'emploi de plusieurs techniques afin d'augmenter la fiabilité des interprétations. La mise en œuvre et le développement des techniques géophysiques doit permettre de mieux caractériser ces structures, chaque technique pouvant éventuellement mesurer un paramètre physique sensible d'une des composantes d'un glissement de terrain argileux : géométrie, géologie, surfaces de glissement, infiltration, hydrologie, etc.

Objectifs de la thèse

L'objectif général de ce travail de thèse a été de déterminer et de caractériser les facteurs de contrôle affectant un massif argileux instable, par des méthodes géophysiques et de données géotechniques, hydrologiques et géologiques détaillées. Le premier objectif a consisté à estimer le poids relatif des facteurs de contrôle à plusieurs échelles : échelle géologique régionale (plurikilométrique), échelle globale du glissement (kilométrique) et échelle pluridécamétrique à hectométrique de fissures observées en surface. À partir de données de vitesses de glissement nouvelles et disponibles, l'accent a été mis sur la compréhension de la cinématique différentielle de glissements contigus et au sein d'un même glissement. Un effort particulier a porté sur la caractérisation des fissures apparaissant en surface en tant que système de transit privilégié pour l'alimentation en eau des surfaces de glissement.

Le site d'étude retenu est le glissement d'Avignonet en Isère, à une quarantaine de km au sud de Grenoble. Il se développe dans un massif d'argiles quaternaires saturées et comporte plusieurs surfaces de rupture, superficielles (5 m), intermédiaires (10-20 m) et profondes (50 m). Il est localisé à proximité immédiate du glissement d'Harmalière, qui a évolué en coulée boueuse en mars 1981. Le glissement d'Avignonet est intégré à l'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant (OMIV ; www.lgit.obs.ujf-grenoble.fr/observations/omiv), récemment labellisé Observatoire National par l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU). Au cours de ce travail, des forages et des instrumentations permanentes ont été mis en place afin d'être intégrés à l'observatoire OMIV.

Une approche géophysique à plusieurs échelles a été adoptée. La mesure du bruit de fond sismique a été employée afin de déterminer l'épaisseur des formations meubles à l'échelle géologique régionale. Les résultats ont permis de dresser une carte 2D de la base des formations meubles qui couvre une surface d'environ 4.5 km². À l'échelle kilométrique du glissement d'Avignonet, des tomographies électriques et de réfraction sismique en ondes de compression et de cisaillement ont été utilisées pour détecter des variations des propriétés du sous-sol. Les réflexions sismiques observées sur certains profils ont été analysées pour positionner les réflecteurs dans l'espace. L'atténuation énergétique et fréquentielle des ondes de surface a été étudiée afin de caractériser les variations latérales observées le long de structures remarquables (escarpement, fissures). À l'échelle d'une zone active en surface, des tomographies électriques et sismiques ainsi que l'étude des ondes surface, complétées par des essais en forage (diagraphies *gamma-ray*, de température et acoustiques) et des essais géotechniques en laboratoire ont été combinées afin de mettre en évidence une relation entre les fissures observées en surface et les surfaces de glissements superficielles et intermédiaires.

Organisation du manuscrit

La première partie de ce travail (chapitre 1) présente une description générale des glissements de terrain et des facteurs qui les contrôlent, avec une attention particulière aux instabilités localisées dans les massifs de matériaux argileux et les matériaux fins. Les outils de caractérisation des glissements de terrain sont ensuite décrits : techniques géodésiques, géotechniques et géophysiques, avec une focalisation sur celles utilisées dans cette thèse.

Le chapitre 2 est consacré à la région d'études, le Trièves, qui est affectée par de nombreux glissements aux sein d'argiles quaternaires. Cette région a fait l'objet de plusieurs campagnes de reconnaissances géotechniques et de travaux de recherche depuis la fin des années 1980. Après une présentation géologique régionale, le site d'étude particulier (combes d'Avignonet et d'Harmalière) est décrit au niveau géologique et géotechnique, en intégrant les données communes aux glissements dans les argiles du Trièves. La fin du chapitre présente les hypothèses de travail.

Le chapitre 3 présente l'étude du contexte géologique et géomorphologique des glissements d'Avignonet et d'Harmalière. Un levé géologique détaillé a permis d'établir une carte géologique couvrant les deux glissements. Cette carte distingue les différentes formations quaternaires : alluvions, Argiles du Trièves et colluvium morainique. À partir de techniques géodésiques (photos aériennes et LiDAR), la morphologie des glissements et leurs principaux traits structuraux ont été étudiés. La comparaison de campagnes de photographie aériennes à différentes dates et la reconstruction de la topographie permet d'observer des évolutions de la cinétique des deux glissements. Ensuite, la technique H/V, basée sur l'étude du bruit de fond sismique, a été employée pour obtenir la géométrie 3D des couches meubles sur une surface d'environ 4.5 km². Cette carte de la forme du fond du paléolac du Trièves permet de proposer un contrôle spatial paléotopographique sur l'évolution différentielle entre les deux glissements. Ce travail a fait l'objet d'un article soumis à la revue *Geomorphology*.

Le chapitre 4 présente une reconnaissance à l'échelle du glissement d'Avignonet, au moyen d'essais géophysiques complétés par des reconnaissances géologiques et géotechniques. Des discontinuités ont été détectées par prospection électrique et sismique. Elles ont mis en évidence la présence de faciès variables au sein de la séquence géologique, dont la répartition influence l'intensité de la déformation gravitaire observée en surface (vitesses de déplacement, morphologie).

Par la suite, les résultats de l'analyse d'un sondage carotté de 49.3 m conduit dans la partie sud du glissement d'Avignonet ont mis en évidence la présence de deux surfaces de glissement et ont validé les résultats géophysiques. Des analyses de laboratoire classiques (teneur en eau, granulométrie, nature minéralogique de la fraction fine) et des essais sur échantillons (résistance à la compression et au cisaillement) ont permis de caractériser la succession lithologique du terrain au niveau du forage et de confirmer la présence des surfaces de glissement. Des essais mécaniques de laboratoire (essais œdométriques, mesure de la vitesse de cisaillement sous contrainte isotrope) montrent que des relations comparables existent entre le niveau de déformation et la vitesse de propagation des ondes de cisaillement, à l'échelle de l'échantillon (quelques centimètres) et celle du terrain (plusieurs dizaines de mètres).

Le chapitre 5 présente l'étude hydrogéologique d'une zone particulièrement active du glissement d'Avignonet, caractérisée par la présence de nombreuses fissures en surface. À l'aide de méthodes géophysiques de surface et des données de forage, il est montré que certaines de ces fissures permettent de drainer rapidement l'eau jusqu'à la nappe superficielle, à quelques mètres de profondeur, et que les surfaces de glissement, jusqu'à une profondeur de 10 m au moins, comportent des circulations d'eau. Les fissures semblent donc jouer un rôle majeur dans l'infiltration préférentielle du versant et l'alimentation en eau des surfaces de glissements. Ce travail a fait l'objet d'un article soumis à la revue *Hydrological Processes*.

Des conclusions générales sont finalement présentées. Le premier point concerne la mise en évidence et la détermination du poids relatif, à différentes échelles, des facteurs de contrôle qui affectent un glissement de terrain. Le deuxième point synthétise les capacités des méthodes géophysiques à caractériser les glissements de terrain argileux. Des perspectives de travaux géophysiques sont proposées dans le but de mieux comprendre la réponse d'un glissement de terrain argileux aux facteurs de contrôle.

Chapitre 1

Les glissements de terrain dans les sols et roches meubles : description et analyse

1.1 Description et classification des glissements de terrain

1.1.1 Classification des glissements de terrain

Les glissements de terrain dans les sols et les roches meubles se manifestent sous plusieurs formes (Table 1.1 ; glissement plan ou circulaire, déplacement latéral, coulée boueuse, coulée de débris, reptation), intéressent des surfaces variables (quelques m² à plusieurs km² ; Table 1.2) et peuvent présenter des cinématiques très différentes (de quelques mm à cm/an pour la reptation, à plusieurs m/s pour les coulées boueuses ; Table 1.3).

Table 1.1 – Classification typologique des glissements de terrain (adapté de Varnes, 1978).

Type de glissement		Type de sol ou de roche meuble	
		Grossier	Fin
Glissement	Rotationnel	Glissement de débris	Glissement boueux
	Translationnel		
Déplacement latéral		Déplacement de débris	Déplacement boueux
Coulée		Coulée de débris	Coulée boueuse
		Reptation	
Complexe		Combinaison d'au moins deux mécanismes	

Les glissements sont des déplacements de matériaux (roches fines indurées ou meubles, sols naturels ou anthropiques) le long d'une surface basale de cisaillement.

Table 1.2 – Classification des glissements de terrain en fonction de leur surface (Cornforth, 2005).

Surface (m²)	Description
< 200	Très petit
200 < S < 2000	Petit
2000 < S < 20000	Moyen
20000 < S < 200000	Grand
200000 < S < 2000000	Très grand
S > 2000000	Vaste

Table 1.3 – Classification des glissements de terrain en fonction de leur vitesse de déplacement Vd (Cruden and Varnes, 1996).

Vitesse	Description
Vd < 16 mm/an	Extrêmement lent
16 mm/an < Vd < 1.6 m/an	Très lent
1.6 m/an < Vd < 13 m/mois	Lent
13 m/mois < Vd < 1.8 m/h	Modéré
1.8 m/h < Vd < 3 m/mn	Rapide
3 m/mn < Vd < 5 m/s	Très rapide
Vd > 5 m/s	Extrêmement rapide

Les glissements plans (translationnels) se manifestent préférentiellement au niveau d'une interface lithologique ou de discontinuité (Fig. 1.1a). Les glissements circulaires (rotationnels ; Figs. 1.1b et 1.2) se déclenchent au niveau de surfaces de cisaillement basales concaves et peuvent affecter un matériau homogène. La partie sommitale présente une topographie en escarpement (voire en contre-pente) due à des mécanismes principalement extensifs tandis que la partie avale est constituée de bourrelets, résultat du chevauchement sur le terrain en place. La terminologie détaillée appliquée aux glissements est présentée sur la figure 1.2.

Les coulées se produisent à partir d'un matériel de viscosité variable. Dans les roches meubles et les sols, le phénomène se produit généralement à partir d'un matériau momentanément saturé (Cornforth, 2005). Les formes et les étalements dépendent de la morphologie et de la topographie du terrain ainsi que de la fluidité de la coulée.

L'écoulement par solifluxion ou reptation (*creep* ; Fig. 1.1c) affecte la tranche superficielle du sous-sol. C'est le résultat de la variation de teneur en eau et de température, en partie sous l'action gel/dégel, qui a pour effet l'écoulement d'un matériau polyphasique plastique sur des pentes pouvant être très faiblement inclinées (quelques degrés). Ses effets se remarquent en surface par l'inclinaison des poteaux et piquets vers l'aval, la torsion des bases de troncs d'arbres, des fentes et fissures dans les revêtements et la rupture de murs de soutènement.

1.1.2 Analyse de la rupture

Un glissement de terrain se déclenche lorsque les forces de résistance R_i deviennent plus faibles que les forces d'entraînement D_i (Sidle and Hochiaï, 2006). Le facteur de stabilité F_s d'un massif s'exprime par le rapport entre R_i et D_i . Lorsque $F_s = 1$, le

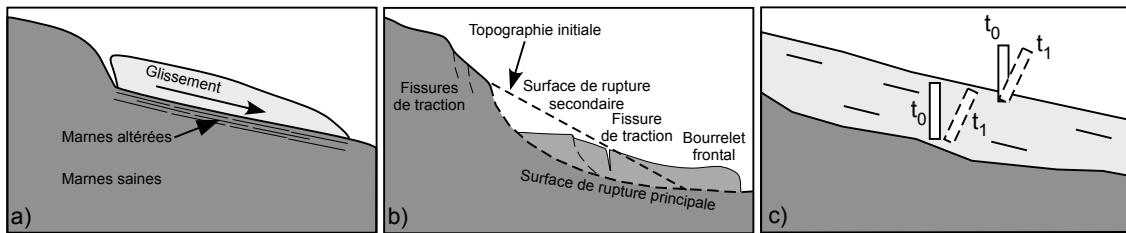


Figure 1.1 – Représentation schématique simplifiée des différentes dynamiques de glissement dans les sols et les roches meubles. D'après Lefèvre and Schneider (2002), Philipponnat and Hubert (2002) et Campy and Macaire (2003). **a)** Glissement plan dû à une discontinuité lithologique et/ou à la présence d'une couche aux caractéristiques mécaniques médiocres. **b)** Glissement rotationnel simple; cas d'un cercle de pied. Dans le cas où plusieurs surfaces sont emboîtées, on parle de glissement complexe. **c)** Phénomène de reptation avec translation et torsion de la couverture superficielle (mouvement plus intense en surface). t_0 : état au temps initial; t_1 : état au temps final.

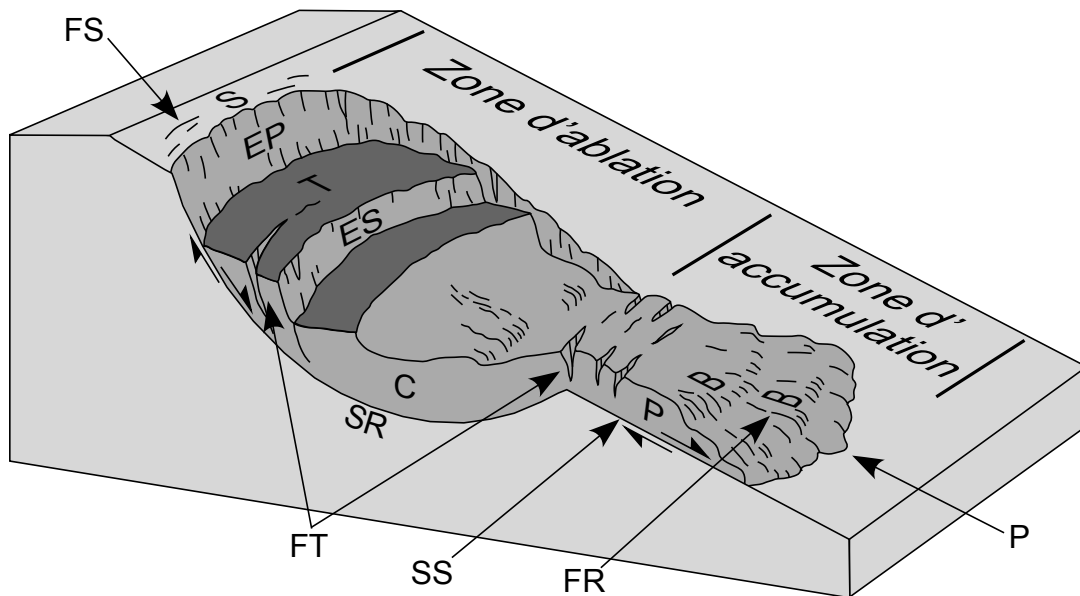


Figure 1.2 – Morphologie d'un glissement rotationnel et terminologie appliquée aux glissements de terrain. FS : fissures sommitales; S : sommet; EP : escarpement principal; T : tête; ES : escarpement secondaire; C : corps du glissement; SR : surface de rupture (ou de cisaillement); FT : fissures transverses; P : pied du glissement; SS : surface de séparation; B : bourrelet; FR : fissures radiales; P : pointe du glissement. Modifié d'après Cornforth (2005).

massif est proche de la rupture car les forces d'entraînement sont en équilibre exact avec les forces de résistance. Le facteur F_s peut être calculé de façon déterministe par la méthode des tranches. La figure 1.3a présente le découpage classiquement effectué en tranches élémentaires du profil d'un massif glissé (méthode de Fellenius; Philipponnat and Hubert, 2002).

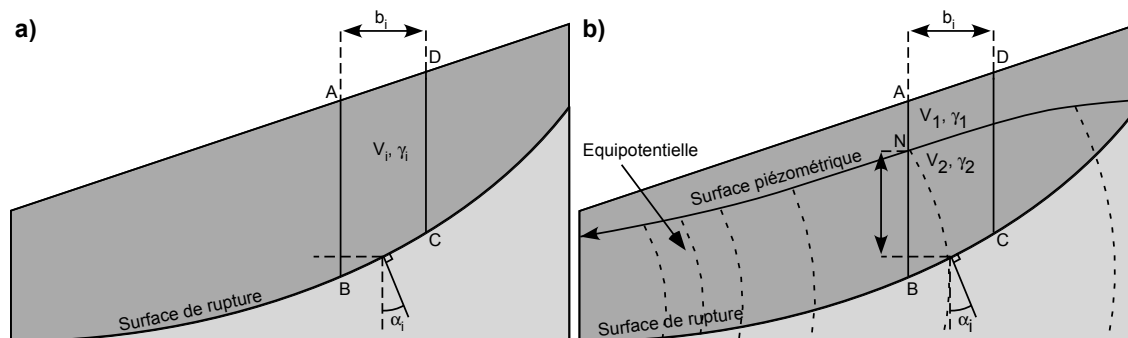


Figure 1.3 – Schéma du découpage en tranches élémentaires d'un glissement de terrain rotationnel et des forces qui s'appliquent (d'après Philipponnat and Hubert, 2002). **a)** Stabilité en rupture circulaire d'une tranche élémentaire ABCD. b_i : largeur de la tranche élémentaire; V_i : volume de la tranche élémentaire; γ_i : densité de la tranche élémentaire; α_i : angle de la perpendiculaire à la surface de rupture par rapport à la verticale. **b)** Prise en compte des nappes et écoulements au sein du massif. b_i : largeur de la tranche élémentaire; V_1 : volume de la tranche élémentaire non-saturée; γ_1 : densité de la tranche non-saturée; V_2 : volume de la tranche élémentaire saturée; γ_2 : densité de la tranche saturée; α_i : angle de la perpendiculaire à la surface de rupture par rapport à la verticale.

Pour une rupture circulaire (Fig. 1.3a), le facteur de stabilité s'écrit sous la forme générale (Philipponnat and Hubert, 2002; Cornforth, 2005) :

$$F_s = \frac{R_i}{D_i} = \frac{\sum_{i=1}^n \left[c_i \cdot \frac{b_i}{\cos \alpha_i} + W_i \cos \alpha_i \cdot \tan \phi_i \right]}{\sum_{i=1}^n W_i \sin \alpha_i} \quad (1.1)$$

Avec :

- i = tranche élémentaire;
- c_i = cohésion le long de la surface de rupture;
- b_i = largeur de la tranche élémentaire;
- α_i = angle de la perpendiculaire à la surface de rupture avec la verticale;
- W_i = poids de la tranche élémentaire ($W_i = V_i \cdot \gamma_i$; avec V_i et γ_i volume et densité de la tranche élémentaire, respectivement);
- ϕ_i = angle de frottement interne le long de la surface de rupture.

D'après l'équation 1.1, il apparaît que les forces de résistance R_i sont principalement contrôlées par l'angle de la surface de cisaillement et le poids du massif glissé, tous deux modulés par les caractéristiques mécaniques des terrains en présence (forces de Coulomb : cohésion intergranulaire et angle de frottement interne des particules entre elles, respectivement). L'ensemble de ces paramètres se détermine

à l'aide de reconnaissances et essais géotechniques classiques (cf. § 1.4.2). Les forces d'entraînement D_i , elles, dépendent simplement du poids des terres glissées et de l'angle de la surface de rupture.

Cette équation est la méthode originelle d'analyse d'une rupture circulaire en utilisant le découpage en tranches. Elle a l'avantage d'être relativement simple et d'illustrer clairement les facteurs d'influence sur la stabilité. Toutefois, elle présente le défaut de ne pas tenir compte de l'équilibre statique qui doit être satisfait pour chaque bloc (Cornforth, 2005). De plus, elle reste difficile à appliquer dans le cas de glissements complexes, où les paramètres géotechniques varient de façon importante dans l'espace.

1.2 Les facteurs de contrôle internes

1.2.1 Paramètres géologiques et géomorphologiques

Les discontinuités dues à des contrastes lithologiques peuvent induire des glissements translationnels (le long d'un plan). Le cas le plus fréquent est la présence d'une couverture composée de formations de pente (colluvions, limons, etc.) située au-dessus d'une couche mince aux caractéristiques mécaniques médiocres (*e.g.* toit du substratum altéré; Fig. 1.1b). Par ailleurs, un litage ou une stratification sub-parallèle à la pente favoriseront le déclenchement d'instabilités par glissement le long de ces plans de discontinuité.

De la même manière, les terrains comportant des niveaux particuliers, comme les évaporites, présentent de même des conditions favorables au déclenchement de mouvements, de par leurs faibles densité et seuil de plasticité (Campy and Macaire, 2003). Ces niveaux se comportent comme des « couches savon ».

Les discontinuités peuvent être présentes sur l'ensemble d'une formation géologique et générer des instabilités sur l'ensemble de la formation géologique. Maquaire (2005) a réalisé une cartographie de la répartition des glissements de terrain dans la vallée de l'Ubaye aux environs de Barcelonnette (Fig. 1.4). La carte indique que de nombreux glissements (actifs ou latents) sont présents le long du bassin versant. Ils sont pour 2/3 d'entre eux situés au sein de marnes noires qui présentent un faciès schisteux favorable aux glissements. Cette aptitude aux glissements est renforcée par la morpho-structure de ces marnes noires, fortement faillées et diaclasées (Maquaire, 2002).

La composition granulométrique peut aussi influencer la localisation des surfaces de glissement. Summa et al. (2010) ont récemment analysé la composition granulométrique d'un glissement argilo-silteux en Italie (Fig. 1.5). Ils ont montré que les surfaces de rupture présentaient un enrichissement de quelques % en matériau de granulométrie plus grossière (16 à 63 μm) par rapport à l'encaissant, et un appauvrissement du même ordre de grandeur en matériau de granulométrie fine (2 à 8 μm). L'enrichissement en matériau de plus faible cohésion favoriserait ainsi la localisation des surfaces de rupture au sein de ces niveaux.

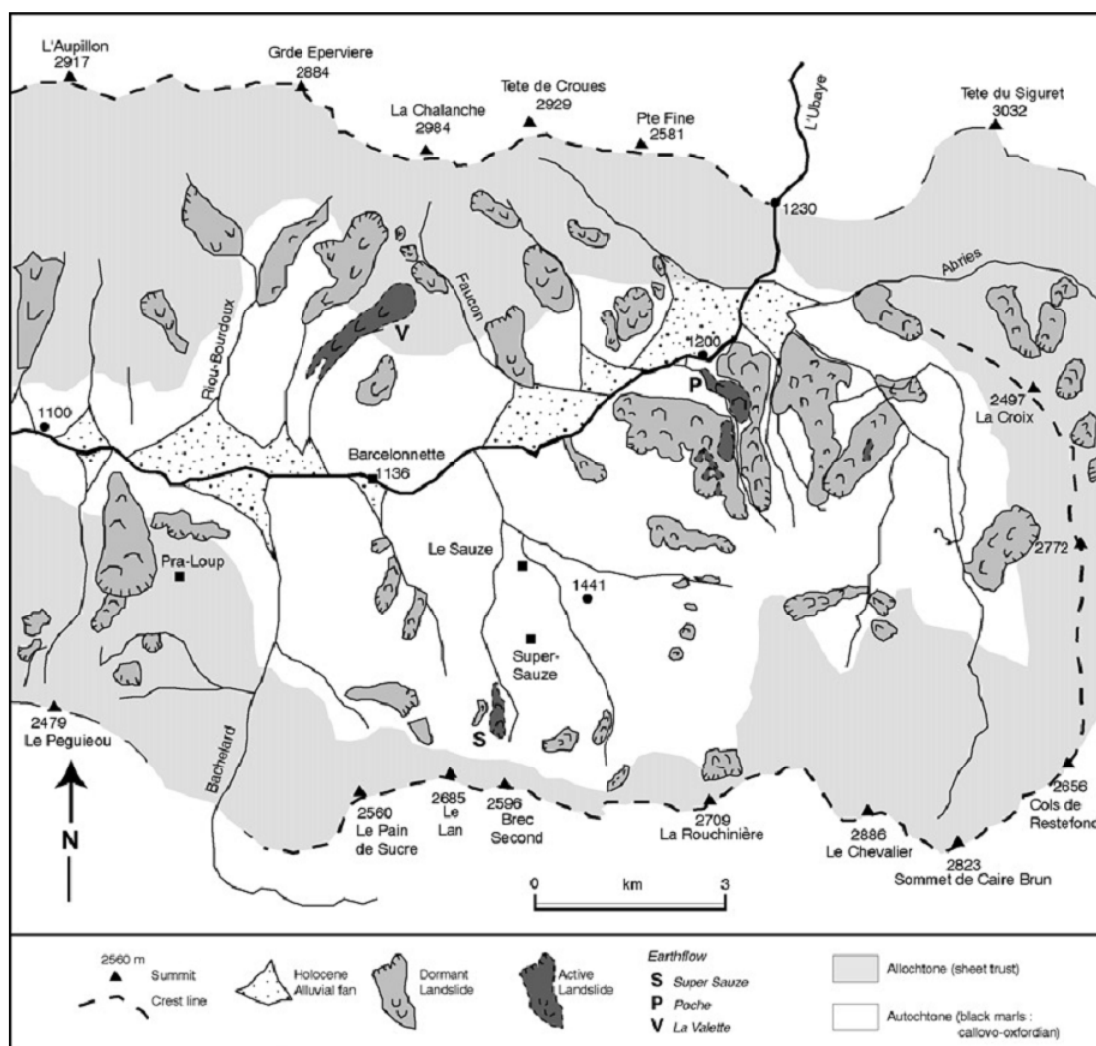


Figure 1.4 – Cartographie des glissements de terrain actifs et latents dans la vallée de l’Ubaye aux environs de Barcelonnette (Maquaire, 2005).

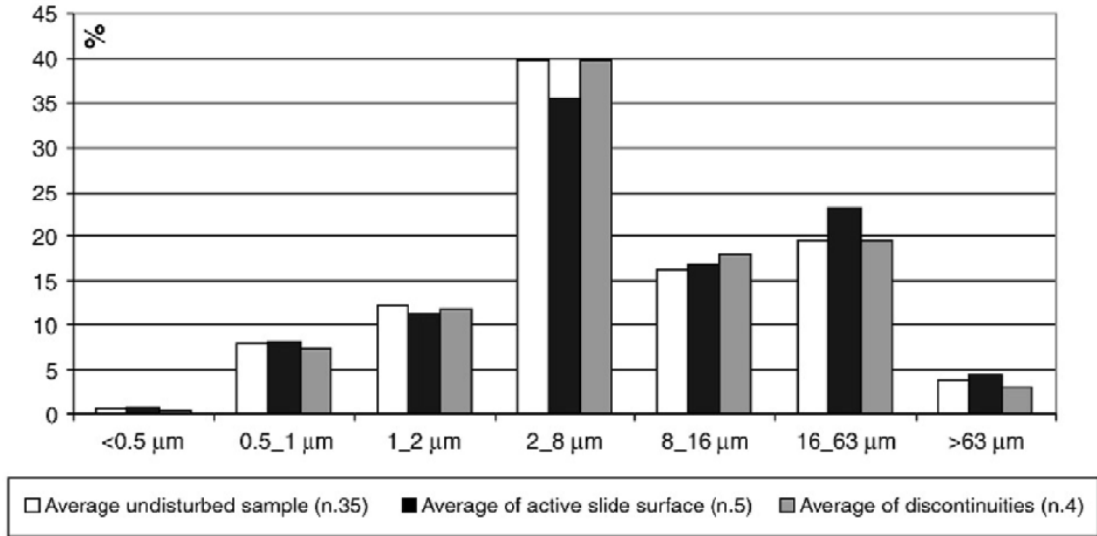


Figure 1.5 – Composition granulométrique d'échantillons au sein d'un glissement de terrain argilo-silteux (Summa et al., 2010). Les échantillons à proximité des surfaces de glissement et des discontinuités sont distingués.

1.2.2 Paramètres géotechniques

Pour un matériau solide et différentes valeurs de contrainte appliquée, le déviateur des contraintes augmente progressivement jusqu'à la rupture. Les cercles de Mohr qui correspondent au déviateur maximum définissent une enveloppe commune qui est appelée la courbe intrinsèque. Dans le cas des sols, cette courbe peut être assimilée à une droite et est appelée droite de Coulomb (Fig. 1.6 ; Philipponnat and Hubert, 2002). Si les axes du diagrammes représentent les contraintes effectives, la valeur à l'ordonnée de cette droite est la cohésion effective c' et l'angle que fait cette droite avec l'axe des contraintes τ' est l'angle de frottement interne effectif φ' . Le critère de rupture de Mohr-Coulomb, qui caractérise un état de plastification du sol, est atteint lorsque la relation 1.2 est vérifiée. Les valeurs de c' et φ' sont nécessaires aux calculs de stabilité (équation 1.1) et peuvent s'obtenir à l'aide d'essais mécaniques de laboratoire, comme les essais triaxiaux et de cisaillement (boîte de Casagrande).

$$\tau' = c' + \sigma' \tan \varphi' \quad (1.2)$$

Avec :

- τ' = contrainte tangentielle effective ;
- c' = cohésion effective ;
- σ' = contrainte normale effective ($\sigma' = \sigma - u$; avec σ la contrainte normale totale et u la pression interstitielle) ;
- φ' = angle de frottement interne effectif ;

Les valeurs de résistance au cisaillement peuvent aussi s'obtenir par d'autres essais de laboratoire (scissomètre de laboratoire, essais de compression simple, essais de cisaillement direct, essai triaxial ; Magnan, 1991) ou bien, de façon plus simple et moins précise, par un scissomètre de poche. La figure 1.7 présente des profils verticaux de résistance au cisaillement mesurées sur 3 glissements de terrain en Italie

(Picarelli et al., 2005). Les résultats indiquent que les plus faibles valeurs obtenues sont situées à proximité des surfaces cisillées.

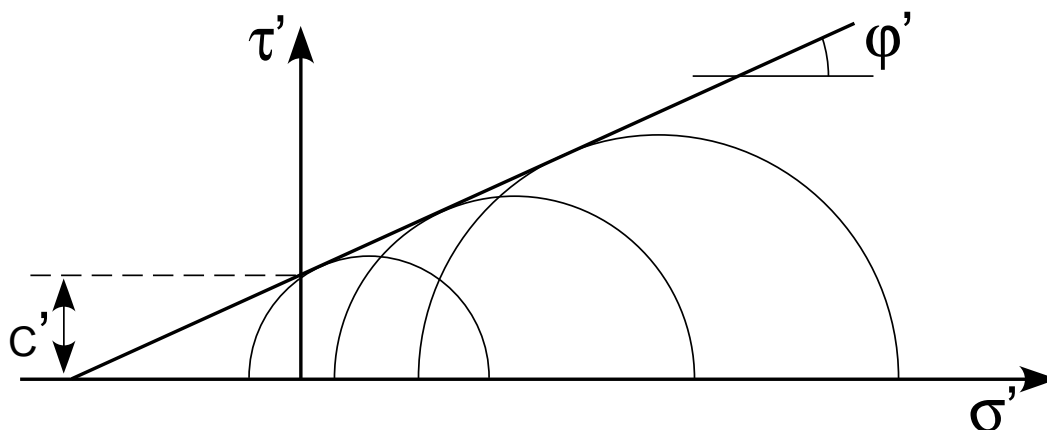


Figure 1.6 – Courbe intrinsèque d'un matériau solide (Philipponnat and Hubert, 2002).

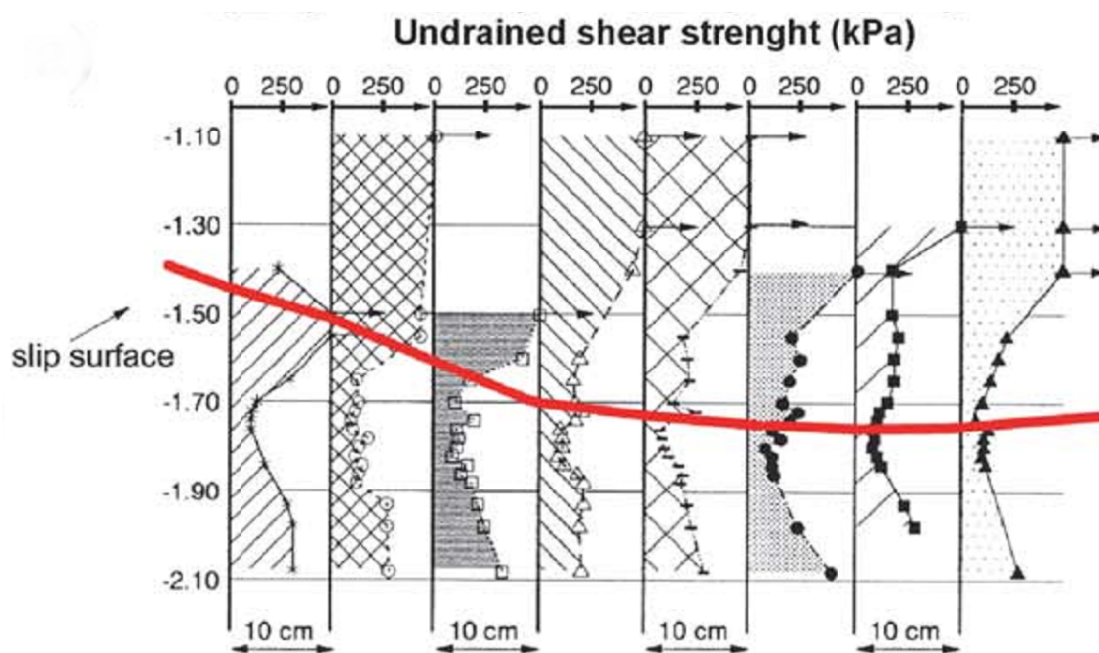


Figure 1.7 – Variations de la résistance au cisaillement (non drainée et non saturée) mesurée sur des sections verticales de 3 glissements de terrain en Italie (Picarelli et al., 2005). Les valeurs les plus faibles sont localisées au niveau des surfaces de glissement.

1.2.3 Niveau hydrostatique et teneur en eau

En introduisant une pression interstitielle u_i au sein de chaque tranche élémentaire (Fig. 1.3b), l'équation 1.1 devient :

$$F_s = \frac{R_i}{D_i} = \frac{\sum_{i=1}^n [c'_i \cdot \frac{b_i}{\cos \alpha_i} + (W_i \cos \alpha_i - \frac{u_i \cdot b_i}{\cos \alpha_i}) \tan \phi'_i]}{\sum_{i=1}^n W_i \sin \alpha_i} \quad (1.3)$$

Avec :

- c'_i = cohésion effective ($c'_i = c_i - u_i$);
- W_i = poids de la tranche élémentaire ABCD ($W = \gamma_1 \cdot V_1 + \gamma_2 \cdot V_2$);
- u_i = pression interstitielle;
- ϕ'_i = angle de frottement interne effectif.

Cette relation indique que la présence d'une pression interstitielle diminue les contraintes effectives du matériau (Van Asch and Van Genuchten, 1990; Philipponnat and Hubert, 2002) et contribue à diminuer la valeur du facteur de sécurité. Les contraintes effectives et la stabilité d'un massif sont d'autant plus réduites que le niveau hydrostatique est élevé. D'autre part, l'augmentation de la teneur en eau d'un massif argileux instable proche de la saturation peut amener à dépasser la limite de liquidité. Dans ce cas, le massif, ou une partie du massif, adopte un comportement liquide et évolue en coulée boueuse plus ou moins rapide, voire en coulée de débris (Malet et al., 2004, 2005a). De tels événements peuvent être catastrophiques pour les personnes et les biens, comme par exemple le glissement de La-Salle-en-Beaumont (Moulin and Chapeau, 2004). Cet événement qui s'est produit au sein de terrains momentanément saturés, a déclenché une coulée de 10 m d'épaisseur qui a tué 4 personnes, détruit 6 habitations et coupé une route nationale.

Malet et al. (2002) ont réalisé une étude sur l'influence de la pression interstitielle sur la cinématique d'un glissement argileux dans le Sud-Est de la France. La figure 1.8 présente la répartition des vitesses de déplacement en fonction de la pression interstitielle mesurée à 4 m de profondeur. Le graphique indique que le niveau hydrostatique a peu d'influence sur les vitesses de déplacement en surface jusqu'à une valeur de 35 kPa, ce qui correspond à un toit de nappe situé à 0.5 m de profondeur. Une élévation de quelques centimètres de ce niveau hydrostatique indique ensuite une forte augmentation des déplacements en surface, qui passent de moins de 5 cm/jour pour une pression interstitielle de 35 kPa environ, à plus de 35 cm/jour pour une pression interstitielle de 38 kPa. Cette observation indique que l'élévation du toit de la nappe de quelques cm environ à faible profondeur suffit à augmenter fortement les vitesses de déplacement en surface. Cette relation entre la pression interstitielle et la cinématique de l'instabilité a été observée expérimentalement par de nombreux auteurs (par exemple, Schulz et al., 2009b; Van Asch et al., 2009). Des résultats expérimentaux du même type conduits en laboratoire ont confirmé que de très faibles variations de pression interstitielle peuvent suffire à modifier de façon sensible la stabilité d'un massif (Wang and Sassa, 2003).

Récemment, des travaux menés sur un glissement dans le Colorado ont montré que des variations quotidiennes de la pression interstitielle, contrôlées par des « marées atmosphériques » diurnes d'une amplitude de quelques kPa, induisent des variations de la vitesse de déplacement de l'ordre de quelques mm/h (Schulz et al., 2009a).

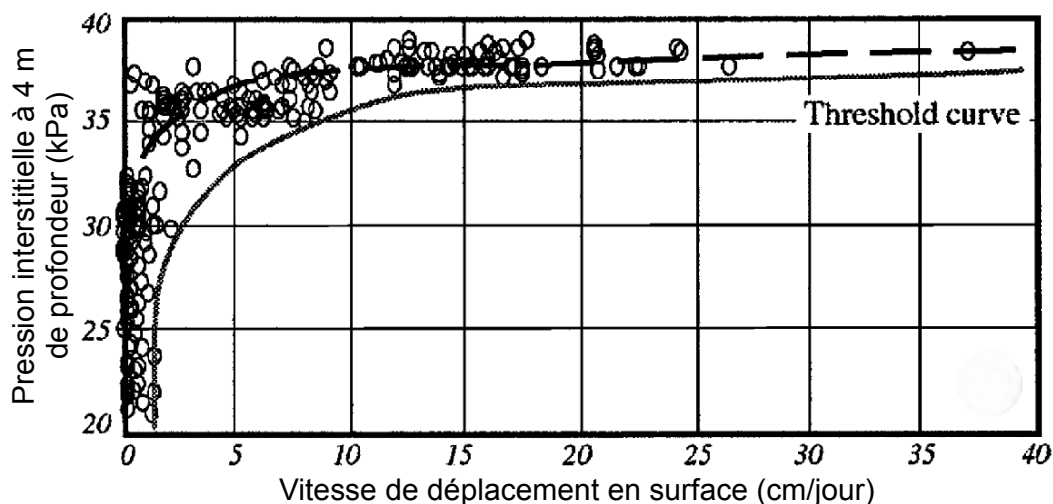


Figure 1.8 – Relation entre pression interstitielle à 4 m de profondeur et vitesse de déplacement en surface du glissement de Super-Sauze (Malet et al., 2002).

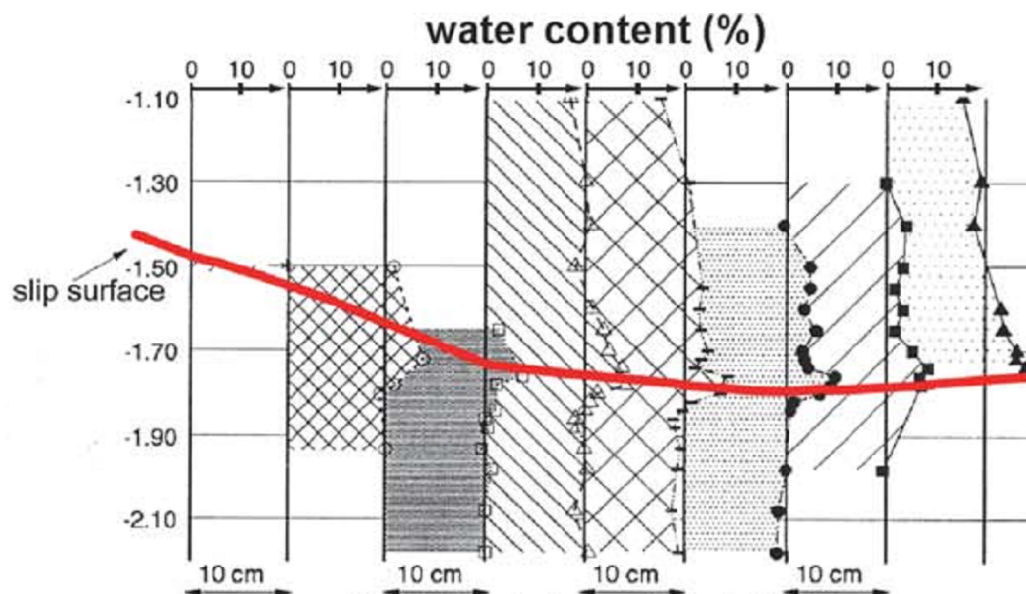


Figure 1.9 – Variation de la teneur en eau le long de sections verticales dans 3 glissements de terrain argileux d'Italie (Picarelli et al., 2005). Les teneur en eau les plus importantes sont localisées au niveau des surfaces de glissement.

En parallèle des essais mécaniques illustrés sur la figure 1.7, Picarelli et al. (2005) ont présenté des mesures de teneur en eau sur les mêmes niveaux (Fig. 1.9). Les résultats indiquent que les niveaux cisailés ont une plus forte teneur en eau que les formations encaissantes, suggérant que les niveaux déstructurés ont une porosité accrue.

Au contraire, dans le cas de matériaux plus grossiers que les argiles, comme des formations argilo-sableuses ou silto-sableuses, l'augmentation de la pression interstitielle et du niveau hydrostatique peut être régulée par leur capacité drainante plus importante s'ils sont continus latéralement. Ainsi, il convient de tenir compte de la présence éventuelle de telles formations, dont la position, l'extension et la continuité latérales résultent de l'histoire géologique du site.

1.2.4 La fissuration

Au sein d'un glissement de terrain, les fissures qui apparaissent sont classées en fissures sommitales qui apparaissent à l'arrière de l'escarpement principal, en fissures de traction qui sont liées à des mécanismes d'extension et en fissures radiales liées à des cinématiques différentielles des compartiments cisailés mobilisés (Fig. 1.2). Ces fissures en surface peuvent évoluer en fissures profondes largement ouvertes sous l'action de l'extension. Dans les formations fines, ce phénomène peut être accru par le phénomène de retrait. Des travaux expérimentaux (Morris et al., 1992) et théoriques (Chertkov, 2002) ont montré que sous l'effet du retrait, ces fissures pouvaient atteindre une profondeur de quelques mètres et fortement influencer l'infiltration d'eau dans le sol. Meisina (2006) a réalisé une cartographie de ces fissures au sein d'un glissement translationnel dans des matériaux argileux en Italie (Fig. 1.10). Le réseau de fissures est moins important et les fissures sont moins ouvertes sur un sol végétalisé (Fig. 1.10a) que sur un sol dénudé (Fig. 1.10b). La réalisation d'une coupe a de plus montré que ces fissures pouvaient atteindre une profondeur de 1.5 m (Fig. 1.10c). Cet auteur souligne l'importance des périodes sèches qui précèdent des périodes humides sur la réactivation des glissements. Les fissures générées sont d'autant plus profondes que la période est sèche et facilitent l'apport d'eau en profondeur durant la saison humide qui suit.

La fissuration tend à conférer une structure complexe aux matériaux affectés, par une subdivision en compartiments qui amoindrit les caractéristiques mécaniques générales du matériau (Picarelli et al., 2005). Les fissures découpent la couverture et permettent le déplacement des blocs vers l'aval par des phénomènes de reptation (Van Asch et al., 1984). De plus, les ouvertures générées favorisent l'infiltration préférentielle d'eaux de pluie ou de fonte de neige dans le sol. Cette infiltration favorise l'absorption d'eau par les matériaux du sous-sol et conduit à diminuer leur compacité. À long terme, le sol peut alors prendre une apparence pseudo-homogène et non fissurée Picarelli et al. (2005).

À l'aide d'instrumentations sur site, Angeli et al. (1998) ont étudié les relations entre la pluviométrie, les variations piézométriques et les déplacements en surface d'un glissement argileux en Italie (Fig. 1.11). Ils ont proposé que les réponses piézométriques très rapides aux événements pluvieux résultent de nombreuses fissures interconnectées en surface. Ces fissures serviraient de chemin d'infiltration préférentielle pour les eaux de surface, mais aussi de système de drainage rapide dans les 2 premiers mètres du sous-sol (Fig. 1.11). L'intégration de ces paramètres leur a permis de modéliser avec succès les déplacements de surface en liaison avec la pluviométrie et l'infiltration d'eau au sein du glissement argileux.

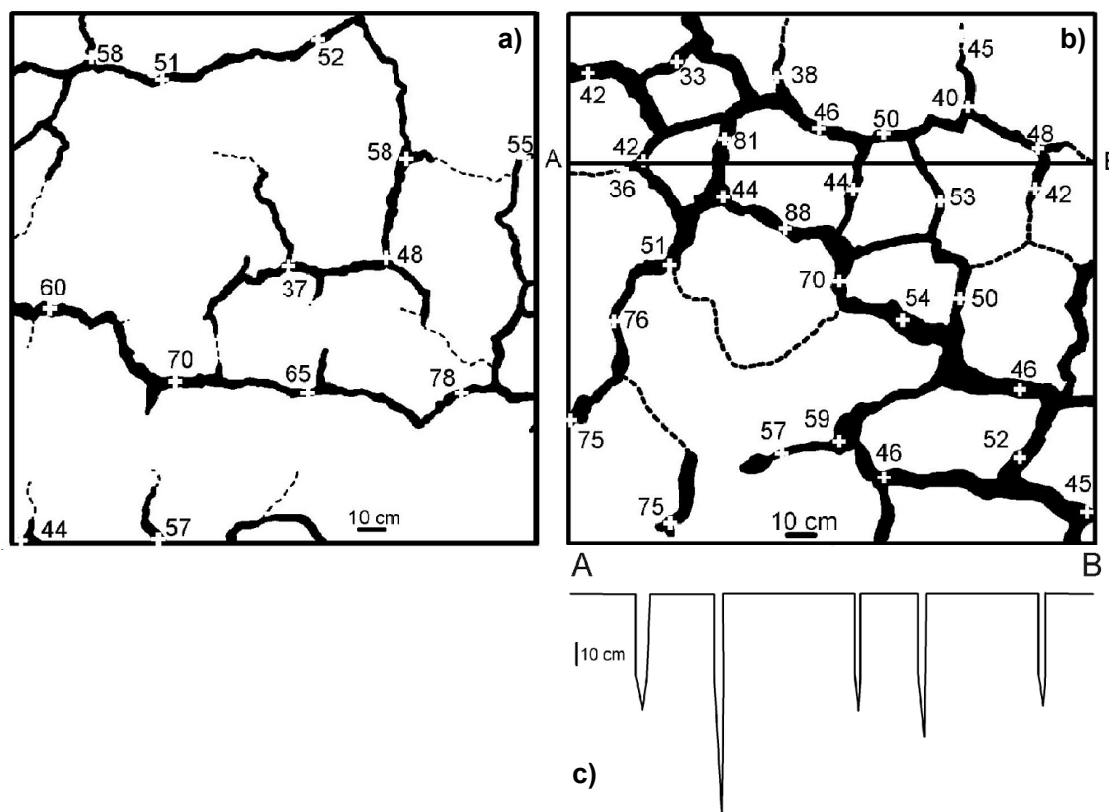


Figure 1.10 – Cartographie d'un réseau de fissures au sein d'un glissement argileux en Italie (Meisina, 2006). a) Densité, ouverture et profondeur atteinte par les fissures sur un sol végétalisé. b) Densité, ouverture et profondeur atteinte par les fissures sur un sol dénudé. c) Coupe AB indiquant la profondeur atteinte par les fissures (localisation sur la figure 1.10b).

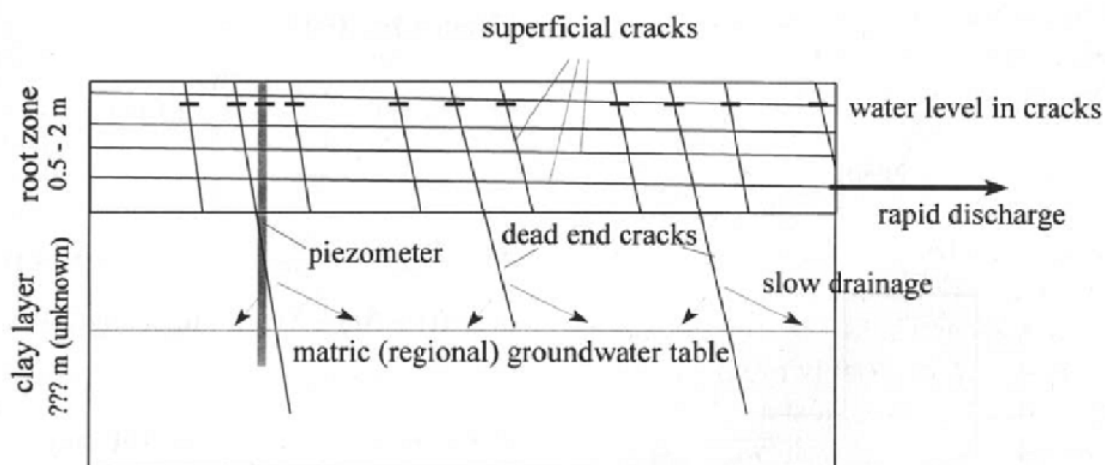


Figure 1.11 – Influence de la fissuration sur l'infiltration d'eau et le drainage dans un glissement argileux des Dolomites italiennes (Angeli et al., 1998).

Des observations similaires ont été réalisées lors d'une expérience d'infiltration contrôlée sur un glissement dans des marnes jurassiques du Sud-Est de la France (région de Dignes-les-Bains) par Grandjean et al. (2009) et Krzeminska et al. (2009). Ils ont mis en évidence des chemins préférentiels favorisant l'infiltration d'eau et diminuant les forces de résistance du massif (cf. équation 1.3). De plus, le prédécoupage du massif le rend également plus sensible aux forçages extérieurs tels que les séismes (Picarelli et al., 2005).

1.3 Les facteurs de contrôle externes

1.3.1 Histoire morphologique

Les processus géologiques peuvent être à l'origine de déstabilisations. L'érosion suivie du retrait d'un glacier a été proposé comme un facteur important de déstabilisation des versants par décompression et suppression d'une butée en pied (Ballantyne, 2002; Oppikofer et al., 2008; Moore et al., 2009). Dans le cas du retrait glaciaire, toutefois, il semble exister une certaine latence entre le recul du glacier et le début de déstabilisation du massif (Le Roux et al., 2009). La figure 1.12 illustre le résultat d'une incision fluviale ou glaciaire qui a supprimé la butée de pied et créé une topographie plus marquée, qui peut diminuer la tenue du massif (Cornforth, 2005).

L'action anthropique, à des échelles temporelles beaucoup plus courtes, génère de nombreux glissements suite à la mise en place de remblais sur des sols peu stabilisés ou suite à la création d'un déblai en pied de pente (rapports internes du CETE de Lyon).

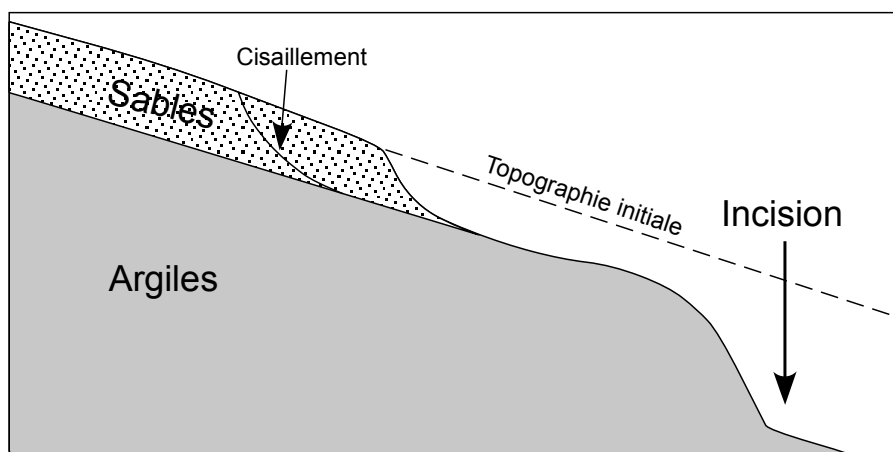


Figure 1.12 – Glissement de terrain causé par rupture de la tenue en pied de pente (Cornforth, 2005). L'incision en pied de pente peut être causée par une rivière, un glacier ou bien par action anthropique.

1.3.2 Pluviométrie et fonte des neiges

De très nombreux travaux ont mis en évidence le lien entre la météorologie et l'activité des glissements (parmi d'autres, Iverson, 2000; Picarelli et al., 2004; Corominas et al., 2005; Corsini et al., 2005; Tofani et al., 2006; Matsuura et al., 2008).

L'effet de la pluviométrie se répercute sur l'augmentation de la pression interstitielle *via* l'infiltration de l'eau dans le sol. Durant un cycle saisonnier, ces auteurs ont souligné que l'activité des glissements était préférentiellement concentrée lors des périodes des plus fortes précipitations en terme d'intensité et de durée (orages d'été) ou au moment de la fonte des neiges associée à des événements pluvieux marqués (fin d'hiver - début de printemps). Ces observations ont conduit certains auteurs à proposer un système d'alerte en temps réel (Keefer et al., 1987) ou à moyen terme (Aleotti, 2004) en cas de pluies intenses.

L'infiltration d'eau au sein du système suite à des fortes pluies ou à la fonte des neiges favorise la déstabilisation en agissant de plusieurs façons. La circulation de fluides dans des couches à granulométrie plus élevée peut augmenter l'effet « couche savon » en diminuant la cohésion intergranulaire. L'augmentation de la pression interstitielle par infiltration depuis la surface contribue à diminuer les contraintes effectives (équation 1.3). La hausse (naturelle ou anthropique) du niveau de base de la nappe a pour effet de diminuer les contraintes effectives (équation 1.3), soit de l'ensemble du massif en cas de pluie, soit de sa partie inférieure en cas d'élévation du niveau de la nappe. En Chine, la mise en eau du barrage des 3 Gorges a diminué le facteur de stabilité de 30 % des glissements recensés (Keqiang et al., 2008).

Du point de vue cinématique, l'accélération d'un glissement en fonction de la pression interstitielle s'exprime de la façon suivante (Schulz et al., 2009b) :

$$m \cdot a = \tau' - c' \cdot \sigma' \tan \phi' = \tau' - (c - u) \cdot \sigma' \tan \phi' \quad (1.4)$$

Avec :

- m = masse du glissement par unité de surface ;
- a = accélération du glissement le long de la pente ;
- τ' = contrainte cisailante effective le long de la surface de rupture ;
- c' = cohésion effective ($c' = c - u$) ;
- σ' = contrainte normale effective ;
- ϕ' = angle de frottement effectif ;
- c = cohésion ;
- u = pression interstitielle.

Cette équation indique que l'augmentation de la pression interstitielle u conduit à une accélération de l'activité du glissement et vice-versa. Dans le cas de glissements sub-parallèles à la pente, le niveau de la nappe contrôle la pression interstitielle (Schulz et al., 2009b) et influe ainsi sur la cinématique du mouvement.

1.3.3 Les séismes

Les relations entre séisme et déclenchement d'un mouvement de terrain sont beaucoup moins bien documentées que celles qui concernent le couple pluie / mouvement de terrain. Cet état de fait provient en partie de ce que ces relations sont moins bien comprises, mais aussi que les bases de données sont encore relativement réduites (Keefer, 2002; Sidle and Hochiaï, 2006). Ces dernières ont toutefois été enrichies depuis quelques décennies grâce à des études *a posteriori* conduites, notamment, à l'aide d'analyses combinées d'images aériennes et de terrain (Keefer, 2002).

Les premiers travaux de synthèse sur cet aspect sont à porter au crédit de Keefer (1984). La figure 1.13 présente la surface affectée par des mouvements de terrain en fonction de la magnitude d'un séisme. Sur la base d'un catalogue de 40 séismes mondiaux, cet auteur a trouvé une relation logarithmique empirique entre magnitude d'un séisme et distance maximum d'occurrence de glissements induits. De la même manière, Rodriguez et al. (1999), ont trouvé le même type de relation pour un ensemble de glissements survenus entre 1980 et 1997. Ces relations ont été étendues à d'autres caractéristiques, comme la distance épacentrale, par exemple.

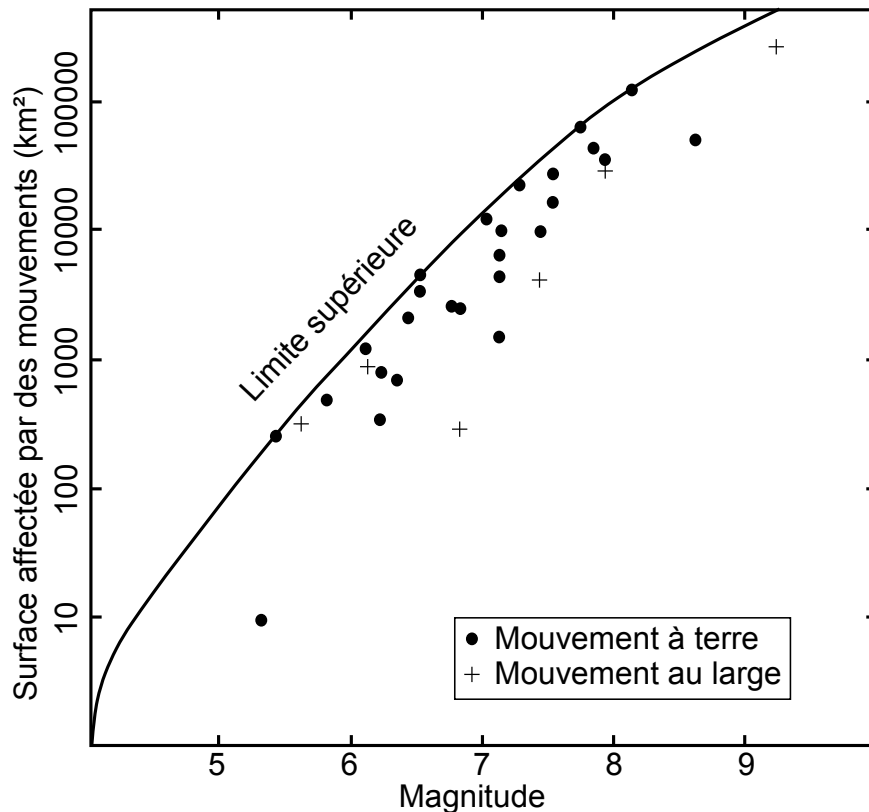


Figure 1.13 – Relation entre la surface affectée par des mouvements de terrain et la magnitude d'un séisme (Keefer, 1984).

En parallèle de ces travaux de recensement, de nombreuses études se sont penchées sur les relations entre, d'une part, les caractéristiques des séismes et le contexte morpho-géologique en présence et, d'autre part, le type de mouvement déclenché (Harp and Jibson, 1996; Parise and Jibson, 2000; Picarelli et al., 2005; Bozzano et al., 2008). En étudiant les glissements induits par le séisme de Northridge en Californie (17 janvier 1994, $M = 6.7$), Parise and Jibson (2000) ont remarqué qu'il n'y avait pas de relation univoque entre la distance au foyer et le nombre de glissements induits. Au contraire, ce nombre apparaissait corrélé avec la topographie de même qu'avec la nature géologique du substratum. De surcroît et étonnamment, les grands glissements quaternaires situés dans la région d'influence du séisme n'ont alors pas été réactivés. Au contraire, Harp and Jibson (1996) et Bozzano et al. (2008), ont reporté une réactivation de glissements inactifs ou fossiles par forçage sismique.

Meunier et al. (2007) ont étudié la dépendance de la densité de mouvements de terrain co-sismiques et le pic d'accélération (PGA ; *peak ground acceleration*) du sol en fonction de la distance à l'épicentre pour les événements de Chi-Chi (Taiwan, 20 septembre 199, $M=7.6$; Fig. 1.14a) et de Northridge (Californie, 17 janvier 1994, $M=6.7$; Fig. 1.14b). Les résultats suggèrent, d'une part, une relation linéaire entre le PGA et la densité de mouvements de terrain co-sismiques et, d'autre part, une répartition de la densité des mouvements par rapport à l'hypocentre qui semble suivre une loi d'atténuation comparable à celle de l'énergie sismique. Ces résultats indiquent que la répartition des mouvements de terrain induits par les séismes est reliée à l'accélération du sol.

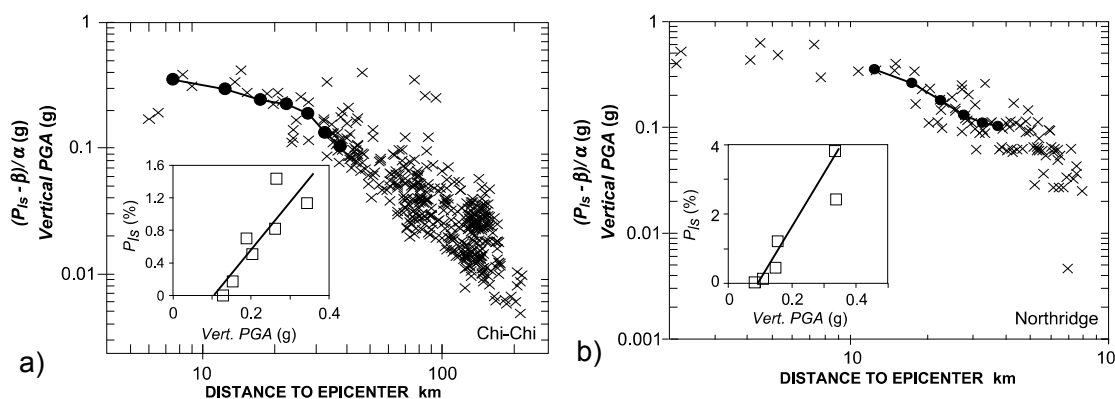


Figure 1.14 – Densité de mouvements de terrain et PGA en fonction de la distance à l'épicentre (Meunier et al., 2007). **a)** Cas du séisme de Chi-Chi. **b)** Cas du séisme de Northridge.

Un autre phénomène déclencheur de glissements de terrain et lié aux séismes est l'amplification des vibrations résultant de la géologie locale (effet de site). Notamment, les bassins sédimentaires, comblés par des matériaux alluvionnaires peu ou pas indurés, qui reposent sur un substratum rocheux, génèrent des amplifications à des fréquences bien déterminées. Havenith et al. (2000, 2003) ont étudié le glissement de terrain de Suusamyr (Kirghizstan, Asie centrale), déclenché par le séisme de Suusamyr ($M=7.3$) en 1992, le long d'une faille distante de moins de 5 km. Cette coulée de débris correspond à la réactivation de précédentes ruptures. Les études conduites au moyen de prospections géophysiques et d'essais géotechniques ont montré que le glissement a mobilisé un volume de $0.5-1 \times 10^6 \text{ m}^3$ d'arénites quaternaires meubles, situées au-dessus de sédiments néogènes compacts. Le mécanisme de déclenchement semble être le séisme de 1992, qui se serait surimposé à une augmentation de la teneur en eau du massif, en particulier à l'intérieur de fractures causées par l'endommagement progressif de la masse instable.

Les vibrations engendrées par un séisme peuvent aussi avoir comme conséquence la liquéfaction des sols. Ces derniers, selon leur nature, peuvent adopter un comportement fluide sous sollicitation sismique. Bien que de nature différente d'un glissement de terrain, des phénomènes de liquéfaction concomitants de glissements ont été reportés suite à un séisme (Harp et al., 2003).

Enfin, des perturbations sédimentaires lacustres (séismites, figures d'échappement de fluides, glissements) causées par des séismes ont été mises en évidence dans des (paléo-)lacs alpins (Chapron et al., 1996; Lignier et al., 1998; Chapron et al., 2004) et une synthèse récente a été proposée par Beck (2009). Outre constituer des archives de la relation sismicité-glissement, ces formations peuvent être considérées comme des figures de discontinuité au sein des séquences sédimentaires. De telles perturbations de la sédimentation (dont la cause ne peut pas être formellement identifiée) ont été observées au sein des Argiles du Trièves lors de ce travail.

En conclusion, les séismes peuvent être à l'origine de nombreux mouvements de terrain. Toutefois, leur effet peut être complexe à estimer (relation distance épiscopale/nombre de glissements, effet de site, etc.). Ainsi, afin d'appréhender au mieux leur influence sur les mouvements de terrain, il convient de prendre en compte les trois facteurs suivants (Havenith et al., 2002) : le mécanisme au foyer, le trajet emprunté par les vibrations et le contexte morpho-géologique du mouvement.

1.4 Les outils de caractérisation

Les glissements de terrain affectent des surfaces et des volumes très variables, allant de quelques m³ à plusieurs millions de m³. Les outils de reconnaissances doivent ainsi être adaptés à l'échelle du glissement étudié. Plusieurs paramètres sont nécessaires pour la caractérisation des glissements :

- la géométrie (surface et profondeur) ;
- la géologie et les paramètres mécaniques (texture et structure) ;
- la morphologie (bourrelets, fractures, escarpements, etc.) ;
- l'hydrogéologie et les circulations de fluides ;
- la cinématique.

Ces paramètres peuvent être obtenus par des techniques géodésiques, géotechniques, hydrologiques et géophysiques. Elles présentent des avantages et des inconvénients et doivent être adaptées aux cibles recherchées.

1.4.1 Les méthodes géodésiques

Les outils géodésiques mesurent la morphologie terrestre et sont très probablement les premiers à avoir été employés pour l'étude des glissements de terrain. Ils permettent tout d'abord de délimiter leur extension sur un fond de plan topographique. De nombreuses techniques, au sol ou aéroportées, offrent la possibilité de définir de façon très détaillée et précise la morphologie d'un glissement. De plus, la répétition de ces mesures dans le temps permet éventuellement d'accéder à la cinématique de ces phénomènes. Une synthèse bibliographique de l'application des techniques géodésiques à l'analyse des mouvements de terrain a été réalisée récemment par Delacourt et al. (2007).

Cartographie et suivi topographique par tachéomètre et GPS

La cartographie au sol des figures morphologiques liées au glissement (limites, fissures, escarpements, contre-pentes, etc.) peut s'effectuer au moyen d'appareils optiques (théodolite, tachéomètre) ou bien par GPS (*Global Positioning System*). Ces systèmes offrent des précisions de l'ordre du centimètre et des résolutions qui varient en fonction des besoins et du nombre de points de mesures sur la surface considérée. Les appareils optiques fonctionnent par mesure d'angles (et éventuellement de distance dans le cas des tachéomètres) entre une source dont la position est connue et une cible optique. L'application de ces techniques est donc limitée à des sites dégagés, sans bâti ni végétation. Dans le cas où le nombre de satellites reçus est suffisant (au moins 4), les techniques GPS sont particulièrement adaptées à la cartographie de glissements de terrain dans des sites complexes au relief marqué (Malet et al., 2002). La précision dépend du nombre de satellites reçus, du temps d'observation ainsi que des conditions météorologiques. Ces paramètres doivent être adaptés à chaque campagne en fonction des objectifs recherchés.

La mise en place de repères géodésiques permanents permet la surveillance des déplacements en surface au moyen de relevés périodiques par théodolite et/ou GPS (Gili et al., 2000; Malet et al., 2002; Coe et al., 2003; Corsini et al., 2005). Les repères doivent être ancrés dans le sol de façon à refléter les déplacements d'un volume de terrain représentatif. Les données recueillies restent toutefois ponctuelles et sont généralement de faible résolution temporelle. La périodicité des campagnes et le nombre de points de mesures doit être adapté à la taille et aux vitesses de déplacements de l'objet étudié. Dans le cas de sites à forts enjeux, il est possible de mettre en place plusieurs cibles suivies par un appareil optique automatisé (Duranton and Effendiantz, 2004). La mise en place de stations GPS permanentes permet de suivre en continu la position d'un repère ponctuel. Ces stations restant coûteuses, le choix de l'emplacement est crucial. De plus, ce genre d'instrumentation peut éventuellement être soumis à des dégradations et nécessite de nombreuses précautions de mise en place sur le terrain.

Génération de MNT

La digitalisation des photographies aériennes et la réalisation des cartes topographiques par photogrammétrie permet d'obtenir des Modèles Numériques de Terrain (MNT) qui fournissent un nuage de points tridimensionnel (x,y,z) . L'accès à la troisième dimension fournit, outre l'obtention d'une carte 3D, l'analyse des pentes en terme d'inclinaison et de direction, par exemple, et permet de localiser les principales figures géomorphologiques telles que fractures, escarpements, contre-pentes (Delacourt et al., 2007). Lorsque les déplacements sont supérieurs à la précision de la technique, la comparaison de MNT réalisés à différentes périodes fournit une quantification des mouvements. De cette façon, Baldi et al. (2008) ont déterminé la cinématique d'un mouvement de terrain de 1.4 km^2 dans les Apennins entre 1975 et 2004. À partir de photographies aériennes d'échelle 1:13 000 et de stations GPS permanentes au sol, ils ont pu reconstruire des MNT avec une précision comprise entre 13 et 36 cm. De la même manière, Dewitte et al. (2008) ont établi des MNT de maille 2 m (précision entre 45 et 65 cm) à partir de photographies aériennes d'échelle 1:18 500 à 1:25 000 prises entre 1952 et 1996. Cette approche leur a permis de suivre

la cinématique du mouvement et de mettre en évidence une composante rotationnelle des structures étudiées. La solution de reconstruction à partir de photographies aériennes apparaît comme un outil très intéressant puisqu'il permet d'obtenir des MNT à partir de documents anciens. Toutefois, les précisions spatiales obtenues demeurent faibles (quelques dizaines de cm au mieux) et ne permettent pas le suivi de mouvements lents. De plus, la résolution temporelle est également faible puisque, en France par exemple, les campagnes de photographies aériennes sont espacées de 5 ans. Pour les périodes actuelles, une solution pour surmonter ce problème consiste à réaliser les photographies à l'aide d'un drone ou d'un hélicoptère télécommandé volant à faible altitude (Delacourt et al., 2007).

Imagerie satellitaire

Depuis quelques années, les techniques interférométriques permettent d'obtenir des MNT à l'aide un radar à synthèse d'ouverture (RSO ; en anglais SAR, pour *Synthetic Aperture Radar*) à partir d'images satellites prises avec un capteur légèrement déplacé entre deux acquisitions ou bien avec deux capteurs différents pendant une même phase d'acquisition (Delacourt et al., 2007). Ces techniques fournissent des images avec une précision de l'ordre du centimètre (Fruneau et al., 1996; Rott et al., 1999; Kimura and Yamaguchi, 2000; Squarzoni et al., 2003; Strozzi et al., 2005) et une résolution décimétrique. Le suivi des déplacements consiste à comparer les différences de phase d'images obtenues à des dates différentes et d'obtenir un interférogramme différentiel. Toutefois, le principe de la mesure (inclinaison des rais radar) la rend sensible aux fortes topographies et parfois inopérante en zone montagneuse (Delacourt et al., 2007). De plus, dans le cas de suivi temporel, le changement d'état du sol (par exemple, la végétation) entraîne des décorrélations qui masquent le signal recherché. Finalement, les variations troposphériques entre deux mesures peuvent générer des rotations des phases des signaux visibles sur les interférogrammes. Toutefois, quand les conditions favorables sont réunies, la résolution obtenue permet de quantifier la cinématique de mouvements lents. Par exemple, (Rott et al., 1999) ont mis en évidence des vitesses moyennes de déplacement de l'ordre de quelques mm à quelques cm/an pour un glissement localisé dans les Alpes autrichiennes.

LiDAR et TLS

Très récemment ont été développées les techniques LiDAR (Light Detection And Ranging ; Glenn et al., 2006; Schulz, 2007; Van den Eeckhaut et al., 2007) aéroportées ou au sol et TLS (Terrestrial Laser Scanning ; Rosser et al., 2005; Jaboyedoff et al., 2009), fondées sur la mesure du temps de trajet d'un faisceau laser entre une source dont la position est connue et une cible naturelle réfléchissante. L'acquisition d'un nuage de points de haute densité (jusqu'à plusieurs points par m²) ainsi que des traitements *a posteriori* qui permettent, notamment, d'enlever les réflexions dues à la végétation et au bâti, fournit un MNT (modèle numérique de terrain) à haute résolution. L'avantage de ces techniques est le temps d'acquisition relativement court qui permet de réagir rapidement dans le cas de situations d'urgences. Toutefois, la qualité des données dépend en partie de la réflectivité des cibles (Jaboyedoff et al., 2009). Les objets qui réfléchissent peu les ondes émises nécessitent de diminuer la distance avec la source et contribuent à augmenter le temps d'acquisition et, dans le cas

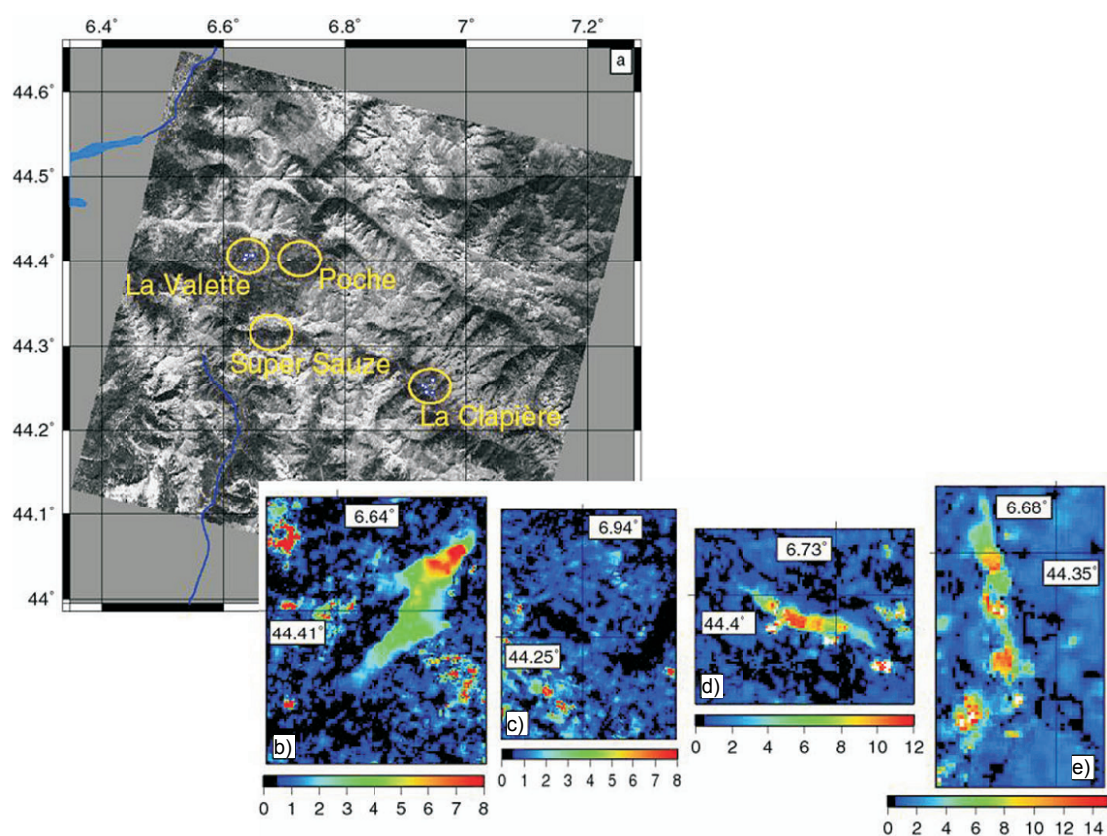


Figure 1.15 – Cartes des déplacements de surface de 4 glissements du Sud-Est de la France par images satellites SPOT (Delacourt et al., 2007). **a)** Localisation des glissements. **b)**, **d)** et **e)** Glissements de La Valette, Poche et Super-Sauze, respectivement, nettement visibles. **c)** Mouvement de La Clapière, peu détectable.

de campagnes aéroportées, à augmenter son coût. Finalement, les données doivent être recoupées en utilisant différents points de source, afin de couvrir complètement la cible et d'éviter les zones d'ombre (*i.e.* non visibles par la source ; Deparis et al., 2008). Dans le cas de zones difficiles d'accès, il n'est pas toujours possible d'obtenir une couverture complète de l'objet d'étude.

Van den Eeckhaut et al. (2007) ont appliqué cette technique pour cartographier des glissements de terrain affectant une surface de 125 km² en Belgique. La figure 1.16 présente la comparaison entre le MNT réalisé par digitalisation d'une carte topographique à l'échelle 1:10 000 et celui obtenu par mesures LiDAR sur deux glissements rotationnels contigus en Belgique. Le MNT LiDAR (maille carrée de 5 m) présente une meilleure résolution que la digitalisation de la carte topographique (maille carrée de 20 m) et permet de distinguer les structures internes des glissements, telles que les escarpements et les contre-pentes. La comparaison de MNT pris à différents moments fournit les zones d'ablation et d'accumulation de matériel. Cette approche sur les glissements de terrain argileux est récente (Corsini et al., 2007; Travelletti et al., 2008; Baldo et al., 2009). Jaboyedoff et al. (2009) ont utilisé, sur un glissement de terrain rotationnel en Suisse, des MNT espacés d'un mois pour imager l'évolution de la topographie en fonction du temps (Fig. 1.17). Les variations de topographie obtenues au sein du glissement (Fig. 1.17a) ont mis en évidence la composante principalement rotationnelle du glissement (Fig. 1.17b).

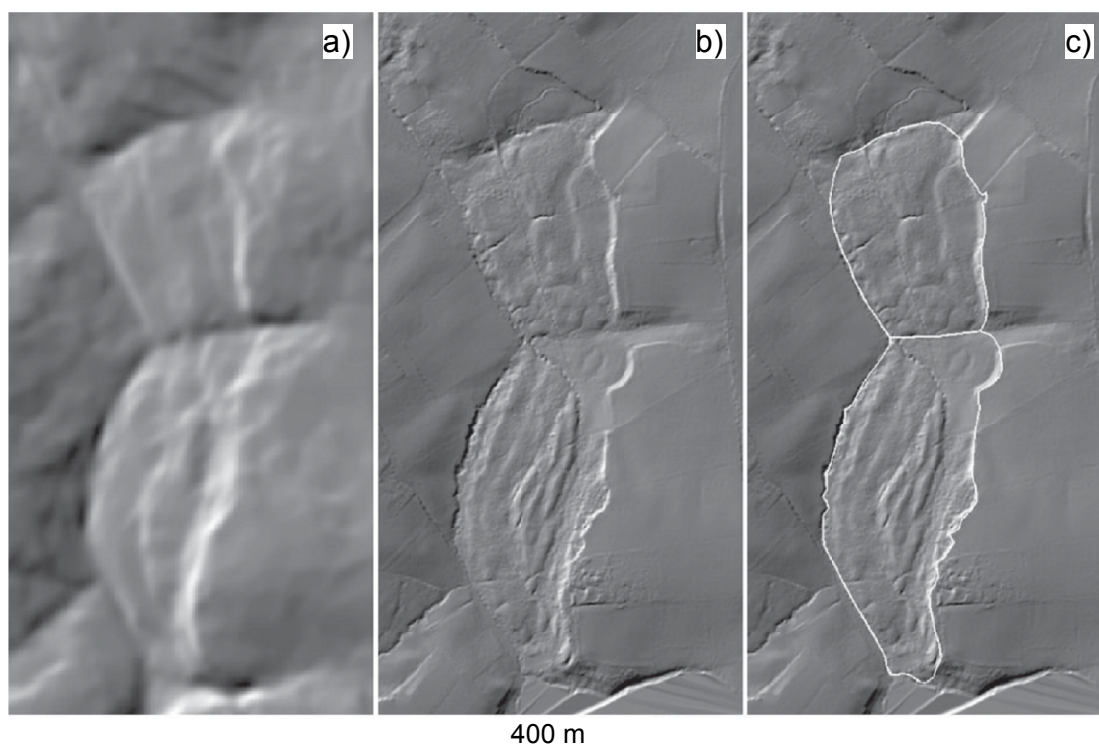


Figure 1.16 – Cartographie d'un glissement de terrain sous couvert forestier par mesure LiDAR (Van den Eeckhaut et al., 2007). **a)** MNT construit à partir de la digitalisation d'une carte topographique à 1:10 000. **b)** Carte du même secteur construite à partir de mesures LiDAR. **c)** Interprétation de la carte de b) et délimitation de deux glissements de terrain rotationnels (ligne blanche).

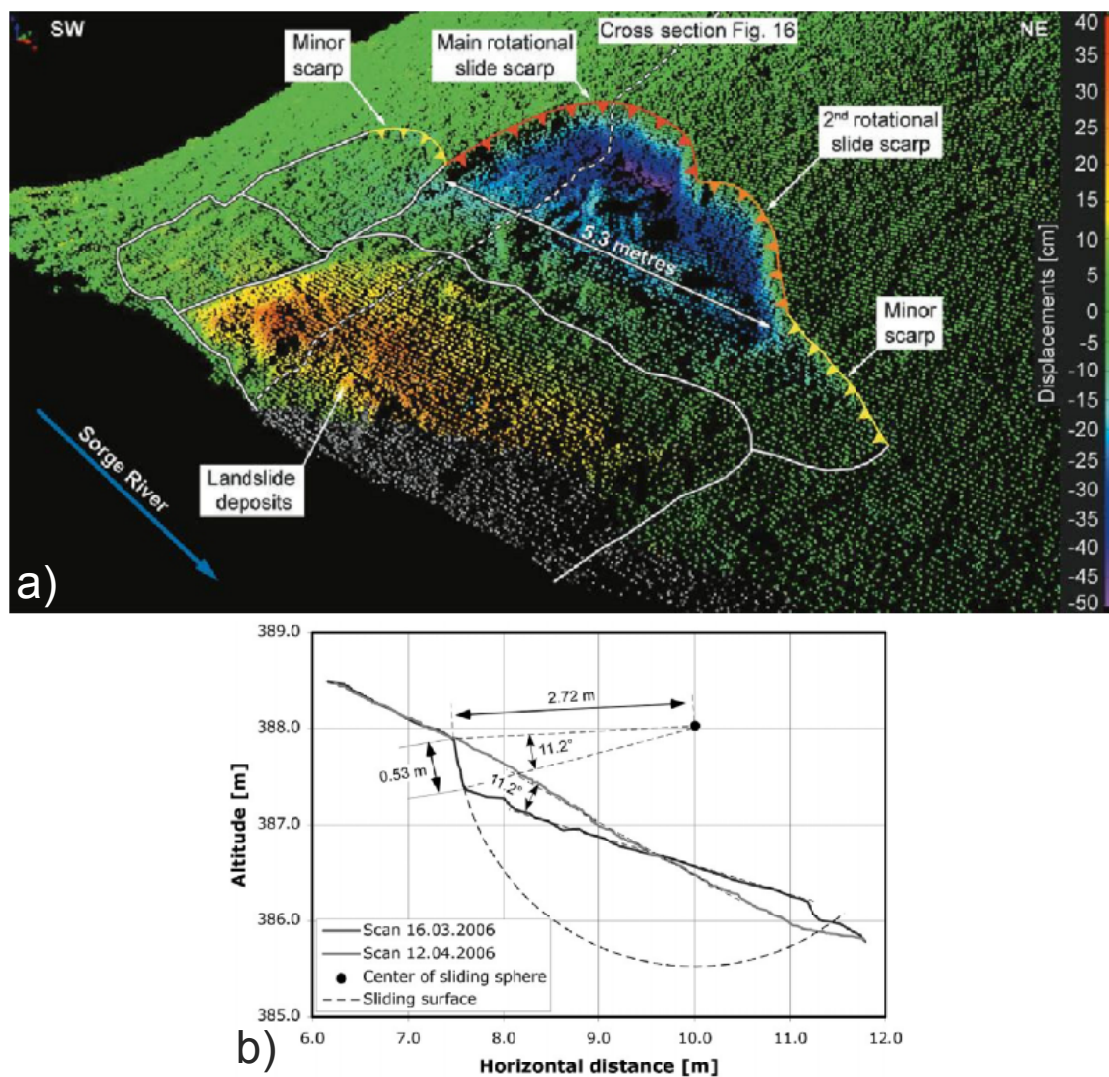


Figure 1.17 – Variations topographiques sur un glissement rotationnel au bord de la rivière Sorge (région de Lausanne, Suisse; Jaboyedoff et al., 2009). **a)** Carte des variations de topographie entre deux campagnes TLS espacées d'un mois. **b)** Coupe topographique en travers du glissement indiquant la composante rotationnelle un mouvement (localisation de la coupe sur la figure 1.17a).

1.4.2 Les méthodes géotechniques

Les méthodes géotechniques regroupent plusieurs techniques d'investigation *in situ* comme les sondages mécaniques avec essais en forage et les essais géotechniques (par exemple, pénétrométrie et scissométrie). Les sondages servent également à prélever des échantillons pour réaliser des essais de laboratoire. Ces essais peuvent consister en identifications des paramètres géotechniques comme, par exemple, la densité et la teneur en eau ou en essais mécaniques qui fournissent entre autres les paramètres nécessaires aux calculs de stabilité. Ces reconnaissances et essais sont, pour la plupart, normalisés. Ils fournissent des informations essentielles mais ponctuelles sur les glissements de terrain.

Les sondages mécaniques et les essais en forage

Les sondages mécaniques (tranchées, carottages, sondages à la tarière) fournissent des informations directes sur le sous-sol (nature de la masse glissée, profondeur du substratum, fracturation, état mécanique, niveau d'eau, etc.) avec une résolution indépendante de la profondeur. La technique ainsi que la machine à utiliser sont à adapter en fonction des objectifs et varient, depuis les carottiers et les tarières manuelles portatifs pour l'investigation jusqu'à quelques mètres de profondeur, jusqu'à des machines de plusieurs tonnes pour l'investigation à plusieurs dizaines à centaines de mètres de profondeur. En fonction de la technique utilisée, il est possible d'enregistrer les paramètres de forage (vitesse d'avancement, pression d'injection de fluide, pression sur l'outil, etc.), qui fournissent des informations indirectes sur la nature des terrains traversés. Les sondages à la tarière permettent de prélever des échantillons remaniés pour construire la succession verticale (un log) lithologique et pour réaliser des essais d'identification en laboratoire. Les sondages carottés permettent de bâtir un log lithologique avec des côtes verticales précises et de disposer d'échantillons peu ou pas remaniés en vue d'essais mécaniques. Les sondages peuvent être complétés et valorisés par des essais en forage (essais pressiométriques, essais d'eau et diagraphies). Toutefois, les reconnaissances mécaniques lourdes qui fournissent des informations ponctuelles restent très coûteuses en raison des difficultés d'accès des machines de plusieurs tonnes à des sites de pente marquée. La figure 1.18 présente un sondage destructif avec essais pressiométriques (Ménard, 1957) conduits tous les mètres dans un glissement argilo-marneux. Les 5 premiers mètres du sous-sol sont principalement constitués d'argiles molles qui reposent sur des marnes grises compactes. Les essais pressiométriques indiquent que les 4 premiers mètres du sous-sol présentent des caractéristiques mécaniques médiocres (module pressiométrique < 4 MPa), ce qui confirmerait les observations lithologiques, et suggérerait que la surface de rupture est située à l'interface entre les argiles molles et les marnes compactes.

L'évolution d'un glissement en profondeur peut être suivie par des instrumentations en sondages, parmi lesquelles, les techniques inclinométriques sont couramment employées. Le principe de l'inclinomètre consiste à mesurer la déformation, par rapport à la verticale, d'un tube disposé dans un forage et scellé au terrain, avec un pas de mesure le plus souvent métrique (AFNOR, 1995). L'équipement de forages au moyen de tubes inclinométriques permet de positionner précisément les surfaces de rupture et de suivre, dans le temps, les déplacements des différents niveaux identifiés

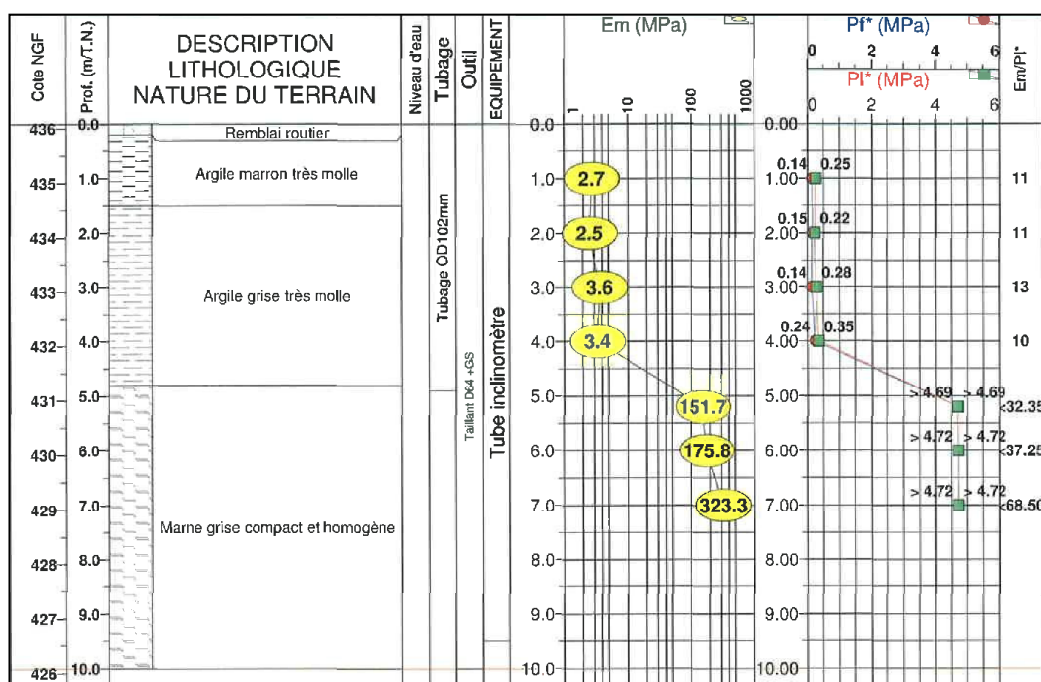


Figure 1.18 – Sondage destructif avec essais pressiométriques dans un glissement de terrain argilo-marneux (rapport interne du CETE de Lyon). Les essais pressiométriques indiquent que les 4 premiers mètres du sous-sol présentent des caractéristiques mécaniques médiocres. Ces terrains correspondent aux formations glissées. Em : module pressiométrique. PI : Pression limite.

(Sass et al., 2008). Cependant, les tubes inclinométriques ne supportent pas des cisaillements importants (< 10 cm) et leur durée de vie est dépendante de l'activité du glissement. De plus, les relevés sont généralement ponctuels et ne permettent pas de disposer d'une bonne résolution temporelle dans le cas d'un glissement fortement actif. La figure 1.19 présente les résultats d'un suivi inclinométrique effectué au sein d'un glissement argilo-marneux. Le tube inclinométrique a été mis en place dans le sondage de la figure 1.18. Les relevés périodiques sur une période de 10 mois indiquent une déformation du tube à une profondeur de 4.5 m et un déplacement relatif cumulé de 10 mm en surface. Ces résultats indiquent la présence d'une surface de rupture à une profondeur de 4.5 m et confirment les observations géologiques et les résultats des essais pressiométriques sur le même site (Fig. 1.18).

Afin de contrevenir à la forte limitation de la technique inclinométrique, les extensomètres à câble disposés au fond de forages ont été développés et fournissent une mesure en continu (Angeli et al., 2000; Corominas et al., 2000). Les extensomètres à câble peuvent aussi servir à mesurer les déformations en surface.

Essais géotechniques in situ

Les paramètres mécaniques du sous-sol sur les premiers mètres des glissements de terrain peuvent être obtenus par des essais géotechniques *in situ* (scissomètres, pénétromètres). Ils permettent de caractériser la frange superficielle des versants instables, qui est généralement la plus déstructurée et qui peut servir de réservoir d'eau (Maquaire et al., 2002). Les essais scissométriques consistent à mesurer la cohésion

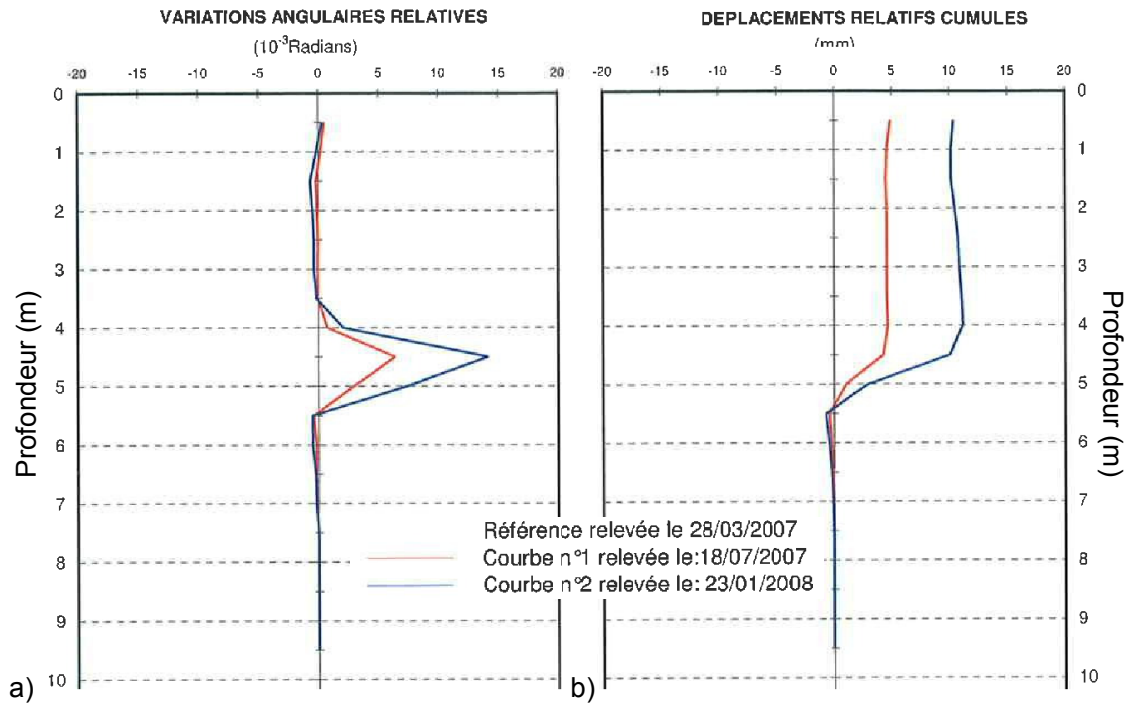


Figure 1.19 – Relevés inclinométriques conduits dans un glissement de terrain argilo-marneux avec une surface de cisaillement à 4.5 m de profondeur (rapport interne du CETE de Lyon). **a)** Variations angulaires. **b)** Déplacements relatifs cumulés. Il s'agit du même sondage que sur la figure 1.18.

non drainée d'un volume de sol et à estimer la résistance au cisaillement. Les essais pénétrométriques consistent à mesurer la résistance à l'enfoncement d'une pointe et à évaluer la compacité des couches du sous-sol. Les mesures peuvent être réalisées à partir d'engins portables (pénétromètres dynamiques légers à énergie variable) qui permettent d'effectuer des mesures sur des sites difficiles d'accès (Maquaire et al., 2002). Cette technique d'investigation fournit un profil vertical de résistance à l'enfoncement qui doit être étalonné et validé pour chaque contexte géotechnique. Toutefois, l'interprétation doit tenir compte de la teneur en eau variable verticalement et de son influence sur la compacité d'un matériau. Dans le cas du pénétromètre léger, le train de tiges peu rigide peu facilement dévier de la verticale et suivre un niveau particulier de moindres caractéristiques mécaniques. Maquaire et al. (2002) ont appliqué cette technique au sein d'un glissement argilo-marneux du Sud-Est de la France (Fig. 1.20). La réalisation d'un sondage pénétrométrique puis son étalonnage par corrélation avec un profil géologique permettent de calibrer les mesures réalisées (Fig. 1.20a), puis de réaliser une coupe géologique (Fig. 1.20b). Ce dernier peut fournir une estimation de l'épaisseur des formations superficielles ainsi que de la couverture détritique facilement mobilisable (Maquaire et al., 2002). Dans le cas de sites aisés d'accès, l'utilisation d'un pénétromètre dynamique lourd auto-tracté permet de s'affranchir partiellement des limitations de la technique légère.

Essais de laboratoire

Les essais de laboratoire sont divisés en deux catégories. Les essais d'identification (granulométrie, teneur en eau, densité, limites d'Atterberg) consistent à définir la

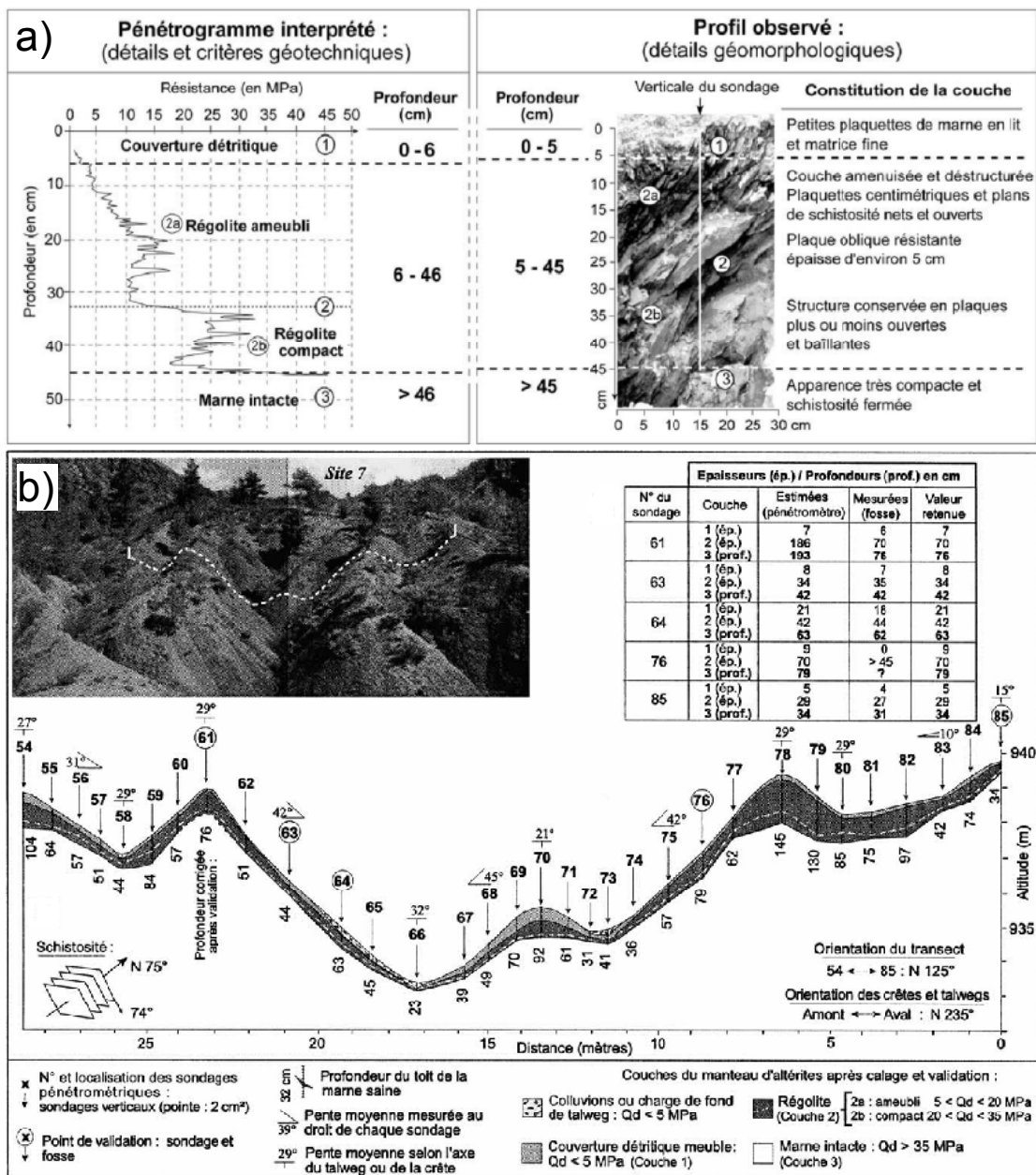


Figure 1.20 – Sondage pénétrométrique sur un manteau d'altération dans un glissement de terrain du Sud-Est de la France (glissement du Laval, région de Digne-les-Bains; Maquaire et al., 2002). a) Sondage pénétrogramme expérimental et étalonnage avec le profil géologique. b) Section géologique définie par pénétrométrie.

nature du matériau. Ces essais sont pour la plupart normalisés (Philipponnat and Hubert, 2002). Les prélèvements peu remaniés par carottage peuvent aussi faire l'objet d'essais mécaniques qui permettent de déterminer les paramètres mécaniques du matériau. Parmi ces propriétés, la cohésion et l'angle de frottement interne (Lefèvre and Schneider, 2002; Cornforth, 2005) sont deux paramètres nécessaires pour réaliser des analyses de stabilité de pente (équations 1.1 et 1.3).

1.4.3 Les méthodes hydrologiques

La caractérisation des conditions hydrogéologiques dans les glissements de terrain argileux ou de roches meubles fines se conduit généralement au moyen d'instrumentations piézométriques en forages, afin d'identifier les limites des terrains saturés et de suivre l'évolution de la surface de la nappe dans le temps. La mesure se fait soit ponctuellement au moyen d'un tube piézométrique ouvert (AFNOR, 1996a), soit en continu par la mise en place de capteurs de pression interstitielle (AFNOR, 1996b). La figure 1.21 illustre le schéma d'installation d'une cellule de mesure piézométrique dans la zone saturée par mesure de la pression interstitielle.

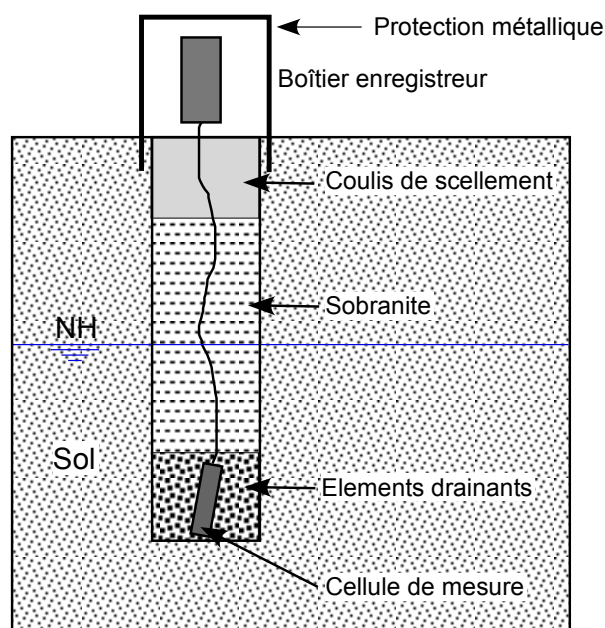


Figure 1.21 – Principe de mise en place d'une cellule piézométrique en forage selon la norme NFP941572 (AFNOR, 1996b). NH : Niveau hydrostatique.

La mise en place de sondes TDR (Réflectométrie en Domaine Temporel) ou capacitives permet de déterminer, d'une part, la variation de teneur en eau du sol et, d'autre part, la position de la zone saturée. Les techniques par sondes TDR consistent à mesurer le temps de trajet aller-retour d'une onde électromagnétique, d'une fréquence de l'ordre du MHz au GHz, le long d'une ligne de transmission constituée de tiges métallique de dimension connue (Fig. 1.22). En première approche, la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique peut être définie par (Topp et al., 1980) :

$$V \approx \sqrt{\frac{c}{K}} \quad (1.5)$$

Avec :

- V = vitesse de propagation de l'onde électromagnétique (m/s) ;
- c = vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le vide (3×10^8 m/s) ;
- K = constante diélectrique (sans dimension).

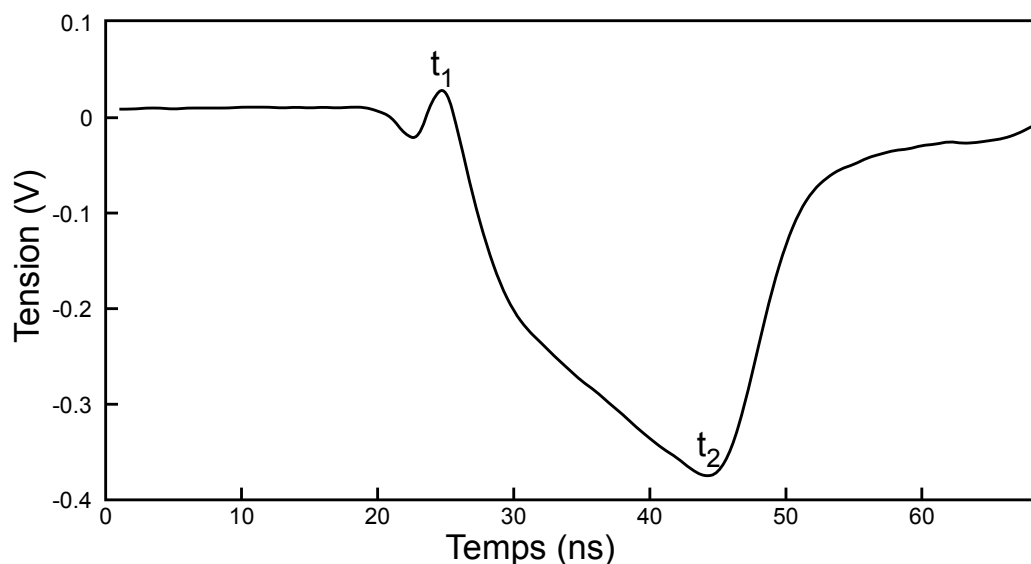


Figure 1.22 – Principe de la mesure TDR. t_1 : entrée de l'onde électromagnétique dans les tiges ; t_2 : fin du parcours de l'onde électromagnétique dans les tiges.

L'étude des variations de la constante diélectrique en fonction de la teneur en eau volumique pour plusieurs types de sols par Topp et al. (1980) a fourni une relation empirique reliant la teneur en eau à la constante diélectrique :

$$\theta_v = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2}K - 5.5 \times 10^{-4}K^2 + 4.3 \times 10^{-6}K^3 \quad (1.6)$$

Avec :

- θ_v = Teneur en eau volumique ;
- K = constante diélectrique.

La mesure de la teneur en eau du sol par technique TDR présente l'avantage d'être précise, fiable et de pouvoir fournir une mesure à haute résolution temporelle, ce qui est primordial pour calculer la conductivité hydraulique et détecter des infiltrations rapides (Allaire et al., 2009). Ces techniques nécessitent toutefois un étalonnage avec le matériau en place. Topp and Davis (1981) ont utilisé cette technique pour mesurer, durant une expérience d'infiltration, la teneur en eau d'un profil de sol homogène et celle du même sol affecté par des fissures ouvertes (Fig. 1.23). Les résultats indiquent, dans le cas du sol homogène (Fig. 1.23a) une augmentation progressive de la teneur en eau avec le temps dans les premiers centimètres du sol, sans que la teneur en eau n'augmente en-dessous de 10 cm. En présence de fissures ouvertes (Fig. 1.23b), la

teneur en eau augmente plus rapidement à 20 cm de profondeur qu'en surface. Ces observations indiquent que les fissures servent de chemin d'infiltration préférentielle et permettent d'entraîner rapidement en profondeur l'eau présente à la surface.

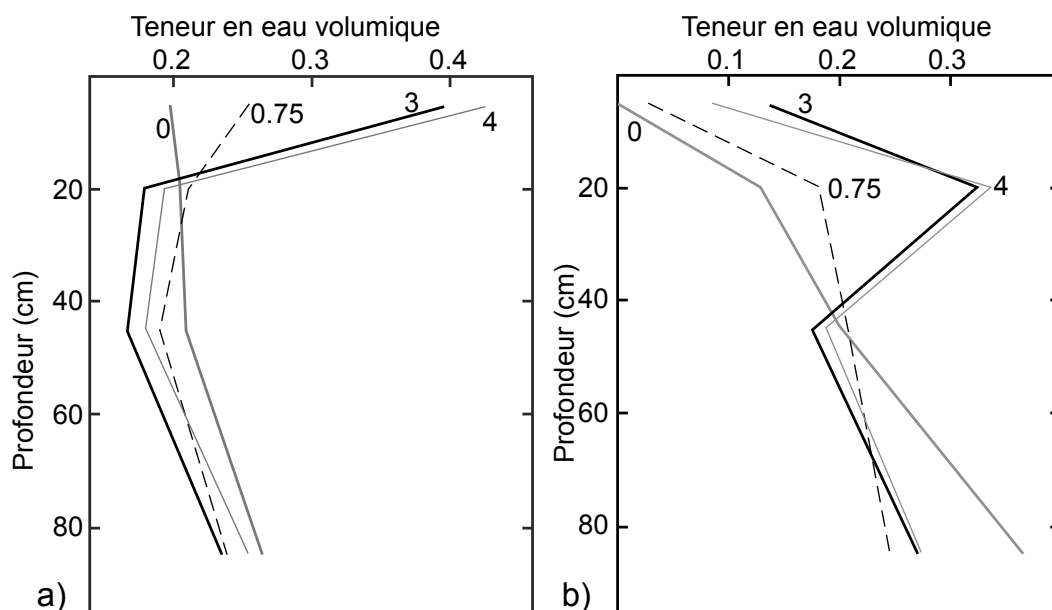


Figure 1.23 – Évolution de la teneur en eau volumique d'un sol avec la profondeur durant une expérience d'infiltration (Topp and Davis, 1981) **a)** dans un sol homogène et **b)** dans le même sol affecté de fissures ouverte. Le label de chaque courbe correspond au temps passé depuis le début de l'infiltration, en heures.

1.4.4 Les méthodes géophysiques

L'étude des glissements de terrain à l'aide de méthodes géophysiques a été initiée par les travaux pionniers de Bogoslovsky and Ogilvy (1977). Toutefois, la véritable émergence de ces techniques date d'une vingtaine d'années (Jongmans and Garambois, 2007) et correspond à l'automatisation des acquisitions et à la généralisation des outils informatiques, qui permettent d'augmenter le nombre de mesures (*i.e.* d'accroître la résolution) et d'accélérer le traitement et l'interprétation des données. Ces méthodes fournissent des informations spatiales continues en 2D et 3D. La répétition de ces mesures dans le temps permet éventuellement d'obtenir un suivi 4D des objets étudiés. Les techniques géophysiques sont généralement rapides et faciles à mettre en place; elles sont ainsi relativement peu coûteuses comparées aux reconnaissances géotechniques. Néanmoins, elles ne fournissent pas d'information directe : les paramètres géophysiques déterminés doivent être interprétés en termes géologique et géotechnique. Cette limite est probablement une des causes de la sous-utilisation de ces techniques dans l'étude des mouvements de terrain (Jongmans and Garambois, 2007). De plus, l'imagerie géophysique (tomographie) souffre du problème de non-unicité de la solution de l'inversion des données. Pour résoudre ce problème, il est alors recommandé, d'une part, d'utiliser plusieurs techniques qui augmentent la fiabilité des interprétations par la mesure de différents paramètres physiques et, d'autre part, de calibrer les mesures et les interprétations par des essais géotechniques (AGAP, 1992). Toutefois, quand elles sont judicieuse-

ment choisies et implantées, les méthodes géophysiques permettent de réduire les coûts d'une campagne de reconnaissances géotechniques en optimisant le nombre de forages ultérieurs à réaliser. De plus, l'identification d'un paramètre sensible à l'action du glissement peut permettre de l'utiliser pour le suivi temporel (*e.g.* Jongmans et al., 2009; Renalier, 2010).

La prospection géophysique nécessite la présence de contrastes de paramètres physiques pour être efficace. Ces derniers peuvent avoir plusieurs origines, éventuellement concomitantes dans le cas des glissements :

- contraste lithologique dû à la présence de terrains de nature différente ;
- contraste hydrogéologique à l'interface entre zone saturée et non-saturée ou en cas de circulations de fluides ;
- contraste mécanique, dû à l'endommagement des terrains résultant de l'activité du glissement.

Méthodes électriques

La principale méthode électrique (dite de résistivité) vise à déterminer la répartition de la résistivité électrique du sous-sol. Avec la sismique réfraction, il s'agit de la méthode la plus employée pour la prospection de subsurface (Reynolds, 1997; Keary et al., 2002). La répartition du courant électrique est fonction de la nature des terrains en place, de leur degré de fracturation, de la quantité d'eau et de la nature de l'électrolyte.

Les sondages électriques sont la technique de prospection de résistivité la plus simple. La mesure consiste à injecter du courant *via* un dipôle AB et à mesurer la différence de potentiel (ddp) induite aux bornes d'un dipôle de mesure MN. Plus l'écartement de MN est grand et plus le volume de terrain ausculté (et, corrélativement la profondeur) est important. Les mesures en profondeur se font toutefois au détriment de la résolution. Les sondages électriques permettent, au moyen d'une inversion, de déterminer un profil 1D de résistivité en fonction de la profondeur. Néanmoins, le sondage électrique ne prend en compte que les variations verticales de résistivité. En cas de variations latérales importantes, les interprétations peuvent être biaisées.

Cette technique a été employée par Caris and Van Asch (1991) pour déterminer les propriétés géophysiques et géotechniques d'un glissement dans les Alpes françaises (secteur de Barcelonnette ; Fig. 1.24). D'après ces auteurs, les résultats indiquent que le bedrock non-glissé, constitué de marnes jurassiques, est situé à une profondeur d'environ 5.5 à 7.5 m et que les courbes, globalement concordantes dans les deux directions, ne mettent pas en évidence de fortes variations latérales.

Avec le développement des outils informatiques, la technique du sondage électrique a évolué pour faire place à une véritable imagerie de résistivité (panneau électrique). Il est maintenant possible de réaliser des acquisitions de plusieurs centaines à milliers de mesures en 2D ou 3D. L'interprétation nécessite le passage par une phase d'inversion des données pour obtenir une image en 2D ou 3D de la résistivité du sous-sol (Reynolds, 1997). La résolution diminue aussi avec la profondeur d'investigation.

La tomographie électrique a été appliquée avec succès pour la reconnaissance de glissements de terrain argileux ou dans des roches meubles fines (Gallipoli et al., 2000; Friedel et al., 2006; Grandjean et al., 2007; Marescot et al., 2008). Elle a servi

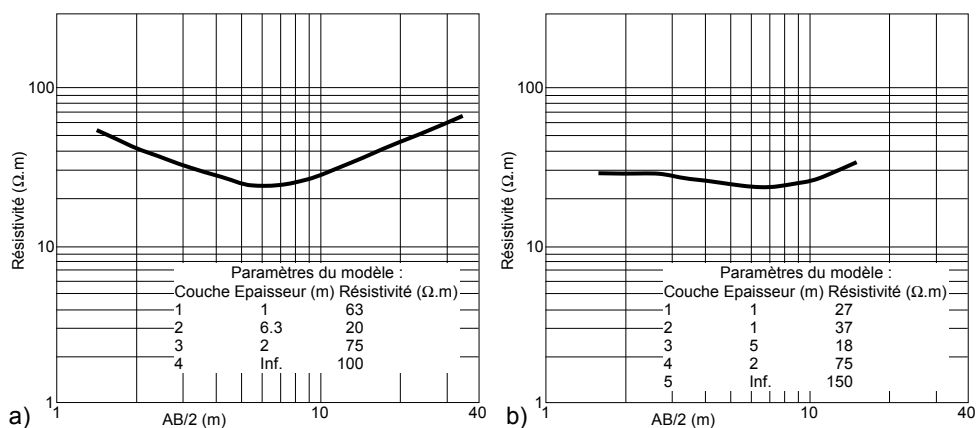


Figure 1.24 – Sondages électriques conduits par Caris and Van Asch (1991) sur le glissement de Super-Sauze, à proximité de Barcelonnette (Sud-Est de la France). **a)** Sondage électrique Schlumberger le long de l'axe du glissement. L'inversion a fourni une erreur RMS de 4.5 %. **b)** Sondage électrique Schlumberger transverse au glissement. L'inversion a fourni une erreur RMS de 2.6 %.

à différencier les unités géologiques (Demoulin et al., 2003; Bichler et al., 2004), à délimiter la géométrie du glissement (interface glissement/substratum; Bichler et al., 2004; Lapenna et al., 2005; Grandjean et al., 2006; Sass et al., 2008) et/ou des niveaux de cinématiques différentes à l'intérieur d'un même matériau (Schmutz et al., 2009). Par exemple, Lapenna et al. (2005) ont appliqué la tomographie électrique pour imager un glissement dans des argiles du Sud de l'Italie (Fig. 1.25). L'image électrique permet de différencier la masse argileuse et saturée du glissement, de faible résistivité (5-20 Ω.m), du substratum, composé d'argiles non déformées de résistivité plus élevée (> 30 Ω.m). Ils ont obtenu une erreur RMS (*root mean square*, erreur au sens des moindres carrés) finale entre le modèle et les données de 12.2 %, ce qui signifie que le modèle n'explique pas de façon entièrement satisfaisante les données. Cet écart important peut en partie s'expliquer par l'utilisation du protocole dipôle-dipôle qui fournit une très bonne résolution mais un rapport signal sur bruit médiocre (Reynolds, 1997). Toutefois, la comparaison avec les essais géotechniques indique une bonne correspondance entre les faibles résistivités et le corps du glissement (Fig. 1.25). Les tomographies de résistivité peuvent, dans ce cas, fournir une image 2D continue du corps du glissement.

L'application répétée dans le temps de la tomographie électrique peut éventuellement permettre de détecter les chemins préférentiels d'infiltration d'eau dans la frange non saturée du sol et de déterminer un mode de transfert privilégié d'eau depuis la surface (Amidu and Dunbar, 2007). Cette approche par suivi temporel a été appliquée à des suivis d'infiltration dans des sols (Descloitres et al., 2003; Michot et al., 2003; Schwartz et al., 2008; Clément et al., 2009), ainsi que dans des glissements argileux et marneux (Friedel et al., 2006; Grandjean et al., 2009; Krzeminska et al., 2009). En particulier, Krzeminska et al. (2009) ont réalisé des tomographies répétées dans le temps pendant une expérience d'infiltration provoquée au sein d'un glissement argilo-marneux (Fig. 1.26). Les tomographies montrent une diminution des résistivités dans le temps, d'abord visible au droit d'une zone d'infiltration, puis le long de la pente. Cette évolution est attribuée à l'augmentation d'humidité du

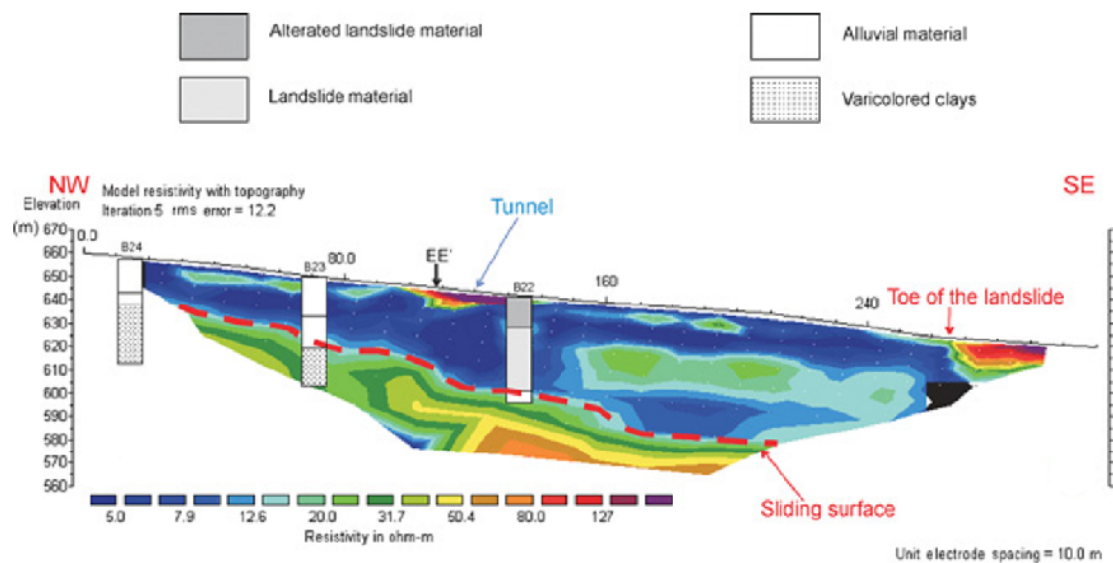


Figure 1.25 – Tomographie électrique dipôle-dipôle sur un glissement argileux dans les Apennins, au Sud de l'Italie (Lapenna et al., 2005). L'erreur RMS élevée ($> 10\%$) indique que le modèle n'explique pas les données de façon satisfaisante.

sous-sol à un endroit particulier, suite à l'infiltration puis au transit d'eau le long de la pente.

En parallèle des méthodes actives de résistivité, les techniques passives de mesures de potentiels spontanés (PS) ont été appliquées au suivi des glissements de terrain argileux. Le principe de cette technique consiste à mesurer le potentiel électrique créé de façons diverses par des interactions électrochimiques entre des minéraux, des processus électrocinétiques, un gradient de température ou de pression interstitielle (Kilty, 1984). Dans l'étude des glissements de terrain, le potentiel électrocinétique, ou d'électrofiltration, fournit des informations sur les circulations de fluides. Ce potentiel est généré par la polarisation qui résulte du couplage entre la solution ionique qui circule et la double couche (dite de Helmholtz) des parois capillaires du milieu poreux (Corwin, 1976). Les sources de ce potentiel peuvent provenir de l'écoulement lui-même mais aussi de contrastes de la conductivité électrique du sous-sol. Il est donc recommandé d'effectuer, en parallèle des mesures de PS, des reconnaissances de résistivité. Le matériel de prospection est simple et consiste en deux électrodes impolarisables et un voltmètre à haute impédance d'entrée. Cette technique a été appliquée au glissement argileux de Giarrossa en Italie par Lapenna et al. (2003). La figure 1.27 présente des cartes de SP réalisées en avril et en septembre 1999. Les deux figures indiquent une anomalie négative dans la zone d'ablation du glissement et une anomalie positive dans la zone d'accumulation. Ces résultats ont été interprétés comme une circulation de fluides depuis la zone d'ablation vers la zone d'accumulation. De plus, les gradients observés en pied de pente correspondent bien à la limite du glissement et suggéreraient des mécanismes d'infiltration depuis l'extérieur vers l'intérieur du glissement à cet endroit, ce qui est cohérent avec l'état déstructuré du matériau à cet endroit.

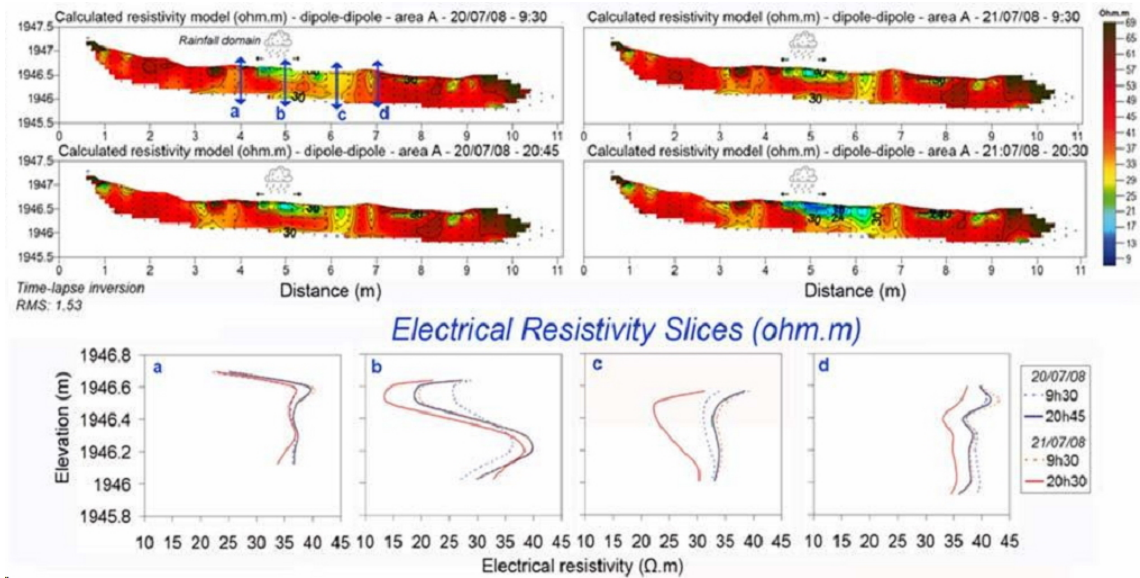


Figure 1.26 – Tomographies électriques temporelles réalisées pendant une expérience d’infiltration provoquée dans un glissement argilo-marneux du Sud-Est de la France (glissement du Laval, région de Digne-les-Bains; Krzeminska et al., 2009). **Haut** : Tomographies électriques temporelles. **Bas** : sondages électriques temporels extraits des tomographies.

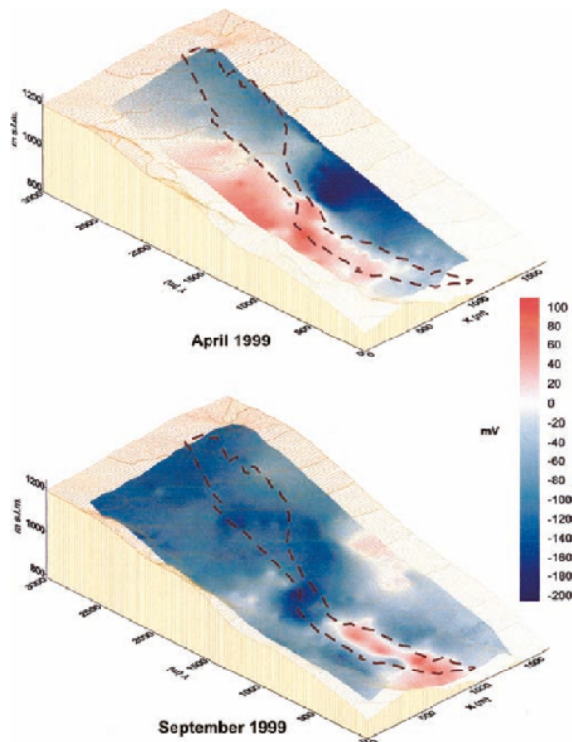


Figure 1.27 – Mesures de potentiels spontanés sur le glissement argileux de Giarrossa en Italie (Lapenna et al., 2003). La ligne pointillée représente le contour du glissement

Méthodes sismiques

La prospection sismique a pour but de caractériser le sous-sol au moyen de la mesure de vibrations naturelles (méthodes passives) ou provoquées (méthodes actives; Reynolds, 1997). La technique de prospection de sub-surface la plus employée actuellement reste la sismique réfraction qui est une méthode active. Elle vise à définir la distribution en profondeur des vitesses de propagation des ondes de volume de compression (ondes P) et/ou de cisaillement (S) en utilisant les temps des premières arrivées. L'action mécanique du mouvement de terrain tend généralement à réduire les vitesses de propagation (ondes P et S) des parties glissées, qui se différencient des massifs stables par des valeurs plus faibles (Caris and Van Asch, 1991; Glade et al., 2005; Jongmans et al., 2009). La sismique réfraction est alors utilisée pour définir la profondeur du substratum (Giraud et al., 1981; Demoulin et al., 2003) et/ou de la nappe (Caris and Van Asch, 1991).

En cas de nappe proche de la surface, la vitesse des ondes P (V_p) dans un sol ne montre pas de variation sensible avec l'endommagement du matériau (Godio et al., 2006; Jongmans et al., 2009). Au contraire, l'utilisation des ondes S permet de s'affranchir de ce problème (pas de cisaillement dans les fluides). Jongmans et al. (2009) ont ainsi montré qu'il était possible d'identifier, d'une part, les surfaces de glissement au sein d'une masse argileuse sur le site d'Avignonet et, d'autre part, une diminution de la vitesses des ondes S (V_s) le long de la pente, au fur et à mesure que les déformations sont plus intenses. La vitesse des ondes S semble anti-corrélée avec l'augmentation de la déstructuration du massif sous l'action du glissement. Le paramètre V_s pourrait ainsi être utilisé pour caractériser l'état d'endommagement d'un massif argileux instable. La figure 1.28 présente un profil de sismique réfraction en ondes P et en ondes S conduit par Méric (2006) sur le glissement de Léaz, dans la région d'Annecy. Le glissement se situe au sein d'argiles litées d'origine glacio-lacustre. L'interprétation en réfraction indique la présence de deux interfaces identiques en ondes P et en ondes S. La deuxième interface détectée en ondes S, située à une profondeur de 10 m, correspond avec la surface de cisaillement observée sur un sondage (Fig. 1.28). En ce qui concerne les ondes P, cette interface serait plutôt due au toit de la nappe, localisé également à cette profondeur.

Cette technique de prospection présente l'avantage d'être relativement simple et rapide à mettre en œuvre. Toutefois, son application nécessite une augmentation des vitesses avec la profondeur (Keary et al., 2002). Ce point est souvent le cas des glissements de terrain, puisque les ondes P et les ondes S sont généralement plus faibles au sein de la masse glissée que celles du substratum (Jongmans and Garambois, 2007). Une autre limite de cette technique dans l'étude des glissements de terrain provient de sa relative faible profondeur d'investigation (quelques dizaines de mètres). Celle-ci est due à la méthode elle-même, qui nécessite des profils en moyenne 3 à 5 fois plus longs que la profondeur d'investigation et à l'atténuation importante des ondes sismiques dans ces milieux généralement hétérogènes (Jongmans and Garambois, 2007). De ce fait, la source doit être relativement énergétique afin de présenter un rapport signal/bruit suffisant. Dans le cas de milieux fortement bruités, ou de grands profils, l'utilisation de sources explosives peut être nécessaire. Finalement, l'application de la sismique réfraction classique est restreinte à des milieux de géométries relativement simples, présentant des réfracteurs continus. Les glissements de terrain sont cependant des milieux très hétérogènes présentant des contrastes de propriétés sismiques dans toutes les directions.

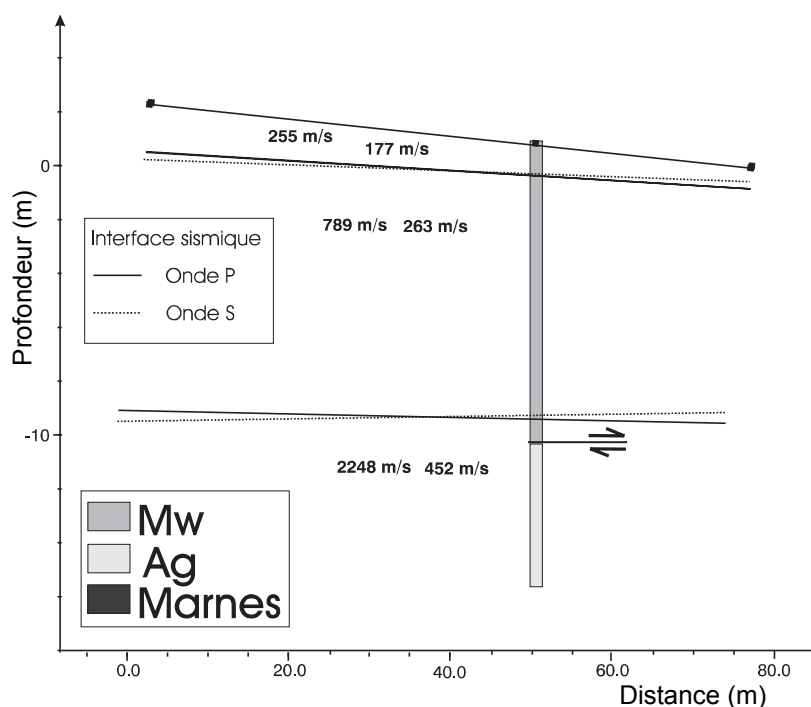


Figure 1.28 – Sismique réfraction en ondes P et en ondes S sur un glissement argileux des Alpes du nord (glissement de Léaz, région d'Annecy; Méric, 2006). ag : argiles grises; mw : argiles sableuses à blocs.

L'imagerie par tomographie de réfraction 2D ou 3D (en V_p ou V_s) nécessite une quantité de données d'entrées plus importante mais permet d'imager les variations latérales et verticales de vitesse *via* un processus d'inversion (Reynolds, 1997). Dans l'étude de glissements de terrain, cette méthode a été utilisée à partir d'ondes P et/ou S pour délimiter la position du substratum, de la nappe ou de surfaces de rupture (Lapenna et al., 2005; Méric, 2006; Göktürkler et al., 2008; Jongmans et al., 2009). Grandjean et al. (2009) ont utilisé cette méthode pour caractériser un glissement argilo-marneux du Sud-Est de la France (Fig. 1.29). L'image 2D de V_p montre la présence de deux couches superficielles de vitesses 300-600 m/s puis 600-1200 m/s, qui correspondent respectivement au matériau remanié et accumulé. Le substratum sismique sous-jacent est caractérisé par une vitesse V_p supérieure à 1200 m/s qui correspond au bedrock marneux. Cette interprétation a été confirmée par des essais géotechniques. Les tomographies de réfraction de V_s (en configuration SH) appliquées aux glissements de terrain argileux sont encore assez peu employées, en raison de la difficulté de générer des ondes S.

L'analyse des ondes réfléchies (sismique réflexion) est également appliquée, bien que de façon moins fréquente, pour la reconnaissance des glissements de terrain (*e.g.* Bruno and Marillier, 2000; Bichler et al., 2004). Cette technique est en effet plus lourde à mettre en œuvre et à traiter. Les réflexions se produisent lorsque il existe un contraste d'impédance acoustique de part et d'autre d'une interface et l'énergie réfléchie est d'autant plus importante que le contraste d'impédance est élevé (Telford et al., 1990). La résolution des sections finales dépend du contenu fréquentiel des ondes enregistrées. La résolution verticale théorique (capacité à détecter une couche d'épaisseur minimale h) est classiquement définie comme étant le quart de la

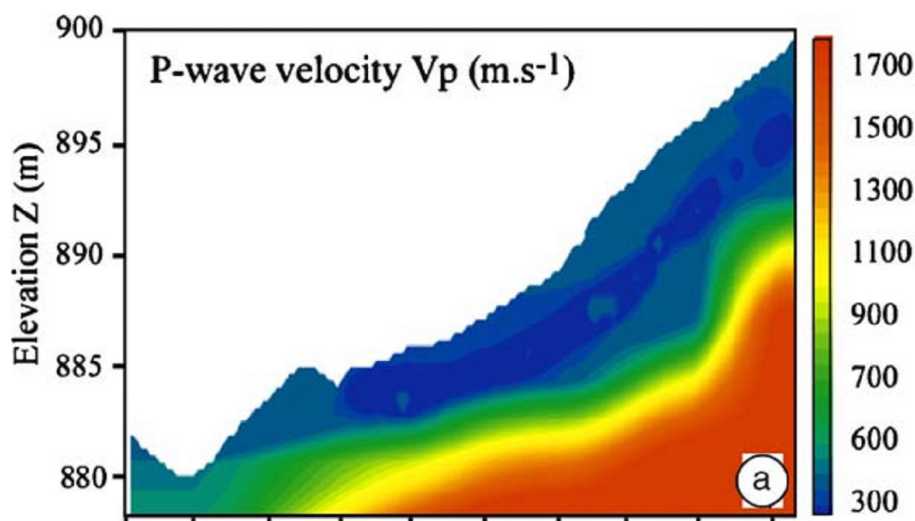


Figure 1.29 – Tomographie sismique de V_p dans un glissement argilo-marneux du Sud-Est de la France (glissement du Laval, région de Digne-les-Bains ; Grandjean et al., 2009).

longueur d'onde du signal enregistré (Keary et al., 2002). Dans la pratique, toutefois, cette valeur est souvent ramenée à la moitié de la longueur d'onde.

Cette technique a été utilisée par Travelletti et al. (2010) sur un glissement au sein de formations gypseuses en Suisse (Fig. 1.30). L'image de sismique réflexion en ondes P montre la présence de plusieurs interfaces, plus ou moins continues latéralement, qu'il est possible de relier à des surfaces de ruptures (20 à 30 m) et à des structures géologiques, ou des surfaces de ruptures en profondeur (entre 60 et 100 m de profondeur).

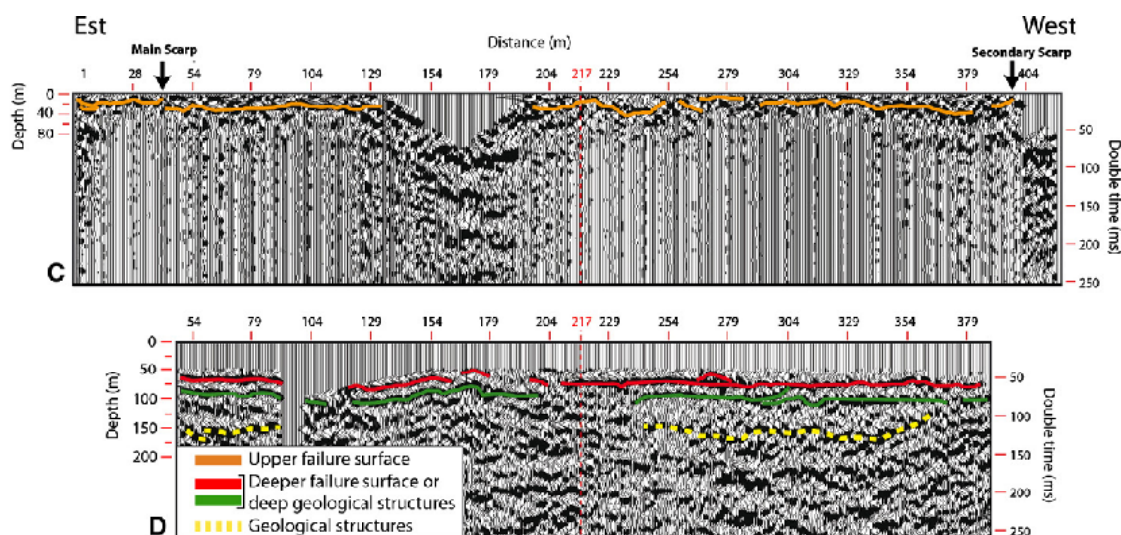


Figure 1.30 – Profil de sismique réflexion en ondes P dans un glissement au sein de formations gypseuses en Suisse (Travelletti et al., 2010).

Aucune étude par sismique réflexion de glissements de terrain argileux ne semble avoir été reportée à ce jour. Toutefois, les travaux récents de sismique réflexion en ondes S menés par Pugin et al. (2009) ont montré qu'il est possible d'obtenir une image à haute résolution de formations superficielles et de différencier des faciès re-

lativement comparables en terme mécanique (sables et graviers par exemple). Cette technique pourrait éventuellement fournir des résultats probants pour caractériser les glissements de terrain argileux.

Les ondes de surface sont de plus en plus utilisées en prospection sismique de subsurface (Socco and Jongmans, 2004). Ces ondes, qui se propagent parallèlement à la surface du sol, sont le résultat de la conversion d'ondes de volumes dues aux interfaces présentes (Stein and Wysession, 2003). Les ondes de Rayleigh résultent de la conversion combinée d'ondes P et d'ondes SV (ondes S polarisées verticalement), tandis que les ondes de Love sont le résultat de la conversion d'ondes SH (ondes S polarisées horizontalement). Pour des sources superficielles, les ondes de surface sont très énergétiques et ont la propriété d'être dispersives en milieu verticalement hétérogène. Dans ce cas, leur vitesse est fonction de la fréquence et la profondeur de pénétration est d'autant plus importante que la longueur d'onde est grande (Socco and Strobbia, 2004). La propagation étant principalement influencée par la vitesse des ondes S (V_s), l'inversion de la courbe de dispersion (vitesse de groupe, ou de phase, en fonction de la fréquence) permet de construire une coupe 1D de la répartition de V_s en fonction de la profondeur (Socco and Strobbia, 2004). L'enregistrement des ondes de surface peut se faire au moyen de sources actives ou passives, puisqu'il a été montré que la majorité du bruit de fond sismique est composé d'ondes de surface (par exemple ; Bonnefoy-Claudet et al., 2006b). Dans le premier cas, l'acquisition présente l'avantage de pouvoir être conduite en même temps qu'un profil de sismique réfraction, si des géophones suffisamment basses fréquences sont employés. Dans le deuxième cas, elles peuvent être enregistrées au moyen d'un réseau de bruit de fond sismique composé de plusieurs capteurs. Cependant, l'inversion de la courbe de dispersion est fondée sur l'hypothèse de structure 1D du sous-sol. Dans le cas de glissements de terrain, cette hypothèse est rarement valide aux grandes échelles et il est nécessaire d'adapter la longueur du profil étudié pour pouvoir satisfaire l'hypothèse 1D. Finalement, l'inversion, menée au moyen de différents algorithmes, souffre de non-unicité et les résultats doivent être calibrés par d'autres méthodes géophysiques et/ou des essais géotechniques.

Malgré l'utilisation croissante de cette technique ces dernières années, elle reste peu employée dans l'étude des glissements de terrain (Jongmans and Garambois, 2007), probablement en raison d'importantes hétérogénéités latérales au sein de ces milieux (Grandjean and Bitri, 2006). Méric et al. (2007) ont utilisé l'inversion des ondes de Rayleigh sur le glissement argileux de Super-Sauze (Fig. 1.31). Les données ont été acquises au moyen d'un réseau de bruit de fond sismique, conjointement avec une acquisition active (24 géophones 4.5 Hz espacés de 10 m) pour vérifier la cohérence des deux méthodes. La figure 1.31 présente le modèle de terrain ainsi que les courbes de dispersion expérimentales et théoriques obtenues par méthode active (Figs. 1.31a et 1.31b, respectivement) et par méthode passive (Figs. 1.31c et 1.31d, respectivement). Les deux courbes de dispersion sont cohérentes, sauf aux basses fréquences. Les modèles de terrain fournis indiquent une couche superficielle d'une épaisseur moyenne d'une vingtaine de mètres avec une vitesse V_s de l'ordre de 260-300 m/s qui correspond à la masse instable. Ces résultats sont cohérents avec les images de tomographie électrique obtenues dans la même étude. En profondeur, la vitesse du substratum est très mal contrainte par le bruit de fond (Figs. 1.31c et 1.31d) tandis qu'elle semble plus robuste par méthode active (Figs. 1.31a et 1.31b).

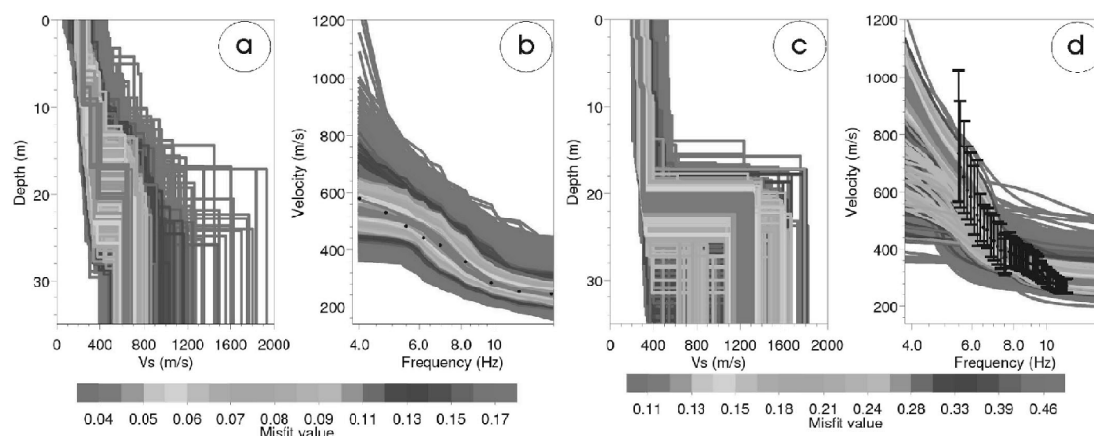


Figure 1.31 – Inversion des ondes de surface dans un glissement argilo-marneux du Sud-Est de la France (glissement de Super-Sauze; Méric et al., 2007). **a)** Modèle V_s -profondeur à partir des ondes de surface ; **b)** Courbe de dispersion expérimentale (points noirs) et théorique à partir des ondes de surface. **c)** Modèle V_s -profondeur à partir du bruit de fond sismique en réseau ; **d)** Courbe de dispersion expérimentale (avec incertitude) et théorique à partir du bruit de fond sismique en réseau. L'erreur est représentée par une échelle de couleur en niveaux de gris.

Grandjean and Bitri (2006) ont proposé la technique 2M-SASW (Multifold and Multichannel Spectral Analysis of Surface Waves) pour obtenir des images 2D de V_s . Cette méthode est une extension de la technique SASW et consiste en une sommation de tirs à différentes positions pour un ensemble constant de capteurs. Cette méthodologie améliore le rapport signal/bruit des enregistrements tout en permettant la construction d'une courbe de dispersion locale qui respecte au mieux l'hypothèse 1D du sous-sol. De plus, la réalisation de tirs à différentes positions, et pour des distances suffisantes, permet de s'affranchir des effets de champ proche. L'image 2D de V_s est obtenue en interpolant spatialement les profils 1D de V_s résultant de l'inversion des courbes de dispersion locales. Ils ont appliqué la technique sur le glissement marneux de Super-Sauze, dans le Sud-Est de la France (Fig. 1.32). L'image de V_s obtenue permet de différencier la masse instable, caractérisée par de faibles vitesses au centre de l'image ($V_s < 900$ m/s), tandis que le substratum a des vitesses V_s comprises entre 900 et 1400 m/s. L'image met aussi en évidence, au centre du glissement, une zone de plus faibles vitesses ($V_s < 350$ m/s) correspondant à la zone active du glissement.

La technique H/V est une méthode simple et rapide à mettre en œuvre, qui ne nécessite qu'un seul capteur. Les mesures peuvent ainsi être effectuées par une seule personne et, en fonction des conditions d'accès, il est possible de réaliser au moins une dizaine de mesures de quelques dizaines de minutes chacune par jour. Le principe de la méthode consiste à enregistrer le bruit de fond au moyen d'un capteur 3 composantes (2 horizontales perpendiculaires entre elles et une verticale) et à faire le rapport entre la moyenne quadratique des spectres horizontaux et le spectre vertical. Dans le cas d'un milieu 1D avec une couche meuble qui surmonte un substratum, ce rapport spectral est associé à la fréquence de résonance de la couche supérieure et peut être estimé, en première approche, par la relation suivante (Haskell, 1960) :

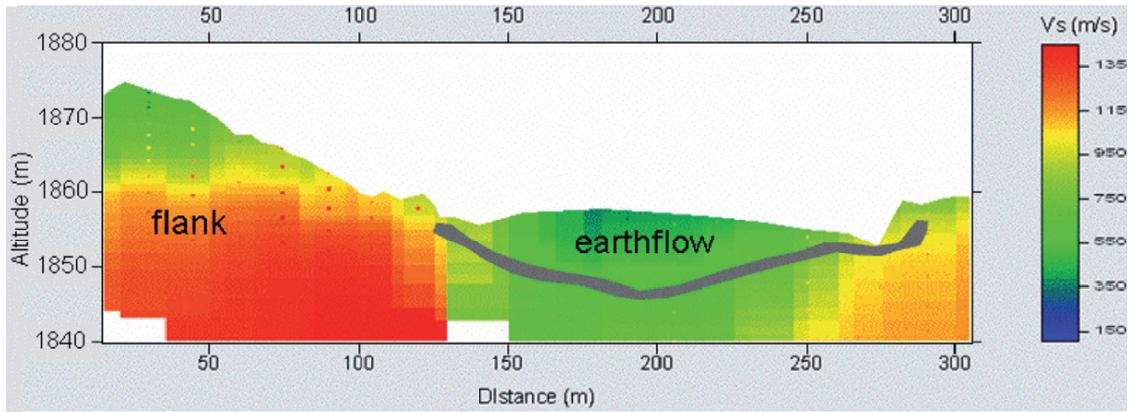


Figure 1.32 – Profil 2D de Vs à partir de la technique 2M-SASW appliquée au glissement de Super-Sauze (Grandjean and Bitri, 2006).

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} \quad (1.7)$$

Avec :

- f_0 = fréquence de résonance de la couche meuble (Hz) ;
- V_s = Vitesses des ondes S dans la couche meuble (m/s) ;
- H = épaisseur de la couche meuble (m).

Ainsi, si la valeur moyenne de Vs de la colonne de sol est connue, il est possible de déterminer l'épaisseur de cette couche. Cet outil a été initialement utilisé pour caractériser les effets de site (*e.g.* fréquence de résonance, facteur d'amplification ; pour une revue récente, voir Bonnefoy-Claudet et al., 2006b). Depuis, il a été employé comme outil de prospection pour caractériser le remplissage des bassins et vallées sédimentaires (Delgado et al., 2000b; Parolai et al., 2002). Par exemple, Ibs-von Seht and Wohlenberg (1999) ont utilisé la technique H/V pour déterminer l'épaisseur de remplissage d'une vallée (Fig. 1.33). La colonne de sédiments contient des formations tertiaires et quaternaires meubles et elle repose sur un substratum d'âge Carbonifère. Les résultats, présentés sur la figure 1.33, indiquent une bonne corrélation générale entre l'épaisseur déterminée par technique H/V et les résultats fournis par plusieurs sondages de reconnaissance. Il semble ainsi que cette méthode peut être utilisée comme outil de prospection pour déterminer l'épaisseur d'un remplissage sédimentaire. Toutefois, dans le cas de vallées encaissées, Guéguen et al. (2007) et Le Roux (2009) ont montré que, sur les bords des vallées, la topographie prononcée pouvait générer des effets 2D voire 3D. Cet effet pourrait fausser les mesures et conduire à des erreurs d'estimation importantes des épaisseurs (> 10 %).

Fusion de données géophysiques

Afin d'approfondir les interprétations géophysiques en terme de caractérisation hydro-mécanique d'un massif argileux instable, Grandjean et al. (2007) ont proposé une méthodologie de fusion de données géophysiques (V_p , V_s et ρ) par logique floue. Le paramètre V_p fournit des informations sur le degré de fracturation, V_s sur la déformation cisailante et la résistivité ρ sur le degré de saturation. Le principe de la logique floue consiste à définir des méta-hypothèses à partir de chaque paramètre

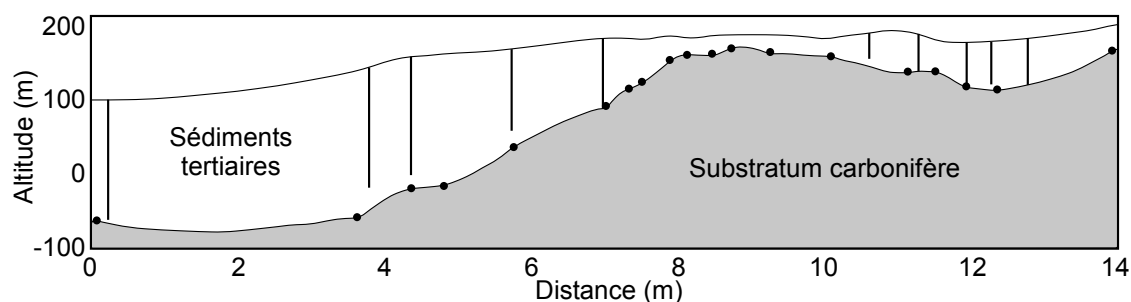


Figure 1.33 – Détermination de l'épaisseur de remplissage d'une vallée sédimentaire par technique H/V; modifié d'après (Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999). Les traits verticaux correspondent à des sondages mécaniques. Les cercles indiquent la position du substratum déterminée par technique H/V.

géophysique. La figure 1.34 présente les différentes possibilités d'état du sous-sol (les méta-hypothèses) du glissement du Laval (région de Digne-les-Bains) à partir des données géophysiques (Grandjean et al., 2009). La figure 1.34a définit la possibilité de présence de fissures de tension en fonction de la vitesse V_p . Cette possibilité est de 1 pour des vitesses V_p inférieures à 500 m/s et de 0 pour des vitesses V_p supérieures à 1500 m/s. Entre ces valeurs, la possibilité évolue linéairement avec la vitesse. De la même manière, la possibilité de saturation du sol est définie à partir de la résistivité ρ (Fig. 1.34b) et la possibilité de forte porosité à partir de la différence des lenteurs de V_s et V_p (Fig. 1.34c). La figure 1.34d présente le résultat de la fusion des données géophysiques de V_p et ρ pour fournir une image de la possibilité que le sol soit affecté par des fissures et saturé en eau. Cette possibilité est élevée (0.8 à 1) pour les 0.1 à 10 premiers mètres du sous-sol. En profondeur, cette valeur se situe entre 0.4 et 0.6 et semble correspondre au substratum sain. Ces résultats indiquent de fortes possibilités pour que l'eau s'infilte et circule dans cette couche superficielle. Un des avantages de cette méthodologie de fusion des données géophysiques est de fournir des images compréhensibles pour des non-spécialistes en géophysique.

1.4.5 Stratégie de caractérisation

La détermination de l'épaisseur des formations argileuses sur une surface qui englobe les glissements d'Avignonet et d'Harmalière nécessite une technique légère (au vu des conditions d'accès dans la combe d'Harmalière), simple à mettre en œuvre, qui offre un rendement important et dont le traitement soit relativement simple et robuste. La sismique réflexion permettrait de détecter l'interface entre les argiles et le substratum mais avec des rendements faibles. Au contraire, la technique H/V par mesure du bruit de fond sismique répond à l'ensemble des critères.

La caractérisation du glissement d'Avignonet doit permettre de détecter des variations latérales et en profondeur des propriétés des argiles. Ces reconnaissances seront conduites à l'aide de réfraction sismiques en ondes P et en ondes S. Les données sismiques seront interprétées par tomographie de vitesse ainsi qu'en terme d'analyses d'ondes réfléchies et d'atténuation des ondes de surface. Conjointement, des profils de résistivité seront réalisés afin de déterminer des variations hydrogéologiques du sous-sol. Les interprétations géophysiques seront étalonnées à partir de vitesses de

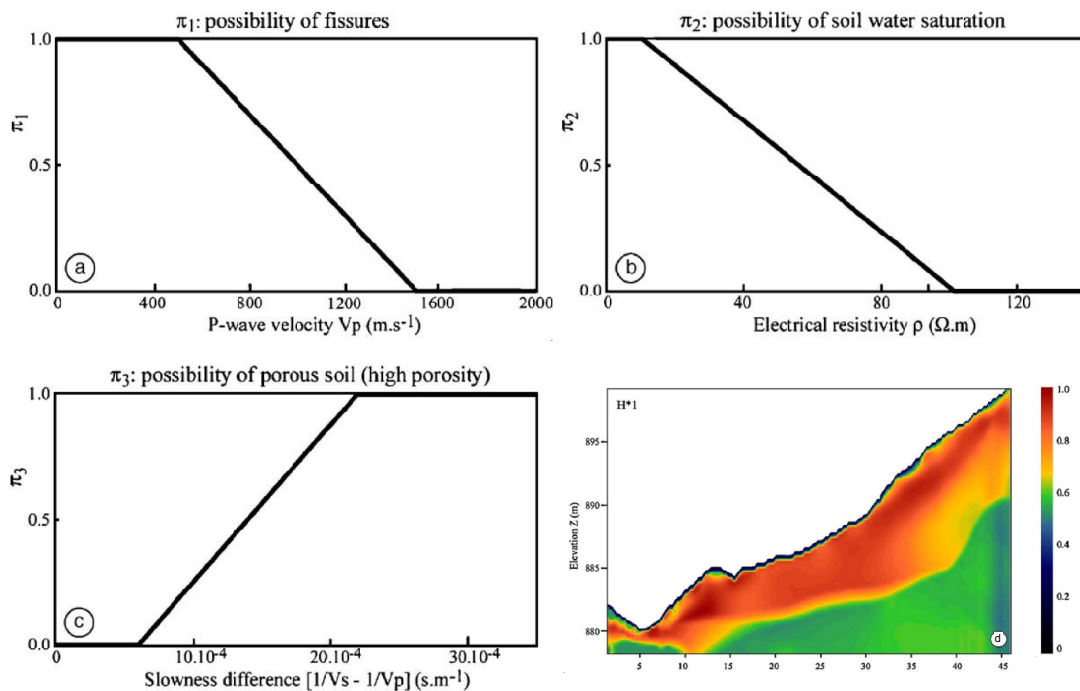


Figure 1.34 – Fusion de données géophysiques par logique floue (Grandjean et al., 2009).

déplacement mesurées en surface et d'observations hydrogéologiques.

L'étude d'une zone très active du glissement d'Avignonet, affectée par de nombreuses fissures ouvertes, et la surveillance temporelle des infiltrations sur les premiers mètres du sous-sol sera conduite avec plusieurs techniques. Le site sera caractérisé au moyen d'une cartographie morphologique. Sur les zones de fissure détectées, les tomographies de résistivité électrique permettront de déterminer les variations hydrologiques et éventuellement de mettre en évidence des zones d'infiltrations sub-verticales préférentielles au droit des fissures. L'étude de l'atténuation des ondes de surface permettra de déterminer la profondeur atteinte par les fissures. Des sondages mécaniques et des essais géophysiques en sondage, accompagnés d'essais de laboratoire sur échantillons serviront à étalonner les interprétations géophysiques.

Contextes géologique et géotechnique du glissement d'Avignonet

Le Trièves est une région située à une quarantaine de km au Sud de Grenoble, dans les Alpes de l'ouest, au droit du sillon subalpin. Il s'agit d'une zone de plateau d'une surface d'environ 300 km² et d'une altitude médiane de 860 m environ en considérant la région délimitée sur la figure 2.1¹. Le Trièves est limité, à l'Ouest et au Sud, par les massifs carbonatés du Vercors et du Dévoluy, respectivement (Fig. 2.1). À l'Est, la bordure est constituée par la terminaison Sud du massif cristallin externe de Belledonne. Au Nord, le relief s'abaisse progressivement en direction de la basse-vallée du Drac et du bassin de Grenoble.

En terme climatique, le Trièves se situe à la limite des Alpes du Nord et du Sud. Cette région est caractérisée par un climat de type sub-méditerranéen sous influence alpine (Robequain, 1922). Ses caractéristiques principales sont des maxima de précipitation en automne puis en été, un hiver pouvant être rigoureux et neigeux, et une saison d'été marquée par la sécheresse. L'activité de ces glissements est généralement saisonnière et les déplacements les plus importants se situent généralement après de forts épisodes pluvieux et/ou des périodes de fonte de neige (Giraud et al., 1991; Van Asch et al., 1996).

Environ 15 % du Trièves est affecté par des glissements de terrain, répartis sur l'ensemble de la région et localisés au sein des massifs argileux (Lorier and Desvarreux, 2004b). Les plus représentatifs, ou tout au moins les plus étudiés, sont, du Nord vers le Sud (Fig. 2.1), les glissements de Saint-Guillaume (Méric et al., 2007; Van Asch et al., 2009), de Sinard (Avignonet et Harmalière; Blanchet, 1988; Vuillermet, 1990; Jongmans et al., 2009; Renalier, 2010), de Monestier-de-Clermont (Feregotto, 2008) et du Monestier-du-Percy (Giraud et al., 1991; Van Asch et al., 2009). On peut y ajouter les sites de La Mure (Van Asch et al., 1984; Van Genuchten and Van Asch, 1988) et de La Salle-en-Beaumont (Moulin and Chapeau, 2004), dont le contexte paléogéographique est équivalent à celui du Trièves, bien que situés en régions bordières.

1. Le Trièves géographique débute, en réalité, au Sud de Monestier-de-Clermont et le secteur de Sinard est compris dans la région de la basse-vallée du Drac. Dans le cadre de ce travail, la référence au Trièves est faite en terme paléogéographique (le lac du Trièves) et intègre le secteur de Sinard.

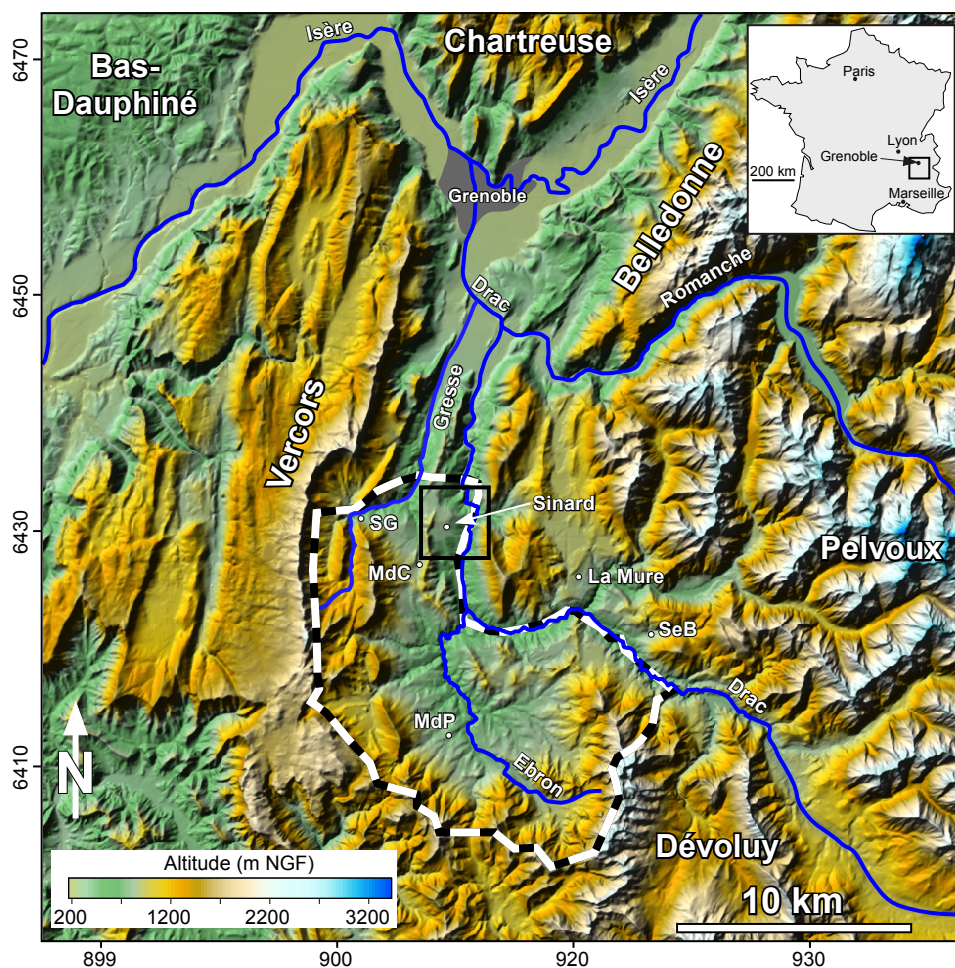


Figure 2.1 – Géographie et place du Trièves dans les massifs externes des Alpes. Le modèle numérique de terrain (IGN 50 m) indique le relief actuel. Les coordonnées sont kilométriques et exprimées dans le système Lambert-93 (sauf mention contraire, ce système sera conservé par la suite). Le polygone pointillé noir et blanc indique le contour du Trièves géographique. Le cadre noir correspond au site d'étude. SG : Saint-Guillaume ; MdC : Monestier-de-Clermont ; MdP : Le Monestier-du-Percy ; SeB : La Salle-en-Beaumont.

2.1 Contexte géologique général

2.1.1 Contexte géologique anté glaciations

Le sillon subalpin est une dépression marquée dans la morphologie qui comprend, dans le secteur d'étude et du Nord au Sud, la vallée du Grésivaudan et la vallée du Drac (Fig. 2.1). Elle sépare les massifs subalpins à l'ouest (Chartreuse, Vercors et Dévoluy) des Massifs cristallins externes à l'est (Belledonne et Pelvoux). La figure 2.2 présente le schéma structural régional entre les Bauges et le Dévoluy. Au niveau du Trièves, le sillon subalpin est beaucoup moins marqué dans la morphologie actuelle et il se sépare en deux (vallées du Drac et de la Gresse ; Monjuvent, 1978). Dans le secteur de Sinard, ce sillon est constitué de marnes et calcaires marneux du Lias et du Dogger, pentés vers l'Ouest de 40 à 60 ° (Debelmas, 1967).

La figure 2.3 présente une coupe géologique équilibrée depuis le Vercors jusqu'au dôme de La Mure. Plusieurs phases d'extension-compression ont préconfiguré la structure (rifting du Trias au Jurassique, phase compressive pyrénéenne du Crétacé supérieur à l'Éocène inférieur, rifting Oligocène). La phase alpine (tardi-Miocène - actuel) a produit un raccourcissement crustal de direction WNW-ESE des MCE (Ménard and Thouvenot, 1987). La stratigraphie ainsi que la structuration anté-Miocène causent, **1**) vers l'ouest, un décollement généralisé et un charriage des couches mésozoïques sur les niveaux du Trias riches en évaporites et, **2**) vers l'est, un rétrochevauchement des niveaux mésozoïques sur les couches triasiques et paléozoïques du dôme de La Mure (Fig. 2.3). Des coupes équilibrées avec reconstitution des différentes phases de raccourcissement, et qui proposent un modèle géométrique globalement comparable ont aussi été proposées par Gamond (1994). Les niveaux du Lias et du Jurassique inférieur (Dogger) ainsi mis en relief, plus tendres que les unités métamorphiques des MCE ou que les puissantes séries calcaires tithoniennes et urgoniennes des massifs subalpins, ont alors été érodés préférentiellement par les rivières puis par les glaciers du Quaternaire.

2.1.2 Histoire géologique quaternaire

Le cadre chronoclimatique du Quaternaire des Alpes a été considéré au long du XX^{ème} siècle comme une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. Cette vision était basée sur la datation de terrasses alluviales du Danube et ponctuait les grandes tendances climatiques par des phases de glaciation (de la plus récente à la plus ancienne : Würm, Riss, Mindel, Günz, Donau et Biber). L'histoire du climat dans les Alpes reste difficile à rattacher aux données chronoclimatiques en provenance des glaces du Groënland ou de l'Antarctique, ou bien des données marines (*e.g.* Schoneich, 1998). Ceci est principalement dû à la barrière naturelle que constituent les Alpes pour l'humidité fournie par les vents d'Ouest (Desmet, 2006). De plus, les reconstitutions paléogéographiques dans les Alpes françaises ont montré que des divergences locales existent malgré une synchronicité généralement bonne (Monjuvent and Nicoud, 1988).

La figure 2.4 présente la géologie générale du Nord du Trièves et du Sud de la basse-vallée du Drac. Au niveau du secteur d'étude (glissements d'Avignonet et d'Harmalière), les formations quaternaires reposent sur un substratum daté du Lias et penté vers l'Ouest. Les moraines à éléments alpins du plateau du Drac sont cantonnées aux vallées du Drac et de la Gresse et ne semblent pas dépasser 900 m d'altitude. Seules les traces des deux dernières glaciations Würm et Riss et, dans une moindre mesure, de l'interglaciaire Mindel-Riss restent visibles (moraines, argiles litées et alluvions de remplissage de vallée).

D'un point de vue chronostratigraphique, peu de datations absolues existent pour le secteur. Néanmoins, le dernier maximum glaciaire est compris entre 20 000 et 25 000 ans BP (Clark et al., 2009), tandis que le retrait des glaciers de la région du Drac semble débuter au plus tard 23 000 ans BP (Brocard et al., 2003). Le retrait du glacier de l'Isère des environs de Sinard est daté d'au moins 14 000 ans BP puisqu'à cette époque la confluence Drac-Isère devait déjà être déglacée (Brocard et al., 2003).

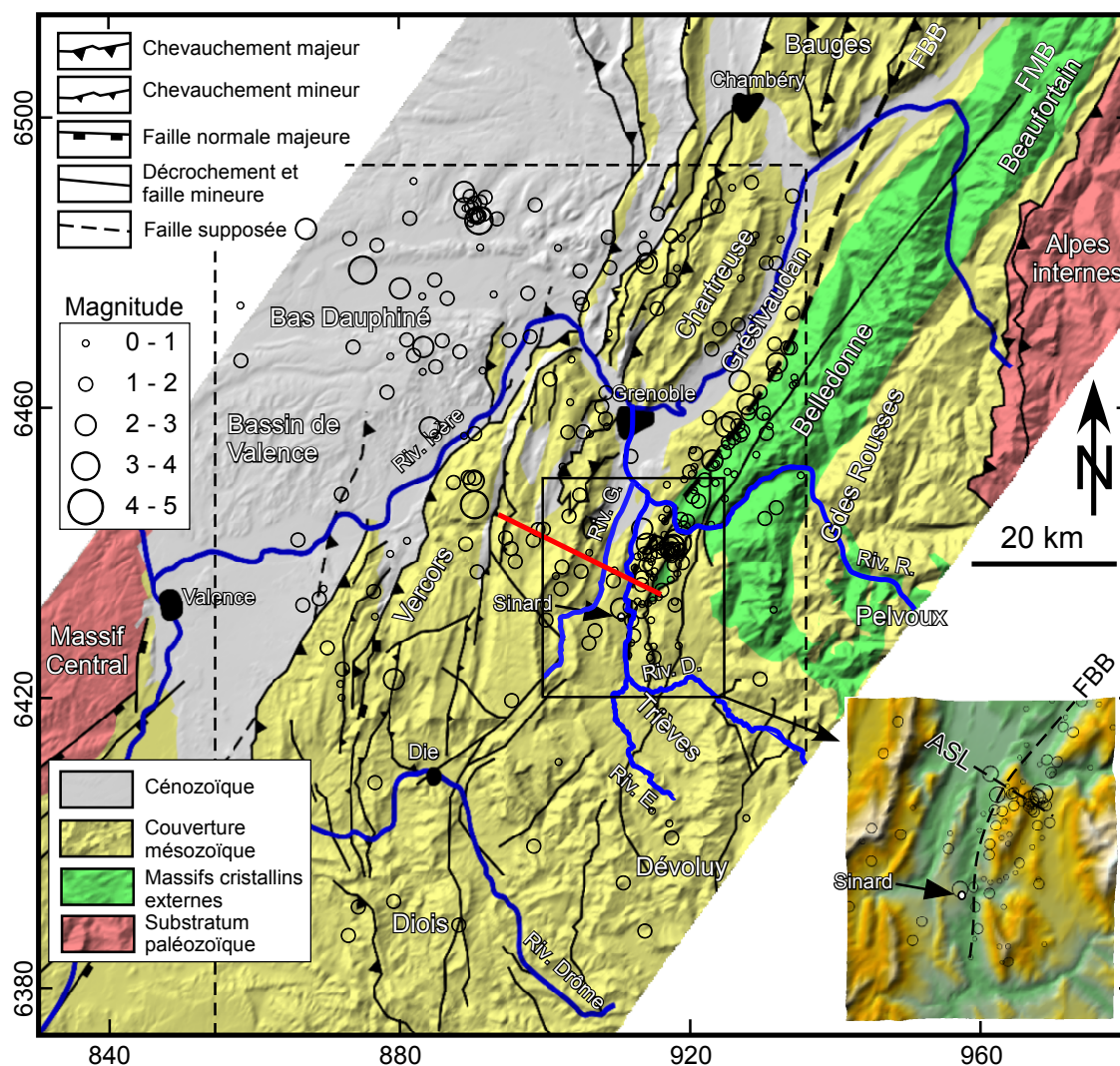


Figure 2.2 – Schéma structural de la région d'étude, modifié d'après Philippe et al. (1998) et Thouvenot et al. (2003). Le Quaternaire n'est pas représenté. La topographie actuelle figure en fond de plan. La sismicité entre 1989 et 2008, restreinte au cadre pointillé, est figurée (données SISMALP-LGIT). Le trait rouge matérialise l'emplacement de la coupe de la figure 2.3. FMB : faille médiane de Belledonne; FBB : faille bordière de Belledonne; ASL : alignement sismique de Laffrey; Riv. G. : la Grresse; Riv. D. : le Drac; Riv. E. : l'Ébron; Riv. R. : la Romanche.

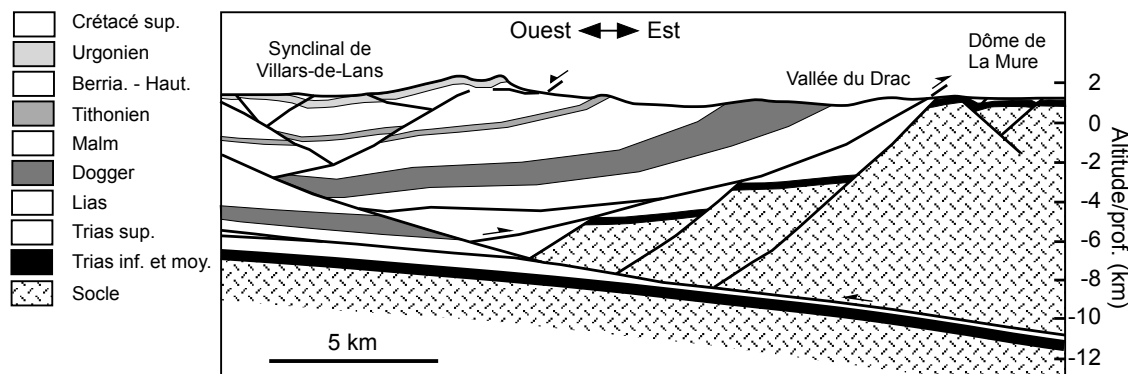


Figure 2.3 – Coupe géologique équilibrée au niveau du secteur d'étude (vallée du Drac), depuis le Vercors (à l'ouest) jusqu'au dôme de La Mure (à l'est), d'après Philippe et al. (1998). Localisation sur la figure 2.2.

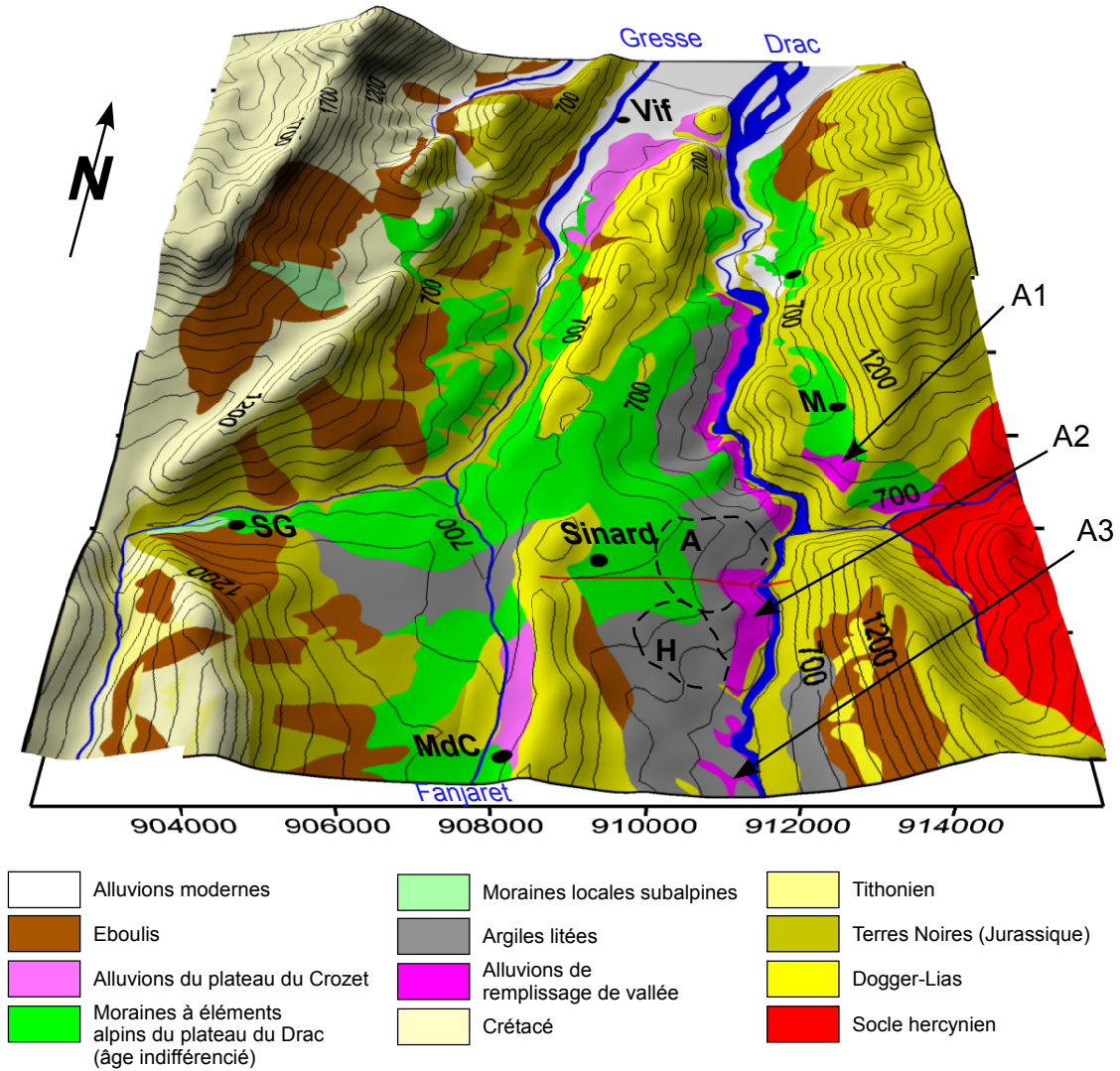


Figure 2.4 – Carte géologique du Nord du Trièves et du Sud de la basse-vallée du Drac, modifiée d'après Debelmas (1967) et Lambert and Montjuvent (1968), plaquée sur le MNT IGN au pas de 50 m. Le colluvium morainique n'est pas représenté. SG : Saint-Guillaume; MdC : Monestier-de-Clermont; M : Monteynard; A1 : alluvions de Monteynard; A2 : alluvions du Drac de Cros; A3 : alluvions du Drac de Sinard (voir Fig. 2.5). A : glissement du Mas d'Avignonet; H : glissement d'Harmalière. Le trait rouge matérialise la coupe de la figure 2.6.

Cet âge est en accord avec le début du retrait des glaciers de montagne européens, daté de 19 000 ans BP (Clark et al., 2009).

La figure 2.5 présente les événements locaux ayant affecté le site d'étude et replacés dans un contexte chronoclimatique global. Les stades climatiques alpins et les âges proposés pour les événements locaux correspondent assez bien avec la courbe des anomalies de température des glaces de l'Antarctique et les stades isotopiques. Les stades inter-glaciaires sont marqués par des anomalies positives de température. La glaciation du Riss est marquée par des anomalies positives de température, ce qui indique que cette période n'a pas été englacée de façon uniforme. Le Drac s'est développé dans plusieurs lits en fonction des périodes. Le creusement des différents paléo-Drac s'est effectué pendant une période interglaciaire (probablement Mindel-Riss pour le Drac de Cros; Riss-Würm pour le Drac de Sinard). Le comblement alluvionnaire de ces vallées s'est effectué en plusieurs périodes de fin de phases de glaciation intra-rissienne pour le Drac de Cros. Le comblement du Drac de Sinard s'est effectué en stade glaciaire Würm I. Les argiles du Trièves se sont mises en place pendant le stade isotopique 2, ce qui correspond au dernier maximum glaciaire (Fig. 2.5). La succession de l'ensemble des événements, du plus ancien au plus récent, peut se synthétiser ainsi (Monjuvent, 1973, 1978) :

1. Creusement du paléodrac de Cros (PC) : période interglaciaire Mindel-Riss (âge incertain) ;
2. Alluvions élevées de Monteynard (A1) : fins de périodes glaciaires Riss I et Riss II ;
3. Alluvions du Drac de Cros (A2) : fins de périodes glaciaires Riss I, Riss II et Riss III ;
4. Creusement du paléodrac de Sinard (PS) : période interglaciaire Riss-Würm ;
5. Alluvions du Drac de Sinard (A3) : période glaciaire Würm I ;
6. Argiles litées de Sinard (AT) : maximum de la période glaciaire Würm II ;
7. Moraine superficielle du glacier de l'Isère, érodant et recouvrant tous les termes antérieurs : maximum de la période glaciaire du Würm II.

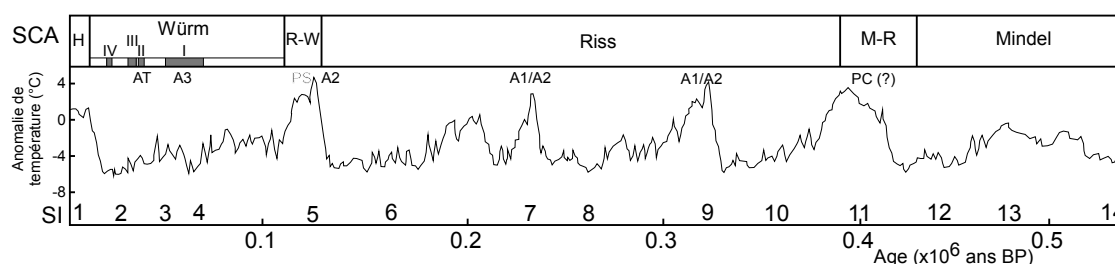


Figure 2.5 – Chronostratigraphie et charte isotopique pour les derniers 550 000 ans. SCA : stratigraphie climatique alpine et position des événements locaux (Monjuvent, 1973, 1978; Monjuvent and Nicoud, 1988; Brocard, 2003); H : Holocène; R-W : Interglaciaire Riss-Würm; M-R : Interglaciaire Mindel-Riss; PC (?) : creusement du Paléo-Drac de Cros (âge incertain); A1 : alluvions de Monteynard; A2 : alluvions du Drac de Cros; PS : creusement du Paléo-Drac de Sinard; A3 : alluvions du Drac de Sinard; AT : Argiles du Trièves puis moraines superficielles du glacier de l'Isère. Courbe des anomalies de température des glaces de l'Antarctique (forage EPICA, Dôme C) et stades isotopiques (SI; pair : glaciaire, impair : interglaciaire) d'après Jouzel et al. (2007).

Les points 1 à 5 concernent l'alternance, lors de périodes interglaciaires et/ou cataglaciales, de phases d'érosion et de sédimentation d'alluvions fluviales. D'après Monjuvent (1973, 1978) et Brocard (2003), les 3 vallées épigéniques du Drac (A1, A2, A3) ont entaillé le substratum marno-calcaire (Figs. 2.4, 2.5). Ces incisions ont permis le dépôt de puissantes séries d'alluvions (plus de 100 m) dont une vue en coupe au niveau de Sinard est illustrée sur la figure 2.6. Ces alluvions compactes sont constituées de galets polygéniques originaires des massifs environnants (gneiss, amphibolites, calcaires) et sont localement cimentées.

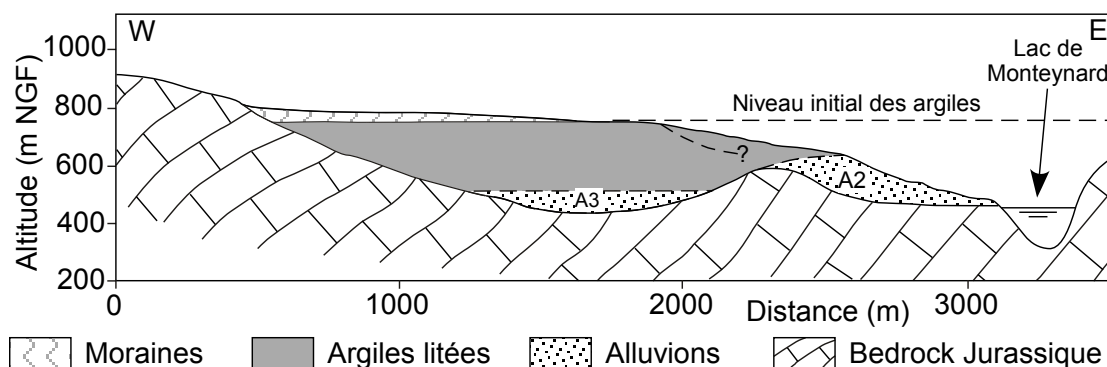


Figure 2.6 – Coupe géologique au niveau de Sinard et Avignonet, modifiée d'après Monjuvent (1973). L'emplacement de la coupe est matérialisé sur la figure 2.4. A2 : alluvions du Drac de Cros ; A3 : alluvions du Drac de Sinard (voir Figs. 2.5 et 2.4).

La figure 2.7 présente le contexte paléogéographique régional au maximum de la dernière glaciation du Würm II. Le glacier de l'Isère, en provenance du Nord, s'est avancé jusqu'aux environs de Sinard et a bloqué l'écoulement du Drac vers le Nord, créant un lac de barrage qui s'est maintenu pendant plusieurs milliers d'années, ce qui a permis le dépôt d'une série glacio-lacustre (Fig. 2.4), dont le profil de dépôt type est illustré sur la figure 2.8. Le substratum étant très accidenté, la puissance de cette série est très variable dans le secteur d'étude : elle est comprise entre 0 et 250 m et atteint une cote maximale de 750 m NGF (Figs. 2.4, 2.6 ; Monjuvent, 1978). Sur la base de la position de terrasses lacustres, le niveau du lac semble avoir atteint une cote de 820 m au maximum (Monjuvent, 1978). La séquence de remplissage lacustre est principalement composée d'argiles litées. Il s'agit de faciès rythmés² où alternent des lits argileux sombres et des lits silteux clairs, correspondant à un milieu de sédimentation calme par décantation en position distale (Fig. 2.8). Cette histoire géologique explique l'allure relativement plate du Trièves.

La figure 2.9 présente le secteur de Sinard lors du maximum de la glaciation Würm II. Le glacier, continuant d'avancer vers le Sud, a recouvert le secteur de Sinard et les argiles litées. Il a remanié et érodé le toit des argiles et les a recouvertes par une série morainique épaisse d'une cinquantaine de mètres au niveau de Sinard (Figs. 2.6, 2.9 ; Monjuvent, 1973). Dans la vallée du Drac, ces moraines dépassent

2. Certains auteurs ont fait référence à un faciès varvé (e.g. Van Asch et al., 1984; Huff, 1989; Van Asch et al., 1996), ce qui implique une rythmicité annuelle; celle-ci n'est pas prouvée pour les argiles du Trièves (Antoine et al., 1981). Dans ce travail, le terme lité ou rythmé est préférentiellement employé.

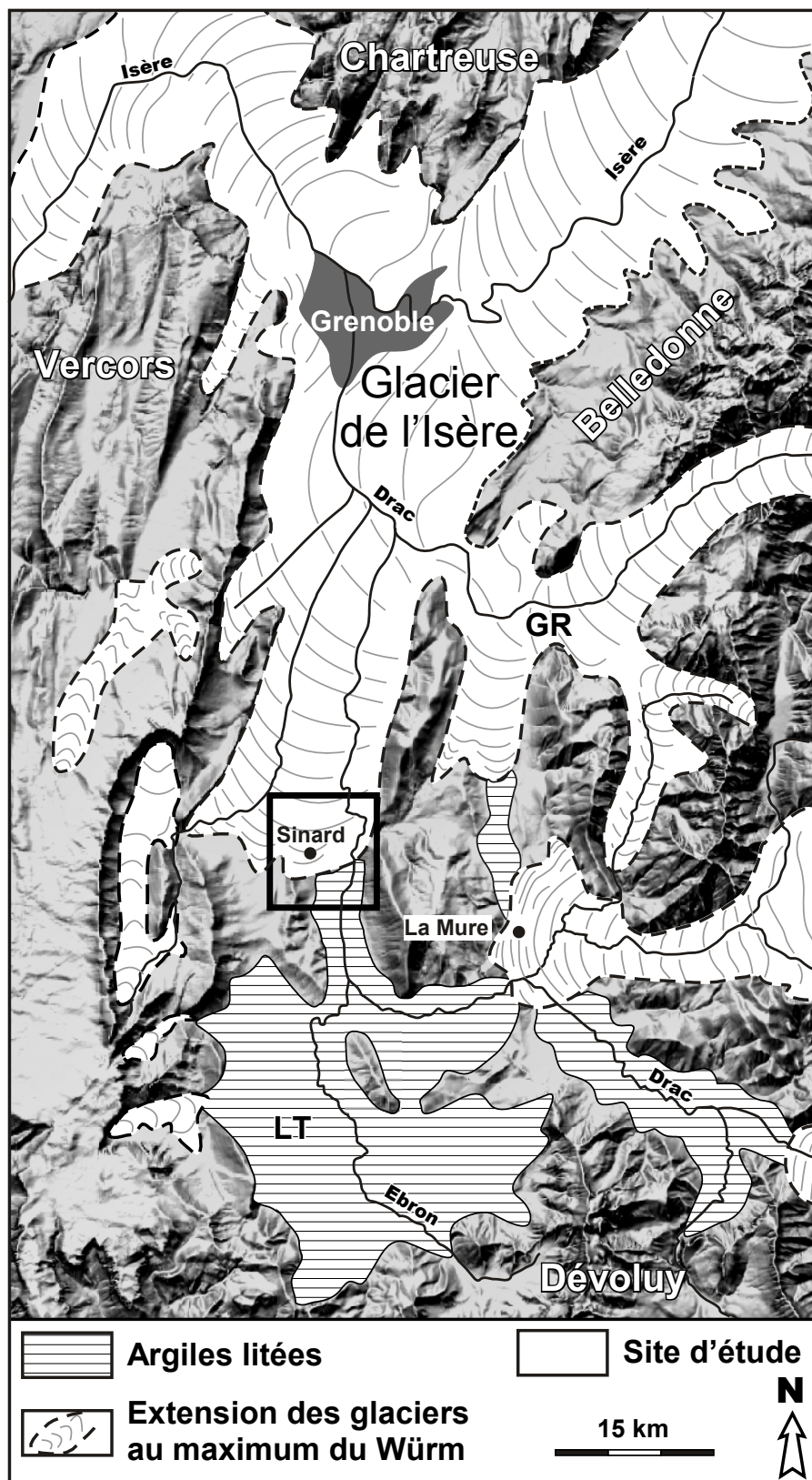


Figure 2.7 – Extension des glaciers et des argiles litées glacio-lacustres dans le secteur d'étude durant le dernier maximum glaciaire du Würm. LT : Lac du Trièves. GR : Glacier de la Romanche. Adapté de Monjuvent (1973).

Sinard d'environ 1 km au Sud, et indiquent la limite de progression du maximum du front glaciaire du Würm (Figs. 2.4, 2.6).

L'incision par le Drac, à la fin de la dernière période glaciaire, conduit à la formation de gorges profondes qui entaillent les argiles litées, les alluvions et le substratum marno-calcaire (Figs 2.4, 2.6). La base des argiles est visible dans tout le secteur d'étude. Cette dernière phase d'érosion a permis l'initiation des instabilités.

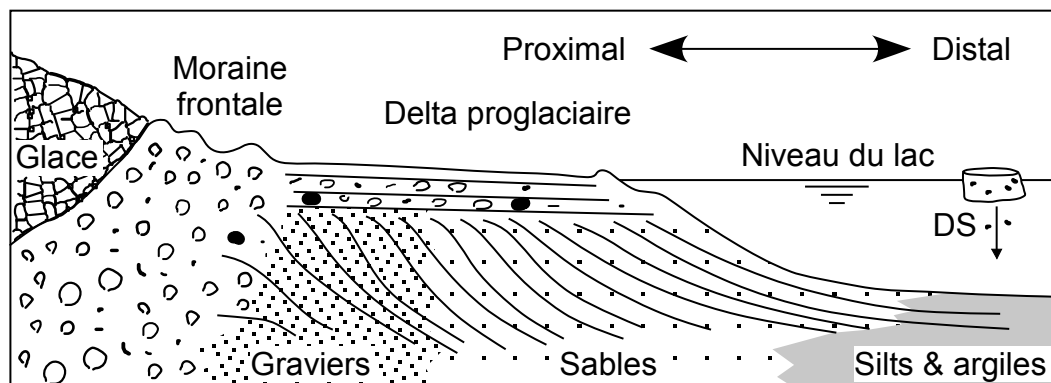


Figure 2.8 – Profil de dépôt en environnement glacio-lacustre (Campy and Macaire, 2003). DS : dropstone.

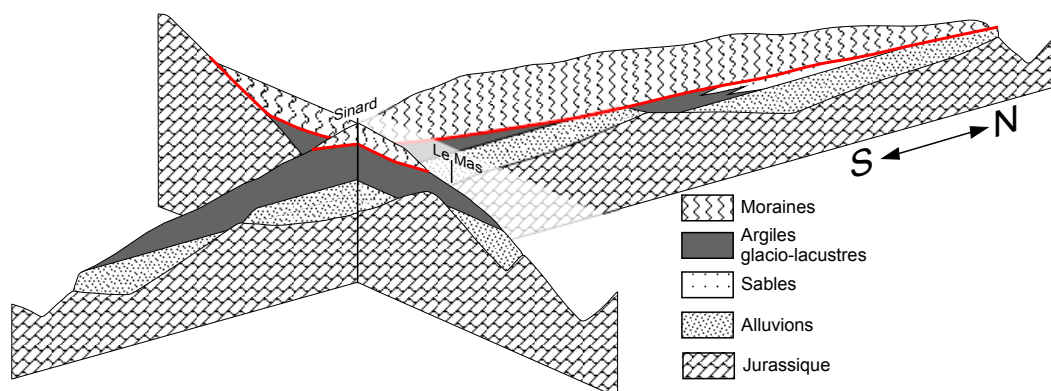


Figure 2.9 – Géométrie discordante (en rouge) du contact entre le toit des argiles litées et les moraines sus-jacentes (modifié d'après Monjuvent, 1973).

2.1.3 Sismicité instrumentale

Le secteur d'étude est situé dans les Alpes externes qui sont soumises à une déformation active. La sismicité instrumentale locale, pour les 20 dernières années (Fig. 2.2), est principalement concentrée le long de l'alignement sismique de la faille bordière de Belledonne (Thouvenot et al., 2003; Le Roux et al., 2008). Les séismes sont de faible magnitude ($M < 4$) et les mécanismes au foyer indiquent un fonctionnement en décrochement dextre à faible profondeur (< 10 km). Le séisme de Laffrey localisé à 10 km au Nord-Est du site d'étude (1999, $M = 3.5$) et ses répliques ont de plus mis en évidence une faille perpendiculaire à la faille bordière de Belledonne et conjuguée à cette dernière (ASL, alignement sismique de Laffrey; Fig. 2.2). L'ensemble signerait un fonctionnement décrochevauchant dextre de la chaîne de Belledonne selon une direction de raccourcissement Est-Ouest (Thouvenot et al., 2003;

Le Roux, 2009). Au Sud, la faille bordière de Belledonne semble s'amortir sous le lac de Monteynard (retenue de $275 \times 10^6 \text{ m}^3$ d'eau ; Fig. 2.2) et est marquée par la présence de petits séismes ces 20 dernières années ($M < 3$). Cette sismicité proche indique que l'activité des glissements du Nord du Trièves peut potentiellement être conditionnée par un mouvement sismique.

2.2 Contexte hydrogéotechnique

2.2.1 Historique des désordres

Les déstabilisations dans le secteur d'Harmalière sont signalées dès la fin du XIX^{ème} siècle (Moulin and Robert, 2004), avec des glissements actifs localisés en aval d'une altitude 600 m. En 1964, cette limite remonte à 650 m et les glissements sont très actifs dans les combes. Aucun signe d'activité n'est détecté en amont. Le 7 mars 1981, une surface d'environ $450 \times 10^3 \text{ m}^2$ évolue en coulée boueuse et entraîne $250 \times 10^3 \text{ m}^3$ de matériaux dans le lac de retenue de Monteynard. La niche d'arrachement principale, haute de 30 m, est située à une altitude de 710 m. Par la suite, ce glissement a montré une activité par régression, avec des événements plus ou moins réguliers jusqu'à nos jours.

Dans la combe d'Avignonet, des désordres sont signalés dès 1976 et s'amplifient à partir de 1981, date du glissement d'Harmalière (Lorier and Desvarreux, 2004a). Des études engagées en 1984 indiquent la présence de deux types principaux de mouvements :

- des glissements superficiels actifs, avec une vitesse moyenne de déplacement de l'ordre de 3 à 4 cm/an. Ils se manifestent, en surface, par des fissures ouvertes qui affectent les habitations et les routes. Ces phénomènes ne dépassent pas 680-700 m d'altitude et leur profondeur semble comprise entre 10 et 16 m ;
- des mouvements lents, avec un déplacement moyen inférieur à 2 cm/an et qui n'engendrent aucun désordre sur le bâti. Ces mouvements en surface sont localisés au-dessus de la cote 680-700 m. La profondeur de ces glissements est de l'ordre de 40-45 m.

2.2.2 Hydrogéologie

La figure 2.10a présente une carte géologique de détail du secteur Avignonet-Harmalière à laquelle est superposée le réseau hydrographique de surface. Une première observation indique qu'il n'existe pas d'écoulement de surface pérenne en rive gauche du Drac, probablement en liaison avec la période estivale sèche. Le drainage, depuis le plateau de Sinard, s'effectue principalement selon une composante Nord-Sud, ce qui correspond à la direction des structures du substratum jurassique (Fig. 2.10a).

Le glissement d'Avignonet constitue un bassin versant. Les écoulements de surface sont dirigés vers l'Est, selon la direction du glissement. Par contre, les écoulements dans la combe d'Harmalière sont orientés selon une direction NNW-SSE qui correspond à la direction du glissement.

Des résurgences temporaires ont été observées à plusieurs niveaux remarquables (Fig. 2.10a). Les sources à la cote 750 m se situent à l'interface entre les moraines et le toit des argiles. Plusieurs sources sont localisées aux environs de 600-620 m dans les

combes de Mitraire (localisation sur la figure 2.10b), d'Avignonet et d'Harmalière, ce qui correspond à l'interface entre les alluvions et les argiles (Fig. 2.6). Plusieurs sources sont mentionnées aux alentours de 700 m d'altitude. Ces positions se situent au sein de la séquence argileuse et correspondent probablement à la présence de niveaux plus grossiers (voir chapitre 4).

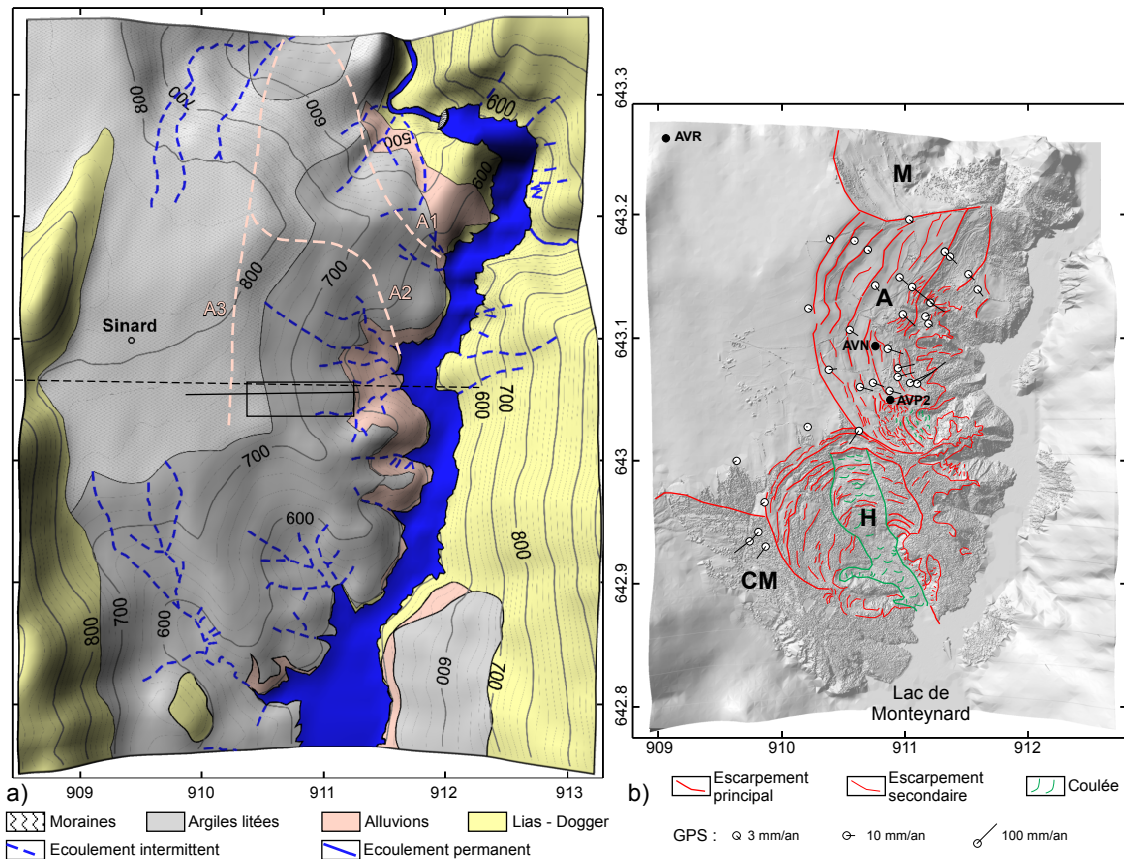


Figure 2.10 – Géologie détaillée du secteur Avignonet-Harmalière et principaux marqueurs morphologiques des glissements d'Avignonet et Harmalière. **a)** Carte géologique détaillée du secteur d'étude, modifiée d'après Debemas (1967) et Lambert and Montjuvent (1968). Le colluvium morainique n'est pas représenté. La cartographie du réseau hydrographique provient de la carte topographique IGN à 1/25 000. A1 à A3 et traits pointillés rose pâle : trace des axes des paléo-Dracs (Crosnier-Leconte et al., 1953; Monjuvent, 1973). Le rectangle noir correspond à la figure 2.12a. Le trait pointillé noir matérialise l'emplacement de la coupe de la figure 2.6 et le trait noir celui de la coupe de la figure 2.12b. **b)** MNT combiné d'après une acquisition LiDAR de 2006 et du MNT de l'IGN (pas de 50 m), principaux marqueurs morphologiques des glissements d'Avignonet et d'Harmalière et vitesses moyennes de déplacement sur la période 1995-2005. M : glissement de Mitraire; A : glissement du Mas d'Avignonet; H : glissement d'Harmalière; CM : glissement du Champ du Mouton. AVR : station GPS de référence en dehors du glissement; AVN : station GPS; AVP2 : stations GPS et météorologique.

Les suivis piézométriques effectués sur le site révèlent l'existence de deux nappes distinctes. La première est superficielle et localisée au sein du colluvium morainique, dans les premiers mètres (Vuillermet et al., 1994), de la même manière que pour d'autres glissements du Trièves (Van Asch et al., 1996). Cette nappe perchée réagit directement aux conditions météorologiques (pluie, fonte des neiges) et peut

se confondre avec la surface topographique pendant les périodes humides. Elle peut éventuellement disparaître pendant les périodes très sèches mais le matériau conserve une teneur en eau importante (Vuillermet et al., 1994). La deuxième nappe, plus profonde, dépend du régime hydraulique du massif (Vuillermet, 1990).

La station météorologique AVP2 (localisation sur la figure 2.10b) fonctionne depuis le début de l'année 2008 et les courbes sont présentées sur la figure 2.11. 3 périodes n'ont pu être échantillonnées pour des problèmes techniques. Les résultats indiquent que la pluviométrie en 2008 (environ 900 mm) a été plus importante qu'en 2009 (entre 400 et 450 mm enregistrés). La fréquence des pluies semble comparable sur les deux années mais les quantités d'eau par événement sont plus importantes en 2008. La pluviométrie est répartie sur l'ensemble d'un cycle saisonnier mais les événements les plus importants ont été sous forme d'orages durant la saison estivale de 2008 (juin à septembre ; Fig. 2.11).

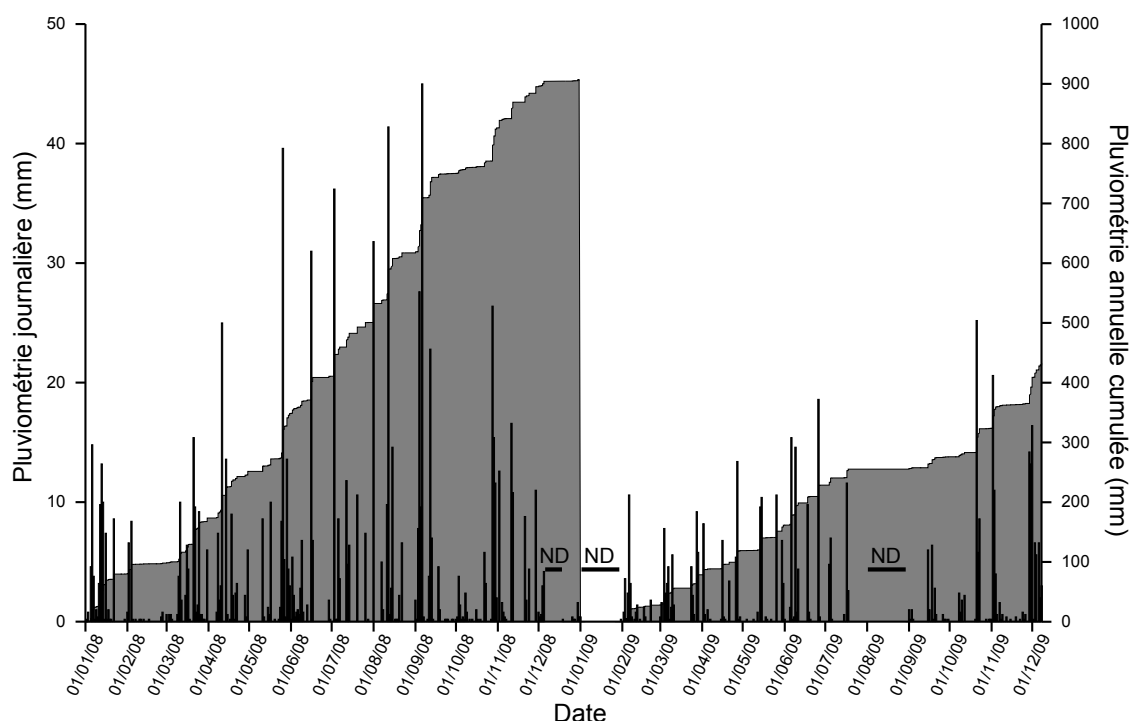


Figure 2.11 – Pluviométrie journalière et annuelle cumulée de la station AVP2 pour les années 2008 et 2009 (localisation de la station sur la figure 2.10b). ND : pas de données.

2.2.3 Géodésie et déplacements

La figure 2.10b présente la morphologie du secteur Avignonet-Harmalière obtenue à partir de mesures LiDAR (Light Detection And Ranging) aéroportées en novembre 2006. Le versant de Sinard est soumis à plusieurs glissements contigus (Moulin and Chapeau, 2004) qui sont, du Nord au Sud : Mitraire, Avignonet, Harmalière et le Champ du Mouton (Fig. 2.10b). Le glissement d'Avignonet affecte une surface d'environ 1.5×10^6 km². Sa limite Ouest est située à une altitude d'environ 800 m qui correspond à la limite Est du plateau de Sinard. À l'Ouest, en partie amont du glissement, cette image montre la présence de grands escarpements de

longueurs hectométriques, parallèles à la topographie et espacées d'une centaine de mètres (Fig. 2.10a). Ces escarpements semblent marquer l'activité par régression de l'ensemble du massif (Van Asch et al., 1984). À l'Est, en partie avale, de petits escarpements avec la même orientation, associés à de nombreuses figures de déformation marquée comme des fissures ouvertes et des moutonnements, semblent correspondre à une activité plus intense et plus superficielle. La structure principale de coulée est localisées au sein de la combe d'Harmalière (Fig. 2.10b).

Les mesures ponctuelles (1992-2005)

Forages et inclinométrie

Sur le site du mas d'Avignonet, trois forages alignés selon une direction Ouest-Est ont été réalisés à la fin des années 1980 dans le but d'obtenir une coupe géologique (Table 2.1 et Fig. 2.12a; Blanchet, 1988). Ces sondages ont mis en évidence la présence d'un colluvium morainique sur les 4 à 5 premiers mètres sous la surface. Les forages T2 et T1 ont détecté les alluvions compactes à 14. m et 44.5 m respectivement (Table 2.1; Fig.2.12b). Le forage T0 est resté dans les argiles jusqu'à 83 m de profondeur, ce qui est en accord avec une augmentation de l'épaisseur des argiles vers l'Ouest. Entre 83 et 89 m de profondeur, des limons et galets ont été observés (Table 2.1; Requillard and Moulin, 2004).

Les déformations en profondeur ont été mesurées par inclinométrie en forages (T0, T1 et T2; Figs. 2.12a et 2.12b) en 1985 et 1986 (Blanchet, 1988). La prise de données a été poursuivie jusqu'au cisaillement complet des tubages, en 1989 (T2) et 1994 (T0, T1). Le cisaillement plus rapide du tube inclinométrique T2, par rapport à T0 et T1, est en accord avec les vitesses de déplacement plus importantes dans la partie Est du glissement d'Avignonet. Les sondages ont détectés des surfaces de ruptures superficielles (5 m dans T0 et 4 m dans T2) et intermédiaires (10 à 15 m). Les surfaces de cisaillement profondes mises en évidence dans T0 et T1 (48 et 42 m) semblent correspondre à la limite basale du glissement d'Avignonet.

Table 2.1 – Coupes géologiques et surfaces de cisaillement observées dans les forages T0 à T2 (localisation sur la figure 2.12a). Modifié d'après Renalier et al. (view).

Sondage	Prof. (m)	Coupe géologique	Surface de glissement superficielle (m)	Surface de glissement intermédiaire (m)	Surface de glissement profonde (m)
T0	89	0–5 m: colluvium morainique 5–83 m: argiles litées 83–89 m: limons et galets	5	10	47
T1	59	0–5 m: colluvium morainique 5–56 m: argiles litées 56–59 m: alluvions	5	15	43
T2	17	0–4 m: colluvium morainique 4–14.5 m: argiles litées 14.5–17 m: alluvions	1.5 & 4	12	-

Les données supplémentaires acquises depuis les travaux de Blanchet (1988), entre 1988 et 1993, ont été traitées selon la norme relative au dépouillement des mesures à l'inclinomètre (AFNOR, 1995) et sont présentées sur la figure 2.13 sous la forme de

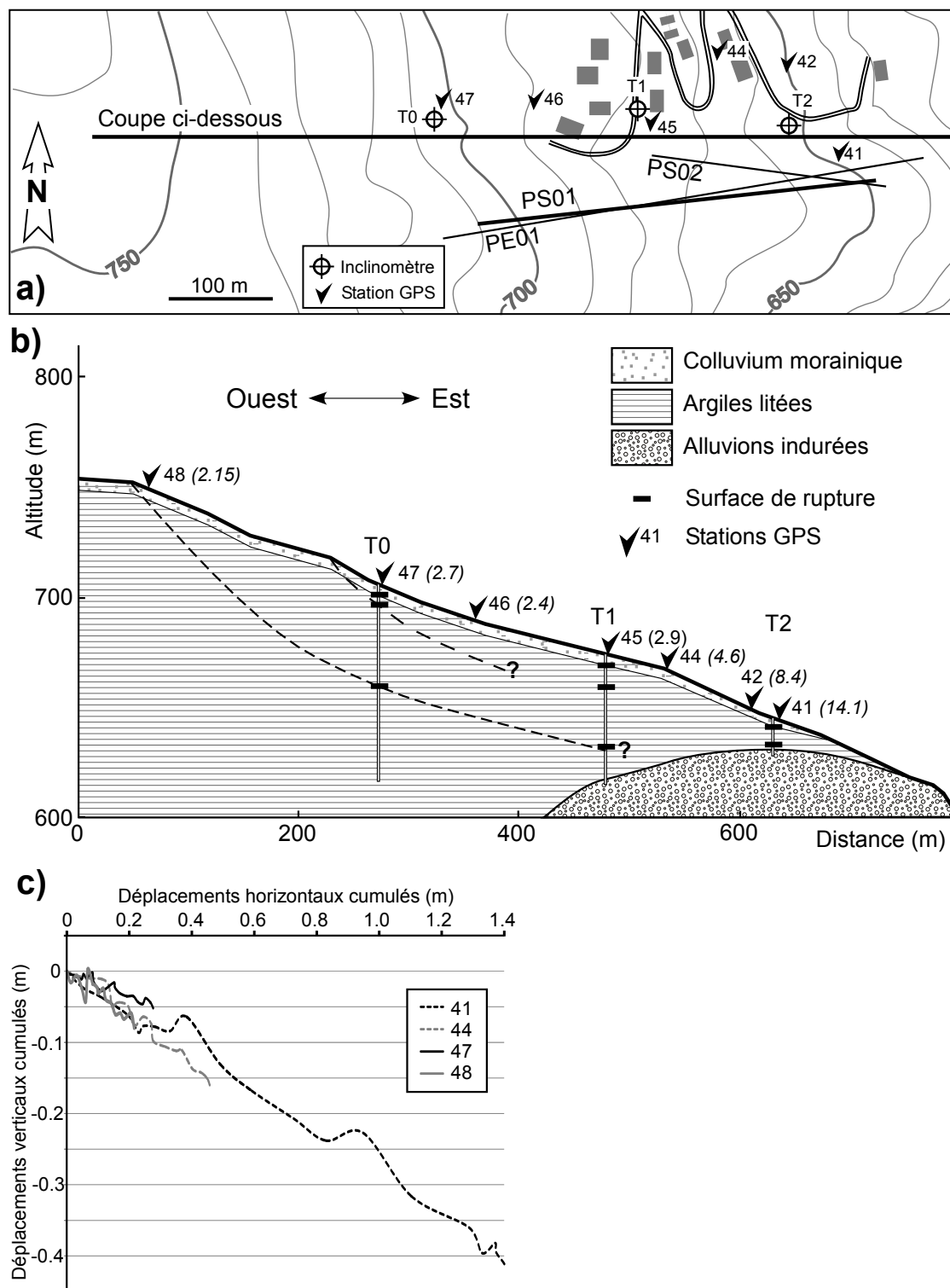


Figure 2.12 – Coupe géotechnique du mas d'Avignonet et déplacements de surface ; modifié d'après Jongmans et al. (2009). **a)** Position des stations GPS et des sondages inclinométriques (localisation sur la figure 2.10a). PS01, PS02 : profil sismique ; PE01 : profil électrique. **b)** Coupe géotechnique avec la position des stations GPS (vitesses annuelles de déplacement entre parenthèses et exprimées en cm/an) et des surfaces de rupture déduites des inclinomètres T0, T1 et T2 jusqu'en 1988. **c)** Déplacements horizontaux et verticaux cumulés des stations GPS 41, 44, 47 et 48 entre le 01/10/1995 et le 26/10/2005.

variations angulaires en fonction de la profondeur. Les résultats indiquent la présence de variations marquées à 5 et 10 m de profondeur dans T0 (Fig. 2.13a). La surface profonde (48 m) est peu visible. Le sondage T1 présente une surface intermédiaire (15 m) peu marquée et une surface profonde bien identifiée à 42 m (Fig. 2.13b). Aucune indice de déformation n'est visible à 5 m de profondeur, ce qui suggère que les surfaces ne sont pas actives de façon continue dans le temps. Le sondage T2 correspond à un sondage effectué à proximité du précédent sondage T2, cisailé en 1989. Il montre la présence de niveaux de déformation superficiels, à 1.5 et 4 m de profondeur, et intermédiaire à 12 m (Figs. 2.13c et 2.13d).

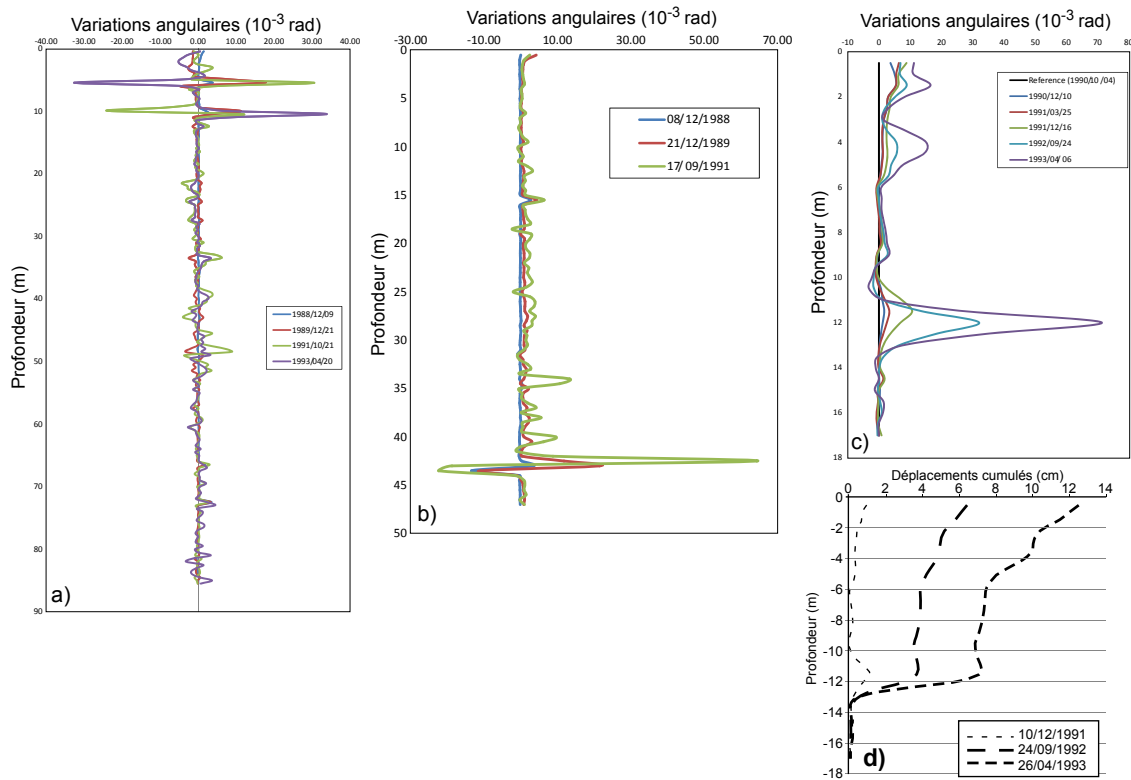


Figure 2.13 – Mesures inclinométriques dans les sondages T0, T1 et T2 déterminés à partir des relevés effectués depuis 1988. Les sondages sont localisés sur la figure 2.12a. **a)** Variations angulaires dans le sondage T0 entre 1988 et 1993. **b)** Variations angulaires dans le sondage T1 entre 1988 et 1991. **c)** Variations angulaires dans le sondage T2 entre 1990 et 1993. **d)** Déplacements cumulés dans le sondage T2 entre 1990 et 1993, adapté de Jongmans et al. (2009).

Déplacements en surface

Des repères géodésiques, implantés au début des années 1990 et relevés par GPS selon une périodicité semestrielle, fournissent une mesure des vitesses de déplacement moyennes du glissement d'Avignonet (Fig. 2.10b). Les déplacements sont principalement dirigés vers l'Est (N 110 ° ; Kniess et al., 2009), bien que quelques divergences très locales existent (depuis N 70 ° jusqu'à N 130 °). La figure 2.12 présente le schéma d'évolution des vitesses de déplacement en surface et les surfaces de cisaillement en profondeur. Les vitesses augmentent depuis l'Ouest vers l'Est et on peut distinguer trois zones (Fig. 2.12b, c ; Jongmans et al., 2009). Dans la partie Ouest au-delà de

680-700 m d'altitude, la pente moyenne est de 10° et les vitesses sont inférieures à 2 cm/an. Elles semblent correspondre à l'évolution générale du massif. Dans la partie centrale, entre 680-700 m et 600 m d'altitude, la pente moyenne est d'environ 13° et les vitesses sont comprises entre 3 et 4 cm/an. En aval (à l'Est) d'une altitude 600 m, la pente moyenne atteint 20° et les vitesses peuvent atteindre 14 cm/an. Ces vitesses sont en accord avec les nombreux indices morphologiques (escarpements, fissures largement ouvertes, moutonnements) qui suggèrent une activité plus intense du glissement à l'Est.

Les mesures permanentes OMIV (depuis 2008)

Dans le cadre de l'Observatoire OMIV, trois stations GPS ont été installées sur le site d'Avignonet. Leur implantation est matérialisée sur la figure 2.10. Une station GPS de référence est située en dehors du glissement sur les carbonates jurassiques (station AVR). Deux stations GPS sont situées au sein du glissement (AVN et AVP2), dont une (AVP2) est associée à la station météorologique.

Les données GPS sont traitées par session de 24 heures. La position moyenne est calculée par rapport à une quarantaine de stations GPS européennes permanentes. Les déplacements sont calculés par rapport à la station AVR, qui est considérée fixe, ce qui permet de ne prendre en compte que les mouvements locaux. Les résultats des déplacements de la station AVN par rapport à la référence sont présentés sur la figure 2.14. L'évolution de la position horizontale indique un déplacement linéaire, avec une composante principalement dirigée vers l'Est (1.75 cm/an) et une légère composante Sud (< 0.2 cm/an). Dans le plan vertical, le déplacement est linéaire vers le bas, avec une vitesse moyenne d'environ 1 cm/an (Bronner, 2009).

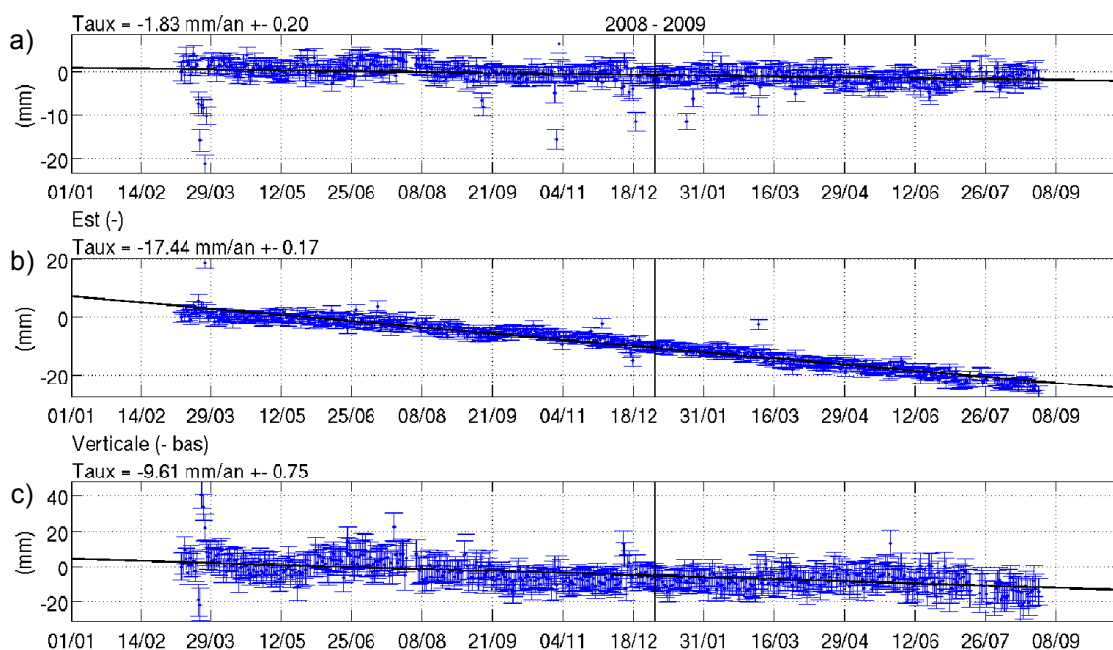


Figure 2.14 – Déplacement de la station AVN par rapport à la station AVR en 2008 et 2009 (localisation sur la figure 2.10b ; Bronner, 2009). **a)** Déplacement vers le Nord. **b)** Déplacement vers l'Est. **c)** Déplacement vertical. Les barres d'erreur pour chaque mesure sont indiquées.

La figure 2.15 présente les déplacements de la station AVP2 par rapport à AVR pour la période 2008-2009. Les barres d'erreur indiquent tout d'abord que la mesure pour cette station est de moins bonne qualité que pour AVN. Ceci est probablement à rapprocher d'une position plus encaissée (Fig. 2.10b). De même que pour AVN, le déplacement est principalement dirigé vers l'Est, à une vitesse de 2.5 cm/an, avec une légère composante Sud (0.3 cm/an). La composante verticale est délicate à déterminer, car la vitesse calculée (0.5 cm/an vers le haut) stagne au sein des barres d'erreur (Bronner, 2009).

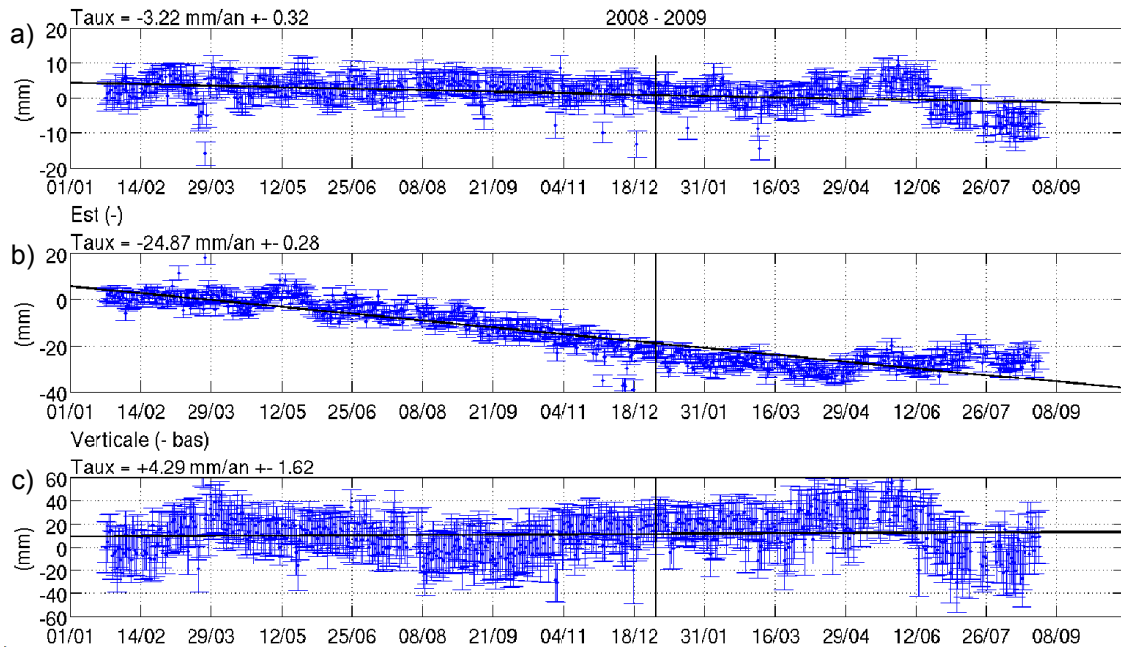


Figure 2.15 – Déplacement de la station AVP2 par rapport à la station AVR en 2008 et 2009 (localisation sur la figure 2.10b; Bronner, 2009). **a)** Déplacement vers le Nord. **b)** Déplacement vers l'Est. **c)** Déplacement vertical. Les barres d'erreur pour chaque mesure sont indiquées.

Les deux stations présentent des vitesses et des composantes de déplacement concordantes avec les relevés semestriels (Fig. 2.10b). La comparaison des deux stations entre elles (Figs. 2.14, 2.15) indique que le déplacement de AVN est plus linéaire que AVP2. Cette dernière semble de plus présenter une composante annuelle, principalement visible sur la composante verticale (Fig. 2.15). Toutefois, le faible nombre d'observations à ce jour (un peu moins de deux ans) ne permet pas d'être définitif. Cependant, les deux stations ont un comportement différent. La station AVN indique une vitesse et une composante de déplacement qui correspond aux paramètres établis pour la zone amont du glissement (Fig. 2.12). Il s'agit d'un secteur affecté par des escarpements de grande longueur d'onde (ordre hectométrique; Fig. 2.10b) et dont les vitesses de déplacement semblent refléter l'évolution générale du massif liée aux surfaces de cisaillement en profondeur. Au contraire, la station AVP2 est située à proximité de la zone ayant des vitesses de déplacement comprises entre 3 et 4 cm/an. Ce secteur est affecté par des déformations de faible longueur d'onde en surface (escarpements secondaires, fissures, contre-pentes) qui semble correspondre à un contrôle par les surfaces de glissement à faible profondeur (entre 5 et 10 m).

2.2.4 Caractérisation géotechnique

De nombreux travaux ont porté sur la caractérisation des argiles du Trièves, dans le but de mieux comprendre les mécanismes qui régissent les glissements qui affectent cette formation. Cette partie propose une synthèse des études antérieures, avec une attention particulière sur le site d'Avignonet.

Identification géotechnique

La formation des argiles du Trièves n'est pas homogène et leur faciès varie verticalement et latéralement (Lignier et al., 1998). Au centre du paléolac, les dépôts sont principalement constitués d'alternances de silts et d'argiles tandis que, sur les bords et à proximité des petits glaciers locaux, ils s'interstratifient avec des dépôts fluvio-glaciaires et glaciaires proximaux (par exemple de type delta, comme illustré sur la figure 2.8; Monjuvent, 1973; Antoine et al., 1981).

Les argiles du Trièves, de par leur mode de dépôt, présentent un faciès rythmé où alternent des lits millimétriques à pluridécimétriques sombres (argiles) et clairs (silts). La sédimentation est généralement monotone, parfois perturbée par des figures de *slumping* et des *dropstones* (Monjuvent, 1978; Antoine et al., 1981; Lignier et al., 1998). Du point de vue granulométrique, 40 % des lits clairs et 60 % des lits sombres sont composés par des particules inférieures à 2 mm (Giraud et al., 1981; Vuillermet et al., 1994). Cette structure litée induit une anisotropie de perméabilité. Parallèlement au litage, les perméabilités sont de l'ordre de 10^{-8} à 4×10^{-9} m/s, tandis que perpendiculairement elles sont d'environ 1×10^{-10} m/s (Giraud et al., 1991; Vuillermet et al., 1994).

La composition minéralogique de ces argiles a été étudiée par plusieurs auteurs (Huff, 1974; Giraud et al., 1981, 1991; Lignier et al., 1998) qui ont montré une constance du spectre sur l'ensemble du Trièves : carbonates, quartz, feldspaths, illite, chlorite. Localement, la présence de kaolinite, montmorillonite, vermiculite et interstratifiés illite-smectite a été observée. Ce contenu minéralogique indique que le matériel est originaire de l'érosion des massifs environnants (Vercors, Dévoluy et massifs cristallins externes) mais a aussi été apporté, sous forme de moraines, par le glacier de l'Isère (Monjuvent, 1973; Antoine et al., 1981).

Les densités sèche et humide sont de l'ordre de 1.6 et 2, respectivement, ce qui correspond à une porosité de l'ordre de 40 %. Les limites d'Atterberg ont été déterminées sur de nombreux sites et leur répartition sur un diagramme de Casagrande est présentée sur la figure 2.16. Les limites de liquidité varient entre 30 et 50 % et les limites de plasticité entre 10 et 25 % (Giraud et al., 1991), ce qui correspond à des argiles peu plastiques (Philipponnat and Hubert, 2002). Ces faibles valeurs de l'indice de plasticité indiquent que ces argiles peuvent passer de l'état plastique à liquide avec une faible augmentation de leur teneur en eau. Cette propriété, combinée à une teneur en eau naturelle importante du matériau et une fissuration marquée en surface, explique en partie les nombreuses coulées et phénomènes de solifluxion observés (Giraud et al., 1981; Blanchet, 1988).

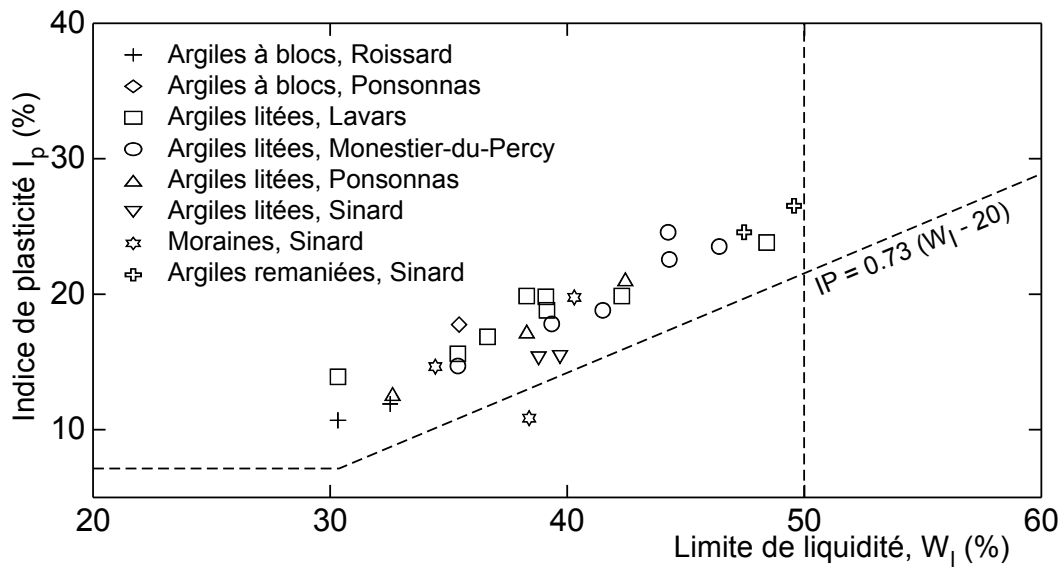


Figure 2.16 – Classification d'échantillons du Trièves sur un diagramme de Casagrande (Giraud et al., 1991).

Paramètres mécaniques

De nombreux essais mécaniques ont été conduits sur les argiles du Trièves, dans le but de déterminer les valeurs de cohésion et d'angle de frottement interne. Ces paramètres permettent de conduire les analyses de stabilité (voir partie 1). La table 2.2 présente la synthèse d'essais triaxiaux, de cisaillements directs et de rétro-analyses conduits sur différents échantillons du Trièves.

L'anisotropie de structure des argiles litées se retrouve dans leurs propriétés mécaniques. L'anisotropie de cohésion est très marquée pour les valeurs à la rupture : de l'ordre de 13-23 kPa perpendiculairement au litage et de 1 à 5 kPa parallèlement au litage. Les valeurs de cohésion résiduelle sont voisines de 0. De la même manière, les angles de frottement montrent des écarts entre les valeurs à la rupture (20-23° parallèlement au litage et 23-26° perpendiculairement) et les valeurs résiduelles (18-19°). Ces résultats suggèrent que les plans de faiblesse sont parallèles au litage et que la déformation pourrait se produire par cisaillement le long des plans de litage. Récemment, des valeurs semblables de cohésion et d'angle de frottement interne ont été trouvées par Van Asch et al. (2009).

2.3 Caractérisation géophysique

Les paramètres géophysiques des argiles du Trièves, comme la résistivité électrique ou la vitesse de propagation des ondes de compression, ont été déterminés sur plusieurs sites (Avignonet, Monestier-du-Percy, secteur de La Mure) et présentent une certaine cohérence entre eux. L'objectif de cette section est de présenter une synthèse des propriétés géophysiques sur différents sites du Trièves, avec une focalisation particulière sur le site d'Avignonet.

Table 2.2 – Propriétés mécaniques des argiles du Trièves (compilation bibliographique de trois sites; Blanchet, 1988; Van Asch and Van Genuchten, 1990; Giraud et al., 1991). C : cohésion; UU : non-consolidé non-drainé; CD : consolidé drainé.

Paramètre	Essai	Orientaion	Valeur
Cu (kPa)	Triaxial UU	Parallèle au litage	30 – 42
		Perpendiculaire au litage	46 – 48
C pic (kPa)	Triaxial CD	Parallèle au litage	1 – 5
	Rétro-analyse	Perpendiculaire au litage	13 – 23
C résiduel (kPa)	Cisaillement direct CD	Parallèle et perpendiculaire au litage	0
	Rétro-analyse		6 – 7
ϕ pic (°)	Triaxial et cisaillement direct CD	Parallèle au litage	20 – 23
	Triaxial CD	Perpendiculaire au litage	23 – 26
	Rétro-analyse		20 – 23
ϕ résiduel (°)	Cisaillement direct CD		18 – 19
	Rétro-analyse		17 – 19

2.3.1 Résistivité électrique

La résistivité électrique (ρ) du matériau non-remanié est comprise entre 10 et 70 $\Omega.m$ tandis que celle du matériau déstructuré et/ou de surface varie entre 20 et 250 $\Omega.m$ (région de La Mure; Antoine et al., 1981; Giraud et al., 1991). Plus récemment, des acquisitions par imagerie électrique ont été conduites dans la partie Sud du glissement d'Avignonet (Jongmans et al., 2009) et sont présentés sur la figure 2.17. Les résultats indiquent des résistivités situées dans la même gamme que les précédents travaux (10 à 100 $\Omega.m$; Fig. 2.17). Toutefois, la nappe à proximité de la surface n'a pas permis de distinguer, en profondeur, un éventuel contraste électrique dû à l'activité du glissement.

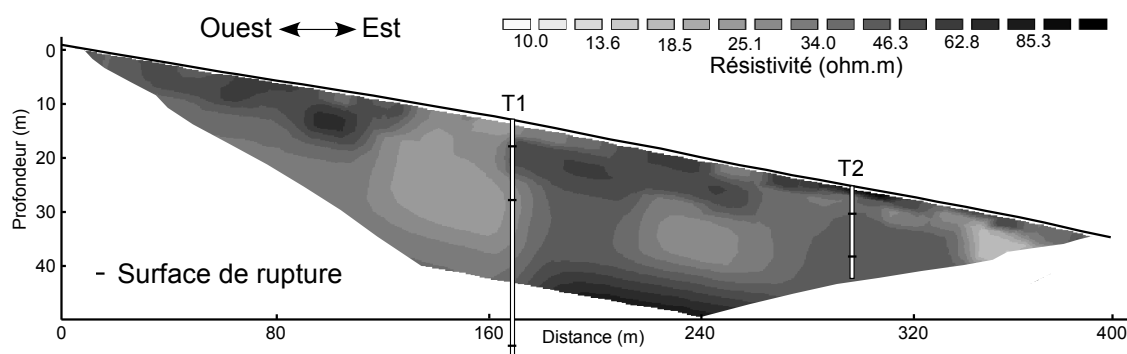


Figure 2.17 – Profil électrique PE01 sur le site du mas d'Avignonet (Jongmans et al., 2009). Localisation sur la figure 2.12a. L'acquisition a été conduite avec 64 électrodes tous les 5 m dans une configuration Wenner. L'erreur absolue est 1.6 % après 5 itérations. La position des surfaces de rupture dans T1 et T2 est indiquée.

2.3.2 Paramètres sismiques

La vitesse de propagation des ondes P (V_p) mesurée en laboratoire et sur le terrain est comprise entre 1000 et 2000 m/s (Giraud et al., 1981, 1991). D'après ces auteurs,

la vitesse ne dépasse pas 1300 m/s dans les argiles déstructurées, ce qui serait dû à une plus grande porosité. Ils mentionnent aussi une anisotropie de la vitesse de propagation, avec une différence de l'ordre de 10 % entre les vitesses parallèles et perpendiculaires au litage. Les mesures tomographiques conduites à Avignonet par Jongmans et al. (2009) sont présentées sur la figure 2.18a. Elles montrent l'existence de deux terrains : la frange superficielle désaturée ($V_p < 1000$ m/s) qui surmonte les argiles situées sous la nappe ($V_p \approx 1800-2000$ m/s). De la même manière que pour la résistivité, aucune évolution de V_p en profondeur n'est visible pour les terrains situés sous la nappe.

La répartition des vitesses de propagation des ondes de cisaillement (V_s) à Avignonet montre une forme plus complexe (Fig. 2.18b) que celle de sondes P, avec des variations verticales et latérales. Les images révèlent la présence d'une couche de surface de faible vitesse ($V_s \approx 250$ m/s) qui surmonte une couche de vitesse élevée ($V_s > 600$ m/s) dont l'épaisseur varie depuis l'amont (20 m) vers l'aval (12 m). Cette interface est en accord avec la profondeur de la surface de rupture détectée dans T2 (Fig. 2.12b, d). Les faibles vitesses au sein de la première couche pourraient correspondre à la déstructuration des argiles, et à l'augmentation de la porosité, sous l'effet du glissement (Jongmans et al., 2009). Ceci est en accord avec les observations de Giraud et al. (1991) concernant les ondes P dans du matériau désaturé.

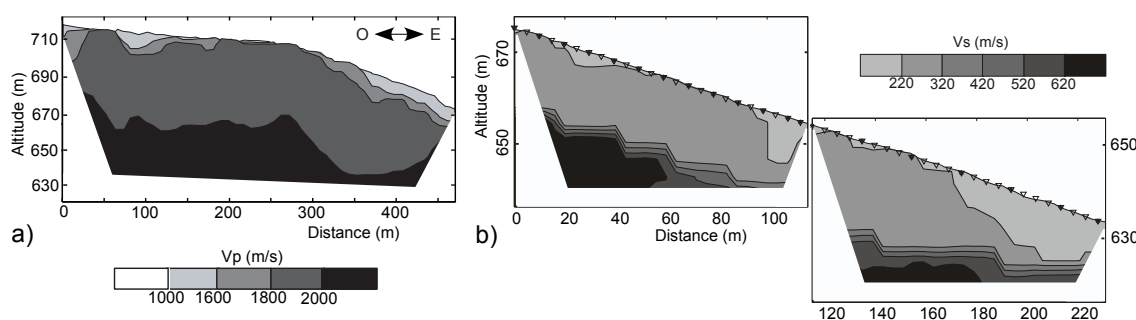


Figure 2.18 – Profils sismiques sur le site du mas d'Avignonet (Jongmans et al., 2009). Localisation sur la figure 2.12a. **a)** Profil sismique PS01 en ondes P. L'acquisition a été conduite avec 48 géophones tous les 10 m. 11 sources explosives ont permis d'obtenir 322 pointés. L'inversion a fourni une erreur RMS inférieure à 1 % après 3 itérations. **b)** Profil sismique PS02 en ondes SH. L'acquisition a été conduite avec 2 profils de 24 géophones horizontaux espacés de 5 m. 13 et 7 sources ont fourni 299 et 161 pointés, respectivement. Les inversions ont fourni des erreurs RMS inférieures à 5 %.

2.3.3 Relation entre V_s et vitesses de déplacement en surface

Sur le site d'Avignonet, la présence d'une nappe proche de la surface et apparemment pérenne ne semble pas permettre l'application de la sismique réfraction en ondes P et de la résistivité électrique pour imager le glissement (Jongmans et al., 2009). Au contraire, il semble que la vitesse de propagation des ondes S soit un paramètre sensible à l'action du glissement. La figure 2.19 présente les valeurs de V_s à une profondeur de 5 m le long d'un profil Ouest-Est depuis le plateau de Sinard (en dehors du glissement) jusqu'au pied du glissement du mas d'Avignonet. Les valeurs

de Vs ont été obtenues par sismique réfraction tomographies de Vs ou bien par inversion des ondes de surface (Jongmans et al., 2009). En parallèle sont représentées les vitesses de déplacement moyennes mesurées en surface. Cette figure met en évidence une relation entre, d'une part, l'augmentation des vitesses de déplacement en surface en direction du pied du glissement et, d'autre part, une diminution de Vs à 5 m de profondeur selon la même direction. Cette observation semble confirmer que Vs est sensible à l'action de déstructuration du glissement et pourrait être un paramètre utile pour la caractérisation du glissement (Jongmans et al., 2009).

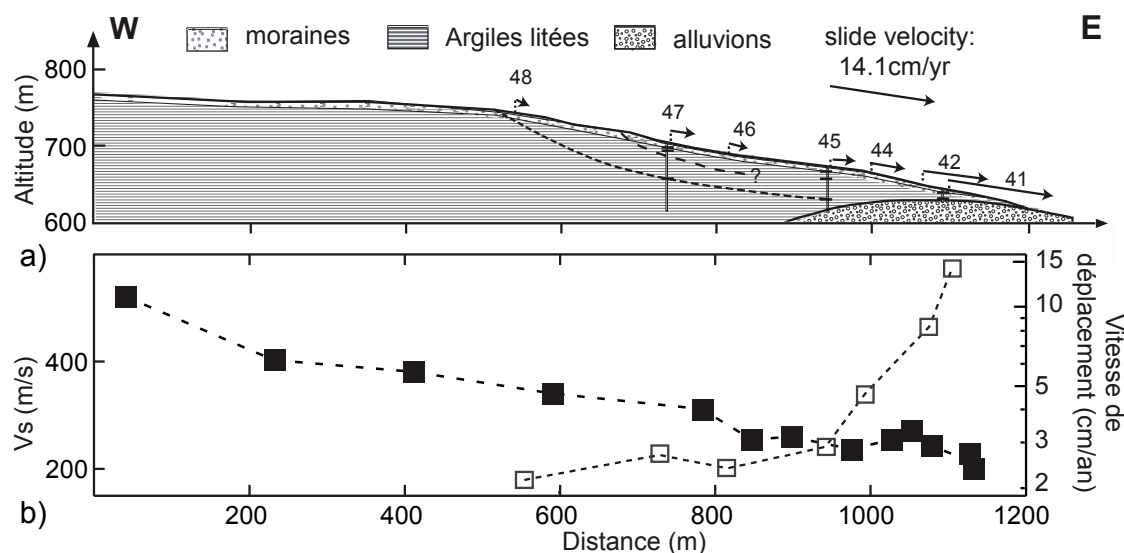


Figure 2.19 – a) Coupe géotechnique avec la position des surfaces de glissement. **b)** Évolution de Vs à 5 m de profondeur et vitesses de déplacement en surface le long de la coupe. Modifié d'après Jongmans et al. (2009).

2.4 Hypothèses de travail

L'origine des instabilités sur le site d'étude semble liée au retrait du glacier würmien et à l'incision du massif par le Drac. L'activité du glissement suit une périodicité saisonnière qui est liée aux précipitations, avec une augmentation des déplacements suite à de forts épisodes pluvieux ou des périodes de fonte de neige (Giraud et al., 1991). La figure 2.20 synthétise les travaux de plusieurs auteurs (Van Asch et al., 1984; Giraud et al., 1991; Nieuwenhuis, 1991; Vuillermet et al., 1994; Van Asch et al., 1996) et présente les modèles conceptuels de déstabilisation d'un massif d'argiles litées (Fig. 2.20a) et d'infiltration d'eau au sein de ce massif (Fig. 2.20b). À Avignonet, plusieurs surfaces de discontinuités superficielles (5 m), intermédiaires (10 à 20 m) et profondes (40 à 50 m), sont présentes et emboîtées, ce qui confère un caractère complexe au fonctionnement du glissement (Fig. 2.20a). Les surfaces de rupture superficielles vers 5 m de profondeur sont localisées à l'interface entre le colluvium morainique et les argiles et semblent plus actives que les niveaux de cisaillements plus profonds. La nappe perchée dans le colluvium réagit directement aux événements pluvieux. L'infiltration d'eau est d'autant plus rapide que ce dernier est fortement fissuré en partie avale du glissement. Cette augmentation de teneur en eau, associée à un fort découpage du colluvium, génère des coulées

et de la solifluxion (Antoine et al., 1981; Blanchet, 1988). Les surfaces de glissement plus en profondeur sont situées au sein d'une masse argileuse relativement homogène. Les surfaces localisées vers 10-20 m de profondeur semblent correspondre à des glissements translationnels emboîtés, localisés en partie avale du glissement et qui induisent des déplacements de l'ordre de 3-4 cm/an. Au contraire, les mouvements lents inférieurs à 2 cm/an sont contrôlés par la surface de cisaillement basale, située entre 40 et 50 m de profondeur (Fig. 2.20a).

La nappe perchée alimente directement les fissures, qui peuvent être largement ouvertes en période sèche (phénomènes de retrait). L'eau est alors drainée en profondeur et rejoint les lits silteux et/ou des niveaux plus drainants (Fig. 2.20b). L'augmentation de la pression interstitielle dans ces niveaux faiblement cohésifs favoriserait ainsi le cisaillement par glissement le long des lits silteux.

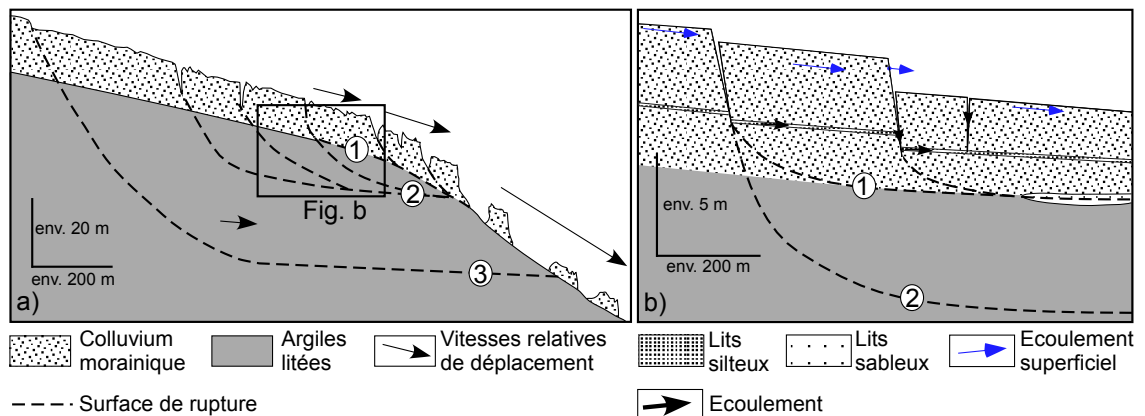


Figure 2.20 – Modèles conceptuels de glissement et d'infiltration au sein des argiles du Trièves. **a)** Géométrie et localisation des surfaces de glissements au sein d'un massif d'argiles litées (Van Asch et al., 1984; Giraud et al., 1991). Le glissement se propage, en surface et en profondeur, par régression. Les glissements superficiels sont localisés à l'interface entre le colluvium morainique et les argiles litées. Les surfaces de glissement profondes sont emboîtées et forment un système complexe. **b)** Modèle conceptuel d'infiltration d'eau au sein d'un massif d'argiles litées (Nieuwenhuis, 1991; Vuillermet et al., 1994; Van Asch et al., 1996). Les hétérogénéités formées par les fissures et les niveaux silto-sableux favorisent l'écoulement au sein du massif et alimentent en eau les surfaces de rupture.

Structure géologique des glissements d'Avignonet et d'Harmalière

3.1 Introduction

Les glissements contigus d'Avignonet et d'Harmalière présentent des morphologies et des cinématiques différentes, bien qu'ils affectent le même matériau et qu'ils soient soumis aux mêmes conditions climatiques. Les données géologiques disponibles suggèrent toutefois que la géométrie du substratum exerce une influence importante sur leur comportement différentiel. Le but de ce chapitre est de présenter une étude de la géométrie du substratum en relation avec des données géodésiques disponibles depuis 1948. Dans un premier temps, les principes généraux des techniques utilisées et les résultats de l'étude sont exposés sous la forme d'un article soumis à la revue *Geomorphology*.

Dans un deuxième temps, des informations complémentaires sur le traitement des données géophysiques sont apportées. À l'aide de simulations numériques, l'accent est notamment mis sur l'origine des pics fréquentiels expérimentaux.

3.2 Combined use of remote-sensing and ground geophysical techniques to investigate geological control on landslides (Trièves area, Western Alps, France)

Article soumis au journal *Geomorphology* sous le titre : "Combined use of remote-sensing and ground geophysical techniques to investigate geological control on landslides (Trièves area, Western Alps, France)", par Grégory Bièvre^{a,b}, Ulrich Knieß^a, Denis Jongmans^a, Erwan Pathier^a, Stéphane Schwartz^a, Thierry Villemin^c, Cees J. van Westen^d and Vilma Zumbo^{b,e}.

a Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, CNRS, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble cedex, France.

b Centre d'Études Techniques de l'Équipement de Lyon, Laboratoire Régional d'Autun, BP 141, 71405 Autun cedex, France.

- c Laboratoire Environnements Dynamiques et Territoires de Montagne, CNRS, Université de Savoie, 73376 Le Bourget-du-Lac, France.
- d International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC), Hengelosestraat 99, 7500 AA, Enschede, The Netherlands.
- e Inexia-Ingénierie, Département Infrastructures et Aménagement, 1 Place aux Étoiles, 93212 Saint-Denis-La-Plaine Cedex, France.

3.2.1 Résumé

Cette étude présente les résultats d'une analyse combinée de techniques de télédétection et de prospection sismique appliquées à la caractérisation de deux glissements argileux situés dans le Trièves (Alpes françaises). Les deux glissements d'Avignonet et d'Harmalière sont constitués du même matériau et sont soumis à des conditions météorologiques identiques. Ils présentent cependant des morphologies et des cinématiques différentes depuis les années 1980 au moins. Ces observations suggèrent qu'un facteur supplémentaire contrôle l'évolution de ces glissements. Les reconnaissances ont été conduites au moyen de cartographie géologique, d'analyse de photographies aériennes et de la morphologie de surface obtenue par LiDAR aéroporté (*Light Detection and Ranging*), de mesures GPS et de prospection par bruit de fond sismique. Les résultats fournissent une image 3D de la géométrie du substratum sismique, qui permet d'étudier les variations d'épaisseur des formations meubles. Les données GPS et les photographies aériennes indiquent que les différences de cinématique entre les deux glissements existent depuis les années 1960 au moins. Le glissement d'Avignonet est principalement dirigé vers l'Est, tandis que le glissement d'Harmalière, beaucoup plus actif, est dirigé vers le Sud-Est. Les résultats de l'étude sismique révèlent la présence d'un bombement de direction Nord-Sud constitué de calcaires et marnes calcaires jurassiques et/ou d'alluvions compactes quaternaires à l'Est du glissement d'Avignonet. Ce bombement disparaît au niveau du glissement d'Harmalière et fait place à une dépression orientée Nord-Ouest/Sud-Est, qui est interprétée comme une paléo-vallée du Drac. Le bombement est interprété comme un verrou mécanique qui empêcherait le glissement d'Avignonet d'évoluer aussi rapidement que le glissement d'Harmalière. L'orientation de la paléo-vallée du Drac correspond à celle de l'évolution du glissement d'Harmalière. Ces résultats suggèrent que la cinétique des deux glissements est partiellement contrôlée par la morphologie du substratum.

3.2.2 Introduction

This paper presents a study combining remote sensing and seismic prospecting for investigating two clayey landslides (Avignonet and Harmalière) located in the Trièves area (Western Alps ; Fig. 3.1). Although affecting similar slopes made of similar clay layer under the same meteorological conditions, these two adjacent landslides exhibit, since the 1980s, major differences in morphology, displacement rate magnitudes and motion directions. These observations suggest the control of at least one additional internal factor on the landslide characteristics. Such control by lithological variations, hydrogeological drainage or structural features have been regularly depicted in clay slides (Bonci et al., 2004; Lapenna et al., 2005; Eilertsen et al., 2008; Bozzano et al., 2008). This study aims to explain the significant differences

in geometry and kinematics observed between the landslides of Avignonet and Harmalière. Combination of geological mapping, airborne Light Detection and Ranging (LiDAR) data, aerial photographs, Global Positioning System (GPS) and seismic noise measurements allows characterizing the landslide morphology and the thickness of the soft layer down to the seismic substratum, providing a 3D view of the soft layer bottom. This reveals the palaeotopography upon which settled the clays and helps to assess the geological control on the two landslides behaviour.

In the last two decades, remote sensing techniques and geophysical prospecting methods have been increasingly used to image landslide structures at the surface and at depth, respectively. Remote sensing techniques, such as radar interferometry, high-resolution optical images correlation and multi-temporal laser scanning, allow the surface displacement field to be measured, which is a key parameter to understand the landslide mechanics (for a review, see Metternicht et al., 2005; Delacourt et al., 2007). In complement to conventional ground-based geodetic techniques and GPS surveys that provide only a limited number of discrete measurements, multi-temporal remote sensing imagery has the potential to measure nearly continuous displacement rate field over landslides (among others, Fruneau et al., 1996; Rott et al., 1999; Kimura and Yamaguchi, 2000; Squarzoni et al., 2003; Metternicht et al., 2005; Strozzi et al., 2005; Corsini et al., 2007). Nonetheless, performances of the remote sensing techniques strongly depend on the site conditions (slope steepness and orientation, vegetation, size, slide velocity) and on weather conditions. These techniques that can be borne on various platforms (space, aerial or ground) and combined together, can achieve decimetric to centimetric resolution and accuracy in favorable conditions (Delacourt et al., 2007). In the last few years, both airborne and ground LiDAR techniques have been increasingly applied for mass movement studies, particularly in steep and rugged terrain (e.g. Thoma et al., 2005; Abellan et al., 2006; Corsini et al., 2007; Deparis et al., 2008; Oppikofer et al., 2008). Recently, airborne LiDAR images were successfully used to map recent and historical landslides in gentle slope areas (Schulz, 2007; Van den Eeckhaut et al., 2007). Major advantages of LiDAR technique are the flexibility and the quickness of the acquisition as well as the relatively simple data processing, allowing multi-temporal Digital Elevation Models (DEMs) to be generated (McKean and Roering, 2004; Rosser et al., 2005; Thoma et al., 2005; Oppikofer et al., 2008).

In parallel, shallow geophysics has also considerably evolved with the emergence of 2D and 3D spatial imaging, allowing the study of the spatial and temporal variations inside landslides (for a recent review, see Jongmans and Garambois, 2007). Geophysical imaging has the major advantages to give continuous information on the studied body and to be non-invasive. However, resolution generally decreases with depth. Geophysical prospecting applied to landslides encompasses a large number of techniques : seismic reflection, seismic refraction, electrical resistivity tomography (ERT), seismic noise measurements, spontaneous potentials, electromagnetic, Ground Penetrating Radar (GPR) and gravimetry. Flexible and quick to deploy, these techniques have been applied on various types of landslides for slope varying from a few degrees (earth slide) to vertical (rock fall), with a penetration depth of the surveys ranging from 3 m to 400 m (Green et al., 2007; Heincke et al., 2006; Jongmans and Garambois, 2007).

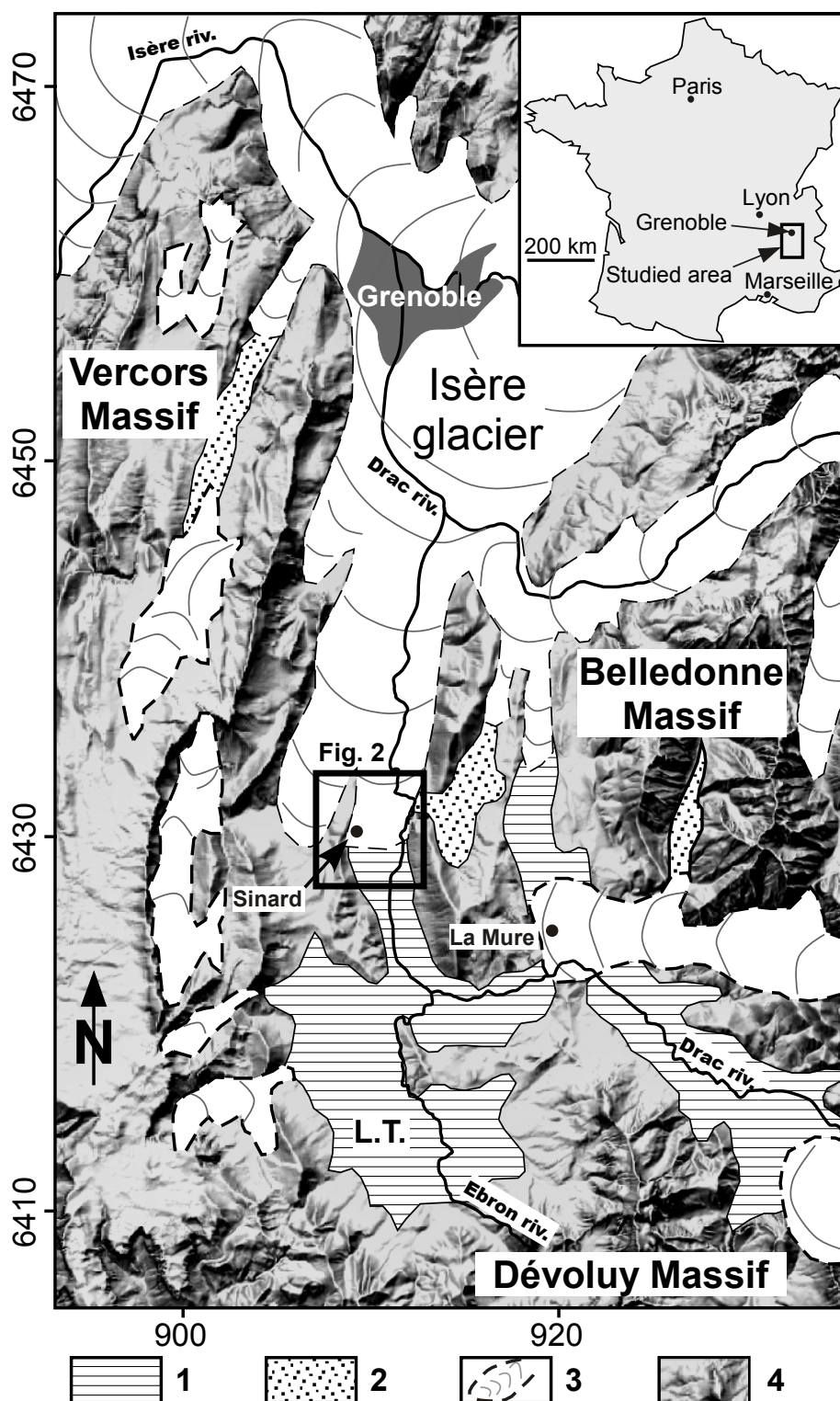


Figure 3.1 – Location of the area and palaeogeographical map at the end of the Würm age (adapted from Monjuvent, 1973). Coordinates are kilometric and expressed in the French system Lambert-93. The black thick box shows the location of the study area and the extent of Fig. 2. 1: Laminated clay deposits in the Trièves area; 2: glaciofluvial deposits; 3: extension of the Isère Glacier at the end of the Würm age; 4: present-day topography; L.T.: lake Trièves.

Although remote sensing and geophysical techniques are complementary for landslide imaging purposes, they have been rarely associated. Roch et al. (2006) and Deparis et al. (2008) combined remote and ground imaging techniques for determining the geometry and the 3D fracture pattern of potentially unstable cliff sites. A dense digital surface model of the rock face was measured from laser scanning (LiDAR) and/or photogrammetry, while the GPR performed on the cliff allowed the discontinuity pattern inside rock mass to be obtained. On low slope made of clay-rich sediments, Perrone et al. (2006) presented a joint analysis of SAR interferometry and ERT surveys for investigating and understanding complex ground deformation of different origin. Brückl et al. (2006) utilized photogrammetric, GPS and seismic data to derive the kinematics of the Gradenbach deep-seated landslide (Austria) affecting crystalline rocks.

In the following, the geological setting of the study area is first assessed. Then, the use of LiDAR data, aerial photos and GPS measurements will lead to better constrain the two landslides activity and extent as well as their kinematics. The easy-to-deploy and fast H/V prospecting will allow to estimate the soft layer thickness. The original combination and integration of these techniques will help to build a 3D view of the soft layer and assess a possible geological control on the landslides.

3.2.3 Geological structure and mapping

The Trièves area is located 40 km south of the city of Grenoble in the external French Alps (Fig. 3.1). This plateau region with a maximum altitude of 800 m above sea level (asl) corresponds to a large depression of about 300 km² drained by the Drac river and its tributaries. It is bordered, to the West and to the South by the Vercors and Dévoluy carbonate massifs, respectively. To the East, it is limited by the southern end of the crystalline Belledonne range (Fig. 3.1). This area is the main outcrop of quaternary glaciolacustrine clays. Many landslides affect this zone among which 15 % are supposed to be sliding (Lorier and Desvarreux, 2004a). These slides might affect surfaces as large as 1 km². They can develop over several slip surfaces ranging from superficial (5 m to 15 m) to rather deep (down to 50 m; Blanchet, 1988; Jongmans et al., 2009). Slide velocities are generally low (a few cm/year) but can reach several m/year in certain places. In some cases, generally after a long wet period accompanied by quick snowmelt, the slides can evolve into a mudflow and velocities can reach several m/h. This lead to dramatic events in Harmalière in 1981 (Moulin and Robert, 2004) and in La-Salle-en-Beaumont in 1994 (Moulin and Chapeau, 2004). This important gravitational instability is mainly related to the Quaternary geological history of the region. It was controlled by several glacier fluctuations, which resulted in alternating deposition and erosion phases. The particular geometrical setting and the sediments recorded these major climatic fluctuations.

The substratum on which rely the quaternary formations is made of early Jurassic carbonate strata which were folded and faulted during the alpine orogenesis. Ancient glacial (Riss) and interglacial phases (Riss-Würm) carved the substratum and generated valleys partly filled with Riss-Würm alluvial deposits. This lead to an irregular shape of the basement prior to the last glacial phase (Würm; -80 to

-12ky BP). During the last glacial maximum extension (LGM, Würm period, -22 to -18 ky BP; Clark et al., 2009), the Isère glacier, coming from the North, blocked downstream the torrential flows from the Drac river and its tributaries, generating an ice-dammed lake (lake Trièves, Fig. 3.1; Monjuvent, 1973). This lake was progressively filled during thousands of years mainly by millimetric to decimetric rhythmic alternations of clay and silt layers originating from nearby Mesozoic marls and crystalline massifs (Huff, 1974). These laminated clays rest either on carbonate or alluvial, locally cemented, compact layers from the interglacial Riss-Würm period. The irregular shape of the basement induces strong lateral thickness variations of the palaeolake infill, from 0 to more than 250 m (see Figs. 3.2 and 3.3; Monjuvent, 1973; Antoine et al., 1981). The top of the clay is generally found at an elevation of about 750 m asl (Antoine et al., 1981). Morainic deposits which cap the clays are found as far as the south of the village of Sinard, indicating the southward limit of the würmian glacier extension (Figs. 3.1 and 3.2). Also, these moraines are not present in the downslope parts of landslides, where clays outcrop (Fig. 3.2). At the study site, their thickness evolves, around Sinard, from 50 m to the West to a few meters to the East. At the end of the LGM in Europe, the Isère glacier withdrew, allowing the rivers to cut deeply into the formations. This last erosion phase created the actual Drac river valley. This favoured the conditions for landslide development in the clay with a general Eastward motion in the study area (Fig. 3.2; Brocard et al., 2003; Jongmans et al., 2009).

The geological map and the cross-section of figures 3.2 and 3.3, respectively, show the geometrical arrangement of the geological formations in presence. Two palaeovalleys, labelled v1 and v2 on figure 3.3, depict previous interglacial incision phases. Palaeovalley v1 is the oldest one (Monjuvent, 1973; Brocard et al., 2003). Both palaeovalleys are filled with locally cemented alluvial layers. They have been recognized by field observations and, under the clay cover, by geophysical investigations conducted in the 1950s for the construction of the Monteynard dam (location in Fig. 3.2; Crosnier-Leconte et al., 1953; Monjuvent, 1973). In the study area (Fig. 3.1), these erosion and deposition phases resulted in an irregularly shaped substratum top (Fig. 3.3). The last erosion phase, at the end of the LGM, resulted in the actual Drac river valley. A general view from the opposite side of the lake is presented on figure 3.4a. Jurassic bedrock, quaternary alluvial layers and laminated clays are shown on outcrop pictures of figures 3.4b, 3.4c and 3.4d, respectively.

3.2.4 Landslide geomorphology and history

Techniques

In this part we will focus on the comparison between the Avignonet and Harmalière landslides. Three techniques have been used to analyze and compare the geomorphology and kinematics differences of these slides. To obtain a DEM for geomorphological interpretation a LiDAR laser scan, covering the two landslides, was performed. Aerial photographs and GPS measurements were used to analyse the kinematics back to 1948.

The LiDAR scan was performed in November 2006 using the handheld airborne mapping system Helimap[®] (Vallet and Skaloud, 2004) mounted on a helicopter

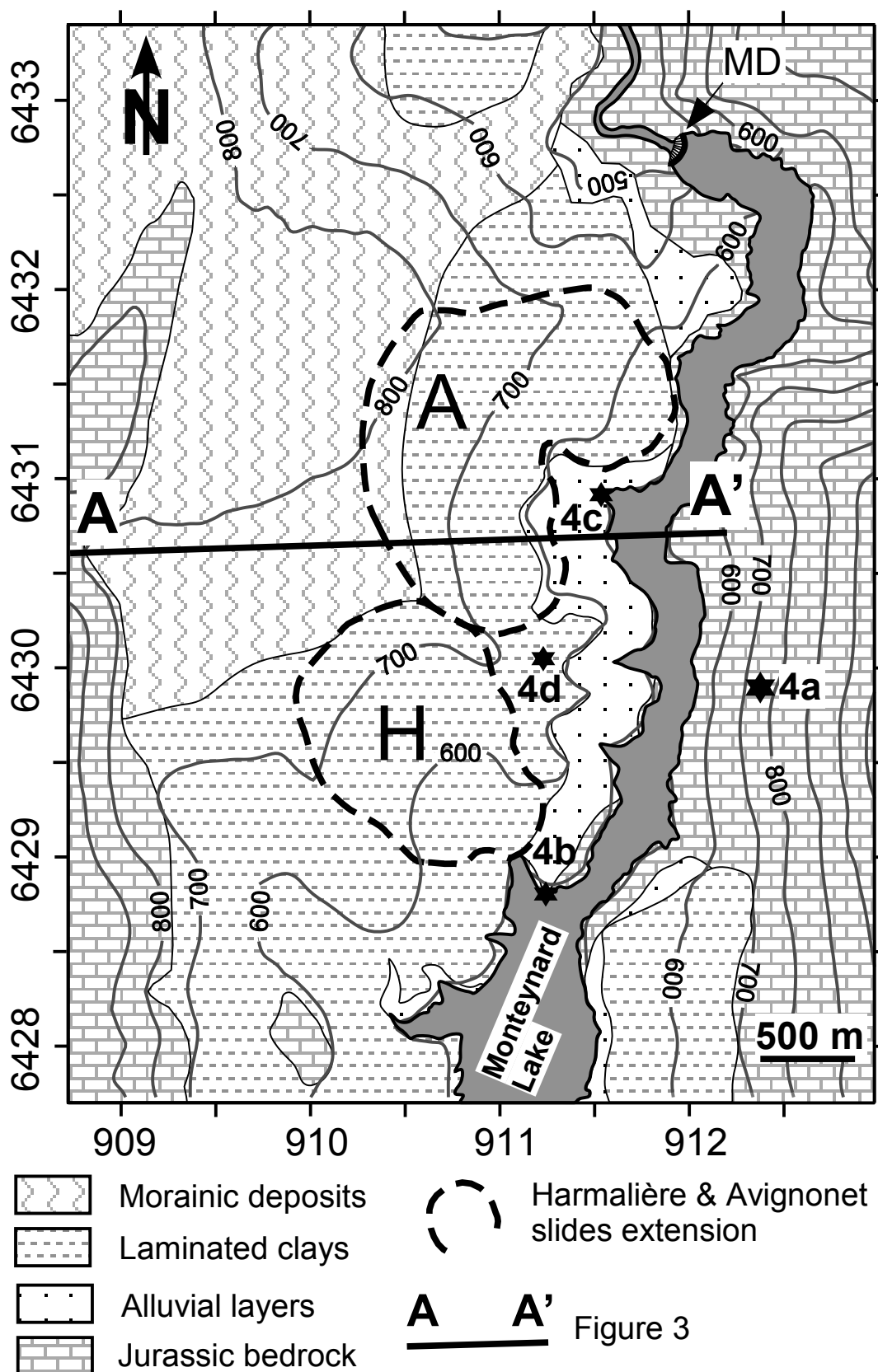


Figure 3.2 – Geological map (location in Fig. 3.1) modified from Debelmas (1967) and Lambert and Montjuvent (1968). Screes and morainic colluvium have not been reported. Black stars refer to pictures in figure 3.4. Position of cross-section AA' of figure 3.3 is indicated. A: Avignonet landslide. H: Harmalière landslide. MD: Monteynard dam.

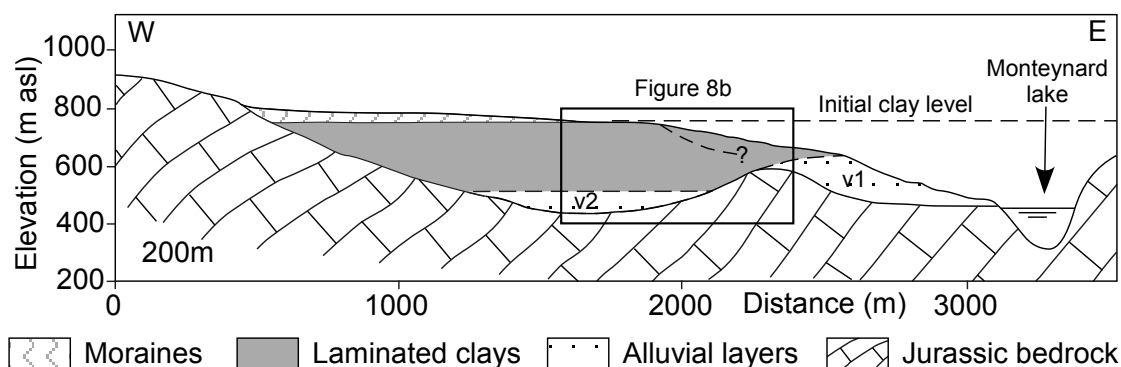


Figure 3.3 – Geological cross section (location in Fig. 3.3). Scree and morainic colluvium have not been reported. v1: first palaeovalley ("Drac de Cros"). v2: second palaeovalley ("Drac de Sinard"). Initial level of laminated clays has been reported (750 m asl). Dashed line within clays depicts the lower limit of the Avignonet landslide, deduced from inclinometer data. See text for details.

flying about 300 m above the terrain. The landscape is characterized by forest, agriculture and grassland. There are no artificial structures on Harmalière but a few small roads, 3 piles of an electric landline and 54 buildings on the Avignonet landslide. The time for the acquisition was chosen to be in November, so that the leaf coverage has already decreased and snowfall has not started yet. The system has recorded 36 million last pulses of the surface reflection resulting in an average of 6 points per m^2 with an accuracy of 10 cm in vertical and horizontal directions. In order to derive the bare earth model excluding trees and houses the point cloud was filtered and interpolated to a 2 m raster grid with the software SCOP++[®] IPF (2004) using the *robust interpolation* method (Briese et al., 2002). The number of points classified as ground reflections and therefore used for the gridding of the DEM is 21 million, which is equivalent to an average of 3 points per m^2 . The resulting shaded DEM is shown in figure 3.5. Shaded representations with different light angles were used for geomorphologic interpretation.

GPS campaign measurements have been performed biannually (April and November) since 1995 by RTM (*Restauration des Terrains en Montagne*, a french public survey) at 25 points on the Avignonet landslide (Fig. 3.5), relatively to several reference points located on nearby stable bed-rock. The average standard deviation for all measured points is 6 mm. No GPS measurements have been done so far inside the Harmalière landslide, because of the quick surface evolution making benchmark installation difficult. Average horizontal velocity vectors are shown in figure 3.5. No clear temporal pattern of velocity changes emerges from the data certainly due to the low temporal sampling.

To analyze the kinematics further in the past, digital photogrammetric scans of aerial photographs from IGN (*Institut Géographique National, France*) of the years 1948, 1956, 1978, 1985, 1993, 2001 and 2003 at scales between 1:20 000 and 1:30 000 covering the two landslides have been used. The photos were orthorectified with the software Geomatica[®] using the DEM BD-ALTI[®] from IGN with a resolution of 50 m (the LiDAR DEM was not covering a large enough area to be used), the calibration

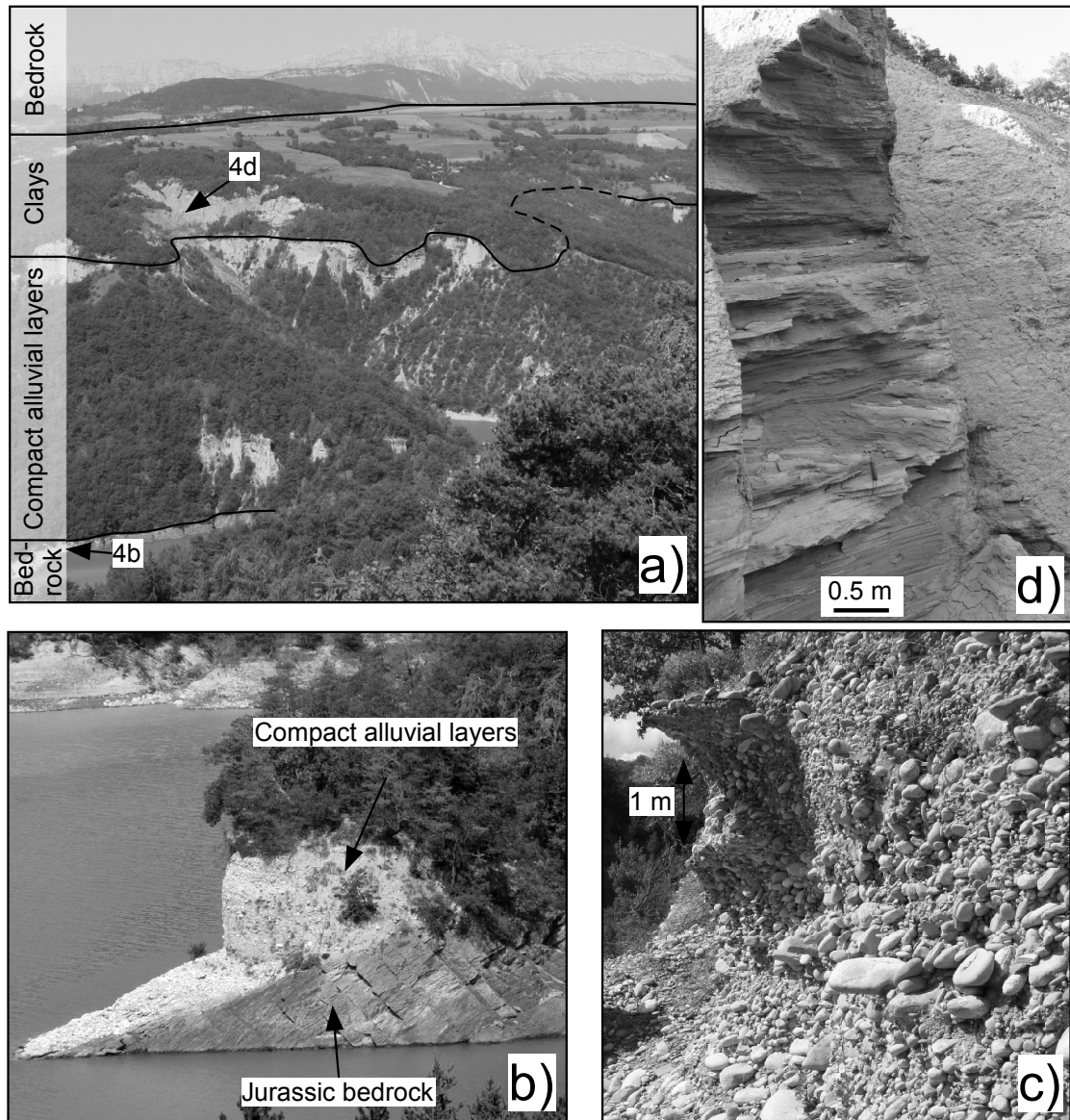


Figure 3.4 – Outcrop pictures. **a)** General view of the Avignonet landslide from the opposite bank of lake Monteynard (picture taken from location 4a in Fig. 3.2); **b)** Jurassic bedrock overlain by compact, locally cemented alluvial layers constituted by heterometric and heterogenic gravels. Present-day Drac river is at the forefront; **c)** Compact alluvial layers; **d)** laminated clays. Location of the pictures is detailed on Fig. 3.2

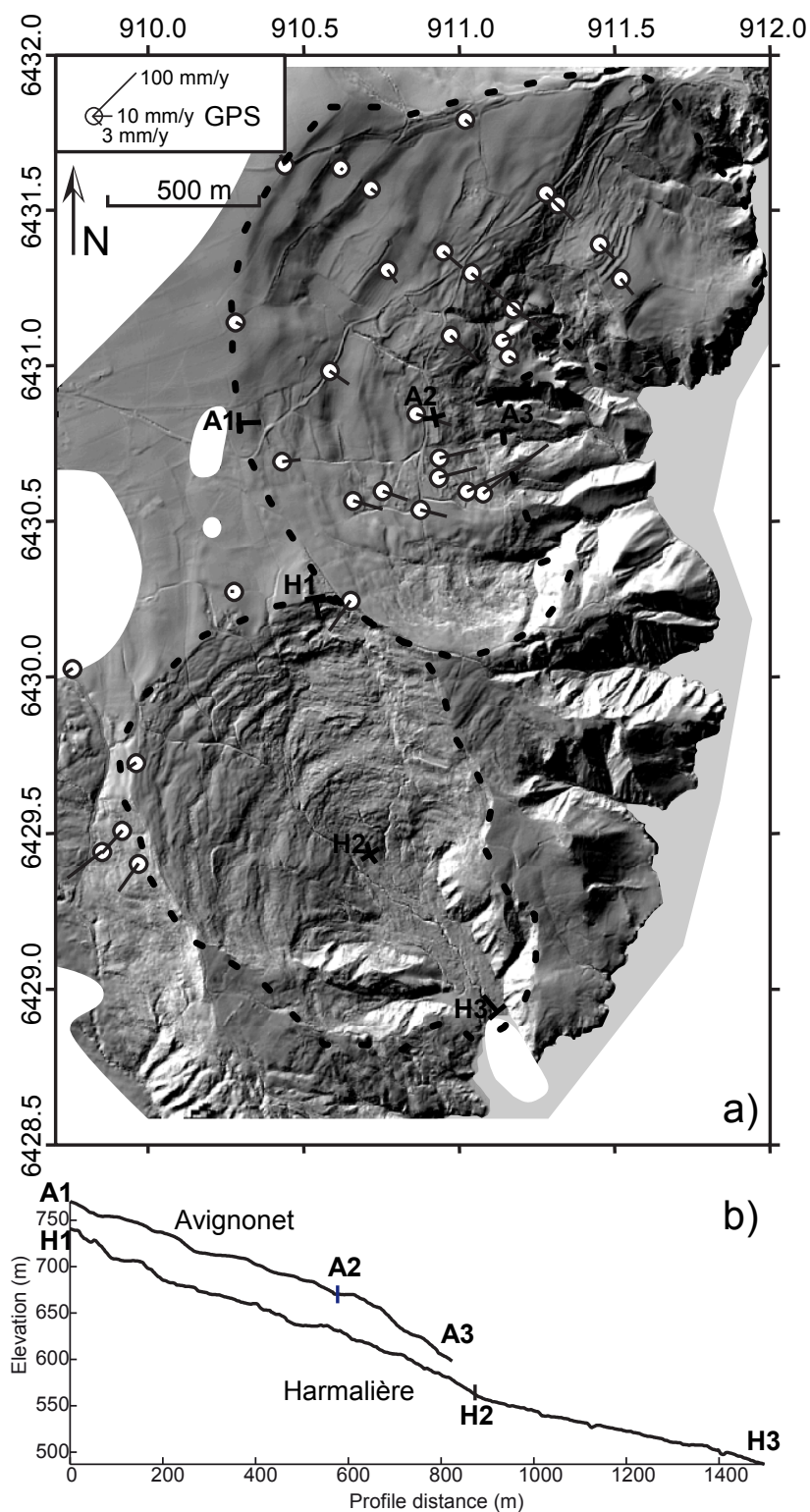


Figure 3.5 – LiDAR DEM and elevation profiles of the study area. **a)** Shaded LiDAR DEM (light direction is from NW, horizontal resolution of 2 m) covering the Avignonet (North) and Harmalière (South) landslides. Dotted lines indicate the landslide limits. White areas indicate data holes in the LiDAR coverage. The white circles show the position of the GPS points, and the thin straight lines represent the 11-years average horizontal velocity measured by GPS. A1-3 and H1-3 indicate the location of the elevation profiles. **b)** Elevation profiles through Avignonet and Harmalière with subdivisions in an upper and lower part. Profiles are 2 times vertically exaggerated.

certificates of the utilized cameras and 56 ground control points measured on the field with differential GPS. The ortho-photos have been analyzed to investigate the landslide activity through time. The mapping of the denuded area and of the headscarps was found to be useful indicators of landslide activity.

In the studied area, bare soil (mostly clays) can be observed in several places, over significantly large surface (from about 250 m² to more than 50000 m² in Harmalière). Where field observation has been done, it turns out that these bare soil surfaces result from erosion and weathering processes in relation to superficial landslide activities. In the following the term denuded area is used to refer to these surfaces. To quantify the spatial and temporal distribution of denuded area over the whole studied area, aerial photos have been used.

When comparing field observations at Harmalière and Avignonet landslides with ortho-photos, denuded area appears as very bright pixels in aerial photography compared to the surrounding forested or agricultural landscape except for some field crops, the river and some human constructions (road, buildings) that can also be bright (see Fig. 3.6, top). Consequently, for each ortho-photo, pixels have been classified as denuded area, using as reference the level of brightness of areas where bare soil has been observed in the field, and excluding the river (or the lac), bright fields, roads and buildings identifiable by their characteristic geometric shapes (see Fig. 3.6, bottom).

Analysis

Using the three sets of data, as described in the previous section, several features can be analyzed to highlight the difference in kinematics between the Avignonet and Harmalière landslides : the general orientation of the landslide, surface velocity, denuded area, headscarp evolution and surface roughness.

The clay area affected by sliding is larger on Avignonet (1.8 km²) than on Harmalière (1.2 km²). The headscarps of Harmalière and Avignonet mapped from the 1956 aerial photo (before the construction of the Monteynard Dam), show that the maximum distance between the headscarps and the Drac Valley is about 1.5 km in both cases. Both headscarps follow a curve that have a symmetry axis oriented NNW-SSE, perpendicular to the Drac Valley, as it is expected in a homogeneous clay mass deeply cutted by a valley (see Fig. 3.6 on the bottom left). In Avignonet, the global sliding direction follows this axis as expressed by the fan-shape pattern of the GPS velocity vectors and of the slope directions of the main scarps. The 11-years average velocity vectors from GPS on the Avignonet landslide are oriented from N 70 ° E to N 130 ° E (Fig. 3.5), with a global N 100 ° E movement.

However, in Harmalière, according to the evolution of denuded area, the most active areas of the landslide develop along a NNW-SSE axis (Fig. 3.6) making a 30 ° angle with the Avignonet global sliding direction. The percentage of denuded surface is much larger in Harmalière than in Avignonet since the first photos in 1948 (13 % versus 5 % in 1948, 20 % versus 3 % in 1984 and 19 % versus 3 % in 2003). Only a very small active area in the south of Avignonet can be identified. The higher activity of Harmalière certainly goes back, at least, to the end of the 19th century : at that time, according to Moulin and Robert (2004), because of intense gully erosion occurring on the NW part of the Harmalière slide, a significant reforestation work has

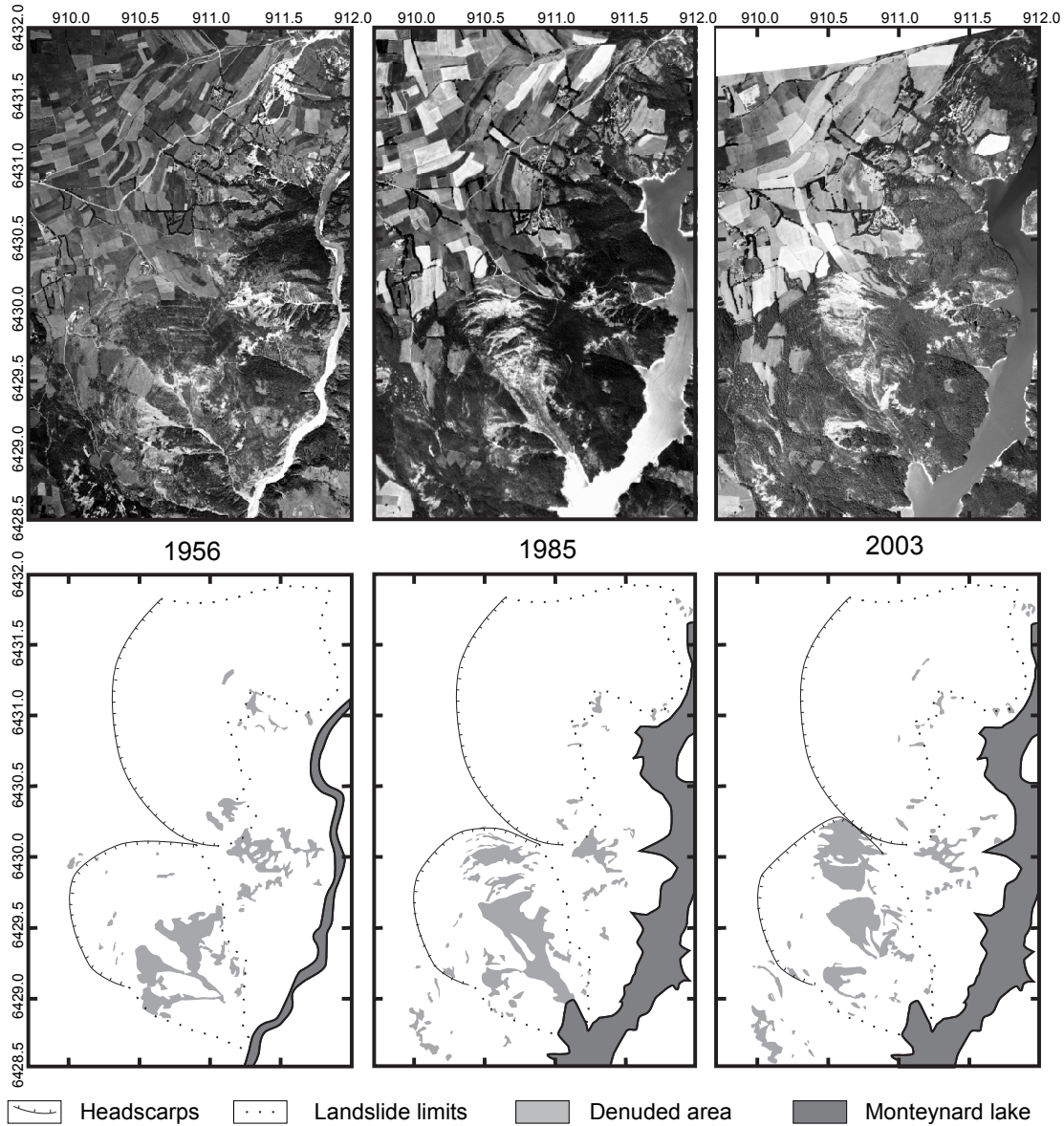


Figure 3.6 – Top: Orthorectified aerial photos of the years 1956, 1985 and 2003. The scales of the original photos are 1:25 000, 1:30 000 and 1:25 000. Bottom: Interpretation of the corresponding aerial photo showing the denuded areas related to landslide activity. White areas are not covered by the images. In 1962 the Drac River was dammed up creating the lake Monteynard shown in the photos from 1985 and 2003.

been implemented by the state authorities. Since the catastrophic Harmalière event in 1981, denuded area are more concentrated in the eastern part of the Harmalière landslide and has grown up-slope since then. Morphological changes due to the 1981 event can be seen in the 1985 sketch of figure 3.6 forming a NNW-SSE elongated body of denuded areas and also in figure 3.5 where, at the same place, a roughness contrast with the surrounding terrain can be noticed. The body itself can be divided into a steeper upstream part where erosion dominates and a smoother lower part corresponding to an accumulation zone, which has been conquered by trees again since the 1981 event (Fig. 3.6 on the right). It is noteworthy that the recent up-slope evolution is not directed straight to the NW, but has rotated clockwise to the N-NE toward the Avignonet landslide.

The main headscarp of Harmalière, which has developed since the catastrophic event of March 1981, has mainly regressed through several brutal events (biggest events were in 1988, 1996 and 2001; Moulin and Robert, 2004). This evolution is traceable from aerial photos analysis, providing a mean regression rate of about 10 m/year between 1981 and 2003. These values are in agreement with ground observations (Moulin and Robert, 2004). Since 2001, the headscarp regression has started to affect the southern limit of the Avignonet landslide. A GPS measurement on the crest between Harmalière and Avignonet indicates mass displacement towards the Southwest, which is consistent with a faster regression of the Harmalière scarp toward the Northeast (Fig. 3.6) relative to Avignonet. To the North of Harmalière the limits with another landslide show a convexity toward the south (Fig. 3.5 and 3.6). On the LiDAR DEM, in the northern part of Avignonet slide, the four uppermost major scarps (spaced by about one hundred of meter) seem to be cut by the northern limit. This suggests that the northern landslide has been the last to be the most active with respect to the Avignonet one.

Surface roughness is also an indicator for landslide activity (Glenn et al., 2006). Analysis of surface roughness from the shaded LiDAR DEM (Fig. 3.5) shows differences between the Harmalière and Avignonet landslides in terms of wavelengths and amplitudes along the slope direction. In Harmalière, a characteristic small-scale roughness with wavelengths of 5-15 m and amplitudes of 0.5-5 m can be observed, as well as roughness at a larger scale with wavelengths of 80-200 m and amplitudes of 5-20 m. Two representative elevation profiles along the slope direction are shown in Fig. 3.5b. They are divided into an upper and a lower part according to the presence of significant changes of slope angle and roughness. On these profiles, the roughness has been estimated using the root-mean-square deviations as described by Shepard et al. (2001) with step-sizes of 10 m and 100 m along with the mean slope angles (see table 3.1) corresponding small-scale roughness and large-scale roughness at the wavelengths of 10 m and 100 m respectively. In Avignonet the roughness is higher at the toe (1.6 m) than in the upper part (1.1 m) for the small-scale roughness, which can be explained by the higher activity down-slope, as suggested by the GPS, associated to a higher slope angle and may be a higher erosion rate. In Harmalière, the roughness is lower in the lower part than in the upper part for both wavelengths. Indeed, since 1981, Harmalière has shown intense activity in its upper part including collapsing at the headscarp and several minor scarps below, that are responsible in a higher large-scale roughness (5.4 m). In the lower part, it evolves into a more fluent mudslide (large-scale roughness at 2 m) related to the development of an accumu-

lation zone which presents a lower slope angle. Similar large-scale roughness values are found for the upper parts of Avignonet and Harmalière. Assuming that features related to large-scale roughness are more robust through time than the small-scale one, this observation suggests that Avignonet and Harmalière have experienced similar landslide processes in the past. It must be stated that using roughness as an indicator of landslide activity can be biased by several factors that should be discussed. First of all the density of data points after filtering when building the DEM can influence the roughness. Data density decreased in forested area because of the filtering and could lead into lower roughness. In figure 3.5, the constructed DEM is resampled at 2m resolution : beside a few exceptions and after filtering the forest, the laser points were still dense enough to avoid smoothing effects due to interpolation. For instance, the south-western part of the Harmalière landslide, which is largely forested, shows a higher small-scale roughness than the farming area of the Avignonet slide. On the other hand the effect of farming altering the surface roughness should also be considered. On a very small scale farming can decrease the surface roughness in a very short time, but also high scale roughness could be decreased by farming over decades. On the other hand if the activity of the landslide and with that the roughness is too high, the field will become abandoned and the roughness will be not further decreased. Therefore it can be said that farming amplifies the trend : smooth areas will be more smoothed and rough areas will stay rough above a certain threshold. If there are other causes to abandon a field than the landslide activity, the interpretation of roughness can be misleading. In the case of Harmalière, it can be observed from the aerial photos that a lot of fields became abandoned after being affected by the past 1981 events. Today farming is completely stopped on Harmalière. Also the active part in the south of Avignonet was partly farmland in the past and become abandoned recently.

Table 3.1 – Root-mean-square deviations from the elevation profiles seen in Figure 3.5b for 2 different wavelengths (step sizes) representing the roughness at different scales. See text for details. * This value is not reliable due to the short profile length.

	A1-A2 upper Avignonet	A2-A3 lower Avignonet	H1-H2 upper Harmalière	H2-H3 lower Harmalière
Profile length (m)	577	247	874	624
Mean slope angle (°)	9.8	16.3	11.6	6.9
RMS deviation (m) small scale (10 m)	1.1	1.6	1.6	1
RMS deviation (m) large scale (100 m)	4.4	4.4*	5.4	2

Taking into account these limitations, the roughness comparison between the Avignonet and Harmalière slide still suggests a significant difference of the recent sliding activity : the Avignonet slide does not show major recent active movements in agreement with GPS data and aerial photographs analysis, in contrast to the Harmalière slide. Only some areas in the lower part and in the South of Avignonet exhibit small-scale roughness similar to Harmalière. This is consistent with the location of denuded area in the most recent aerial photos, which are correlated to a higher landslide activity.

Regarding slide velocity, values measured by GPS at the surface of the Avignonet landslide (Fig. 3.5) increase from less than 20 mm/year at the top to more than 130 mm/year in the most active parts at the toe. The aerial photos show no major signs of activity in Avignonet for the last 60 years with no significant evolution of the headscarp and very small denuded areas. In Harmalière no GPS measurements are available but, by tracking morphological features through different dates in the aerial photos, one can get a rough estimate of the average velocity of several meters per year for some parts of the main landslide body, which is significantly higher than in Avignonet.

Comparison of the two landslides by LiDAR scan, GPS data and aerial photos has shown that the recent and former landslide kinematics are highly different for the two earth slides. Harmalière seems to be much more active than Avignonet, today and in the past 60 years. A major factor for this could be the underlying bedrock topography. This possible influence parameter is investigated in the following section.

3.2.5 Geophysical investigation

The objective of the geophysical investigation is to map the thickness of the soft layer over the two landslides. This thickness ranges from 0 to more than 250 m from the East to the West, respectively (Antoine et al., 1981). The site to be characterized encompasses a surface of 5 km². Geological investigations conducted in the 1950s for the study of the Monteynard dam (location in Fig. 3.2) were limited to the Avignonet area. No information is available about the geological setting of the Harmalière area. Furthermore, geophysical campaigns which aimed to characterize the geological setting in the immediate vicinity of the dam were not published and only synthetic data are available. This poses the problem of the reliability of the established model of figure 3.3.

Recent works (Jongmans et al., 2009) have shown the existence of a strong shear wave (S-wave) velocity contrast (more than 3 on average) between the soft upper layers (clays and moraines; 250 m/s < Vs < 600 m/s) and the substratum made of compact cemented alluvial layers (Vs = 1250 m/s) and Jurassic limestone (Vs = 2000 m/s). With such characteristics, microtremor processing (H/V technique) has been proven to be one of the most robust and easy exploration tool for mapping the thickness of alluvial or lacustrine sediments (Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000a; Guéguen et al., 2007; Méric et al., 2007; Le Roux et al., 2008) including the Trièves area (Jongmans et al., 2009).

Method

The H/V technique is a single station method consisting in calculating the horizontal to vertical spectral ratios (H/V) of seismic noise records. For a single homogeneous soft horizontal layer (1D geometry) overlying the bedrock, the H/V curve exhibits a peak at a frequency f_{HV} that is the shear-wave resonance frequency f_0 of the soft layer (Bard, 1998). This theoretical resonance frequency is given by (Haskell, 1960) :

$$f_0 = \frac{V_s}{4T} \quad (3.1)$$

where V_s is the soft layer S-wave velocity (in m/s) and T is the layer thickness (in m). The resonance frequency decreases with a decrease of V_s and an increase of thickness. If V_s is known, this equation allows the layer thickness to be determined. For a layered medium overlying a halfspace, the resonance frequency can be computed from the thickness and the dynamic characteristics of each soil layer (Haskell, 1960) and the total thickness of the soil layers can be deduced if the vertical velocity profile is known. When the seismic impedance contrast Z between the soft layer and the bedrock is high enough ($Z > 4$), the H/V peak was shown to result from a change in the ellipticity of the fundamental mode of the Rayleigh waves (Bonney-Claudet et al., 2006a). The corresponding ellipticity frequency f_{ell} is then equal to the resonance frequency f_0 .

Measurements were made with a single three-component 5 s sensor giving a flat response between 0.2 and 50 Hz and connected to a light seismic acquisition system (Chatelain et al., 2000). Seismic noise was recorded during 15 minutes with a 200 Hz sampling frequency. Data were processed with the Sesarray package (www.geopsy.org; Wathelet et al., 2004). Microtremor records were cut into 30 s time windows, for which Fourier spectra were computed and smoothed using the technique proposed by Konno and Ohmachi (1998). H/V spectral ratios were computed for all time windows and the mean H/V curve is given with standard deviations at each site.

The H/V method offers the advantages of being easy to deploy (one station-one person) and quick (about 10 sites per day), depending on field conditions. Limits are weather conditions, likely to influence the H/V curve (Koller et al., 2004), and the assumption of horizontally layered medium, which cannot be valid in case of strong lateral seismic contrasts (Uebayashi, 2003). In the study site conditions, the 5 km² area was covered within a two weeks delay by a single operator.

H/V data

H/V measurements were performed at 104 sites (Fig. 3.7) and were located with a GPS with a horizontal accuracy ranging from one to a few meters under forest. Elevation values were extracted from the LiDAR DEM. H/V curves (spectral ratio versus frequency) at two sites (S1 and S2) are presented in figure 3.7a. Both curves exhibit a peak with amplitude over 8 at 0.58 Hz for S1 and at a 3.63 Hz for S2, corresponding to the resonance frequency of the site. At S2, a second peak appears at 20 Hz, which could correspond to the resonance of a superficial layer or to a higher resonance mode. The great majority of the 104 measured H/V curves fit the criteria proposed in the SESAME guideline (Koller et al., 2004) for a 1D resonance phenomenon, with well-individualized peaks and H/V amplitudes greater than 2. For some measurements, located in the southeastern part of the Harmalière landslide (location in Fig. 3.7b), however, curves exhibit a plateau-like shape, suggesting 2D or 3D effects. This point will be discussed below.

The frequency field was gridded with a kriging algorithm (Kitanidis, 1997), using an exponential variogram model with a N-S anisotropy for the search radius. The gridded surface fits the experimental data with an absolute error of 3%. The results are presented on figure 3.7c.

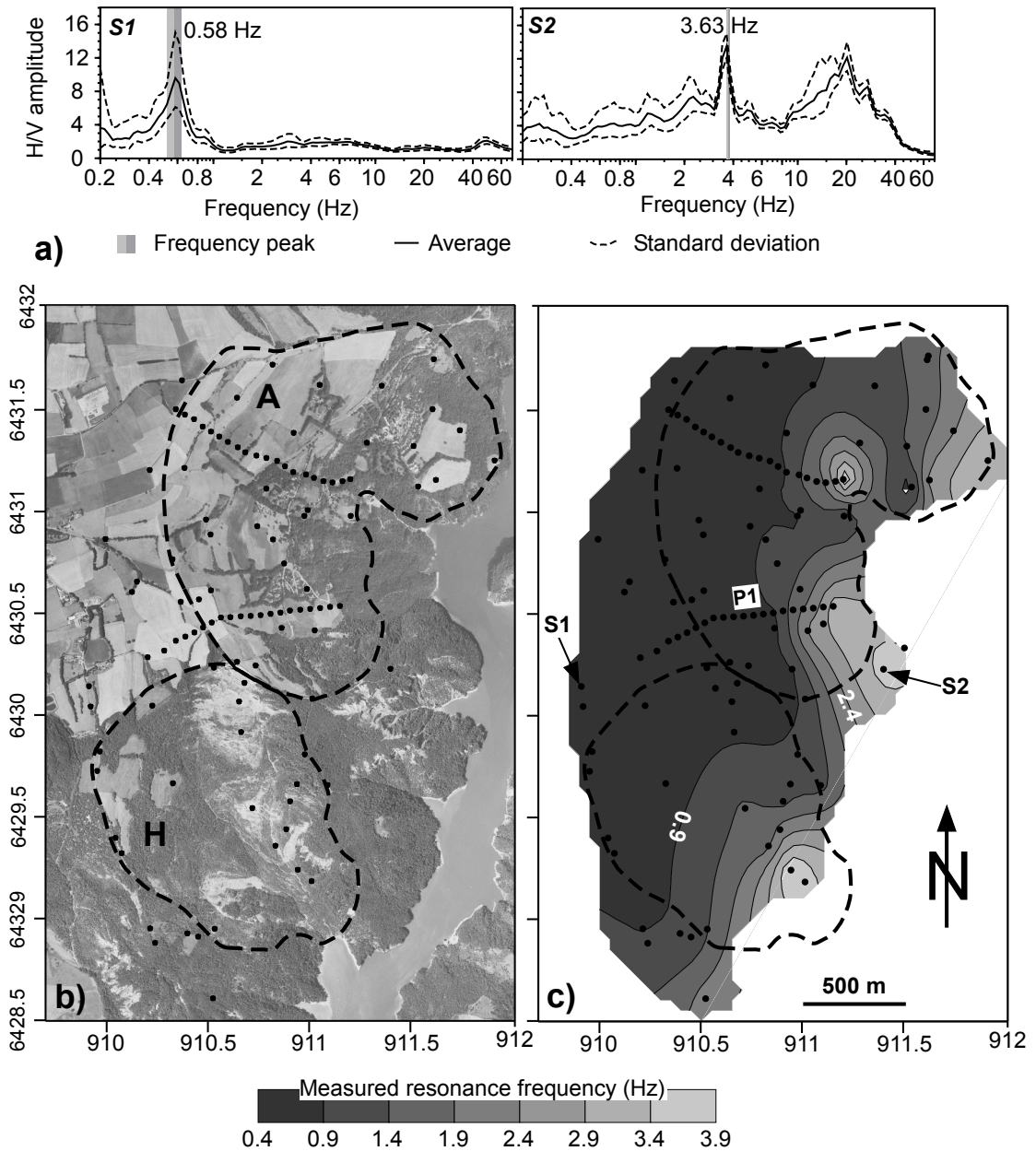


Figure 3.7 – *H/V* measurements. **a)** *H/V* curves at points S1 and S2 (location on Fig. 3.7c). **b)** Location of the 104 measurement points with the landslides limits (dashed line); A: Avignonet landslide; H: Harmalière landslide. **c)** Resonance frequency map.

To the West, the frequency map (Fig. 3.7c) reveals a NNE-SSW 500 m wide elongated low-frequency zone, with values ranging from 0.4 to 1 Hz. To the East, frequencies increase rapidly with distance, from 1 to 4 Hz. This eastward evolution of the resonance frequency is consistent with the thinning of the clay layer and the corresponding rise of stiff layers shown in previous works (Fig. 3.3; Crosnier-Leconte et al., 1953; Lambert and Montjuvent, 1968; Blanchet, 1988; Jongmans et al., 2009). Applying equation 3.1 with a mean S-wave velocity of 600 m/s in the clay layer (Méneroud et al., 1995) yields a clay thickness between 375 m to the west and 37 m to the east. These thickness values are however approximate, owing to the vertical S-wave velocity variation in the clay layer. This results from the effects of compactness and landslide activity. The dynamic characteristics (P-wave and S-wave velocities, density) within the different layers (from top to bottom : morainic colluvium, moraine, disturbed clays, undisturbed clays, alluvium and bedrock) were obtained from previous seismic studies (Méneroud et al., 1995; Renalier et al., 2007; Jongmans et al., 2009) and are presented in table 3.2. Thickness values in the layers were estimated at each station from the available geophysical and geotechnical data (Monjuvent, 1973; Antoine et al., 1981; Blanchet, 1988; Lorier and Desvarreux, 2004a; Jongmans et al., 2009). Then, the only free parameter left is the thickness of the undisturbed clay layer.

Table 3.2 – *Dynamic characteristics (compressional wave velocity V_p , shear wave velocity V_s and density) used for the calculation of the theoretical resonance frequency. See text for details.*

Geological unit	Thickness (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Density
Morainic colluvium	5	500	250	1.9
Moraines	0-50	1850	150-450	2
Disturbed clays	0-45	1850	150-450	2
Undisturbed clays	0-250	1850	600-650	2
Compact alluvium	0-100	2350	1250	2
Carbonate bedrock	Halfspace	3000	2000	2.6

Preliminary theoretical sensitivity tests were conducted using the Sesarray package (Wathelet et al., 2004). They have shown that the clay thickness is the main parameter controlling the resonance frequency. Furthermore, these tests also showed that the impedance contrast, using the parameters of Table 3.2, between clays and cemented alluvial layers was sufficient enough to generate a peak corresponding to the resonance frequency. It implies that the measured frequency corresponds in each case to the base of the clays. No change in the f_0 value has been found when passing the landslide headscarp (cf. Fig. 3.7c). Furthermore, within the slide, no high-frequency peak that could sign a shear plane has been recorded nor computed. These results support the use of resonance frequency measurements for determining the base of the clays. On an other hand, they indicate that this technique might not be suitable for detecting and mapping the slide itself (on the contrary of Méric et al., 2007). This could be due to an insufficient seismic impedance contrast between the disturbed clays and the undisturbed laminated clays (cf. Table 3.2).

The soft layer thickness was computed at each station by fitting the theoretical

resonance frequency to the measured one using a trial and error method. The plot of computed thicknesses versus experimental resonance periods (inverse of the frequency) for the whole data set shows a good correlation (Fig. 3.8a), corroborating the determined velocities in the layers. The H/V deduced geometry of the seismic bedrock top is compared to the section previously established from a long refraction profile conducted for the study of the Monteynard dam (profile P1, location in Fig. 3.7c; Blanchet, 1988) which depicts the top of the Jurassic bedrock. A general good agreement is observed between the two sections (Fig. 3.8b) in terms of relative way of the palaeotopography. Observed discrepancies range from a very few m to the East to some 40 m to the West. These disparities may come from strong changes in layer velocities which are not known. This also may come from the reference geological model, established from a refraction study and which reliability is not known. This prevents this H/V mapping from being exhaustive but allows the relative palaeotopography to be estimated and analyzed in terms of geometry. Errors may also arise from 2D and/or 3D effects as well as from varying cementation of the alluvial layers, as observed at outcrop. These points will be discussed further.

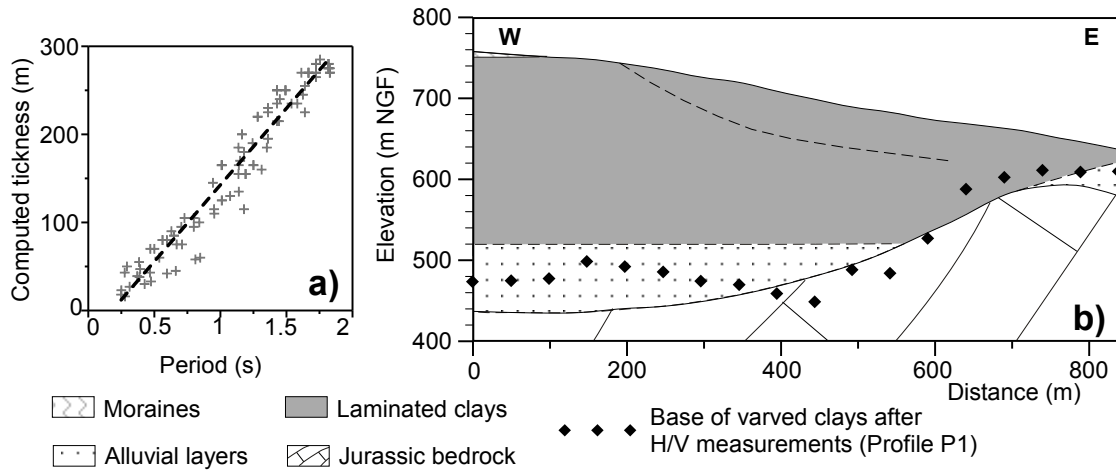


Figure 3.8 – Frequency to thickness calibration for H/V profile P1 (location on Figs. 3.7b and 3.7c). **a)** Computed thickness as a function of the measured resonance period (inverse of the frequency) for the 104 stations. Linear regression (black dashed line) gives a determination coefficient r^2 equals to 0.95. **b)** Comparison of the geometry of the top of the Jurassic bedrock (Blanchet, 1988) and the bottom of the laminated clays after H/V measurements along profile P1 (location in Fig. 3.7c). Dashed line depicts the lower limit of the Avignonet landslide deduced from inclinometer data.

The thickness values obtained over the whole area were then kriged with an exponential variogram model to produce a map depicting the distribution of the thickness of the soft layer (moraines, morainic colluvium and clays) over the seismic substratum (alluvial compact layers and Jurassic bedrock; Fig. 3.9a). Outcrops of stiff alluvium and carbonate bedrock (0 m of soft cover thickness) were added in order to better constrain the interpolation. The thickness map is in agreement with the frequency map of Figure 3.7, showing a significant westward increase of the clay thickness from 0 m on the valley flank to more than 300 m below the village of Sinard. These values are consistent with field observations and the outcropping of the alluvial layers to the East (Fig. 3.3). This is also consistent with previous estimations

(Monjuvent, 1973; Antoine et al., 1981) that give a soft layer thickness from 0 to 300 m on the West (moraines and clays; see Table 3.2).

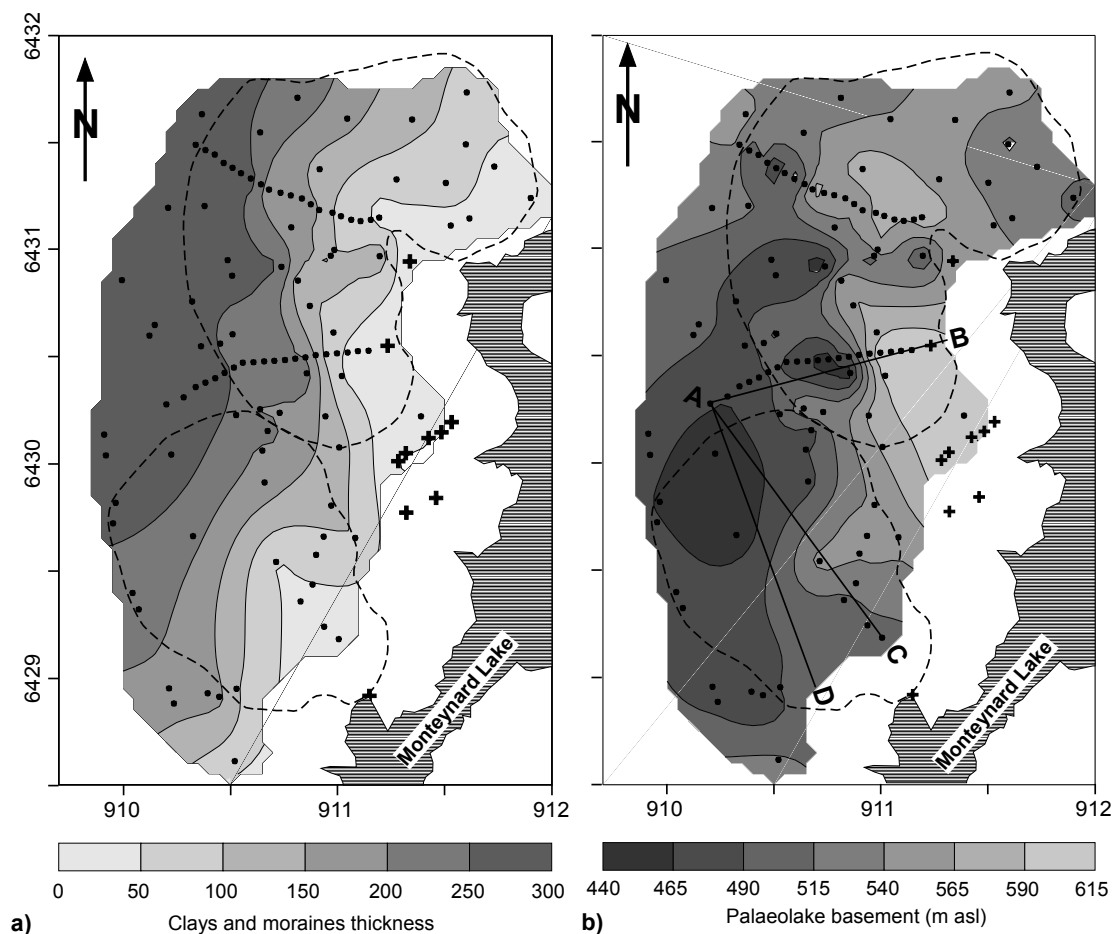


Figure 3.9 – Soft layer thickness maps. **a)** Soft layer thickness map. The absolute error between computed and interpolated thicknesses is 5.29%. **b)** Lake Trièves palaeotopography in the study area. The absolute error between computed and interpolated palaeotopography is 0.98%. Dots refer to seismic measurements and crosses to field observations; dashed lines stand for Avignonet and Harmalière landslides limits.

Thickness values were subtracted from elevation values given by the LiDAR DEM at each measurement point. These points were again spatially interpolated using a kriging method with an exponential variogram model. The relief of the bottom of the clay layer is given in Figure 3.9b. The palaeotopography upon which clays have been deposited is very irregular, with elevation variations of more than 150 m. The major feature is the presence of a depression striking NNE-SSW, which is bordered to the East by a N-S ridge culminating at an elevation of about 600 to 620 m (cross-section AB on Fig. 3.10). This depression probably coincides with palaeo-valley v2 of the palaeodrac river, as suggested by the presence of alluvial outcrops along the lake (Figs. 3.2 and 3.3) and by previous works (Crosnier-Leconte et al., 1953; Monjuvent, 1973). The N-S ridge appearing to the east and shown on cross-section AB corresponds to the presence of carbonate bedrock irregularly covered with compact alluvial layers and sporadically outcropping along the lakeshore. To

the South, this ridge disappears (cross-sections AC and AD ; Fig. 3.10). In figure 3.9 are superimposed the limits of the landslides of Avignonet and Harmalière. Below the southern part of the Avignonet slide, on its eastern side, the ridge of compact layers continuously extends perpendicularly to the global slide motion and could act as a buttress. On the contrary, the Harmalière landslide clearly developed over the lower elevation zone (Fig. 3.9b) and its motion can be explained by its orientation which changes from N-S to NW-SE in the South.

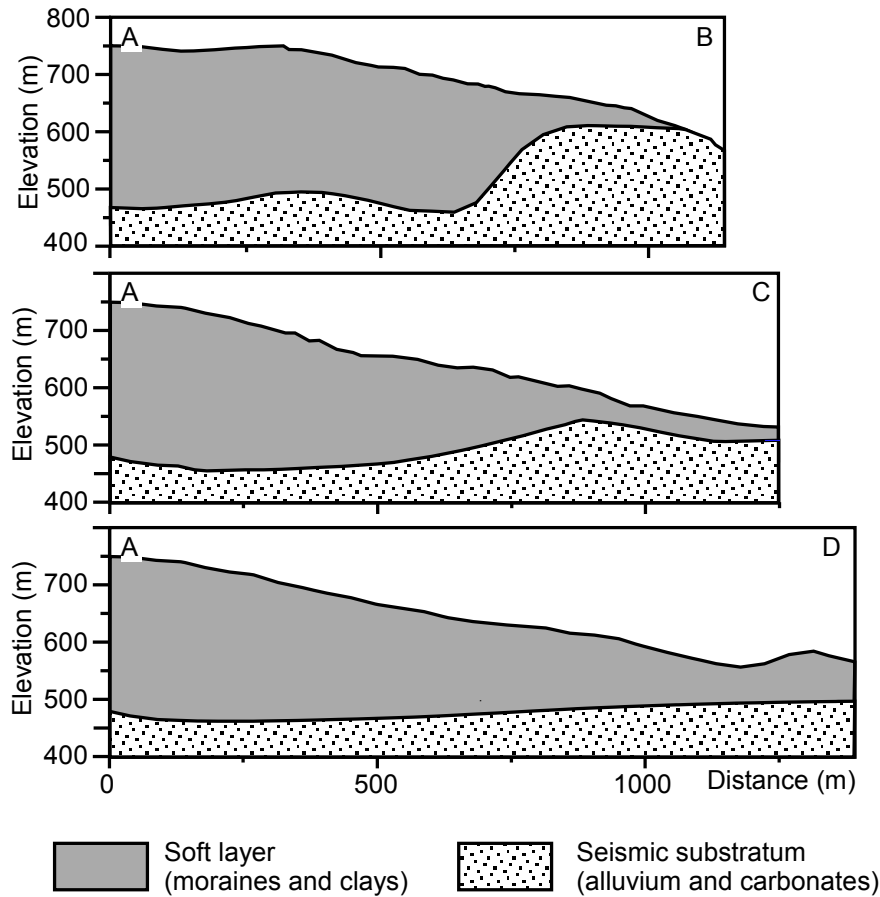


Figure 3.10 – Cross-sections of the paleolake basement (location in Fig. 3.9b).

3.2.6 Discussion

Geophysical investigation with ambient noise measurements allows to compute a frequency map (Fig. 3.7c) that can be turned into a soft sediments thickness map which is used to derive a paleotopography map (Fig. 3.9). Considering the thicknesses that have been computed, one may argue that 2D and/or 3D effects are present and that measured f_{HV} might be biased. The presence of non-1D cases is highlighted by strong lateral variations observed on the frequency map (Fig. 3.7a). Consequently, calibration based on the ellipticity of the fundamental mode of Rayleigh waves may be irrelevant and cannot provide the correct thickness for the soft layers. Some of these effects have been noticed on the signals located in the southeastern part of the Harmalière landslide (Fig. 3.7b) by plateau-like signals. By

picking the frequency at the plateau cut-off, the resonance frequency tends to be overestimated (Guillier et al., 2006). Similar side effects have already been reported by studies conducted within small-apex valleys (Uebayashi, 2003; Koller et al., 2004; Guéguen et al., 2007; Le Roux et al., 2008). This is illustrated on cross-section AC of figure 3.10. Between abscissa 800 and 850 m, a bulge of substratum is visible. It corresponds to a zone with plateau-like H/V curves. This strong side effect tends to provide an overestimated measured f_{HV} and, thus, a lowered clay thickness. As a consequence, the observed bulge on cross-section AC is likely to result from side effects and not to represent a real structure.

Another problem arising from calibrations is the eventual presence of lateral Vs variations in the soft sediments. Vertical and W-E variations are known to be present within clays (Renalier et al., 2007; Jongmans et al., 2009) and were taken into account for the frequency to thickness computations. On an other hand, since the Würm glacier extension was limited to the village of Sinard (Figs. 3.1 and 3.2), the presence of such an ice-cap and of the 50 m thick moraines may influence the compactness and, then, the S-wave velocity of the clays across this boundary. Nevertheless, N-S velocity variations within the soft layer have not been reported hitherto and were not eventually integrated to this work.

As a consequence of these uncertainties, the soft layer thickness map computed from H/V data may contain more or less important error bars. These errors are estimated to a few meters to the East (were soft layer thickness is of a few tens of meters) to some 40 m to the West, were the soft layer reaches 300 m. These uncertainties do not question the reliability of the first order of observations since the aim of this work is to map the relative variations of the seismic substratum. The basement of the former Trièves lake on which were deposited the glaciolacustrine laminated clays is irregularly shaped and shows strong lateral variations. At most, this introduces an uncertainty in the exhaustive mapping of the clay thickness.

There is a N-S ridge to the East of the investigated area, culminating at about 620 m, which disappears to the south. Cross-sections AC and AD on figure 3.10 illustrate the progressive vanishing of this hard ridge marking a depression to the South at about 460 m, which continues toward the North-East and then runs along the west side of the ridge. This depression allowed the deposition of 300 m of clays and moraines over a seismic substratum located at an elevation less than 520 m asl. Over the ridge only a very few tens of meters of clay remain because of a lower thickness of sediment and of erosion. This analysis confirms previous works done by other geophysical methods on Avignonet (Crosnier-Leconte et al., 1953; Blanchet, 1988), and also extends consistently the knowledge of the palaeotopography to the south up to Harmalière. The new map also confirms the geological observations and interpretation inferring that several glacial and interglacial erosion phases, that took place during the Quaternary (Monjuvent, 1973; Brocard et al., 2003), created a palaeotopography marked by the incision of at least two paleovalleys of the Drac, called "Drac de Sinard" and "Drac de Cros", filled with alluvium and running below the laminated clay of the Sinard plateau, notably below Harmalière and Avignonet (Lambert and Montjuvent, 1968; Monjuvent, 1973). However, Lambert and Montjuvent (1968) and Monjuvent (1973) indicate that the top of the "Drac de Sinard" alluvium is at about 500-520 m asl in the Harmalière-Avignonet area, and that its bottom is at about 410 m asl, whereas our results show, west to the

ridge, intermediate values ranging between 440 and 500 m asl. This could suggest that the method used is not sensible to the contrast between alluvial deposits and clay. Preliminary theoretical sensitivity tests revealed that the impedance contrast between the clays and the compact, cemented, alluvial layers was large enough to generate a resonance frequency peak. On an other hand, field observations, along with previous works (e.g. Monjuvent, 1973) indicate that these alluvial layers are only locally cemented. Where they are not, their mechanical parameters, especially Vs, would dramatically decrease and approach values within clays (for Vs values within alluvial sediments, see for example, Pugin et al., 2009). In such cases, the measured resonance frequency and, consequently, the base of the soft layer, would correspond to the interface between the base of non-cemented alluvial layers and the top of cemented alluvial layers and/or the Jurassic bedrock. Here again, this aspect is pointless since the aim of this work is to map the seismic substratum. Furthermore, it could partly explain the important discrepancies between the computed thicknesses and the reference cross-section (Fig. 3.8).

The other palaeovalley, called "Drac de Cros", recognized by geophysics and geology (Crosnier-Leconte et al., 1953; Lambert and Montjuvent, 1968; Monjuvent, 1973) is supposed to run east to the ridge, below the North-Eastern part of the Avignonet landslide. The top of its alluvial deposits is expected to be at about 600 m asl. The location of this palaeovalley is not clear on our map. Geological observations suggest that this palaeovalley is narrower with steeper flanks than the "Drac de Sinard" one, which could explain the difficulty to see it. Here again, our estimations of the clay basement give a substratum at 530-560 m asl at the location of the expected "Drac de Cros", that is lower than geological estimate (600 m). This bias could again be explained by the fact that, the alluvial deposits are not always cemented (Monjuvent, 1973), leading to a localization of the basement that is intermediate between the top of the alluvial deposits and the top of the Jurassic bedrock. One can also notice a small East-West depression across the ridge in the middle of the Avignonet landslide that has not been reported before. However, because of the possible uncertainties of the map mentioned herebefore, we do not try to interpret it as a paleomorphological feature. In the following, we will retain only the robust features of our geophysical investigations, that are the N-S ridge and the depression related to the palaeovalley of the "Drac de Sinard".

Beside the geophysical maps of soft layer thickness and of palaeotopography, a comparison of the Harmalière and Avignonet landslides kinematics has been done based on GPS, aerial photo and LiDAR DEM analysis. It turns out that two main differences between the two landslides are observed for the recent time : the orientation of the main sliding direction, and the level of sliding activity. Regarding the orientation it has been shown in section 3 that the Harmalière landslide is developing since 1948 along a NW-SE direction, which is significantly oblique with the expected NNW-SSE direction toward the Drac valley (before the lake filling) that can be observed, for instance, in Avignonet. The NW-SE axis also corresponds to the orientation of the "Drac de Sinard" palaeovalley below the Harmalière slide, suggesting that the orientation of the Harmalière landslide might be controlled by the palaeotopography. Regarding the level of sliding activity, a first observation is that the northern part of the Harmalière headscarp is moving to the North starting to erode the southern flank of the Avignonet slide. Secondly, GPS measurements

and analysis of digital photographs, back to 1948, reveal that Harmalière's main slide body is far more active than the Avignonet one : there are regression of the headscarp of several m per year being accompanied by rapid evolution of the denuded area (that are not observed on Avignonet since 60 years) and sliding velocity that can exceed 1 m/year, whereas, in Avignonet, the 11 years GPS data do not show velocity exceeding 15cm/year. These observations are consistent with the morphology of the landslides, especially the roughness, shown by the Lidar DEM which reflects more long-term activity. In Avignonet there is a gradient of displacement from the uppermost sliding clays, showing displacements of about 1-2 cm/year, up to the toe of the clay mass with 10-13 cm/year where the clay thickness are less than a few tens of meters (around 30m). Downward, outcrops of alluvial layer or of Jurassic bedrock do not show sliding processes. On a W-E profile along the Avignonet slide, Jongmans et al. (2009) have observed a negative correlation between the sliding velocity and the Vs values of the first 5 m suggesting a downward increasing deformation state of this clay material. They also found evidence for a slip surface at about 40 m depth within the clay confirming previous hypothesis done from inclinometric data (Blanchet, 1988; Lorier and Desvarreux, 2004a). When comparing these observations with the position of the ridge in the palaeotopography, one can be inclined to think that, here also, there is a palaeotopographic control over the kinematics : the ridge of hard layers along the eastern part of the Avignonet landslide acts as a buttress that could mechanically prevent the slide from rapid evolution as observed in Harmalière (Fig. 3.5).

However, the hypothesis of a palaeotopography control over the landslide kinematics has to be discussed taking into account a longer time interval than the last 60 years of observation on which it is based. This perspective arises several questions : is the present-day kinematics, in progress since at least 1948, representative of the long term evolution of the two landslides (i.e. over several thousands of years) ? If the palaeotopography controls the kinematics, what is its long term impact on the landslide morphology ? One may argue that each landslide has its own evolution that consists in successive phases of slow movement (like in Avignonet today), followed by rapid events (like in Harmalière today). In this case, the present-day situation could have been the reverse at some periods in the past : an active Avignonet slide and a quiet Harmalière slide. Then, the supposed relationships between kinematics and palaeotopography would be just a coincidence or negligible.

To address this issue, morphological parameters can be considered that may reflect the relative long term level of activity of the two landslides. The area of the Avignonet landslide is larger than in Harmalière. However, as noticed in section 2, the maximum distance to the Drac river is similar. This suggests a similar average speed of regression of the headscarps, if we do the reasonable hypothesis that erosion processes start at the same time for the two nearby landslides, when the Drac started to incise into the glaciolacustrine deposits.

Note that, in this discussion, we will not try to use absolute time to estimate incision or erosion rates, because the timing of the beginning of the Drac incision is still debated. Some authors favor a last Würm maximum at 50-40 Ka (Monjuvent, 1973; Nicoud et al., 2002) and others at 30-20 Ka coincident with the LGM (Brocard, 2003; Brocard et al., 2003). The volume of eroded clays can be also considered. As

described in section 2, it can be assumed that, at the end of the last Würm maximum, the glacio-lacustrine clay material formed a flat plateau culminating at about 750 m asl on top of which were deposited an additional 50 m of moraines as far as the south of the village of Sinard (Figs. 3.1 and 3.2; Monjuvent, 1973; Antoine et al., 1981). The eroded volume of material can be calculated by subtracting the Lidar DEM from this 800 m asl surface over the area below which clay are present for each landslide. This gives about 436 million of m³ for Avignonet and 340 million of m³ for Harmalière (for comparison, during the 1981 main Harmalière mudflow, 250000 m³ went into the lake (Blanchet, 1988) but more materials were mobilized that accumulated at the bottom of the slide above the lake). If we divide these values by the landslide area, it gives an average of 157 m of eroded clay material per m² for Avignonet and 195 m per m² for Harmalière, suggesting a higher average long-term activity for Harmalière. However, one cannot say if, for instance, these values correspond to very large events closely related in a short period of time (with the rest of the time a lower activity of the slide) or, in contrast, if they are representative of continuous evolution of the slides. The DEM morphology analysis has shown that there is a contrast in roughness between the two landslides that suggests (with the mapping of the evolution of the denuded area) that the Harmalière slide is more active than the Avignonet one. However it can be observed within the Harmalière slide that a short term event like the 1981 mudflow and its subsequent events can change the small-scale roughness and vegetation cover of the slopes : the 1981 active body shows a visible roughness contrast with the surrounding areas of the slide. Regarding the Harmalière headscarp regression over the Avignonet slide, it seems to reflect only a recent evolution because it does not significantly modify the regular headscarp curve of the Avignonet slide. Furthermore, the observed speed of the Harmalière's headscarp regression since 1981, at about 10m/year, is not sustainable over the long term. In brief, all these morphological criteria do not seem very reliable for reflecting significant differences in kinematics of the long term (thousands of years) evolution of the slides.

Physical mechanisms responsible of the laminated clays instability, has also to be taken into account in the analysis. It has been shown by several authors that, for the Trièves laminated clays, natural slope become unstable when exceeding 6 to 8° (Antoine et al., 1981, 1991; Giraud et al., 1991). According to Antoine et al. (1981), three main types of sliding are frequently observed : **1**) sliding of the vegetative cover (thickness less than 0.5 m) over the clays ; **2**) creeping of a whole top clay layer (thickness 0-6 m) associated with localized and superficial mudflow ; **3**) sliding of mass of clay over a slip surface (thickness up to 50 m), that can evolve into a mudflow like in Harmalière in 1981 with velocities that can reach several m/h.

According to these processes, the palaeotopography should have an effect onto landslide activity when the clays thickness is lower than 50 m except if the material of the substratum has a significant impact on the hydrogeological conditions, for instance by draining water and influencing the water table. In Avignonet, analysis of piezometric data done so far, do not provide evidence of such an effect. Considering **1**) the present day topographic profile along the main slope direction of the Avignonet slide, **2**) the position of the ridge at about 700 m west to the Drac valley with a highest point at about 620 m and **3**) the initial level surface, at around 800 m asl,

in which the Drac started to incise, one can say that the possible effects of the palaeotopography on the landslide activity did not start at the beginning of the slide's life and may be relatively recent in the slide histories. That could explain why there is no clear evidence of long term difference of activities between the two landslides. When the deep slip surfaces started to reach the clay basement, the development of new deeper slip surface has been influenced because the basement prevents them to go deeper, as it has been expected if no ridge were present. This certainly causes a slowing of their evolution. In Avignonet, Blanchet (1988) and Jongmans et al. (2009) proposed several hypotheses about the geometry of a deep slip surface at about 50m identified from inclinometric data. These geometries are influenced by the basement in their lowest part, suggesting that the Avignonet landslide activity may have been recently slow down by the palaeotopography. The fact that the GPS velocities are the highest in the lowest part near the ridge is interpreted as being due to more intensive superficial creep at the toe of the slide. In the Harmalière slide, no inclinometric data are available. However, applying similar reasoning, one can say that the situation where the deep slip surfaces reach the clay basement has not started on the NW-SE profiles along which the slide is developing (Fig. 3.9). If, instead, we consider an E-W profile in the middle of the Harmalière slide, the situation looks more similar to the Avignonet case. This could explain why the Harmalière slide is developing along an NW-SE direction and why it has recently shown a highest activity than in Avignonet.

Consequently, we propose that palaeotopography is a significant controlling factor of the Harmalière and Avignonet landslide evolutions, acting as a mechanical buttress against the development of slip surfaces in the clays. Paleotopography may also have another impact (not investigated in this study), that is an influence on the drainage condition of the two landslides because paleotopography is responsible of large permeability heterogeneities due to the presence of alluvial deposits in the palaeovalleys.

3.2.7 Conclusion

The two adjacent landslides of Avignonet and Harmalière have been studied following an original multidisciplinary approach based on geodetic (GPS, digital photographs), remote sensing (LiDAR), and ground geophysics (ambient noise measurements). The aim was to understand the differential kinematics, motion directions and morphology that characterize these landslides located in the same geotechnical setting.

GPS measurements and digital photographs reveal that the difference in kinematics between the two earthslides can be tracked back to 60 years ago at least. The Avignonet slide is mainly directed towards the East (N 100 ° E) while Harmalière is mainly oriented towards SE. The LiDAR scan map illustrates this differential motion and morphology between the two slides and highlights that the Harmalière slide is still presently much more active than the Avignonet one.

A ground geophysical prospecting based on ambient noise measurements allowed to record the resonance frequencies at different locations. These measured resonance frequencies were turned into soft sediments thicknesses. Finally, a map depicting the base of the clays was computed. It indicates that the basement is very irregularly

shaped with strong lateral E-W variations over 150 m. This map confirms previous field and geophysical observations that revealed a westward thickening of the clays. This map also reveals the presence of a N-S ridge of hard sediments (Jurassic bedrock and/or compact alluvial layers) on the eastern side of the Avignonet landslide. This ridge disappears when approaching the Harmalière landslide and makes place to what can be interpreted like a NW-SE oriented palaeovalley of the river Drac. It is proposed that the ridge could act as a butress which could mechanically prevent the Avignonet landslide from evolving as fast as the Harmalière one. Furthermore the NW-SE palaeovalley located under the Harmalière landslide corresponds to the motion direction of the slide. It is then finally proposed that the slides different behaviours are partly controlled by the palaeotopographic setting of lake Trièves.

This approach reveals to be a quick and relatively low-cost way to characterize the geomorphological setting of this sedimentary basin over an important area of 5 km² by building a geometrical framework for landslide characterization within fine-grained soft-sediments.

Acknowledgements

This work was supported by the European project "Mountain Risks" (Marie Curie program) and the Department of Isère through the Pôle Grenoblois des Risques Naturels. The authors thank F. Renalier, Y. Orengo and M. Wathélet for their participation to the seismic measurements.

3.3 Traitement des données H/V

L'objectif de cette partie est de préciser la manière dont les données H/V ont été traitées et, notamment, comment les effets 2D ont été détectés et pris en compte.

3.3.1 Théorie

Le bruit de fond sismique a plusieurs origines en fonction des gammes de fréquences considérées et 3 classes sont généralement définies (Bonney-Claudet et al., 2006b) :

- $f < 1$ Hz : le bruit est d'origine lointaine et naturelle ;
- $f \approx 1$ Hz : le bruit est dû aux conditions météorologiques locales ;
- $f > 1$ Hz : le bruit est d'origine anthropique.

Milieu 1D

Dans le cas de milieux stratifiés verticalement avec une couche meuble qui repose sur un substratum, les courbes H/V présentent un pic unique dont la fréquence correspond à $\pm 20\%$ à la fréquence de résonance f_0 du site. L'origine du pic H/V n'est pas unique et dépend fortement du contraste d'impédance Z qui existe entre la couche de sol et le substratum. Ainsi, Bonney-Claudet (2004) a défini 3 catégories :

- $Z > 4$: la fréquence f_{HV} correspond à la fréquence de polarisation horizontale du mode fondamental des ondes de Rayleigh f_{ell} et à celle de la résonance des ondes S (f_0);
- $3 < Z < 4$: la fréquence f_{HV} correspond à la fréquence de la phase d'Airy du mode fondamental des ondes Love et à celle de la résonance des ondes S (f_0);
- $Z < 3$: la fréquence f_{HV} correspond à la fréquence de résonance des ondes S.

Effets 2D

Dans le cas où $Z > 3$ et où la largeur de la vallée est nettement supérieure à l'épaisseur de la colonne de sols (cas 1D), la fréquence mesurée f_{HV} correspond à la fréquence de résonance f_0 du site. Toutefois, dans le cas d'une vallée étroite, l'interférence entre les ondes de surface en bord de vallée et en profondeur génère des ondes stationnaires et des résonances différentes parallèlement ou perpendiculairement à la vallée (Bard and Bouchon, 1985). Ce type de géométrie, avec des variations importantes de l'épaisseur de la couche de sols, peut générer des effets 2D sur les mesures en bord de vallée et les courbes H/V ne présentent plus un pic bien individualisé mais une forme en plateau. Des études numériques (Guillier et al., 2006) et expérimentales (Guéguen et al., 2007) sur le bassin de Grenoble ont montré que les erreurs de détermination de la fréquence de résonance f_0 à partir de la mesure de la fréquence f_{HV} pouvait conduire à des erreurs d'environ 10 % et jusqu'à 50 % dans certains cas.

3.3.2 Les courbes H/V

Le matériel de mesures est présenté sur la figure 3.11. Il comprend une station d'acquisition, qui permet de paramétrer et de stocker les enregistrements, et un capteur qui fournit une réponse plate entre 0.2 et 50 Hz. Le capteur trois composantes (1 verticale et 2 horizontales perpendiculaires entre elles) est placé en position horizontale et une des composantes horizontales est systématiquement orientée vers le Nord. Les fréquences de résonance recherchées sur le site d'Avignonet sont situées entre 0.5 et 4 à 5 Hz au maximum (Jongmans et al., 2009). La fréquence d'échantillonnage a ainsi été sélectionnée à 200 Hz.

La figure 3.12 montre la position de deux mesures effectuées sur le site d'étude (S1, S3). La station S1 est située en conditions 1D, tandis que la station S3 se trouve à proximité d'un bombement identifié du substratum sismique. La figure 3.13 présente l'enregistrement microsismique à la station S1 pendant 15 mn et pour les 3 composantes.

À partir de ces mesures, les signaux sont traités selon la méthodologie décrite dans la section 3.2.5 et les résultats présentent l'amplitude du pic H/V en fonction de la fréquence (Fig. 3.14). La courbe de la station S1 (Fig. 3.14a) montre un pic bien individualisé avec une amplitude supérieure à 8 pour une fréquence de 0.58 Hz. L'allure de la courbe suggère aussi que la condition 1D du sous-sol est satisfaite,



Figure 3.11 – Matériel d'enregistrement des mesures H/V. Le capteur, à droite, est placé en position horizontale grâce à un niveau à bulle et est systématiquement orienté vers le Nord.

ce qui semble confirmé par l'allure du fond de la couche meuble (Fig. 3.12). Au contraire, la courbe H/V de la figure 3.14b présente un pic mal défini, avec une forme en plateau jusqu'à une fréquence de 2.1 Hz et une amplitude légèrement inférieure à 4. L'allure de cette courbe suggère un effet géométrique 2D, ce qui est cohérent avec la présence, à proximité et vers l'Est, d'une remontée du substratum (Fig. 3.12).

3.3.3 Calculs des épaisseurs de la tranche de sol

Les valeurs de fréquence obtenues ont d'abord été traduites en épaisseur h de la couche meuble à l'aide de la formule $f_{HV} = Vs/4h$ (cf. section 3.2.5) et en utilisant une valeur moyenne de Vs de 600 m/s. Cette phase a permis de vérifier la cohérence générale des mesures entre elles sur l'ensemble de la zone d'étude.

Puis, pour chaque station de mesure qui satisfaisait aux conditions de contraste d'impédance suffisant, les fréquences f_{ell} théoriques ont été calculées par une méthode d'essai/erreur. Les profils 1D ont été calibrés à partir de données précédentes (Jongmans et al., 2008, 2009). Les calculs ont été réalisés avec le module *gpell* intégré au package Geopsy (Wathelet et al., 2004). Parallèlement, des calculs identiques ont été conduits à l'aide de la formule analytique proposée par Dobry et al. (1976) pour déterminer la fréquence de résonance f_0 des ondes S à partir d'une colonne de sol 1D multi-stratifiée. Des tests de sensibilité ont été réalisés pour plusieurs profils de sols. La figure 3.15 présente les courbes de fréquences f_{ell} obtenues pour différents modèles profils de sols. Le modèle 1 correspond au profil le plus vraisemblable sous la station S1 (f_{HV} ; position de la station sur la figure 3.12) et fournit 1 pic à une fréquence f_{ell} d'environ 6 Hz et un deuxième pic de plus forte amplitude à une fréquence de 0.7 Hz. La première fréquence correspond à l'interface entre les argiles et le substratum, tandis que la plus haute fréquence pourrait correspondre à l'interface entre le colluvium morainique et les argiles. La fréquence f_0 obtenue est semblable (0.74 Hz) à celle calculée par ellipticité des ondes de Rayleigh. Le modèle 2

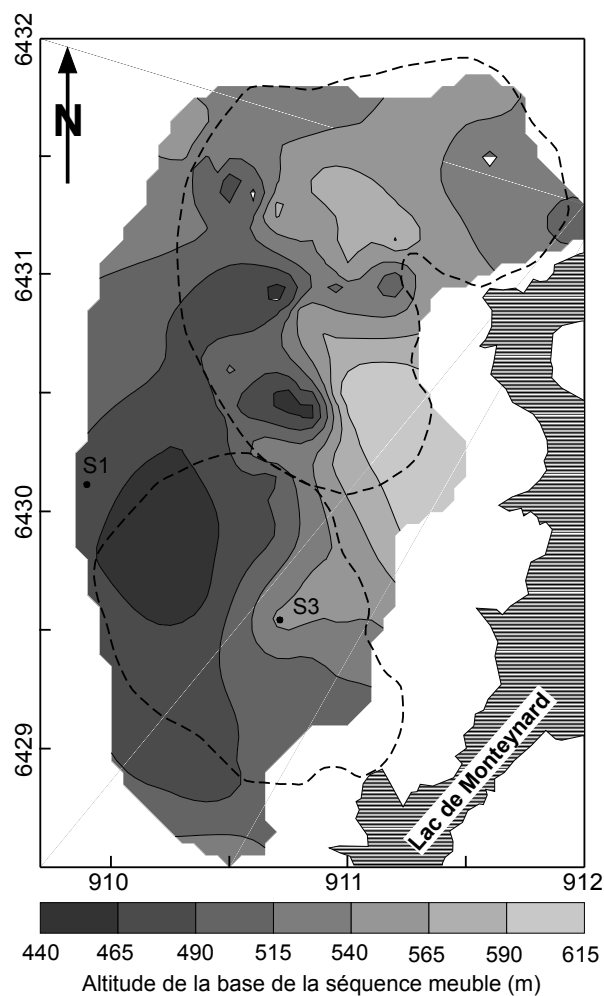


Figure 3.12 – Localisation des stations de mesure S1 et S3 sur la carte de l'altitude du substratum sismique. La position de la station S1 indique que le sous-sol peut être considéré comme 1D, tandis que la station S3 est située à proximité d'une variation marquée de la pente entre la couche de sols et le substratum. adapté de Bièvre et al. (revb).

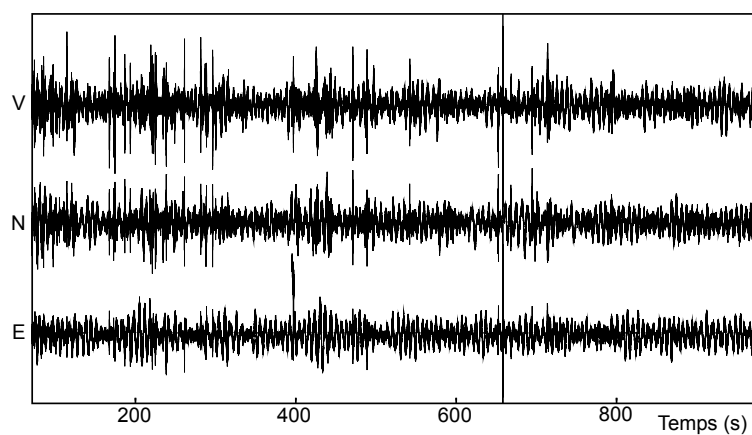


Figure 3.13 – Bruit de fond sismique enregistré pendant 15 mn (900s) à la station S1 (localisation sur la figure 3.12). V : composante verticale; N : Composante Nord-Sud; E : composante Est-Ouest.

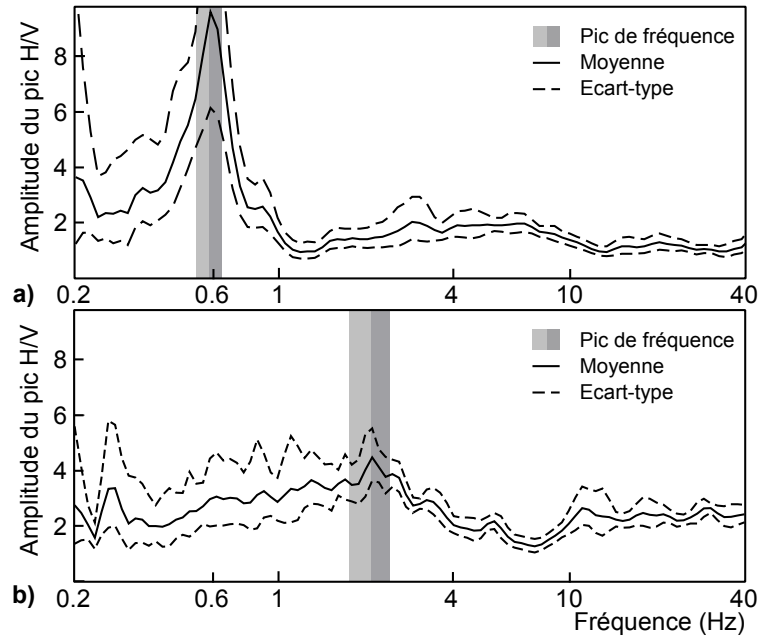


Figure 3.14 – Courbes H/V des stations S3 et S4 (localisation des mesures sur la figure 3.12).
 a) Courbe H/V de la station S1 ; la fréquence de résonance du site correspond au pic à 0.75 Hz.
 b) Courbe H/V de la station S3 en condition 2D et/ou 3D.

correspond au même profil, avec 100 m d'alluvions entre les argiles et le substratum jurassique. L'objectif est de vérifier si le contraste d'impédance entre les argiles et les alluvions est suffisant pour générer un pic. Les résultats montrent un pic de très forte amplitudes, dont la fréquence ($f_{ell}=0.64$ Hz) est identique à celle du modèle 1 et à la fréquence de résonance f_0 . Toutefois, le pic à haute fréquence d'environ 20 Hz n'est pas observé. Le modèle 3 est fictif et a pour objectif de déterminer si un pic peut résulter du contraste de vitesse entre les argiles glissées et les argiles litées. Les résultats des simulations montrent un seul pic, à une fréquence f_{ell} de 0.58 Hz environ et à une fréquence f_0 de 0.65 Hz. Aucun pic à plus haute fréquence, généré par le contraste d'impédance entre les argiles glissées et les argiles saines, n'est observé. L'ensemble des simulations effectuées indique que les calculs des fréquences f_{ell} et f_0 semble adapté pour retrouver les profils 1D du sous-sol sous chaque point de mesure et jusqu'au substratum sismique constitué par les marno-calcaires jurassiques et les alluvions compactes quaternaires.

Le calcul des fréquences f_{ell} et f_0 a été conduit pour l'ensemble des mesures expérimentales. La comparaison des fréquences expérimentales f_{HV} avec les fréquences simulées est présentée sur la figure 3.16. Cette figure indique que l'ensemble des calculs a permis de retrouver de façon correcte les fréquences expérimentales. Ces résultats suggèrent que les deux méthodes sont robustes et permettent de retrouver les profils 1D du sous-sol. Toutefois, les fréquences de résonance f_0 présentent une plus grande dispersion, surtout dans les basses-fréquences. Pour le calculs des épaisseurs, les profils de sols obtenus par ellipticité des ondes de Rayleigh ont été retenus.

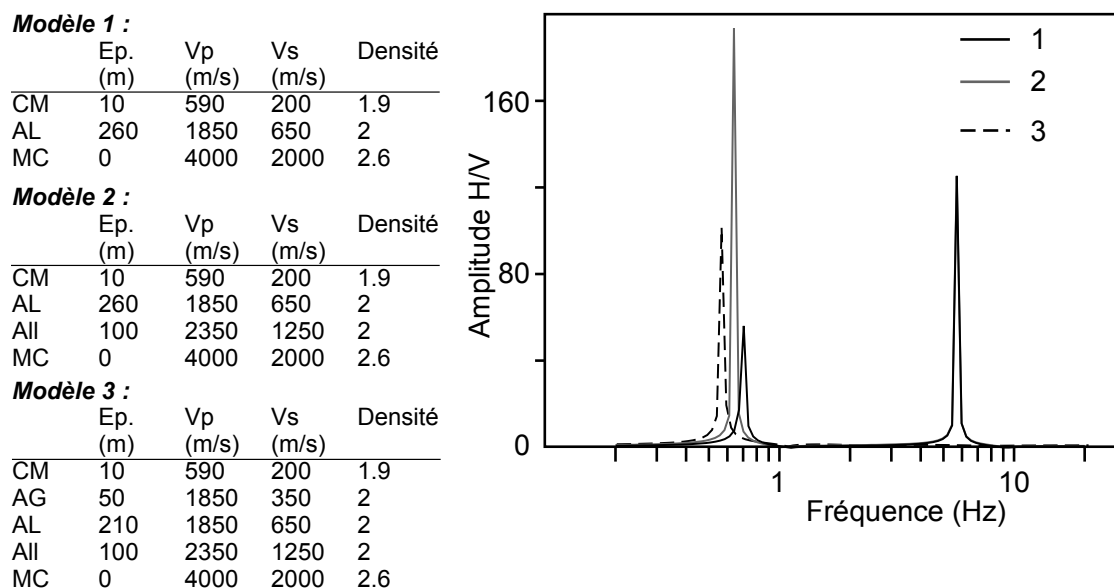


Figure 3.15 – Calculs théoriques pour la station S1 en fonction des paramètres mécaniques obtenus lors de campagnes de terrain. Ep : CM : Colluvium morainique ; AG : Argiles glissées ; AL : Argiles litées ; All : Alluvions compactes cimentées ; MC : Substratum marno-calcaire.

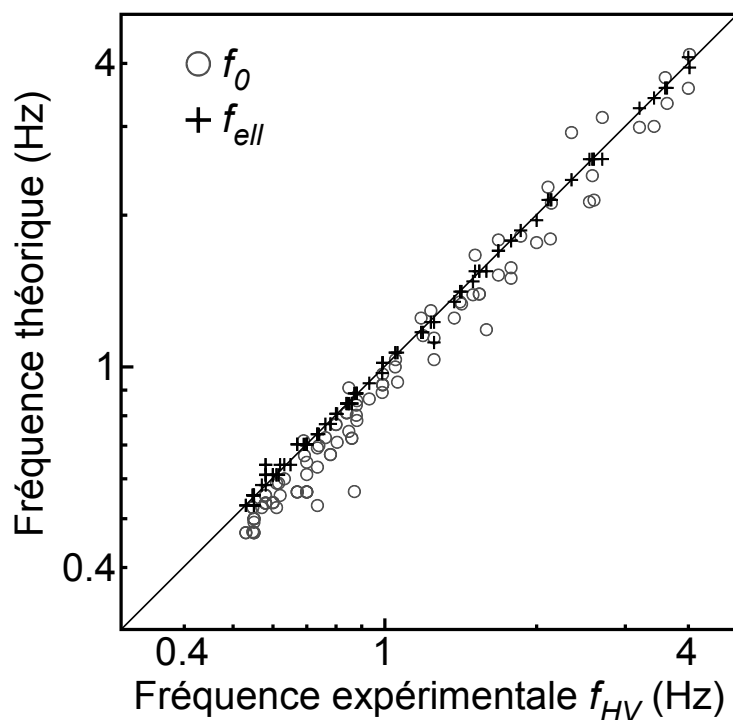


Figure 3.16 – Fréquences simulées f_{ell} et f_0 pour la station S1 en fonction des fréquences expérimentales f_{HV} .

3.4 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était de comprendre les cinématiques différentielles observées sur deux glissements de terrain argileux contigus soumis à des conditions climatiques identiques. L'étude géodésique, à l'aide de photographies aériennes depuis 1948, a permis de préciser que les différences de cinématique remontent à au moins 60 ans et que, de plus, les directions de déplacements des deux glissements sont différentes. Le glissement d'Avignonet est dirigé vers l'Est tandis que le glissement d'Harmalière est principalement dirigé vers le Sud-Est. La carte morphologique obtenue par technique LiDAR indique que les deux structures sont différentes et que le glissement d'Harmalière est beaucoup plus actif que le glissement d'Avignonet.

Les mesures H/V ont permis de disposer des fréquences de résonance sur une centaine de points répartis sur l'ensemble des deux glissements. Une étude numérique a permis de préciser que les pics des fréquences expérimentales correspondent à la fréquence de résonance de la couche d'argiles. Ces fréquences ont été traduites en épaisseur de la couche d'argiles. La carte d'épaisseur d'argiles met en évidence la présence d'une dépression dont l'orientation (Nord-Sud, puis vers le Sud-Est dans la partie Sud-Est du glissement d'Harmalière) semble correspondre à la position d'une paléovallée du Drac. Une remontée du substratum, composé de marnocalcaires jurassiques et d'alluvions compactes et cimentées quaternaires, est identifiée à l'Est d'Avignonet. Au Sud-Est du glissement d'Harmalière, cette remontée n'est pas détectée. Ces résultats suggèrent que ce bombement agit comme un verrou mécanique qui empêche le glissement d'Avignonet d'évoluer aussi rapidement que le glissement d'Harmalière. Par ailleurs, la direction du glissement d'Harmalière semble correspondre à la direction de la paléovallée du Drac. L'ensemble des résultats acquis durant cette étude suggèrent que, à l'échelle régionale, l'évolution des glissements d'Avignonet et d'Harmalière est partiellement contrôlée par la morphologie du substratum.

Mise en évidence d'hétérogénéités au sein de la séquence argileuse

4.1 Introduction

Les études récentes sur les glissements du Trièves portent principalement sur leur dynamique et les facteurs de contrôle (Van Asch et al., 2007, 2009). Les simplifications nécessaires à la mise en œuvre des modèles supposent que la séquence argileuse est relativement homogène et que les seules hétérogénéités en présence sont le litage et les surfaces de rupture. Au contraire, les travaux géologiques de Lignier et al. (1998) et Brocard et al. (2003) ont montré que la séquence des argiles du Trièves comportait de nombreuses discontinuités sédimentaires : variations franches de faciès ou perturbation de la sédimentation au sein des argiles.

Les études géophysiques menées dans ces formations argileuses se sont principalement focalisées sur la détection des surfaces de glissement (Antoine et al., 1981; Giraud et al., 1981, 1991; Méric et al., 2007). Dans la partie sud du glissement d'Avignonnet où la nappe est proche de la surface, des essais géophysiques n'indiquent aucune variation latérale de la vitesse des ondes P ou de la résistivité (Jongmans et al., 2009). Au contraire, la vitesse des ondes de cisaillement est un paramètre qui semble être anti-corrélé avec les vitesses de déplacement en surface. Des mesures récentes ont cependant mis en évidence la présence d'hétérogénéités géophysiques en ondes P et en résistivité dans d'autres zones du glissement (Berquin, 2007; Chiozotto, 2008). Toutefois, aucun lien n'a été mis en évidence entre les formations géologiques en place au sein de ces argiles réputées homogènes et les cinématiques différentielles observées au sein du glissement.

Le but de ce chapitre est de présenter et d'analyser, dans un premier temps, les observations de terrain ainsi que les enseignements tirés de l'étude détaillée d'un sondage carotté. Dans un deuxième temps sont présentées les hétérogénéités détectées par méthodes géophysiques à l'échelle du glissement. L'analyse des données géophysiques semble indiquer que les anomalies géophysiques (résistivité, vitesse des ondes de cisaillement, atténuation des ondes de surface, réflexions en ondes P, diagraphies) correspondent à des hétérogénéités géologiques, hydrogéologiques et géotechniques qui semblent contrôler les évolutions différentielles observées au sein du glissement d'Avignonnet. Les données géophysiques et géologiques sont intégrées pour construire un modèle géologique, géotechnique et hydrogéologique du glisse-

ment d'Avignonet.

4.2 Les Argiles du Trièves dans la combe d'Avignonet

Les informations géologiques qui concernent le secteur du Mas d'Avignonet proviennent des coupes fournies par Monjuvent (1978) ainsi que des sondages mécaniques T0 à T2 (Table 2.1 et Fig. 2.12 ; Blanchet, 1988; Requillard and Moulin, 2004). Ces données fournissent une image globale de la géologie mais ne permettent pas de positionner précisément les interfaces lithologiques. De plus, Lignier et al. (1998) et Brocard et al. (2003) ont mis en évidence des hétérogénéités lithologiques au sein d'une séquence à la réputation monotone. La découverte de nouveaux affleurements à la base des argiles litées, l'analyse de sondages, de même que l'observation du sommet de la séquence des argiles litées, permettent de construire une coupe synthétique de la série géologique du Mas d'Avignonet, depuis le substratum marno-calcaire jusqu'au colluvium morainique. La figure 4.1 présente la localisation des observations géologiques.

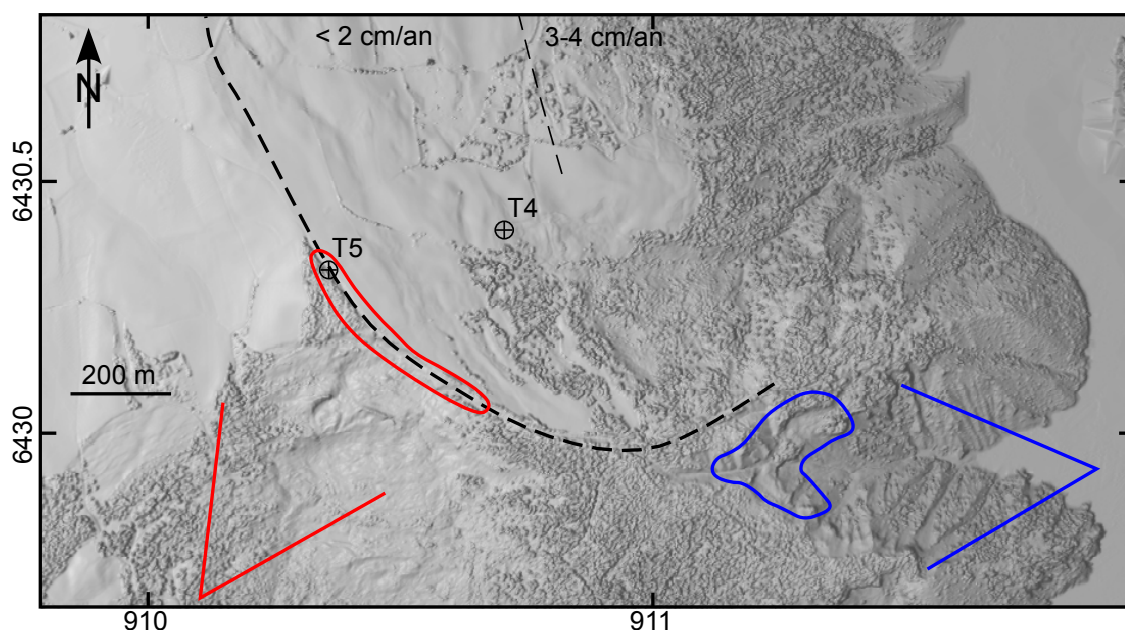


Figure 4.1 – Localisation des observations géologiques et des sondages. Les polygones bleus et rouges matérialisent les affleurements des figures 4.2 et 4.3, respectivement. Les dièdres bleus et rouges représentent les points de vue des figures 4.2a et 4.3a, respectivement. Les sondages T4 et T5 sont indiqués. Les vitesses de déplacement en surface sont précisées.

4.2.1 Nouvelles observations de terrain

Les différentes combes présentes en pied de glissement fournissent des observations directes sur les formations en présence, et notamment sur la base du remplissage du paléolac du Trièves. La figure 4.2 présente la base de la séquence argileuse observée depuis la rive opposée du Drac. Les alluvions compactes et localement cimentées surmontent les carbonates du Lias (Fig. 4.2a) et leur toit est situé à une altitude de

610 m NGF environ (Fig. 4.2b). Ces alluvions correspondent au paléo-Drac de Cros (alluvions A2 ; Figs. 2.4, 2.6, 2.10).

Ces alluvions sont surmontées par des argiles. Au nord de l’affleurement, une formation composée de sables et de galets arrondis est présente environ 15 m au-dessus du toit des alluvions compactes. Cette formation voit son épaisseur diminuer vers le Sud, depuis 15 m dans la partie Nord de l’affleurement, jusqu’à disparaître au bout de quelques dizaines de mètres vers le Sud (Fig.4.2b). Cette formation est organisée en bancs pluridécimétriques à plurimétriques sub-horizontaux où alternent sables et galets (Fig. 4.2c). Un chenal sableux à base érosive est présent dans la partie supérieure de la séquence (Fig. 4.2d). Son orientation indique que le chenal suivait une direction Ouest-Est à NO-SE et probablement dirigé depuis l’Ouest, ce qui indique qu’il doit probablement se poursuivre sous le glissement d’Avignonet. Cette formation alluvionnaire ayant été déposée dans un milieu juxta-glaciaire peut être interprétée comme une séquence d’alluvions fluvio-glaciaires, probablement originaires du Nord-Ouest si l’on considère que le Glacier de l’Isère était localisé au nord. Le toit de cette séquence est situé vers 635 à 640 m d’altitude dans la partie nord.

Cette séquence alluvionnaire est surmontée par des argiles litées dont la limite inférieure présente une discordance angulaire avec le litage sub-horizontale des alluvions (Fig. 4.2b). La séquence alluvionnaire a donc été érodée avant de voir le dépôt des argiles litées par décantation, ou tout au moins dans un environnement de plus faible énergie. Une trentaine de mètres au-dessus de ces alluvions, les argiles présentent des litages obliques, pentés vers l’Est (ces progradations sont visibles sur la figure 3.4d). Ces figures sédimentaires indiquent un dépôt mis en place dans un environnement de plus haute énergie que de la simple décantation. De plus, la direction de progradation, vers l’Est, est cohérente avec l’orientation du chenal fluvio-glaciaire.

Le toit des alluvions fluvio-glaciaires est situé à environ 635-640 m NGF dans la partie Nord de l’affleurement (All. FG ; Figs 4.2c, 4.2d). Ce dernier est situé au Sud-Est du glissement d’Avignonet et l’orientation du chenal laisse penser qu’il pourrait provenir de l’Ouest ou du Nord-Ouest, c’est-à-dire cheminer sous la partie sud du glissement d’Avignonet. L’altitude du toit de cette formation correspond avec une formation de limons et de galets observés dans le sondage T0 entre 83 et 89 m de profondeur (Table 2.1 ; Requillard and Moulin, 2004).

La planche 4.3a présente la séquence géologique visible dans la niche d’arrachement sommitale du glissement de la combe d’Harmalière. Les interfaces entre le colluvium morainique, les argiles à blocs et les argiles litées sont marquées. La figure 4.3b présente le détail de l’interface entre le colluvium morainique et les argiles à blocs.

4.2.2 Analyse du sondage T4

Introduction

Dans le but de disposer d’une série lithologique la plus détaillée possible du massif et des faciès dans la combe d’Avignonet au droit du glissement, un sondage

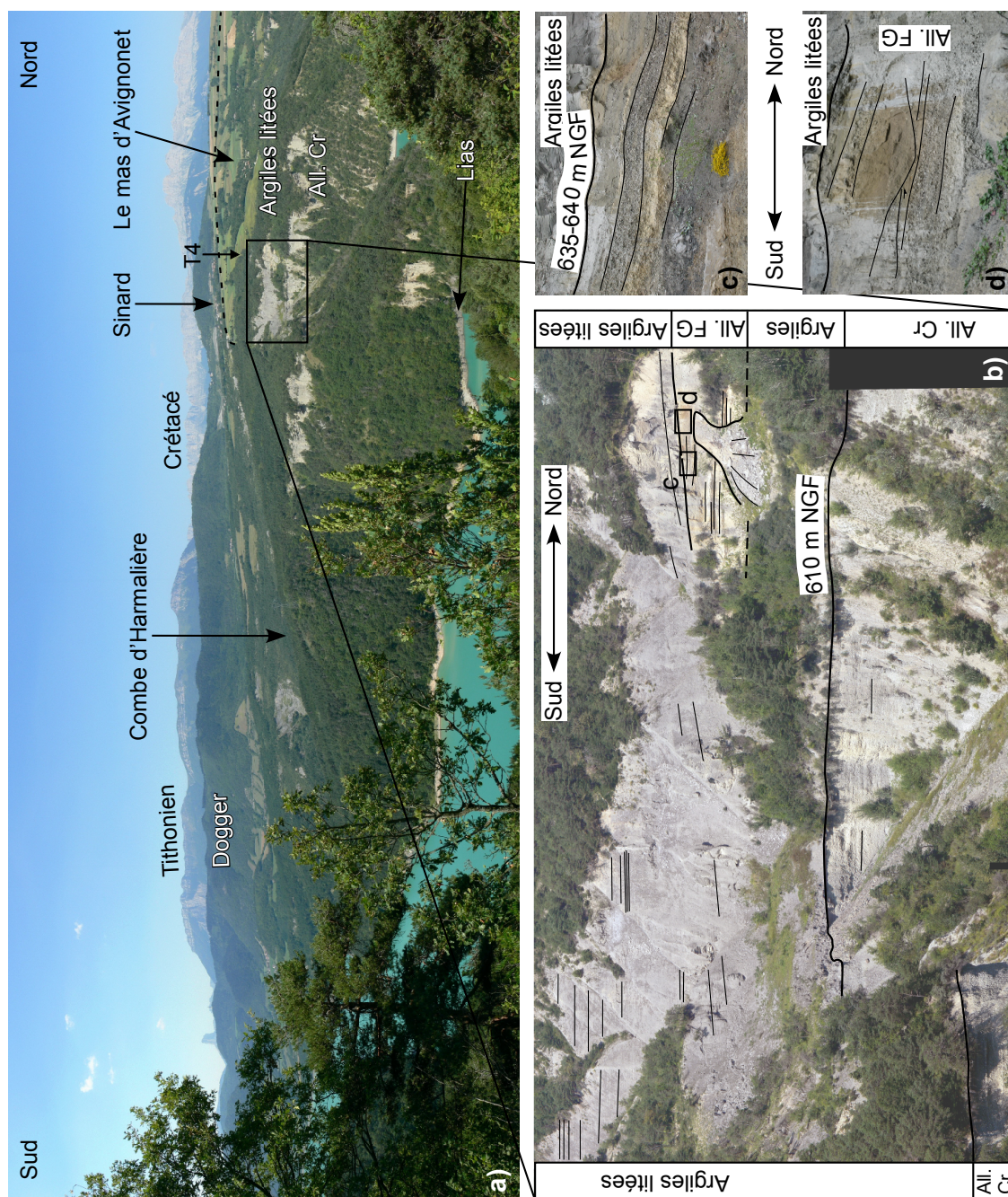


Figure 4.2 – Géologie de la base de la séquence des argiles du Trièves à Avignonet. **a)** Panorama depuis la rive droite du Drac. La localisation de l’affleurement est indiquée sur la figure 4.1. Le trait pointillé figure la limite du glissement d’Avignonet. T4 : sondage carotté. All. Cr : Alluvions du Drac de Cros. **b)** Détail de la base de la séquence géologique. La vue est prise depuis le même point de vue qu’en a). All. Cr : alluvions du Drac de Cros ; All. FG : alluvions fluvioglaciales. Le base des argiles litées montre une discordance angulaire avec les alluvions sous-jacentes. **c)** Détail de la séquence d’alluvions fluvioglaciales. **d)** Détail d’un chenal à base érosive au sein des alluvions fluvioglaciales. Photos a) et b) par Sylvain Grangeon.

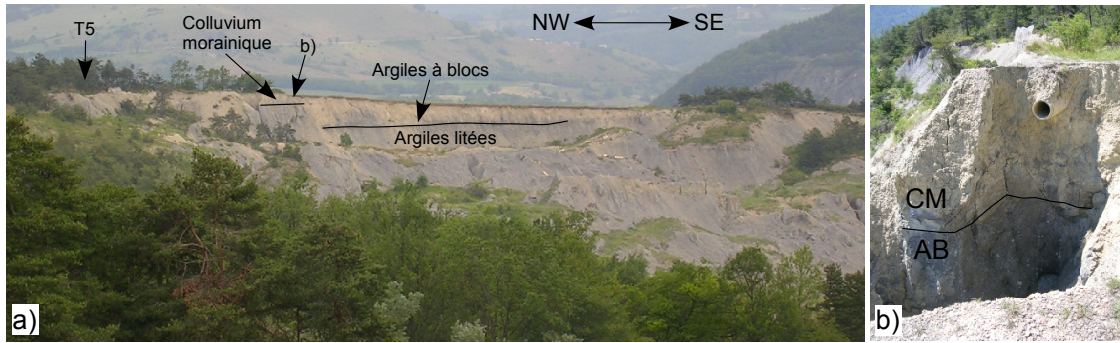


Figure 4.3 – Photographies du sommet de la séquence géologique visible dans la niche d'arrachement sommitale du glissement de la combe d'Harmalière (localisation sur la figure 4.1). **a)** Transition entre le colluvium morainique, les argiles à blocs et les argiles litées observées dans la niche d'arrachement principale du glissement d'Harmalière. La position du sondage T5 est précisée (sondage analysé au § 4.2.3). **b)** Détails de la transition entre le colluvium morainique (CM) et les argiles à blocs (AB).

carotté (T4), a été conduit dans la partie sud du glissement d'Avignonet, à une altitude 692.6 m (Fig. 4.2a). Ce sondage a été réalisé par une équipe du Centre d'Études Techniques de l'Équipement (CETE) de Lyon à l'aide d'une carotteuse rotary Sedidril S500. Le sondage, prévu initialement à 50 m, a été poursuivi jusqu'à 63 m de profondeur au moyen d'un tricône dans le but de détecter d'éventuels contrastes mécaniques au cours de la foration. Le sondage a été réalisé à l'eau claire et les carottes, d'un diamètre de 100 mm, ont été prélevées sous gaine PVC placée à l'intérieur du carottier, afin d'être le moins remaniées possible et de pouvoir les conserver en vue d'essais de laboratoires ultérieurs. La figure 4.4 présente les caractéristiques principales du sondage T4. La récupération moyenne est bonne (88 %) et deux niveaux (de 8 à 10 m et de 14 à 15 m) n'ont pu être prélevés, probablement en raison de caractéristiques mécaniques médiocres. Un troisième niveau, de 17 à 18.5 m, n'a pu être prélevé qu'à 50 %, probablement pour les mêmes raisons. Le sondage a été stoppé à 63 m de profondeur, compte tenu des capacités techniques de la machine. Cette profondeur de fin de sondage correspond à une altitude d'environ 630 m NGF.

La description lithologique, les mesures de susceptibilité magnétique ainsi que les essais d'identification (densité, teneur en eau, granulométrie de la fraction fine) et les essais mécaniques simples (résistance à la compression et au cisaillement) ont été réalisés au Laboratoire des Sciences de l'Environnement (LSE) de l'École Nationale des Travaux Publics de l'État (ENTPE), à Vaulx-en-Velin.

Description lithologique

La figure 4.5 présente la coupe géologique du sondage ainsi que les essais réalisés. L'analyse géologique révèle une organisation en trois unités principales. En surface et jusqu'à 2.5 m de profondeur, des galets au sein d'une matrice argilo-silteuse correspondent à un colluvium morainique. De 2.5 à 18.5 m se trouve une unité d'argiles à blocs, principalement composée d'une matrice argilo-silteuse non litée contenant, à une concentration variable, des graviers et galets. La base de la séquence (de 18.5 m à 49.3 m de profondeur) est composée d'argiles litées à *dropstones* sur une épaisseur de 30.8 m. Cette formation argileuse est composée d'alternances de lits silteux clairs et

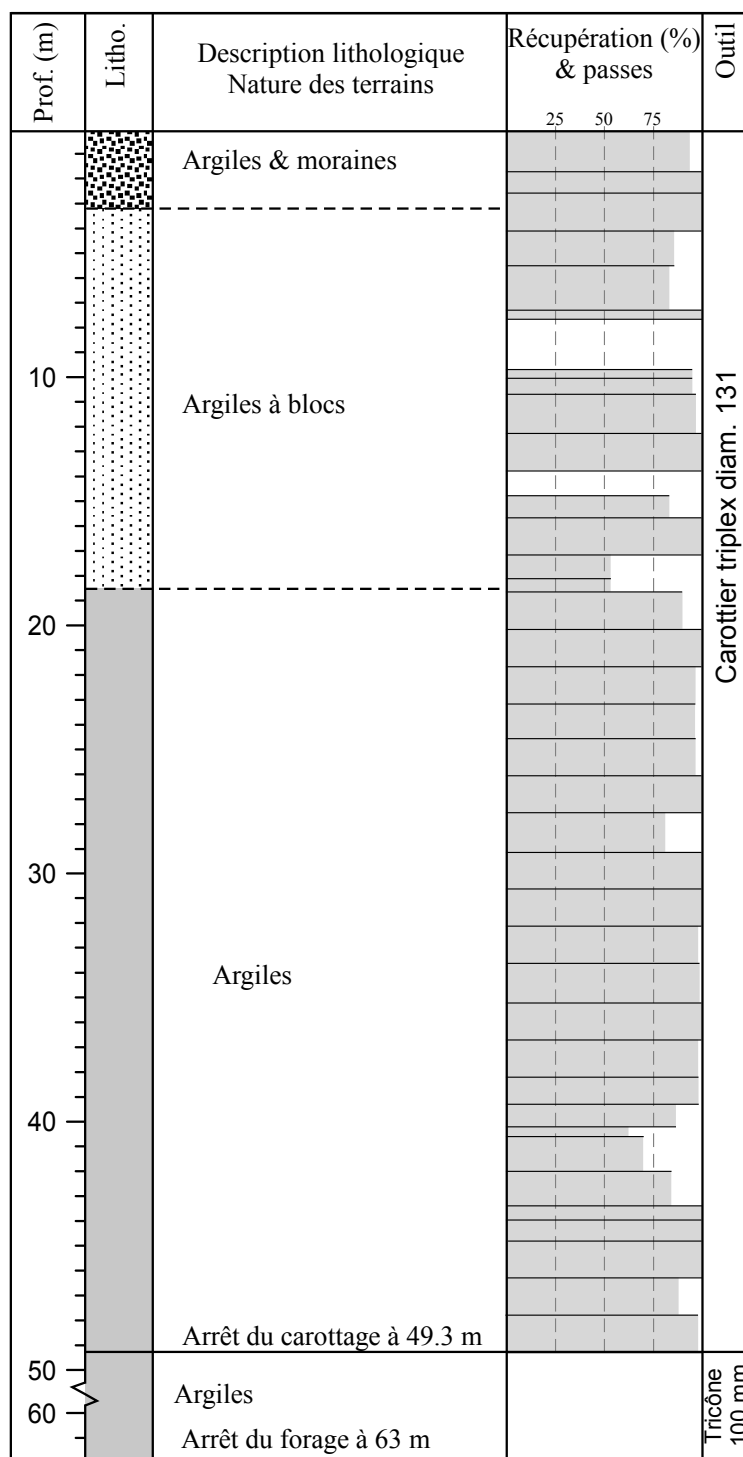


Figure 4.4 – Coupe « sondeurs » du sondage carotté T4 : passes de forage, récupération et outils de foration. Le sondage a été poursuivi, de 49.3 m à 63 m, par un sondage destructif.

argileux gris sombres d'épaisseur millimétrique à pluridécimétrique. Des lits sableux pluricentimétriques s'intercalent et sont de plus en plus nombreux vers le sommet. Au sein des argiles litées, ces passées sableuses ont été interprétées comme des turbidites provenant soit de décharges glaciaires printanières, soit de l'action de séismes (Lignier, 1996). Entre 41 et 42 m de profondeur, des niveaux distordus indiquent la présence d'un cisaillement. La figure 4.6 présente ces niveaux, interprétés comme la surface de cisaillement basale du glissement d'Avignonet. Cette profondeur est cohérente avec les données inclinométriques et les résultats de l'étude des réflexions sismiques (Fig. 4.19). L'observation détaillée des déformations indique qu'elles se situent au niveau des lits silteux. Ces derniers montrent des signes d'indentation et seraient soumis à un cisaillement parallèle au litage. Le sondage destructif réalisé entre 49.3 et 63 m n'a pas permis de détecter de contrastes mécaniques significatifs durant la foration.

Des restes végétaux ont été trouvés à une profondeur de 28.5 m (Fig. 4.5). Le détail des observations ainsi que les résultats d'une analyse par ^{14}C sont présentés à la section 4.2.2.

Cinq rythmites annuelles ont été observées entre 26.85 et 27.05 m de profondeur (Fig. 4.5). Elles présentent une épaisseur unitaire de 2 cm chacune et montrent la succession, de bas en haut, de sables beiges, de silts marrons et d'argiles sombres. Il s'agit de la seule observation de véritables varves sur l'ensemble du sondage.

De nombreuses figures de déformation ont été observées au sein des argiles litées, principalement au sommet entre 18.5 et 21.5 m de profondeur (Fig. 4.5) : lamines déformées, lamines en blague à tabac, blocs basculés et lamines inclinées et faillées. La présence de ces structures, associée à des nombreux lits sableux qui caractérisent des décharges détritiques et des figures de type *pock-mark*, indique une perturbation de la sédimentation au sommet de la séquence argileuse. Cette perturbation pourrait être associée à l'action de séismes, comme cela a déjà été décrit dans les argiles du Trièves (Lignier et al., 1998), ou au sein de séquences lacustres dans les Alpes (Beck, 2009). Ces perturbations pourraient aussi résulter de phénomènes glacio-tectoniques, suite à une avancée du glacier vers le Sud.

Entre 2.5 et 18.5 m de profondeur, la séquence varie fortement par rapport aux argiles litées sou-jacentes. Les faciès, illustrés sur la figure 4.8, consistent en une matrice argilo-silteuse grise en majorité non litée et qui contient des graviers et galets. Cette séquence est nommée ici « argiles à blocs ». Certains niveaux présentent des perturbations, de type blocs basculés, *ball and pillow* et petites failles (Fig. 4.5) et peu d'organisation sédimentaire de type litage. Ils pourraient correspondre à des niveaux remaniés. Cette hypothèse est soutenue par l'observation de 3 récurrences d'argiles litées au sein des argiles à blocs, de profondeurs différentes : 10.8 à 11.5 m, 4 à 5 m et 2.5 à 3 m (Fig. 4.5). Le niveau d'argiles litées entre 4 et 5 m de profondeur présente de nombreuses déformations, de type litages inclinés, déformés et indentés, qui sont illustrées sur la figure 4.8. Ces structures de déformation sont interprétées comme des niveaux de cisaillement le long des lits silteux et suggèrent la présence d'une surface de glissement à 5 m de profondeur. Cette interprétation est en accord avec les résultats inclinométriques et géophysiques (Jongmans et al., 2009) montrant la présence d'une surface de rupture superficielle vers 5 m de profondeur (Table 2.1).

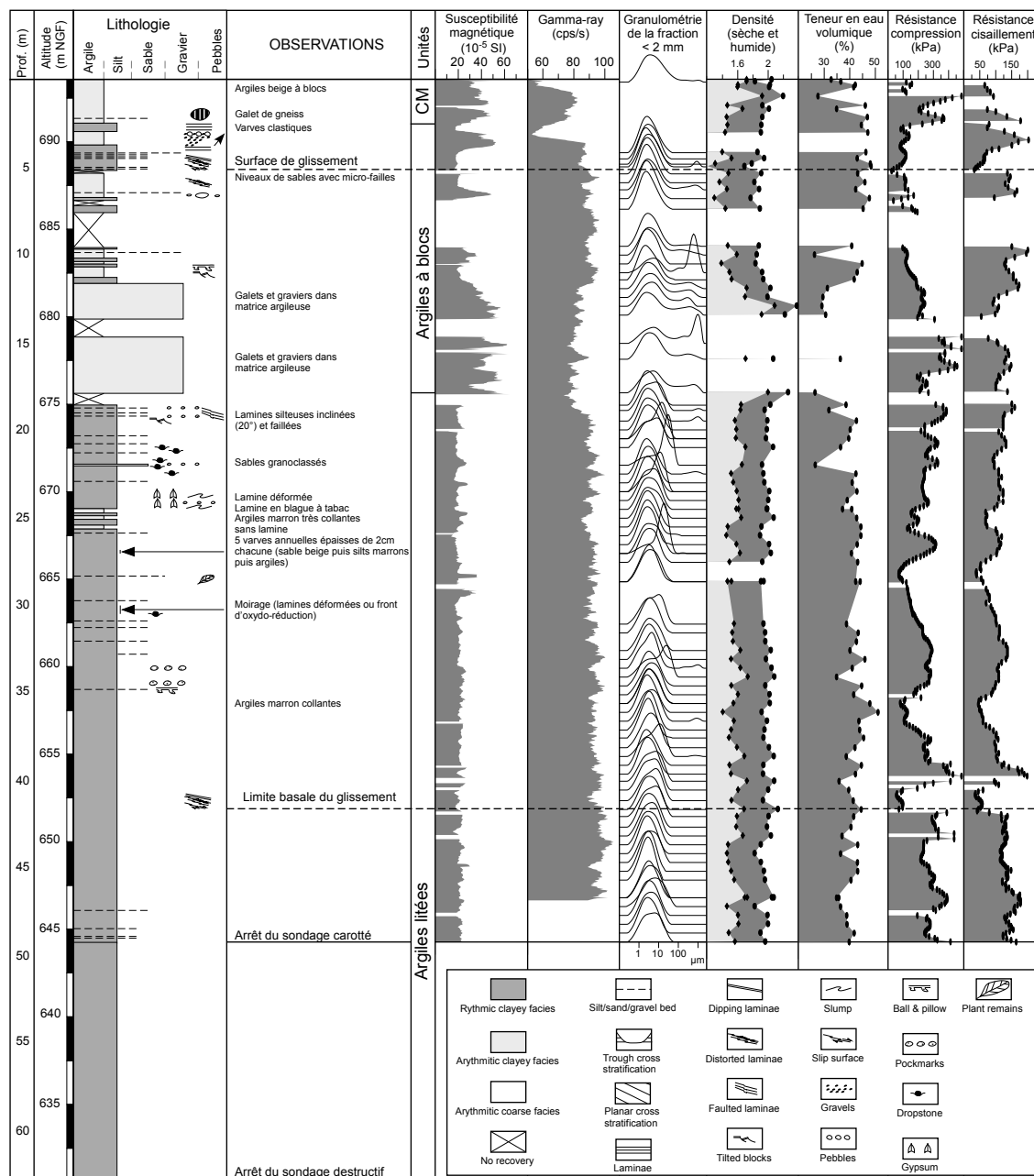


Figure 4.5 – Coupe géologique du sondage carotté T4 et essais géotechniques et géophysiques réalisés dans le forage et sur les carottes. Unité CM : colluvium morainique.

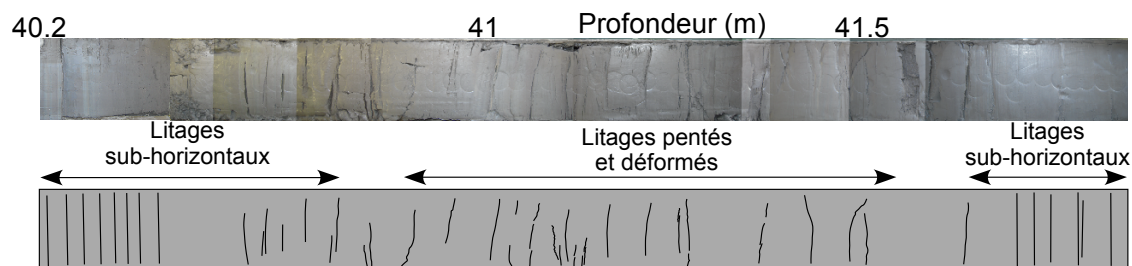


Figure 4.6 – Surface de cisaillement observée entre 41 et 42 m de profondeur dans le sondage T4. a) Photographie composite de la carotte du sondage T4 entre 40.2 et 42 m de profondeur. b) Schéma interprétatif.

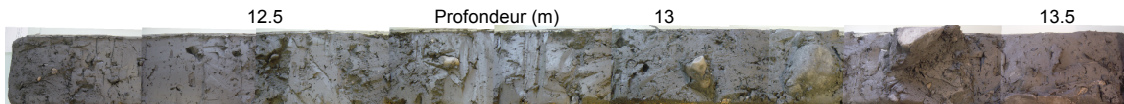


Figure 4.7 – Faciès « argiles à blocs » présent entre 2.5 m et 18.5 m de profondeur dans le sondage T4.

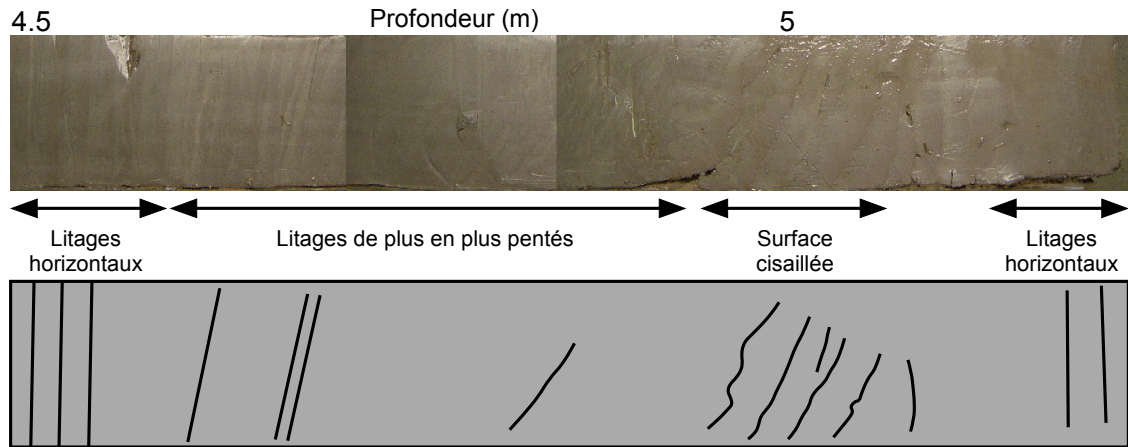


Figure 4.8 – Surface de cisaillement observée à 5 m de profondeur dans le sondage T4.

Susceptibilité magnétique et radioactivité naturelle

La susceptibilité magnétique (SM) a été mesurée tous les 2 cm sur les échantillons à l'aide d'un Bartington MS2 meter. Cette technique renseigne sur la présence de minéraux magnétiques. Dans les sédiments, cette mesure est influencée par la quantité de minéraux magnétiques, la granulométrie et les processus géochimiques (Rolph et al., 2004). Une diagraphie *gamma-ray* (GR) a été conduite dans le puits du sondage T4, avec un pas d'échantillonnage de 3 cm et une vitesse de remontée de 2 m/mn. Cette technique permet de mesurer la radioactivité naturelle émise par les formations. Dans le contexte géologique du Trièves, cette mesure renseigne principalement sur la quantité d'argiles (une faible valeur indique une faible teneur en argiles et vice-versa).

Les résultats de susceptibilité magnétique et de *gamma-ray* sont présentés sur la figure 4.5. Les courbes indiquent des valeurs régulières et stables de SM et GR au sein des argiles litées, en-dessous de 18.5 m de profondeur. Au-dessus, les valeurs de SM augmentent depuis 20 jusqu'à $40-50 \times 10^{-5}$ SI, tandis que la courbe GR diminue, indiquant une baisse de la teneur en argiles. Les valeurs de GR augmentent ensuite régulièrement jusqu'à une profondeur de 11.5 m et indiquent que la teneur en argiles augmente progressivement jusqu'à cette cote. Les valeurs se stabilisent ensuite jusqu'au sommet. Les valeurs fluctuantes de SM, entre 18.5 m et la tête de forage indiquent que la granulométrie est irrégulière. Les trois récurrences d'argiles litées observées dans les argiles à blocs sont mises en évidence par de faibles valeurs de SM et de pics de GR. Le niveau qui n'a pu être prélevé en forage, à une profondeur de 8 à 10 m présente un pic de GR qui indique qu'il s'agit probablement d'argiles litées. Aucune différence notable n'est visible entre les argiles glissées et les argiles en place en dessous de 42 m de profondeur.

Granulométrie

L'analyse granulométrique de la matrice a été conduite sur 80 échantillons tous les 0.5 m avec un granulomètre laser Malvern Mastersizer 2000. Un tamisage préalable à la mesure indique que 100 % des éléments de la matrice des échantillons présentent une taille inférieure à 2 mm. Le traitement des données a été effectué avec le logiciel Gradistat (Blott and Pye, 2001) et les résultats granulométriques sont présentés sur la figure 4.9. La répartition des points sur un diagramme ternaire sables-silts-argiles (Fig. 4.9a) indique que, le long de la séquence étudiée, les Argiles du Trièves sont principalement des silts qui peuvent contenir jusqu'à 35 % d'argiles (échelle de Wentworth, 1922). Du point de vue textural et selon la classification de Folk (1966), la majorité des sédiments correspond à des silts fins, unimodaux et mal triés (Fig. 4.5).

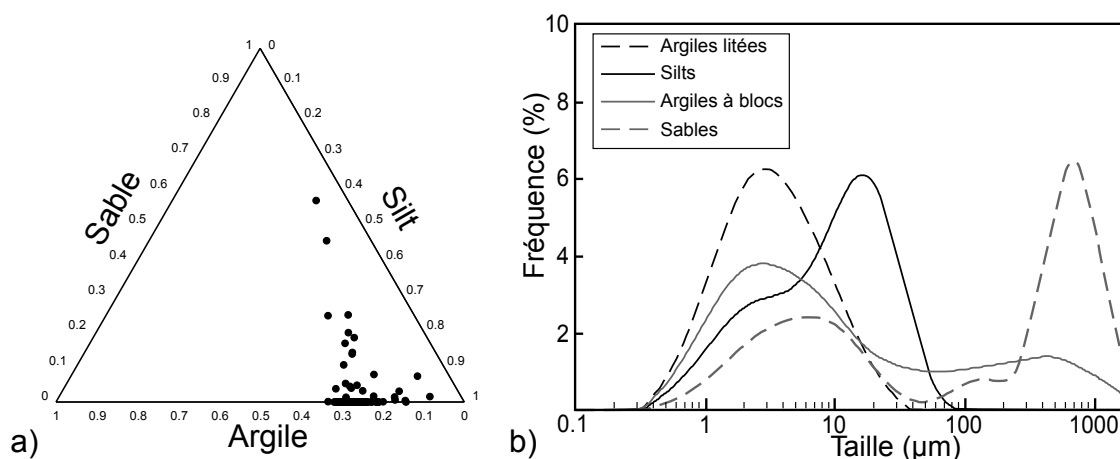


Figure 4.9 – *Granulométrie de la séquence du sondage T4 (82 échantillons). a) Répartition granulométrique sur un diagramme ternaire sables-silts-argiles. b) Granulométries typiques de la matrice du sondage T4. Les échantillons de lits silteux et de lits sableux proviennent de la séquence des argiles à blocs.*

Les argiles litées, entre 18.5 et 49.3 m de profondeur, présentent une granulométrie régulière (Fig. 4.5) et aucune différence n'a été notée entre les argiles glissées et les argiles en place, en dessous de 42 m. La figure 4.9b illustre le spectre granulométrique typique obtenu pour les argiles litées, les argiles à blocs, ainsi que des lits silteux et sableux de la séquence des argiles à blocs. Les argiles à blocs ont le même mode que les argiles litées mais le spectre est un peu plus étalé et comporte fréquemment un épaulement vers les silts grossiers et les sables. Les deux échantillons sableux proviennent de ces niveaux et présentent une bi-modalité silt-sable. Ce constat indique que la matrice des argiles à blocs est légèrement plus grossière que celle des argiles litées. Ces dernières pourraient résulter d'un dépôt en position plus proximale. Aucune variation granulométrique notable n'est visible au niveau des surfaces de glissement à 5 et 42 m de profondeur.

Minéralogie de la fraction fine

La minéralogie de la fraction fine (< 1.6 mm) a été étudiée par diffraction des rayons X (DRX) avec un diffractomètre Siemens D5000 (radiation $\text{CuK}\alpha$) au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) à Grenoble. L'objectif est d'observer une éventuelle variation minéralogique le long de la séquence du sondage

T4. Les travaux récents de Summa et al. (2010) sur un glissement de terrain dans des argiles silteuses du sud de l'Italie ont en effet montré que, outre la composition granulométrique, le rapport entre la kaolinite et les minéraux interstratifiés semblait avoir une influence sur le positionnement de ces surfaces.

14 échantillons en provenance des cotes suivantes (avec un pas systématique de 5 m) ont été analysés : 0.3 m, 4.95 m, 10.1 m, 11.1 m, 16 m, 20 m, 22 m, 25 m, 31 m, 35 m, 39.9 m, 41.9 m, 45 m et 49 m. Deux échantillons additionnels, à 11.1 m et 22 m ont été sélectionnés en raison de leur allure granulométrique très différente (Fig. 4.5). Deux échantillons (4.95 m et 41.9 m) sont situés au niveau de surfaces de glissement observées sur les carottes, tandis que deux échantillons à 10.1 m et 16 m proviennent de surfaces de glissement déduites à partir de la géophysique (Jongmans et al., 2009) et des données inclinométriques (Blanchet, 1988). De la même manière que pour les analyses granulométriques (cf. § 4.2.2), la totalité des échantillons présentait un passant de 100 % au tamis de 1.6 mm. Les analyses ont ainsi porté sur la totalité de la matrice. Une analyse comparative préliminaire, réalisée sur la fraction argileuse uniquement, n'a pas montré de variation notable dans la détermination des minéraux de cette dernière par rapport à l'analyse totale. Les interprétations ont été menées en comparant les spectres mesurés par rapport à des spectres théoriques enregistrés dans une base de données internationale (ICDD ; www.icdd.com).

Les diffractogrammes sont présentés sur la figure 4.10 sous la forme de courbes d'intensité diffractée en fonction de l'angle de diffraction (angle 2θ , qui dépend de la source de rayonnement, ici $\text{CuK}\alpha$). La table 4.1 présente le détail des phases minérales identifiées. Les minéraux en présence (Fig. 4.10) se retrouvent régulièrement sur tous les diffractogrammes. Les résultats indiquent des cortèges minéralogiques classiques par rapport à ce qui a déjà été décrit pour les Argiles du Trièves (Huff, 1974; Antoine et al., 1981; Lignier, 1996; Lignier et al., 1998). On retrouve du matériel des Terres Noires et des carbonates du Dogger-Malm proches (calcite, calcite magnésienne, dolomite, pyrite, chamosite, illite/muscovite) ainsi que des massifs cristallins externes (albite, microcline, hornblende, chamosite) sur l'ensemble de la séquence étudiée. En première approche, et en tenant compte de la faible résolution temporelle (1 échantillon tous les 5 m), les apports au sein du paléoloac du Trièves ont été constants : drainage des bassins versants du Drac (massifs cristallins externes) et de l'Ébron (massifs subalpins), apport de matériel mixte (moraines) depuis la vallée de l'Isère par le glacier (Figs 2.1 et 2.2).

Deux échantillons, à 10.1 m et 22 m, présentent de fortes intensités diffractées au niveau d'un pic des feldspaths ($28^\circ 2\theta$; Fig. 4.10). Ces pics trouvent leur origine dans la présence de cristaux, bien orientés et plus gros que dans les autres échantillons. De la même manière, quatre échantillons (4.95 m, 10.1 m, 16 m et 41.9 m) montrent de gros cristaux de hornblende (1 seul pic, à $30^\circ 2\theta$; Fig. 4.10). Ces 4 échantillons correspondent aux surfaces de glissement connues (5 m et 42 m observées; 10 m et 15 m détectées en géophysique et en inclinométrie). À 42 m de profondeur, l'échantillon est bien encadré par d'autres observations et le caractère anomalique, par rapport à l'encaissant, semble vérifié. Au contraire, les caractéristiques des échantillons à 4.95 m, 10.1 m et 16 m sont peu contraintes par rapport à l'encaissant.

En conclusion, les essais de diffraction montrent que la minéralogie de la fraction fine semble constante sur les 50 m de la séquence étudiée (à l'échelle de résolution

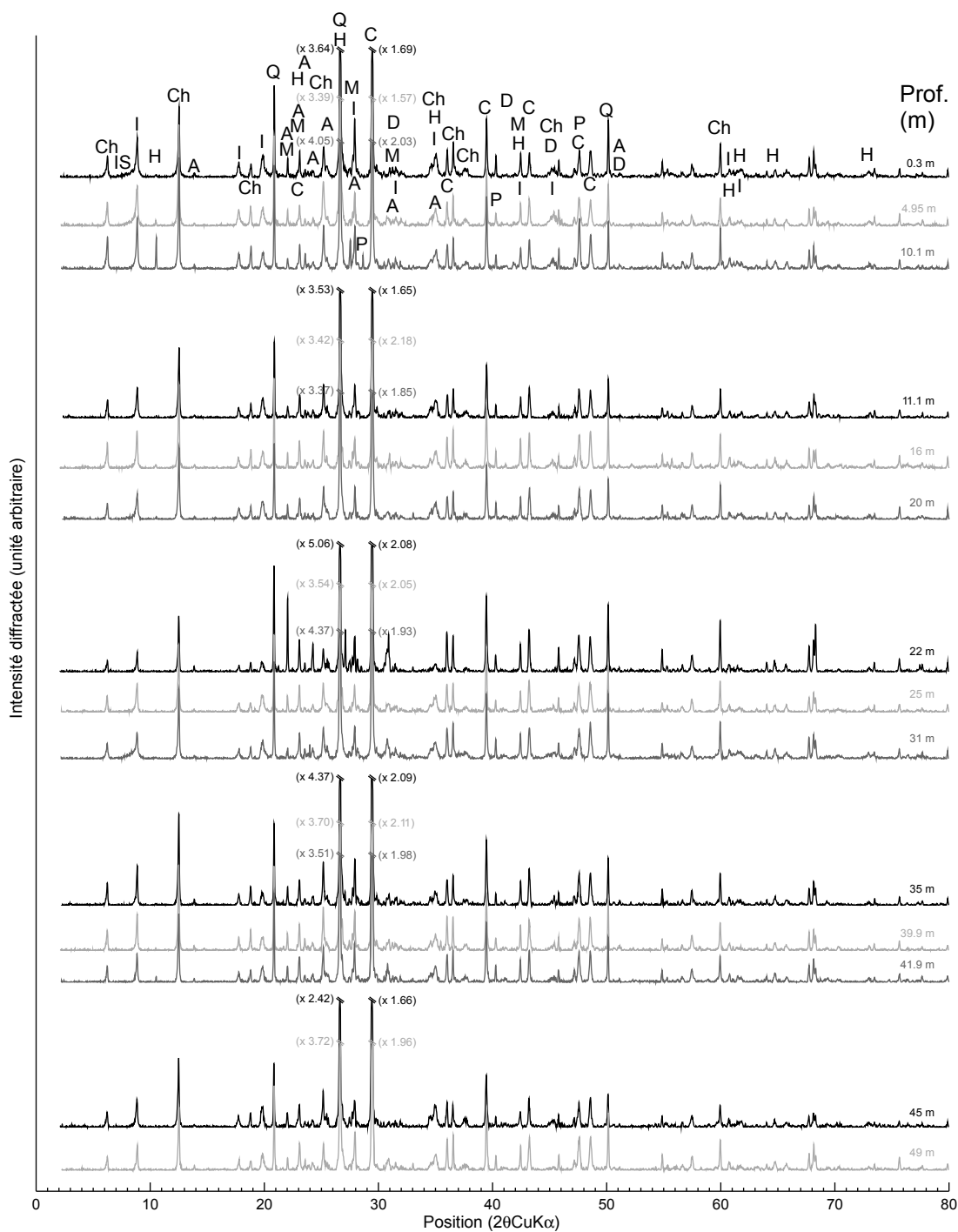


Figure 4.10 – Diffractogrammes de la fraction inférieure à 1.6 mm des échantillons du sondage T4. Les diffractogrammes ont été groupés afin de faciliter la lecture. La profondeur des échantillons dans le sondage est indiquée. Ch : Chamosite; I : Illite; H : Hornblende; A : Albite; Q : Quartz; M : Microcline; C : Calcite; P : Pyrite; D : Dolomite; IS : Intestratifiés illite-smectite.

Table 4.1 – Cortège minéralogique de la fraction inférieure à 1.6 mm d'échantillons du sondage T4. ICDD : International Centre for Diffraction Data (www.icdd.com).

Minéral	Remarques / Origine locale	Fiches ICDD
Quartz		00-005-0586
Calcite		00-046-1045
Calcite magnésienne	Ca partiellement remplacée par Mg	
Dolomite		00-036-0426
Pyrite		00-042-1340
Albite (feldspath plagioclase)	Forme « Low », issue d'un métamorphisme faible	01-076-0758
Microcline (feldspath potassique)	Issu du refroidissement lent de l'orthose ; roches métamorphiques et hydrothermales	00-019-0932
Hornblende (amphibole calcique)	Roches ignées et métamorphiques	01-071-1060
Argiles		
Chamosite (chlorite ferrifère)	Métamorphisme des dépôts de fer ; réduction de matériaux organiques	01-085-2163
Illite / muscovite		01-076-0668
Interstratifiés illite-smectite		

verticale de 5 m adoptée). Toutefois, un résultat étonnant indique la présence de gros cristaux de hornblende localisés au niveau des surfaces de glissement connues à Avignonet. Une étude complète, portant sur l'ensemble des échantillons prélevés (tous les 0.5 m) permettrait de confirmer ou d'infirmer la circonscription des gros cristaux de hornblende au niveau des surfaces de rupture. En l'état actuel, il n'est pas possible d'attribuer une localisation des surfaces de rupture à des niveaux minéralogiques précis. Cette approche géochimique des glissements de terrain est très récente (seuls les travaux de Summa et al. (2010) ont été trouvés dans la littérature) et pourrait être une voie à explorer de façon plus systématique dans l'étude des glissements argileux.

Limites d'Atterberg

Les limites d'Atterberg ont été définies à deux profondeurs et en deux endroits du site. À l'extérieur du glissement, au sein des argiles litées à 10 m de profondeur dans le sondage T5 (localisation sur la figure 4.36), la limite de liquidité (moyenne de 2 essais) est de 47 % et la limite de plasticité est égale à 27 % (Valldosera, 2008). Au sein du glissement, la moyenne de 4 essais dans les cinq premiers mètres de sondages à proximité de T10 (localisation sur la figure 4.36 ; Bièvre et al., *reva*) donne une limite de liquidité de 46.5 % et une limite de plasticité de 22.5 % pour le colluvium morainique et le sommet des argiles à blocs¹. Ces valeurs sont équivalentes à celles de la figure 2.16 et indiquent que ces formations correspondent à des argiles peu plastiques. Les faibles valeurs d'indice de plasticité soulignent le fait qu'une faible augmentation de la teneur en eau de ces matériaux proches de la saturation permet d'atteindre la limite de liquidité et d'expliquer les coulées et phénomènes de

1. Il s'agit des mêmes essais qu'à la section 4.4.2. Le niveau à 1 m de profondeur n'est pas intégré dans ces moyennes.

solifluxion observés dans le Trièves (Giraud et al., 1981) et sur le site d'Avignonet (Blanchet, 1988).

Densité, teneur en eau et porosité

Les calculs de densité à teneur en eau naturelle, densité sèche, teneur en eau naturelle et porosité ont été effectués sur les échantillons ayant servi à l'analyse granulométrique. Les échantillons ont été prélevés à volume connu, pesés à teneur en eau naturelle, puis séchés dans une étuve à 100 ° C pendant une semaine. Ils ont ensuite été pesés à nouveau. Les résultats de teneur en eau volumique, densités sèches et à teneur en eau naturelle sont présentés sur la figure 4.5 sous forme graphique. Les courbes ne présentent pas de variation particulière au droit des surfaces de glissement.

Le tableau 4.2 synthétise les mêmes paramètres pour chaque unité géologique du sondage T4. Les cinquante premiers centimètres correspondent au sol décomprimé et montrent de faibles densités (1.57) et une teneur en eau (27.3 %) inférieure à la porosité de 36.5 %. Le colluvium morainique a une densité voisine de 2 et une teneur en eau (39.8 %) inférieure à la porosité de 44.6 %. Ces deux niveaux sont donc désaturés. En-dessous, les densités au sein des argiles à blocs (1.95) et des argiles litées (1.96) sont identiques, avec des teneurs en eau voisines de la porosité (de l'ordre de 40-41 %), ce qui indique que ces niveaux sont saturés ou proches de la saturation. Ces valeurs sont sensiblement les mêmes au niveau de la surface de glissement à 42 m de profondeur. La porosité semble toutefois un peu plus importante, ce qui est en accord avec la déformation observée sur les carottes (Fig. 4.6). Au contraire, au niveau de la surface de glissement à 5 m de profondeur, la densité est plus faible (1.74), avec une porosité et une teneur en eau supérieures à 48 %. Ceci indique une saturation et une déstructuration mécanique importante du matériau argileux à cette profondeur.

Table 4.2 – Valeurs moyennes de densité humide (à teneur en eau naturelle), teneur en eau volumique et porosité pour les différentes unités géologiques du sondage T4. Les valeurs entre parenthèses sont les écart-types.

Prof. (m)	Unité	Nombre d'échantillons	Densité humide	Teneur en eau volumique (%)	Porosité (%)
0 – 0.5	Sol	1	1.57	27.3	36.5
0.5 – 2.5	Colluvium morainique	6	2.02 (0.1)	39.85 (7.38)	44.6 (2.4)
2.5 – 18.5	Argiles à blocs	21	1.95 (0.17)	39.41 (7.5)	39.47 (7.72)
18.5 – 41	Argiles litées glissées	43	1.96 (0.17)	41.01 (4.22)	41.28 (4.15)
43-49	Argiles litées en place	13	1.96 (0.08)	39.18 (2.96)	39.63 (2.95)
5	Surface de glissement 1	2	1.74 (0.07)	48.19 (0.21)	48.2 (0.2)
42	Surface de glissement 2	2	2 (0.01)	41.01 (0.76)	43 (2.06)

Résistance à la compression et au cisaillement

Des essais de résistance à la compression et au cisaillement (non confinés et non drainés) ont été conduits au moyen d'un pénétromètre et d'un scissomètre de poche. Les essais ont porté sur les sections d'échantillons de carottes et sont donc orientés

parallèlement au litage. Quatre essais de résistance à la compression ont été réalisés tous les 0.1 m et la moyenne a été calculée. Deux essais de résistance au cisaillement ont été réalisés tous les 0.2 m et la moyenne a été calculée (tous les 0.1 m aux abords des surfaces de cisaillement). Ces essais indicatifs ne fournissent pas de valeurs absolues mais permettent d'observer les variations relatives de la résistance mécanique le long de la colonne de forage. Les résultats sont présentés sur la figure 4.5. Les deux paramètres présentent une importante variabilité avec la profondeur. La résistance à la compression varie entre 0 et 500 kPa, avec une moyenne de 235 kPa et un écart-type de 110 kPa. La résistance au cisaillement varie entre 30 et 200 kPa, avec une moyenne de 115 kPa et un écart-type de 35 kPa. Les plus faibles valeurs obtenues sont situées au niveau des deux surfaces de glissement à 5 et 42 m de profondeur avec une résistance à la compression de l'ordre de 50 à 75 kPa et une résistance au cisaillement de l'ordre de 35-40 kPa (Fig. 4.5). Ces observations confirment la déstructuration mécanique engendrée par le cisaillement au niveau des surfaces de glissement.

Datation ^{14}C de macro-restes végétaux

Des restes de plantes, disposés parallèlement au litage, ont été trouvés à une profondeur de 28.5 m dans le sondage T4 (Fig. 4.11) et sont présentés sur la figure 4.11. Ils sont disposés parallèlement au litage. Il est peu probable que des végétaux aient été présents aux abords du lac du Trièves lors de la dernière glaciation. Il s'agissait alors d'un environnement glaciaire de type arctique et ces sédiments sont généralement dépourvus de pollens (G. Brocard, communication personnelle). De plus, aucun indice franc d'émersion n'est détecté à l'interface entre les argiles à blocs et le sommet des argiles litées (G. Brocard ; communication personnelle).

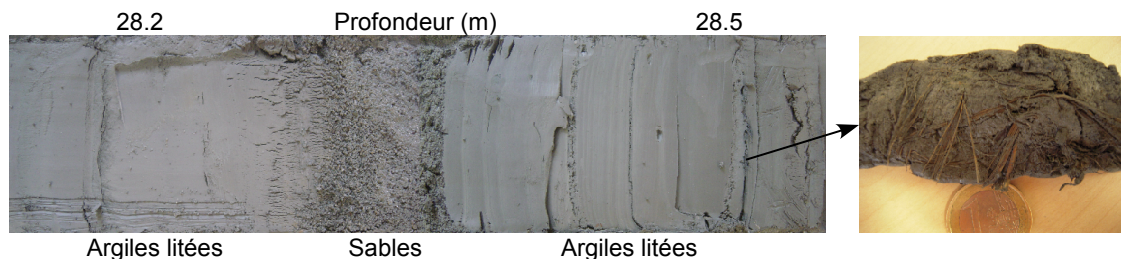


Figure 4.11 – Macro-restes végétaux trouvés à une profondeur de 28.5 m (altitude 665 m NGF) dans SC02.

Des datations par ^{14}C ont été effectuées au laboratoire des Radiocarbone de Poznan, en Pologne. Les analyses ont fourni un âge de 225 ± 30 BP, ce qui correspond au milieu du XVIII^{ème} siècle, alors que ces argiles se sont déposées durant le dernier maximum glaciaire, il y a au moins 20 000 ans. Ces résultats indiqueraient que, à cette date, les niveaux aujourd'hui à une profondeur de 28.5 m, étaient alors en surface. De plus, ces dates indiqueraient non pas un âge de dépôt initial, mais un âge d'activité du glissement. Ces résultats, *a priori* étonnants, sont équivalents à des datations ^{14}C de restes de rhizomes de prêles, trouvés dans la niche d'arrachement du glissement d'Harmalière, à quelques centaines de mètres au sud du sondage T4 et analysés dans un autre laboratoire (Brocard, 2003). Ces rhizomes, en position

verticale, étaient situés dans les argiles litées immédiatement en-dessous des argiles à blocs (l’affleurement, disparu aujourd’hui suite à la régression de la niche, correspond à la figure 4.3a). Les âges trouvés par cet auteur sont 430 ± 45 BP, ce qui est relativement concordant avec les datations du sondage T4. Ces deux dates indiqueraient une activité marquée des glissements d’Avignonet et d’Harmalière pendant le petit âge glaciaire (Leroy Ladurie, 1967). Les plantes se seraient développées sur les argiles litées dénudées. Puis, suite à une phase d’activité du glissement, elles auraient été recouvertes par les argiles à blocs lors de phénomènes de coulées. Ces coulées, nécessaires au recouvrement de ces végétaux, ont été importantes puisqu’une épaisseur de 18.5 m a été trouvée au droit du sondage T4. Ces résultats sont cependant cohérents avec l’interprétation de précédents auteurs, qui ont décrit le sommet de la séquence géologique vers Sinard, comme composé d’éléments de moraines de fond typiques et de récurrences d’argiles litées (Monjuvent, 1973), qui pourraient avoir été mis en place à Avignonet par des coulées (Blanchet, 1988).

4.2.3 Analyse du sondage T5

Un sondage d’une profondeur de 10.6 m a été réalisé à l’extérieur du glissement (sondage T5 ; localisation sur la figure 4.1), dans le but de disposer d’échantillons d’argiles litées non remaniées en vue d’essais mécaniques de laboratoire (Valldosera, 2008). Le sondage a été conduit à la tarière jusqu’à 9 m de profondeur, puis en carottage jusqu’à 10.6 m de profondeur. L’observation visuelle des échantillons indique la présence, sur une épaisseur de 7 m, de galets et graviers au sein d’une matrice argilo-sableuse. Ces niveaux surmontent, jusqu’à la fin du sondage, une formation de galets et graviers dans une matrice argileuse et au sein de laquelle une récurrence d’argiles litées est observée sur quelques dizaines de centimètres d’épaisseur.

Diagraphies *gamma-ray*

Une diagraphie *gamma-ray* a été conduite dans le sondage T5, jusqu’à une profondeur de 10.6 m (Fig. 4.12). Les résultats de la diagraphie indiquent que les 7 premiers mètres sont hétérogènes (entre 70 et 90 coups/s), tandis que, de 7 à 10.6 m de profondeur, les valeurs sont plus élevées et plus homogènes (environ 90 coups/s). Les 7 premiers mètres correspondent au colluvium morainique et, en dessous, les formations rencontrées sont les argiles à blocs. Ces analyses sont en accord avec l’observation de l’affleurement du sommet de la niche d’arrachement du glissement de la combe d’Harmalière (Fig. 4.3b).

Caractérisation mécanique

Des essais œdométriques ont été effectués sur des échantillons en provenance du sondage T5, sur un passage d’argiles litées au sein des argiles à blocs, entre 9 m et 10.5 m de profondeur. Ces essais ont été complétés par des essais identiques sur le sondage T8, sur une structure non litée localisée au sein des argiles à blocs, entre 9 et 10.5 m de profondeur. Les essais ont été réalisés au laboratoire Sols-Solides-Structures-Risques (3S-R) à Grenoble. Les courbes des essais sont présentées sur la figure 4.13. Le tableau 4.3 détaille le résultat des essais et des calculs. La pression de consolidation théorique qui tient compte de l’enfouissement tient compte, d’une part de la profondeur de l’échantillon dans le forage et, d’autre part, de la colonne

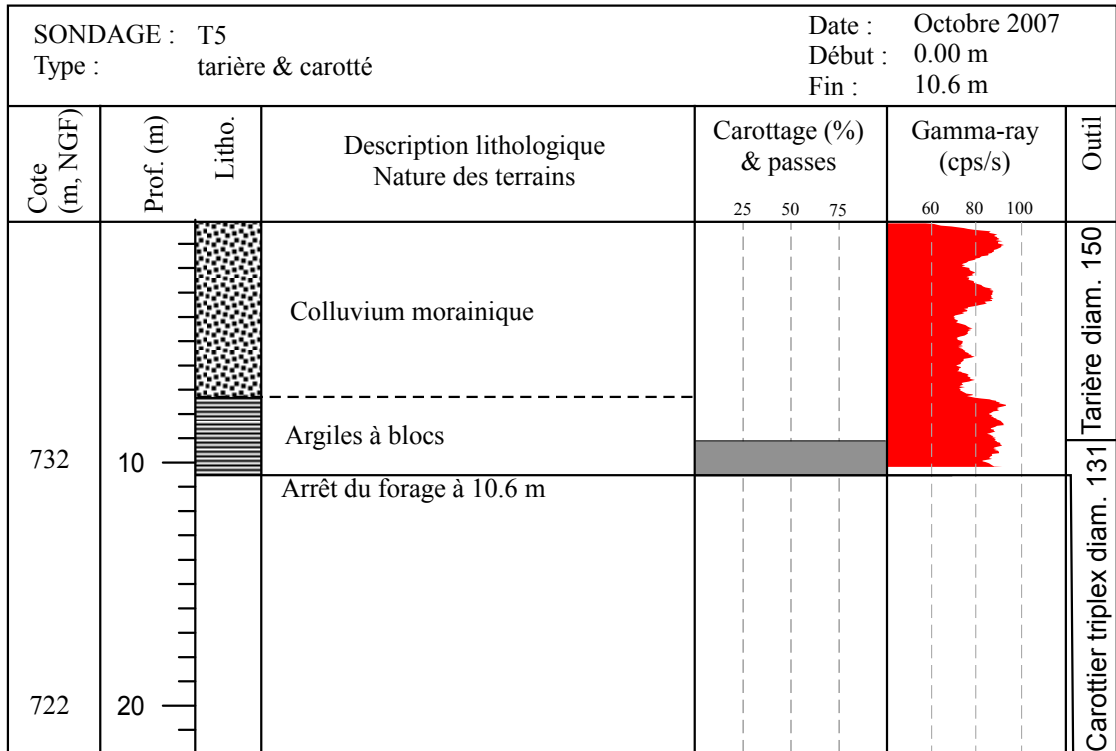


Figure 4.12 – Coupe géologique et diagraphie gamma-ray du sondage T5 (localisation sur la figure 4.1). Le sondage a été conduit en tarière jusqu'à 9 m de profondeur, puis en carottage jusqu'à 10.6 m (récupération de 100 %).

de sédiments totale sous laquelle l'échantillon a été enfoui. En considérant que le niveau maximum des argiles litées a atteint 750 m (Monjuvent, 1978), l'échantillon du sondage T5 aurait ainsi été recouvert d'une vingtaine de mètres par des sédiments, tandis que l'échantillon du sondage T8, situé à une profondeur de 10 m (et une altitude correspondante de 685 m environ), aurait été recouvert par 65 m de matériaux. Dans ce cas, les échantillons du sondage T8 devraient montrer une valeur de pression de consolidation supérieure à celle du sondage T5.

Table 4.3 – Essais œdométriques dans les sondages T5 (profondeur de 9 à 10.5 m ; argiles litées, courbe bleue) et T8 (profondeur de 7.5 à 9 m ; argiles à blocs, courbe rouge). Adapté de Valldosera (2008). C_c : coefficient de consolidation ; σ_0' essai : pression de consolidation obtenue avec l'essai ; $\sigma_0'_{tc}$: pression de consolidation théorique calculée en prenant en compte la profondeur d'enfouissement de l'échantillon.

Echantillon	C_c	σ_0' essai (kPa)	$\sigma_0'_{tc}$ (kPa)
T5 (structure litée)	0.22	90	100
T8 (argiles à blocs)	0.22	50	520

La pression de consolidation des échantillons avec structure litée du sondage T5 (90 kPa) est équivalente à la valeur calculée en prenant en compte l'enfouissement théorique (toutes deux de 100 kPa). Au contraire, la valeur de la pression de consolidation des échantillons sans structure litée du sondage T8 (50 kPa) est nettement

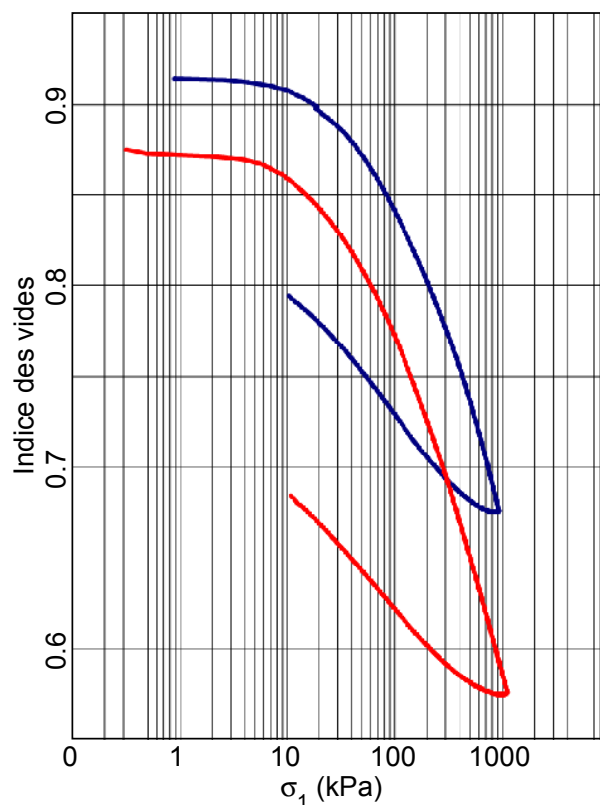


Figure 4.13 – Essais œdométriques dans les sondages T5 (argiles litées, courbe bleue) et T8 (argiles à blocs, courbe rouge). Adapté de Valldosera (2008).

inférieure à la valeur théorique (520 kPa) calculée à partir de la cote de l'échantillon (685 m NGF) et de sa profondeur d'enfouissement théorique (au moins 65 m de matériaux), selon laquelle on devrait trouver un comportement très sur-consolidé. Ces résultats indiquent un état sous-consolidé des matériaux au sein du glissement. Le résultat du sondage T8 est toutefois cohérent en tenant compte du fait que, d'une part, les argiles ont été remaniées par le glissement et, d'autre part, il pourrait s'agir de matériaux de surface peu enfouis amenés sur place par des mécanismes de glissement et de coulée (cf. § 4.2.2).

4.2.4 Synthèse des observations géologiques

Les observations géologiques de la base et du sommet de la séquence des argiles du Trièves, ainsi que l'analyse du sondage T4, permettent de construire un log synthétique de la série rencontrée sous le mas d'Avignonet (Fig. 4.14). Les alluvions qui incisent et remplissent le substratum marno-calcaire liasique sont composées de galets et graviers localement cimentés. Elles correspondent aux alluvions du paléo-Drac de Cros (Monjuvent, 1973), dont le toit est situé à 610 m d'altitude (Fig. 4.2). Elles dateraient de la période interglaciaire Mindel-Riss (Monjuvent, 1973).

Ces alluvions sont surmontées par des argiles. Localement, 15 m au-dessus de la base de la séquence argileuse, des alluvions fluvio-glaciaires meubles composées de sables et de galets s'intercalent dans la séquence argileuse. Au-dessus des alluvions fluvio-glaciaires est présente une épaisse séquence d'argiles litées à *dropstones*. Ces argiles présentent un faciès typique de rythmites avec alternance de lits argilo-

silteux et silteux. De nombreuses passées sableuses, des perturbations sédimentaires, ainsi que des figures micro-tectoniques (Fig. 4.5) enregistrent des événements turbiditiques brutaux, comme des décharges sableuses printanières et des séismites (Lignier, 1996; Lignier et al., 1998). La surface basale du glissement d'Avignonet a été observée sur les échantillons, à 42 m de profondeur (soit une altitude de 645 m environ ; Fig. 4.6), en accord avec les essais mécaniques (Fig. 4.5).

Les argiles litées sont surmontées par une série d'argiles à blocs, épaisse de 16 m et au sein de laquelle une surface de glissement a été observée à 5 m de profondeur dans le sondage T4, au sein d'une récurrence d'argiles litées (Fig. 4.8). La série se termine vers le haut par 2.5 m de colluvium morainique. Deux niveaux n'ont pu être prélevés en carottage, de 8 à 10 m et de 14 à 15 m de profondeur, probablement en raison de caractéristiques mécaniques médiocres. Ces niveaux pourraient correspondre à des surfaces de glissement, comme le suggèrent les résultats inclinométriques et géophysiques (Jongmans et al., 2009). Les datations conduites sur des restes végétaux trouvés à 28.5 m de profondeur dans le sondage T4, en accord avec d'autres datations réalisées dans le secteur, indiquent que le glissement était en forte activité il y a quelques centaines d'années. Ces résultats semblent indiquer que les argiles à blocs, dans le secteur, ne constitueraient alors pas des dépôts en place mais qu'ils auraient été déplacés par glissement et par coulées. Cette interprétation est cohérente avec les résultats des essais mécaniques qui indiquent que les argiles à blocs auraient été soumises un faible recouvrement.

4.3 Mise en évidence d'hétérogénéités par méthodes géophysiques

4.3.1 Hétérogénéités verticales détectées par réflexions d'ondes P

Introduction

Des campagnes de reconnaissance par sismique réfraction successives sur le site d'Avignonet ont mis systématiquement en évidence des réflexions sur les sismogrammes, pour des profils longs acquis à l'explosif mais aussi sur des profils plus courts, acquis à la masse. L'analyse de ces réflexions permet de profiter des signaux acquis pendant les campagnes de réfraction afin de tirer des informations sur l'organisation géologique interne des argiles. Notamment, il est possible de déterminer les profondeurs de ces réflexions et, éventuellement, de mettre en évidence une continuité latérale (Berquin, 2007). L'analyse a principalement porté sur 3 profils de 48 géophones verticaux de fréquence de résonance 4.5 Hz espacés de 10 m et dont l'implantation est illustrée sur la figure 4.15. Ces profils fournissent une analyse depuis l'extérieur jusqu'au pied du glissement. De plus, les sources explosives employées (100 g et 200 g pour les tirs *offset*) présentent un bon rapport signal/bruit et un contenu fréquentiel élevé, au contraire des tirs à la masse.

Stratégie de traitement

Un sismogramme brut est présenté sur la figure 4.16a, où les ondes réfractées et les ondes de surface sont particulièrement visibles. Au contraire, les ondes réfléchies

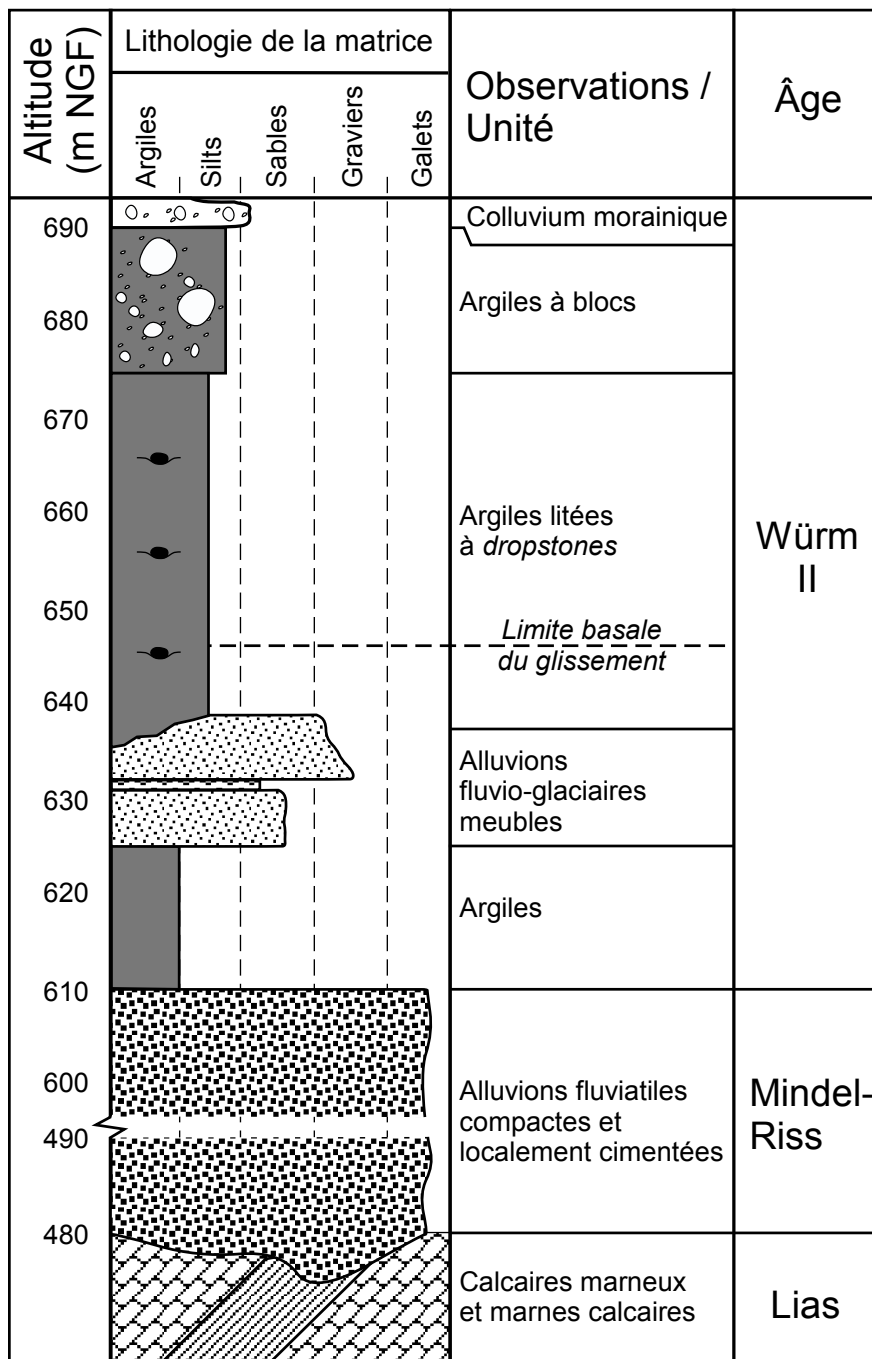


Figure 4.14 – Log synthétique de la série géologique du Mas d’Avignonet depuis le bedrock jurassique jusqu’au colluvium morainique.

ressortent peu. Les traitements visant à faire ressortir les réflexions ont principalement consisté en filtrage passe-bande et ajustement du gain. Ils ont été effectués avec le logiciel Reflexw (Sandmeier Scientific Softwares; Sandmeier, 2007). Le filtrage passe-bande a été appliqué avec une fréquence de coupure basse apodisée entre 50 et 100 Hz et une fréquence de coupure haute apodisée entre 300 et 600 Hz. Ce traitement vise principalement à supprimer les ondes de surface. L'ajustement automatique de gain a été conduit au moyen d'une fenêtre temporelle comprise entre 50 et 150 ms et adaptée à chaque tir. Le résultat de ces traitements est illustré sur la figure 4.16b. Sur ce sismogramme, trois réflexions (R) sont principalement visibles à des temps de 0.074, 0.165 et 0.256 s au droit du point de tir. D'autres réflexions (R') sont détectées mais peu visibles (Fig. 4.16b).

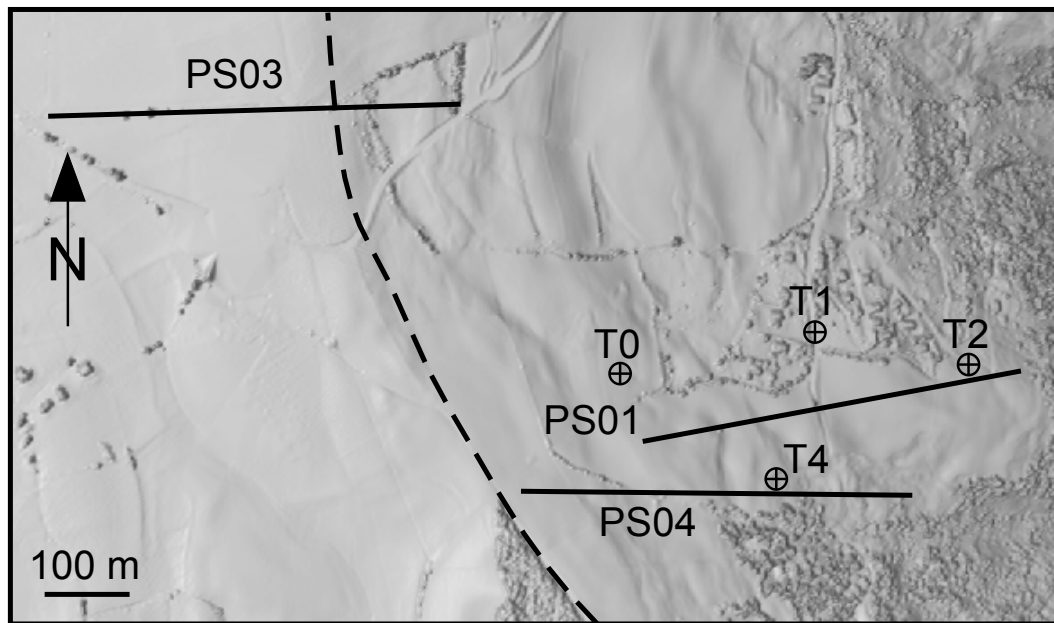


Figure 4.15 – Localisation des profils PS01, PS03 et PS04 pour l'analyse des ondes P réfléchies. T0, T1 : sondages avec tubes inclinométriques. T4 : sondage carotté et destructif (voir description § 4.2.2). La ligne pointillée représente la limite du glissement d'Avignonet.

L'analyse des vitesses a été effectuée indépendamment par point de tir, en appliquant la formule de Dix (1955) en correspondance avec les valeurs définies sur le terrain (cf. chapitre 3, Table 3.2). Une dizaine de tirs a été effectuée par profils de 48 géophones et l'analyse comporte des incertitudes, d'autant plus que les interfaces en profondeur sont pentées par rapport à la topographie et que cette dernière est prononcée en surface. La figure 4.17 présente l'analyse de vitesses pour le tir à 240 m le long du profil PS03. Trois réflexions marquées ont été pointées (hyperboles rouges). Le logiciel fournit les premiers multiples possibles entre l'interface pointée et la surface (hyperboles vertes). Celles-ci ne correspondent pas aux réflexions sismiques de faible énergie observées sur les sismogrammes traités (Fig. 4.16b). Ces dernières présentent un faible coefficient de réflexion, ce qui suggère que le contraste mécanique de part et d'autre de ces interfaces est très peu marqué. Elles ne correspondent probablement pas à des interfaces lithologiques franches et n'ont pas été intégrées à l'analyse finale. La table 4.3.1 présente les vitesses moyennes obtenues pour chaque

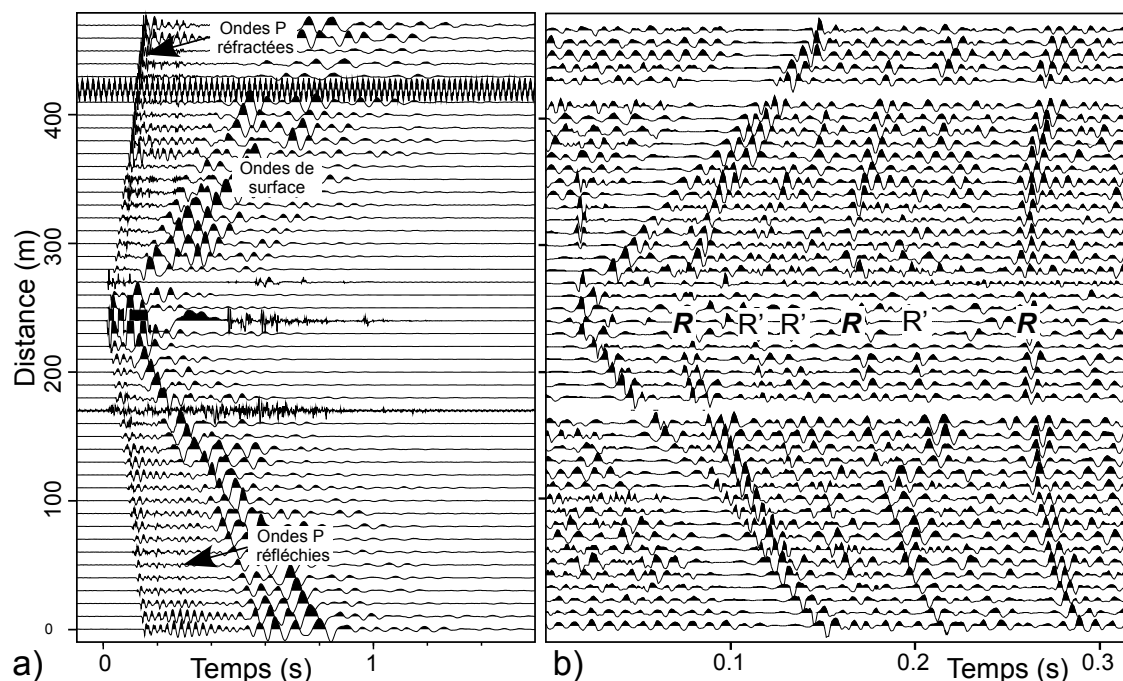


Figure 4.16 – Sismogrammes bruts et traités du tir à 240 m le long du profil PS03 (localisation sur la figure 4.15). **a)** Sismogramme brut. Les ondes réfractées et les ondes de surface sont clairement visibles. Les ondes réfléchies sont difficiles à identifier. **b)** Sismogramme identique traité par un filtrage passe-bande (50-100 Hz et 300-60 Hz) et un ajustement automatique du gain (fenêtre de 50 ms). R : réflexion marquée; R' : réflexion peu marquée.

profil. Trois couches principales ont été mises en évidence sur chaque profil, avec des valeurs de vitesses cohérentes entre chaque profil. Les vitesses moyennes augmentent depuis la première (1780 m/s) jusqu'à la troisième couche (2320 m/s), ce qui suggère une augmentation de la compacité avec la profondeur.

L'analyse indique des vitesses comprises entre 1660 et 2400 m/s (moyenne de 2000 m/s). Le contenu fréquentiel moyen pour l'ensemble des réflecteurs est d'environ 120 Hz. La résolution verticale théorique, qui indique la distance en-dessous de laquelle il n'est pas possible de distinguer des objets, est du quart de la longueur d'onde, soit environ 5 m. Dans la pratique, cette valeur est souvent considérée comme la moitié de la longueur d'onde, soit 10 m dans ce cas.

Résultats

La figure 4.19 présente les résultats de l'analyse sous forme d'un profil orienté Ouest-Est où les réflexions calculées ont été projetées sur une section topographique moyenne pour les 3 profils sismiques. La coupe géologique, déduite de la prospection H/V et des données disponibles (chapitre 3), ainsi que la position des surfaces de rupture sont figurées. Parmi les différents modèles testés ont été conservés un modèle à 5 interfaces (a à e) pour PS03 et à 3 interfaces (a à c) pour PS01 et PS04. Il existe une assez bonne correspondance entre certaines des interfaces détectées et la structure connue du sous-sol. Toutefois, les interfaces détectées sous le profil PS03 ont une allure parallèles entre elles et à la topographie, avec des écarts relativement constants (Fig. 4.19). Certaines d'entre elles pourraient correspondre à des réflexions multiples.

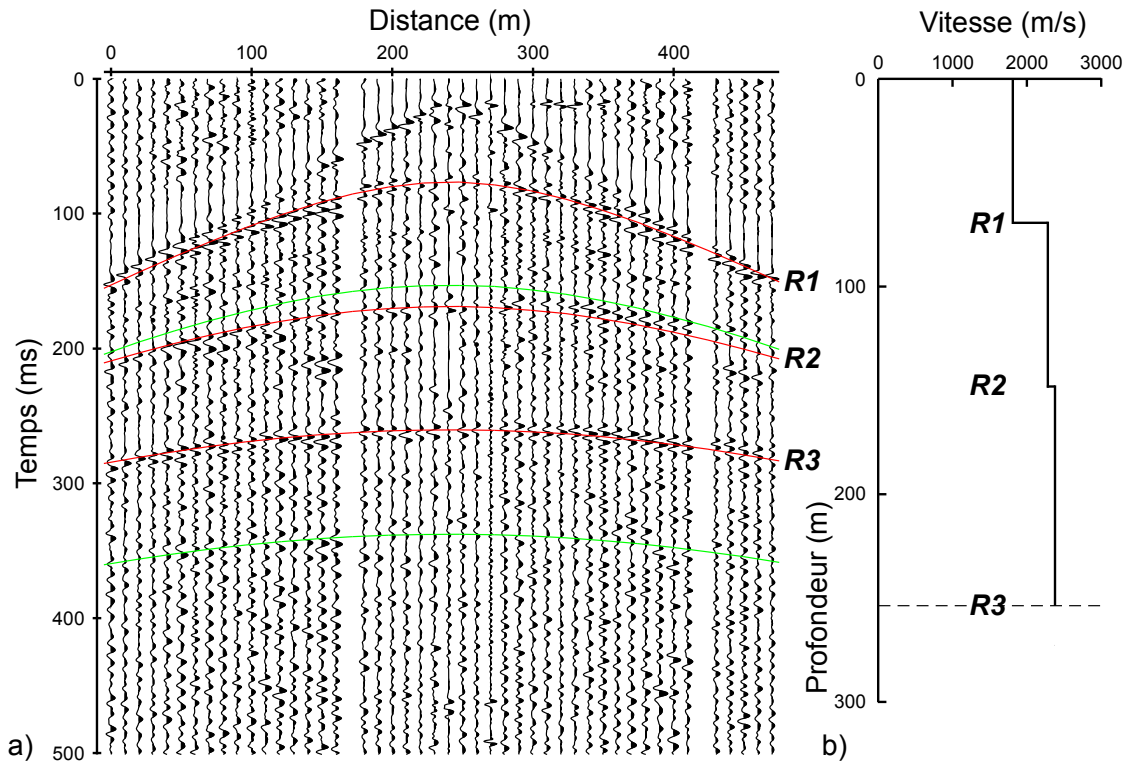


Figure 4.17 – Analyse des vitesses du tir à 240 m le long du profil PS03. **a)** Sismogramme traité du tir à 240 m sur le profil PS03 sur lequel les hyperboles rouges (R1, R2, R3) ont été adaptées pour l'analyse des vitesses. Les hyperboles vertes correspondent aux possibles multiples entre l'interface pointée et la surface. **b)** Modèle vitesse-profondeur de l'analyse de vitesse pour le même sismogramme. Un modèle à trois couches permet d'expliquer les réflexions R1, R2 et R3 marquées observées sur les sismogrammes.

Figure 4.18 – Vitesses des différentes couches déduites de l'analyse de vitesse des réflexions sismiques.

Profil	1ère couche Vitesse (ms)	2ème couche Vitesse (ms)	3ème couche Vitesse (m/s)
PS03	1875	2300	2380
PS04	1660	2015	2400
PS01	1790	2015	2200

Le réflecteur à faible profondeur (PS01a et PS04a) correspond à la position de la limite basale du glissement identifiée par les quatre sondages, entre 40 et 50 m de profondeur (Fig. 4.19). Le décalage de l'interface entre PS01 et PS04 provient vraisemblablement de la projection le long d'un profil topographique commun et moyenné et aussi des incertitudes sur la détermination des hyperboles. Une interface est détectée en continuité avec celle-ci, sous PS03 (PS03a; Fig. 4.19). La continuité de cette interface hors du glissement sous le plateau de Sinard suggère que la réflexion n'est pas due à un contraste mécanisme entre les argiles déstructurées et les argiles litées. L'analyse du sondage T4 a révélé la présence de plusieurs niveaux sableux entre 47 et 49 m de profondeur (Fig. 4.5). Ces niveaux pourraient correspondre au réflecteur. Dans ce cas, cette interface lithologique pourrait contrôler en partie la position de la surface basale du glissement d'Avignonet.

Un réflecteur horizontal à une altitude d'environ 635-640 m semble continu sous les trois profils (PS03b, PS04b, PS01b; Fig. 4.19). Cette interface pourrait correspondre aux alluvions fluvi-glaciaires situées à la base de la séquence argileuse et observées sur le terrain, en contrebas du mas d'Avignonet (§ 4.2.1). Ces alluvions ont aussi été observées sur le sondage T2, à une altitude équivalente (Table 2.1 et Fig. 2.12).

Un dernier réflecteur commun est localisé à une altitude de 520 m (PS03c, PS01c) et entre 520-540 m (PS04c; Fig. 4.19). Il semble correspondre à l'interface entre les argiles et les alluvions localement cimentées du Drac de Sinard. L'allure irrégulière le long du profil étudiée pourrait indiquer que le toit de cette formation présente une géométrie et/ou une compacité irrégulières.

L'interface entre les alluvions et le substratum jurassique ne semble pas détectée. Toutefois, dans le cas où ces alluvions sont cimentées dans leur partie inférieure (cf. chapitre 3), le contraste d'impédance acoustique avec le substratum pourrait être trop faible pour générer une forte réflexion.

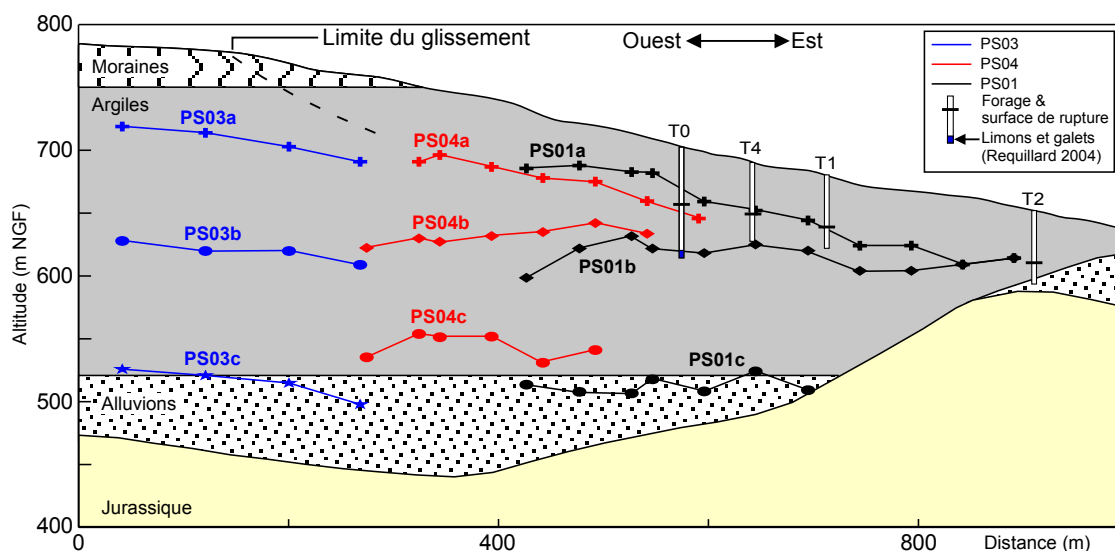


Figure 4.19 – Interfaces de réflexion détectées sur les profils sismiques PS01, PS03 et PS04 (modifié d'après Berquin, 2007). T0, T1, T2 : sondages avec tubes inclinométriques (Jongmans et al., 2009). T4 : sondage carotté et destructif (voir description § 4.2.2). La position du bedrock jurassique d'après les données EDF et la prospection H/V (chapitre 3) est précisée. a, b, c : identification des interfaces par profil.

Conclusion

Les réflecteurs mis en évidence sur les sismogrammes de 3 profils de réfraction présentent une certaine continuité latérale sur la coupe étudiée (Fig. 4.19). Une première interface est détectée à une altitude moyenne de 520 m et semble correspondre au toit des alluvions du Drac de Sinard (Fig. 4.19). Une deuxième interface, sub-horizontale et à une altitude d'environ 640 m, pourrait correspondre à des alluvions fluvio-glaciaires observées sur le terrain (Fig. 4.2) et en sondage (Table 2.1 et Fig. 2.12). La base de cette formation épaisse d'une quinzaine de mètres n'est pas détectée, probablement en raison d'une trop faible résolution verticale. Une troisième interface, détectée sur les profils situés au sein du glissement, semble correspondre à la surface de rupture profonde mise en évidence par les données inclinométriques (Table 2.1) et l'observation des échantillons du sondage T4 à la surface de rupture profonde (Fig. 4.6) et à la présence de niveaux sableux observés au fond du sondage T4 (Fig. 4.5). La continuité de ce réflecteur sous le plateau pourrait suggérer que cette hétérogénéité lithologique contrôle la localisation de cette surface de rupture.

4.3.2 Variations latérales de faciès

Introduction

Les tomographies de réfraction en ondes P et de résistivité réalisées sur la partie Sud du glissement d'Avignonet (Jongmans et al., 2009) ont montré que la présence d'une nappe à quelques mètres sous la surface au sein des argiles atténue les contrastes géophysiques et ne permet pas de détecter de variations significatives au sein de la séquence argileuse, jusqu'à quelques dizaines de mètres de profondeur. Afin de vérifier l'homogénéité des terrains sur l'ensemble du glissement, des mesures complémentaires ont été réalisées pour fournir une image de la répartition des paramètres géophysiques principaux (V_p , V_s , ρ) à l'échelle du glissement. Quatre zones ont été prospectées en détail au sein du glissement au moyen de 14 tomographies électriques et 8 profils sismiques (Fig. 4.20). En complément, deux profils sismiques (ondes P et S) ont été réalisés en dehors du glissement. Les caractéristiques de l'ensemble des profils sont présentées sur la table 4.4. Les ondes P ne présentent aucun contraste significatif sur l'ensemble des prospections menées au sein du glissement et ne sont pas présentées.

Prospection électrique : paramètres de traitement et d'inversion

Les acquisitions électriques ont été conduites avec 48, 64 ou 80 électrodes réparties tous les 5 m selon un protocole Wenner. Parmi tous les protocoles disponibles, ce dernier présente un très bon rapport signal/bruit et offre une bonne résolution verticale (Reynolds, 1997). Sa profondeur d'investigation est plus limitée et il est moins sensible aux variations latérales. Dans le contexte d'étude, ce sont les variations verticales qui sont principalement recherchées. Le protocole Wenner est ainsi adapté aux objectifs. Les données ont été filtrées manuellement lors de l'édition. Dans certains cas particuliers avec de fortes hétérogénéités en surface (au sein du colluvium morainique, présence de galets), les données ont été traitées avec un filtre médian (Méric, 2006). Les résistivités apparentes ont été inversées avec le logiciel Res2dinv (Loke and Barker, 1996) selon la norme L1. Cet algorithme est fondé sur une optimisation par moindres différences absolues. Cette norme présente l'avantage de fournir

Table 4.4 – Caractéristiques des profils électriques et sismiques.

Tomographies électriques					
Profil	Nombre d'électrodes	Espacement des électrodes (m)	Longueur du profil (m)	Protocole	
Zone 1					
PE02	48	5	235	Wenner	
PE03	48	5	235	Wenner	
PE04	48	5	235	Wenner	
PE05	48	5	235	Wenner	
PE06	32	4	124	Wenner	
Zone 2					
PE07	64	5	315	Wenner	
Zone 3					
PE08	48	5	235	Wenner	
PE09	48	5	235	Wenner	
PE10	48	5	235	Wenner	
PE11	48	5	235	Wenner	
Zone 4					
PE01	80	5	395	Wenner	
PE12	48	5	235	Wenner	
PE13	80	5	395	Wenner	
PE14	64	2.5	157.5	Wenner	
Prospection sismique					
Profil	Nombre de géophones et fréquence	Espacement des géophones	Longueur du profil (m)	Source	
				Ondes P	Ondes S
PS03	48 géophones verticaux 4.5 Hz	10	470	Explosif ; 7 tirs + 2 offset	X
PS05	24 géophones verticaux et horizontaux 4.5 Hz	5	120	Masse ; 2 tirs en bout de profil	Masse ; 2 tirs en bout de profil
PS06	48 géophones verticaux et 24 horizontaux 4.5 Hz	2 (ondes P) et 4 (ondes S)	94 (ondes P) et 92 (ondes S)	Masse ; 2 tirs en bout de profil	Masse ; 2 tirs en bout de profil
Zone 1					
PS07	24 géophones verticaux et horizontaux 4.5 Hz	5	120	Masse ; 10 tirs + 2 offset	Masse ; 9 tirs
PS08	24 géophones verticaux et horizontaux 4.5 Hz	5	120	Masse ; 10 tirs + 2 offset	Masse ; 9 tirs
PS09	24 géophones verticaux et horizontaux 4.5 Hz	4	92	Masse ; 8 tirs	Masse ; 9 tirs
Zone 2					
PS10	24 géophones verticaux et horizontaux 4.5 Hz	5	120	Masse ; 15 tirs + 2 offset	Masse ; 13 tirs
Zone 3					
PS11	24 géophones verticaux et horizontaux 4.5 Hz	5	120	Masse ; 9 tirs + 2 offset	Masse ; 9 tirs
PS12	24 géophones verticaux et horizontaux 4.5 Hz	5	120	Masse ; 13 sources	Masse ; 13 sources
Zone 4					
PS13	24 géophones verticaux et horizontaux 4.5 Hz	5	120	Masse ; 9 tirs + 2 offset	Masse ; 9 tirs
PS14	24 géophones verticaux et horizontaux 4.5 Hz	5	120	Masse ; 11 tirs + 2 offset	Masse ; 13 sources

des contrastes plus francs dans le cas où des terrains électriquement contrastés sont contigus. Les terrains du site d'étude ont la plupart du temps une teneur en eau élevée, même à proximité de la surface. De ce fait, le couplage entre les électrodes et le sous-sol est très bon et les erreurs de mesures sont réduites. Le processus d'inversion a été généralement stoppé après trois itérations, valeur pour laquelle l'ensemble des profils présentait une erreur absolue inférieure à 5 %. Le logiciel utilise la moyenne des résistivités apparentes afin de définir un modèle de départ homogène. Différentes valeurs de départ (en général dix fois moins et dix fois plus que la valeur par défaut ; Oldenburg and Li, 1999) ont été utilisées afin de tester la robustesse des images fournies et leur convergence vers un modèle final identique. La fiabilité de l'image finale peut être estimée par un indice de confiance (indice DOI de Oldenburg and Li, 1999).

Prospection sismique : paramètres de traitement et d'inversion

Les acquisitions sismiques ont menées au moyen de 24 ou 48 géophones de fréquence de coupure variable (4.5 Hz ou 10 Hz) et espacés de 2.5 à 10 m en fonction des objectifs recherchés. L'intérêt des géophones 4.5 Hz est de permettre d'enregistrer les ondes de surface basses fréquences en même temps que les ondes de volume. Les acquisitions ont été conduites à la masse, en frappant verticalement une plaque au sol, ou bien à l'explosif enterré à faible profondeur. Dans le cas des ondes S, la source consistait à frapper le côté d'une poutre lestée orientée perpendiculairement au profil. Les premières arrivées des ondes de volume ont été pointées et inversées au moyen du logiciel Sardine (Demanet, 2000) par un algorithme de type SIRT (*Simultaneous Iterative Reconstruction Technique*; Dines and Lyttle, 1979). L'inversion a été stoppée lorsque le RMS se stabilisait au-dessous de 5 %. La robustesse des images produites a été testée en utilisant plusieurs modèles de départ. Les modèles de départ basés sur les résultats de la sismique classique ont généralement fourni les RMS les plus faibles. La fiabilité des images finales a été estimée à partir du tracé de rais et/ou de la matrice de résolution fournis par le logiciel.

L'atténuation du contenu fréquentiel des ondes de surface, ainsi que la construction des courbes de dispersion, a été réalisée avec le logiciel Geopsy (Wathelet et al., 2004). Les ondes de volumes ont tout d'abord été retirées des sismogrammes avant de calculer les spectres pour différents tirs et différents capteurs.

Zone 1

5 tomographies électriques ont été réalisées dans cette zone localisée au Nord-ouest du glissement (Fig. 4.20). Les profils PE02 à PE05 sont situés dans le secteur où le glissement évolue avec une vitesse inférieure à 2 cm/an, tandis que le profil PE06 est implanté dans la zone de vitesse plus importante (3-4 cm/an). Les résultats sont présentés sur la figure 4.21. Les profils PE02, PE03, PE04 et PE05 indiquent la présence de niveaux superficiels de résistivité comprise entre 50 et 80 $\Omega.m$ sur une épaisseur d'environ 5 m. Ils surmontent une formation plus résistive (90-110 $\Omega.m$) épaisse de 10 à 15 m environ, qui semble disparaître à l'aval de PE05. Sous cette couche, tous les profils indiquent la présence de niveaux plus conducteurs (50 à 65 $\Omega.m$). À l'aval, le profil PE06 montre des terrains de résistivité 90-100 $\Omega.m$ de 5 à 10 mètres d'épaisseur surmontant des formations plus conductrices (50-60 $\Omega.m$).

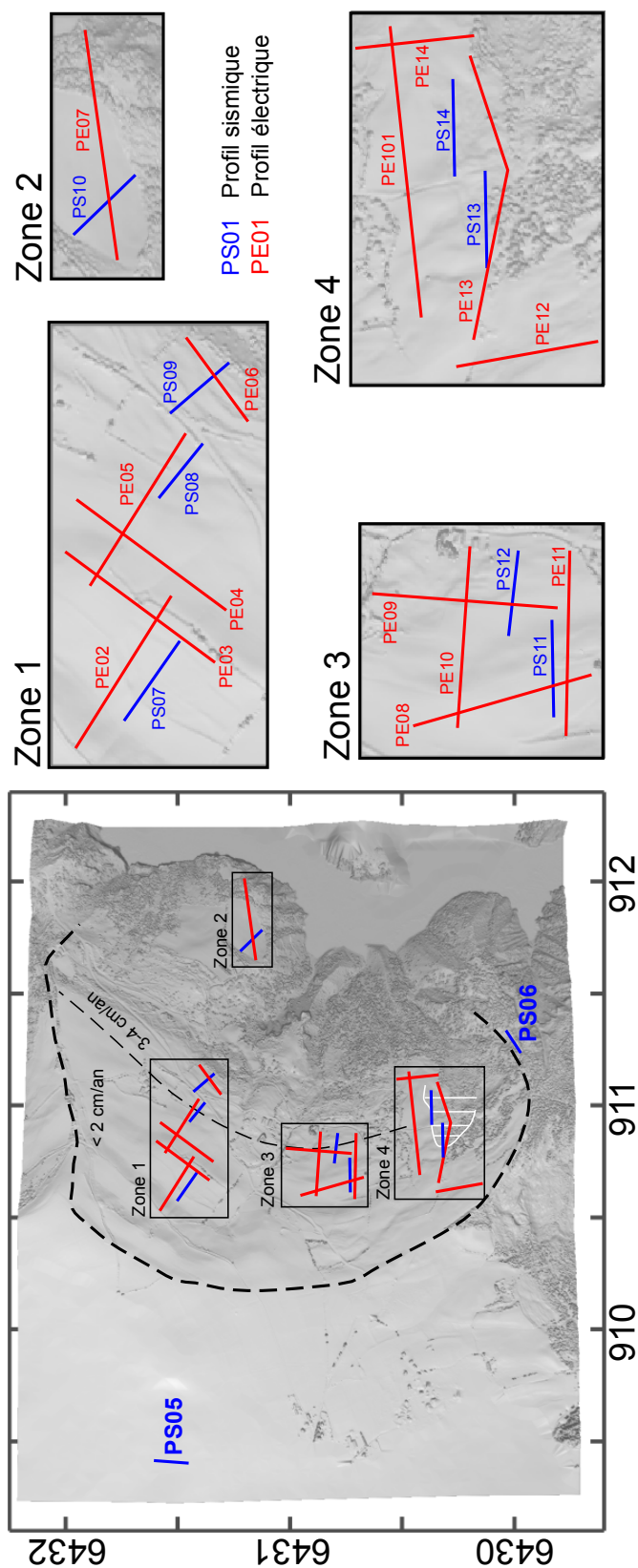


Figure 4.20 – Implantation des profils sismiques et électriques sur le glissement d'Avignonet et détail pour chaque zone. Le secteur délimité en blanc matérialise la zone de glissement rapide dans la partie Sud du glissement d'Avignonet.

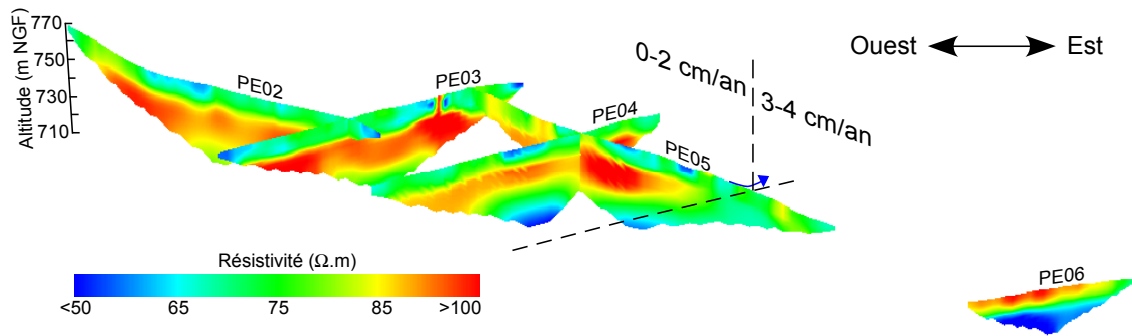


Figure 4.21 – Tomographies électriques de la zone 1 (localisation sur la figure 4.20). Les inversions ont fourni des erreurs absolues inférieures à 5 % après 3 itérations au maximum. La flèche bleue indique la localisation projetée de la résurgence observée sur la figure 4.22. La limite entre les zones de vitesses de déplacement du glissement d'Avignonet est indiquée.

Les niveaux de plus fortes résistivités semblent suivre la topographie (Fig.4.21) et pourraient correspondre à des niveaux enrichis en matériaux grossiers qui surmontent les argiles faiblement résistives observées en profondeur sur l'ensemble des profils. Cette interprétation est confirmée par la présence d'une résurgence observée en hiver à proximité du profil PE03, à une altitude de 705 m NGF, et illustrée sur la figure 4.22a. Elle signe la présence de matériaux de perméabilité plus élevée que les argiles, sur une épaisseur comprise entre 10 et 15 m et qui sert de drain. Ces niveaux arrivent à l'affleurement à une altitude d'environ 705 m NGF et permettent à l'eau de sourdre. La projection de la résurgence sur le profil PE05 indique que ces niveaux plus grossiers pourraient correspondre aux formations de résistivité 100 $\Omega.m$ observés, qui semblent atteindre la surface à cette même altitude (Fig. 4.22b). L'épaisseur de cette formation est variable au croisement entre certains profils (10 m sur PE4 et 15 m sur PE5). L'organisation géologique 3D du sous-sol explique les différences observées localement au croisement entre certains profils 2D.

Trois profils sismiques (PS07, PS08 et PS09) ont été réalisés selon une direction qui suit le sens de la pente (localisation sur la figure 4.20). La tomographie de V_s de PS07 est présentée sur la figure 4.23a. Elle montre la présence d'un niveau superficiel épais de 5 m environ et de vitesse inférieure à 250 m/s, parallèle à la pente. En-dessous, le milieu est composé de terrains dont la vitesses évolue avec la profondeur, de 400 à 700 m/s, avec une faible résolution en-dessous de 10 m d'épaisseur. Les niveaux résistifs de 10 m d'épaisseur (Fig. 4.21) sont caractérisés par une vitesses V_s de 400-500 m/s.

La figure 4.24 présente deux tomographies en ondes S (PS08 et PS09) réalisées en aval du profil PS07. Le profil PS08 est comparable à PS07 : une couche superficielle de vitesse inférieure à 250 m/s et d'une épaisseur d'environ 5 m qui surmonte un niveau de vitesse comprise entre 400 et 550 m/s. Au contraire, le profil PS09 montre une couche superficielle de faible vitesse ($100 < V_s < 400$ m/s) et plus épaisse (10 m) surmontant un niveau plus rapide ($550 < V_s < 800$ m/s). Ces couches sont séparées par une interface sub-parallèle à la pente. Ce profil se situe dans la zone du glissement qui évolue plus rapidement (3-4 cm/an) par rapport à la zone où sont situés les deux profils sismiques précédents (PS07, PS08 ; la vitesse de déplacement du glissement

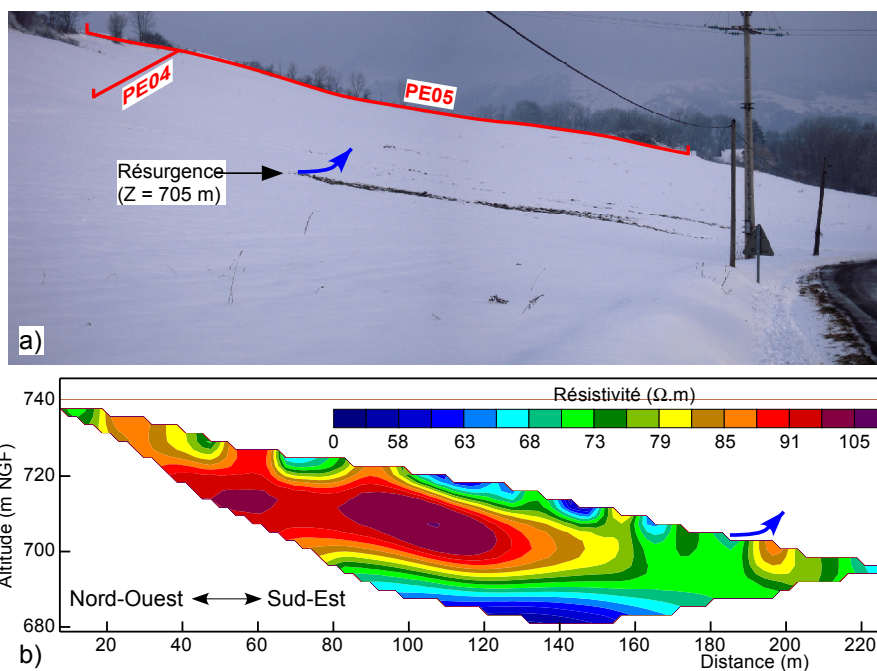


Figure 4.22 – Résurgence observée à l'altitude 705 m sur la zone 1. **a)** Photographie de la résurgence observée en hiver (flèche bleue). L'eau qui sourd fait fondre la neige et indique, à cette cote, la limite basale de niveaux plus perméables. La position des profils électriques PE04 et PE05 est indiquée. **b)** Tomographie électrique PE05 (localisation sur la figure 4.20). L'inversion a fourni une erreur absolue de 1.4 % après 3 itérations. La flèche bleue correspond à la projection de la résurgence sur l'image électrique.

est inférieure à 2 cm/an ; Fig. 4.20).

Par analogie avec les résultats de Jongmans et al. (2009), les niveaux en profondeur présentent de faibles résistivités ($< 50\text{-}60 \Omega \cdot m$) et des vitesses comprises entre 550 et 800 m/s et pourraient être constitués d'argiles saturées peu déstructurées. De la même manière, les niveaux superficiels à faible vitesse ($100 < V_s < 400 \text{ m/s}$) correspondent aux couches de résistivité 90-100 $\Omega \cdot m$ observées sur le profil PE06 (Fig. 4.21) ; il s'agit probablement d'un colluvium désaturé et déstructuré. De plus, l'interface aux alentours de 15 m de profondeur est cohérente avec l'une des surfaces de rupture intermédiaire détectée par inclinométrie et géophysique dans le secteur Sud de glissement (Jongmans et al., 2009).

Par ailleurs, nous avons étudié l'atténuation des ondes de surface le long du profil PS07. Les figures 4.25a et 4.25b montrent les sismogrammes générés avec une source localisée à 0 m. Une atténuation de l'énergie sismique des ondes de Love est visible aux environs de 70 m (Fig. 4.25b). Elle est beaucoup moins apparente pour les ondes de Rayleigh, par rapport aux ondes de Love, à partir de 70 m. La figure 4.25c présente l'évolution, pour chaque trace, de l'énergie des ondes de surface pour des tirs déportés à -15 m. Les ondes de Rayleigh montrent une baisse d'énergie à 25 m puis à 70-75 m. Les ondes de Love montrent une perte d'énergie nette à partir de 70 m. Les rapports spectraux ont été calculés pour deux tirs à 0 m. Les courbes de dispersion expérimentales des modes fondamentaux des ondes de Rayleigh et de Love ont été déterminées avec le logiciel Geopsy (www.geopsy.org ; Wathelet et al., 2004) et sont présentées sur la figure 4.25d et 4.25e, respectivement. La courbe blanche précise la

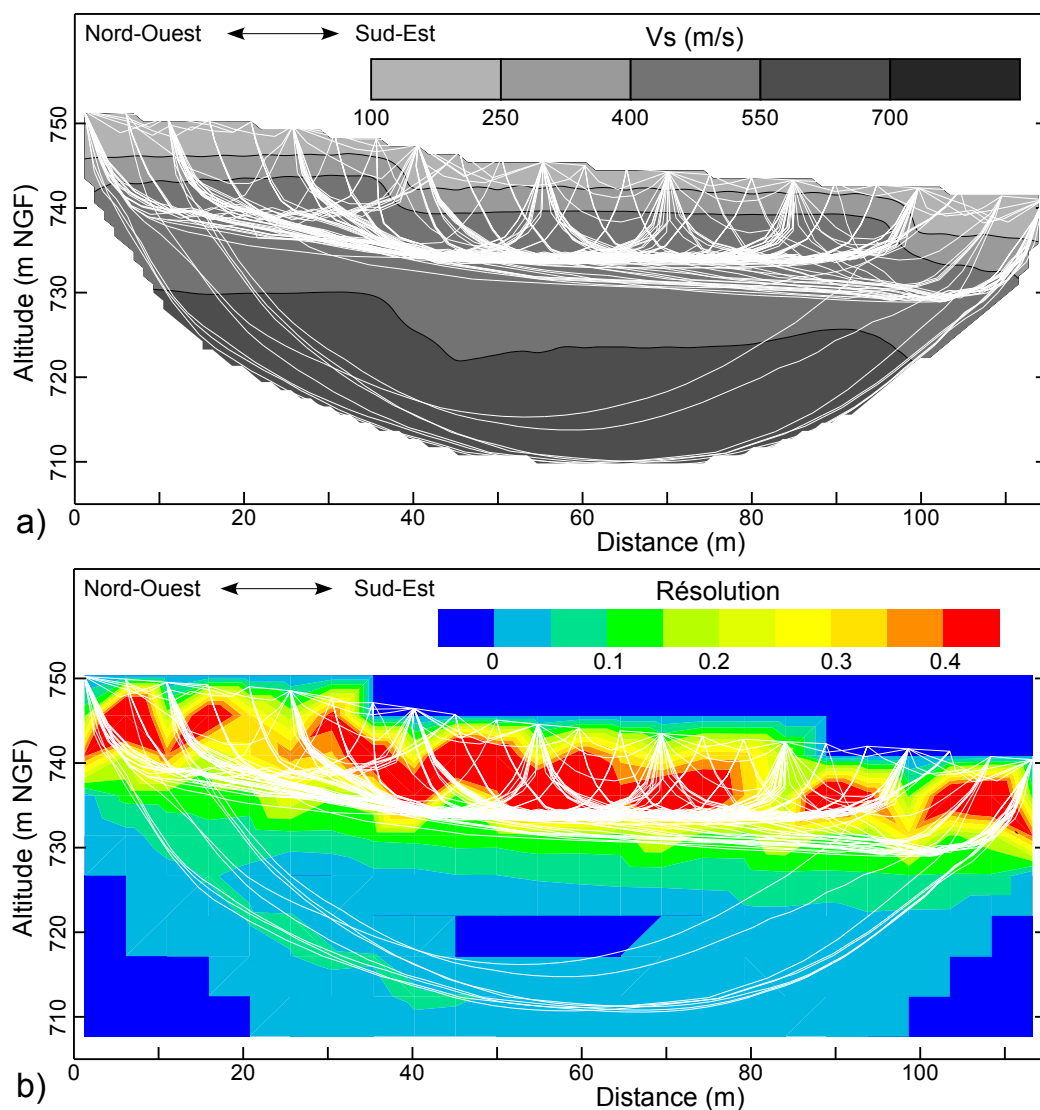


Figure 4.23 – a) Tomographie sismique en ondes S du profil PS07 (localisation sur la figure 4.20). Un modèle de départ bi-couche, déduit de l'analyse en réfraction, a été utilisé. L'inversion a été conduite avec une maille de $5\text{ m} \times 5\text{ m}$. L'erreur RMS finale est de 1.46 % après 5 itérations. Le tracé de rais est figuré. b) Matrice de résolution associée à la tomographie. Le tracé de rais est figuré.

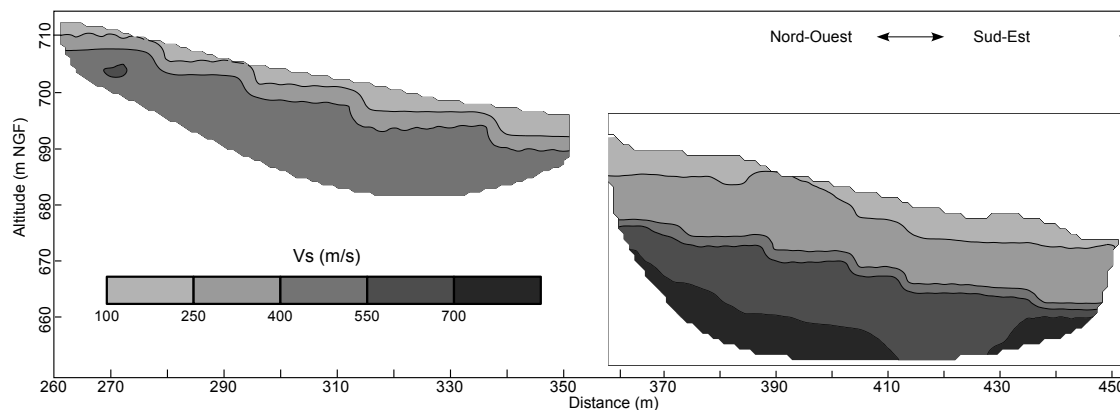


Figure 4.24 – Tomographie sismique en ondes S des profils PS08 et PS09. Les distances sont données par rapport au profil PS07.

région de confiance des courbes de dispersion, établies pour un groupe de capteurs positionnés entre 60 et 90 m le long du profil. La courbe de dispersion des ondes de Rayleigh (Fig. 4.25c) indique que, entre 7.5 et 12.5 Hz, c'est un mode supérieur au mode fondamental qui est excité. Trois couples de deux capteurs positionnés avant et au sein de la zone atténuante ont servi à calculer les rapports spectraux de l'onde transmise sur l'onde incidente : 75 m-35 m, 80 m-40 m et 85 m-45 m. De la même manière que pour l'atténuation d'énergie, une diminution du rapport spectral semble exister pour les ondes de Rayleigh à 10 Hz (Fig. 4.25d), tandis que le rapport spectral des ondes de Love décroît nettement au-delà de 15 Hz (Fig. 4.25e), ce qui correspond à une longueur d'onde d'environ 38 m pour les ondes de Rayleigh ($V_R \approx 380$ m/s à cette fréquence) et 15 m pour les ondes de Love ($V_L \approx 220$ m/s à cette fréquence ; Fig. 4.25e). Cette zone correspond à un escarpement secondaire du glissement d'Avignonet, qui résulterait de la présence d'une ancienne fissure générée par l'activité du glissement.

Le passage d'une zone non remaniée à une zone mécaniquement déstructurée induit une atténuation de l'énergie sismique, peu marquée ici, ainsi qu'un effet de filtre passe-bas. Cet effet a déjà été mentionné dans le cas d'hétérogénéités latérales (*e.g.* Schlue and Hostettler, 1987), de zones faillées (Nguyen, 2005) et de fissures ouvertes dans des bétons (Hévin et al., 1998). Ces derniers ont montré, numériquement et expérimentalement, que la fréquence de coupure du mode fondamental des ondes de Rayleigh est liée à la profondeur des fissures ouvertes et ont proposé une relation liant la fréquence de coupure, la vitesse des ondes de Rayleigh et la profondeur des fissures :

$$F_c = \frac{V_R}{3D_c} \quad (4.1)$$

Avec :

F_c = fréquence de coupure ;

V_R = vitesse du mode fondamental des ondes de Rayleigh ;

D_c = Profondeur de la fissure.

Dans le cas de l'argile, la fissure n'est probablement pas ouverte sur toute sa profondeur et l'application de cette équation à la fréquence de coupure du mode fondamental des ondes de Love fournit une hauteur approximative de la zone fissurée d'environ 12.5 m. Cette valeur est compatible avec la profondeur de surfaces de glissement intermédiaires à Avignonet (Blanchet, 1988; Jongmans et al., 2009) et indiquerait que la fissure semble s'amortir (ou n'être plus détectée) dans les formations plus perméables observées par tomographie électrique (Fig. 4.21).

Cette zone est aussi caractérisée par de plus faibles résistivités sur le profil PE02. La figure 4.26a matérialise la projection de la topographie de PS07 le long du profil PE02. La zone d'atténuation sismique coïncide avec une zone de plus faible résistivité au sein des niveaux drainants (diminution d'environ 10 %). Toutefois, ces niveaux présentent latéralement des indices DOI passables (> 0.5) et indiquent que l'inversion n'est pas entièrement satisfaisante ici. Toutefois, l'endommagement mécanique a vraisemblablement conduit à une augmentation de porosité et, corrélativement, de la teneur en eau. Cette plus forte humidité permettrait d'expliquer les plus faibles résistivités observées. Finalement, les propriétés géotechniques de ces niveaux drainants (granulométrie plus élevée que les argiles, porosité et teneur en eau plus importantes) sont tout à fait compatibles avec la localisation d'une surface de rupture.

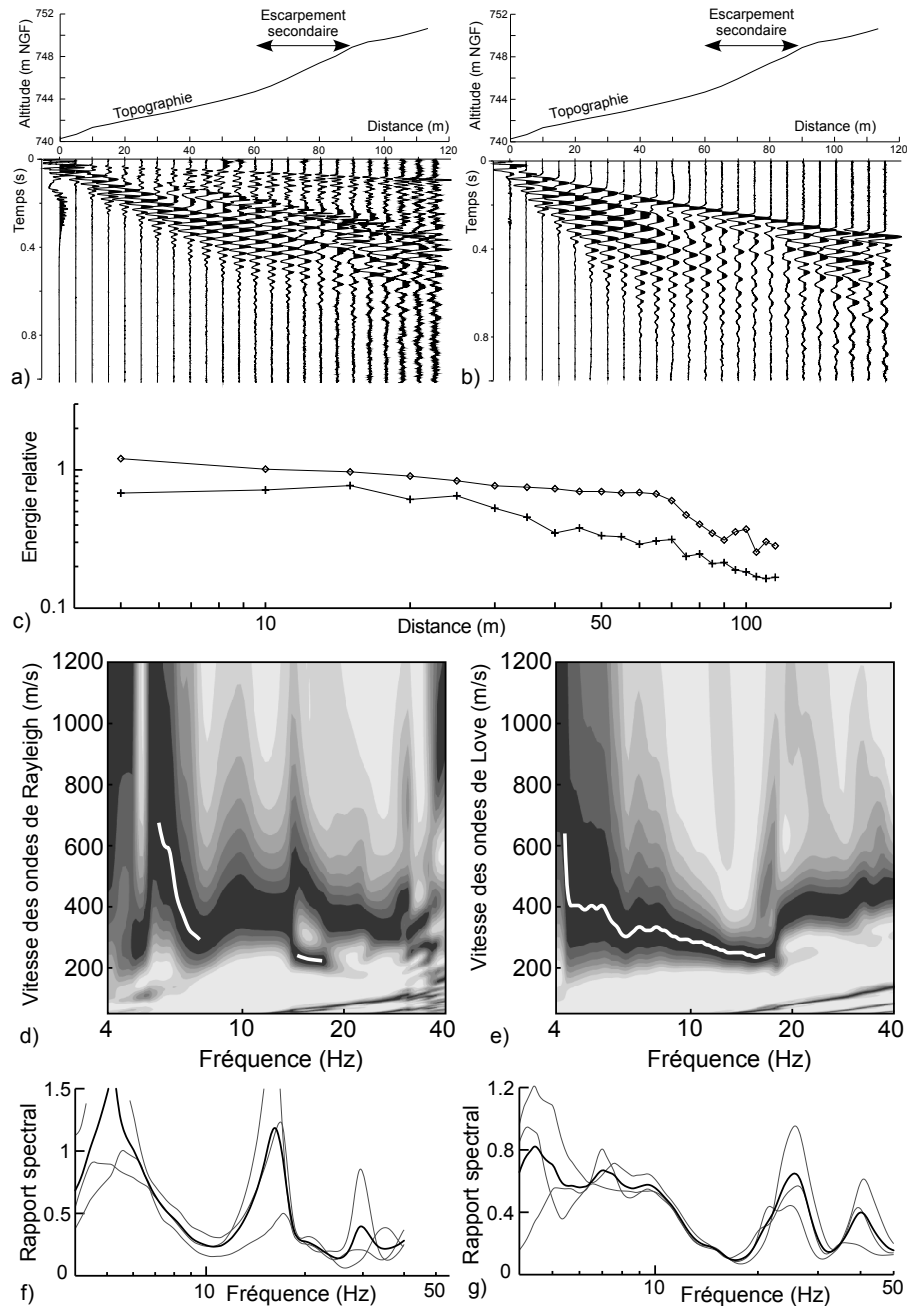


Figure 4.25 – Caractérisation d'une ancienne fissure du glissement d'Avignonet par ondes de surface le long du profil PS07. **a)** Sismogrammes normalisés montrant les ondes P et les ondes de Rayleigh pour un tir à 0 m le long du profil. La topographie est indiquée. **b)** Sismogrammes normalisés montrant les ondes S et ondes de Love pour un tir à 0 m le long du profil. La topographie est indiquée. **c)** Graphique log-log de l'atténuation de l'énergie des ondes de Rayleigh (croix) et des ondes de Love (losanges) pour 2 tirs déportés à -15 m. **d)** Courbe de dispersion expérimentale du mode fondamental des ondes de Rayleigh pour un tir à 0 m et un groupe de 8 capteurs situés entre 60 et 95 m. La courbe blanche précise l'intervalle fréquentiel de confiance du mode fondamental, entre 5.6 et 13.6 Hz. **e)** Courbe de dispersion expérimentale du mode fondamental des ondes de Love pour un tir à 0 m et un groupe de 8 capteurs situés entre 60 et 95 m. La courbe blanche précise l'intervalle fréquentiel de confiance de la courbe, entre 4.2 et 16.7 Hz. **f)** et **g)** Rapports spectraux (onde transmise sur onde incidente) des ondes de Rayleigh et de Love, respectivement, pour un tir offset à -15 m et 3 couples de capteurs à 35-45 m, 40-80 m et 45-85 m. La courbe noire représente la moyenne des 3 courbes.

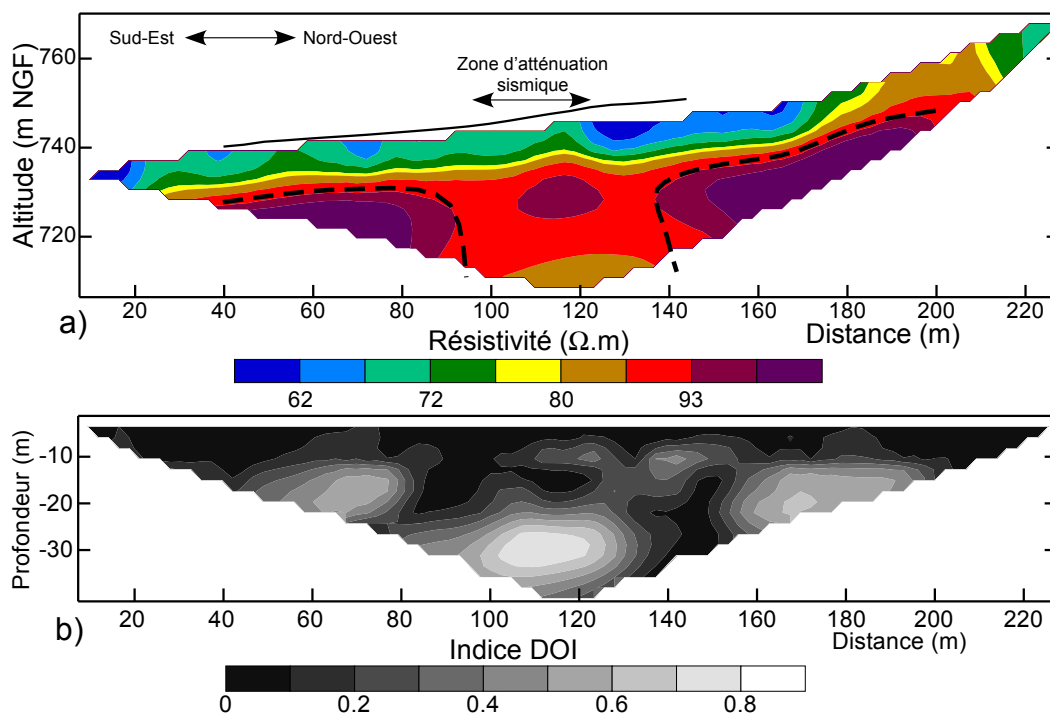


Figure 4.26 – a) Profil électrique PE02 avec localisation de la zone d'atténuation sismique observée sur le profil PS07 (localisation des profils sur la figure 4.20). L'erreur absolue sur PE02 est de 3% après 1 itération. La ligne noire représente la projection de la topographie du profil PS07. La zone d'escarpement secondaire correspond à la bande d'atténuation d'énergie sismique et de filtre passe-bas des ondes de surface. b) Indice DOI associé au profil PE02.

Zone 2

Cette zone se situe dans la partie Nord-Est du glissement d'Avignonet (Fig. 4.20) et présente l'intérêt d'être à une altitude peu élevée (environ 560 m NGF) par rapport au reste du glissement. Sa reconnaissance présente l'intérêt de détecter le contact entre les argiles et les formations sous-jacentes composées d'alluvions compactes (Fig. 2.10). La figure 4.27a montre les résultats de l'investigation électrique et sismique. Le profil électrique PE02 montre que le sous-sol est principalement composé d'une couche de résistivité faible comprise entre 25 et 40 $\Omega.m$ sur une épaisseur d'au moins 30 m. Elle surmonte une formation de résistivité plus élevée (jusqu'à 250 $\Omega.m$ en fond de profil). L'interface entre ces deux niveaux est faiblement pentée vers l'est. La tomographie en ondes S indique la présence, sous une couverture de faible épaisseur (5 m au maximum ; $100 < V_s < 250$ m/s) d'une couche de vitesse comprise entre 250 et 400 m/s sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres. En-dessous se trouvent des niveaux de vitesses supérieures à 550 m/s.

La formation de faible résistivité et de vitesses V_s comprises entre 250 et 400 m/s correspond probablement aux argiles, surmontant des alluvions compactes humides ($\rho > 100 \Omega.m$; $V_s > 550$ m/s) à partir de 30 m de profondeur. L'interface qui sépare ces deux formations se situe à 20-25 m de profondeur au croisement des deux profils. Les valeurs de V_s indiquent que le toit de ces alluvions ne serait pas cimenté, ou bien serait altéré.

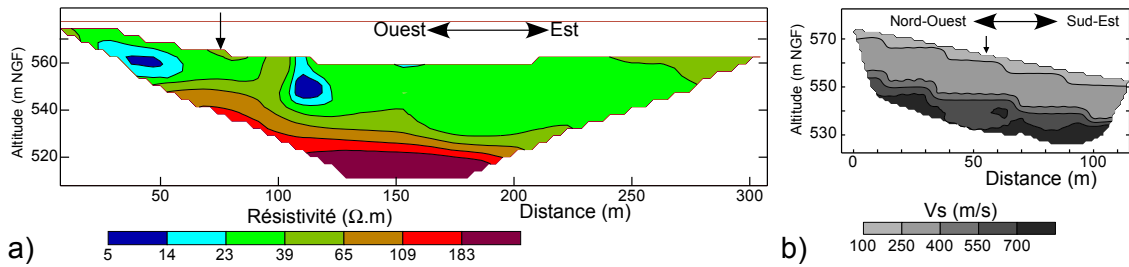


Figure 4.27 – Mesures géophysiques sur la zone 2 (PE07 et PS10; localisation sur la figure 4.20). **a)** Profil électrique PE07; l'erreur absolue est de 4.9 % après 3 itérations. La flèche verticale matérialise l'intersection avec PS10. **b)** Tomographie sismique en ondes S; le modèle tri-couche de départ a été inversé avec une maille de 5 m × 5 m; l'erreur RMS finale est de 3.23 % après 5 itérations. La flèche verticale matérialise l'intersection avec PE07.

Zone 3

Ce secteur se situe dans la partie centrale du glissement, caractérisée par de faibles vitesses de déplacement (Fig. 4.20). Quatre profils électriques ont été réalisés et sont présentés sur la . L'observation des 4 profils réalisés (Fig. 4.28) indique que les résistivités diminuent vers le Sud-Est. Par rapport à la zone 1, on retrouve les couches résistives interstratifiées, plus irrégulières et qui disparaissent vers le Sud-Est. De la même manière que pour la zone 1, les anomalies résistives mises en évidence pourraient correspondre à des formations plus grossières interstratifiées dans des argiles saturées. La matérialisation de la limite entre les deux zones de déplacement du glissement ($V_d < 2$ cm/an et $3 < V_d < 4$ cm/an; Fig. 4.28) indique une bonne correspondance avec la position de l'interface entre les faciès de faible résistivité et de plus forte résistivité. Ces observations sont en accord avec celles effectuées sur la zone 1 (Fig. 4.21).

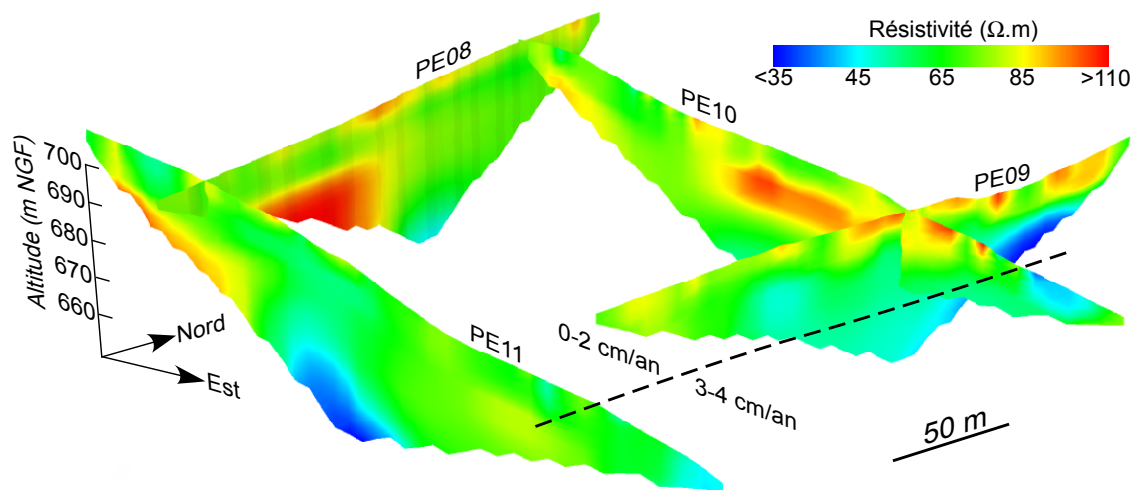


Figure 4.28 – Tomographies électriques de la zone 3 (localisation sur la figure 4.20). Les inversions ont fourni des erreurs absolues inférieures à 5 % après 3 itérations au maximum. La limite entre les zones de vitesses de déplacement du glissement d'Avignonet est indiquée.

La figure 4.29 présente les deux tomographies sismiques en ondes S (PS11 et PS12) dont l'implantation est localisée sur la figure 4.20. Les résultats indiquent

pour le profil amont, une première couche épaisse d'une dizaine de mètres et dont la vitesse des ondes S évolue depuis 100-250 m/s en amont vers 250-400 m/s à l'aval. En-dessous, les vitesses sont supérieures à 550 m/s. Le profil aval présente une couche supérieure épaisse de 20 à 25 m et de vitesses comprises entre 250 et 400 m/s. En-dessous d'une interface sub-parallèle à la topographie, les formations en présence ont des vitesses supérieures à 400 m/s.

Les tomographies indiquent un épaissement des couches de vitesse Vs inférieure à 400 m/s vers le Sud-Est. La matérialisation de la limite entre les deux zones de vitesse du glissement, toutefois déterminée à partir de relevés peu nombreux dans ce secteur, ne semble pas permettre de les distinguer sur la base du paramètre Vs dans cette zone (Fig. 4.29).

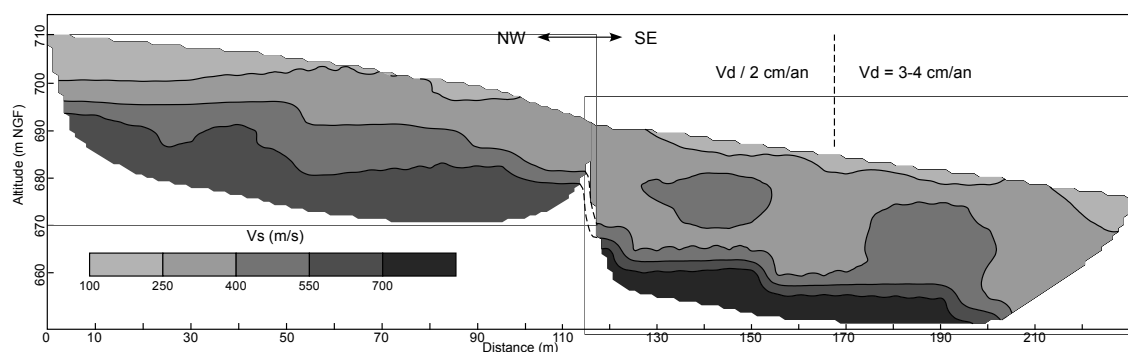


Figure 4.29 – Tomographies sismiques de la zone 3 (PS11 à gauche et PS12 à droite; localisation sur la figure 4.20). les modèles tri-couche de départ ont été inversés avec une maille de 5 m × 5 m; les erreurs RMS finales sont de 1.54 % pour PS11 et 1.66 % pour PS23 après 5 itérations. Les vitesses de déplacement (Vd) en surface du glissement d'Avignonet sont précisées.

Zone 4

Cette zone se situe dans la partie Sud du glissement d'Avignonet (Fig. 4.20). Les 4 profils réalisés sont en partie localisés sur un secteur très actif en surface qui présente des indices de déformation intense en surface (Fig. 4.30). Les valeurs de résistivité sont faibles et varient peu, entre 20 et 50 Ω.m. Elles sont inférieures à celles des zones 1 et 3 (Fig. 4.35). Les résistivités moyennes diminuent globalement vers le Sud-Est, ce qui traduit un enrichissement en matériau argileux dans cette direction avec un diminution de l'altitude..

Le profil PE14 présente une interface, une altitude de 640 m NGF environ, entre des formations de résistivité moyenne 20 Ω.m (argiles) et des niveaux de résistivité supérieure à 70 Ω.m. Cette altitude correspond à la position d'une interface détectée par réflexion d'ondes P sur les profils sismiques PS03, PS04 et PS01 (Fig. 4.19) et interprétée comme des alluvions fluvio-glaciaires, en accords avec les observations de terrain (Fig. 4.2) et les résultats du sondage T2 (Table 2.1 et Fig. 2.12).

La figure 4.31 présente les résultats de deux tomographies sismiques en ondes S (PS13 et PS14) effectuée au Sud du glissement d'Avignonet. Ce site montre des figures de déformation très active en surface (fissures, contre-pentes, moutonnements) et des vitesses déplacement importante en surface (jusqu'à 70 cm/an en certains

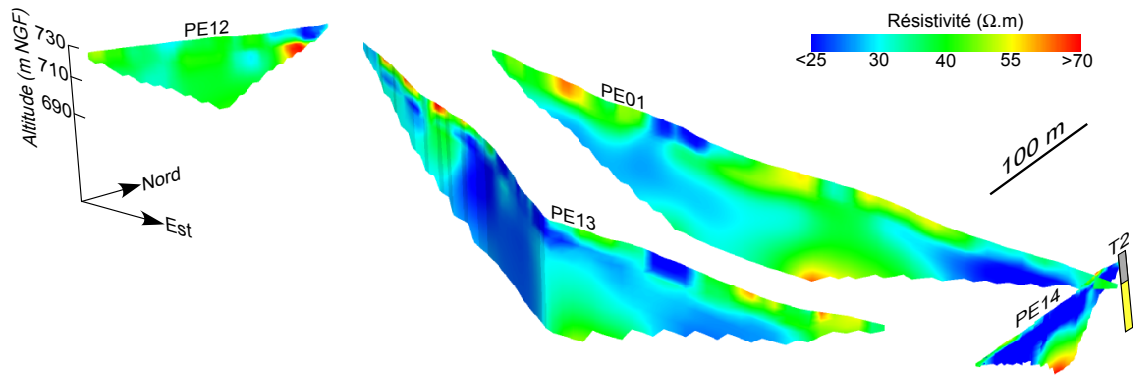


Figure 4.30 – Tomographies électriques de la zone 4 (localisation sur la figure 4.20). Les inversions ont fourni des erreurs absolues inférieures à 5 % après 3 itérations au maximum. Le sondage T2 a été projeté. La couleur grise correspond à des formations argileuses et la couleur jaune à des alluvions.

points). Les résultats indiquent la présence d'une couche de faible vitesse en surface ($V_s < 250$ m/s) dont l'épaisseur augmente régulièrement depuis l'amont (10 m) vers l'aval (15-20 m). En dessous se trouvent des niveaux dont les vitesses sont supérieures à 400 m/s à l'amont et supérieures à 550 m/s à l'aval.

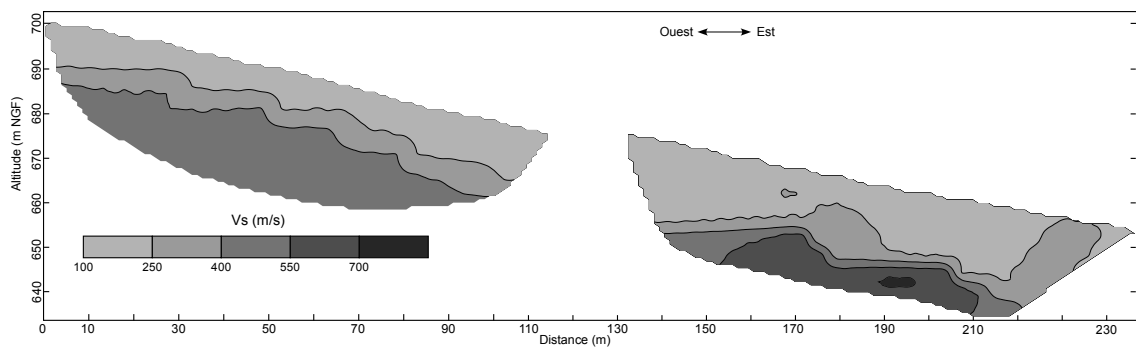


Figure 4.31 – Tomographies sismiques de la zone 4 (PS13 et PS14; localisation sur la figure 4.20). Les modèles bi-couche de départ ont été inversés avec une maille de $5\text{ m} \times 5\text{ m}$; les erreurs RMS finales sont de 1.54 % pour PS13 et 2.2 % pour PS14 après 5 itérations.

Le plateau de Sinard et la limite supérieure du glissement d'Avignonet

L'objectif de cette acquisition était d'obtenir les paramètres sismiques des moraines et, éventuellement, des argiles désaturées. La figure 4.32 présente les résultats obtenus par sismique réfraction, en ondes P et S. L'analyse montre, dans les deux cas, une interface horizontale située à 2 m de profondeur. Les niveaux superficiels ont des vitesses de l'ordre de 380 m/s (ondes P) et 170 m/s (ondes S). En-dessous, les ondes P indiquent que ces niveaux sont probablement saturés ($V_p = 1965$ m/s) et plus compacts que les niveaux de surface ($V_s = 560$ m/s).

Le profil PS03 est localisé de part et d'autre de la limite supérieure du glissement d'Avignonet (Fig. 4.15). La figure 4.33a présente un sismogramme brut pour un tir à 0 m. La limite supérieure du glissement est située à 320 m le long du profil. Une

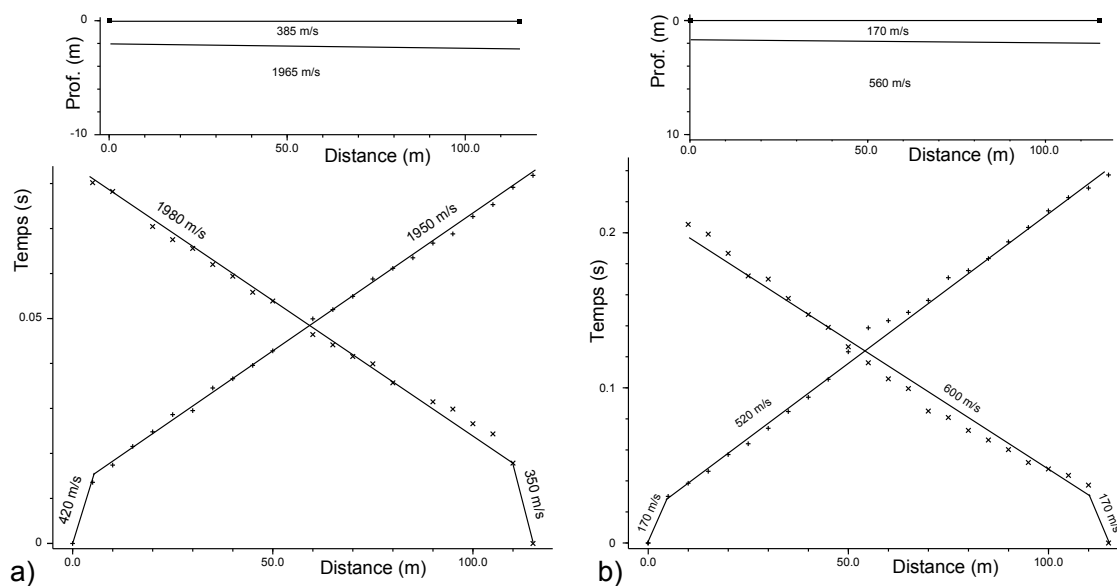


Figure 4.32 – Analyse par réfraction du profil PS05 situé sur les moraines. **a)** Réfraction en ondes P : dromochrones et modèle de terrain. **b)** Réfraction en ondes S : dromochrones et modèle de terrain.

atténuation de l'énergie sismique des ondes de surface est visible à partir de 370 m le long du profil, soit 50 m à l'intérieur du glissement. La figure 4.33b présente l'énergie sismique des ondes de Rayleigh pour un tir *offset* à -85 m et pour un tir à 0 m le long du profil PS03. L'atténuation d'énergie est visible pour le tir déporté, à partir de 380 m le long du profil (Fig. 4.33b), tandis qu'elle n'est pas visible pour le tir à 0 m.

La courbe de dispersion des ondes de Rayleigh (Fig. 4.33c) indique que c'est le mode fondamental qui se propage avec le plus d'énergie entre 4.5 Hz et 15 Hz, tandis que des modes supérieurs apparaissent au-delà de cette fréquence. Le rapport spectral des ondes transmises sur les ondes incidentes a été calculé pour 2 géophones placés à 400 et 300 m le long du profil, respectivement, et pour 4 tirs à -85, 0, 80 et 160 m (Fig. 4.33d). Les résultats indiquent une décroissance du rapport spectral de l'ensemble des courbes pour une fréquence d'environ 6.5 Hz, ce qui correspond à une longueur d'onde d'environ 60 m. L'application de la relation proposée par Hévin et al. (1998) indique une profondeur apparente de fissure d'environ 20 m.

Les argiles litées hors du glissement (PS06)

Les acquisitions sismiques conduites sur le plateau de Sinard ont permis de disposer des caractéristiques sismiques des moraines mais pas des argiles litées désaturées. Un profil a été conduit au Sud-Est du glissement dans ce but (Fig. 4.20), sur une crête évasée et isolée du massif principal. La figure 4.34 présente les vitesses sismiques obtenues par réfraction. Les ondes P montrent que, sous une couche d'altération de faible épaisseur (≈ 2 m) et de faible vitesse ($V_p = 250$ m/s), il se trouve un niveau épais de 15 à 20 m et de vitesse $V_p = 1000$ m/s dont la limite inférieure est faiblement pentée (Fig. 4.34a). Ces niveaux correspondent aux argiles litées désaturées et la limite inférieure pourrait correspondre au toit de la nappe ($V_p \approx 1900$ m/s). Cette valeur est en accord avec celles trouvées sur d'autres sites du Trièves pour des

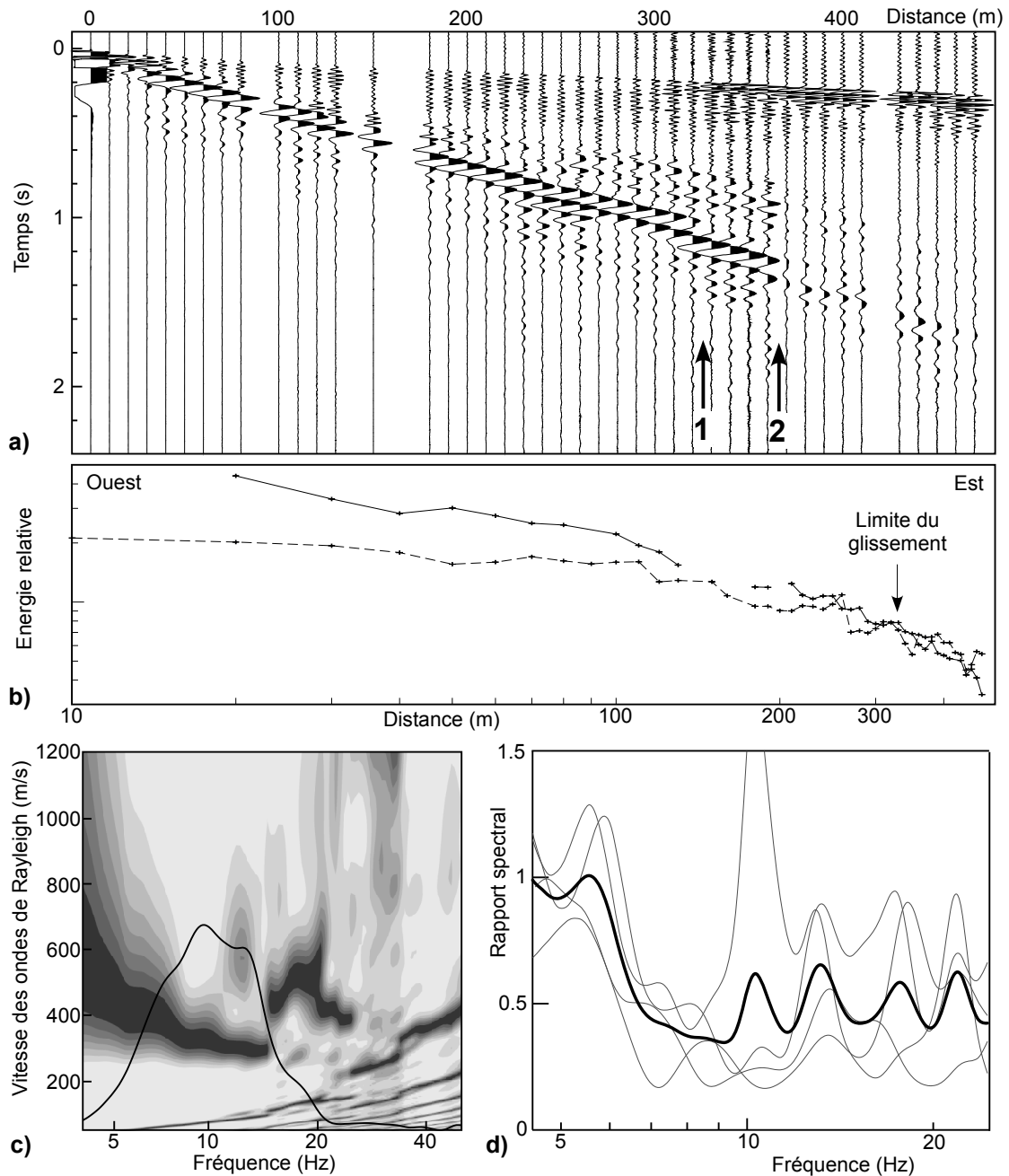


Figure 4.33 – Variations latérales du contenu sismique observées sur le profil PS03 (localisation sur la figure 4.15). **a)** Sismogramme brut d'un tir à 0 m. 1 : Limite supérieure du glissement d'Avignonet ; 2 : Limite à partir de laquelle les ondes de Rayleigh sont atténuées et filtrées. **b)** Atténuation de l'énergie sismique des ondes de Rayleigh pour un tir offset à -85 m (trait pointillé) et un tir à 0 m (trait plein). **c)** Courbe de dispersion des ondes de Rayleigh pour un tir à 0 m et un groupe de 8 géophones situés entre 290 et 360 m le long du profil. L'énergie en fonction de la fréquence est matérialisée par le trait noir. **d)** Rapports spectraux entre un capteur situé à 400 m (onde transmise) et un capteur situé à 300 m (onde incidente) pour 4 tirs à -85 m, 0 m, 80 m et 160 m. Le trait noir épais représente la moyenne des 4 rapports spectraux.

argiles litées non saturées (Giraud et al., 1981, 1991; Feregotto, 2008).

Le profil en ondes S (Fig. 4.34b) présente une couche superficielle de vitesse $V_s = 190$ m/s et dont l'épaisseur diminue depuis l'amont (4 m) vers l'aval (2 m). En dessous les couches ont une vitesse moyenne de l'ordre de 335 m/s. Cette valeur est inférieure aux vitesses des ondes S dans les argiles saines (de l'ordre de 650 m/s; Jongmans et al., 2009) et pourrait indiquer que ces formations, situés au niveau d'un crête, sont fortement décomprimées. Le niveau en profondeur à 530 m/s n'est détecté qu'avec 3 capteurs et ne peut être considéré comme fiable.

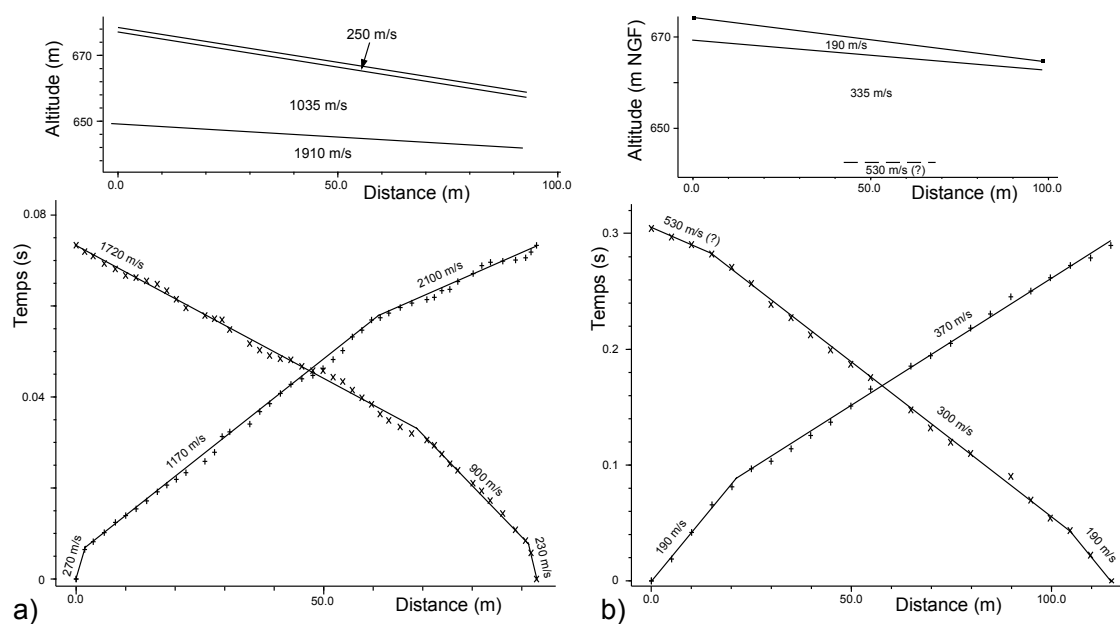


Figure 4.34 – Analyse par réfraction du profil PS06 situé sur les argiles et hors du glissement. **a)** Réfraction en ondes P : dromochrones et modèle de terrain. **b)** Réfraction en ondes S : dromochrones et modèle de terrain.

Synthèse et discussion

Le Tableau 4.5 présente une synthèse des paramètres géophysiques des formations en présence et permet de compléter les observations effectuées au chapitre 3 (Table 3.2), notamment en précisant la vitesse de propagation des ondes P dans les argiles désaturées et la disparité des résistivités, qui reflète l'hétérogénéité géologique du site. Ce dernier point met en évidence le contrôle important de l'eau sur ces deux paramètres.

L'ensemble des tomographies électriques réparties sur le glissement est présenté sur la figure 4.35 avec une échelle de couleur des résistivités commune. L'image indique une diminution générale des résistivités depuis le Nord-Ouest vers le Sud-Est (Fig. 4.35). Cette évolution peut s'expliquer par le passage progressif depuis des moraines, au Nord, à des formations principalement argileuses, vers le Sud, en accord avec la cartographie géologique, qui indique la limite des moraines au Sud de Sinard (Figs. 2.4, 2.9, 2.10). De la même manière, les résistivités diminuent le long de la pente, depuis l'Ouest vers l'Est, au fur et à mesure que les moraines laissent place aux argiles lorsque l'altitude diminue.

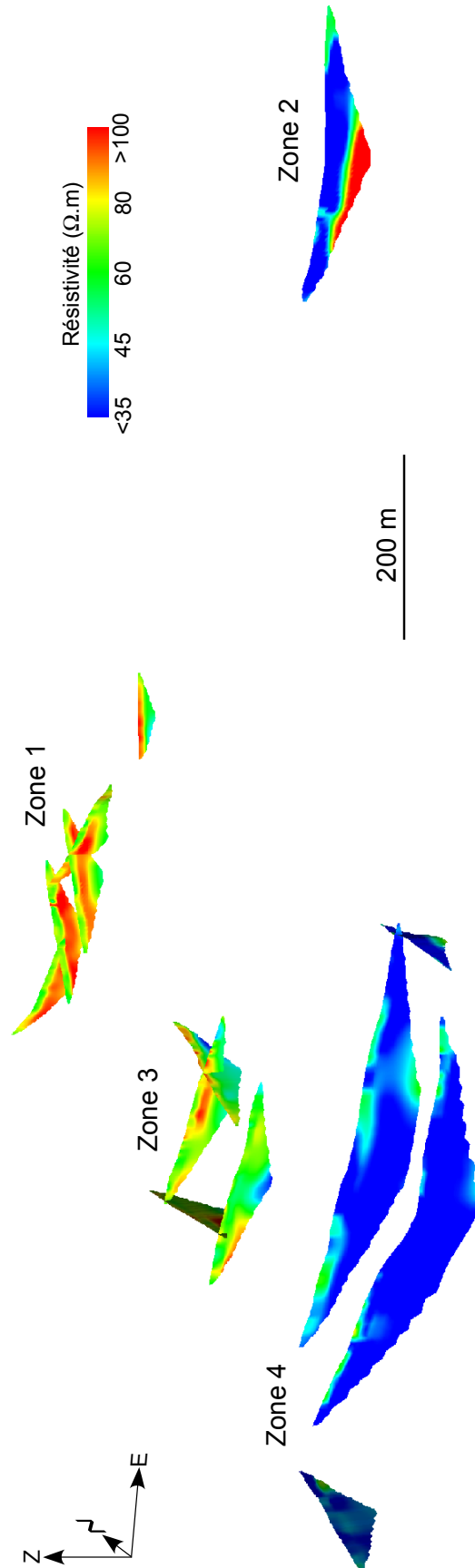


Figure 4.35 – Évolution des résistivités sur l'ensemble du site (localisation des profils sur la figure 4.20).

Table 4.5 – Synthèse des paramètres géophysiques. Les lentilles argilo-sableuses correspondent aux formations drainantes rencontrées dans la zone 1.

Unité	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Densité	Rho ($\Omega.m$)
Colluvium morainique désaturé	500	250	1.9	100
Moraines saturées	1850-1950	150-450	2	
Lentilles argilo-sableuses saturées	1850-1950	550		90-110
Argiles décomprimées désaturées	1050	350		
Argiles déstructurées saturées	1850	150-450	2	25
Argiles en place saturées	1850	600-650	2	25
Alluvions compactes	2350	1250	2	> 100
Bedrock jurassique	3000	2000	2.6	

Au sein de la masse argileuse, plusieurs hétérogénéités ont cependant été mises en évidence. La première est d'ordre lithologique et indique que des niveaux plus grossiers, drainants, sont présents dans la partie supérieure de la séquence (au-dessus de 700 m d'altitude) et dans la partie Nord du glissement (Figs. 4.21, 4.22). Ces niveaux, qui drainent l'eau circulant au sein de la partie supérieure du massif, jouent probablement un rôle dans la régulation de la pression interstitielle et permettent d'expliquer en partie les vitesses différentielles au sein du glissement d'Avignonet. La présence de ces niveaux drainants est restreinte à la zone de déplacement lente ($V_d < 2 \text{ cm/an}$; dans la partie Nord-Ouest du glissement; Fig. 4.20). Ces observations sont confirmées par le contraste des paramètres géophysiques de part et d'autre de cette limite. Celle-ci semble indiquer que les argiles sont présentes immédiatement au début de la zone d'évolution rapide du glissement, en-dessous de 700 m d'altitude, tandis que les niveaux argilo-sableux drainants superficiels sont circonscrits à l'amont (Figs. 4.21 et 4.29), comme le suggère la présence de plusieurs résurgences observées à cette altitude (Figs. 2.10a et 4.22). De plus, dans la zone très active du glissement (zone 4; Fig. 4.20) où ne sont présentes que des argiles sous une faible couverture de colluvium morainique, les observations indiquent la présence de coulées.

Le deuxième type d'anomalie détectée par géophysique est la déstructuration mécanique liée à des escarpements et fissures hectométriques du glissement. Ces systèmes agissent comme des atténuateurs d'énergie sismique et entraînent aussi un filtrage passe-bas des ondes de surface (Fig. 4.25). La localisation de l'escarpement étudié dans la zone 1 (Fig. 4.25) et de celui qui matérialise la limite supérieure du glissement d'Avignonet (Fig. 4.33) indique qu'il s'agit probablement de fissures inactives actuellement. Elles conservent néanmoins la trace de leur activité dans leurs paramètres sismiques. Après des calculs simplifiés, ces fissures pourraient atteindre une profondeur de 12 m à 20 m, respectivement. Dans le cas de l'escarpement de la zone 1, ces résultats indiquent que la fissure s'amortirait au sein des formations argilo-sableuses drainantes. Ces observations sont compatibles, d'une part avec les caractéristiques de ces niveaux (porosité et teneur en eau plus importantes) et, d'autre part, avec la localisation des surfaces de glissement de profondeur intermédiaire au sein du glissement (Blanchet, 1988; Jongmans et al., 2009).

4.4 Essais géophysiques en forages

Six forages complémentaires (T5 à T10) ont été réalisés, dans le but de disposer d'échantillons pour les essais mécaniques en laboratoire et pour mettre en place des instrumentations. La figure 4.36 présente l'implantation de ces sondages. Ils ont tous fait l'objet de diagraphies *gamma-ray* afin de caractériser les formations argileuses et d'établir des corrélations. Des diagraphies par mesures acoustiques ont été conduites dans deux forages (T7 et T8) pour imager d'éventuelles déformations des tubages. Le sondage T9 n'a pu être diagraphié par mesures acoustique pour cause de cisaillement complet lors de la campagne de mesures.

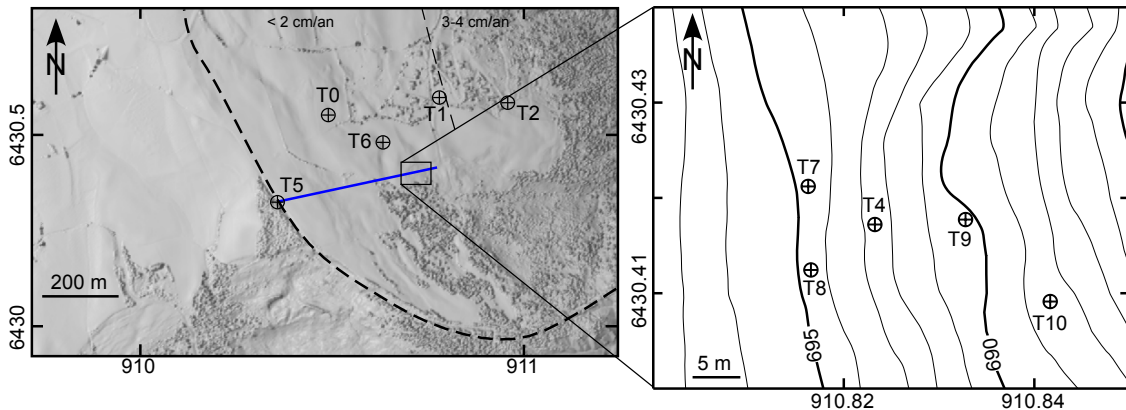


Figure 4.36 – Implantation des sondages. Le trait bleu représente le profil de la figure 4.37.

4.4.1 Corrélations gamma-ray

L'ensemble des 6 forages a fait l'objet de diagraphies *gamma-ray* en février 2008 afin de réaliser des corrélations puits-à-puits. Les logs des forages, répartis selon une direction Ouest-Est, sont présentés sur la figure 4.37. Sur le sondage T5, l'interface entre le colluvium morainique et les argiles à bloc est identifiée à 7.5 m de profondeur par une augmentation du nombre de coups/s dans la formation d'argiles à blocs. L'épaisseur du colluvium morainique est constante jusqu'au sondage T7 et diminue ensuite à 2.5 m dans les sondages T4 et T9. Les logs *gamma-ray* des sondages T4 et T9 présentent une forme globale concordante, mais aucune corrélation n'apparaît au sein des argiles à blocs, ce qui suggère un remaniement plus ou moins intense au sein de cette formation. L'interface entre les argiles à blocs et les argiles litées sous-jacentes est détectée sur les sondages T4 et T9 par une augmentation du *gamma-ray* à une profondeur de 18.5 à 17 m, respectivement.

4.4.2 Diagraphies acoustiques

Des diagraphies d'imagerie acoustique (ABI) ont été menées au mois d'août 2009 dans les sondages T7 et T8, 16 mois après leur réalisation (Fig. 4.38). Les coupes à différentes profondeurs montrent la forme de l'intérieur des tubes (en rouge) orientée par rapport au nord et à un axe central vertical (croix grise). Les images 3D présentent la forme du tubage sur l'ensemble de la longueur. Un tubage intact est représenté en coupe par un cercle centré sur l'axe vertical. Une légère déformation est

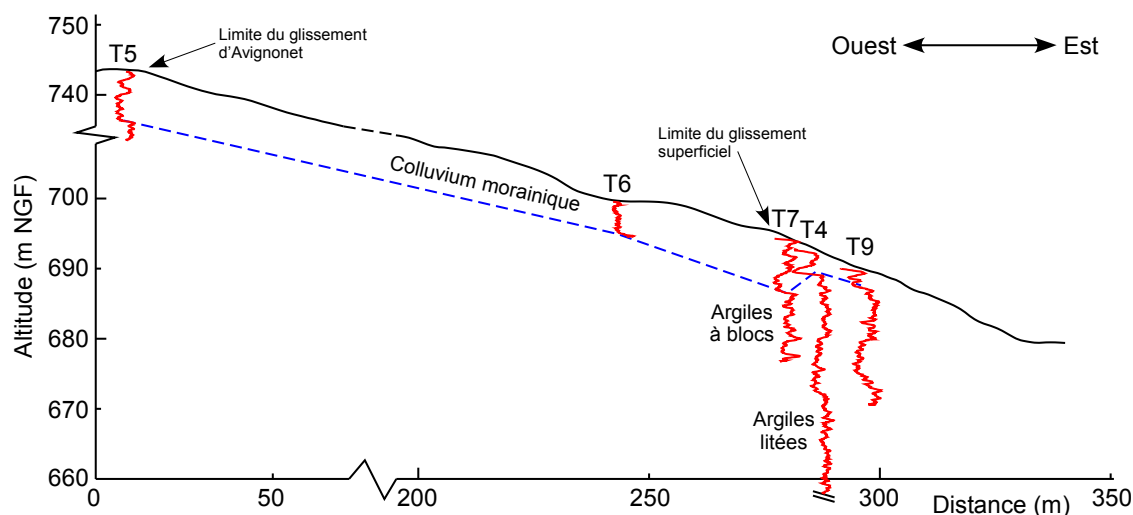


Figure 4.37 – Corrélations des diagraphies gamma-ray (localisation des sondages sur la figure 4.36).

visible dans T7 à un peu moins de 5 m de profondeur (le tube est décentré vers l'Est) et une forte déformation est mise en évidence à 10.3 m (Fig. 4.38a). Les réflexions enregistrées au-delà du tubage (en dehors du cercle) signifient probablement que ce dernier est cassé et que les réflexions se sont produites sur la paroi du forage. Une seconde déformation importante est visible un peu moins de 1 m en-dessous de la précédente. Il s'agit d'un artefact puisque cette distance correspond à la séparation entre les centres de l'outil. Deux fortes déformations sont visibles dans le sondage T8 (Fig. 4.38b), à 2.5 m et 10 m de profondeur, indiquant que le tubage est probablement cassé. De nouveau, la forte déformation à 11 m de profondeur est un artefact. Le tubage du sondage T8 ayant été scellé au terrain au moyen d'un coulis de ciment, l'imagerie acoustique permet d'observer des déformations plus ténues que dans T7. À 1 m de profondeur, un cisaillement net du tubage est clairement mis en évidence (Fig. 4.38c). Cette observation, qui indique un mouvement rapide du premier mètre du sous-sol, est cohérente avec des analyses de laboratoire effectuées sur des échantillons à proximité du sondage T10 (localisation sur la figure 4.36 ; Bièvre et al., *reva*). Ces analyses ont révélé la présence d'un niveau dont 15 % des grains a une granulométrie supérieure à 2 m (et 65 % < 0.02 mm), tandis que 98 % des autres échantillons, répartis entre 0.5 et 3 m de profondeur, présentent une granulométrie inférieure à 0.02 mm. Ce niveau particulier à 1 m de profondeur présente des limites d'Atterberg relativement faibles (indice de plasticité de 10 % et limite de liquidité de 27 %) par rapport aux autres (indice de plasticité de 22-23 % et limite de liquidité de 46-47 %). Ces observations permettent d'expliquer la localisation de cette surface de glissement au sein de niveaux plus perméables et à la cohésion vraisemblablement plus faible. Elle semble correspondre aux surfaces de glissements superficielles qui fonctionnent par fluage et coulée et qui seraient contrôlées par la variation de teneur en eau de la tranche superficielle (Antoine et al., 1991). Finalement, une fissure verticale du tubage est identifiée entre 4 et 5 m de profondeur (Fig. 4.38), ce qui confirme la présence d'une surface de rupture vers 5 m de profondeur.

Il n'a pas été possible de réaliser des diagraphies dans le sondage T9 de 20 m (Fig. 4.36), 16 mois après sa foration. Ce dernier était entièrement cisailé à une profondeur de 5 m, empêchant la descente de l'outil. Cette constatation souligne

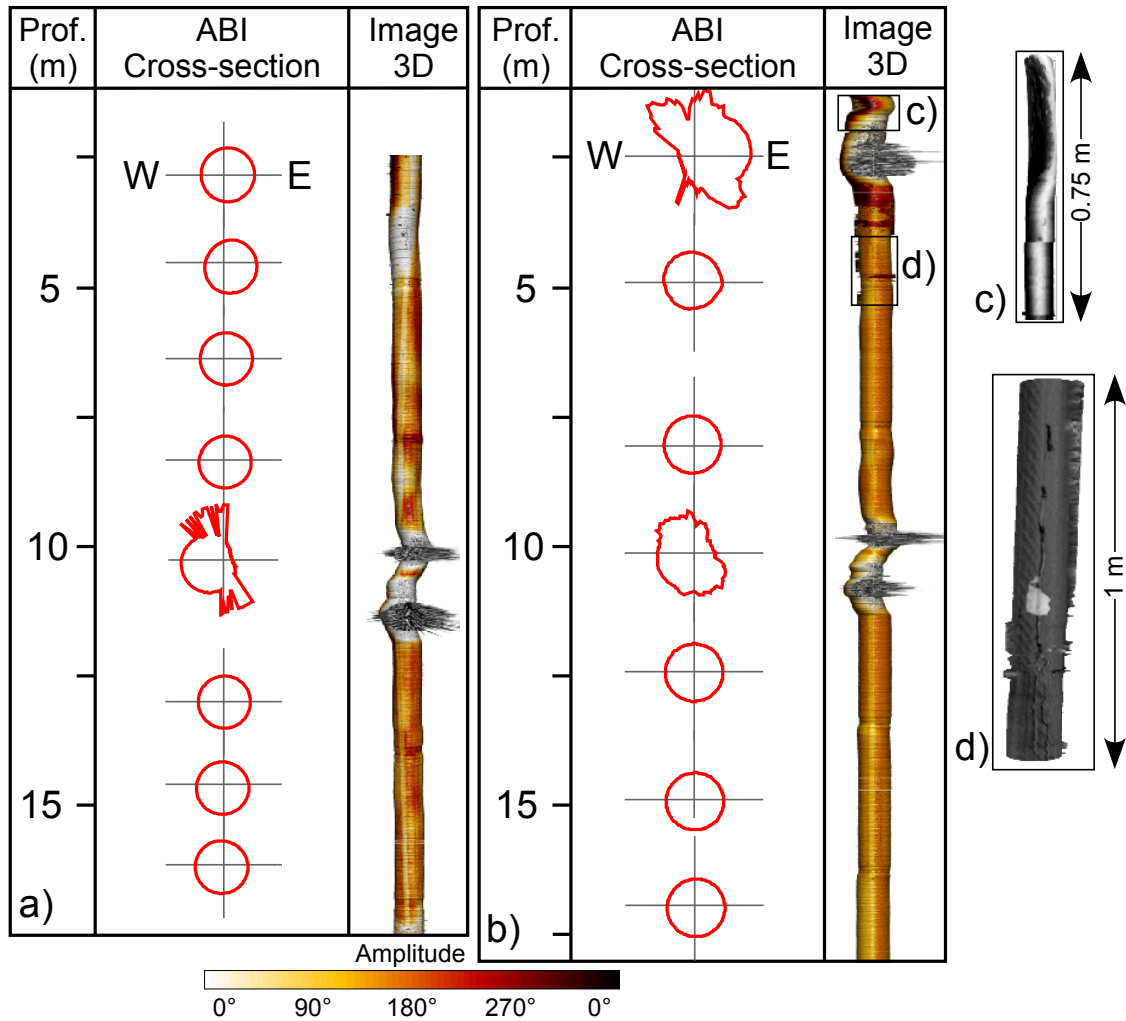


Figure 4.38 – Diagraphies d’imagerie acoustique et déformations des tubages des sondages T7 et T8 mesurées 16 mois après leur mise en place (localisation des sondages sur la figure 4.36). **a)** Sondage T7 dont le tubage est constitué d’un PVC crêpé non scellé au terrain. **b)** Sondage T8 dont le tubage est constitué d’un PVC plein scellé au terrain au moyen d’un coulis de ciment. **c)** Cisaillement du tubage du sondage T8 à une profondeur de 1.6 m. **d)** Fissure verticale entre 4 et 5 m de profondeur le long du tubage du sondage T8.

l'activité importante dans cette zone.

La campagne de diagraphies a permis de mettre en évidence plusieurs niveaux de déformation des tubages. Les surfaces à 5 m et 10 m de profondeur correspondent aux surfaces de glissement superficielles et intermédiaires identifiées par inclinométrie et géophysique (Jongmans et al., 2009). Un niveau de déformation très superficiel est détecté entre 1 et 2.5 m de profondeur. La surface inférieure correspond à la base du colluvium morainique et pourrait indiquer que ce dernier est affecté de mouvements de type solifluxion. Cette surface de déformation très superficielle n'a pu être mise en évidence par les méthodes sismiques de surface en raison d'un écartement de géophones trop important pour pouvoir les détecter (2.5 m au minimum).

Finalement, les déformations sont plus intenses en aval puisque le tubage du sondage T9 était cisailé à 5 m de profondeur après 16 mois. Cette observation est en accord avec les données inclinométriques qui ont mis en évidence un cisaillement complet du tubage T2 (Fig. 2.12) sur une période de temps équivalente (Fig. 2.12d ; Blanchet, 1988).

4.5 Mesures de déplacements

La figure 4.40 présente les données pluviométriques, le battement du toit de la nappe et les déplacements mesurés aux stations GPS AVP2 et AVN. La station météorologique et la cellule piézométrique sont situées à proximité de AVP2. La localisation des stations GPS est matérialisée sur la figure 2.10b. L'implantation de la station météorologique et de la cellule piézométrique est matérialisée sur la figure 5.4.

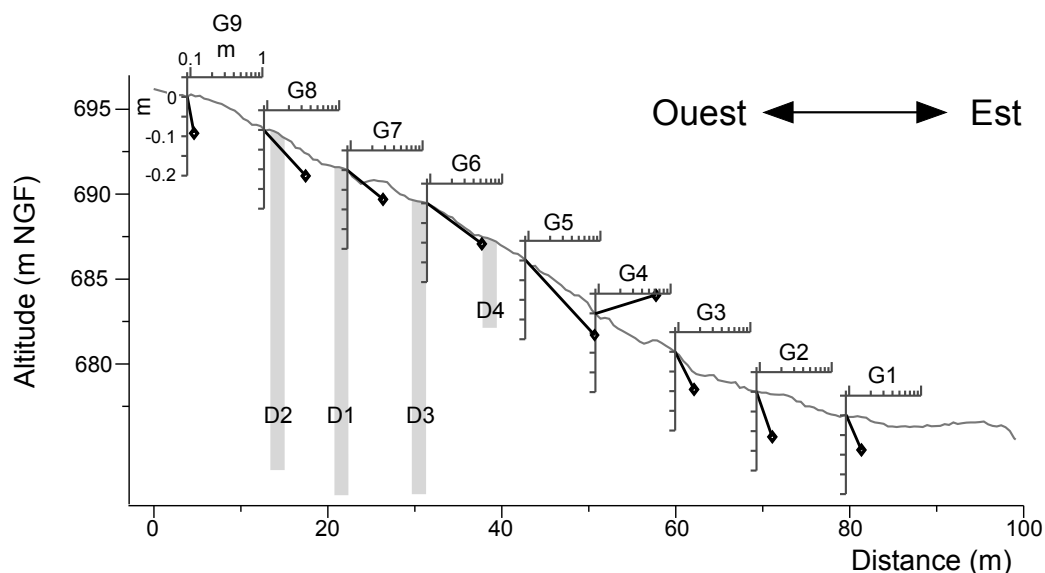


Figure 4.39 – Déplacements entre le 24/09/2008, le 10/09/2009 et le 21/11/2009. Localisation des stations sur la figure 5.4.

L'observation des courbes de AVP2 et AVR indique un déplacement différent dans le plan Est-Ouest (et, dans une moindre mesure, dans le plan vertical, mais la barre d'erreur sur les mesures d'AVP2 est trop importante ; Fig. 2.15c). AVN

présente un déplacement Est-Ouest avec une vitesse linéaire, tandis que AVP2 semble présenter des variations de vitesse (Fig. 2.15b). La figure 4.40 présente les mesures superposées de pluviométrie, piézométrie et des déplacements GPS des stations AVP2 et AVN. Il semble exister une concordance entre la composante Est-Ouest de AVP et le battement du toit de la nappe (Fig. 4.40a). En première approche, cela semble indiquer que AVP2 réagit au battement de la nappe et est influencée par le processus de surpression et/ou d'humidification/séchage de la tranche superficielle du sous-sol (Flageollet et al., 1999). Ces observations semblent conforter les interprétations effectuées au chapitre 4 : la station AVN se situe dans une zone plus fortement drainée que AVP2, où les transits de fluides sont plus rapides et ne permettent pas à la tranche superficielle du sous-sol de s'humidifier de façon aussi marquée que pour la station AVP2.

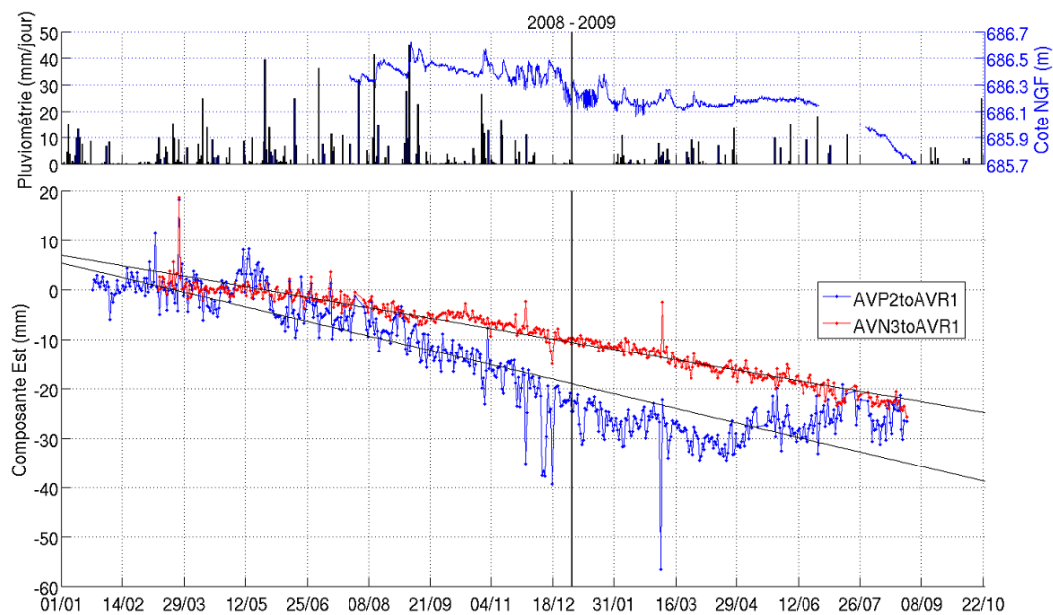


Figure 4.40 – Relation entre, d'une part, la pluviométrie et le battement de la nappe superficielle (en haut) et, d'autre part, les déplacements des stations GPS AVP2 et AVN (en bas) par rapport à la référence AVR (Bronner, 2009).

4.6 Discussion et synthèse générale

La figure 4.41 présente l'intégration des données géophysiques et géologiques sur le glissement d'Avignonet. Les résultats sont figurés sur une coupe topographique et géologique 2D moyenne représentative de l'ensemble du glissement. L'analyse des ondes P réfléchies a mis en évidence plusieurs réflexions, dont deux peuvent être attribuées à des interfaces lithologiques observées ou connues sur le terrain. Il s'agit de la limite basale du glissement et de l'interface supérieure des alluvions fluvio-glaciaires meubles. La troisième interface, détectée à une profondeur d'environ 50 m, correspond à limite basale du glissement d'Avignonet. Cette interface semble se poursuivre sous le plateau de Sinard, ce qui suggère que, à l'échelle du glissement d'Avignonet, la position des surfaces de rupture profondes est contrôlée par la lithologie.

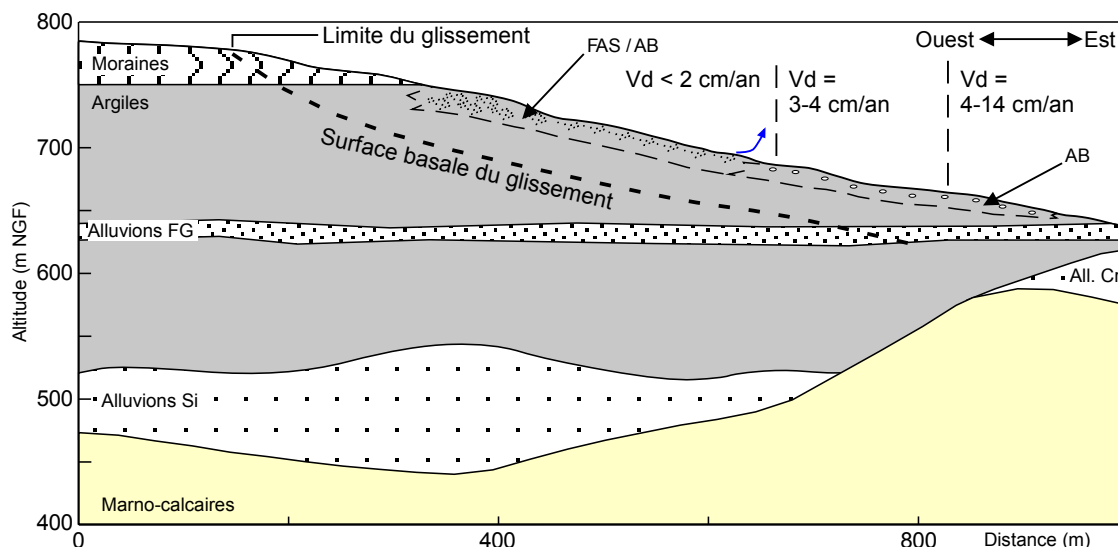


Figure 4.41 – Modèle géologique synthétique du secteur d'Avignonet d'après les observations de terrain et l'analyse des données géophysiques. Les vitesses de déplacement (V_d) en surface du glissement d'Avignonet sont précisées. All. Si : Alluvions du Drac de Sinard ; All. Cr : Alluvions du Drac de Cros ; Alluvions FG : alluvions fluvio-glaciaires meubles ; FAS/AB : formations argilo-sableuses (nord du glissement) et argiles à blocs (partie sud du glissement) ; AB : argiles à blocs (partie sud du glissement). La flèche bleue matérialise la résurgence observée dans la zone 1 (Fig. 4.22).

D'autres hétérogénéités sont présentes à l'échelle du glissement. Tout d'abord, la limite du glissement, de même que les escarpements, présentent une atténuation d'énergie sismique plus ou moins marquée ainsi qu'un effet de filtre fréquentiel vis-à-vis des ondes de surface (Figs. 4.33 et 4.25). Il semble que l'escarpement étudié dans la zone 1 s'amortisse au sein de niveaux drainants (Figs. 4.25, 4.26). Cet effet semble aussi détecté par des résistivités plus élevées (Fig. 4.26). Ces caractéristiques indiqueraient la présence d'une zone de faible caractéristique mécanique par rapport à l'encaissant et/ou enrichis en matériaux plus grossiers. Dans ce cas, ces zones d'escarpement présentes sur l'ensemble du glissement et qui semblent présenter des perméabilités plus fortes, pourraient servir de chemins d'infiltrations préférentiels. Cette interprétation est en accord avec les modèles conceptuels proposés pour les glissements du Trièves (Fig. 2.20).

Les prospections électriques et sismiques indiquent également une diminution de résistivité et de V_s depuis le Nord vers le Sud-Est et depuis l'Ouest vers l'Est (de l'amont du glissement vers son aval). Dans les deux cas, cette évolution correspond au passage depuis des formations morainiques argilo-sableuses (formations argilo-sableuses FAS ; Fig. 4.41), au Nord et à l'Ouest, vers des formations principalement argileuses à la matrice plus fine (argiles à blocs AB ; Fig. 4.41), au Sud et à l'Est (Figs. 2.10, 2.6). Ainsi, au Nord et à l'Ouest, les 20 premiers mètres du sous-sol sont composés de formations drainantes, probablement argilo-sableuses (FAS), dont la géométrie est sub-parallèle à la topographie, tandis qu'au Sud et à l'Est sont présentes les argiles à blocs (AB ; Fig. 4.41).

Les formations argilo-sableuses, de par leur texture, permettent de drainer l'eau circulant au sein du massif, jusqu'à une cote de 700 m environ, où elles affleurent et permettent à l'eau de sourdre (Fig. 4.41). Cette action permet de réduire les pressions interstitielles et de limiter les effets de surpression. Au contraire, les argiles à blocs et les argiles litées sont peu ou pas drainées. Ces niveaux à teneur en eau naturelle élevée peuvent atteindre leur limite de liquidité avec une faible augmentation d'humidité et générer des coulées. Cette interprétation est cohérente avec les observations de terrain. La partie Nord et Ouest du glissement, où sont présentes les formations argilo-sableuses drainantes, glisse avec de faibles vitesses (< 2 cm/an) tandis que la partie Sud, avec argiles à blocs, et Est se déplace avec des vitesses supérieures à 3-4 cm/an (Fig. 4.41). D'autre part, certaines zones au Sud-Est présentent des indices de déformation intense en surface (fissures, contrepentes, bourrelets), associés à des vitesses de déplacement élevées (> 10 cm/an ; Fig. 4.41) qui signent des mécanismes de coulée. Finalement, plusieurs surfaces de déformation très actives ont été mises en évidence en forage dans les 5 premiers mètres du sous-sol (Fig. 4.38) dans le secteur sud du glissement.

La limite inférieure des formations drainantes semble parallèle à la topographie (Figs. 4.21, 4.28), tout comme les argiles à blocs dans la partie amont du glissement (Fig. 4.37). Cette observation laisse penser que ces niveaux n'ont pas été déposés par sédimentation au fond d'un lac mais plutôt sur une topographie pré-existante. Ils pourraient correspondre à des moraines mises en place lors de la dernière pulsation du glacier. Cette hypothèse est peu probable puisque les argiles à blocs et les formations argilo-sableuses devraient alors présenter une matrice et des propriétés géophysiques voisines. Il apparaît plus vraisemblable que ces formations ont été mises en place par des phénomènes de coulée. Cette hypothèse a déjà été évoquée par Blanchet (1988), sur la base d'arguments lithologiques : ces niveaux ont un contenu typiquement morainique, associé à des récurrences d'argiles litées. Ils ressemblent en tous points à ce qui peut être observé au sommet de la série (Monjuvent, 1973). De plus, ils présentent de nombreux signes de déformation interne (Fig. 4.5) et la base de cette séquence n'a pu être carottée qu'à hauteur de 50 % dans le sondage T4 (Fig. 4.4), ce qui indique des caractéristiques mécaniques médiocres au niveau de cette interface. Des observations semblables ont été faites par Antoine et al. (1981) sur la mise en place des 15 premiers du sous-sol sur le glissement de La Mure. Finalement, les valeurs de pression de consolidation plus faibles au sein des argiles à blocs que dans les argiles litées, et nettement inférieures aux valeurs théoriques en tenant en compte l'enfouissement (Fig. 4.13 et Table 4.3), suggèrent qu'il s'agit d'un matériau fortement remanié et qui n'a été que très faiblement enfoui.

Les tentatives de datation par radiocarbone de végétaux trouvés dans les argiles litées à une profondeur de 28.5 m dans T4 (soit 10 m sous la base des argiles à blocs ; Fig. 4.5) indiquent un âge de 225 ± 30 BP. Cet âge est en accord avec de précédentes analyses conduites dans des niveaux identiques à proximité. Cette observation tend à confirmer que les matériaux situés au-dessus de cette cote ont été mis en place par des phénomènes de glissement et de coulée. Au droit du sondage T4, les 10 premiers mètres, au moins, de la séquence d'argiles litées situées sous les argiles à blocs pourraient avoir été soumis à une activité du glissement. Cette observation est cohérente avec la présence d'une fissure d'extension hectométrique dans cette

zone (Fig. 2.10; voir chapitre 5). De plus, il est possible de mettre en évidence les limites des principales séquences par corrélations *gamma-ray* mais il est très difficile, voire impossible, d'établir des corrélations puits-à-puits au sein des argiles à blocs. Les essais mécaniques vont dans le même sens, en indiquant une hétérogénéité marquée de cette séquence, alors les argiles litées présentent des caractéristiques plus régulières (Fig. 4.5). Cette observation confirme l'hétérogénéité verticale et latérale de cette séquence, ainsi que son probable remaniement.

4.7 Conclusion

Différentes techniques géophysiques ont été utilisées sur le site dans le but de mettre en évidence des variations de faciès au sein d'une masse argileuse réputée homogène. L'application de méthodes de surface, comme la prospection sismique (ondes P et S) et la résistivité électrique, montre qu'il existe des variations latitudinales et longitudinales au sein du massif argileux, sur une profondeur de 20 m au moins. Ces variations sont cohérentes avec les nouvelles observations géologiques. De plus, la cartographie par techniques de surface permet de positionner avec une certaine précision les limites entre les faciès. Au nord et à l'ouest du glissement, des formations drainantes permettent de réguler les pressions interstitielles au sein du massif. Dans ce secteur, les vitesses de déplacement sont inférieures à 2 cm/an et ne présentent pas de déformation intense en surface. Au Sud et à l'Est, en-dessous d'une altitude d'environ 700 m, aucun niveau drainant n'a été mis en évidence. Dans ce secteur, le glissement évolue avec des vitesses comprises entre 3 et 4 cm/an (avec des pics à plus de 10 cm/an en certains endroits) et présente des signes de déformation intense en surface (fissures, contre-pentes, bourrelets) qui affectent le bâti et les routes. Ces interprétations sont cohérentes avec les déplacements mesurés en continu par les deux stations GPS.

L'étude du contenu énergétique et fréquentiel des ondes de surface au droit d'un escarpement hectométrique actuellement inactif indique que cette zone conserve dans ses paramètres mécaniques la trace d'une activité de déstructuration ancienne. Des observations similaires ont été effectuées de part et d'autre de la limite du glissement d'Avignonet. Ces escarpements sont répartis sur l'ensemble du glissement et pourraient servir de chemin d'infiltration préférentielle pour les eaux depuis la surface jusqu'à des formations drainantes et/ou des surfaces de glissement en profondeur.

L'analyse d'ondes P réfléchies sur un profil recoupant l'ensemble du glissement permet de mettre en évidence, d'une part, la limite inférieure de ce dernier et, d'autre part, des formations fluvio-glaciaires meubles et drainantes en-dessous de la surface de glissement.

Les techniques géophysiques en forage ont permis de confirmer la présence de niveaux superficiels fortement remaniés sur l'ensemble de la partie sud du glissement. L'activité intense de surfaces de cisaillement superficielles a été mise en évidence par l'analyse acoustique des déformations en forages dans la partie sud du glissement. Ces observations soulignent également la pertinence de la mesure de Vs pour la caractérisation des masses argileuses instables.

Caractérisation et estimation du rôle des fissures dans l'infiltration et l'instabilité d'une zone de déformation superficielle intense

5.1 Résumé

Les précipitations sont considérées comme un facteur majeur de contrôle sur le déclenchement des instabilités dans les formations argileuses. La relation entre les précipitations, l'infiltration d'eau et l'activité des mouvements de terrain peut être complexe et de nombreuses données sont nécessaires pour comprendre les mécanismes d'infiltration d'eau dans des matériaux cohésifs. Dans les glissements de terrain argileux, la déformation gravitaire génère des ruptures cisailantes superficielles et des fissures de tension dont l'ouverture permanente peut être amplifiée par des phénomènes de retrait durant les périodes sèches. Ces réseaux de fissures peuvent être très denses et contrôler l'infiltration d'eau. Toutefois, il est difficile de caractériser l'évolution de ces fissures en profondeur et leur éventuelle relation avec les surfaces de rupture. Ce travail présente les résultats d'une étude géophysique des fissures qui affectent les glissements de terrain argileux du Trièves (Alpes françaises). Le site d'étude a été reconnu par méthodes géomorphologiques, forages, diagraphies, essais géotechniques et géophysiques. Les résultats indiquent la présence d'au moins trois surfaces de glissement (5 m, 10 à 15 m et 42 m), avec des circulations d'eau dans la deuxième. Le site a été instrumenté au moyen de piézomètres et de sondes de mesure de teneur en eau. Les résultats indiquent des vitesses d'infiltration importantes jusqu'à une nappe superficielle à une profondeur de 2.5 m. Ces vitesses pourraient correspondre à une infiltration préférentielle le long de chemins sub-verticaux, comme les fissures. La surveillance temporelle de paramètres géophysiques (résistivité électrique, atténuation des ondes de Rayleigh) suggère que les fissures sont ouvertes en permanence et qu'elles servent de chemin d'infiltration préférentielle jusqu'à une profondeur de 2 m au moins. Les résultats indiquent aussi une infiltration rapide d'eau jusqu'aux surfaces de rupture à 5 et 10-15 m de profondeur. Ce travail met en évidence le rôle du réseau de fissures dans l'infiltration d'eau au sein des nombreux glissements de terrain argileux du Trièves.

5.2 Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps)

Article soumis¹ au journal *Hydrological Processes* sous le titre : « Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps) », par Grégory Bièvre^{a,b}, Denis Jongmans^a, Thierry Winiarski^c et Vilma Zumbo^{b,d}

a Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, CNRS, Université Joseph Fourier, maison des Géosciences, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

b Centre d'Études Techniques de l'Équipement de Lyon, Laboratoire Régional d'Autun, BP 141, 71404 Autun cedex, France.

c Laboratoire des Sciences de l'Environnement, École Nationale des Travaux Publics de l'État - Université de Lyon, 3 rue Maurice Audin, 69518 Vaulx-en-Velin cedex, France.

d Inexia-Ingénierie, Département Infrastructures et Aménagement, 1 Place aux Étoiles, 93212 Saint-Denis-La-Plaine Cedex, France.

5.2.1 Introduction

Many regions of the world are exposed to landslides in clay deposits, which pose major problems for land management and population safety (Giraud et al., 1991; Panizza et al., 1996; Guzzetti, 2000; Picarelli et al., 2005). Rainfall and its consequences are usually considered as the major factor triggering slope instabilities (Iverson, 2000; Picarelli et al., 2004; Meisina, 2006; Tofani et al., 2006). Numerous observations and measurements show such a correlation between rainfalls and landslide activity (Moser and Hohensinn, 1983; Wilson and Wieczorek, 1995; Terlien, 1998; Aleotti, 2004; Chen et al., 2005), leading authors to propose global rainfall intensity-duration thresholds for the occurrence of shallow landslides and debris flows (Guzzetti, 2000; Aleotti, 2004). Indeed, short duration and intense rainfalls often trigger superficial landslides (Corominas, 2001). On the contrary, slow moving deep-seated landslides in clay seem to be more sensitive to long duration and moderate intensity precipitation, and show more complex mechanical and fluid interactions (Comegna et al., 2007; Van Asch et al., 2007, 2009). In exceptional conditions, they can evolve into sudden catastrophic failures and flows, resulting from generation of excess pore pressure along slip surfaces (Picarelli et al., 2004; Van Asch et al., 2006). The link between rainfall, water infiltration and landslide activity may be complex (Van Asch et al., 2007) and comprehensive sets of data are still necessary to understand how water infiltrates in cohesive materials (Malet et al., 2003; Lindenmaier et al., 2005; Van Asch et al., 2009). Observations and theoretical works on shrinkage fissures in drying soils (Morris et al., 1992) indicated that they could extend to a depth of a few meters and greatly affect infiltration in the soil. A study of weathered clayey soils

1. Article accepté avec révisions mineures

responsible of shallow landslides (Meisina, 2006) showed that desiccation fissures in drought periods could reach a depth of 1.4-1.9 m, providing a preferential path for water.

On unstable slopes, gravitational deformation generates superficial shear ruptures and tension fissures, which are often near parallel to contour lines and whose continuous opening could be amplified by shrinkage during dry periods. For active landslides, the fissure network at the surface can be very dense (several fissures per m) and strongly controls the water infiltration process (Malet et al., 2003; Krzeminska et al., 2009). Because of the difficulty to assess the fissure evolution at depth, in-situ precipitation simulations associated to hydrogeological and/or hydrogeophysical monitoring were performed to analyse the water infiltration in fine-grained soils (Gvirtzman et al., 2008; Krzeminska et al., 2009; Tu et al., 2009). In particular, Krzeminska et al. (2009) conducted a two-day small-scale infiltration on an active marly mudslide characterized by the presence of a wide-open fissure system (5 cm) at the surface. This experiment was monitored with electrical resistivity tomography measurements carried out every two hours. During all the artificial rainfall experiment, a front of low resistivity propagated laterally in the superficial (30 cm) soil layer, resulting from the increase of water content. During the second day, the development of a narrow near-vertical low resistivity zone (down to 0.5-0.6 m) was observed, that was interpreted as a downward water infiltration. These results highlighted the hydrological processes of a preferential flow inside the mass.

The aim of this paper is to apply different geophysical techniques in an attempt to assess the role of fissures, that are observed along the unstable clay slopes of the Trièves area, as preferential paths for water infiltration. The chosen site is a small-size (100 m by 50 m) active landslide nested in the large deep-seated landslide of Avignonet which was geophysically studied by Jongmans et al. (2009). First, the site was thoroughly investigated combining geomorphological analysis, drilling, borehole logging, geotechnical tests and geophysical experiments (seismic and electrical methods). This new investigation campaign evidenced the presence of at least three rupture surfaces at about 5 m, 10 to 15 m and 42 m. In a second step, permanent instruments were installed, including piezometers and soil water content (SWC) probes. GPS stations were installed to measure ground displacements. Geophysical parameters (electrical resistivity, S-wave velocity, Rayleigh waves attenuation) were monitored and results allowed an hydrogeological scheme to be proposed for the site.

5.2.2 Geological and hydrogeological contexts

The Trièves depression is located in the western Alps, 40 km south of the City of Grenoble (Figure 5.1). This flat area is bounded by the carbonate Vercors range to the West, the carbonate Dévoluy massif to the South and the southern end of the crystalline Belledonne range to the East. During the last Quaternary glaciation (Würm), the Isère glacier moving in a southward direction dammed the rivers flowing from the South, creating a lake during several thousands of years (Monjuvent, 1973). Laminated clays resulting from the erosion of the surrounding ranges progressively filled the lake. They are usually made of a succession of thin laminae (mm to cm size) of light silt and dark clay, although some unlaminated clay layers with blocks can also

be found (Monjuvent, 1973). These laminated clays, which are locally interbedded with coarser alluvial sediments deposited during the interglacial Riss-Würm period, overly the folded carbonate bedrock. Total clay thickness varies between 0 to a maximum of 250 m (Antoine et al., 1981). In the studied area (Figure 5.1), laminated clays were partly covered by a few m to 10 m thick morainic deposits. After the glacier melting (14,000 years BP, after Brocard et al., 2003), the rivers cut deeply into the geological formations, generating numerous landslides in the clay deposits (Giraud et al., 1991).

The activity of these landslides is usually seasonal with an increase in displacement rate after snowmelt and heavy rain falls (Giraud et al., 1991; Van Asch et al., 1996). In most cases, landsliding process in the clay is slow and complex, with several slip surfaces between a few m to a maximum of 40 m depth (Giraud et al., 1991; Van Asch et al., 2009). Laminated clays on the slopes are usually overlaid with a more permeable colluvial cover varying in thickness from 1 to 4 m (Van Asch et al., 1996). A hydrogeological conceptual model was developed for explaining the triggering effect of the snowmelt and precipitation on the clay slopes of the Tièves area (Figure 5.2, modified from Nieuwenhuis, 1991; Vuillermét et al., 1994; Van Asch et al., 1996). Water first infiltrates in the permeable colluvial cover and generates a perched ground water table in this layer, which directly responds to rainfalls. This water mass feeds the open fissures that can be caused by desiccation during dry periods and/or by gravitational deformation (Figure 5.2). The major landslide-generated fissures are connected to the slip surfaces existing at different depths and this fissure system drains in a downslope direction through the silt laminae and the locally interbedded sand layers. Because of the pressure head maintained by the perched water in the fissures, one may expect that slip surfaces are following silt and/or sand interfaces (Figure 5.2). This model is supported by geomorphological observations and geotechnical drillings on several landslides indicating a translational movement in most part with a rotational movement in the upper part (Blanchet, 1988; Jongmans et al., 2009; Van Asch et al., 2009). Vertical flows in the laminated clays can be neglected because of the very low permeability perpendicular to the bedding planes (1×10^{-10} m/s; Giraud et al., 1991; Vuillermét et al., 1994). Permeability parallel to these planes (on the order of 10^{-8} to 4×10^{-9} m/s; Giraud et al., 1991; Vuillermét et al., 1994) is a little lower than the permeability in silt (4×10^{-8} m/s; Van Asch et al., 1996). The role of the imbricated fissure system then appears predominant for vertical water infiltration and landslide triggering.

The study area is located on the western shore of the artificially-dammed Monteynard lake, which is affected by several large deep-seated gravitational movements, including the Avignonet and Harmalière landslides (Figure 5.3b). The Digital Elevation Model (DEM) of the Avignonet landslide (Figure 5.3b), obtained with a Light Detection And Ranging (LiDAR) helicopter acquisition in November 2006, shows the headscarp (at an elevation of about 800 m) and the numerous major and minor internal scarps (Figure 5.3c) affecting the Avignonet landslide that approximately encompasses an area of 1.5×10^6 m². Geomorphologic and geodetic data show an increase of the landslide activity downstream, with average displacement rates varying from a few cm/year below the crest to more than 14 cm/year at the toe (Jongmans et al., 2009). The study site (about 100 m by 50 m in size) is located in the northern

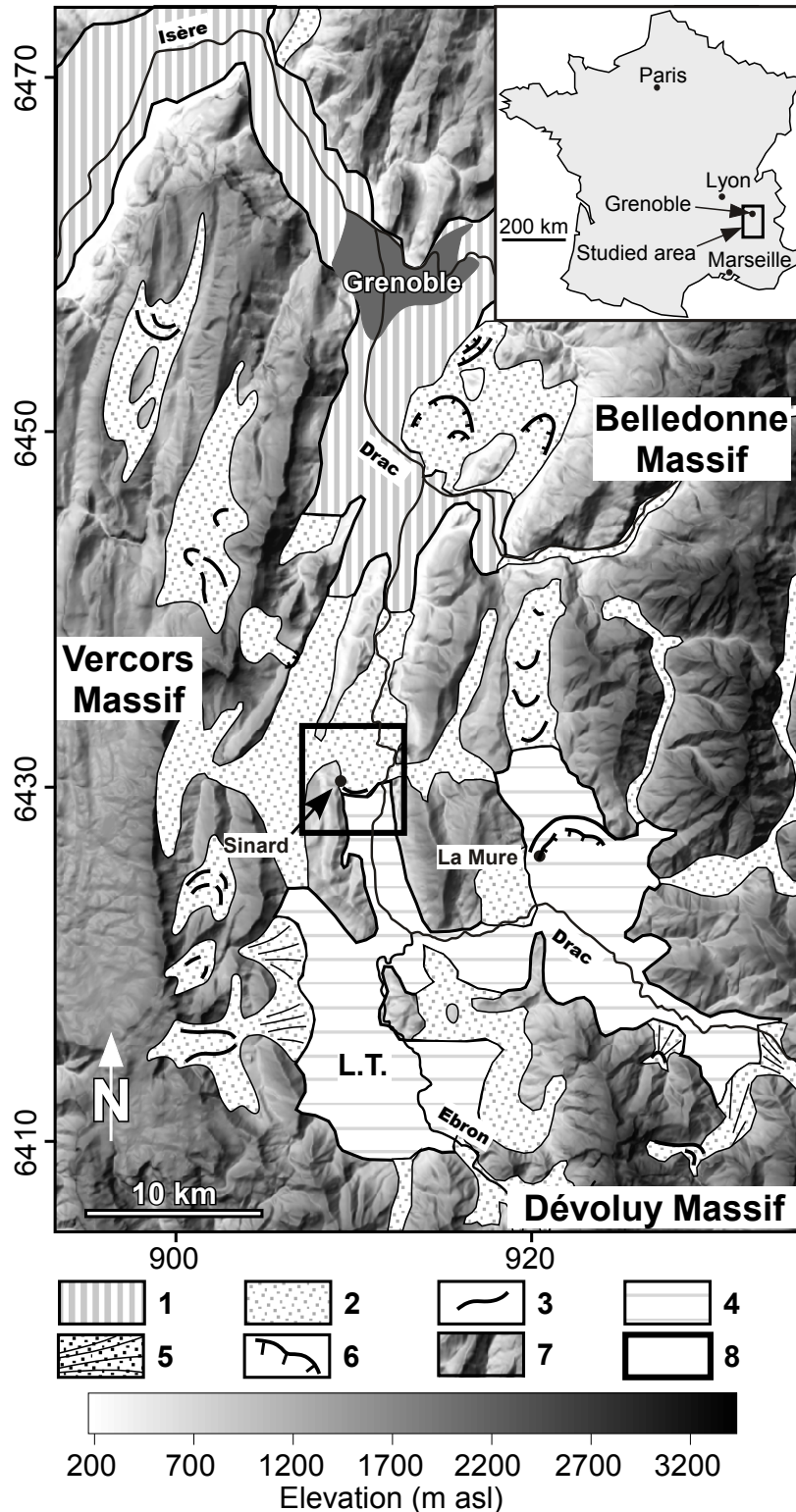


Figure 5.1 – Location of the study area and extension of the different Quaternary facies (modified from Monjuvent, 1973). Coordinates are kilometric according to French system Lambert-93. 1: Alluvial plain of the Drac and Isère rivers. 2: Würmian alluvial and morainic deposits. 3: Morainic arcs (Würm II age). 4: Laminated clays (Würm II age). 5: Glaciolacustrine deltas. 6: Morainic arcs (Würm III age). 7: Present-day topography. 8: Study area. L.T.: Lake Trièves.

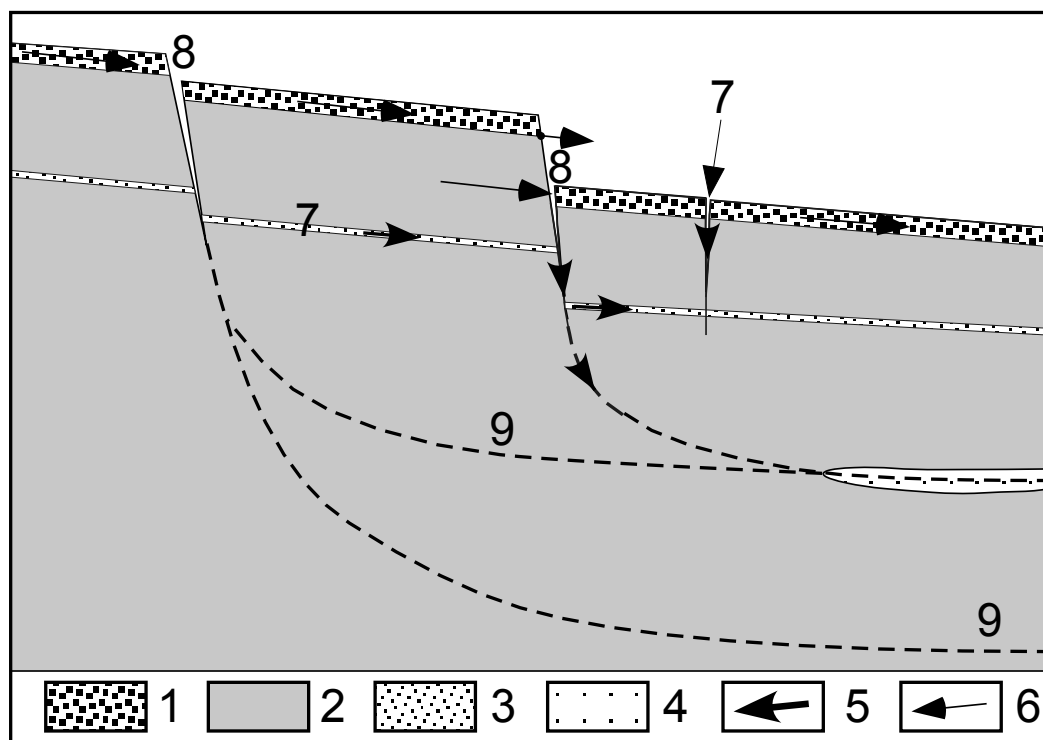


Figure 5.2 – Conceptual framework for water infiltration within slipped and fissured laminated clays (modified from Van Asch et al., 1984; Nieuwenhuis, 1991; Vuillermet et al., 1994). 1: Morainic colluvium. 2: Laminated clays. 3: Silty beds. 4: Sand beds. 5: Water run-off. 6: Epidermic run-off. 7: Tension fissures. 8: Scars and scarps. 9: Slip surface.

part of a small landslide nested at the southern end of the Avignonet landslide (Figure 5.3b). This eastward moving landslide is bounded to the North by a continuous 1 m high lateral scarp and to the South by a 1 m high headscarp which progressively vanishes to the South. The southern limit of the study site is a E-W oriented talweg (Figure 5.4a). Previous investigation on the Avignonet landslide (Blanchet, 1988), 100 m north of the study site, has revealed the existence of at least three slip surfaces at about 5 m, 10 to 15 m, and 40 to 48 m depth.

5.2.3 Investigation methods

The site was investigated using numerous in-situ and laboratory techniques, to determine the geological, geotechnical and hydrogeological properties of the ground and to characterize fissures. Experiments conducted for this work were spread along two years (see Table 5.1). Experiments started with 4 drillings, which were conducted between October 2007 and April 2008, and ended with electrical measurements in December 2009. One electrical profile (EP2) and one seismic profile (SP) were monitored. The location of the drillings, of the geophysical profiles and of the GPS points can be seen in figure 4. Most laboratory tests, logging tools and hydrogeological measurements are classical and only the specific geophysical techniques are described in this section.

Three geophysical methods were applied to physically characterize the studied zone : electrical resistivity tomography (ERT), S-wave seismic refraction tomography

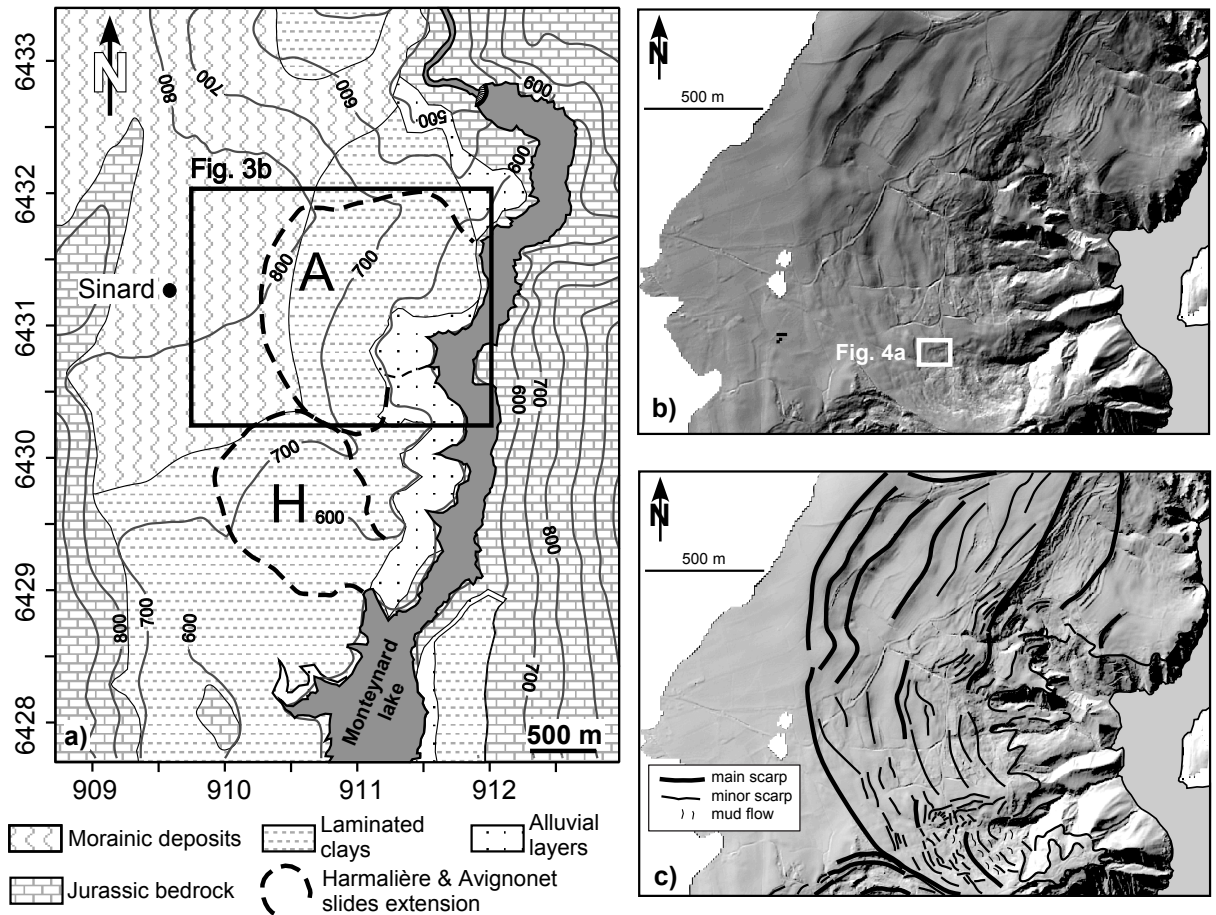


Figure 5.3 – Geological and geomorphological context and location of the study site in the regional geological framework. **a)** Geological map of the area (adapted from Debelmas, 1967). Morainic colluvium has not been reported. Coordinates are kilometric according to French system Lambert-93. A: Avignonet landslide. H: Harmalière landslide. **b)** LiDAR DEM morphology. **c)** Geomorphological mapping of the main scarps of the Avignonet landslide.

Table 5.1 – Dates and characteristics of the experiments. See text for details.

Experiment	Date	Characteristics
Drilling D1	2007/10/02 to 2007/10/10	49 m deep coring
Drilling D4	2007/10/11	5 m deep coring
Drillings D2 and D3	2008/03/04 to 2008/03/10	20 m long drillings, with a casing sealed to the ground
Geomorphological mapping	2008/03/11 to 2008/03/13	GPS location of the main geomorphological markers
Downhole tests	2008/07/02	Measurements within D2 and D3
EP1	2008/07/31	64 electrodes, 1 m apart, in a Wenner configuration
EP2	2008/08/01	64 electrodes, 0.5 m apart, in a Wenner configuration
EP2	2008/08/29	64 electrodes, 0.5 m apart, in a Wenner configuration
GPS	2008/09/24	GPS measurements for stations G1 to G9
SP	2009/01/14	24 geophones 2.5 m apart
Geomorphological mapping	2009/01/27	GPS location of the new geomorphological markers
EP2	2009/05/18	64 electrodes, 0.5 m apart, in a Wenner configuration
SP	2009/07/31	24 geophones 2.5 m apart
Logging in D2 and D3	2009/08/19	Caliper and temperature logging
GPS	2009/09/10	GPS measurements for stations G1 to G9
EP2	2009/12/12	64 electrodes, 0.5 m apart, in a Wenner configuration

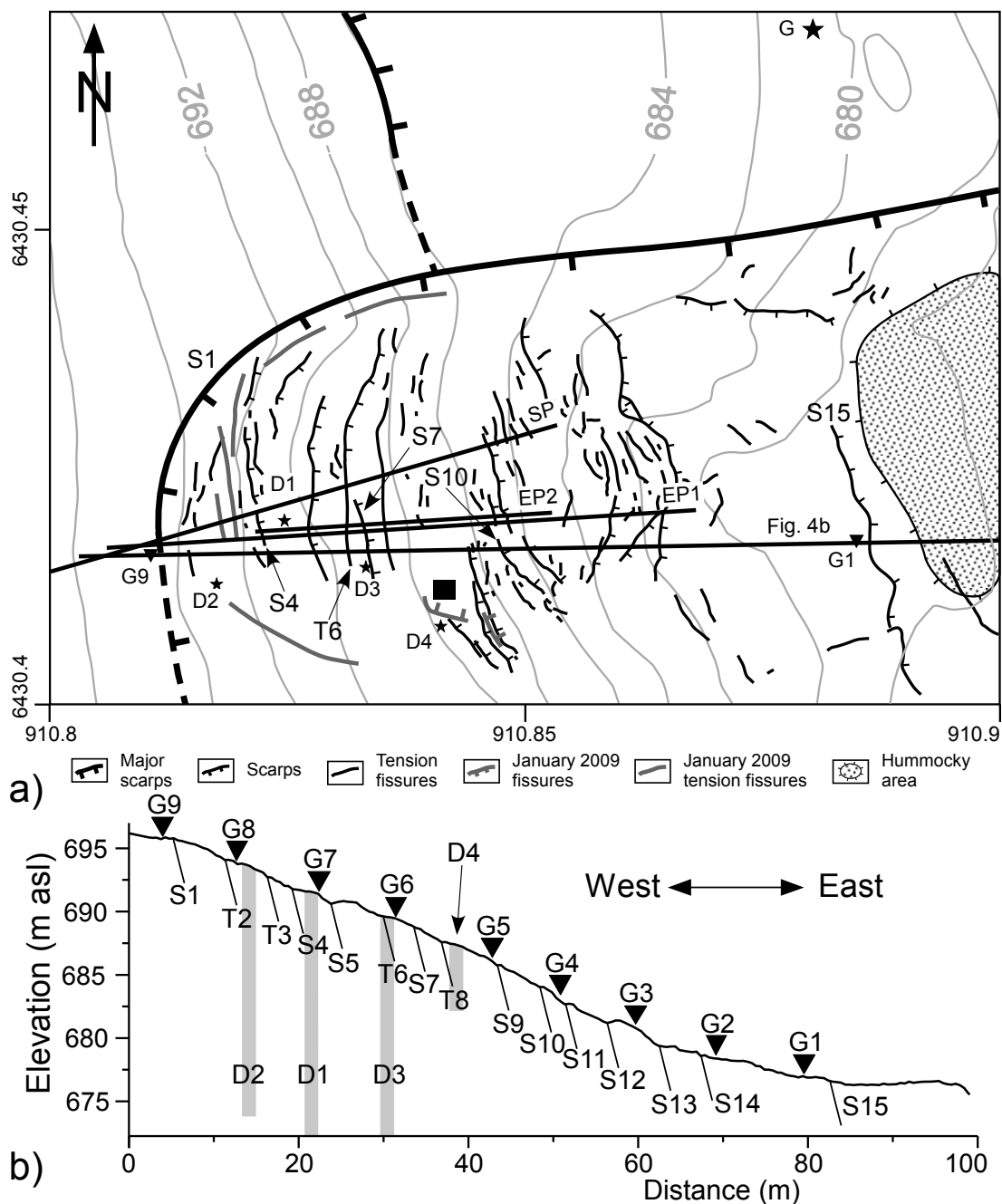


Figure 5.4 – Geomorphological mapping of the study site and location of the geophysical measurements. **a)** Topographic map with location of scarps, tension fissures and hummocky areas. G: GPS reference station and meteorological station. SP: seismic profile; EP1 and EP2: electrical resistivity profile; D1 to D4: boreholes. S1 to S15: scarps (location in Figure 5.4b); T6: tension fissure (location in Figure 5.4b). Black-filled rectangle corresponds to SWC probes location. **b)** E-W cross-section of the site along GPS points (location in Figure 5.4a) with position of main scarps (S) and tension fissures (T). G1 to G9: GPS points.

and seismic down-hole tests.

ERT is a technique providing 2D or 3D images of the ground electrical resistivity. Resistivity values are mainly controlled by the mineralogy of the particles, the ground water content and the nature of the electrolyte (Reynolds, 1997). Open fissures create a high electrical contrast in the ground and ERT was successfully applied in favourable cases, both in the laboratory (Samouëlian et al., 2003) and in the field (Amidu and Dunbar, 2007). However, as discussed by Tabbagh et al. (2007), the fissure position and geometry remain difficult to assess owing to their thin planar feature. Two E-W oriented ERT profiles (labelled EP1 and EP2 in Figure 5.4a) were conducted using the Wenner configuration with 64 electrodes 1 m apart. Apparent resistivity data were inverted with the algorithm developed by Loke and Barker (1996) using a robust smoothness constrain which minimises absolute changes in resistivity (Loke, 1999).

On the other hand, time-lapse resistivity measurements were found to be successful to detect water content variations less than a few percents within unsaturated media (see for instance Binley et al., 2002; Michot et al., 2003; Schwartz et al., 2008; Clément et al., 2009), provided that the influence of temperature is considered (French and Binley, 2004; Samouëlian et al., 2005; Amidu and Dunbar, 2007). Time-lapse electrical measurements were then performed along profile EP2 with a higher resolution and a similar protocol (64 electrodes 0.5 m apart in a Wenner configuration) to detect resistivity variations due to water content variations. The resistivities measured in December 2009 were temperature-corrected relative to August in order to assess the SWC changes only. The soil temperatures measured in August (the reference resistivity image) and in December 2009 are 20 ° C and 6 ° C at 0.25 m depth, respectively, while they are in equilibrium at 3 m depth. For this temperature range, we chose a linear law to correct resistivity values (2 % increase of resistivity per 1 ° C decrease of the temperature; Michot et al., 2003).

A seismic refraction profile was performed to determine S-wave velocities (profile SP; Figure 5.4a). Previous geophysical profiles conducted to gain information on P-waves have shown to be of little interest because of the presence of the perched water table (Jongmans et al., 2009). On the contrary, S-wave velocity has turned out to be closely linked to the deformation state of the clayey material. S-wave velocity was measured using down-hole tests and SH-wave refraction tomography. The S-wave refraction profile was conducted with 24 horizontal 4.5 Hz geophones 2.5 m apart. Horizontal shear (SH) waves were generated by hitting a plank oriented perpendicular to the profile. SH-wave first arrival times recorded for 13 source positions were picked and inverted using the Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT; Dines and Lyttle, 1979).

Surface waves are likely to be affected by the presence of open fissures. As shown by Hévin et al. (1998) in concrete, Rayleigh waves are low-pass filtered by surface fissures, at a cut-off frequency F_c that depends on the ratio between the Rayleigh wave velocity V_r and the fissure depth D_c . They determined F_c by computing the spectral ratios between the transmitted and incident waves, which exhibit a significant decay over F_c . They found the relation $F_c = V_r / 3D_c$, which was numerically and experimentally validated. This method was used for detecting fissures in the clay. Rayleigh waves were recorded with 24 vertical 4.5 Hz geophones 2.5 m apart along the same profile SP, using a hammer hitting a plate as a source.

5.2.4 Site characterization

Morphological and geotechnical investigation

A detailed mapping of the fissures and scarps affecting the site was established using the aerial LiDAR DEM (2 m grid cell size) acquired in November 2006 and a Global Positioning System (GPS) ground survey. Most of these fissures are N-S orientated, perpendicular to the slide movement, with lengths varying between a few dm to 10 m (Figure 5.4a). An E-W cross-section through the study site (Figure 5.4b) shows a progressive decrease in the slope angle from 16° at the top to almost 0° at the toe. Most of the scarps and fissures are located in the upper and middle parts of the slope, where the slope angle is higher. Two half-meter-high internal scarps (S5, S12; Figure 5.4) are visible and associated with counterslopes and small sag ponds. In the eastern flat part of the section, fissures are less numerous and the surface is marked by small bulges and hummocks. In January 2009, several cm-wide and m-long tension fissures developed in the upper part of the slide, mainly along a curved line (Figure 5.4), partly parallel to the headscarp. Two of them exhibit a vertical displacement with a maximum value of 10 cm.

A 49 m deep borehole (labelled D1 in Figure 5.4) was cored, allowing the lithological and geotechnical site characteristics to be studied. The geological log (Figure 5.5) shows the presence of a shallow 2.5 m thick morainic colluvium layer overlying 16 m of non-laminated blocky clays made of a matrix of yellowish to grey-black clays containing centimetric to decimetric blocks of limestone and endogenous rocks. Interbedded in these blocky clays are three pluridecimetric to metric layers of laminated clays (depths from top to bottom : 2.5 m to 3 m, 4 m to 5 m, and 10.8 m to 11.5 m; Figure 5.5). Below 18.5 m was found a thick layer of laminated clays. The mean core recovery was 88% with two missing levels (from 8 m to 10 m and from 14 m to 15 m) probably corresponding to disrupted soils. Two sheared zones (a few cm thick) were identified in laminated clays at depths of 5 and 42 m. Core examination suggests that bedding-parallel shearing occurred within silt layers. These depth values are consistent with the two slip surfaces found at 5 m and 40 m in boreholes located 100 m north of the site (Blanchet, 1988). The intermediate slip surface evinced at about 10 m to 14 m depth was not identified in the log but could fit with one or the two unrecovered levels. This point will be discussed further.

Gamma-Ray (GR) logging was performed in borehole D1 and magnetic susceptibility (MS) measurements were made every 2 cm on the core samples using a Bartington MS2 meter. Results are shown in Figure 5.5. In the geological context of the Trièves area, the natural gamma radiation is mainly an indicator of the clay content (the higher the clay content, the higher the gamma radiation), while MS measurements denote the presence of magnetic minerals (Verosub, 2000). MS signal in sediments is influenced by numerous factors such as the magnetic mineral content, the grain size and geochemical processes (Rolph et al., 2004). The two curves exhibit a major change (decrease in MS, increase in natural radiation) at the 18.5 m interface between blocky and laminated clays. In the lower laminated clay layer, MS signal keeps a low constant value (20×10^{-5} SI) while the GR signal slightly increases with depth, indicating an augmentation of the clay content to the hole bottom. The blocky clay layer exhibits fluctuating MS values (between 20 and 60×10^{-5} SI), pro-

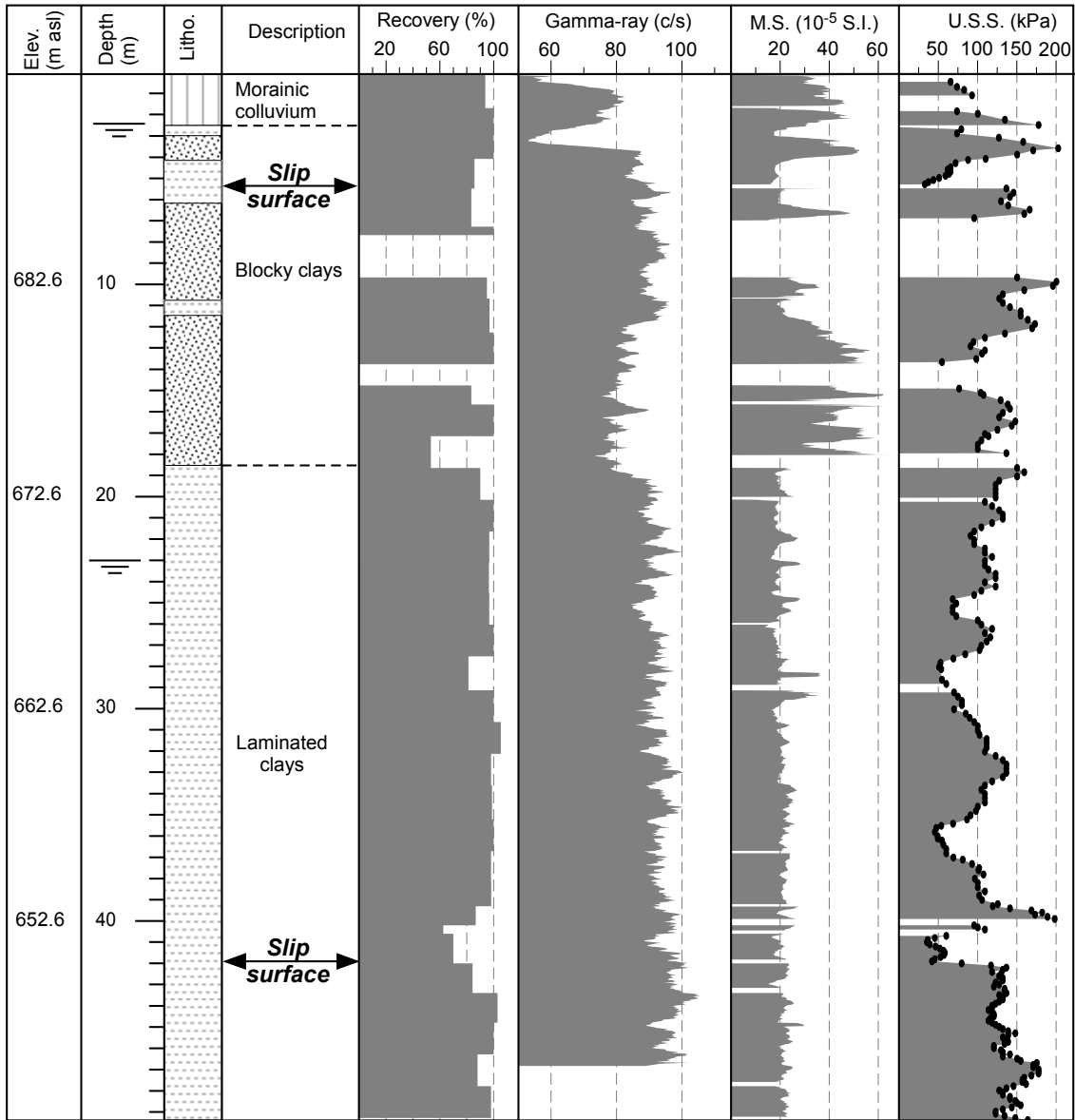


Figure 5.5 – Geotechnical log of borehole D1 (location in Figure 5.4a). M.S.: Magnetic susceptibility. U.S.S.: Unconfined and undrained shear strength, where black dots stand for measurement points.

bably resulting from the presence of endogenous rock pebbles. Within this layer, the laminated clay levels are clearly detected by a low MS value and a high GR signal. The GR peak at 8-10 m indicates that this unrecovered level is probably made of laminated clays. The constant decrease in GR values observed between 11.5 m and 18.5 m is related with high MS values, indicating the increase of grain size with depth. Finally, the relative strong GR radiation in the morainic colluvium indicates a high clay content in this cover layer.

Acoustic borehole imaging (ABI) and temperature logging were conducted in August 2009 within boreholes D2 and D3 (location in Figure 5.4) whose casings were sealed to the ground in March 2008 (Table 5.1). ABI results are presented as horizontal cross-sections at some representative depth values in Figure 5.6. Undeformed casing is shown as a centred circle. ABI logging indicates a strong casing deformation at 10.3 m depth, which could be related to the unrecovered level at the same depth in D1. A smaller deformation is also visible at 5 m depth (small shift towards the East ; Figure 5.6). Logging in borehole D3 was impossible below 5 m, owing to a casing breakage at that depth (1.5 year after the borehole was drilled and cased ; Table 5.1). Temperature logging in D1 (Figure 5.6) shows a thermal gradient from 8 to 16 m depth. A positive temperature anomaly of about 0.1°C is observed at 10.3 m depth, where the casing is strongly deformed. The temperature anomaly probably results from a water flow and these observations suggest the presence of an active slip surface serving as water path at this depth. The slip surface at 5 m was observed in the three boreholes D1, D2 and D3.

Unconfined and Undrained Shear Strength (USS) tests 0.1 m apart were carried out in clay cores of borehole D1 using a pocket vane tester. Measured values (Figure 5.5) allow the material strength to be grossly estimated and compared along the hole. Highly variable shear strengths, ranging from 35 to 200 kPa with a mean value of 115 kPa and a standard deviation (SD) of 40 kPa, were observed, denoting the geotechnical heterogeneity along the clay sequence. The lowest values (around 35 kPa) were found at the two recovered levels (5 and 42 m) where shear zones were identified (Figure 5.5).

Classical laboratory geotechnical tests (bulk density, SWC) were performed on samples from drilling D1 with a spacing of 0.5 m. Porosity and void ratio values were computed and results are gathered by geological layer in table 5.2. The layers of blocky and laminated clays exhibit similar values with a bulk density around 1.96 and a porosity of about 40%. The comparison between the water content and the porosity values below 2.5 m (Figure 5.2) indicates that the clay is saturated or nearly saturated. Of particular interest are the measurements in the two sheared zones. In the deep one (42 m), the bulk density is close to the one of the surrounding material, with a slightly higher porosity. On the contrary, the superficial shear zone at a depth of 5 m is characterized by significant lower density (1.74) and higher porosity (48%). Higher porosity values are also observed in the unsaturated morainic colluvium layer. Atterberg limits were measured on 5 clay samples from the 5 shallowest meters and average plastic (PL) and liquid limits (WL) of 24% and 46% were determined, respectively, yielding a plastic index of 22%. Antoine et al. (1981) already found

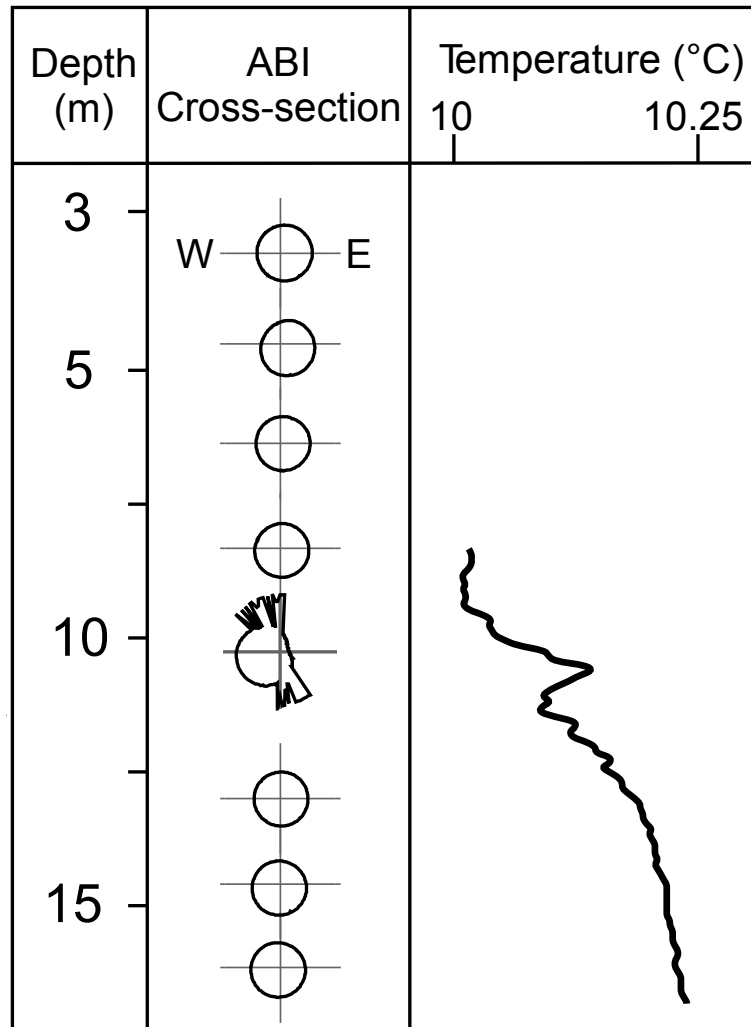


Figure 5.6 – Acoustic Borehole Imaging (ABI) and temperature logging in borehole D2 (location in Figure 5.4a).

such a relative low plastic index, which explains how the liquid limit could be rapidly reached in this material.

Table 5.2 – Density and water content values (with standard deviation in parentheses) measured in borehole D1. Only one sample was available for the first 0.5 m. See text for details.

Depth (m)	Unit	Number of samples	Bulk density	Volumetric water content (%)	Porosity (%)	Void ratio
0 – 0.5	Top soil	1	1.57	27.3	36.5	0.57
0.5 – 2.5	Morainic colluvium	6	2.02 (0.1)	39.85 (7.38)	44.6 (2.4)	0.81 (0.08)
2.5 – 18.5	Blocky clays	21	1.95 (0.17)	39.41 (7.5)	39.47 (7.72)	0.68 (0.2)
18.5 – 41	Slipped laminated clays	43	1.96 (0.17)	41.01 (4.22)	41.28 (4.15)	0.71 (0.12)
43-49	In situ laminated clays	13	1.96 (0.08)	39.18 (2.96)	39.63 (2.95)	0.66 (0.08)
5	Slip surface 1	2	1.74 (0.07)	48.19 (0.21)	48.2 (0.2)	0.93 (0.01)
42	Slip surface 2	2	2 (0.01)	41.01 (0.76)	43 (2.06)	0.76 (0.06)

To summarize, geological and geotechnical observations at the study site consistently showed the presence of three slip surfaces within the laminated clays, at depths of 5 m, 10 m to 15 m and 42 m. The deepest slip surface is probably linked to the motion of the large Avignonet landslide, in agreement with previous inclinometer data (Jongmans et al., 2009). The two superficial slip surfaces (at 5 m and 10-15 m) seem to be active, as shown by the casing breakage in D3 and the casing deformations in D2. Results also suggest that water infiltrates in the ground through these two slip surfaces, as shown by the temperature anomaly at 10.3 m in D2 and the high porosity and saturation values found at 5 m in D1.

Hydrogeological data

The permanent meteorological station close to the site (point G in Figure 5.4a) recorded an annual water precipitation of 700 mm between July 2008 and July 2009, with main events occurring in summer 2008 (Figure 5.7c). Five SWC probes using the Time Domain Reflectometry (TDR) technique were set vertically in January 2009, within 5 distinct boreholes 0.5 m apart, at varying depths (0.25 m, 0.5 m, 1 m, 2 m, and 3 m) close to drilling D4 (black-filled rectangle in Figure 5.4). In parallel, seven temperature probes were set into the soil, close to TDR probes, and at different depths (0.25 m, 0.5 m, 0.75 m, 1 m, 1.25 m, 2 m, and 3 m). Boreholes were conducted with a manual auger which allowed the soil to be analyzed. TDR probes were set within a clay-silt matrix (21 % of clays, 71 % of silts and 8 % coarser than 50 μm) except at 1 m depth, where the matrix is coarser (14 % of clays, 41 % of silts and 45 % coarser than 50 μm). This level, which is enriched in coarse sands and gravels, reveals a local vertical heterogeneity within the morainic colluvium. The objective with the TDR probes was to record the soil water content evolution with time from the surface down to the saturated soil. SWC values were obtained by applying the empirical relationship proposed by Topp et al. (1980). Results are presented as SWC volumetric values in Figure 5.7b. The curves indicate that rainfalls had a direct and quick effect on SWC in the first meter of the ground (Figure 5.7b). SWC values at 1 m depth are lower than the others, probably as a result from the detected coarser grain size which could induce laterally higher water flow. Below 1 m, TDR probes

did not react to rainfall events and record long-term variations of the SWC (TDR probe at 3 m depth was set into the water table). However, since April 2009, the three uppermost TDR probes exhibit little reaction to rainfall, with a decrease in SWC that is particularly significant for the first meter below surface. Along with less frequent rain events, this behaviour suggests an increased evapotranspiration in summer, leading to drying and hardening the upper soil which would be likely to prevent from water infiltration through the soil matrix (Hillel, 1998). Since the beginning of October 2009, the perched water table level is located below 3 m depth, in agreement with the TDR probe set at this depth and which reveals a SWC below saturation (saturation is reached for a SWC of 44 %; Figure 5.7b and 5.7c). The observed fall of the water table level during summer 2009 did not occur during summer 2008. This may be linked to the lower rain quantity in summer 2009 (Figure 5.7c). From this and since the water table was higher in summer 2008, it may be inferred that the SWC above water table was more important in summer 2008 (when TDR probes were not set) than in summer 2009.

The study of the SWC evolution for specific precipitation events during summer and winter 2008 indicates a quick increase only a few hours after rain fall for the first meter below surface (infiltration rates of an order of 7×10^{-5} m/s and 3×10^{-5} m/s in summer and winter, respectively). After the rain fall, the SWC quickly decreases with time, indicating a relatively fast water transit in the medium (same order of decrease rate as for the increase). Permeability values previously determined in saturated silts (highest permeable soil found in situ) are low (4×10^{-8} m/s; Van Asch et al., 1996) and infiltration rates in unsaturated soil should be even slower (Hillel, 1998). Then, the observed rapid motions can not result from a transit within a clayey matrix and have to be linked to preferential vertical paths like fissures. These observations are consistent with previous works by Topp and Davis (1981) who observed discrepancies in wetting motions between a profile of soil affected by cracks and a profile located at some distance of the cracks.

Two pore pressure probes were installed at the bottom of borehole D1 (47 m) and in borehole D4 at a depth of 5 m (Figure 5.4a). They are both located within saturated layers and measure the variations of hydrostatic levels with time. During the first three months, piezometric records (Figure 5.7c) show the presence of two distinct water tables at about 25 m in D1 and at 2.5 m in D4. However, since the end of October 2008, the pressure probe in D1 seems to have been damaged and does not work properly. The shallower water table measured in drilling D4 is probably perched in the upper part of the blocky clays and the morainic cover. Water level fluctuations are well correlated with rain events (Figure 5.7c). The water level first increased of about 20 cm with the heavy rain falls of Summer 2008, and then regularly decreased of 40 cm till February 2009 before stabilizing at 686.2 m (2.4 m below the ground level). In summer and fall, the water table continuously deepened by almost 2 m from July to December 2009 (Figure 5.7c), reaching the elevation of 684.4 m (4.2 m below the ground level). SWC values indicate that this decrease started in May 2009 for the TDR probe at 0.25 m depth and in October 2009 for the deepest (3 m) one. SWC at that depth decreased from 44 to 40 %, suggesting that the soil is no more saturated. This is consistent with the water table level decrease which was located deeper than 3 m (elevation of 685.6 m; Figure 5.7c) at the same time.

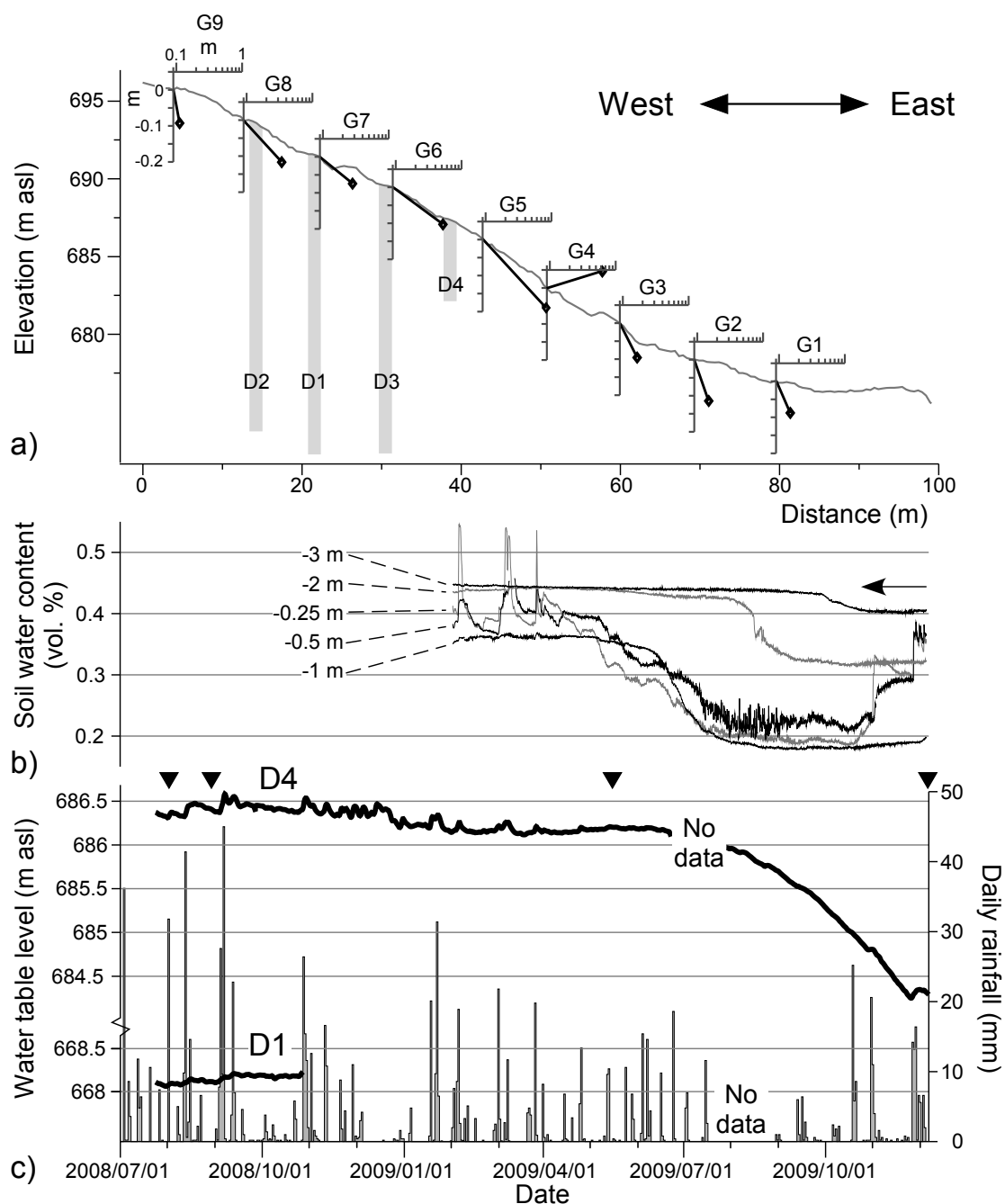


Figure 5.7 – Ground and meteorological parameters of the study site over a one year and half period. a) Displacement rates for GPS points G1 to G9 (location in Figure 5.4) between september 2008 and september 2009; vertical and horizontal scales are in meter. b) SWC derived from TDR measurements. Arrow indicates saturation value (44%) at 3m depth. c) Water table level for piezometers D1 and D4 (location in Figure 5.4b) and daily rainfall time series. Black triangles indicate the dates of ERT measurements (profile EP2).

Water level variations, related to specific rain events, yield an infiltration velocity of an order of 7×10^{-5} m/s and 3×10^{-5} m/s in summer and winter, respectively. These values are at least 2 order of magnitude higher than those measured in silt levels (4×10^{-8} m/s; Van Asch et al., 1996), indicating the existence of vertical preferential paths to the water table in the ground.

As a synthesis, hydrogeological data show the presence of two water tables (2.5 m to 4 m deep and 25 m deep), with the shallowest one probably perched into the upper part of the blocky clays and the morainic cover. Infiltration velocity values for the first three meters below surface, determined through TDR and pressure cell measurements, put forward the fissure network as a preferential vertical infiltration path. Measured rates are of similar order of magnitude in winter and summer. This suggests that these fissures are permanently open. Furthermore, infiltration velocity values are slightly higher in summer than in winter, which could signify a wider opening at the surface resulting from shrinkage.

Displacement measurements

Surface displacements were measured with a GPS at 9 stations installed in July 2008 and labelled G1 to G9 (Figure 5.7a; location in Figure 5.4). A permanent GPS station located out of the small landslide (labelled G in Figure 5.4a) was used as a reference. It measures the displacement rate of the Avignonet landslide, which was about 3 cm/year towards the East in 2008. Two time series were taken at the dates of September 2008 and September 2009. Displacements (Figure 5.7a), which are all oriented towards the East, exhibit contrasting values. Station G9, which is located in contact with the western boundary of the small landslide (Figure 5.4), shows a displacement around 0.1 m, with a significant downward component. In the upper part of the slope, displacements exhibit an increase from G8 (0.3 m) to G6 (0.5 m), with a regular downward motion. Most new open fissures appeared in this area in January 2009 (Figure 5.4). The highest motion occurred at G5 (0.8 m) with a prominent vertical component. At G4, the displacement is still important (0.6 m) with a slight upward motion, suggesting a rotation along S10 or S11 (Figure 5.7a). This is consistent with the casing breakage observed at 5 m in D3. Beyond this station, displacement values decrease from 0.15 m to 0.1 m at the slope bottom.

Geophysical results

The electrical image along EP1, obtained after 3 iterations with an absolute error of 3.4%, is shown in Figure 5.8a. It is characterized by a rather homogeneous low resistivity (between 15 and 25 Ω .m), corresponding to the saturated or nearly saturated blocky clays (Figure 5.5). Higher values (up to 100 Ω .m) are observed in the shallow unsaturated morainic layer. A conductive lens (with a resistivity below 15 Ω .m) is observed at 2 to 4 m depth in the centre of the profile, below tension fissure T6. To get a better resolution in the shallow layers a second ERT profile centred on the first one was performed using 64 electrodes with a spacing of 0.5 m (profile EP2; Figure 5.4a). Data were acquired with the same configuration as for EP1. The better-resolved image, obtained after 3 iterations (absolute error of 4.8%), shows a continuous resistive superficial layer (unsaturated morainic colluvium), whose thickness varies from 2 m uphill to less than 1 m downslope (Figure 5.8). Except for

the conductive lens in the central part of the image, the resistivity decreases with depth, from $120 \Omega.m$ at the surface to $20 \Omega.m$ at 2.5 m depth in the saturated soil. The conductive lens is better resolved and is located above the water table. It could correspond to a zone with a higher clay or water content in the unsaturated layer. Fissures observed at the surface are not detected.

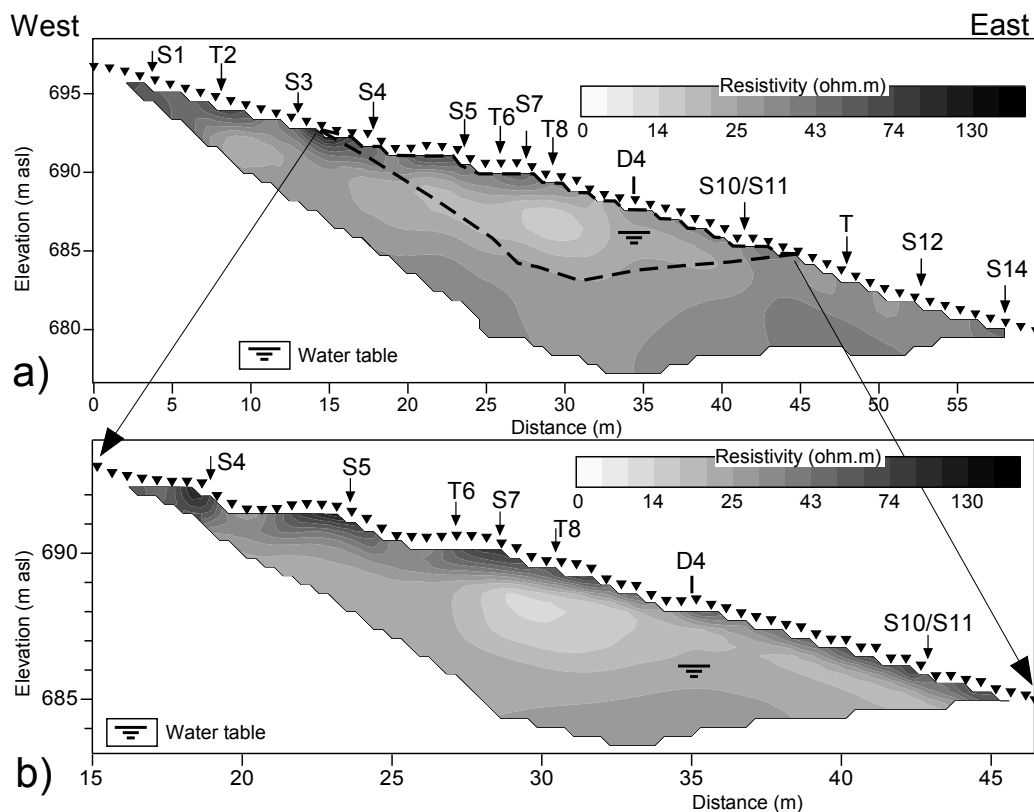


Figure 5.8 – Electrical resistivity tomography. Profiles were acquired with 64 electrodes in a Wenner configuration. S: scarps; T: tension fissures. **a)** Profile EP1 conducted on 2008/07/31 (location in Figure 5.4a) with 1 m electrode spacing. Absolute error is 3.4 % after 3 iterations. **b)** Profile EP2 conducted on 2008/08/01 (location in Figure 5.4a) with 0.5 m electrode spacing. Absolute error is 4.8 % after 3 iterations. Water table level within borehole D4 is indicated.

Results of the refraction profile (SP) are shown in Figure 5.9. Seismograms recorded for the shot at 0 m show SH waves and Love surface waves (Figure 5.9a). The 304 SH-wave first arrival times recorded for 13 source positions were picked and inverted using the Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (SIRT; Dines and Lytle, 1979) and a grid cell size of 2.5×2.5 m. The V_s image (Figure 5.9b), obtained after 8 iterations for a RMS error of 3.71%, shows a vertical velocity increase from 150 m/s in the first few meters to more than 500 m/s, with a stronger gradient between 11 m and 15 m.

Down-hole tests were performed in drillings D1 and D3 (see location in Figure 5.4a) with a geophone spacing of 1 m and a shear source operated at the surface. The two V_s vertical profiles (shown in Figure 5.9b) also evidenced the contrast from 250 m/s to 500 m/s. This depth interface approximately fits the 10 m active slip surface found in drilling D2 (Figure 5.6), as well as the unrecovered levels in D1 (10 m and 15 m; Figure 5.5). The conjugate action of the two slip surfaces at 5 m

and 10-15 m has probably damaged the upper ground and significantly lowered the S-wave velocity.

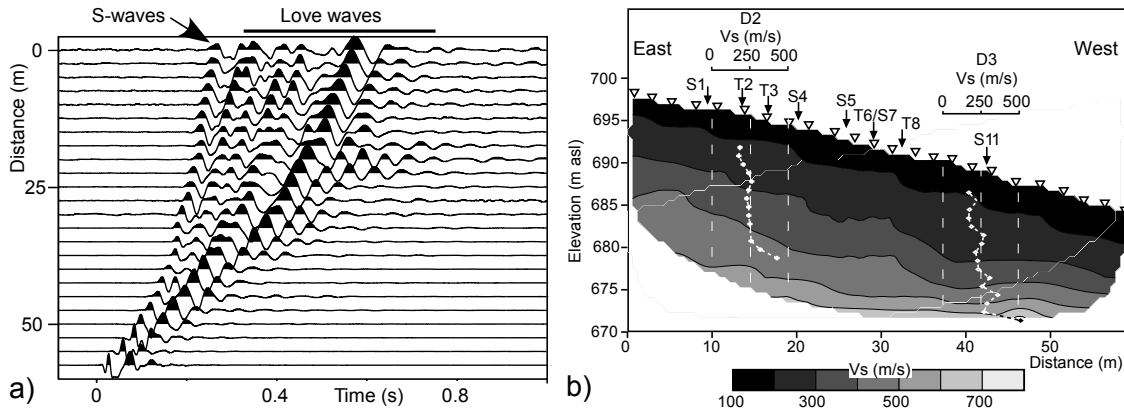


Figure 5.9 – S-wave velocity imaging along profile SP (location in Figure 5.4a). **a)** Seismograms showing S-waves and Love surface waves. **b)** S-wave refraction tomography for 24 surface geophones and 12 sources regularly spread along the profile; RMS is 3.71 % after 8 iterations. Vs vertical profiles derived from down-hole tests in boreholes D2 and D3 are superimposed.

5.2.5 Fissure characterization

Absolute resistivity images did not detect the fissures seen at the surface and we used time-lapse measurements to map resistivity variations along Profile EP2, which is centered on the low resistivity anomaly located below tension fissure T6 (Figure 5.8). As mentioned before, time-lapse measurements have been found to be very sensitive to water content variations. Four electrical data sets were selected at the beginning (2008/08/01) and at the end (2008/08/29) of August 2008, in May 2009, and in December 2009. The month of August 2008 was relatively rainy (0.116 m; Figure 5.7c) and the water table level rose 0.1 m (Figure 5.7c). Between September 2008 and May 2009, the water level slightly deepens (about 0.3 m), before decreasing by nearly 2 m in December 2009. Figure 5.10a shows the three resistivity images obtained after 3 iterations with an absolute error lower than 5%. Very slight changes are observed between the first three images. On the contrary, the temperature-corrected resistivity image of December 2009 shows a sensitive increase within the 2 m thick upper layer, especially in the upper part of the profile. This probably results from the water table lowering and the subsequent decrease in the soil water content.

The first electrical image (2008/08/01) was taken as a reference starting model for the time-lapse electrical measurements. Figure 5.10b shows the resistivity changes at the three dates (2008/08/29, 2009/05/19, and 2009/12/10) in terms of resistivity ratio with respect to the reference model (Miller et al., 2008). Between the end and the beginning of August 2008 a significant resistivity drop is observed below the tension fissure T6, with an anomaly shape that can be followed to a depth of at least 2 m (Figure 5.10b). A general decrease in resistivity is also seen in the shallow layer of 1 m thick. This decrease in resistivity is interpreted as an increase of SWC related to the rainfall. On the contrary, the resistivity ratio image between

May 2009 and the beginning of August 2008 (Figure 5.10b) exhibits an increase in resistivity below the tension fissure T6, along with an increase in resistivity in the most part of the superficial layer. This variation is interpreted as a decrease of SWC between the two periods, in agreement with the lower water table level in May 2009 (Figure 5.7c). The resistivity ratio image between August 2008 and December 2009 exhibits a strong resistivity increase within the first 2 m along the whole profile (Figure 5.10b, which is interpreted as a general SWC decrease in the soil layer, in agreement with water levels and SWC variations (Figure 5.7b and 5.7c). This global effect probably masks some fissure-induced variations, particularly below T6. However, a local resistivity decrease is clearly shown in May and December 2009 below the scarp S5, which did not appear at the end of August 2008. All these results suggest that fissures could evolve with time and exhibit resistivity variations linked to their water storage capacity.

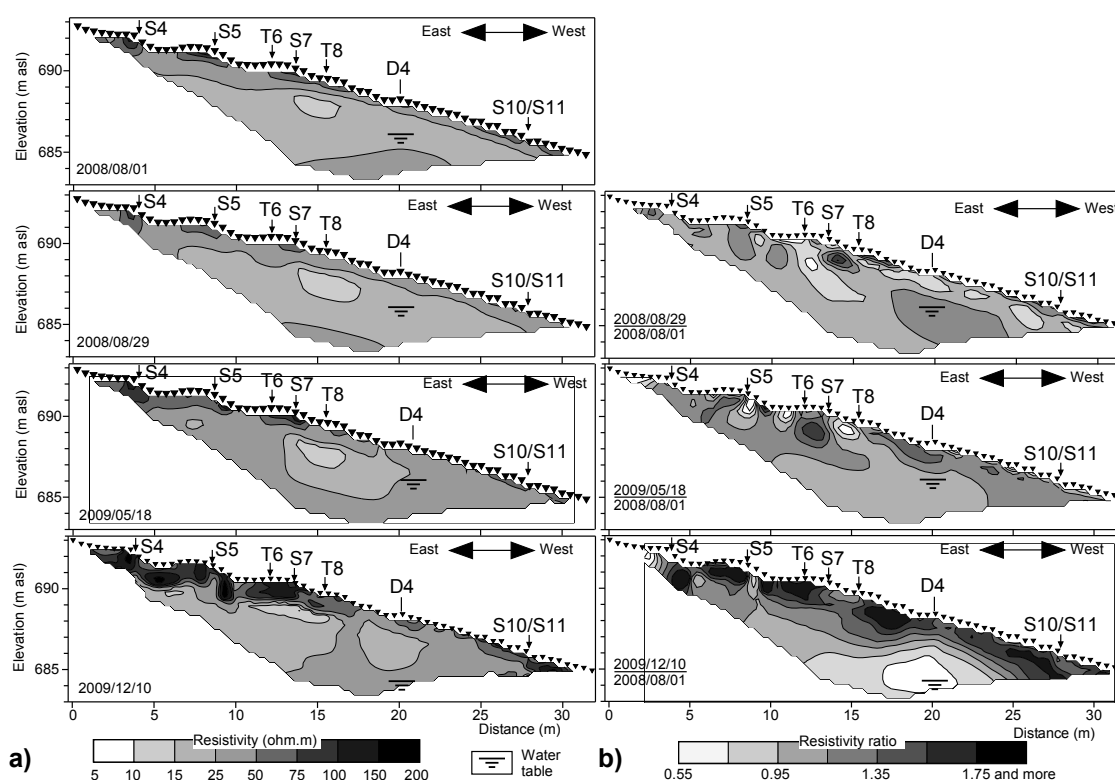


Figure 5.10 – Electrical resistivity monitoring along profile EP2. **a)** Inverse resistivity sections at four times (2008/08/01, 2008/08/29, 2009/05/18, and 2009/12/10). Absolute errors are 4.8 %, 4.7 %, 3.9 % and 4.2 % after 3 iterations, respectively. Resistivity values measured in December 2009 were temperature-corrected. **b)** Resistivity ratios obtained from the inversion of the data sets of 2008/08/29, 2009/05/18, and 2009/12/10, considering the initial data set of 2008/08/01 as a reference. Water table level within borehole D4 is indicated.

We then tried to determinate the characteristics of these fissures using surface waves recorded during refraction tests along profile SP. As shown by Hévin et al. (1998) in concrete, Rayleigh waves are low-pass filtered by surface fissures, at a cut-off frequency F_c that depends on the ratio between the Rayleigh wave velocity V_r and the fissure depth D_c . They determined F_c by computing the spectral ratios between the transmitted and incident waves, which exhibit a significant decay over

Fc. They found the relation $F_c = V_r / 3D_c$, which was numerically and experimentally validated. We applied this procedure to four shots performed at the western end of the profile SP (end shot at 0 m and offset shot at -20 m) for two different dates (January 2009 and July 2009). Measurements were conducted with 24 vertical 4.5 Hz geophones 2.5 m apart. Figure 5.11a shows the normalized seismograms of one of these shots, which exhibit energetic Rayleigh waves. The dispersion curve of the Rayleigh waves, computed for the signals recorded between 15 m and 35 m, is shown in Figure 5.11b. The profile crosses several scarps and tension fissures (Figures 5.4 and 5.11a), the effect of which on the signals is little visible, except an attenuation of the high frequency Rayleigh waves beyond the scarp S4 at 20 m. The graph of the seismic energy as a function of the distance is plotted in Figure 5.11c for the four shots. All curves exhibit a significant energy drop (and a further recovery) at distances of 20 m and to a lesser extent of 35 m, which correspond to fissures S4 and T6, respectively. Spectral ratios between Rayleigh waves recorded after and before S4 are given in Figure 5.11d. All curves exhibit decay at a frequency of about 20 Hz. Applying the relation proposed by Hévin et al. (1998), with the Rayleigh wave velocity of 120 m/s at this frequency (Figure 5.11b), yields a fissure depth of about 2 m. In the same way, spectral ratios were computed for the tension fissure T6 located at 35 m (Figure 5.11e). Curves show decay at a cut-off frequency of around 30 Hz, which gives a fissure depth of about 1.5 m. This value is consistent with the one found with time-lapse ERT below T6 (Figure 5.10). It must be stressed out that these depth values must be considered as an order of magnitude, as the work of Hévin et al. (1998) was validated for fissures developing in a homogeneous medium. These fissure depths are consistent with the perched water table level, indicating that some fissures observed at the surface could be connected to the water table and then constitute a preferential path for water. No significant difference in the cut-off frequency F_c is observed between the two dates (January and July 2009), suggesting that these fissures were permanently open to this depth.

5.2.6 Synthesis and conclusions

Geotechnical, geophysical and hydrogeological measurements were conducted to characterize the role of fissures in water infiltration and their link to slip surfaces in a small active landslide in the Trièves area. Three slip surfaces were detected at about 5 m, 10 m to 15 m, and at 42 m (Figures 5.5 and 5.6), in agreement with previous studies along a cross-section 100 m apart (Jongmans et al., 2009). Drilling results showed that two of these slip surfaces are located in laminated clays, and other data suggest that it is probably the case for the third one (Figure 5.5). These observations highlight the role of silt laminae in water infiltration, which was already underlined by Van Asch et al. (1996) in the Trièves clay. Figure 5.12 synthesizes the main results obtained in this study along an E-W oriented schematic cross-section showing the upper 15 m of the slope. As shown by the GPS measurements, the maximum superficial displacement occurred near to drillings D3 and D4 (Figure 5.7a), consistently with the casing breakage generated by the slip surface at 5 m in D3. The presence and activity of this slip surface was also attested by the casing deformation in D2 (Figure 5.6) and the low density, low shear strength, saturated shear zone observed in D1 (Figure 5.5 ; Table 5.2). A second slip surface was evidenced in drilling D2 at about 10 m depth (Figure 5.6), where the casing was strongly deformed and water

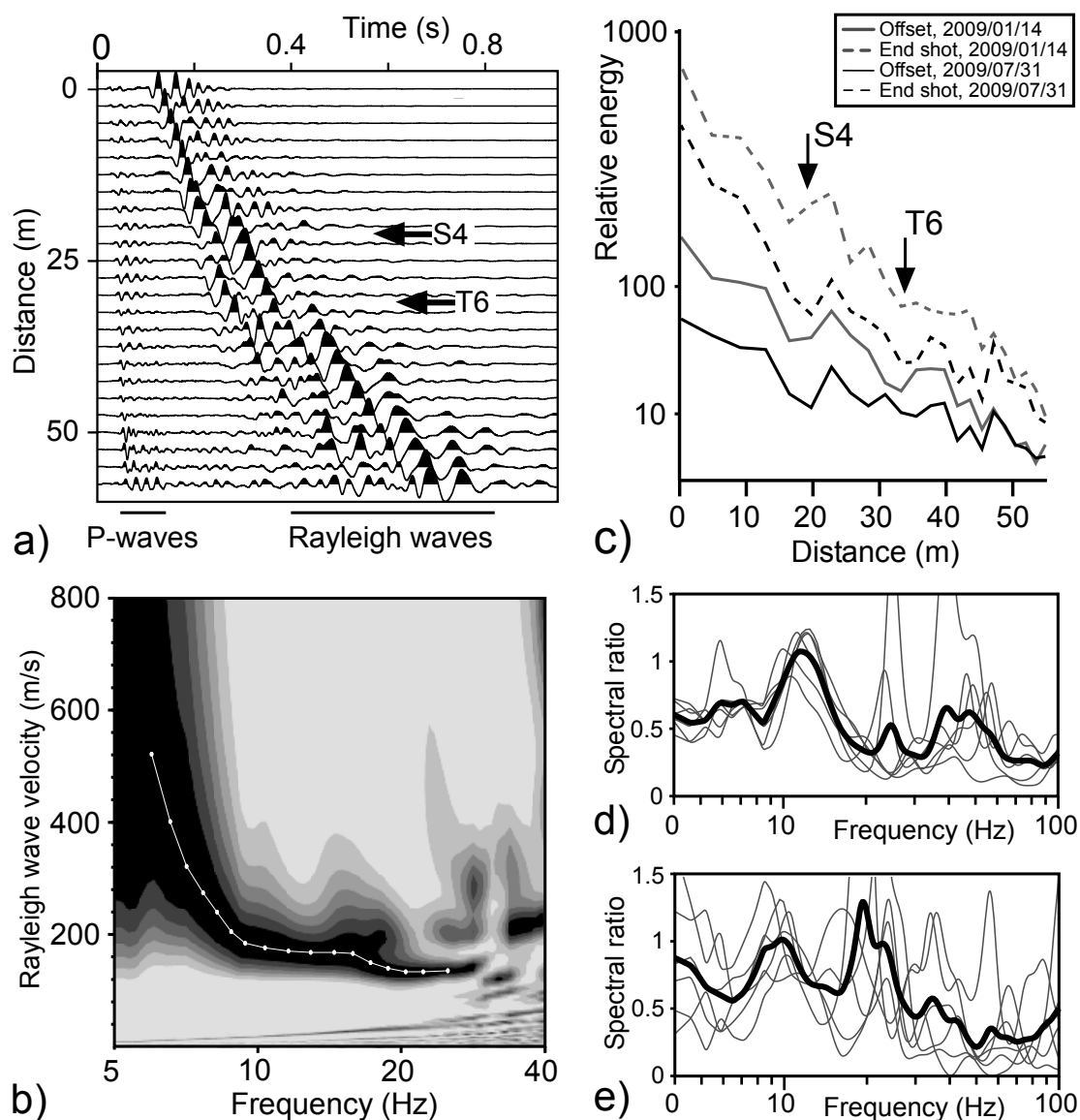


Figure 5.11 – Geophysical characterisation of fractures using Rayleigh surface waves along profile SP (location in Figure 5.4a). **a)** Normalized signals with P-waves and Rayleigh waves for an offset shot at -20m. S: scarp; T: tension fissure (location of S4 and T6 in 5.4). **b)** Experimental dispersion curve for an offset shot and a group of 13 geophones between 15 and 35m. The white dotted line stands for the trustworthy part of the fundamental mode of the dispersion curve between 6 and 30Hz. **c)** Attenuation of Rayleigh waves energy for 2 offset shots and 2 end shots at -20 and 0m, respectively. S: scarp; T: tension fissure. **d)** Spectral ratios of transmitted over incident surface waves frequency for a fissure located at a distance of 21m along profile SP (S4; location in Figure 5.4). **e)** Spectral ratios of transmitted over incident surface waves frequency for a fissure located at a distance of 31m along profile SP (T6; location in Figure 5.4).

flow was detected by the temperature logging. These observations suggest that slip surfaces follow more permeable (silt) laminae or layers and constitute water paths.

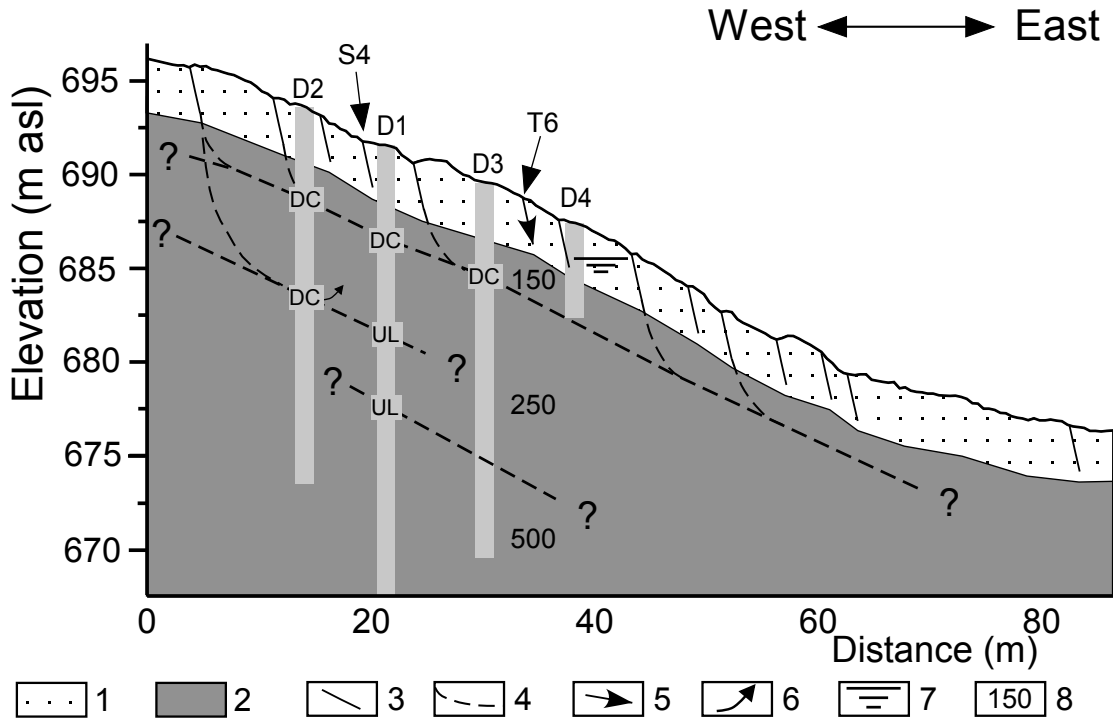


Figure 5.12 – Synthetic model depicting the relationships between fissures, slip surfaces and water infiltration in the Trièves area. 1: Morainic colluvium. 2: Blocky clays. 3: Tension fissures and scarps (*S4* and *T6* are indicated). 4: Interpreted pattern of slip surfaces. 5: Water infiltration from the surface. 6: Water infiltration in the ground. 7: Water table level. 8: S-wave velocity. DC: deformed casing. UL: Unrecovered level. D1 to D4: Drillings.

The activity of these two shallow slip surfaces contributed to damage the sliding clay, as shown by the low V_s values (250 m/s and 150 m/s on average; Figure 5.9) measured above the 10 m surface and the 5 m surface, respectively. Compared to similar experiments in the same material (Jongmans et al., 2009), these values indicate a strong deformation of the clay. The V_s image, along with the two down-hole experiments (Figure 5.9b), indicated a deepening of the second slip surface to the East, which could be related with the presence of two unrecovered (low mechanical quality) levels at 10 m and 15 m in drilling D1 (Figure 5.5), suggesting a relay between two slip surfaces (Figure 5.12).

Hydrogeological results (TDR and pressure cell data; Figure 5.7), along with previously obtained permeability measurements (Giraud et al., 1991; Vuillermet et al., 1994; Van Asch et al., 1996), showed that vertical preferential water paths are necessary to explain the measured infiltration rates. Among the mapped tension fissures and scarps (Figure 5.4), surface wave attenuation study pointed out that two of these structures (*S4* and *T6*; Figure 5.12) were open at the time of the experiments to a depth of about 2 m (Figure 5.11). Time-lapse ERT showed significant variations in resistivity with time below the tension fissure *T6* (Figure 5.10), resulting from

water content changes and suggesting that this fissure constitutes a preferential path for water.

These results highlight that fissures affecting the surface may reach, at least, the perched water table at about 2.5 m. Below this level, fissures are no more detectable by the applied geophysical techniques. This probably results from the resolution decrease with depth exhibited by the two geophysical techniques, along with the fissure thinning and the weakness of the resistivity contrasts between the clay and water-filled fissures. However, the whole set of data, including evidence of water flow in D2 at 10 m, suggests that this system of imbricated fissures drains to the slip surfaces at 5 m and 10-15 m. This put forward the important role played by the fissure network at surface, as preferential infiltration path down to shallow slip surfaces in the numerous clay landslides of the Trièves area.

Acknowledgements

This work was supported by the European project "Mountain Risks" (Marie Curie program) and funded by numerous French projects : the LCPC Sécheresse program, the ECOUPREF ANR program, the Cluster Environnement (Région Rhône-Alpes), the Cluster VOR (Vulnérabilité des Ouvrages aux Risques) and the Department of Isère through the Pôle Grenoblois des Risques Naturels. The authors thank Y. Orengo and R. Béthoux for their participation to the instrument installation. We also wish to thank two anonymous reviewers for their constructive comments.

Conclusions générales et perspectives

Conclusions

Les glissements de terrain qui se développent dans les massifs argileux sont des systèmes complexes qui sont contrôlés par de nombreux facteurs. Ces derniers peuvent être internes (nature lithologique, hydrologie, fracturation) ou externes (évolution morphologique, précipitations, séismes) au système. Dans le but de comprendre le fonctionnement d'un massif instable, il est nécessaire de pouvoir identifier ces facteurs de contrôle et d'estimer leur influence à différentes échelles spatiales et temporelles.

L'objectif général de ce travail de thèse était de comprendre les facteurs de contrôle non sismiques qui affectent un massif argileux instable au moyens de méthodes géophysiques et de données géotechniques, hydrologiques et géologiques détaillées. Cette démarche a été appliquée aux grands glissements argileux d'Avignonet et d'Harmalière, le premier étant intégré à l'Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant (OMIV). Les méthodes géophysiques utilisées dans le cadre de ce travail ont dû être constamment adaptées en fonction des cibles et des échelles d'étude.

L'ensemble de la zone constituée par les deux glissements se caractérise par des taux de déplacements très variables spatialement, s'étalant entre plusieurs m/an dans certaines parties du glissement d'Harmalière jusqu'à moins d'un cm/an dans les zones peu actives du glissement d'Avignonet. Ces contrastes d'activité, qui marquent la morphologie, apparaissent à plusieurs échelles spatiales emboîtées. La première partie de ce travail a visé à comprendre les différences de cinématique et d'orientation observées entre les deux glissements (échelle plurikilométrique), alors que les facteurs internes (nature du sol, pente) et externes (pluviométrie) sont identiques. Dans une seconde étape, l'accent a été mis sur la compréhension des taux d'activité différents apparaissant au sein du glissement d'Avignonet, pour lequel on dispose du plus grand nombre de données de taux de déplacement. Finalement, un effort particulier a porté sur la caractérisation hydromécanique du système de fissures apparaissant en surface dans une zone de taille hectométrique située au sud du glissement d'Avignonet et caractérisée par une activité relativement plus forte.

Observations à l'échelle régionale

La synthèse des données géologiques et l'application de la méthode H/V (mesures de bruit de fond sismique) sur la zone définie par les deux glissements a permis de reconstruire la topographie du fond du lac du Trièves au moment du dépôt des argiles, lors du dernier maximum glaciaire. Cette carte révèle la présence d'une dépression d'axe Nord-Sud, s'incurvant vers le Sud-Est dans la partie Sud du secteur d'étude. Cette dépression a été interprétée comme une paléovallée de la rivière du Drac. A l'Est du glissement d'Avignonet, cette dépression est bordée par une ride d'une hauteur maximale de 150 m, constituée par des couches compactes de marno-calcaires du Lias et/ou d'alluvions cimentées quaternaires. Ce bombement disparaît vers le Sud au niveau du glissement d'Harmalière, dont la localisation et la direction de mouvement (Sud-Ouest) correspondent à celles de la paléovallée du Drac. Au niveau du glissement d'Avignonet, cette structure semble donc avoir agi comme un verrou mécanique s'opposant au développement d'une surface de rupture profonde très active. L'ensemble de ces observations indique que l'évolution et la cinématique différentielle des deux glissements ont été et sont contrôlées par le paléorelief sur lequel s'est déposée la couche d'argile. La méthode HV s'est avérée bien adaptée pour obtenir rapidement une cartographie de l'épaisseur de la couche reposant sur un substratum, en particulier dans la combe d'Harmalière difficilement accessible pour la réalisation de profils géophysiques.

Observations à l'échelle du glissement d'Avignonet

Les essais géophysiques réalisés dans ce travail ne confirment pas l'hypothèse émise sur l'homogénéité de la couche d'argiles sous le glissement d'Avignonet et ont au contraire mis en évidence la présence de plusieurs types d'hétérogénéités. Le traitement des profils de sismique réfraction orientés Ouest-Est et réalisés à l'explosif en dehors et à l'intérieur du glissement d'Avignonet a montré la présence d'au moins trois réflecteurs sismiques, continus, depuis le plateau de Sinard à l'Ouest, jusqu'à proximité du pied du glissement du Mas d'Avignonet, à l'Est. En accord avec les données existantes, le réflecteur le plus profond (280 m au maximum) correspond à la base de la couche d'argile reposant sur les formations compactes constituées d'alluvions indurées et de substratum marno-calcaire. Le réflecteur intermédiaire (160 m de profondeur au maximum) a pu être corrélé avec une couche de sédiments grossiers d'origine fluvio-glaciaire d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, intercalée dans les argiles. La position de cette couche, qui affleure sur la rive Ouest du Drac, correspond à des sédiments plus grossiers mentionnés dans deux forages destructifs et à une anomalie résistive profonde détectée sur une tomographie électrique. L'autre réflecteur plus superficiel observé au sein des argiles semble correspondre à la position de la surface de rupture profonde du glissement d'Avignonet (environ 40 à 50 m). Plusieurs niveaux sableux ont été mis en évidence à cette profondeur à la fin du sondage carotté. Cette couche, qui n'a pas été détectée par les tomographies électriques profondes, pourrait être d'épaisseur relativement faible et variable. Ce réflecteur est continu et s'étend vers l'Ouest, à l'extérieur du glissement. Sa profondeur semble contrôler la position de la surface de rupture profonde du glissement d'Avignonet.

A plus faible profondeur (30 m), des images sismiques en Vs et en résistivité électrique (ρ), ont été réalisées sur l'ensemble du glissement d'Avignonet. Elles ont permis de mettre en évidence une diminution conjointe de ρ et de Vs sur les 20 premiers mètres, depuis le Nord-Ouest vers le Sud-Est, indiquant une augmentation de la teneur en argiles des formations géologiques dans cette direction, associée à une diminution de la compacité. Cette variation est en accord avec les descriptions géologiques qui indiquent une transition depuis des moraines argileuses, au Nord, à des argiles vers le Sud, et les reconnaissances menées durant ce travail. Cette variation de faciès géologique et de caractéristiques mécaniques, d'un matériau plus grossier et drainant vers de l'argile imperméable, semble être corrélée avec la distribution des taux de déplacement en surface qui augmentent vers le Sud et vers l'Est. Les variations d'activité détectées à la surface du glissement d'Avignonet, par observations morphologiques et mesures de déplacement, semblent donc être contrôlées par des changements latéraux de nature lithologique sur les 20 premiers mètres. En particulier, les parties les plus actives sont situées dans les zones argileuses caractérisées par une faible résistivité électrique.

Observations à l'échelle d'une zone active

Une zone argileuse particulièrement active et fissurée du glissement d'Avignonet a fait l'objet d'une reconnaissance géophysique et géotechnique détaillée durant deux ans afin de comprendre le rôle des fissures apparaissant en surface dans l'infiltration de l'eau vers les surfaces de rupture. Les résultats indiquent que ces fissures ouvertes en surface constituent des chemins d'infiltration préférentielle et permettent, par rapport à la faible perméabilité du sol, un transit relativement rapide de l'eau jusqu'au niveau de la nappe superficielle située à plusieurs mètres de profondeur. Les mesures réalisées au niveau des surfaces de rupture rencontrées par les forages indiquent qu'il s'agit de zones de porosité plus élevée et de faibles caractéristiques mécaniques, au niveau desquelles une circulation d'eau a pu être mise en évidence. Le sondage carotté effectué dans cette zone a montré la présence d'une couche d'argile à blocs de 18 mètres d'épaisseur surmontant les argiles litées. Combinée à la datation de deux échantillons de matière végétale, cette donnée suggère l'occurrence de glissements et/ou de coulées ayant affecté le versant constitué d'argile surmonté de moraines durant le petit âge glaciaire. Ces phénomènes pourraient expliquer les variations latérales de lithologie observées par prospection géophysique sur les 2 premiers mètres.

Les résultats obtenus lors de ce travail ont mis en évidence le rôle prépondérant des variations de faciès géologique, tant en profondeur qu'en surface, sur l'intensité de la déformation gravitaire affectant le massif argileux. La position, la direction du mouvement et l'activité du glissement d'Harmalière semble être principalement contrôlé par la paléotopographie irrégulière sur laquelle s'est déposée la couche argileuse. Sous le glissement d'Avignonet, au moins deux réflecteurs continus ont été mis en évidence au sein du massif argileux, dont un a pu être corrélé avec une couche de sable et de gravier interstratifiée. L'autre réflecteur, plus superficiel semble contrôler la position de la surface de rupture profonde du glissement. Enfin des variations latérales et continues de faciès à la surface du versant, résultant peut-être d'une ancienne déformation gravitaire, ont été détectées à la surface du glissement d'Avi-

gnonet et ont pu être corrélées avec les taux de déplacement mesurés.

Au niveau des outils, les résultats n'ont pu être obtenus qu'en combinant plusieurs techniques géophysiques à la fois en surface (sismique réfraction en ondes P et SH, inversion des ondes de surface, interprétation des ondes réfléchies) et en forage (downhole, diagraphie de température, log acoustique), en les calibrant par des données géologiques et géotechniques. En particulier, la vitesse des ondes S a fourni une caractérisation de l'endommagement au sein de la couche argileuse tandis que la résistivité électrique a permis de mettre en évidence des variations de teneur en eau et en argile au sein de cette formation.

Perspectives

Ce travail a permis de caractériser le rôle important joué par les fissures en surface dans l'infiltration préférentielle de l'eau jusqu'aux surfaces de rupture superficielles et intermédiaires. Toutefois, les relations entre l'infiltration préférentielle verticale et le drainage par les niveaux sub-horizontaux plus perméables, ne sont pas encore quantifiées, au niveau des volumes et des temps de transit. Des expériences d'infiltration et de traçage, suivies en forages par méthodes géochimiques et géophysiques à hautes résolutions spatiale et temporelle, permettraient d'étudier l'infiltration de fluide dans le massif argileux fissuré en fonction du temps. Ces résultats permettraient aussi de quantifier la relation entre la pluviométrie, le volume infiltré et la variation temporelle des déformations en surface.

Deux paramètres géophysiques principaux (V_s et résistivité électrique) ont été utilisés pour caractériser l'état, l'endommagement et l'évolution spatio-temporelle du massif argileux. Pour quantifier l'influence des forçages externes (mouvements sismiques, précipitations) sur l'évolution en profondeur du massif, il est nécessaire de détecter de faibles variations de ces deux propriétés géophysiques. Si le suivi temporel en tomographie électrique est maintenant couramment utilisé, il reste à développer et à appliquer des techniques de mesures fines de variations de V_s pour les glissements de terrain. A ce niveau, les techniques d'intercorrélation, à partir de la mesure de bruit de fond (Stehly et al., 2007) ou bien de sources non synchronisées (Gouédard et al., 2008) apparaissent prometteuses. Récemment, Renalier (2010) a détecté une diminution des vitesses de propagation des ondes de surface au sein du glissement d'Avignonnet de l'ordre de 0.2 % par an dans la gamme de fréquence comprise entre 1.3 et 5 Hz, ce qui correspond à une investigation profonde de la masse instable. Afin d'étudier l'influence du forçage par les précipitations ou les mouvements sismiques sur la tranche la plus active des glissements (les 10 à 20 premiers mètres du sous-sol), les variations des vitesses de propagation à plus hautes fréquences doivent être étudiées à partir de dispositifs de mesures qui restent à définir et à valider.

Enfin, l'évolution temporelle des glissements étudiés est très mal contrainte, par manque de données. La chronologie absolue des couches du Quaternaire dans le secteur reste encore mal connue et devrait être précisée. Le début des instabilités gravitaires pourrait correspondre au retrait du glacier de l'Isère qui a permis au Drac d'entailler les argiles, les alluvions puis le substratum jurassique, à partir de

12 000 ans BP. Une étude systématique de datation par cosmonucléides ou par OSL (Optically Stimulated Luminescence) de l'exposition des formations fluvioglaciaires riches en quartz contraindrait l'histoire de l'érosion et le début des instabilités. En parallèle, la recherche et la datation de niveaux riches en matière organique au sein du glissement permettrait de préciser son fonctionnement, continu ou constitué de phases de stabilisation et/ou d'accélération. Ces informations pourraient permettre de mieux contraindre des modèles prédictifs, qui restent difficiles à appréhender actuellement par manque d'information chronologique à court et à long terme.

Références bibliographiques

Bibliographie

- Abellan, A., Vilaplana, J. M., and Martinez, J. (2006). Application of a long-range terrestrial laser scanner to a detailed rockfall study at Vall de Nuria (Eastern Pyrenees, Spain). *Engineering Geology*, 88 :136–148.
- AFNOR (1995). *Mesures à l'inclinomètre*. Number NFP94-156. Association Française de Normalisation.
- AFNOR (1996a). *Mesures piézométriques. Partie 1 : tube ouvert*. Number NF P 94-157-1. Association Française de Normalisation.
- AFNOR (1996b). *Mesures piézométriques. Partie 2 : sondes de mesure de pression interstitielle*. Number NF P 94-157-2. Association Française de Normalisation.
- AGAP (1992). *Code de bonne pratique en géophysique appliquée*. UFG Éditions, Paris.
- Aleotti, P. (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology*, 73 :247–265.
- Allaire, S. E., Roulier, S., and Cessna, A. J. (2009). Quantifying preferential flow in soils : a review of different techniques. *Journal of Hydrology*, 378(1-2) :179–204.
- Amidu, S. A. and Dunbar, J. A. (2007). Geoelectric studies of seasonal wetting and drying of a Texas vertisol. *Vadose Zone Journal*, 6(3) :511–523.
- Angeli, M. G., Buma, J., Gasparetto, P., and Pasuto, A. (1998). A combined hillslope hydrology/stability model for low-gradient clasy slopes in the Italian Dolomites. *Engineering Geology*, 49 :1–13.
- Angeli, M.-G., Pasuto, A., and Silvano, S. (2000). A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology*, 55(3) :133–147.
- Antoine, P., Giraud, A., and Montjuvent, G. (1981). Les argiles litées du Trièves (Isère) ; conditions de gisement et exemples de propriétés géotechniques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, XXIII(2) :117–127.
- Antoine, P., Monnet, J., Rai, N. E., Moulin, C., and Mériaux, P. (1991). Résultats de cinq années d'auscultation sur un glissement dans les argiles glacio-lacustres du trièves (sud-est de la france). In *6th International Symposium on Landslides*. Balkema, Rotterdam.

- Baldi, P., Cenni, N., Fabris, M., and Zanutta, A. (2008). Kinematics of a landslide derived from archival photogrammetry and GPS data. *Geomorphology*, 102(3-4) :435–444.
- Baldo, M., Bicocchi, C., Chiocchini, U., Giordan, D., and Lollino, G. (2009). LiDAR monitoring of mass wasting processes : The Radicofani landslide, Province of Siena, Central Italy. *Geomorphology*, 105(3-4) :193–201.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21 :1935–2017.
- Bard, P.-Y. (1998). Microtremor measurements : a tool for site effect estimation ? In Irikura, K., Kudo, K., Okada, H., and Sasatani, T., editors, *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, pages 1251–1279. Balkema, Rotterdam.
- Bard, P.-Y. and Bouchon, M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulleton of the Seismological Society of America*, 75(2) :519–541.
- Beck, C. (2009). Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps : examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Science Reviews*, 96(4) :327–344.
- Berquin, Y. (2007). Analyse des ondes P réfléchies sur un glissement de terrain. Mémoire de 2ème année de l'ENS Physique, Grenoble.
- Bichler, A., Bobrowsky, P., Best, M., Douma, M., Hunter, J., Calvert, T., and Burns, R. (2004). Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach : the quesnel forks landslide. *Landslides*, 01 :29–40.
- Bièvre, G., Jongmans, D., Winiarski, T., and Zumbo, V. (in rev.a). Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps). *Hydrological Processes*, *accepted with revisions*.
- Bièvre, G., Kniess, U., Jongmans, D., Pathier, E., Schwartz, S., Villemin, T., and Zumbo, V. (in rev.b). Combined use of remote-sensing and ground geophysical techniques to investigate geological control of two landslides in the Trièves area (Western Alps, France). *Geomorphology*, *in review*.
- Binley, A., Winship, P., West, L. J., Pokar, M., and Middleton, R. (2002). Seasonal variation of moisture content in unsaturated sandstone inferred from borehole radar and resistivity profiles. *Journal of Hydrology*, 267(3-4) :160–172.
- Blanchet, F. (1988). *Etude géomécanique de glissements de terrain dans les argiles glaciolacustres de la vallée du Drac*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Blott, S. J. and Pye, K. (2001). Gradistat : a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11) :1237–1248.
- Bogoslovsky, V. A. and Ogilvy, A. A. (1977). Geophysical methods for the investigation of landslides. *Geophysics*, 42 :562–571.

- Bonci, L., Bozzano, F., Calcaterra, S., Eulilli, V., Ferri, F., Gambino, P., Manuel, M. R., Martino, S., and Scarascia Mugnozza, G. (2004). Geological control on large seismically induced landslides : the case of Cerda (Southern Italy). In *Proceedings of the 9th International Symposium on Landslides*, pages 985–991.
- Bonnefoy-Claudet, S. (2004). *Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site*. Phd thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P.-Y., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., and Fäh, D. (2006a). H/v ratio : a tool for site effects evaluation. results from 1-d noise simulations. *Geophysical Journal International*, 167 :827–837.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., and Bard, P.-Y. (2006b). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies : A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3-4) :205–227.
- Bozzano, F., Lenti, L., Martino, S., Paciello, A., and Scarascia Mugnozza, G. (2008). Self-excitation process due to local seismic amplification responsible for the reactivation of the Salcito landslide (Italy) on 31 October 2002. *Journal of Geophysical Research*, 113 :B10312.
- Briese, C., Pfeifer, N., and Dorninger, P. (2002). Applications of the robust interpolation for DTM determination. In *IAPSYS XXXIV*, volume 3A, pages 55–61.
- Brocard, G. Y. (2003). Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l’incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France). *Géologie Alpine, Mémoire H.S.*, 43.
- Brocard, G. Y., Van Der Beek, P. A., Boulès, D. L., Siame, L. L., and Mugnier, J.-L. (2003). Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from 10Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Science Letters*, 209 :197–214.
- Bronner, A. (2009). Combinaison de données météorologiques et géophysiques pour la caractérisation de mouvements de terrain. Application au glissement du Mas d’Avignonet dans les argiles du Trièves. Mémoire d’ingénieur, EOSt Strasbourg - LGIT Grenoble.
- Brückl, E., Brunner, F. K., and Kraus, K. (2006). Kinematics of a deep-seated landslide derived from photogrammetric, GPS and geophysical data. *Engineering Geology*, 88(3-4) :149–159.
- Bruno, F. and Marillier, F. (2000). Test of high-resolution seismic reflection and other geophysical techniques on the Boup landslide in the Swiss Alps. *Surveys in Geophysics*, 21(4) :335–350.
- Campy, M. and Macaire, J.-J. (2003). *Géologie de la surface. Érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Dunod, Paris, 2nd edition.
- Caris, J. P. T. and Van Asch, T. W. J. (1991). Geophysical, geotechnical and hydrogeological investigations of a small landslide in the French Alps. *Engineering Geology*, 31 :249–276.

- Chapron, E., Van Rensbergen, P., Beck, C., De Batist, M., and Paillet, A. (1996). Lacustrine sedimentary records of brutal events in Lake Le Bourget (Northwestern Alps - Southern Jura). *Quaternaire*, 7(2-3) :155–168.
- Chapron, E., Van Rensbergen, P., De Batist, M., Beck, C., and Henriot, J. P. (2004). Fluid-escape features as a precursor of a large sublacustrine sediment slide in Lake Le Bourget, NW Alps, France. *Terra Nova*, 16 :305–311.
- Chatelain, J.-L., Guéguen, P., Guillier, B., Fréchet, Bondoux, F., Sarrault, J., Sul-pice, P., and Neuville, J. M. (2000). Cityshark : A user-friendly instrument de-dicated to ambient noise (microtremor) recording for site and building response studies. *Seismological Research Letters*, 71 :698–703.
- Chen, C. Y., Chen, T. C., Yu, W. H., and Lin, S. C. (2005). Analysis of time-varying rainfall infiltration induced landslide. *Environmental Geology*, 48 :466–479.
- Chertkov, V. Y. (2002). Modelling cracking stages of saturated soils as they dry and shrink. *European Journal of Soil Sciences*, 53 :105–118.
- Chiozotto, B. (2008). Étude géophysique (sismique réfraction, résistivité) d'un glis-sement de terrain dans les argiles du Trièves. Technical report, Rapport de stage libre de 2ème année, Polytech' Grenoble.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., and McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *Science*, 325(5941) :710–714.
- Clément, R., Descloitres, M., Günther, T., Ribolzi, O., and Legchenko, A. (2009). Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT : experience of advanced in-terpretation. *Comptes Rendus Geosciences*, 341(10-11) :886–898.
- Coe, J. A., Ellis, W. L., Godt, J. W., Savage, W. Z., Savage, J. E., Michael, J. A., Kibler, J. D., Powers, P. S., Lidke, D. J., and Debray, S. (2003). Seasonal mo-vement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998-March 2002. *Engineering Geology*, 68(1-2) :67–101.
- Comegna, L., Picarelli, L., and Urciuoli, G. (2007). The mechanics of mudslides as a cyclic undrained-drained process. *Landslides*, 4 :217–232.
- Cornforth, D. H. (2005). *Landslides in practice : investigation analysis, and reme-dial/preventive option in soils*. Wiley and Sons, Hoboken, USA. ISBN 0-471-67816-3.
- Corominas, J. (2001). Landslides and climate. In *Keynote lectures from the 8th International Symposium on Landslides*, volume 4, pages 1–33.
- Corominas, J., Moya, J., Ledesma, A., Lloret, A., and Gili, J. (2005). Prediction of ground displacements and velocities from groundwater level changes at the Vallcebre landslide (Eastern Pyrenees, Spain). *Landslides*, 2(2) :83–96.

- Corominas, J., Moya, J., Lloret, A., Gili, J. A., Angeli, M. G., Pasuto, A., and Silvano, S. (2000). Measurement of landslide displacements using a wire extensometer. *Engineering Geology*, 55(3) :149–166.
- Corsini, A., Borgatti, L., Coren, F., and Vellico, M. (2007). Use of multitemporal airborne LiDAR surveys to analyse postfailure behaviour of earthslides. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 33(2) :116–120.
- Corsini, A., Pasuto, A., Soldati, M., and Zannoni, A. (2005). Field monitoring of the Corvara landslide (Dolomites, Italy) and its relevance for hazard assessment. *Geomorphology*, 66(1-4) :149–165.
- Corwin, R. F. (1976). Offshore use of the self-potential method. *Geophysical Prospecting*, 24 :79–90.
- Crosnier-Leconte, J., Bordet, C., and Duffaut, P. (1953). Séparation de deux anciens lits successifs dans la vallée du Drac à Monteynard (Isère). *Comptes-Rendus Sommaires de la Société Géologique de France*, 12 :221–223.
- Cruden, D. M. and Varnes, D. J. (1996). Landslide types and processes. In Turner, A. K. and Schuster, R. L., editors, *Landslides investigation and mitigation*, volume 247, chapter 3, pages 36–75. National Academic Press, Washington, USA.
- Debelmas, J. (1967). La Chapelle-en-Vercors. In *Carte géologique de la France à 1/50000*. BRGM Éditions, Orléans, France.
- Delacourt, C., Allemand, P., Bertier, E., Raucoules, D., Casson, B., Grandjean, P., Pambrun, C., and Varel, E. (2007). Remote-sensing techniques for analysing landslide kinematics : a review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2) :89–100.
- Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., and Molina, S. (2000a). Mapping soft soils in the Segura river Valley (SE Spain) ; a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45(1) :19–32.
- Delgado, J., López Casado, C., Giner, J., Estévez, A., Cuenca, A., and Molina, S. (2000b). Microtremors as a geophysical exploration tool : Applications and limitations. *Pure and Applied Geophysics*, 157(9) :1445–1462.
- Demagnet, D. (2000). *Tomographies 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage*. PhD thesis, Université de Liège, Belgium.
- Demoulin, A., Pissart, A., and Schroeder, C. (2003). On the origin of late Quaternary palaeolandslides in the Liège (E Belgium) area. *International Journal of Earth Sciences*, 92 :795–805.
- Deparis, J., Fricourt, B., Jongmans, D., Villemin, T., Effendiantz, L., and Mathy, A. (2008). Combined use of geophysical methods and remote techniques for characterizing the fracture network of a potential unstable cliff site (the "Roche du Midi", Vercors massif, France). *Journal of Geophysical Engineering*, 5 :147–157.

- Descloitres, M., Ribolzi, O., and Le Troquer, Y. (2003). Study of infiltration in a sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping. *Catena*, 53(3) :229–253.
- Desmet, M. (2006). *Les sédiments des lacs alpins : archives du climat et des activités humaines depuis 15 000 ans*. Mémoire d’habilitation a diriger des recherches, Université de Savoie, Chambéry, France.
- Dewitte, O., Jasselette, J.-C., Cornet, Y., Van Den Eeckhaut, M., Collignon, A., Poesen, J., and Demoulin, A. (2008). Tracking landslide displacements by multi-temporal DTMs : A combined aerial stereophotogrammetric and LiDAR approach in western Belgium. *Engineering Geology*, 99(1-2) :11–22.
- Dikau, R. and Schrott, L. (1999). The temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (TESLEC) : main objectives and results. *Geomorphology*, 30(1-2) :1–12.
- Dines, K. and Lyttle, J. (1979). Computerized geophysical tomography. *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronics Engineers*, 67 :1065–1073.
- Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20 :68–86.
- Dobry, R., Oweis, I., and Urzua, A. (1976). Simplified procedures for estimating the fundamental period of a soil profile. *Bulletin of the Seisological Society of America*, 66(4) :1293–1321.
- Duranthon, J.-P. and Effendiantz, L. (2004). Le versant instable des Ruines de Séchilienne. Point sur l’activité du phénomène et présentation du nouveau dispositif de gestion de la télésurveillance. *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 252-253 :29–48.
- Eilertsen, R. S., Hansen, L., Bargel, T. H., and Solberg, I.-L. (2008). Clay slides in the Målselv valley, northern Norway : Characteristics, occurrence, and triggering mechanisms. *Geomorphology*, 93(3-4) :548–562.
- Feregotto, M. (2008). Étude de glissements de terrain par des méthodes de prospection géophysique. Mémoire de M2P, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Flageollet, J.-C., Maquaire, O., Martin, B., and Weber, D. (1999). Landslides and climatic control conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30(1-2) :65–78.
- Folk, R. L. (1966). A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6 :73–93.
- French, H. and Binley, A. (2004). Snowmelt infiltration : monitoring temporal and spatial variability using time-lapse electrical resistivity. *Journal of Hydrology*, 297(1-4) :174–186.
- Friedel, S., Thielen, A., and 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(2) :100–114.

- Fruneau, B., Achache, J., and Delacourt, C. (1996). Observation and modelling of the Saint-Étienne-de-Tinée landslide using SAR interferometry. *Tectonophysics*, 265 :181–190.
- Gallipoli, M., Lapenna, V., Lorenzo, P., Mucciarelli, M., Perrone, A., Piscitelli, S., and Sdao, F. (2000). Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of a landslide in southern Italy. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 4 :117–128.
- Gamond, J.-F. (1994). Normal faulting and tectonic inversion driven by gravity in a thrusting regime. *Journal of Structural Geology*, 16(1) :1–9.
- Gili, J. A., Corominas, J., and Rius, J. (2000). Using global positioning system techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology*, 55 :167–192.
- Giraud, A., Antoine, P., Van Asch, T. W. J., and Nieuwenhuis, J. D. (1991). Geotechnical problems caused by glaciolacustrine clays in the French Alps. *Engineering Geology*, 31 :185–195.
- Giraud, A., Gourc, J.-P., Besson, L., and Fabre, D. (1981). Approche pluridisciplinaire des problèmes posés par un glissement de terrain sur faible pente. *Revue Française de Géotechnique*, 14 :57–66.
- Glade, T., Stark, P., and Dikau, R. (2005). Determination of potential landslide shear plane depth using seismic refraction : a case study in Rheinhessen, Germany. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 64(2) :151–158.
- Glenn, N. F., Streutker, D. R., Chadwick, D. J., Thackray, G. D., and Dorsch, S. J. (2006). Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73(1-2) :131–148.
- Godio, A., Strobbia, C., and De Bacco, G. (2006). Geophysical characterisation of a rockslide in an alpine region. *Engineering Geology*, 83(1-3) :273–286.
- Gokceoglu, C. and Sezer, E. (2009). A statistical assessment on international landslide literature (1945-2008). *Landslides*, 6(4) :345–351.
- Göktürkler, G., Balkaya, C., and Erhan, Z. (2008). Geophysical investigation of a landslide : The AltIndag landslide site, Izmir (western Turkey). *Journal of Applied Geophysics*, 65(2) :84–96.
- Gouédard, P., Roux, P., and Campillo, M. (2008). Small-scale inversion using surface waves extracted from noise cross-correlation. *Journal of the Acoustical Society of America*, 123(3) :EL26–EL31.
- Grandjean, G. and Bitri, A. (2006). 2M-SASW : multifold multichannel seismic inversion of local dispersion of Rayleigh waves in laterally heterogeneous subsurfaces : application to the Super Sauze earthflow, France. *Near Surface Geophysics*, 4 :367–375.

- Grandjean, G., Hibert, C., Mathieu, F., Garel, E., and Malet, J.-P. (2009). Monitoring water flow in a clay-shale hillslope from geophysical data fusion based on a fuzzy logic approach. *Comptes Rendus Geosciences*, 341(10-11) :937–948.
- Grandjean, G., Malet, J.-P., Bitri, A., and Méric, O. (2007). Geophysical data fusion by fuzzy logic for imaging the mechanical behaviour of mudslides. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 178(2) :127–136.
- Grandjean, G., Pernetier, C., Bitri, A., Méric, O., and 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 du sud, france). *Comptes Rendus Geosciences*, 338(9) :587–595.
- Green, A. G., Maurer, H., Spillmann, T., Heincke, B., and Willenberg, H. (2007). High-resolution geophysical techniques for improving hazard assessments of unstable rock slopes. *The Leading Edge*, 25(3) :311–316.
- Guéguen, P., Cornou, C., Garambois, S., and Banton, J. (2007). On the limitation of the H/V spectral ratio using seismic noise as an exploration tool : application to the Grenoble valley (France), a small apex ratio basin. *Pure and Applied Geophysics*, 164(1) :115–134.
- Guillier, B., Cornou, C., Kristek, J., Bonnefoy-Claudet, S., Bard, P., Fah, D., , and Moczo, P. (2006). Simulation of seismic ambient vibrations : does the H/V provide quantitative information in 2D-3D structure? In *ESG2006*, Grenoble.
- Guzetti, F. (2000). Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. *Engineering Geology*, 58(2) :89–107.
- Gvirtzman, H., Shalev, E., Dahan, O., and Hatzor, Y. (2008). Large-scale infiltration experiments into unsaturated stratified loess sediments : monitoring and modeling. *Journal of Hydrology*, 349(1-2) :214–229.
- Harp, E. L. and Jibson, R. W. (1996). Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B) :S319–332.
- Harp, H., Jibson, R. W., Kayen, R. E., Keefer, D. K., Sherrod, B. L., Carver, G. A., Collins, B. D., Moss, R. E. S., and Sitar, N. (2003). Landslides and liquefaction triggered by the M 7.9 Denali Fault earthquake of 3 November 2002. *GSA Today*, 13(8) :4–10.
- Haskell, N. A. (1960). Crustal reflexion of plane SH waves. *Journal of Geophysical Research*, 65 :4147–4150.
- Havenith, H.-B., Jongmans, D., Abdrakhmatov, K., Trefois, P., Delvaux, D., and Torgoev, I. (2000). Geophysical Investigations Of Seismically Induced Surface Effects : Case Study Of A Landslide In The Suusamyrt Valley, Kyrgyzstan. *Surveys in Geophysics*, 21(4) :351–370.
- Havenith, H.-B., Strom, A., Jongmans, D., Abdrakhmatov, K., Delvaux, D., and Tréfois, P. (2003). Seismic triggering of landslides, part A : field evidence from the Northern Tien Shan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3 :135–149.

- Havenith, H.-S., Jongmans, D., Faccioli, E., Abdrakhmatov, K., and Bard, P.-Y. (2002). Site effect around the seismically induced ananevo rockslide, kyrgyzstan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(8) :3190–3209.
- Heincke, B., Maurer, H., Green, A. G., Willenberg, H., Spillmann, T., and Burlini, L. (2006). Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2D and 3D seismic tomography. *Geophysics*, 71(6) :B241–B256.
- Hévin, G., Abraham, O., Pedersen, H. A., and Campillo, M. (1998). Characterization of surface cracks with Rayleigh waves : a numerical model. *Nondestructive Testing and Evaluation International*, 31(4) :289–297.
- Highland, J. and Johnson, M. (2004). Landslide types and processes. Technical report, fact sheet 2004-3072, USGS.
- Hillel, D. (1998). *Environmental soil physics*. Academic Press, San Diego, USA.
- Huff, W. D. (1974). Mineralogy and provenance of Pleistocene lake clay in an alpine region. *Geological Society of America Bulletin*, 85 :1455–1460.
- Huff, W. D. (1989). Pleistocene varves and related sediments, Lac du Trièves, Drac valley, southeastern France. *Géologie Alpine*, 65 :75–104.
- Ibs-von Seht, M. and Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1) :250–259.
- IPF (2004). Software SCOP++. <http://www.ipf.tuwien.ac.at/products/>.
- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7) :1897–1910.
- Jaboyedoff, M., Demers, D., Locat, J., Locat, A., Locat, P., Oppikofer, T., Robitaille, D., and Turmel, D. (2009). Use of terrestrial laser scanning for the characterization of retrogressive landslides in sensitive clay and rotational landslides in river banks. *Canadian Geotechnical Journal*, 46(12) :1379–1390.
- Jongmans, D., Bièvre, G., Schwartz, S., Renalier, F., and Bearez, N. (2009). Geophysical investigation of the large Avignonet landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Engineering Geology*, 109 :45–56.
- Jongmans, D. and Garambois, S. (2007). Geophysical investigation of landslides : a review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2) :101–112.
- Jongmans, D., Renalier, F., Kniess, U., Bièvre, G., Schwartz, S., Pathier, E., Orengo, Y., and Villemin, T. (2008). Characterization of the Avignonet landslide (French Alps) using seismic techniques. In Chen, Z., Zhang, J.-M., Wu, F.-Q., and Li, Z.-K., editors, *Landslides and engineered slopes. From the past to the future*, page 1850. Taylor and Francis Group, London. ISBN 978-0-415-41196-7.
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F.,

- Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., and Wolff, E. W. (2007). Orbital and millennial antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317(5839) :793–796.
- Keary, P., Brooks, M., and Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration*. Blackwell Publishing, Oxford, 3rd edition.
- Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4) :406–421.
- Keefer, D. K. (2002). Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review. *Surveys in Geophysics*, 23 :473–510.
- Keefer, D. K., Wilson, R. C., Mark, R. K., Brabb, E. E., Brown, W. M., I., Ellen, S. D., Harp, E. L., Wieczorek, G. F., Alger, C. S., and Zatzkin, R. S. (1987). Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science*, 238(4829) :921–925.
- Keqiang, H., Xiangran, L., Xueqing, Y., and Dong, G. (2008). The landslides in the Three-Gorges reservoir region, China and the effects of water storage and rain on their stability. *Environmental Geology*, 55 :55–63.
- Kilty, K. T. (1984). On the origin and interpretation of self-potential anomalies. *Geophysical Prospecting*, 32 :51–62.
- Kimura, H. and Yamaguchi, Y. (2000). Detection of landslide areas using satellite radar interferometry. *Photogrammetric engineering and remote sensing*, 66 :337–344.
- Kitanidis, P. K. (1997). *Introduction to Geostatistics : Applications in Hydrogeology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Kniess, U., Jongmans, D., Pathier, E., Schwartz, S., Bièvre, and Villemin, T. (2009). Influence of bedrock topography on kinematics of two clayey landslides in the trièves area (french alps). In Malet, J.-P., Remaître, A., and Bogaard, T. A., editors, *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes : from geomorphologic mapping to dynamic modelling, 06-07 February 2009, Strasbourg, France*. CERG Edition.
- Koller, M. G., Chatelain, J.-L., Guillier, B., Duval, A.-M., Atakan, K., Lacave, C., and Bard, P.-Y. (2004). Practical user guidelines and software for the implementation of the H/V ratio technique : measuring conditions, processing method and results interpretation. In *Proceedings of the 13th world conference in earthquake engineering, Vancouver, Canada*.
- Konno, K. and Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1) :228–241.
- Krzeminska, D. M., Bogaard, T. A., Debieche, T.-H., Marc, V., Ponton, J., and Malet, J.-P. (2009). Quantitative analysis of preferential flow during small scale

- infiltration tests on an active mudslide, Super-Sauze, South French Alps. In *Proceedings of the International Conference "Landslide processes : from geomorphologic mapping to dynamic modelling"*, february 2009, Strasbourg, France.
- Lambert, A. and Montjuvent, G. (1968). Quelques vues nouvelles sur l'histoire quaternaire de la vallée du Drac (note préliminaire). *Géologie Alpine*, 44 :117–138.
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Rizzo, E., and Sdao, F. (2005). 2D electrical resistivity imaging of some complex landslides in Lucanian Apennine chain, southern Italy. *Geophysics*, 70(3) :B11–B18.
- Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F., and Rizzo, E. (2003). High-resolution geoelectrical tomographies in the study of giarrossa landslide (southern italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 62 :259–2628.
- Le Roux, O. (2009). *Caractérisation de l'évolution géomorphologique de la basse vallée de la Romanche en relation avec les instabilités gravitaires de ses versants rocheux*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.-F., Jongmans, D., Bourles, D., Braucher, R., Mahaney, W., Carcaillet, J., and Leanni, L. (2009). Cosmic ray exposure dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 280(1-4) :236–245.
- Le Roux, O., Schwartz, S., Gamond, J.-F., Jongmans, D., Tricart, P., and Sebrier, M. (2008). Interaction between tectonic and erosion processes on the morphogenesis of an Alpine valley : geological and geophysical investigations in the lower Romanche valley (Belledonne massif, western Alps). *International Journal of Earth Sciences*, 99(2) :427–441.
- Lefèvre, C. and Schneider, J.-L. (2002). *Les risques naturels majeurs*. Collection Géosciences. GB Science Publisher, Paris, France. ISBN 2-84703-0204.
- Leroy Ladurie, E. (1967). *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, France.
- Lignier, V. (1996). Caractérisation des déstructurations synsédimentaires d'origine sismique dans des sédiments lacustres quaternaires "les Argiles du Trièves". Application à l'étude de la paléosismicité würmienne des Alpes nord-occidentales. Mémoire de DEA, Université de Savoie, Chambéry, France.
- Lignier, V., Beck, C., and Chapron, E. (1998). Caractérisation géométrique et texturale de perturbations synsédimentaires attribuées à des séismes, dans une formation quaternaire glaciolacustre des Alpes (« les Argiles du Trièves »). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 327(10) :645–652.
- Lindenmaier, F., Ihringer, J., Dittfurth, A., and Zehe, E. (2005). Process identification at a slow moving landslide in the Vorarlberg Alps. *Hydrological Processes*, 19 :1635–1651.

- Loke, M. H. (1999). Time-lapse resistivity imaging inversion. In *5th meeting of the Environmental and Engineering Society, European Section, 6-9 september 1999, Budapest, Hungary*.
- Loke, M. H. and Barker, R. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-newton method. *Geophysical Prospecting*, 44 :131–152.
- Lorier, L. and Desvarreux, P. (2004a). Glissement du Mas d'Avignonet, commune d'Avignonet. In *Proceedings of the workshop Ryskhydrogeo, Program Interreg III, La Mure (France)*, page 8 p.
- Lorier, L. and Desvarreux, P. (2004b). Les glissements de terrain du trièves. typologie, géomorphologie. In *Proceedings of the workshop Ryskhydrogeo, Program Interreg III, La Mure (France)*, page 16 p.
- Magnan, J.-P. (1991). *Résistance au cisaillement*, volume C216. Techniques de l'ingénieur, Paris, France.
- Malet, J.-P., Auzet, A.-V., Maquaire, O., Ambroise, B., Descroix, L., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., and Truchet, E. (2003). Soil surface characteristics influence on infiltration in black marls : application to the Super-Sauze earthflow (southern Alps, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(5) :547–564.
- Malet, J.-P., Laigle, D., Remaître, A., and Maquaire, O. (2005a). Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. *Geomorphology*, 66(1-4) :215–235.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., and 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(1-2) :33–54.
- Malet, J.-P., Maquaire, O., Locat, J., and Remaître, A. (2004). Assessing debris flow hazards associated with slow-moving landslides : methodology and numerical analysis. *Landslides*, 1 :83–90.
- Malet, J.-P., van Asch, T. W. J., van Beek, R., and Maquaire, O. (2005b). Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5(1) :71–85.
- Maquaire, O. (2002). *Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain). Processus, fonctionnement, cartographie*. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France.
- Maquaire, O. (2005). Geomorphic hazards and natural risks. In Koster, A., editor, *The physical geography of Western Europe*, chapter 18, pages 354–377. Oxford University Press, Oxford, England.
- Maquaire, O., Ritzenthaler, A., Fabre, D., Ambroise, B., Thiery, Y., Truchet, E., Malet, J.-P., and Monnet, J. (2002). Characterisation of alteration profiles using dynamic penetrometry with variable energy. Application to weathered black

- marls, Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Comptes Rendus Geosciences*, 334(11) :835–841.
- Marescot, L., Monnet, R., and Chapellier, D. (2008). Resistivity and induced polarization surveys for slope instability studies in the Swiss Alps. *Engineering Geology*, 98(1-2) :18–28.
- Matsuura, S., Asano, S., and Okamoto, T. (2008). Relationship between rain and/or meltwater, pore-water pressure and displacement of a reactivated landslide. *Engineering Geology*, 101(1-2) :49–59.
- McKean, J. and Roering, J. (2004). Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology*, 57(3-4) :331–351.
- Meisina, C. (2006). Characterisation of weathered clayey soils responsible for shallow landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6(5) :825–838.
- Ménard, G. and Thouvenot, F. (1987). Coupes équilibrées crustales : méthodologie et applications aux Alpes externes : un modèle cinématique. *Geodinamica Acta*, 1 :35–45.
- Ménard, L. (1957). Mesure in situ des propriétés physiques des sols. *Annales des Ponts et Chaussées*, Mai-Juin :356–377.
- Méneroud, J.-P., Duval, A.-M., Vidal, S., Fréchet, J., Gamond, J.-F., Beck, C., Tardy, M., Bard, P.-Y., Barnichon, E., and Gaboriaud, J.-M. (1995). Franchissement de l'Ébron, étude de l'aléa sismique local. Technical Report 93/95666/74, CETE Méditerranée.
- Méric, O. (2006). *Étude de mouvements de terrain par méthodes géophysiques*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Méric, O., Garambois, S., Malet, J.-P., Cadet, H., Guéguen, P., and Jongmans, D. (2007). Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178(2) :137–148.
- Metternicht, G., Hurni, L., and Gogu, R. (2005). Remote sensing of landslides : An analysis of the potential contribution to geospatial systems for hazard assessment in mountainous environments. *Remote Sensing of Environment*, 98 :284–303.
- Meunier, P., Hovius, N., and Haines, A. J. (2007). Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters*, 34 :L20408.
- Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoulaud, B., King, D., and Tabbagh, A. (2003). Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, 39(5) :1138.
- Miller, C. R., Routh, P. S., Brosten, T. R., and McNamara, J. P. (2008). Application of time-lapse ERT imaging to watershed characterization. *Geophysics*, 73(3) :G7–G17.

- Monjuvent, G. (1973). La transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes françaises). *Géologie Alpine*, 49 :57–118.
- Monjuvent, G. (1978). *Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin*. PhD thesis, Université Denis Diderot, Paris, France.
- Monjuvent, G. and Nicoud, G. (1988). Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans l'arc alpin occidental et les massifs français : synthèses et réflexions. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 25(2) :147–156.
- Moore, R. D., Fleming, S. W., Menounos, B., Wheate, R., Fountain, A., Stahl, K., Holm, K., and Jakob, M. (2009). Glacier change in western North America : influences on hydrology, geomorphic hazards and water quality. *Hydrological Processes*, 23(1) :42–61.
- Morris, P. H., Graham, J., and Williams, D. J. (1992). Cracking in drying soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 29 :263–277.
- Moser, M. and Hohensinn, F. (1983). Geotechnical aspects of soil slips in alpine regions. *Engineering Geology*, 19 :185–211.
- Moulin, C. and Chapeau, C. (2004). Le glissement de la Salle en Beaumont (Isère). In *Proceedings of the workshop Ryskhydrogeo, Program Interreg III, La Mure (France)*, page 9 p.
- Moulin, C. and Robert, Y. (2004). Le glissement de l'Harmalière sur la commune de Sinard. In *Proceedings of the workshop Ryskhydrogeo, Program Interreg III, La Mure (France)*, page 11 p.
- Nguyen, F. (2005). *Near-surface Geophysical Imaging and Detection of Slow Active Faults*. PhD thesis, Université de Liège, Belgique.
- Nicoud, G., Royer, G., Corbin, J.-C., Lemeille, F., and Paillet, A. (2002). Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. Apports nouveaux du forage GMB1 (1999) dans la région de Grenoble (France). *Géologie de la France*, 4 :39–49.
- Nieuwenhuis, J. D. (1991). *Variations in stability and displacements of a shallow seasonal landslide in varved clays*. PhD thesis, Utrecht University, The Netherlands.
- Oldenburg, D. W. and Li, Y. (1999). Estimating depth of investigation in DC resistivity and IP surveys. *Geophysics*, 64(2) :403–416.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., and Keusen, H.-R. (2008). Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience*, 1 :531–535.
- Panizza, M., Pasuto, A., Silvano, S., and Soldati, M. (1996). Time occurrence and activity of landslides in the area of Cortina d'Ampezzo (Dolomites, Italy). *Geomorphology*, 15 :311–326.

- Parise, M. and Jibson, R. W. (2000). A seismic landslide susceptibility rating of geologic units based on analysis of characteristics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California earthquake. *Engineering Geology*, 58(3-4) :251–270.
- Parolai, S., Bormann, P., and Milkereit, C. (2002). New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(6) :2521–2527.
- Perrone, A., Zeni, G., Piscitelli, S., Pepe, A., Loperte, A., Lapenna, V., and Lanari, R. (2006). Joint analysis of SAR interferometry and electrical resistivity tomography surveys for investigating ground deformation : the case-study of Satriano di Lucania (Potenza, Italy). *Engineering Geology*, 88(3-4) :260–273.
- Philippe, Y., Deville, E., and Mascle, A. (1998). Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins : example of the western Vercors and Chartreuse subalpine massifs (SE France). In Mascle, A., Puigdefàbregas, C., Luterbacher, H. P., and Fernández, M., editors, *Cenozoic foreland basins of Western Europe*, volume 134, pages 239–262. Geological Society Special Publications, London.
- Philipponnat, G. and Hubert, B. (2002). *Fondations et ouvrages en terre*. Eyrolles, Paris, France, 4th edition. ISBN 2-212-07218-X.
- Picarelli, L., Urciuoli, G., Ramondini, M., and Comegna, L. (2005). Main features of mudslides in tectonised highly fissured clay shales. *Landslides*, 2(1) :15–30.
- Picarelli, L., Urciuoli, G., and Russo, C. (2004). The role of groundwater regime on behaviour of clayey slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 41 :467–484.
- Pugin, A. J.-M., Pullan, S. E., Hunter, J. A., and Oldenborger, G. A. (2009). Hydrogeological prospecting using P- and S-wave landstreamer seismic reflection methods. *Near Surface Geophysics*, 7 :315–327.
- Renalier, F. (2010). *Caractérisation sismique de sites hétérogènes à partir de méthodes actives et passives : variations latérales et temporelles*. PhD thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Renalier, F., Bièvre, G., Jongmans, D., Campillo, M., and Bard, P.-Y. (in review). Characterization and monitoring of unstable clay slopes using active and passive shear wave velocity measurements. In *Advances in near-surface seismology and ground-penetrating radar*. SEG Special Publications, accepted with revisions.
- Renalier, F., Jongmans, D., Bièvre, G., Schwartz, S., and Orengo, Y. (2007). Characterisation of a landslide in clay deposits using Vs measurements. In *Near Surface 2007, EAGE meeting, 03-04 September 2007, Istanbul, Turkey*.
- Requillard, J.-P. and Moulin, C. (2004). Glissement du mas sur la commune d’Avignonnet (France). État de la gestion du risque en octobre 2004. In *Proceedings of the workshop Ryskhydrogeo, Program Interreg III, La Mure (France)*, page 22.
- Reynolds, J. M. (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics*. Wiley and Sons.

- Robequain, C. (1922). Le Trièves. Étude géographique. *Revue de Géographie Alpine*, 10(1) :5–126.
- Roch, K. H., Chwatal, E., and Brückl, E. (2006). Potential of monitoring rock fall hazards by GPR : considering as example of the results of Salzburg. *Landslides*, 3 :87–94.
- Rodriguez, C. E., Bommer, J. J., and Chandler, R. J. (1999). Earthquake-induced landslides : 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18 :325–346.
- Rolph, T. C., Vigliotti, L., and Oldfield, F. (2004). Mineral magnetism and geomagnetic secular variation of marine and lacustrine sediments from central Italy : timing and nature of local and regional holocene environmental change. *Quaternary Science Reviews*, 23(14-15) :1699–1722.
- Rosser, N. J., Petley, D. N., Lim, M., Dunning, S. A., and Allison, R. J. (2005). Terrestrial laser scanning for monitoring the process of hard rock coastal cliff erosion. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 38 :363–375.
- Rott, H., Scheuchl, B., Siegel, A., and Grasemann, B. (1999). Monitoring very slow slope motion by means of SAR interferometry : A case study from a mass waste above a reservoir in the Ötztal Alps, Austria. *Geophysical Research Letters*, 26(11) :1629–1632.
- Samouëlian, A., Cousin, I., Richard, G., Tabbagh, A., and Bruand, A. (2003). Electrical resistivity imaging for detecting soil cracking at the centimetric scale. *Soil Science Society of America Journal*, 67 :1319–1326.
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., and Richard, G. (2005). Electrical resistivity survey in soil science : a review. *Soil and Tillage Research*, 83(2) :173–193.
- Sandmeier, K. J. (2007). *Reflexw 4.5 user guide*. Sandmeier Scientific Softwares, Karlsruhe, Germany.
- Sass, O., Bell, R., and 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.
- Schlue, J. W. and Hostettler, K. K. (1987). Rayleigh-wave phase velocity and amplitude values in the presence of lateral heterogeneities. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(1) :244–255.
- Schmutz, M., Guérin, R., Andrieux, P., and 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(4) :500–507.
- Schoneich, P. (1998). Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groënland. *Quaternaire*, 9 :203–2015.
- Schulz, W. H. (2007). Landslide susceptibility revealed by LiDAR imagery and historical records, Seattle, Washington. *Engineering Geology*, 89(1-2) :67–87.

- Schulz, W. H., Kean, J. W., and Wang, G. (2009a). Landslide movement in southwest Colorado triggered by atmospheric tides. *Nature Geoscience*, 2 :863–866.
- Schulz, W. H., McKenna, J., Kibler, J., and Biavati, G. (2009b). Relations between hydrology and velocity of a continuously moving landslide : evidence of pore-pressure feedback regulating landslide motion? *Landslides*, 6(3) :181–190.
- Schwartz, B. F., Schreiber, M. E., and Yan, T. (2008). Quantifying field-scale soil moisture using electrical resistivity imaging. *Journal of Hydrology*, 362(3-4) :234–246.
- Shepard, M. K., Campbell, B. A., Bulmer, M. H., Farr, T. G., Gaddis, L. R., and Plaut, J. J. (2001). The roughness of natural terrain : a planetary and remote sensing perspective. *Journal of Geophysical Research*, 106(E12) :32777–32795.
- Sidle, C. and Hochiaï, H. (2006). *Landslides : processes, prediction, and land use*, volume 18 of *Water Resources Monograph*. American Geophysical Union, Washington, USA.
- Socco, L. V. and Jongmans, D. (2004). Special issue on seismic surface waves. *Near Surface Geophysics*, 2 :163–258.
- Socco, L. V. and Strobbia, C. (2004). Surface-wave method for near-surface characterization : a tutorial. *Near Surface Geophysics*, 2 :165–185.
- Squarzoni, C., Delacourt, C., and Allemand, P. (2003). Nine years of spatial and temporal evolution of the La Valette landslide observed by SAR interferometry. *Engineering Geology*, 68 :53–66.
- Stehly, L., Campillo, M., and Shapiro, N. M. (2007). Traveltime measurements from noise correlation : stability and detection of instrumental time-shifts. *Geophysical Journal International*, 171(1) :223–230.
- Stein, S. and Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure*. Blackwell Publishing, Oxford, UK. ISBN 0-86542-078-5.
- Strozzi, T., Farina, P., Corsini, A., Ambrosi, C., Thüring, M., Zilger, J., A., W., Wegmüller, U., and Werner, C. (2005). Survey and monitoring of landslide displacements by means of L-band satellite SAR interferometry. *Landslides*, 2 :193–201.
- Summa, V., Tateo, F., Giannossi, M., and Bonelli, C. (2010). Influence of clay mineralogy on the stability of a landslide in Plio-Pleistocene clay sediments near Grassano (Southern Italy). *Catena*, 80(2) :75–85.
- Tabbagh, J., Samouelian, A., Tabbagh, A., and Cousin, I. (2007). Numerical modelling of direct current electrical resistivity for the characterisation of cracks in soils. *Journal of Applied Geophysics*, 62(4) :313–323.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 2nd edition.
- Terlien, M. T. J. (1998). The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology*, 35 :124–130.

- Thoma, D. P., Guptab, S. C., Bauerc, M. E., and Kirchoff, C. E. (2005). Airborne laser scanning for riverbank erosion assessment. *Remote Sensing of Environment*, 95 :493–501.
- Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., and Gamond, J.-F. (2003). The Belledonne Border Fault : identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps. *Geophysical Journal International*, 155(1) :174–192.
- Tofani, V., Dapporto, S., Vannocci, P., and Casagli, N. (2006). Infiltration, seepage and slope instability mechanisms during the 20-21 November 2000 rainstorm in Tuscany, central Italy. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(6) :1025–1033.
- Topp, G. C. and Davis, J. L. (1981). Detecting infiltration of water through soil cracks by time-domain reflectometry. *Geoderma*, 26(1-2) :13–23.
- Topp, G. C., Davis, J. L., and Annan, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content. measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16(3) :574–582.
- Travelletti, J., Demand, J., Jaboyedoff, M., and Marillier, F. (2010). Mass movement characterization using a reflexion and refraction seismic survey with the sloping local base level concept. *Geomorphology*, 116(1-2) :1–10.
- Travelletti, J., Oppikofer, T., Delacourt, C., Malet, J.-P., and Jaboyedoff, M. (2008). Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS). *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 37(B5) :485–490.
- Tu, X. B., Kwong, A., Dai, F., Tham, L., and Min, H. (2009). Field monitoring of rainfall infiltration in a loess slope and analysis of failure mechanism of rainfall-induced landslides. *Engineering Geology*, 105 :134–150.
- Uebayashi, H. (2003). Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(2) :570–582.
- Valldosera, L. (2008). Étude de la propagation des ondes de cisaillement dans les argiles du Trièves à partir d’essais de laboratoire. Master thesis, Université Joseph Fourier, France.
- Vallet, J. and Skaloud, J. (2004). Development and experiences with a fully-digital handheld mapping system operated from helicopter. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XXXV(Commission 5) :Part B.
- Van Asch, T. W. J., Brinkhorst, W. H., Buist, H. J., and Vessem, P. V. (1984). The development of landslides by retrogressive failure in varved clays. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband*, 4 :165–181.
- Van Asch, T. W. J., Hendriks, M. R., Hessel, R., and Rappange, F. E. (1996). Hydrological triggering conditions of landslides in varved clays in the French Alps. *Engineering Geology*, 42 :239–251.

- Van Asch, T. W. J., Malet, J.-P., and Bogaard, T. A. (2009). The effect of groundwater fluctuations on the velocity pattern of slow-moving landslides. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(3) :739–749.
- Van Asch, T. W. J., Malet, J.-P., and Van Beek, L. (2006). Influence of landslide geometry and kinematic deformation to describe the liquefaction of landslides : Some theoretical considerations. *Engineering Geology*, 88(1-2) :59–69.
- Van Asch, T. W. J., Van Beek, L. P. H., and Bogaard, T. A. (2007). Problems in predicting the mobility of slow-moving landslides. *Engineering Geology*, 91 :46–55.
- Van Asch, T. W. J. and Van Genuchten, P. M. B. (1990). A comparison between theoretical and measured creep profiles of landslides. *Geomorphology*, 3 :45–55.
- Van den Eeckhaut, M., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanacker, V., Moeyersons, J., Nyssen, J., Van Beek, L. P. H., and Vandekerckhove, L. (2007). Use of LiDAR-derived images for mapping old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 :754–769.
- Van Genuchten, P. M. B. and Van Asch, T. W. J. (1988). Factors controlling the movement of a landslide in varved clays near La Mure (French Alps). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, IV(3) :461–469.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. In Schuster, R. L. and Krizek, R. J., editors, *Landslides : analysis and control*, volume 176, pages 11–33. National Academic Press, Washington, USA.
- Verosub, K. L. (2000). Paleomagnetic dating. In Noller, J. S., Sowers, J. M., and Lettis, W. R., editors, *Quaternary methodology - Methods and applications*, number 4 in AGU Reference Shelf, pages 339–356. American Geophysical Union, Washington DC, USA.
- Vuillermet, E. (1990). *Caractéristiques géotechniques des argiles glacio-lacustres du Trièves*. Phd thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Vuillermet, E., Cordary, D., and Giraud, A. (1994). Caractéristiques hydrauliques des argiles litées du Trièves (Isère). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 49 :85–90.
- Wang, G. and Sassa, K. (2003). Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides : effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology*, 69 :109–125.
- Wathelet, M., Jongmans, D., and Ohrnberger, M. (2004). Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*, 2 :211–221.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30(5) :377–392.
- Wilson, R. C. and Wieczorek, G. F. (1995). Rainfall thresholds for the initiation of debris flows at La Honda, California. *Environmental and Engineering Geoscience*, 1(1) :11–27.

Caractérisation de versants argileux instables dans des conditions hydrogéologiques hétérogènes. Approche géophysique

Ce travail vise à comprendre les relations qui existent entre, d'une part, les hétérogénéités lithologiques et structurales au sein d'un glissement argileux et, d'autre part, l'alimentation en eau des surfaces de glissement. Le site d'étude est le glissement d'Avignonet (Trièves, Alpes françaises), constitué d'argiles glaciolacustres würmiennes. Ce glissement, d'une surface d'environ 1.5 km², est situé à proximité immédiate de celui d'Harmalière qui a évolué en coulée boueuse en 1981. Plusieurs surfaces de glissement sont connues à des profondeurs variables (5, 10-15 et 40-50 m). Dans ces terrains saturés (en dehors de la frange superficielle), les vitesses moyennes de déplacement peuvent atteindre 0.15 m/an. Les observations géodésiques indiquent que, bien que situés dans des contextes géologique et météorologique identiques, les deux glissements ont des cinétiques différentes depuis les années 60 au moins. À l'aide d'outils géophysiques (bruit de fond, tomographies sismiques et électriques, diagraphies) couplés à des données géotechniques (forages, essais de laboratoire, analyses d'échantillons), géodésiques et météorologiques, il est possible de mettre en évidence une activité variable à différentes échelles au sein du glissement. À l'échelle régionale, le contexte morphologique conditionne la cinématique du mouvement de terrain. Les hétérogénéités lithologiques, au sein de la séquence argileuse, induisent un comportement hydrogéologique variable et, conséquemment, une cinétique différentielle en surface. Finalement, les hétérogénéités structurales, telles que les fissures dans une zone intensément déformée, servent de chemin d'infiltration préférentielle et permettent d'apporter rapidement de l'eau jusqu'à la nappe superficielle et aux surfaces de glissement à 10 m de profondeur.

Mots-clefs : Argiles, glissement de terrain, hétérogénéité, lithologie, fissures, eau, infiltration préférentielle, géophysique.

Characterisation of hydrogeologically heterogeneous unstable clayey slopes. A geophysical approach

This work aims to understand the relationships between, on the one hand, structural and lithological heterogeneities within a clayey landslide and, on the other hand, the observed differences in displacement velocities and water drainage down to shear surfaces. The study site is the Avignonet landslide (Trièves area, French Alps) made of quaternary glaciolacustrine clays. This landslide encompasses a surface of about 1.5 km² and is located in the immediate vicinity of the Harmalière landslide, which evolved into a mudflow in 1981. Several slip surfaces are known at different depths (5, 10-15 and 40-50 m). Within these saturated levels (except for the superficial fringe), mean displacement rates can reach 0.15 m/year. Geodetic data collected since the 60s shows that, even if located in similar geological and meteorological contexts, the two slides exhibit different kinematics. The combination of geophysical (ambient noise, resistivity and seismic tomographies, well logging), geotechnical (drillings, lab tests, sample analysis), geodetic and meteorological tools allow the identification of the main controlling factors, the effects of which vary as a function of the spatial scale. At a regional scale, the paleomorphological setting controls landslide kinematics. At the landslide scale, lithological heterogeneities allow pore pressure regulation and, consequently, variable kinematics. At the scale of an intensely deformed zone, fissures serve as preferential infiltration paths and allow water drainage down to the perched water table and shear surfaces down to 10 m depth.

Keywords : Clays, landslide, heterogeneity, lithology, fissures, eau, preferential infiltration, geophysics.
