



Octobre 2003

Rapport de Synthèse

IMAGERIE GEOPHYSIQUE MULTI-METHODES DE MOUVEMENTS GRAVITAIRES

Projet financé par le Conseil Général de l'Isère

Programme 2002 du Pôle Grenoblois d'Etudes et de Recherche pour la Prévention des Risques Naturels

- <u>Coordinateurs</u>: S. Garambois (Lirigm) & P. Guéguen (Lgit)
- <u>Participants</u>: O. Méric, S. Cravoisier, M. Whatelet, M. Dietrich & J.-L. Chatelain (Lgit)

Lirigm

Géologie et Mécanique Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique Adresse Postale : BP 53 – 38041 Grenoble cedex 9 – France Téléphone : (+33) 476 828080 - Fax : (+33) 476 828070

I. INTRODUCTION

L'étude et la compréhension des mouvements de terrain a souvent été limitée à une approche de surface (mesures de déformation et/ou observations géologiques) qui, si elle s'avère primordiale, a montré des limites quand à l'estimation de la géométrie de la zone en mouvement et de ses propriétés structurales et/ou hydrologiques en profondeur. Ces manques de données fiables sont un des principaux problèmes quand à l'estimation des risques, ou lorsque des essais de modélisation numérique sont entrepris afin de mieux comprendre le fonctionnement et la dynamique d'un mouvement de terrain.

Le but de ce projet était de mettre en oeuvre de manière combinée l'ensemble des méthodes géophysiques disponibles au sein des laboratoires LIRIGM et LGIT, pour évaluer leur potentiel dans la reconnaissance des structures en mouvement et leur limite. Cette démarche a été effectuée pour deux types de mouvements de terrain fort différents :

- le versant des **ruines de Séchilienne**, qui est déjà fortement instrumenté et dont les dimensions, l'accès, ainsi que les mécanismes possibles de déformation en jeu, complexes, rendent les investigations difficiles. Néanmoins, ce mouvement de grande ampleur reste incontournable en terme de risques naturels en Isère, d'autant plus qu'il a déjà fait l'objet de mesures géophysiques qui semblent prometteuses dans le cadre du Pôle Grenoblois des Risques Naturels (projet D. Jongmans, 2001 : tomographies sismique et électrique, EM fréquentiel) et qu'il est suivi temporellement par des mesures de déformation et de déplacement (CETE Lyon).

- le glissement par cisaillement de **Saint-Guillaume** (15 km au Nord-ouest de Monestier-de-Clermont), qui est un site extrêmement propice à un tel déploiement géophysique car ses dimensions restent réduites. Ce type de mouvement de déformation très lent est typique de nombreuses instabilités présentes dans le Trièves (Isère). Il serait provoqué par de grandes accumulations d'argiles litées glacio-lacustres qui sont le siège de nombreuses instabilités et sont très réactives aux variations climatiques.

Les méthodes géophysiques envisagées diffèrent par leur sensibilité aux différentes propriétés des sols ou des massifs rocheux et leur pouvoir de résolution, mais aussi par leur rapidité à être mises en œuvre. Certaines des méthodes impliquées constituent des recherches originales dans le cadre de mouvements de terrain.

Sur les deux sites, différentes techniques géophysiques ont été appliquées au cours de différentes campagnes de reconnaissance, principalement réalisées dans le cadre du stage de DEA MMGE et du début de la thèse d'Ombeline Méric (bourse CIFRE) et du stage de Sophie Cravoisier (Diplôme d'ingénieur EOST). Ce rapport présente les résultats préliminaires obtenus et tire des conclusions pour les développements futurs.

II. Mouvement de terrain rocheux : Ruines de Séchilienne

II.1 Description du site

Le site des « ruines » de Séchilienne est situé dans les Alpes du Dauphiné, à 15 Km au Sud-Est de Grenoble, en aval du village de Séchilienne. Il affecte le flanc sud du Mont Sec (altitude 1048 m), et menace de constituer un barrage naturel de la vallée de la Romanche. Les instabilités de la pente sont liées à 2 types de mécanismes, des chutes de blocs d'une part, et un affaissement de la partie supérieure du Mont Sec d'autre part.

Ce mouvement de terrain, qui constitue un risque majeur pour l'agglomération Grenobloise en raison des risques secondaires qu'il pourrait engendrer (barrage naturel de la Romanche, puis déverse et risque d'inondation), est suivi temporellement depuis 1985 et a déjà fait l'objet de nombreuses publications qui rendent comptes des travaux de terrain aux niveaux géologique, structural et hydrologique, de travaux

numériques et liés à la métrologie mise en oeuvre (on peut citer Vengeon, 1998 ; Pothérat et al., 2001 ; Evrad et al., 1990 ; Giraud et al., 1990 ; Duranthon et al., 2003 ; Antoine et al., 1994).



Figure 1 : Site de Séchilienne. (a) Photographie de la zone en mouvement. (b) Esquisse structurale de la zone en mouvement (Pothéra et Alfonsi, 2001).

L'ensemble de ces travaux (qui ne seront pas repris dans ce rapport scientifique) a amené à penser que le mouvement de Séchilienne était contrôlé par les principales discontinuités découpant le massif, qu'il incluait des basculements ou glissements locaux pouvant évoluer à travers des dommages progressifs vers un glissement important et très massif de caractéristiques inconnues. Celui-ci pourrait être découpé à l'Est au niveau du village des Thiébaults par la zone frontale active à mi-pente, et au Nord par l'escarpement du Mont Sec. Il faut noter qu'il existe des risques couplés à ce mouvement gravitaire. En effet, une avalanche rocheuse de 2 à 3 hm3 pourrait générer un effet secondaire d'inondation généré par le barrage de la vallée de la Romanche. De plus, en raison de l'existence de la faille active de Belledonne aux alentours de la zone étudiée (Thouvenot et al., 2003), un séisme d'intensité moyenne pourrait déclancher cette avalanche rocheuse.

Une des principales limites de ces études réside dans le fait qu'elles n'ont pas permis de définir une limite claire à l'Ouest et en profondeur, ceci malgré le creusement d'une galerie de reconnaissance de 240 m de long en 1993-1994. Par conséquent, les estimations de volume pour un scénario d'avalanche rocheuse restent à l'heure actuelle très mal contraintes et fortement variable allant de 3 à 20 hm³ (Giraud et al., 1990 ; Antoine et al., 1994), dans une zone en mouvement lent qui va de 40 à 100 hm³. Une autre limite est le manque de connaissance en profondeur, que ce soit au niveau du prolongement des fractures principales, de l'endommagement mécanique du massif ou des circulations de fluide. Seule des techniques de forage, (ponctuelles, lourdes à mettre en oeuvre et chères) ou de géophysique peuvent permettre de combler ce manque.

II.2 Campagnes de Mesures géophysiques effectuées auparavant

Ce site est déjà fortement instrumenté. En effet, il existe un système de suivi temporel des déplacements utilisant des systèmes GPS et laser, ainsi que des mesures de déformation dans des fractures ouvertes et en galerie (gérées par le CETE Lyon). Des mesures préliminaires de géophysique ont également été conduites dans le cadre d'un financement du Conseil Général de l'Isère 2001 (Jongmans et al., 2002).

Dans ce cadre, plusieurs méthodes avaient été testées : l'électromagnétisme, la tomographie sismique réfraction et transmission (en bénéficiant de la galerie de reconnaissance) et la tomographie électrique. Les conclusions de ces études étaient que « les zones affectées par le mouvement sont caractérisées par une augmentation très forte de la résistivité électrique par rapport aux micaschistes sains (de 800 Ω m à plusieurs milliers d' Ω m) et une diminution de la vitesses sismique Vp (de 3300 m/s à moins de 2000 m/s). Ces variations de paramètres physiques s'expliquent par la fracturation intense du massif jusqu'à une profondeur élevée, associée à un drainage intense du massif. Les deux méthodes utilisées ont permis de mettre en évidence une limite Ouest au mouvement de terrain, non visible à partir de la morphologie. Une tomographie sismique profonde réalisée à partir de la galerie de reconnaissance confirme la déformation hétérogène du massif, en accord avec les observations géologiques et les mesures de déplacement.»

A partir ce ces résultats forts intéressants, on peut inclure les expériences effectuées dans le cadre du présent projet sur le site de Séchilienne selon 3 volets :

- continuer les profils électriques afin de mieux estimer une limite latérale et surtout verticale,
- rechercher les corrélations entre tomographies sismiques et électriques sur un profil,
- évaluer le potentiel d'autres méthodes géophysiques afin de caractériser la zone en mouvement de manière géométrique (bruit de fond sismique, ondes de surface, géoradar) ou hydrologique (polarisation spontanée).

Les principaux résultats sont présentés dans le paragraphe suivant, mais il s'est avéré impossible de présenter l'ensemble des données acquises lors de ce projet. Une description plus détaillée pourra être trouvée dans le rapport de Méric (2003) et dans le dossier scientifique.

II.3 Expériences et résultats

A) Profils électriques

Les prospections électriques permettent d'imager la distribution en 2 dimensions de la résistivité électrique le long d'un profil. Pour un mouvement rocheux, la résistivité dépend surtout de différents facteurs géologiques comme la stratigraphie, les failles et le régime d'écoulement d'un versant.

A partir de données électromagnétiques (qui intègrent la résistivité sur une certaine épaisseur dépendant de l'écartement entre les boucles émettrice et réceptrices, de la fréquence et du mode utilisés) et de tomographies électriques, Méric (2002) a montré que cette observable géophysique semblait rendre compte de l'état de déstructuration du massif. Contrairement à d'autres sites similaires dont la dynamique de glissement est plus avancée par rapport à Séchilienne (La Clapière, Alpes-maritimes), les zones fortement déstructurées semblent présenter des résistivités fortes (quelques milliers d' Ωm) alors que la zone saine présente une résistivité moyenne de quelques centaines d' Ωm Ceci pourrait être directement corrélé avec l'évolution spatiale de la fracturation du massif.

Ainsi, il nous a semblé intéressant d'effectuer des tomographies électriques supplémentaires judicieusement placées afin d'établir une limite horizontale et d'étudier d'éventuelles zones de fracturation. De plus, 2 profils de 800 m de long (très difficiles à mettre en œuvre) ont été testés afin de délimiter éventuellement le mouvement en profondeur. Ces données ont été mesurées dans la configuration Wenner avec 80 électrodes inox espacées de 10 m avec un résistivimètre Syscal d'IRIS Instrument.

Il faut noter que ces mesures de résistivité peuvent être perturbées par différents facteurs. Outre les problèmes « naturels » dus à l'acquisition en terrain « inhospitalier » (mesures influencées par la pluie, matériel endommagé, zones de vides proches des électrodes), l'erreur quadratique moyenne (RMS) de certaines inversions s'est avérée trop élevée. Ceci est la conséquence d'une trop grande variation de la résistivité apparente, qui se répercute sur la qualité de l'inversion, notamment en profondeur. Ainsi, un « filtre médian en étoile », est a été appliqué à la pseudo-section mesurée (Méric, 2003).

Une partie des résultats électriques les plus marquants est présentée sur la figure 2. Le profil ET1 est situé en dehors de la zone en mouvement et présente une résistivité moyenne modérée de l'ordre de 600 Ωm , que l'on pourra prendre comme résistivité étalon de la roche en présence non déstructurée.

Le profil ET2 est situé dans la zone d'escarpement sommital du Mont Sec, qui peut atteindre 50 mètres, et dans l'axe de la faille majeure N-S. Cette tomographie montre clairement un passage entre une zone saine et une zone plus déstructurée consécutive au tassement sommital (résistivité movenne supérieure à 2500 Ω m). Deux profils ont visé à détecter le prolongement à l'ouest de cet escarpement sommital. En effet, cette structure disparaît de la topographie. Ces deux profils ont donc été positionnés à l'ouest de l'escarpement au sommet du Mont Sec dans une zone chahutée sur un plan morphologique. Seul le profil ET3 est présenté sur la figure, l'autre profil ET3-bis étant perpendiculaire à celui-ci, les points d'intersection étant situés aux abscisses 120 m sur ET3 et 80 m sur ET3-bis. On observe sur la tomographie du profil ET3 un approfondissement de la zone conductrice (< 1600 Ωm) qui passe de 10 m à 35 m de profondeur, à partir de l'abscisse 120 m. Cette zone est surmontée d'une couche plus résistive (>3000 Ωm). Sur le profil ET3-bis. nous avons rencontré le problème de non unicité de la solution et 2 résultats possibles. Le premier modèle implique que la zone conductrice (< 1600 Ωm) se situe à 10 m de profondeur sur quasiment la totalité du profil, tandis que le deuxième modèle suppose que cette zone plus conductrice est située à plus de 50 mètres de profondeur. La couche plus résistive sur le profil ET3 semble être corrélée avec la présence en surface d'une zone très désorganisée. Ces résultats impliquent que le passage probable de l'escarpement sommital s'effectue à l'abscisse 120 m et que le tassement ne dépasse pas 25 m à cet endroit. Ce résultat correspond à la dimension moyenne du tassement dans la partie orientale du Mont Sec. L'instabilité de l'inversion du profil ET3-bis peut s'expliquer par sa localisation parallèle aux structures, le long de la frontière entre la zone tassée et la zone plus saine.



Figure 2 : Partie des mesures électriques effectuées sur le site de Séchilienne.

Par ailleurs, nous avons effectué 3 autres profils électriques orientés parallèlement entre eux et positionnées sur la base des études antérieures (Méric, 2002; Vengeon et al., 2002), dans le but de déterminer l'origine de la variation de résistivité observée à l'ouest du mouvement. Seuls les profils ET5 d'une longueur totale de 560 mètres et le profil ET4 d'une longueur totale de 800 m (et une profondeur de pénétration de 130 m) sont présentés sur la figure 2 afin d'illustrer les images obtenues. La tomographie ET5 met en évidence une zone résistive (>3000 Ωm) d'une quarantaine de mètre d'épaisseur, surmontant une partie plus conductrice (< 1600 Ωm). Le profil ET4 montre également la présence d'une zone très résistive (>3000 Ωm) de l'abscisse 120 m à 320 m. Cette zone passe de 30 m à 100 m de profondeur. A l'abscisse 410 m, on observe la remontée d'une zone très conductrice (< 200 Ωm). Il faut noter qu'un même dispositif a été implanté dans la zone active afin de traverser le glissement dans sa limite Est, malheureusement, en

raison de la présence de vides dans une zone proche des électrodes, consécutifs à la forte déstructuration de cette zone très active, l'image finale montre des résistivités extrêmement fortes, sauf en dehors du glissement, qui n'ont pas pu être inversées.

Par rapport à l'hypothèse initiale à ce travail présentée auparavant (résistivité élevée = zone déstructurée), et confirmée en certaines zones (escarpement du Mont Sec), les nouveaux profils obtenus sont plus complexes à interpréter. Plusieurs possibilités peuvent expliquer les données obtenues. L'hypothèse d'un glissement composé uniquement de roches homogènes -méca-shistes- est-elle valable ? En effet, des roches plus quartzeuses pourraient expliquer les zones plus résistives observées. Si ce n'est pas le cas, alors on pourrait attribuer une limite verticale à ce glissement qui varierait fortement latéralement (ET4) et également en Nord-Sud (profondeur de l'ordre de 40 m sur ET5). Placer une limite Ouest serait plus compliqué, bien qu'on puisse avancer l'idée qu'à partir de l'abscisse +80 m du profil ET4, il semble se dessiner un contraste latéral présentant un pendage vers l'Est en profondeur, qui est confirmé par la tomographie sismique réfraction (paragraphe suivant). Néanmoins, il convient à ce stade de rester prudent, et d'autres mesures géologiques et électriques doivent être encore entreprises dans le futur afin de trancher sur une géométrie possible du glissement, et sur le volume mis en jeu.

B) Comparaison entre tomographies électriques et sismiques

Au niveau d'un profil, nous avons voulu comparer les méthodes de tomographies sismique et électrique (à profondeur limitée), ceci afin d'évaluer si les deux observables (résistivité électrique et vitesse des ondes P) étaient corrélées. Nous avons naturellement choisi un emplacement situé à la frontière supposée à l'Ouest. Ainsi, 24 géophones 4.5 Hz espacés de 10 m ont été utilisés et 7 tirs (addition de 10 coups de masse ou explosion) ont été effectués (offset maximum par rapport au géophone le plus proche = 40m), ce qui a permis d'obtenir une profondeur d'investigation d'environ 40 m.

Après inversion des premières arrivées des tirs sismiques (programme SARDINE ; Demanet, 2000) on obtient un modèle de vitesse d'ondes P variant latéralement et verticalement.



Figure 3 : comparaison entre tomographies sismiques et électriques au niveau du profil ET4 (abscisses 0 à 315 m).

Ces mesures semblent montrer un contraste latéral de la vitesse d'onde P (vitesse supérieures en profondeur dans la partie saine) au niveau et avec le même pendage en profondeur que le contraste électrique discuté précédemment.

C) Autres méthodes

Un certain nombre d'autres méthodes ont été testées sur ce site rocheux : i) la polarisation spontanée, afin de détecter d'éventuelles circulations de fluides dans les fractures majeures, ii) le géoradar du coté Ouest, afin de délimiter une éventuelle limite nette de glissement vers la surface, iii) les ondes de surface dans le but d'inverser leur courbe de dispersion et d'obtenir ainsi les vitesses des ondes S en fonction de la profondeur et iv) la méthode H/V utilisant le bruit sismique. Tous les résultats ne peuvent pas être présentés dans ce rapport, mais sont intégrés dans le rapport de Méric (2003).

La **polarisation spontanée** est une méthode rapide et peu chère. Elle utilise deux électrodes impolarisables et stables qui mesurent la différence de potentiel entre deux points, dont un est considéré comme un point de référence, stable, de potentiel spontané nul. L'électrode déplacée au cours du profil mesure une anomalie de potentiel spontané (naturel) qui peut être crée par différentes sources : zones minéralisées, gradients de température ou phénomènes d'électrofiltration dus à la circulation de fluides.

L'expérience effectuée a consisté en la mesure d'une vingtaine de points espacés de 20 m sur le chemin menant à la galerie de reconnaissance au niveau du hameau des Rivoirands. On observe une anomalie positive de plus de 100 mV en début de profil à l'abscisse 20 m. Puis à l'abscisse 50 m, le potentiel devient négatif. On remarque une seconde anomalie de -40 mV environ à l'abscisse 160 m.



Figure 4 : anomalie de polarisation spontanée par rapport à une électrode de référence.

Ce test a permis de mettre en évidence les fluctuations de la polarisation spontanée sur un profil, et est encourageant pour l'avenir car il existe des anomalies élevées. La première anomalie à l'abscisse 20 m, est située dans une zone très saine si on se réfère aux autres mesures électriques ou sismiques. Toutefois cette anomalie correspond au passage d'un banc plus riche en quartz. Des échantillons issus de ce banc ont révélé la présence de minerais, ce qui pourrait expliquer le saut de potentiel. La deuxième anomalie quand à elle, se situe dans la zone fracturée et pourrait être liée à une circulation de fluide verticale (anomalie négative).Il conviendrait par la suite d'acquérir plus de mesures afin de mieux imager la forme de la courbe de PS, de la faire en 2D et également en traversant d'Ouest en Est le mouvement. Il faudra pour cela mieux choisir l'électrode de référence afin de s'assurer qu'elle se trouve effectivement dans une zone vierge de potentiel spontané.

Le **bruit de fond sismique et son interprétation en H/V** constituent une méthode rapide qui repose sur l'enregistrement à l'aide de stations sismologiques du bruit sismique généré de manière naturelle et anthropique. Sous l'hypothèse d'un milieu tabulaire, la technique du rapport spectral de la composante horizontale sur la composante verticale (H/V) permet de déterminer la fréquence de résonance d'un site (Nakamura, 1989 ; Lachet et Bard, 1994), et par la suite, l'épaisseur de ce site (par exemple une zone instable ayant un comportement indépendant). Trois profils ont été effectués sur le mouvement de Séchilienne.

Deux des profils sont localisés au sommet du Mont Sec et suivent les profils électriques, le troisième étant localisé au niveau du village des Rivoirands. Le rapport spectral déterminé est malheureusement relativement constant pour tous les points de mesures (absence de pic) et ne permet donc pas de différencier la zone instable de la zone active.

Par contre, on observe une augmentation de l'amplitude spectrale sur tous les profils lorsque l'on se rapproche de la zone désorganisée. En effet, comme le montre la figure 5 sur laquelle a été représentée l'amplitude spectrale du bruit de fond sismique, normalisée par un point central, on observe clairement des variations d'amplitude des entre Ouest (faible) et Est (fortes). Ce profil correspond à celui effectué par l'EM34 (figure 5) et qui traverse le glissement d'Est en Ouest (point 35 situé à l'extrême Ouest).

Il semblerait donc que l'état de fracturation du milieu influence l'amplitude des hautes fréquences. Ce phénomène pourrait être expliqué par des phénomènes de diffraction sur des objets plurimétriques (Scherbaum, 2003, communication orale). En effet, au vu de la vitesse des ondes de surface (Vsurf = 1000 m/s) et les fréquences mises en jeu (f = 10 Hz), la taille des objets diffractants est de 30 m (car $\lambda = V/f = 100$ m et la taille des objets influençant les ondes est égale au tiers de la longueur d'onde), ce qui correspondrait à la dimension des structures observées sur Séchilienne. Néanmoins, une autre possibilité pourrait être avancée : ces amplifications pourraient être dues à la résonance propre des blocs localisés sous la station de mesure et donc une amplification des amplitudes correspondrait à une augmentation du taux de blocs désolidarisés.



Figure 5 : Amplitude spectrale normalisée par le spectre du point 26. Ces données ont été acquises d'Est (point 1) en Ouest (point 35) à mi-pente (haut). Variations de la résistivité électrique moyennée sur les premiers 30 mètres à partir de mesures d'EM34 (bas).

Dans le but de déterminer le profil de vitesse des ondes S, la **courbe de dispersion des ondes de surfaces** a été calculée à partir des données d'un profil sismique utilisé pour la tomographie (Méric, 2003). Ces ondes de surface sont assez faiblement dispersives dans notre milieu et leur vitesse moyenne est de 800 à 1000 m/s.

L'analyse des ondes de surface a montré qu'il y avait très peu de dispersion même lorsque la tomographie montre une superposition de couches de différentes vitesses. Un test sur un modèle direct a été effectué dans la gamme des fréquences observées sur le terrain (entre 20 et 100 Hz), et dans des conditions proches de la réalité, on observe qu'il n'y a pas de dispersion visible des ondes de surfaces. Par contre si le contenu fréquentiel était plus large vers les basses fréquences il aurait été possible d'observer une courbe de dispersion. C'est pourquoi il est envisagé d'utiliser un réseau de capteurs sismiques afin d'enregistrer le bruit

de fond qui possède une bande fréquentielle plus large, ou une source artificielle (explosive ou vibrante) pour mieux définir la courbe de dispersion des ondes de surface vers les basses fréquences.

Pour en finir avec les méthodes géophysiques testées, nous avons utilisé le **géoradar** (GPR) afin d'essayer d'imager un contact plutôt superficiel entre la zone saine et la zone déformée. Il peut permettre d'atteindre 60 m de profondeur dans les roches très résistives.

Le profil radar effectué se situe au niveau des Rivoirands sur les profils sismiques et électriques déjà présentés. Le système RAMAC a été utilisé avec une antenne 50 MHz dont la profondeur d'investigation est de 20 m environ dans notre milieu. Méric (2003) a montré que la vitesse des ondes électromagnétiques se situe autour de 0.15 m/ns (grâce à la présence d'une hyperbole de diffraction), typique des roches remplies de vides, ce qui permet d'effectuer une conversion temps-profondeur de l'image. Cette image radar, non présentée dans ce rapport, montre des réflexions parasites dans l'air, ainsi qu'un réflecteur à 7 m de profondeur qui disparaît à partir de l'abscisse 90 m. Au delà de cette distance les ondes sont fortement atténuées (sols cultivés, fractures ?). Il faut noter qu'à l'abscisse 50 m, on remarque la présence d'un décrochement vertical de 5 m, en accord avec les tomographies sismiques et électriques: on observe une structure dont l'impédance est différente et qui s'approfondie de manière abrupte. Celle-ci pourrait constituer la limite du mouvement Ouest. Le géoradar peut donc s'avérer intéressant dans le contexte des glissements rocheux, pour imager des limites de zones.

II.4 Conclusions sur le site de Séchilienne

L'objectif de ce travail était de déterminer les paramètres géophysiques permettant de caractériser la zone potentiellement instable d'un mouvement rocheux caractérisé par une fracturation importante et donc une forte hétérogénéité. L'hypothèse de départ était qu'il semblait exister une relation entre la fracturation interne du massif et certaines propriétés géophysiques (Jongmans et al, 2002). Cependant, la comparaison entre la tomographie sismique et la tomographie électrique a montré que de fortes valeurs de résistivités n'étaient pas nécessairement liées à de faibles vitesses d'onde P dans certains cas, ce qui pourrait indiquer que la résistivité électrique est aussi influencée par la lithologie. Ce résultat implique que la résistivité électrique, influencée par deux paramètres géophysiques (lithologie et fracturation), ne permet pas de déterminer de manière unique les limites d'une zone fracturée si elle n'est pas combinée avec une autre méthode. La fracturation semble aussi être mise en évidence grâce aux mesures du géoradar qui permet d'imager des décrochements superficiels et par la variation de l'amplitude spectrale en accélération du mouvement, qui semble également corrélée avec le degré de fracturation. Nous avons également montré qu'il existait des fluctuations fortes de la PS, qui pourraient permettre de détecter des zones de circulations de fluide (et donc des fractures).

Il faut souligner également que la méthode H/V et l'inversion des ondes de surface semblent peu adaptées à ce type de mouvement fortement désorganisé et trop hétérogène. En effet, aucune fréquence de résonance stable caractérisant le mouvement n'a été observée, et les ondes de surface sont a priori peu dispersives et peu cohérentes dans la gamme des fréquences observées.

La combinaison de toutes ces méthodes a permis de mettre en évidence la limite du mouvement au sommet du versant. Par contre, la limite orientale n'a pas été clairement identifiée. Il est probable que la fracturation diminue progressivement de l'est vers l'ouest et ne présente pas de limite franche. Cette hypothèse est appuyée par les mesures de déplacements qui montrent une diminution graduelle de la vitesse de déplacement de l'est à l'ouest (documentation interne du CETE de Lyon) et par la structure en lanières parallèles à la vallée.

III. Etudes d'un Glissement dans les sols : Saint-Guillaume

III.1 Description du site

Le mouvement de terrain de Saint-Guillaume est un mouvement de déformation très lent et progressif qui pourrait être accompagné de rupture, mais pour lequel aucune accélération brutale n'est en principe constatée, excepté en cas de forts gradients climatiques. Il est situé dans le Trièves à environ 15 km au Nord-Ouest de Monestier de Clermont.

C'est un mouvement très typique de ceux affectant les collines à faible pente du Trièves, formées d'argiles litées du Quaternaire du Dauphiné. Dans ces matériaux argileux, les mouvements de versant prennent le plus souvent l'aspect de coulées superficielles qui peuvent présenter des surfaces de rupture bien visibles, comme l'ont montré le glissement de Monestier-du-Percy (Giraud et al., 1981) ou celui de la combe d'Harmalière (Al Hayari et al., 1990). Ce type de mouvement est caractérisé par différents niveaux de déformation au sein de la couverture, est souvent affecté de fluctuations saisonnières et les vitesses de déformation dépassent rarement quelque cm/an.

Notre choix s'est porté sur ce site en raison de données inclinométriques et de sondages disponibles, gérées par les services du RTM Isère, et qui montrent clairement que le glissement se trouve aux alentours de 35 mètres de profondeur et présentant des déplacements localisés différents au sein de la couverture. C'est un mouvement assez vaste, dont les limites actuelles ne sont pas connues et c'est naturellement le premier objectif que nous nous sommes fixés : quelle méthode géophysique pourrait rendre compte de ces limites.

En raison de l'effort effectué sur le mouvement de Séchilienne, les mesures géophysiques ont commencées tardivement en août 2003, mais se poursuivront jusqu'en 2004 au minimum (fin du stage de Sophie Cravoisier, EPG Strasbourg). C'est pourquoi, le travail exposé reste préliminaire, et notamment il conviendra d'affiner la comparaison entre les différentes méthodes géophysiques utilisées. Différentes méthodes ont d'ores et déjà été testées et peuvent permettre des conclusions isolées.

III.2 Campagne de mesures

La première campagne de mesure a été menée d'août à octobre 2003, et se poursuit actuellement. Elle vise dans un premier temps à déterminer l'efficacité des méthodes géophysiques utilisées dans ce contexte argileux, très différents des grands mouvements rocheux, mais très présent en Isère.

Le géoradar a été éliminé dès le début, en raison de son manque de pénétration dans les formations conductrices, telles que les argiles. Cette campagne s'est donc concentrée sur des mesures classiques de tomographies sismique et électrique, sur les ondes de surface, sur l'utilisation du bruit de fond sismique, et sur la polarisation spontanée. Des données sismo-électriques ont été également recueillies récemment. L'implantation des profils est représentée sur la figure 6.

A) Bruit de fond sismique

L'interprétation en rapport spectral des composantes horizontales sur composantes verticales (H/V) du bruit de fond sismique est représentée sur la figure 7. Ces données ont été acquises selon un profil traversant le village de St-Guillaume (Figure 6). L'acquisition a été effectuée en utilisant une station d'enregistrement 6 voies (Cityshark2) et des capteurs 0.5 s.



Figure 6 : implantation des profils géophysiques sur le glissement de St-Guillaume (Trièves).

On observe très clairement un pic de résonance centré aux alentours de 1 Hz dans la partie Ouest du profil (points 1 à 20), puis une seconde fréquence apparaît du point 20 au point 37 présentant une légère augmentation vers l'Est, alors que la première semble stable. Par la suite, la basse fréquence devient moins visible, alors que le second pic de résonance présente de fortes variations jusqu'au point 60. Le pic fondamental est ensuite à nouveau clairement identifié. La continuité de ces pics reste remarquable, sachant que les mesures ont été effectuées sur plusieurs jours, et peut être interprétée comme des résonances de structures naturelles.



Figure 7 : Profil représentant le rapport spectral H/V en fonction de la fréquence.

Nous avons utilisé la formule empirique de Nakamura (1989) qui relie la fréquence de résonance F_{pic} à l'épaisseur de la structure résonante H en fonction de la vitesse des ondes S Vs:

F_{pic}=Vs/4H.

La vitesse des ondes S a été déduite de profils de sismique réfraction effectués en ondes SH, de rapport signal sur bruit faible, mais qui ont tout de même permis de pointer les temps d'arrivée des ondes SH se propageant directement de la source vers les géophones horizontaux. Cette vitesse a été estimée à 130 m/s, ce qui donne une épaisseur approximative de 32.5 m en appliquant la formule de Nakamura (1989). On peut remarquer que cette épaisseur est très proche de celle du glissement estimée à partir des données inclinométriques situées à proximité du profil (35 m). Ainsi, la structure résonante, relativement stable, clairement identifiée par le premier pic de résonance pourrait être le glissement.

La seconde fréquence qui présente plus de variations tout au long du profil est plus difficilement interprétable, mais pourrait constituer une structure indépendante au sein de glissement, variant fortement latéralement. Elle pourrait correspondre à la structure qui présente une vitesse de déplacement différentielle sur les inclinomètres, et qui est située aux environs de 6 mètres de profondeur à l'emplacement de l'inclinomètre. Une corrélation des variations le long du profil avec l'image de tomographie sismique sera discutée dans le paragraphe suivant, mais il faut noter que selon les tomographies sismiques enregistrées, on observe une limite aux alentours de 10 mètres de profondeur.

B) Données sismiques

Plusieurs profils sismiques ont été effectués sur ce site (P1, P2, et P3, voir figure 6) afin d'obtenir une tomographie sismique en vitesse d'ondes P et en vitesse d'ondes S. La faible qualité des rapports signal sur bruit en SH n'a pas permis d'interpréter ces tirs, hormis pour les ondes directes. Un exemple d'enregistrement effectué à l'aide de 24 géophones verticaux 4.5 Hz espacés de 10 mètres et d'une source à chute de poids est présenté sur la figure 8. On observe sur ce tir un rapport signal sur bruit très satisfaisant et les différentes ondes enregistrées. Ainsi on parvient à distinguer les ondes directes et réfractées (premières arrivées) dont les pointés sur l'ensemble des 14 tirs sismiques effectués seront inversés à l'aide du logiciel SARDINE (Demanet, 2000). On voit également une onde réfléchie très proche des ondes réfractées, dont l'analyse a montré qu'elle devait avoir été générée à la base de la couverture argileuse aux alentours de 60 mètres de profondeur. Puis se distingue clairement l'onde acoustique, plus haute fréquence, et le train d'ondes de surface qui apparaît très faiblement dispersif dans cette gamme de fréquences. Leur faible dispersion s'est retrouvée sur la courbe de dispersion obtenue ou la vitesse de phase n'excédait pas 100 m/s. Le manque de données basse fréquence (du à la source à chute de poids) n'a pas permis de réaliser une inversion.



Figure 8 : exemple d'enregistrement sismique.

Le résultat de l'inversion des premiers temps d'arrivée correspondant à l'ensemble des sources sismiques est présenté sur la figure 9.



Figure 9 : tomographie sismique en ondes P (profil P1).

Si la tomographie ne semble pas permettre de montrer les limites en profondeur du glissement (lissage inhérent à la méthode), on observe de fortes variations à l'intérieur de la zone en mouvement, variations à la fois verticales et horizontales. Il existe notamment une zone centrale présentant une zone de vitesse faible très réduite, cette zone correspondant à l'anomalie centrale sur le profil H/V. On peut interpréter ceci comme une atténuation des mouvements sur cette partie (ou peu de fractures ont été détectées en surface sur la chaussée ou au niveau des habitations), cette partie plus stable présentant moins de résonance et des vitesses plus rapides en raison d'une consolidation supérieure.

C) Données électriques et PS.

La résistivité électrique semble être une observable géophysique intéressante sur le site de Séchilienne car elle semble représentative de l'état de fracturation ou d'endommagement du massif affecté par un mouvement gravitaire rocheux important. Nous avons donc effectué une tomographie électrique sur ce site localisée sur la figure 6, et dont les résultats sont présentés sur la figure 10.



Figure 10 : Tomographie électrique effectuée sur le site de St-Guillaume.

Les résultats de cette tomographie électrique sont assez étonnants. En effet, au vu des résistivités imagées, la zone purement argileuse semble très réduite (épaisseur variant entre 15 et 35 mètres) alors qu'il existe une zone beaucoup plus résistive qui correspondrait d'avantage à une formation sablo-graveleuse à l'Est du profil (résistivités supérieures à 100 Ωm). Quoi qu'il en soit, il semble très difficile de délimiter une quelconque surface de glissement à partir de cette image, et prématuré de s'avancer plus avant dans l'interprétation.

Le profil de polarisation spontané montre des variations de quelques dizaines de mV, et semble difficilement interprétable en terme de circulations de fluide.

III.3 Conclusions sur les mouvements lents dans les argiles

Il apparaît nécessaire d'effectuer une interprétation globale sur ce site en tenant compte de l'ensemble des mesures géophysiques, ce qui sera fait dans les prochains mois. La méthode du rapport H/V semble en tous cas très prometteuse afin d'identifier des structures indépendantes, et notamment le glissement, contrairement aux tomographies sismiques et électriques qui pourraient plutôt apporter des précision à grande échelle sur les structures géologiques impliquées.

CONCLUSIONS GENERALES

Deux mouvements de terrain d'origine gravitaire qui présentaient des caractéristiques fort différentes, mais qui tous deux présentent un risque certain en Isère ont été investigués par différentes méthodes géophysiques présentant des sensibilités, profondeur de pénétration et résolution fort différentes. Il ressort de cette étude que dans le cas de glissement rocheux de grande ampleur, la tomographie électrique semble être la mieux adaptée afin d'établir des limites à la fois latérales et verticales, à condition de se donner les moyens d'avoir une couverture dense et des profils suffisamment longs afin de d'imager les zones en profondeur. La PS semble également une méthode prometteuse pour les détecter les circulations de fluide, ainsi que l'amplitude spectrale du bruit de fond sismique qui semble corrélée avec la densité de fracturation. La sismique réflexion doit être testée sous peu, bien qu'elle soit une méthode lourde, afin d'évaluer si une surface claire de glissement, ou une transition claire entre zone endommagée et zone saine peut être détectée. Sur ce site, il semble également important de bénéficier d'un forage vertical qui franchisse les limites en profondeur du glissement, ceci servant comme calage à l'interprétation des mesures géophysiques, notamment en électrique.

Il ressort également de cette étude qu'il apparaît important d'envisager un suivi temporel (par tomographie électrique et PS) qui permette de mieux comprendre les variations en profondeur des propriétés mesurées, et de mieux comprendre leur relation avec les déplacements mesurés en surface (CETE Lyon) ainsi que l'impact des variations climatiques saisonnières. Ce travail sera entrepris sous peu, dans le cadre de la thèse d'Ombeline Méric (bourse CIFRE, partenariat LIRIGM et la SAGE).

Dans le cadre de glissement de terrain dans des sols de type argileux, fréquents en Isère, la méthode H/V utilisant le bruit de fond sismique semble fortement corrélée avec l'épaisseur de la zone instable qui résonne de manière indépendante, et apparaît donc la plus adaptée à ce type de problème. Néanmoins, l'interprétation de l'ensemble des méthodes géophysiques n'étant pas terminée à ce stade, et notamment leur corrélation, il apparaît quelque peu préliminaire de tirer plus de conclusions. Un effort sera néanmoins être entrepris dans les prochains mois afin d'étudier les corrélations entre mesures géotechniques et géophysiques à plus grande échelle.

BIBLIOGRAPHIE

- Al Hayari M., Antoine P., Biguenet G., Monnet J. & H. Mora, 1990, Détermination des caractéristiques mécaniques au cisaillement des argiles litées, cas du glissement de la combe d'Harmalière, *Rev. Francaise de Géotechnique*, 50, 71-77.
- Antoine P., Giraud A., Evrard H. and Rochet L., 1994, A huge slope movement at Séchilienne, Isère, France. *Landslide News*, 8, 15-18.

Demanet D. 2000. Tomographie 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage. *PhD thesis*, University of Liège.

- Duranthon J.-P., Effendiantz L., Mémier M. & Prévitali I, 2003, Apport des méthodes topographiques et topométriques au suivi du versant rocheux instable des Ruines de Séchilienne, *Revue XYZ*, n° 94.
- Evrard H., Gouin T., Benoit A. & J.-P. Duranthon, 1990, Séchilienne, risques majeurs d'éboulement en masse. Point sur la surveillance du site, *Bull. Liaison Ponts et Chaussées*, 165, 7-16.
- Jongmans D., 2002, Etude des processus d'instabilité des falaises et versants rocheux par prospection géophysique, *rapport Pole Grenoblois des Risques naturels*, 15p.
- Giraud A., Gourc, J.-P., Besson L. & D. Fabre, 1981, approche pluridisciplinaire des problèmes poses par un glissement de terrain sur faible pente, *revue francaise de géotechnique*, 14, 57-66.
- Giraud A., Rochet L. and Antoine P., 1990, Processes of slope failure in crystallophyllian formations, *Engineering Geology*, 29, 241-253.
- Lachet, C. and P. Bard (1994). «Numerical and theorical investigations on the possibilities and limitations of the "Nakamura's" technique.» *Journal of Physics of the Earth* (Japan).
- Meric, O. (2002). « Caractérisation de sites potentiellement instables par des mèthodes Géophysiques » *Rapport de stage d'ingénieur. Strasbourg, Université Louis Pasteur Strasbourg 1*, 53 p.
- Méric, O., 2003, "Etudes de mouvements de terrain de grande ampleur par methodes géophysiques", *rapport de stage de DEA, Université Joseph Fourier, Grenoble*, 35 p.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute*, 3.
- Pothérat P. et Alfonsi P., 2001, Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère). Prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique. *Revue Française de Géotechnique*, 95/96, 117-130.
- Thouvenot F., J. Fréchet, L. Jenatton, & J.-F. Gamond, 2003, The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault in the western Alps, *Geophysical Journal International*, 155, 174 -192.
- Vengeon J-M, 1998, Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope, *PhD Thesis*, Grenoble University, 186 p.
- Vengeon, J. M., D. Jongmans, et al. (2002). «Geophysical investigation of the large Séchilienne gravitational movement, the Alps (France). » Proceedings of the VIII Meeting of the Environmental and Engineering Geophysical Society (European Section), Aveiro, 4p.