

APPORT DU GEORADAR POUR LA CARACTERISATION DES FRACTURES SUR SITES INSTABLES : EXEMPLES ET PERSPECTIVES

S. Garambois¹, M. Jeannin¹, J. Deparis¹, D. Jongmans¹, C. Grégoire² & P. Desvarreux³

¹ LIRIGM, Maison des Géosciences, Université Joseph Fourier, Grenoble, France
Stephane.Garambois@ujf-grenoble.fr

² Département des Mines, Université Catholique, Leuven, Belgique

³ Société SAGE, 2, rue de la Condamine – B.P. 17
38610 GIERES, France

RESUME

Jusqu'à présent, les méthodes de reconnaissance géophysiques n'ont été que très peu appliquées aux falaises, sans doute en raison des difficultés de mise en œuvre. Ces techniques sont cependant les seules mesures envisageables qui permettent d'obtenir des informations sur l'état intérieur du massif (discontinuités) et de compléter les études portant sur les risques d'éboulement. Parmi les nombreuses méthodes géophysiques disponibles, le radar géologique (GPR) est la méthode qui présente le plus grand potentiel dans ce contexte pour surmonter le toujours problématique compromis résolution/profondeur de pénétration. Ceci est particulièrement vrai en milieu calcaire, qui présente des résistivités électriques élevées, et donc une atténuation radar faible. Des mesures GPR ont été réalisées sur 3 sites proches de Grenoble (Isère) afin de tester le potentiel de différentes configurations d'acquisition GPR pour la caractérisation de la géométrie et des propriétés des discontinuités majeures (fractures) présentes dans le massif. Ainsi, la combinaison de profils verticaux et horizontaux acquis en falaise a permis de définir la géométrie 3D des fractures, propriété fondamentale pour les études de risque d'éboulement. Nous montrons également que la réalisation de CMP (common Mid-Point) le long de la falaise, qui permet d'obtenir un profil de vitesse en fonction de la profondeur, est non seulement nécessaire afin de localiser les discontinuités dans le massif, mais peut permettre de caractériser directement le remplissage de ces discontinuités (ouvertes ou remplies). Les études de configurations en transmission qui présentent de nombreuses ondes, ce qui rend l'interprétation complexe, recèlent de nombreuses informations qui peuvent être modélisées. La tomographie résultante est quand à elle décevante. Outre l'imagerie, un effort de recherche est mené depuis quelques mois sur l'inversion des signaux réfléchis pour caractériser la fracture (ouverture, remplissage) à partir de modèles constitutifs classiques. Ce résumé illustre de manière non exhaustive, une petite partie des travaux réalisés sur ce sujet au sein du LIRIGM (UJF Grenoble) avec différentes collaborations.

1. INTRODUCTION

Les éboulements rocheux et les chutes de blocs sont des phénomènes très fréquents dans les régions montagneuses, et sont caractérisés par leur rapidité et leur difficulté de prédiction. L'urbanisation croissante dans ces secteurs demande une meilleure évaluation de ce risque, et par conséquent, de déterminer l'endroit et le volume d'une masse rocheuse instable. L'évaluation de cet aléa est un problème complexe à résoudre, principalement en raison de la multiplicité des mécanismes de déclenchement possibles, et du manque de connaissance sur l'état de déstructuration interne du massif. Elle est généralement basée sur des observations de surface (morphologie, propriétés

géologiques et structurales du massif, mesures de déformation...), qui si elles s'avèrent nécessaires, souffrent du manque d'information sur l'état de déstructuration interne du massif, et en particulier, sur l'état des discontinuités (diaclasses, fractures, failles, stratification). En effet, la géométrie des discontinuités en profondeur (extension, continuité, orientation, pendage...) ainsi que leurs propriétés géomécaniques (ouverture, remplissage, rugosité) restent inconnues, et sont souvent extrapolées à partir des observations de surface. C'est pourtant leur évolution au cours du temps qui peut conduire à la déstructuration partielle ou brutale de la falaise ou du versant. L'utilisation de méthodes géophysiques non destructives pourrait palier à ce manque d'informations en profondeur, mais leurs applications sur des falaises verticales restent peu nombreuses.

Le radar géologique (GPR) est une technique se rapprochant fortement de l'imagerie sismique réflexion. Il utilise les ondes électromagnétiques (EM) se propageant et se diffractant dans un milieu hétérogène pour imager, localiser et identifier quantitativement des variations de propriétés électriques et magnétiques dans le sol (Figure 1). La plage de fréquence choisie peut varier suivant les applications demandées de quelques MHz (grande profondeur de pénétration) à quelques GHz (très haute résolution). Il possède la plus grande résolution pour l'imagerie de la subsurface que n'importe quelle autre méthode géophysique, approchant le cm sous certaines conditions. La profondeur de pénétration varie de moins d'un mètre à plus de 5400 mètres, ceci dépendant de la fréquence d'utilisation et des propriétés des matériaux. Son pouvoir de détection dépend du contraste dans les propriétés électriques et magnétiques et de l'antenne. Les applications sont très nombreuses et peuvent être quantitatives (recherche d'objets, géotechniques, glaciologie, hydrologie, géologie, ...).

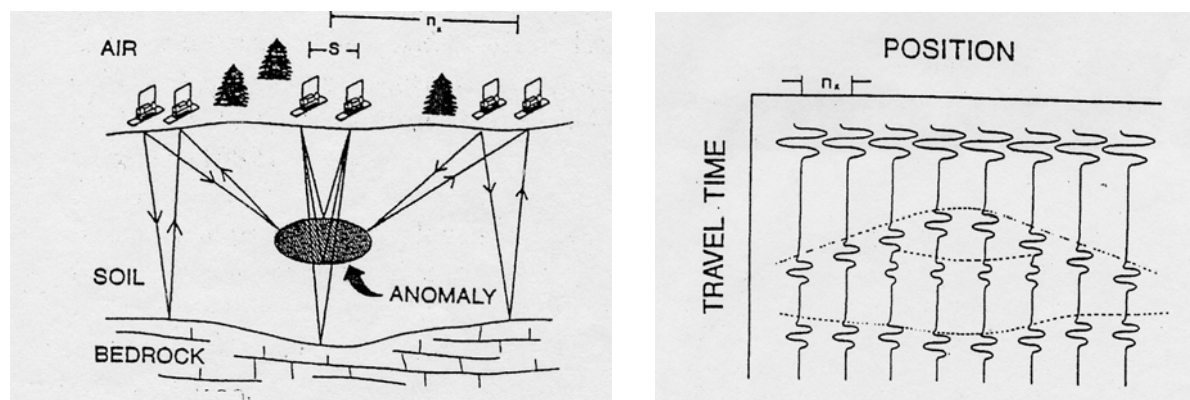


Figure 1. Illustration du principe du GPR (d'après Annan). Des ondes EM sont envoyées dans le sous-sol par une antenne émettrice, puis réfléchies à une interface ou diffractées à un point diffractant, et récupérées par l'antenne réceptrice. A gauche, une section radar temps-distance classique avec l'onde directe dans l'air, les réflexions et diffractions associées aux différentes hétérogénéités.

Dans le contexte des falaises, il constitue sans doute le meilleur compromis entre profondeur de pénétration et résolution. Des études menées au sein du LIRIGM (UJF) ont été entreprises sur ce sujet depuis quelques années. Ainsi, Dussauge-Peisser *et al.* (2003) ont réalisé une série de profils radar verticaux en falaise, ainsi que de la tomographie sismique entre la falaise et le plateau. Leurs études ont montré l'efficacité du GPR dans la détection de fractures subverticales jusqu'à 20 mètres du front de falaise, et ont permis d'observer la variabilité de la réflectivité le long d'une fracture, ainsi qu'en fonction de la fréquence radar utilisée. Il ressortait également de ces expériences que la tomographie sismique permettait d'accéder aux propriétés globales du massif endommagé, mais qu'elle fournissait une image des vitesses sismiques trop lissée et homogénéisée pour une détection et une caractérisation précise des fractures internes. De même, en milieu calcaire, Pipan *et al.* (2003) ont montré sur des blocs calcaires l'efficacité du radar pour l'imagerie haute résolution des discontinuités et leur caractérisation.

Pour poursuivre ces études préliminaires dans le contexte extrême des falaises (principalement calcaires), nous avons testé différents modes d'acquisitions radar afin d'évaluer leur potentiel dans la caractérisation des fractures (géométrie et propriétés) sur trois sites d'études proches de la région grenobloise (Isère). Le premier site (Rocher du Mollard, Chartreuse), facile d'accès, est composé d'une falaise calcaire verticale d'une dizaine de mètres sur lequel deux familles de fractures verticales peu ouvertes et remplies de matériaux argileux ont été répertoriées. Le second site (Rochers de la Bourgeoise, Vercors) est une écaille réellement instable de 3000 m³ environ située au sommet d'une falaise calcaire verticale de 400 m de hauteur. La masse rocheuse instable est principalement découpée par une fracture verticale ouverte non remplie. Enfin, le troisième site est situé sur une écaille rocheuse le long des gorges de la Bourne, dont la stabilité pose problème. Ce site bénéficie de mesures complémentaires réalisées par la Société HYDROKARST pour le compte du Conseil Général de l'Isère, permettant de comparer les données radar avec des données de forage. Il faut noter que sur le plan de l'imagerie, 2 autres sites ont été investigués, celui d'Arnad (Italie) dans les gneiss et celui du rocher du midi, très récemment, dans le cadre du programme RDT (ministère de l'environnement).

D'autre part, si l'analyse de ces images radar fournit de précieuses informations sur la géométrie des discontinuités à l'intérieur du massif, elle ne donne pas d'information quantitative sur leurs propriétés (ouverture, matériau de remplissage), très importantes pour les analyses de stabilité. Pour ceci, notre groupe mène des recherches plus théoriques et fondamentales, visant à analyser de manière plus détaillée les signaux radar. Ces études sont basées sur l'inversion du contenu fréquentiel de la réflectivité des interfaces. Dans cette optique, des travaux analytiques et numériques sont effectués en utilisant l'algorithme de voisinage et les relations constitutives de Jonscher.

2. EXEMPLES D'IMAGES RADAR EN FALAISE

Comme détaillé précédemment, plusieurs sites et configurations ont été investigués depuis quelques années. Seules quelques illustrations de ces travaux sont montrées par la suite. Par exemple, une série de profils radar multi-fréquence (100, 200, 250 et 400 MHz) ont été réalisés en falaise sur le site du Mollard, avec le système d'acquisition RAMAC/GPR (Mala Geosciences). La figure 2 montre un schéma structural du site, l'emplacement des fractures observées en surface, ainsi que les différentes acquisitions GPR. La photo de droite montre la manière d'opérer avec les antennes collées au front de falaise.

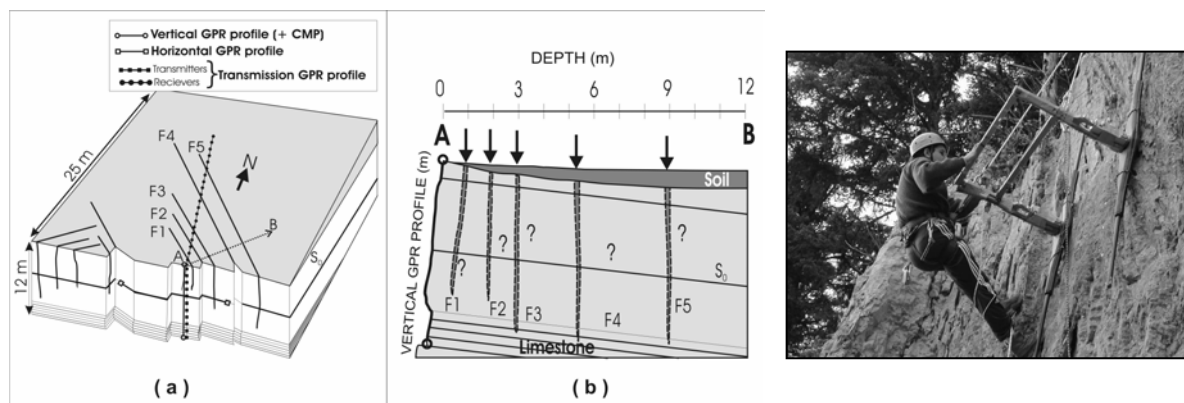


Figure 2 : (a) Différentes acquisitions effectuées sur le site du Mollard (Chartreuse) et schéma structural déduit des observations de surface. (b) Vue des discontinuités majeures perpendiculaires au profil GPR effectué. Le prolongement des fractures à l'intérieur du massif est purement fictif. A droite, une photo montrant la manière d'acquérir les données GPR en falaise.

Un profil CMP (Common Mid-Point) a été acquis au centre du profil en faisant varier régulièrement les antennes émettrice et réceptrice autour d'un même point milieu. Celui-ci a permis de connaître le profil de vitesse EM en fonction de la profondeur, donnée nécessaire pour certaines étapes

du traitement des signaux, et la conversion des temps d'arrivée en profondeur. Un exemple de section GPR obtenue avec les antennes 100 MHz est montré sur la Figure 3 (gauche). En haut le profil brut (non traité) montrant les données GPR en fonction du temps et de la position le long du front du falaise. On distingue surtout l'onde directe dans l'air. En bas, ces mêmes données, après plusieurs phases de traitement (mute, amplification, migration, conversion temps-profondeur). On voit ainsi plusieurs réflexions qui varient en fonction de la position sur le front de falaise, et qui correspondent exactement aux fractures relevées en surface. Ainsi, une telle image montre l'extension de ces fractures à l'intérieur du massif, ainsi que des fractures invisibles depuis la surface.

En combinant un profil horizontal et vertical à 200 MHz, on obtient sur la figure 3 (droite) une pseudo section 3D. Cette imagerie nous informe sur la continuité des fractures dans l'espace, ainsi que sur leur orientation (azimut) et leur inclinaison (pendage). Les quatre fractures verticales majeures repérées aux abords de la falaise ont été clairement identifiées sur le profil radar vertical, tandis que la deuxième famille de fractures, d'orientation différente, n'apparaît que sur le profil horizontal.

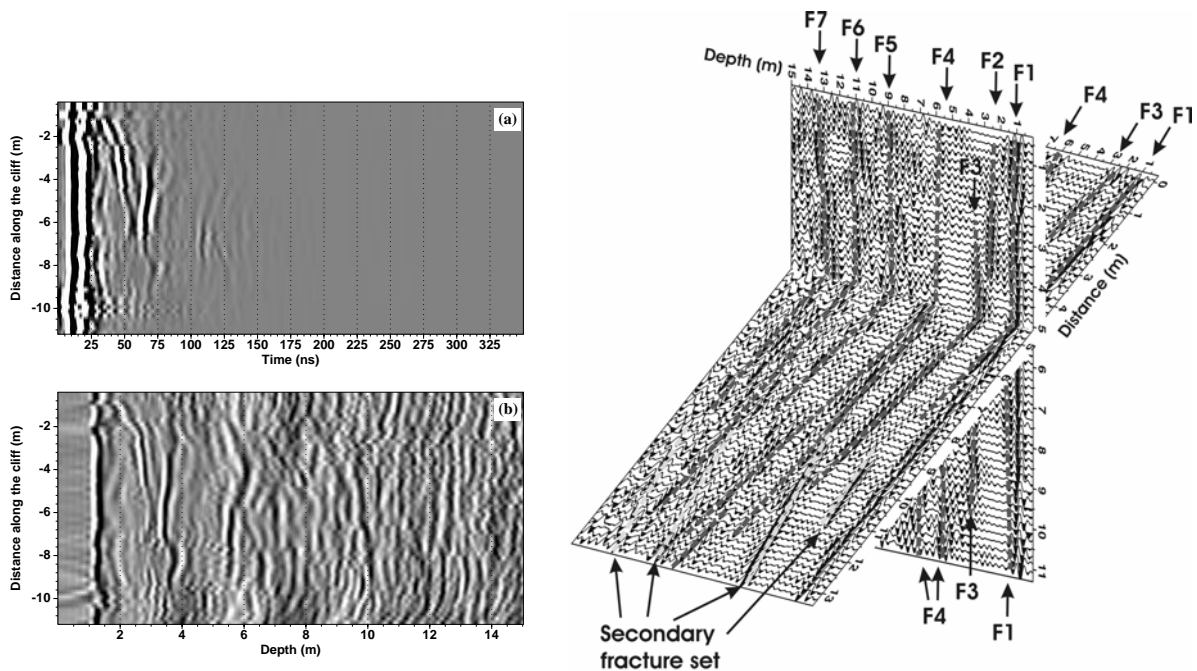


Figure 3 : Profil 100 MHz obtenu le long de la falaise. En haut, données brutes, en bas, données filtrées. A droite, superposition de profils verticaux et horizontaux en falaise avec les antennes 200 MHz sur le site du Rocher du Mollard.

3. APPORT DES PROFILS CMP VERTICAUX (COMMON MIDPOINT)

La connaissance de la répartition de la vitesse des ondes EM dans les milieux traversés est fondamentale car d'une part, elle permet de traiter les données obtenues en profil et d'obtenir ainsi une image la plus fidèle de l'intérieur du massif, mais elle permet également d'obtenir des informations quantitatives sur les principales discontinuités rencontrées. Un exemple acquis dans le Vercors sur le Rocher de la Bourgeoise, est montré sur la figure 4.

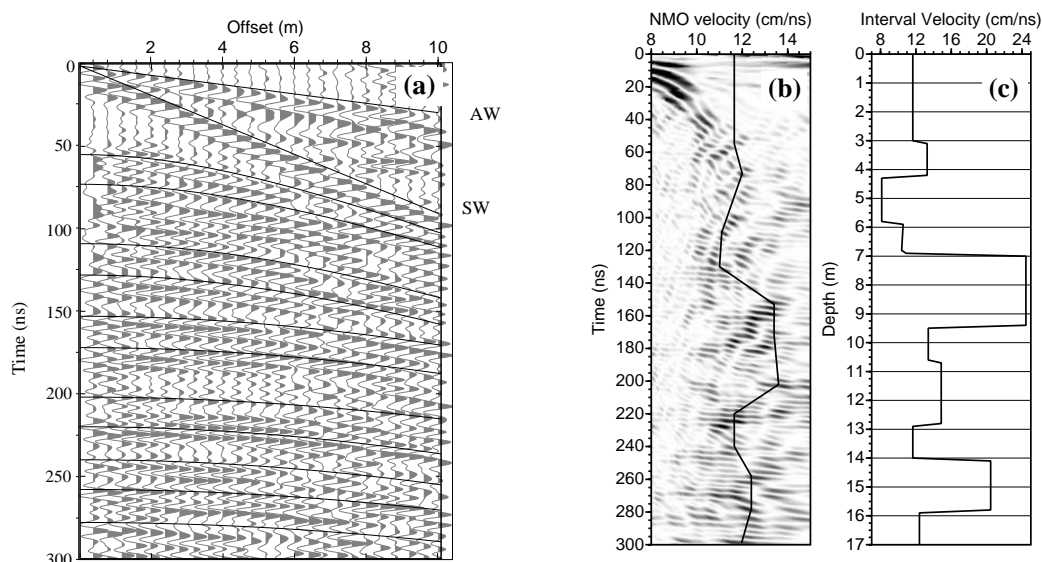


Figure 4 : Profil CMP acquis au Rocher de la Bourgeoise avec hyperboles de réflexion (a), semblance et profil de vitesse NMP (b), profil de vitesse instantanée (c).

On observe sur la Figure 4a un certain nombre d'évènements hyperboliques correspondant à des réflexions d'ondes EM sur des interfaces qui s'apparentent aux différentes fractures subverticales observées sur le terrain. Ces ondes réfléchies sont analysées par la méthode des semblance et par ajustement d'hyperboles, ce qui permet d'obtenir une loi de vitesse dite « NMO » (Figure 4b) en fonction du temps. D'après cette loi, on obtient en appliquant la formule de Dix (Dix, 1955) la loi de vitesse instantanée en fonction de la profondeur (Figure 4c) caractéristique des milieux traversés. L'application première des données CMP est de pouvoir estimer avec précision la profondeur des fractures connaissant la vitesse dans le calcaire et le temps de propagation des ondes radar, ainsi que de pouvoir effectuer des traitements d'image classique (migration). Cependant d'autres informations sont visibles sur les données. Ainsi, on observe une vitesse moyenne centrée aux alentours de 11.5 cm/ns, caractéristique de milieux calcaires sains, et deux sauts situés respectivement vers 7 et 14 m du front de falaise (de 3 et 2 m d'épaisseur). Ces 2 sauts sont dus à la présence de vide, et donc caractéristiques de 2 fractures ouvertes, dont l'une (à 7 m) avait pu être reconnue comme étant une cavité. Ainsi, les CMP permettent lorsque l'on peut pointer les réflexions sur les 2 bords d'une fracture, de caractériser quantitativement la fracturation d'un milieu.

4. TOMOGRAPHIES RADAR

Des mesures de transmission radar ont été effectuées depuis le plateau vers la falaise avec les antennes 100 MHz afin d'évaluer le potentiel de la tomographie radar dans la caractérisation des discontinuités internes du massif. L'antenne émettrice a été déplacée verticalement tous les mètres le long de la falaise, et pour chaque position, l'antenne réceptrice était déplacée horizontalement en surface tous les mètres (Figure 5a). Les données obtenues sur le Rocher de la Bourgeoise, représentées pour l'émetteur T8, sont complexes car différents types d'ondes apparaissent (Figure 5c). Celles-ci peuvent être correctement modélisées en utilisant un modèle simple (Figure 5b) qui ont permis de reproduire relativement fidèlement les données obtenues in situ. Pour cela, nous avons utilisé un programme de calcul de propagation d'onde en 2D (différences finies). Ainsi, nous avons pu comprendre l'ensemble des ondes présentes, et voir leur intérêt.

Par la suite, nous avons testé le potentiel de la tomographie EM dans ce contexte. Cette méthode est basée sur l'inversion des temps de première arrivée des ondes radar qui sont transmises dans le massif. A partir d'un modèle respectant la géométrie du site, cette inversion permet de

construire une image 2D ou 3D représentant la répartition des vitesses radar dans le massif. Une des limitations de la tomographie réside dans le lissage de l'image finale, inhérent à la méthode, qui tend à atténuer les forts contrastes. Pour cela, nous avons pu établir que c'est la phase 3 qui constitue ce trajet (Figure 5c).

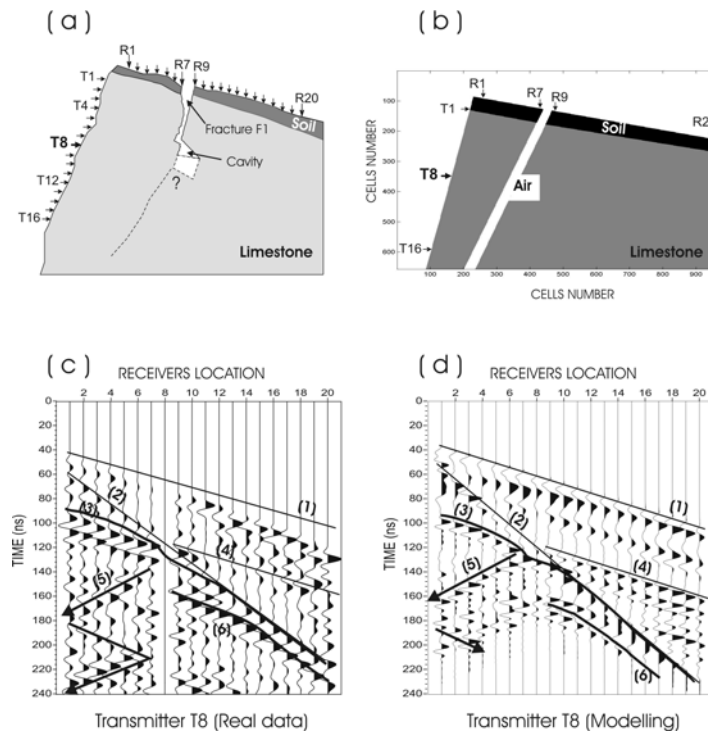


Fig. 5: Radargrammes obtenus lors d'essais de transmission et modélisation à partir du modèle (b).

Les temps de trajet correspondant à cet évènement ont été systématiquement pointés pour tout couple émetteur-récepteur, puis inversés (Demanet, 2000). Les résultats de cette inversion sont présentés sur la Figure 6. Ils représentent une image lissée de la vitesse à l'intérieur du massif, avec en a) l'image réelle (des données réelles in situ) obtenue à partir d'un modèle de départ homogène ; en (c) l'image réelle obtenue à partir du modèle présenté en (b) ; en (d) l'image synthétique à partir du modèle présenté en (b). L'image résultante (Figure 6a) est caractérisée par une zone à forte vitesse centrée vers le coin (plateau et falaise), et par l'absence de la fracture F1 fortement ouverte. Dans les autres parties du massif, le champ de vitesse apparaît relativement homogène (12 cm/ns). Si l'on part d'un modèle de départ plus réaliste (Figure 6b) on obtient une image (Figure 6c) de plus forts contrastes. Une zone à forte vitesse apparaît sous les récepteurs R7 et R9, correspondant à la fracture F1, mais la vitesse n'est pas assez rapide. La géométrie de la fracture n'est pas très bien contrainte, mais on observe la cavité. Ceci montre la forte sensibilité de l'inversion au modèle de départ, en raison de la complexité de la zone fracturée. Le cas synthétique (Figure 6d) montre le fort lissage, et l'absence de la couverture végétale. Ainsi, on peut conclure que la tomographie sur falaise, de par sa géométrie spécifique, n'est pas très adaptée à la détection de fractures subverticales. Par contre, les nombreux évènements présents dans les enregistrements de transmission, sont porteurs d'informations qu'il faudra intégrer dans l'avenir dans un processus d'inversion plus complexe.

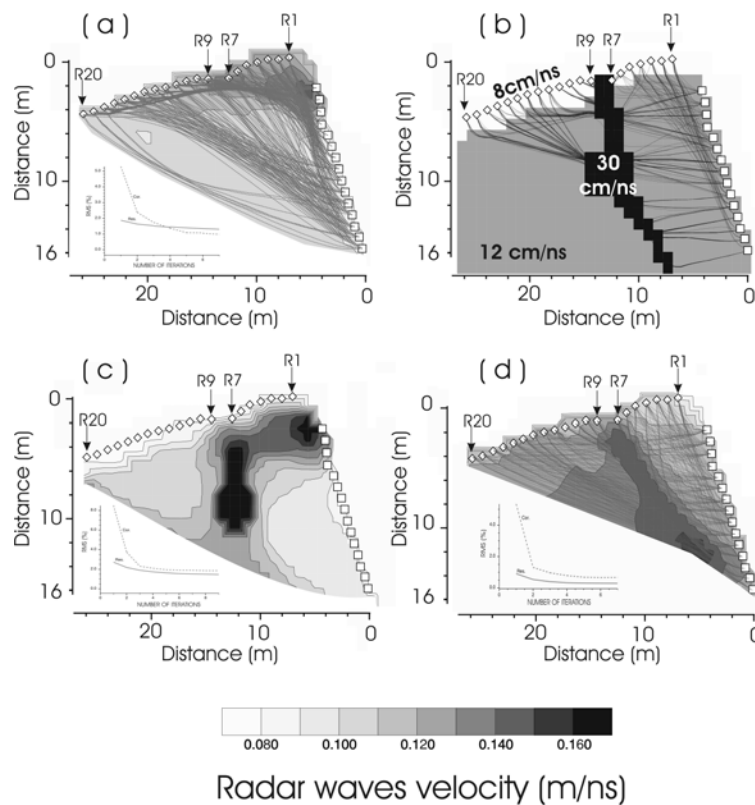


Fig. 6: Résultats de tomographie. (a) après inversion de données réelles et modèle de départ homogène. (b) Modèle hétérogène. (c) après inversion de données réelles et modèle de départ hétérogène. (d) après inversion de données synthétiques obtenues à partir du modèle (b).

5. CONCLUSION-PERSPECTIVES

Des mesures radar ont été réalisées sur différents sites d'étude proches de Grenoble (Isère, 38) et ont permis de montrer l'efficacité du GPR déployé en falaise afin d'imager voire de caractériser un réseau de fractures pouvant nuire à la stabilité d'un massif. Nous avons pu mettre en évidence l'intérêt de combiner des profils verticaux et horizontaux en falaise pour pouvoir estimer la géométrie des différents plans de fractures (orientation, pendage, continuités). Les profils de vitesses, obtenus suite à l'analyse de profils CMP en falaise, nous ont permis de directement caractériser l'ouverture et le remplissage des différentes fractures observées sur les deux sites d'étude. La tomographie radar a permis d'obtenir une image 2D de l'état interne du massif qui semble moins pertinente et peut adaptée dans ce contexte. D'autres sites d'étude seront présentés, ainsi que des perspectives intéressantes sur la caractérisation. En effet, de nouveaux travaux ont été entrepris afin d'utiliser la dépendance fréquentielle des coefficients de réflexion le long d'un réflecteur. Celle-ci peut être inversée et permettre d'estimer quantitativement des paramètres importants de la fracture (ouverture, remplissage, i.e, Grégoire, 2001 ; Grégoire et al., 2004).

REMERCIEMENTS

Ces études ont bénéficié de différents financements : Parc régional de Chartreuse, Pole Grenoblois des Risques Naturels (Conseil général de l'Isère), et plus récemment RDT (ministère de l'environnement). Nos remerciements à toutes les personnes qui nous ont aidé sur le terrain.

REFERENCES

- Demagnet D., 2000, Tomographie 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage. PhD thesis, University of Liège.
- Dix C.H., 1955, Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics*, 20, 68-86.
- Dussauge-Peisser C. 2002. Evaluation de l'aléa éboulement rocheux; Développements méthodologiques et approches expérimentales. PhD thesis, University of Grenoble.
- Dussauge-Peisser C., Wathelet M., Jongmans D., Hantz D., Couturier B. and Sintès M., 2003, Investigation of a fractured limestone cliff (Chartreuse Massif, France) using seismic tomography and ground penetrating radar, *Near Surface Geophysics*, 1, 161-170.
- Grégoire C. 2001. Fracture characterisation by Ground Penetrating Radar. PhD thesis, Katholieke University of Leuven.
- Grégoire C., Jeannin M., Wathelet M., Garambois S. & D. Jongmans, 2004, Fracture characterisation using the NA inversion algorithm on synthetic GPR signals, EAGE, Utrecht, September 2004, 4p.
- Jeannin M., Garambois S., Jongmans D. & C. Grégoire, 2004, Multiconfiguration GPR measurements for geometrical fracture characterization in limestone cliffs (Alps), submitted to *Geophysics*.
- Pipan M., Forte E., Guangyou F. & I. Finetti, 2003, High-resolution GPR imaging and joint characterisation in limestones, *Near Surface Geophysics*, 1, 39-55.