



HAL
open science

Etude des processus d'instabilités des versants rocheux par prospection géophysique- Apport du radar géologique -

Mathieu Jeannin

► **To cite this version:**

Mathieu Jeannin. Etude des processus d'instabilités des versants rocheux par prospection géophysique- Apport du radar géologique -. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT: . tel-00012178

HAL Id: tel-00012178

<https://theses.hal.science/tel-00012178>

Submitted on 25 Apr 2006

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.

THÈSE

Ecole Doctorale Terre, Univers et Environnement

Etude des processus d'instabilités des versants rocheux par prospection géophysique

Apport du radar géologique

Présentée par

Mathieu JEANNIN

Pour obtenir le titre de Docteur

De l'Université Joseph Fourier – Grenoble I

(Spécialité Géophysique)

Soutenue publiquement le 28 septembre 2005

Devant le jury composé de :

Maksim BANO	(EOST, Strasbourg)	Rapporteur
Xavier DÉROBERT	(LCPC, Nantes)	Rapporteur
Michel DIETRICH	(LGIT, Grenoble)	Examineur
Frédéric DONZÉ	(L3S, Grenoble)	Examineur
Claudio SCAVIA	(Politecnico di Torino)	Examineur
Thierry VILLEMIN	(LGCA, Chambéry)	Examineur
Denis JONGMANS	(LIRIGM, Grenoble)	Directeur de Thèse

Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique

Remerciements

Mes premiers remerciements sont adressés à Denis Jongmans, mon directeur de thèse, pour la confiance qu'il m'a accordée, et pour m'avoir permis de réaliser cette thèse dans des conditions optimales. Malgré ses lourdes fonctions de directeur de laboratoire, il s'est toujours montré très disponible et attentif à mon travail. Je tiens à le remercier tant pour ses compétences scientifiques que pour ses qualités humaines.

Je souhaite également remercier Stéphane Garambois pour avoir suivi de près mon travail tout au long de ces années. Encore merci pour ton aide, tes conseils et ta disponibilité.

Au cours de ma thèse j'ai eu le plaisir de travailler avec Colette Grégoire, de l'Université Catholique de Leuven. Je tiens à la remercier pour son accueil en Belgique et pour la richesse de notre collaboration.

Je souhaite exprimer toute ma gratitude envers les membres du jury pour avoir bien voulu consacrer à ma thèse une partie de leur temps extrêmement précieux. Je remercie en particulier Maksim Bano et Xavier Dérobert qui ont accepté la lourde charge d'être les rapporteurs de mon travail. Je remercie Michel Dietrich, Frédéric Donzé, Claudio Scavia et Thierry Villemin pour m'avoir fait l'honneur de participer au jury.

Je voudrais à présent remercier tous ceux qui ont participé activement aux différentes campagnes de mesures géophysiques sur le terrain, en particulier Jacques Deparis, Magali Frayssine, Didier Hantz, Ombeline Méric, Frédéric Nguyen, Yves Oringo, Etienne Rey, et Marc Wathelet. Merci à vous tous pour votre aide inestimable.

Cette thèse s'achève, et je voudrais mentionner le plaisir que j'ai eu à travailler au sein du Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique. Je souhaite remercier sincèrement tous les membres du LIRIGM, pour tous les moments partagés, les meilleurs comme les plus délicats.

Merci à Rodolphe Pinon, notre précieux informaticien, toujours présent en cas de « bugs », « crashes de disques durs », problèmes d'impression et autres « pépins » informatiques. Je tiens vraiment à te remercier pour ta disponibilité 24h/24 et 7j/7, parfois même pendant tes vacances.

Je remercie affectueusement Sara, le rayon de soleil du laboratoire.

Merci à Véro, Zoubida, Françoise, Laurence et Marylise pour votre bonne humeur au quotidien.

A l'heure où je rédige ces quelques lignes, cela fait bientôt un an que je travaille au Centre de Géologie de l'Oisans, aux côtés de Thierry Grand et Jacques Guilloteau. Je tiens sincèrement à les remercier pour leur confiance et leurs encouragements pendant la rédaction de cette thèse.

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont soutenu de près ou de loin, tout particulièrement mes amis et ma famille.

Le meilleur étant généralement gardé pour la fin, je remercie mes parents et Eve, de loin les plus méritants, pour leur présence et leur soutien sans faille au quotidien durant ces quatre années.

*Je dédie cette thèse à François Martineau,
mon pote, mon frangin, mon compagnon de terrain...*

Résumé

La région grenobloise compte environ 140 kilomètres de linéaire de falaises qui peuvent atteindre 400 mètres de haut par endroit. L'évaluation de la stabilité de ces falaises de grande ampleur demeure complexe du fait de la multiplicité des mécanismes de déclenchement possibles, et du manque de connaissances sur l'état de fracturation interne du massif. Jusqu'à présent, les méthodes de reconnaissance géophysiques ont été très peu appliquées aux grandes falaises verticales, sans doute en raison des difficultés de mise en œuvre. Ces techniques sont cependant les seules mesures envisageables permettant d'obtenir de l'information sur la structure interne du massif. Le radar géologique (ou Ground Penetrating Radar) constitue une technique intéressante pour l'imagerie et la caractérisation des fractures, en raison de ses caractéristiques de résolution et de profondeur de pénétration.

Dans un premier temps, différentes configurations d'acquisition radar (réflexion, transmission, CMP, multifréquences) sont testées sur deux falaises verticales calcaires proches de Grenoble, afin d'évaluer le potentiel du radar géologique pour la détection et la caractérisation des discontinuités. Les enregistrements radar permettent d'imager clairement des réflecteurs associés à des fractures observées par ailleurs sur le terrain. La combinaison de profils verticaux et horizontaux permet de mieux contraindre la continuité et la géométrie 3D du réseau de fractures. Les changements de réflectivité, observés le long d'un même réflecteur indiquent que la nature du remplissage et/ou l'épaisseur varie le long de la fracture. La réflectivité présente également des variations en fonction de la fréquence utilisée. Nous montrons que les analyses de vitesses radar, déduites des acquisitions CMP, permettent de caractériser directement les fractures (ouverture, remplissage) dès que celles-ci sont suffisamment ouvertes par rapport à la longueur d'onde. Enfin, les images de tomographies radar déduites des acquisitions en transmission, s'avèrent trop lissées pour une détection précise des fractures.

Dans une seconde partie plus théorique et numérique, une stratégie de caractérisation des fractures est mise en œuvre en utilisant la sensibilité fréquentielle de la réflectivité. Pour cela, nous proposons une nouvelle méthode d'inversion des coefficients de réflexion radar basée sur une recherche directe des solutions par un algorithme de voisinage (Neighbourhood algorithm). L'inversion est réalisée simultanément sur les parties réelles et imaginaires du coefficient de réflexion, afin de retrouver les paramètres de remplissage (basé sur le modèle de Jonscher) et d'épaisseur des fractures. L'inversion des coefficients de réflexion radar théoriques, est réalisée à différentes fréquences (100 et 200 MHz), pour des fractures d'épaisseurs variables et deux matériaux de remplissage (air, argile). Pour des épaisseurs de fractures comprises entre $\lambda/30$ et $\lambda/2$, l'inversion retrouve exactement et de façon unique les paramètres des fractures modélisées.

Pour une application de cette méthode aux données réelles, la méconnaissance du signal source et du diagramme de rayonnement des antennes, non considérés précédemment, demeure problématique. La méthode des rapports spectraux entre un signal réfléchi (mesuré) et un signal de référence (connu), permet d'isoler le coefficient de réflexion et de s'affranchir du signal source, et parfois du diagramme de rayonnement. Une étude numérique 2D (FDTD) est menée pour le choix du signal de référence. L'inversion des coefficients de réflexion radar synthétiques, testée pour une configuration de fracture ouverte rencontrée sur le terrain, permet de valider la méthode.

Abstract

Calcareous cliffs surrounding the urban area of Grenoble city extend over a cumulative length of 140 km and can be up to 400 m high. The rock cliff stability assessment is a complex problem, mainly due to the numerous failure mechanisms and to the lack of knowledge concerning the internal fracturing state of the rock mass. Until now, geophysical methods have been rarely used to investigate vertical limestone cliffs, probably due to practical difficulties. Nevertheless, these techniques are the only available methods which could provide information on the internal structure of a rock mass in terms of discontinuities. The Ground Penetrating Radar (GPR) method appears to be an interesting technique for fractures characterization, because of its resolution and penetration depth.

In a first step, multi-frequency GPR measurements are carried out on two vertical limestone cliffs near Grenoble. Conventional 2D profiles, common midpoints (CMP) and transmission data were acquired to evaluate the potential of the GPR method for the detection and the characterization of discontinuities within the massif. The radargrams show numerous reflectors associated with fractures observed from surface observations. The results show that the 3D geometry of the fractures network can be retrieved by combining vertical and horizontal GPR profiles performed along the cliff. Reflectivity variations, observed along a same reflector indicate that the filling material and/or the thickness vary along the fracture. Vertical CMP profiles acquired along the cliff allow a velocity profile to be obtained as a function of depth. Velocity variations can directly characterize the fractures (opening, filling) as soon as those are sufficiently open compared to the wavelength. Finally, the velocity tomographies deduced from transmission acquisitions, show too smoothed images of the investigated zone with a poor resolution for an accurate detection of the fractures.

In a second more theoretical and numerical part, a methodology for fractures characterization is developed by using frequential sensitivity of the reflectivity. We propose a new inversion method of the reflection coefficients of radar waves, by using a Neighbourhood Algorithm for a direct search of the solutions. This inversion process is simultaneously carried out on both the real and imaginary parts of the reflection coefficient, in order to find filling parameters (based on the Jonscher model) and thickness of fractures. Inversion processes of theoretical reflection coefficients are carried out at different frequencies (100 and 200 MHz) for fractures with different thicknesses and for two filling materials (air and clay). For fractures thicknesses ranging from $\lambda/30$ to $\lambda/2$, the inversion process converges towards a unique solution corresponding to the correct parameters of the modelled fractures.

For an application of this method to real GPR data, the lack of knowledge of the source signal and the radiation pattern of the antennas, not considered previously, remains problematic. The method of the spectral ratio between a reflected signal (measured) and a reference signal (known) allows to isolate the reflection coefficient and to not consider the signal source and sometimes the radiation pattern. A 2D numerical study (FDTD) is carried out in order to choose the reference signal. The inversion of the synthetic radar reflection coefficients, tested for an open fracture configuration observed on a studied site, permits to validate the method.

Table des matières

Introduction générale.....	7
1. Les risques naturels en montagne.....	7
1.1. Quelques chiffres.....	7
1.2. A propos de la législation.....	8
2. Le risque d'éboulement rocheux.....	9
2.1. Présentation.....	9
2.2. Evaluation du risque d'éboulement	10
2.3. Apport de la géophysique	11
3. Problématique.....	12
4. Présentation de la thèse.....	13
<hr/>	
Chapitre 1. Evaluation de l'aléa éboulement rocheux.....	15
1. Introduction	15
1.1. Les mouvements de terrain.....	15
1.2. Les éboulements rocheux.....	16
1.3. Aléa éboulement et risque.....	17
1.4. Objectifs de la recherche.....	19
2. Caractéristiques générales sur les éboulements	19
2.1. Présentation.....	19
2.2. Les mécanismes d'instabilités	20
2.2.1. Les facteurs intrinsèques.....	21
2.2.2. Les facteurs aggravants ou dégradants.....	22
2.2.3. Le déclenchement de l'éboulement : évolution jusqu'à la rupture	23
2.3. Forces motrices et résistantes	24
2.4. Importance des discontinuités.....	27
2.5. Les différents mécanismes de rupture	29
3. Les falaises calcaires de la région Grenobloise.....	31
3.1. Présentation du Y Grenoblois	31
3.2. Morphologie des falaises calcaires	32
3.3. Le risque d'éboulement dans la région grenobloise	32
4. Etat de l'art sur les méthodes d'évaluation de l'aléa éboulement	33
4.1. Présentation.....	33
4.2. Les méthodes de dimensionnement des pentes rocheuses.....	34
4.3. Les méthodes de modélisation numériques	34
4.4. Les méthodes historiques et probabilistes	35
4.5. Les méthodes de surveillances, suivi temporel.....	36
4.6. Les méthodes d'analyse en retour.....	37

4.7. Synthèse	37
5. Apport des méthodes géophysiques pour l'évaluation de l'aléa éboulement	38
5.1. Introduction.....	38
5.2. Propriétés physiques des roches	39
5.2.1. Les vitesses sismiques.....	39
5.2.2. La conductivité (ou résistivité) électrique.....	40
5.2.3. La permittivité diélectrique.....	41
5.2.4. La masse volumique.....	41
5.3. Les méthodes géophysiques : présentation et applications.....	42
5.3.1. Les méthodes sismiques.....	42
5.3.2. Les méthodes électriques	49
5.3.3. Les méthodes électromagnétiques.....	53
5.3.4. La polarisation spontanée (PS).....	59
5.3.5. Synthèse	60
6. Conclusion.....	61
<hr/>	
Chapitre 2. Le radar géologique	63
1. Introduction	63
1.1. Présentation.....	63
1.2. Principe d'utilisation.....	64
1.3. Le système d'acquisition	65
2. Notions théoriques.....	65
2.1. Equations de Maxwell	65
2.2. La perméabilité magnétique (μ).....	66
2.3. La permittivité diélectrique (ϵ)	67
2.4. La conductivité électrique (σ).....	67
2.5. Courant total et paramètres effectifs.....	68
2.6. L'angle de perte et facteur de qualité Q.....	69
2.7. Equation de Diffusion-Propagation	70
3. Propriétés des matériaux géologiques aux fréquences radar.....	71
3.1. Dépendance fréquentielle de la permittivité effective (ϵ_e).....	71
3.1.1. Les modèles classiques	72
3.1.2. Le modèle de Jonscher.....	73
3.2. Caractérisation des matériaux géologiques d'après le modèle de Jonscher	74
4. Les modes d'acquisition radar	79
4.1. Les modes transverses TE et TM.....	79
4.2. Le mode Réflexion.....	80
4.3. Le mode Common MidPoint (CMP)	81
4.4. Le mode Transmission.....	81
4.5. Diagramme de rayonnement.....	82
5. Théorie des phénomènes de réflexion aux interfaces.....	84
5.1. Réflexion sur un demi-espace infini	84
5.2. Réflexion sur une couche mince.....	86
5.3. Caractérisation des fractures.....	87

6. Domaines d'applications du radar géologique	89
6.1. Applications à la géologie.....	89
6.2. Applications à l'archéologie	89
6.3. Applications à la glaciologie.....	90
6.4. Applications en génie civil et en géotechnique	90
7. Applications du radar géologique pour la détection des discontinuités	91
7.1. Dans les roches cristallines	91
7.2. Dans les roches sédimentaires	92
8. Conclusion	93

Chapitre 3. Détection et caractérisation des instabilités de falaises par le radar géologique

1. Introduction	95
2. Présentation des sites d'étude.....	96
2.1. Le Rocher du Mollard (Site 1, Chartreuse).....	97
2.1.1. Contexte géographique et géologique.....	97
2.1.2. Les dispositifs GPR utilisés en falaise	98
2.2. Les Rochers de la Bourgeoise (Site 2, Vercors)	101
2.2.1. Contexte géographique et géologique.....	101
2.2.2. Analyse des éboulements historiques du secteur	103
2.2.3. Dispositifs GPR utilisés en falaise	107
3. Mesures radar sur les sites du Rocher du Mollard et des Rochers de la Bourgeoise	107
4. Etudes géophysiques complémentaires sur le Rocher du Mollard (site 1, Chartreuse)	133
4.1. Présentation.....	133
4.2. Les profils radar	135
4.2.1. Profils radar verticaux	135
4.2.2. Profil radar horizontal et CMP	137
4.3. Tomographie électrique	139
4.3.1. Profil perpendiculaire à la falaise.....	139
4.3.2. Profil parallèle à la falaise.....	140
4.3.3. Modélisation.....	141
5. Etudes géophysiques complémentaires sur les Rochers de la bourgeoise (site 2, Vercors).....	145
5.1. Présentation.....	145
5.2. Les profils radar	146
5.3. Tomographie électrique	147
6. Conclusions	148

Chapitre 4. Méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar par algorithme de voisinage	151
1. Introduction	151
2. Présentation du problème.....	152
2.1. Les méthodes de recherche directe des solutions	153
2.2. L'algorithme de voisinage (N. A.).....	154
2.2.1. Principe d'utilisation	154
2.2.2. Application à l'inversion des coefficients de réflexion radar	157
3. Modélisation des milieux géologiques.....	158
3.1. Le modèle de Jonscher.....	158
3.2. Les modèles géologiques utilisés.....	158
4. Caractéristiques des coefficients de réflexion radar (R).....	160
4.1. Rappels : paramètres mis en jeu	160
4.2. Variations de l'amplitude de R	161
4.3. Variations des parties réelle et imaginaire de R	162
5. Analyses préliminaires : inversion sur l'amplitude du coefficient de réflexion radar par algorithme de voisinage (N.A.)	164
5.1. Présentation.....	164
5.2. Fractures ouvertes remplies d'air.....	165
5.2.1. Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher et sur l'épaisseur ($n, \chi_r, \epsilon_\infty, d$)....	165
5.2.2. Inversion sur les 3 paramètres de remplissage ($n, \chi_r, \epsilon_\infty$).....	167
5.2.3. Inversion sur 2 paramètres (ϵ_∞, d).....	168
5.2.4. Inversion sur l'épaisseur (d).....	168
5.3. Fractures remplies d'argile	169
5.3.1. Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher et sur l'épaisseur ($n, \chi_r, \epsilon_\infty, d$)....	169
5.3.2. Inversion sur 3 paramètres ($n, \chi_r, \epsilon_\infty$)	171
5.3.3. Inversion sur 2 paramètres (ϵ_∞, d)	172
5.3.4. Inversion sur l'épaisseur (d).....	172
5.4. Conclusion sur l'inversion de l'amplitude de R	173
6. Inversion des parties réelle et imaginaire des coefficients de réflexion radar par algorithme de voisinage	174
6.1. Présentation.....	174
6.2. Fractures remplies d'argile	175
6.2.1. Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher et sur l'épaisseur ($n, \chi_r, \epsilon_\infty, d$)....	175
6.2.2. Inversion sur un nombre limité de paramètres.....	184
6.3. Fractures ouvertes remplies d'air.....	185
6.3.1. Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher et sur l'épaisseur ($n, \chi_r, \epsilon_\infty, d$)....	186
6.3.2. Inversion sur un nombre limité de paramètres.....	196
7. Validité de la méthode : Inversion des coefficients de réflexion à partir de signaux synthétiques 1D.....	197
7.1. Modélisation des signaux radar synthétiques 1D	197
7.1.1. Principe	197
7.1.2. Analyses temporelle et fréquentielle des signaux radar réfléchis	199
7.2. Inversion des signaux synthétiques bruités.....	201
8. Conclusion.....	202

<hr/>	
Chapitre 5. Modélisation des signaux radar 2D réfléchis	
Méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar applicable aux données réelles	205
1. La méthode des rapports spectraux	205
1.1. Présentation.....	205
1.2. Estimation des propriétés diélectriques du milieu	207
1.3. Calcul du coefficient de réflexion.....	210
1.3.1. A partir d'un signal de référence réfléchi sur une fracture connue.....	210
1.3.2. A partir d'un signal de référence enregistré en mode CMP.....	212
1.3.3. A partir d'un signal de référence enregistré en transmission.....	213
2. Méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar 2D.....	214
2.1. Modélisation FDTD des signaux radar 2D.....	214
2.2. Inversion avec un signal de référence réfléchi sur une fracture connue.....	216
2.3. Inversion avec un signal de référence obtenu en transmission.....	219
3. Modélisation d'une fracture en falaise	221
3.1. Présentation.....	221
3.2. Résultats d'inversion.....	222
4. Conclusion.....	223
<hr/>	
Conclusions et Perspectives	225
Références bibliographiques.....	229

Introduction générale

1. Les risques naturels en montagne

Depuis l'aube de l'humanité, les sociétés ont été confrontées aux dangers de la nature qui se manifestent souvent de manière violente et imprévisible. Aujourd'hui, l'Homme veut laisser le moins de place possible au hasard et, pour l'aménagement du territoire, il tente d'englober ces dangers dans le concept de « risques naturels », que l'on peut caractériser, prévoir, calculer, prévenir, voire même annuler. Ce concept pose de nombreux problèmes tant sur le plan scientifique que social :

- Pour l'approche scientifique, le risque naturel se trouve à l'intersection des différentes échelles de temps (de la fraction de seconde au temps géologique), et d'espace (du mm² au continent tout entier). Cette approche fait intervenir une multitude de disciplines : géologie, géophysique, climatologie, hydrologie, géomorphologie, etc..., mais aussi l'histoire, la sociologie, et la géographie.

- Sur le plan opératoire, c'est-à-dire pour l'aménagement du territoire, le risque naturel est un élément capital, puisqu'il concerne la vie humaine, mais il est surtout une importante source de conflits sociaux. En effet il met constamment en contradiction le court terme et le long terme, les intérêts publics et privés, la sécurité et la rentabilité. La complexité de la législation à ce sujet rend bien compte de l'ampleur de ces problèmes.

1.1. Quelques chiffres...

Chaque région montagneuse est plus ou moins exposée à de nombreux risques naturels (avalanches, inondations, mouvements de terrains, séismes, ...). Les risques naturels sont définis comme étant les risques d'atteinte aux personnes ou aux biens résultant principalement d'une disposition exceptionnelle des agents naturels. Il ne peut s'agir que d'un risque collectif,

événement à fréquence faible et de grande gravité, que l'on qualifie de majeur. En France, les estimations sont les suivantes (Kert, 1995) :

- 7 500 communes menacées par les inondations,
- **3 000** communes menacées par les mouvements de terrain,
- 1 400 communes menacées par les séismes,
- 400 communes menacées par les avalanches,

Parmi ces communes exposées, les communes prioritaires suivantes ont été recensées pour la prise en compte du risque dans l'aménagement :

- 941 communes pour les inondations,
- **433** communes pour les mouvements de terrain,
- 210 communes pour les séismes.
- 98 communes pour les avalanches,

Le risque lié aux mouvements de terrains est donc loin d'être négligeable. Le géologue définit les mouvements de terrain comme une manifestation d'instabilité de la partie superficielle de la croûte terrestre, sous l'effet de la pesanteur et des agents de l'érosion. Ils représentent pour l'homme des signes perceptibles de l'évolution géologique des reliefs. Les mouvements de terrain présentent une grande variété dans leur nature et leur comportement (éboulements, effondrements, fauchage, glissements, fluage, affaissement), et dans leur dimension (Besson, 1996). En effet, certains glissements, comme celui de la Clapière dans les Alpes Maritimes, ou certains mouvements comme celui de Séchilienne dans l'Isère, peuvent atteindre plusieurs dizaines de millions de m³ (Interreg I, 1998). Dans le contexte des falaises calcaires, certains éboulements historiques de grande ampleur tels que celui du Mont Granier survenu en 1248 (Goguel et Pachoud, 1972) ou celui du Claps de Luc-en-Diois en 1442 (Besson, 1996) peuvent mobiliser des volumes de matériaux atteignant plusieurs dizaines voire centaines de millions de m³, et semblent faire intervenir des mécanismes de rupture complexes en profondeur. Ce type d'instabilité de grande ampleur affecte une partie importante du versant, et peut considérablement bouleverser le relief, avec des conséquences socio-économiques au moins régionales.

1.2. A propos de la législation...

Afin de mieux situer le problème des risques naturels, il est nécessaire de connaître la position législative par rapport à l'urbanisation et aux aménagements divers. La prise en

compte administrative et législative du risque remonte à plus d'un siècle. Son évolution fut progressive et s'est réalisée en parallèle avec le développement économique des régions.

Voici énumérées les principales lois votées depuis le siècle dernier (Besson, 1996 ; Veillet, 2002 ; Dossier Pôle Risques, 2004) :

- Le 13 juillet 1982 (loi n° 82-600), est votée la loi relative à l'indemnisation des victimes de catastrophes naturelles (optique de protection des biens). Le fond d'indemnisation est créé (CATNAT). En 1984, la France s'est engagée dans l'élaboration de documents d'affichage du risque avec les Plans d'Evaluation des Risques (PER).

- Le 22 juillet 1987 (loi n° 87-565), le droit à l'information du citoyen est reconnu. La protection des forêts est organisée, et la sécurité civile s'organise.

- Le 2 février 1995 (loi n° 95-101), la loi Barnier (optique de protection des personnes) remplace le PER et autres documents par les PPR (Plans de Prévention des Risques) dans les communes à risque. Cette loi met en place un dispositif d'expropriation des personnes en cas de menaces sérieuses de l'habitat contre indemnisation (fonds prélevés sur le fond CATNAT).

- Le 30 juillet 2003 (loi n° 2003-699), la loi Bachelot sur les risques technologiques et naturels est votée : le risque zéro n'existe pas. Cette loi renforce les dispositions déjà prévues dans la loi Barnier de 1995. Il est désormais obligatoire d'informer tous les citoyens sur les risques naturels présents sur le territoire où ils vivent et travaillent. Des comités locaux d'information sont créés. De même, pour toute transaction immobilière (achat ou location), le risque (inondation, glissement de terrain, avalanche, etc.) doit être obligatoirement mentionné. Enfin, le maire informe ses administrés sur ce thème, lors d'une réunion publique, au moins tous les deux ans.

2. Le risque d'éboulement rocheux

2.1. Présentation

Les éboulements rocheux sont communs à tout le territoire alpin et s'étendent sur de larges zones (Interreg IIc, 2001). La présence de chaînes de montagnes ayant un fort relief favorise une dynamique géomorphologique toujours très active et rapide avec des processus intenses d'érosion et de dégradation des reliefs. Les phénomènes qui s'ensuivent sont souvent violents et lourds de conséquences, mettant en danger le territoire et les activités humaines. Le risque d'éboulement se voit constamment accentué par la colonisation humaine qui tend à se rapprocher de plus en plus des zones à risques, les falaises.

Même quand il s'agit de phénomènes de petites dimensions, les éboulements endommagent souvent gravement les routes, les voies ferrées et les infrastructures à réseau, interrompant de ce fait les communications entre les sites habités et paralysant l'activité des services essentiels. Les éboulements font partie des phénomènes les plus dangereux, étant donnée la difficulté de prévoir le moment et l'endroit où ils vont se produire, leur vitesse, leur propagation,

Les dernières décennies ont connu un fort accroissement de l'intérêt international pour les éboulements rocheux, ceci pour deux raisons. Tout d'abord, la société a pris conscience du poids socio-économique de ces phénomènes naturels. D'autre part, la pression de l'urbanisation sur l'environnement s'est largement accrue. En région montagneuse, les zones densément peuplées reflètent l'orographie et l'orientation des massifs rocheux (fonds de vallée ou pentes des versants les moins escarpés), et les activités anthropiques entrent de plus en plus en conflit avec les processus d'évolution des versants.

Pour les risques d'éboulements rocheux, les services opérationnels responsables des PPR précisent que les zones situées au pied des falaises de grande hauteur sont quasiment sans distinction classées rouge (Aléa Fort), mais encouragent le développement de méthodes d'estimation qui puissent mieux discriminer les risques réels (Dussauge-Peisser, 2002).

2.2. Evaluation du risque d'éboulement ...

Quelques méthodes proposent une évaluation du risque lié aux éboulements, mais elles tiennent davantage compte de la vulnérabilité que de la probabilité d'occurrence des phénomènes (Dussauge-Peisser, 2002). Cette tendance s'explique par le fait que les phénomènes de rupture sont complexes et les conditions qui mènent à la rupture mal connues. De ce fait, la première étape de l'évaluation passe souvent par la création de bases de données (RTM, 1996), dont le but est de recenser l'ensemble des éboulements survenus sur une région donnée. Ces catalogues d'éboulements représentent de précieuses sources d'informations et sont utilisés dans de nombreuses études : analyses en retour (Frayssines, 2005), études historiques et probabilistes (Vengeon et al., 2001 ; Dussauge-Peisser, 2002), fréquences d'éboulements (Hungr et al., 1999) et taux d'érosion des falaises (Jeannin, 2001 ; Hantz et al., 2002). Les méthodes d'étude des instabilités rocheuses sont également empiriques par classification (Bieniawski, 1993), analytiques par calculs de stabilité de pentes (Hoek and Bray, 1981 ; Goodman and Shi, 1985), numériques (Vengeon, 1998), et plus récemment géomécaniques (Frayssines, 2005).

Dans toutes ces méthodes, le manque de données quantitatives à l'intérieur du massif étudié est un problème fondamental. Toutes les discontinuités (joints de stratification, joints de schistosité, diaclases, failles, fractures) et leurs propriétés (orientation, pendage, ouverture, remplissage, ...) sont généralement définies à partir d'observations géologiques superficielles (analyses structurales). Si ces données s'avèrent fondamentales pour des études de stabilité, le prolongement des observations de surface vers l'intérieur du massif reste toujours problématique.

2.3. Apport de la géophysique

Contrairement à la géologie, qui utilise les observations de surface pour en déduire l'architecture du sous-sol, la géophysique essaye de déterminer la structure du sous-sol en mesurant certaines propriétés physiques depuis la surface : géologie et géophysique sont donc deux sciences complémentaires et indissociables.

Il existe de nombreuses méthodes géophysiques (sismique, électrique, électromagnétique, gravimétrique, magnétique, ...), chacune fournissant des indications sur la nature du sous-sol par le biais de l'étude de la variation d'un paramètre physique (sauf dans le cas d'un milieu homogène). La géophysique permet de mesurer des contrastes de propriétés de matériaux constituant le sous-sol, et d'en déduire la nature et la distribution de ces matériaux. Les variations des propriétés physiques du milieu à investiguer doivent être suffisamment importantes pour que leurs effets puissent être mesurés par les méthodes géophysiques disponibles. Cette notion conduit tout naturellement au problème du choix des méthodes, de par leur sensibilité d'une part, et leur résolution et profondeur de pénétration d'autre part.

Depuis quelques années, la combinaison de méthodes géophysiques est une approche de plus en plus privilégiée dans le domaine des risques de mouvements de terrains. En effet, l'imagerie d'un versant rocheux permet une interprétation plus fiable en profondeur, et une meilleure corrélation avec les données de surface. La géophysique peut tenter de répondre au manque d'informations quantitatives à l'intérieur d'un massif étudié (position des fractures, présence de cavités, circulations d'eau ...) qui a été reconnu comme potentiellement instable depuis la surface.

3. Problématique

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 potentiellement instable. La région grenobloise compte environ 140 kilomètres de linéaire de falaises qui peuvent atteindre 400 mètres de haut par endroit. Ces falaises calcaires peuvent être le siège d'instabilités potentielles de grande ampleur.

L'évaluation de la stabilité d'une falaise ou d'un versant rocheux de grande hauteur (plusieurs centaines de mètres) reste un problème complexe, principalement en raison de la multiplicité des mécanismes de déclenchement possibles et du manque de connaissances sur l'état de fracturation interne du massif. Cette évaluation est généralement basée sur des observations de surface (morphologie du versant, propriétés géologiques et structurales du massif, mesures de déformations...), et sur des études numériques (modélisation, calculs géomécaniques), 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 en profondeur (diaclasses, fractures, failles, stratification). En effet, la géométrie des discontinuités (extension, continuité, orientation, pendage...) ainsi que leurs propriétés géomécaniques (ouverture, remplissage, rugosité) restent inconnues, et sont souvent extrapolées en profondeur, à partir des observations de surface.

Seule l'utilisation de méthodes géophysiques non destructives permettrait une meilleure définition de la géométrie et des propriétés des discontinuités à l'intérieur d'un massif, et donc par conséquent de pallier au manque d'information sur l'état des discontinuités en profondeur. Au cours du temps, les discontinuités peuvent conduire à la déstructuration totale de la falaise ou du versant, qui peut se marquer par des modifications de paramètres physiques tels que la vitesse de propagation des ondes P ou S, le facteur de qualité, les permittivité et résistivité électriques, la densité... Jusqu'à présent, les méthodes de reconnaissance géophysiques ont cependant été très peu appliquées aux grandes falaises et aux grands mouvements affectant les versants rocheux, sans doute en raison des difficultés de mise en œuvre. Ces techniques sont cependant les seules mesures envisageables permettant d'obtenir de l'information sur l'état interne d'un massif, mais également d'imager sa structure interne depuis la surface.

Parmi le vaste éventail de méthodes géophysiques (sismique, électrique, électromagnétique, géoradar, ...), toutes ne sont pas adaptées au contexte extrême des falaises verticales de grande ampleur (plusieurs centaines de mètres). En effet, certaines méthodes comme la sismique ou l'électrique nécessitent un déploiement important de matériel, et les dispositifs ne sont généralement pas prévus pour la réalisation de profils verticaux. De plus, la résolution de ces méthodes n'est pas satisfaisante pour reconnaître des fractures de quelques centimètres d'épaisseur. A partir d'une étude bibliographique, il ressort que le radar géologique ou GPR (Ground Penetrating Radar) est la méthode qui semble la mieux adaptée au contexte des falaises calcaire verticales. Par ailleurs, certains auteurs (Grégoire, 2001 ; Grégoire and Hollender, 2004 ; Pipan et al., 2003) ont montré l'efficacité du radar géologique pour la détection et la caractérisation de discontinuités en milieu calcaire (fractures, joints de stratification).

4. Présentation de la thèse

Pour améliorer l'évaluation de la stabilité d'un versant rocheux, il apparaît donc primordial d'améliorer la reconnaissance du réseau de discontinuités en profondeur, dont la répartition est responsable du prédécoupage de la roche, et définit les volumes potentiellement instables. La finalité de ce travail est de définir une méthodologie d'auscultation des falaises, basée sur la prospection radar (GPR), en vue de détecter et de caractériser l'état de fracturation à l'intérieur d'un massif rocheux calcaire.

Dans un **premier chapitre**, consacré à l'évaluation de l'Aléa éboulement rocheux, les principales caractéristiques des éboulements, ainsi que différents facteurs et configurations potentiellement responsables des instabilités de falaises, sont présentés. Ce chapitre donne une vue d'ensemble du problème complexe qu'est l'évaluation de l'Aléa éboulement, et présente également différentes méthodes géophysiques applicables à la détection de sites potentiellement instables. Le principe des méthodes sismiques, électriques, et électromagnétiques est présenté brièvement et illustré par quelques exemples d'application.

Le **deuxième chapitre**, entièrement consacré au radar géologique (GPR), présente de façon détaillée le principe du radar géologique, la théorie de l'électromagnétisme, les paramètres mis en jeu et les équations fondamentales, ainsi que les domaines d'applications de la méthode. La fin de ce chapitre est consacrée à l'utilisation du radar géologique pour la détection et la caractérisation des fractures.

Le **chapitre 3** présente les résultats de mesures GPR multi-fréquences réalisées sur deux falaises calcaires proches de Grenoble. L'objectif de ce chapitre est de développer une méthodologie d'auscultation des falaises en utilisant différentes configurations radar (mode réflexion, mode CMP, mode transmission) et différentes fréquences centrales d'antennes (50 MHz, 100 MHz, 200 MHz, 250 MHz, 400 MHz). Les deux sites d'étude diffèrent dans leurs dimensions, ainsi que dans la nature des fractures observées :

- le site 1 du Rocher du Mollard, situé dans le massif de la Chartreuse est composé d'une falaise d'une dizaine de mètres ne présentant aucune instabilité notable. Ce site a été choisi pour tester l'efficacité du radar géologique pour la détection de fractures (remplies de matériau argileux) dans un contexte géologique simple, et pour définir la méthodologie et le dispositif à employer sur sites réels de grande ampleur.
- le site 2 des Rochers de la Bourgeoise, situé dans le massif du Vercors, est composé d'une écaille potentiellement instable de 3000 m^3 , située au sommet d'une falaise de 300 m de hauteur. La masse rocheuse est découpée par une série de larges fractures ouvertes. Ce site, présentant un risque d'instabilité potentiel, a été choisi pour tester la méthode radar dans des conditions réelles.

Dans une gamme de fréquences donnée, la détection de fractures par le radar géologique va dépendre de l'ouverture et du remplissage des discontinuités qui contrôlent les attributs du coefficient de réflexion (Grégoire, 2001). Une caractérisation des principales discontinuités (ouverture, remplissage) est envisagée dans le **chapitre 4**, dans lequel est présentée une nouvelle méthode d'inversion des coefficients de réflexion radar par algorithme de voisinage (Sambridge, 1999a, 1999b). Cette méthode permet de retrouver rapidement et précisément les différents paramètres d'épaisseur et de remplissage des fractures. La permittivité effective du remplissage des fractures (air, argile) est basée sur le modèle de Jonscher (1977) à 3 paramètres réels (n , χ_r , ϵ_∞). La méthode a été testée et validée sur données synthétiques 1D.

La méthode des rapports spectraux entre un signal réfléchi (enregistré) et un signal de référence (connu) permet d'isoler facilement le coefficient de réflexion radar sur une fracture donnée. Le **chapitre 5** concerne l'application de la méthode d'inversion aux données radar numériques 2D. Un logiciel de modélisation (FDTD) a été utilisé, et l'inversion a été testée en utilisant un signal de référence en transmission, et un signal de référence réfléchi sur une fracture connue. La modélisation d'une configuration rencontrée en falaise (site 2) permet de proposer une méthodologie applicable dans la réalité.

Chapitre 1.

Evaluation de l'aléa éboulement rocheux

Les éboulements et les chutes de blocs sont des phénomènes connus et décrits depuis longtemps, tel l'écroulement du Mont Granier en 1248 (massif de la chartreuse), qui a mobilisé une masse rocheuse de 500 millions de mètres cube sur plus de 7 kilomètres, faisant à cet époque près de 5000 victimes et engloutit cinq villages à cheval sur les départements de l'Isère et de la Savoie (Goguel et Pachou, 1972). Devant une urbanisation grandissante qui ne cesse de se rapprocher des zones à risques (falaises), les éboulements rocheux représentent un danger majeur qui doit impérativement être pris en compte dans le Schéma Directeur de l'Aménagement et de l'Urbanisme (SDAU) de chaque région montagneuse.

L'évaluation de "l'aléa éboulement" repose sur des raisonnements géologiques (structural, morphologie, lithologie, ...) et mécaniques (géométrie des discontinuités, analyses géomécaniques, calculs numériques, ...), et sur certaines conditions considérées comme aggravantes pour le déclenchement d'un éboulement (météo, séismes, gel/dégel, érosion, dissolution, ...). La connaissance de ces conditions fait partie de l'expérience des experts, acquise à travers l'étude de nombreux cas d'éboulements survenus dans des situations très variées (Interreg_IIc, 2001).

1. Introduction

1.1. Les mouvements de terrain

Le terme générique « mouvements de terrain » désigne l'arrachement et le déplacement le long des pentes, de sols et de matériaux rocheux sous l'effet direct de forces de gravité (Rouillet et al., 1998). Ces phénomènes diffèrent au niveau de l'évolution de l'instabilité, de la vitesse du mouvement durant la phase d'instabilité majeure, de la surface de rupture, de la nature géologique des terrains et de leur désorganisation. Les différents types de mouvements de terrain sont en général classés en fonction du type de matériau impliqué, et du

type de mécanisme de déformation et de rupture (Cruden et Varnes, 1996). Dans la terminologie française on peut distinguer (CFGI, 2000) :

a) les mouvements liés à la présence de vides souterrains (dissolution, karst, carrières souterraines, ...) : ce sont les affaissements et les effondrements.

b) les mouvements liés à la présence d'une pente, pour lesquels on distingue :

- les glissements de terrain : terme général utilisé pour désigner les mouvements de sol meuble, où les matériaux se déplacent principalement par glissement, avec des vitesses assez lentes (quelques centimètres par jour à quelques mètres par heure).
- les écoulements, comme les coulées boueuses et les laves torrentielles, caractérisés par un transport de type fluide de matériaux saturés.

c) les mouvements gravitaires profonds, aux mécanismes souvent complexes, qui peuvent acquérir des dimensions pluri-hectométriques et affecter l'ensemble d'un versant rocheux comme à Séchilienne ou la Clapière (Interreg I, 1998).

d) les phénomènes de fauchage qui se développent dans des formations géologiques présentant une anisotropie mécanique marquée (schistosité, foliation, ou litage fortement redressés). Ces phénomènes peuvent évoluer en mouvement profond, en glissement rotationnel ou en chute de blocs.

e) les éboulements rocheux et les chutes de blocs, présentés ci-dessous.

1.2. Les éboulements rocheux

Les éboulements rocheux sont des phénomènes rapides et événementiels, qui mobilisent des blocs de roches plus ou moins homogènes. Sur l'ensemble de l'arc alpin, les phénomènes d'éboulements représentent près de 30% des mouvements de terrain (Interreg II.C, 2001). Le terme d'éboulement rocheux désigne un mouvement d'une masse rocheuse, dans lequel les blocs ne se déplacent pas seulement en glissant, mais peuvent aussi tomber en chute libre, glisser, rebondir, ou rouler (Besson, 1996). Il en résulte que les vitesses atteintes sont trop rapides pour permettre une évacuation de la population menacée. Un éboulement rocheux est donc une manifestation rapide, brutale et instantanée de l'évolution naturelle des pentes rocheuses résultant de l'action de la pesanteur et affectant des matériaux rigides, durs et fracturés.

Les éboulements sont des phénomènes qui n'évoluent pas régulièrement dans le temps. Ils présentent souvent des phases d'évolution lentes, imperceptibles à l'homme, qui le laisse croire, à tort, à la stabilité d'un versant. Ensuite, s'ils connaissent des phases

d'accélération, celles-ci sont susceptibles de conduire à une rupture brutale qui peut devenir catastrophique.

1.3. Aléa éboulement et risque

Du fait de leur caractère aléatoire, les phénomènes naturels sont désignés par le terme **aléa**. De façon générale, l'aléa peut être défini comme la probabilité d'apparition d'un phénomène donné sur un territoire donnée, dans une période de référence donnée (CFGI, 2000). L'évaluation de l'aléa éboulement reste le plus souvent subjective puisqu'elle passe par la recherche des facteurs défavorables (géologiques, morphologiques, structuraux, climatologiques, etc...) pour arriver à une évaluation approchée de l'intensité de l'aléa (fort, moyen, faible) sur un secteur donné (Rouillet et al., 1998). Pour cela, plusieurs sources de données sont utilisées (informations géologique du secteur, renseignements historiques sur les évènements passés, observations de terrains, photographies aériennes, ...).

La notion de **vulnérabilité** est utilisée pour quantifier les dommages que pourrait causer un évènement dangereux (éboulement) aux biens et aux personnes. Elle est définie en pourcentage de dommage par rapport à la valeur totale (Interreg II.C, 2001), et varie de 0% (aucune perte) à 100% (perte totale).

En cas d'éboulement, si des éléments rocheux sont susceptibles de rencontrer sur leur trajectoire des éléments vulnérables (habitations, personnes, ...), on parle alors de **risque**. Le risque est défini comme la conjonction entre la fréquence des manifestations naturelles (aléa), et la vulnérabilité des installations humaines (qui constituent les enjeux en fonction de la valeur des dégâts et/ou des dommages causés aux biens et/ou à autrui).

$$Risque = Aléa \times Vulnérabilité \quad (1.1)$$

Si l'aléa est fort et que la vulnérabilité est faible (par exemple dans les zones désertiques inhabitées), le risque est faible. En revanche, un aléa faible sur une zone très vulnérable (école, route, ...) peut engendrer un risque important.

L'évaluation du risque d'éboulement reste délicate, puisqu'elle passe par une série de questions chronologiques, souvent sans réponses, qu'il conviendra d'estimer au mieux (Figure 1.1).

L'évaluation de l'aléa éboulement est défini par :

1. le mécanisme d'instabilité rencontré (**typologie**). Il existe de nombreuses configurations potentiellement instables, liées à différents mécanismes de rupture (cf Figure 1.1), qu'il

est important de bien connaître. En effet, une colonne de roche aura tendance à basculer dans le vide, tandis qu'une masse rocheuse reposant sur une discontinuité inclinée vers la falaise aura tendance à glisser.

2. la localisation de l'instabilité sur une zone donnée (*détection*). Les éboulements se produisent généralement dans les secteurs où plusieurs facteurs (géologique, structurale, topographique, météorologique, anthropique...) se conjuguent. Il est donc possible par une étude secteur par secteur de ces paramètres, de tracer des cartes des zones où ces phénomènes sont susceptibles de se produire. Une étude de terrain, ou sur photographies, permet de repérer les différentes instabilités potentielles sur une falaise. La densité et l'orientation des discontinuités, la structure du massif rocheux et la présence de cavités constituent des facteurs de prédisposition à l'instabilité, qu'il faut impérativement détecter. Cette recherche des instabilités rocheuses passe par une phase d'auscultation, à grande échelle, de tout le secteur considéré.
3. le déclenchement de l'instabilité (*rupture*). C'est la possibilité plus ou moins grande d'occurrence temporelle de l'éboulement. Compte tenu de la quasi-impossibilité d'effectuer une prédiction de la date de déclenchement, on adopte généralement une attitude probabiliste (Interreg IIC, 2001).

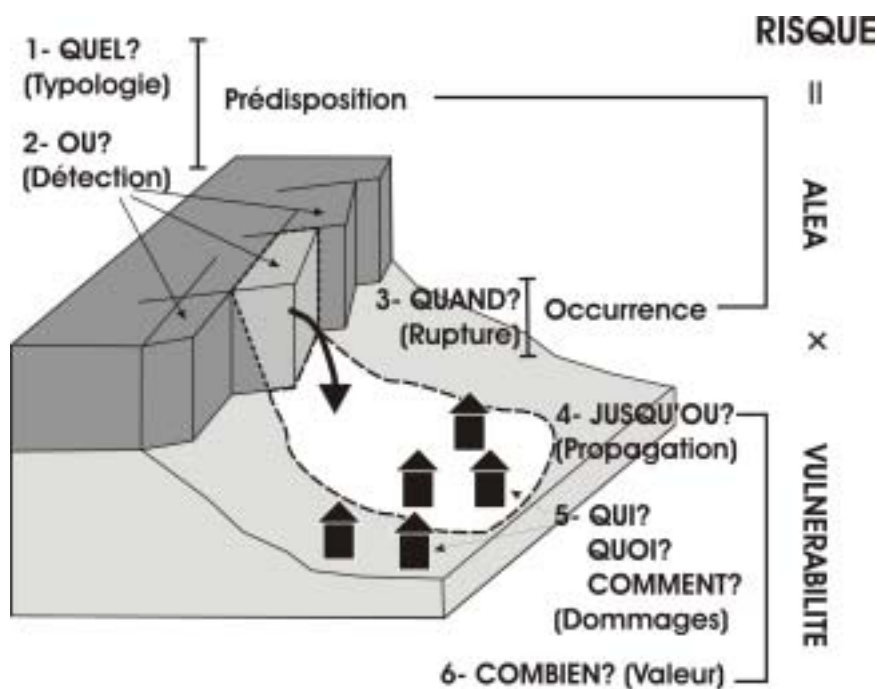


Figure 1.1 : Evaluation risque d'éboulement rocheux (modifié, d'après Kert, 1995).

La vulnérabilité que représente un éboulement dans un secteur donné est définie par :

4. la distance de propagation de la masse rocheuse éboulée. Les éboulements rocheux sont des phénomènes à propagation importante, et l'extension de la zone d'épandage est toujours délicate à évaluer. Dans certains cas, il est possible d'avoir recours à des outils numériques (modélisation, trajectographie, ...) pour évaluer la propagation (SDAU, 2005).
5. les pertes économiques et sociales, c'est-à-dire le coût des dégâts matériels et/ou humains. Ceci est fonction de l'estimation de la propagation du volume de masse éboulée.

La notion de vulnérabilité ne sera pas traitée dans ce mémoire.

1.4. Objectifs de la recherche

Actuellement, les méthodes qui proposent une évaluation du risque lié aux éboulements, tiennent davantage compte de la vulnérabilité que de l'aléa lui-même. Ceci s'explique par le fait que les phénomènes de rupture sont complexes et que les conditions qui mènent à la rupture sont mal connues (manque d'informations en profondeur).

Ce travail est consacré à améliorer l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux en développant une méthodologie d'auscultation des falaises en profondeur par prospection géophysique (géoradar), permettant d'améliorer la détection et la caractérisation de compartiments rocheux potentiellement instables. La méthodologie tentera d'apporter des réponses quantitatives de l'état de fracturation interne d'un massif à un temps donné.

2. Caractéristiques générales sur les éboulements

2.1. Présentation

Les éboulements s'étendent sur un large éventail de phénomènes depuis les chutes de pierres et de blocs (courantes sur les routes) jusqu'aux instabilités de versants rocheux impliquant des volumes considérables (Besson, 1996).

Parmi les éléments rocheux on distingue :

- *les pierres* : volume inférieur au décimètre cube
- *les blocs* : volume du décimètre cube au mètre cube
- *les gros blocs* : volume supérieur au mètre cube

Les volumes des éboulements permettent de différencier :

- les chutes de blocs isolés ou les éboulements de petit volume, caractérisés par l'absence d'interaction¹ des éléments entre eux (quelques dizaines à quelques centaines de mètres cubes),
- les éboulements en masse, caractérisés par l'apparition d'interaction des éléments entre eux (quelques milliers à quelques centaines de milliers de mètres cubes)
- les éboulements en grande masse, caractérisés par une forte interaction des éléments entre eux (à partir du million de mètres cubes). On parle alors d'écroulement.

Le comportement des masses rocheuses en mouvement dépend, en effet, de leur volume, mais aussi de la topographie. Un confinement des trajectoires dans un couloir par exemple, favorisera l'apparition d'interaction pour de petits volumes; au contraire, un plan incliné en éventail provoquera la dispersion des masses, éloignant ainsi le risque d'interaction. Cependant, la masse éboulée peut se comporter comme un fluide si la quantité de blocs et leurs interactions sont importantes. Une telle fluidification entraîne une propagation plus lointaine : on parlera d'écoulement gravitaire ou d'avalanche rocheuse.

2.2. Les mécanismes d'instabilités

Les mécanismes d'instabilité qui affectent les versants rocheux et les falaises participent à l'évolution naturelle des pentes. Ils rentrent dans la classification des nombreux processus d'érosion. Un massif rocheux calcaire peut être représenté comme un agencement de blocs, de tailles et de géométries variables, qui restent solidaires tout d'abord grâce aux ponts de matières qui existent entre ces différents éléments, mais également par frottement. C'est en surface et pour des pentes élevées (falaises) que se posent les problèmes d'éboulements. Le signe prémonitoire le plus important d'une déstabilisation d'une masse rocheuse correspond à l'observation de fissures ouvertes à l'arrière d'une falaise ou d'une pente raide. La présence de blocs hétérométriques, épars ou concentrés en pied de falaise ou de forte pente, traduit l'existence d'éboulements ou chutes de blocs actifs ou passés.

Les principaux facteurs responsables de l'instabilité sont répertoriés en deux catégories (Besson, 1996 ; CFGI, 2000). On distingue :

- les facteurs intrinsèques, c'est-à-dire les facteurs de prédisposition d'un site aux instabilités (relief, nature géologique des terrains, etc.),

¹ Il ne s'agit pas de chocs entre blocs isolés mais de modification des forces entre les masses rocheuses

-les facteurs aggravants ou dégradants, comme les précipitations par exemple, qui peuvent jouer le rôle de facteurs déclenchants.

2.2.1. Les facteurs intrinsèques

Les facteurs intrinsèques, ou de prédisposition, regroupent l'ensemble des caractéristiques, propres au massif rocheux. On distingue :

- **la topographie en falaise**, ou l'existence de reliefs rocheux fissurés ou hétérogènes dominant les pentes, qui est le résultat de la nature géomorphologique du massif. Le risque d'éboulement est d'autant plus important que la pente du versant est raide (pour les falaises, la pente est proche de la verticale). Une géométrie surplombante de la masse calcaire accentue le risque de rupture de la matrice calcaire par traction.
- **la nature lithologique des formations géologiques**. Les comportements mécaniques des roches seront différents en fonction de leur nature. De plus, à l'air libre et sous l'action des eaux météoriques, les roches tendres (argiles, marnes, ...) s'érodent beaucoup plus facilement que des roches dures comme les calcaires. Dans le Y grenoblois, les falaises calcaires sont très souvent surplombantes par rapport à des terrains marneux (ou marno-calcaires) qui s'érodent plus rapidement que les calcaires. Ce phénomène peut entraîner localement une mise en surplomb de la masse rocheuse, et provoquer le départ du compartiment calcaire.
- **l'histoire tectonique du secteur**. Les massifs rocheux ont subi de fortes sollicitations tectoniques au cours de leur histoire géologique. Les discontinuités d'origine tectonique (fractures, failles, diaclases) affectent essentiellement des roches cohérentes, et jouent un rôle déterminant dans la stabilité des falaises, puisqu'elles constituent des surfaces de faiblesse du massif qui guident la rupture. Dans les secteurs très tectonisés (au voisinage d'une faille par exemple), la forte densité de fractures crée des zones totalement déstructurées propices aux instabilités.
- **les caractéristiques structurales et géomécaniques des discontinuités**. Les différentes discontinuités structurales découpent le massif en un agencement de blocs plus ou moins instables en fonction de l'orientation, de l'espacement et de la continuité des familles de discontinuités. La géométrie des différentes discontinuités détermine une orientation favorable ou non à la stabilité du massif (Goodman et Shi, 1985 ; Hoek and Bray, 1981). Par exemple la stratification sera favorable si elle est inclinée vers l'intérieur du versant. En revanche, elle sera défavorable si elle est inclinée vers la pente, car elle peut engendrer un glissement de la masse rocheuse. L'épaisseur et le remplissage des discontinuités

jouent également un rôle déterminant sur la valeur des caractéristiques mécaniques (en particulier la cohésion) dans la stabilité : pour une fracture ouverte, la cohésion est nulle, pour une fracture remplie d'argile la cohésion est faible, et pour une fracture fermée (pont de matière) la cohésion est maximale (proche de celle de la roche).

2.2.2. Les facteurs aggravants ou dégradants

Les facteurs aggravants ou dégradant regroupent l'ensemble des éléments externes agissant sur la roche, ou sur le massif rocheux. Ils contribuent, à plus ou moins long terme, à augmenter de façon irréversible le degré d'instabilité du massif (apparition de nouvelles fissures, détérioration/altération des discontinuités existantes, altération de surface, érosion). Les facteurs ci-dessous sont souvent considérés comme responsables du déclenchement de l'instabilité. On peut distinguer :

- ***l'eau***, qui détermine l'hydrogéologie d'un massif. En fonction du temps, les précipitations et les écoulements permanents conduisent au développement de pressions interstitielles qui modifient l'état de contrainte, à l'altération physico-chimique, et à des actions mécaniques (abrasion, érosion, et transport de particules). De nombreuses instabilités de pentes se déclarent ou se réactivent pendant ou immédiatement après des pluies intenses, ou après de longue périodes humides.
- ***la température***, qui est à l'origine de cycles journaliers et saisonniers qui déforment la roche (dilatation, contraction). La présence d'eau accompagnée de températures froides donne naissance à des cycles de gel-dégel particulièrement actifs mécaniquement dans l'ouverture de discontinuités.
- ***la sismicité locale***. Les vibrations provoquées par les séismes peuvent être à l'origine de la propagation des fractures, de la mobilisation de blocs instables, ou d'une phase d'accélération du versant pouvant conduire à rupture.
- ***les actions anthropiques*** comme les vibrations dues à l'usage d'explosifs (tirs de carrières), et les modifications de l'équilibre naturel des pentes comme le remblaiement en tête de versant qui accentue les forces motrices, ou encore l'excavation en pied de pente qui réduit les forces résistantes (déblais, creusement de route).

La quantification de ces différents facteurs et leur importance relative dans le déclenchement de l'éboulement reste très délicate.

2.2.3. Le déclenchement de l'éboulement : évolution jusqu'à la rupture

La rupture est le stade ultime de l'instabilité d'un versant rocheux et résulte de la combinaison de plusieurs facteurs (dégradants et déclenchant) qui modifient l'équilibre entre les forces résistantes et les forces motrices (actives). La rupture d'une masse rocheuse s'opère généralement lors de conditions physiques extrêmes intervenant soit à la surface ou au sol (précipitations, climat), soit en profondeur (sismicité, pressions hydrauliques dans les fissures) et qui, suivant leur intensité, déclenche l'éboulement (Besson, 1996).

D'un point de vue mécanique, il est préférable de raisonner en terme de résistance (σ_r) et de contrainte active (σ_a) qui permet de décrire l'état de stabilité d'un compartiment rocheux (Figure 1.2).

D'une manière générale, on observe au cours du temps (Hantz, 2001) :

- Une diminution de la résistance de la masse rocheuse par modification de la géométrie ou des caractéristiques mécaniques : par exemple, altération par lessivage du plan de glissement (d'où diminution de la cohésion), action des cycles gel-dégel qui peuvent fragmenter le pied d'une colonne et l'amener au basculement ;
- Une augmentation de la contrainte active exercée sur la masse rocheuse : pressions interstitielles, accélération horizontale et/ou verticale liée aux séismes, aux vibrations d'origine anthropique, etc...

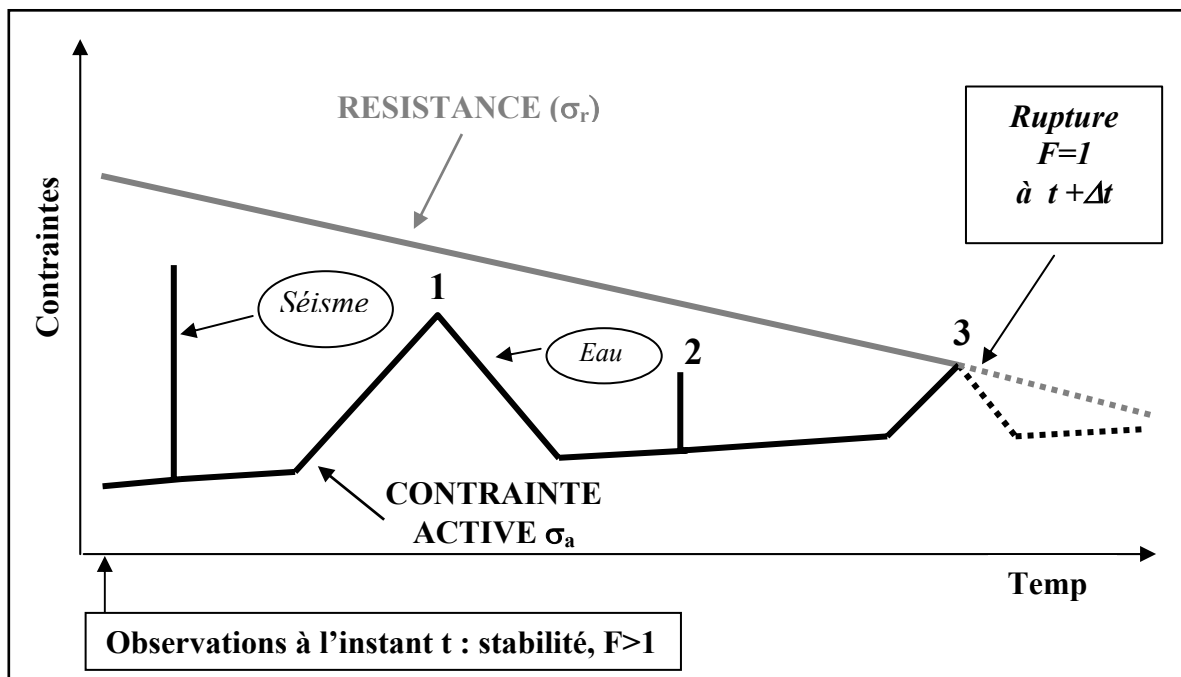


Figure 1.2 : Représentation schématique des processus conduisant à la mise en mouvement d'une masse rocheuse (d'après Hantz, 2001).

Certains auteurs (Rouiller et al., 1998) distinguent les facteurs dégradants qui agissent de façon régulière (altération, gel-dégel, ...), et les facteurs déclenchants qui agissent de manière soudaine et dont l'influence est plus évidente (séisme, pressions hydrauliques exceptionnelles après de fortes pluies, ...). La Figure 1.2 illustre cette dénomination. Un événement ponctuel, n'est souvent déclenchant que s'il s'ajoute à un état d'équilibre déjà suffisamment proche de la rupture. Ainsi l'événement **3** (précipitations) a effectivement été déclenchant alors que l'événement **1** (séisme), d'intensité plus élevée que l'évènement 3, n'a été que dégradant. De ce fait, certains auteurs (Hantz, 2001 ; Dussauge-Peisser, 2002) préfèrent parler de facteurs d'évolution continus et discontinus (ou aléatoires). Les premiers sont difficilement observables (échelle de temps longue), tandis que les seconds sont souvent aléatoires donc difficilement prévisibles.

La mesure des déplacements en surface permet de rendre compte de la dynamique d'évolution d'un versant rocheux, comme à Séchilienne (Duranton et al., 2003). Pour les mouvements de versant lents, comme les glissements de terrains, le stade de la rupture est le plus souvent précédé par une phase d'accélération des déplacements de surface, généralement bien visible (Interreg I, 1998 ; Azimi et al., 1988). Pour les éboulements, la dynamique de la rupture est beaucoup plus rapide (Interreg II.C, 2001 ; Besson, 1996). Dans la plupart des cas, elle est imprévisible, faute de mesures de déplacements en temps réel (instrumentation, monitoring). On peut décomposer la rupture d'un compartiment rocheux de la façon suivante : la phase de préparation du mouvement (avant la rupture) peut être longue et caractérisée par des déplacements très faibles imperceptibles, correspondant à une altération des joints de stratification ou des parois des fissures. L'ouverture très progressive des fissures représente une phase d'abord lente (quelques millimètres par an), imperceptible par l'homme, qui laisse croire, à tort, à la stabilité du versant. Ensuite, le versant connaît une phase d'accélération susceptible de conduire à une rupture brutale qui peut devenir catastrophique. Cette phase d'accélération finale, qui peut conduire à une modification visible de la géométrie de l'édifice rocheux instable, est souvent brève et rend, de ce fait, très difficile la prévision des éboulements.

2.3. Forces motrices et résistantes

L'instabilité, conduisant au départ des blocs délimités par les différents plans de discontinuités, dépend de l'impossibilité à assurer l'équilibre entre (Figure 1.3) :

- les forces motrices : forces actives qui tendent à provoquer le déplacement d'un volume de roche ou de sol. Il s'agit de la composante tangentielle du poids (P_t), des pressions hydrostatiques (U_1 et U_2), des sollicitations dynamiques comme un séisme, du gel qui tend à élargir les fissures, et d'une surcharge (une augmentation de la masse M entraîne une augmentation de sa composante tangentielle P_t).
- et les forces résistantes : qui dépendent de la résistance des matériaux ou des discontinuités (mobilisation de la friction par la composante normale du poids, cohésion et angle de frottement de la surface de contact, effet de butée en pied de falaise, ...).

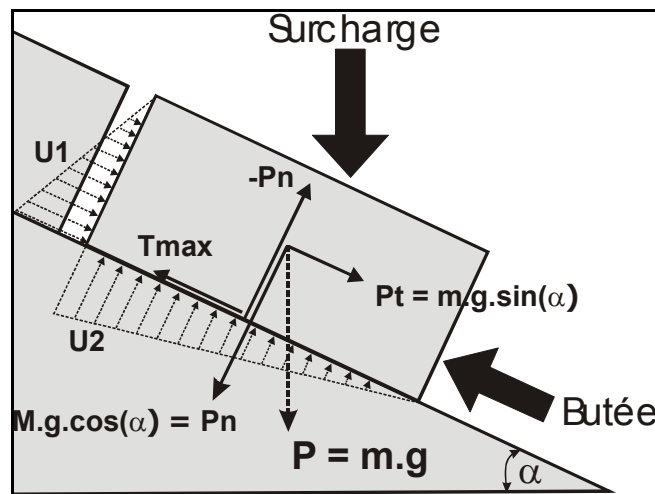


Figure 1.3 : Forces motrices et des forces résistantes exercées sur un bloc rocheux (modifié, d'après Besson, 1996).

Le bilan des forces, illustré schématiquement sur la Figure 1.4, permet de regrouper l'ensemble des forces motrices sous un seul vecteur R (résultante des forces actives), et l'ensemble des forces résistantes sous un seul vecteur T (force de réaction tangentielle).

Si l'on se place à l'équilibre limite (juste avant la rupture), la quantification de la stabilité d'une pente rocheuse fait intervenir un coefficient de sécurité appelé « F » :

$$F = \frac{\text{Forces résistantes maximales}}{\text{Forces motrices}} = \frac{T_{\max}}{R_t} \quad (1.2)$$

avec T_{\max} la résistante maximale au cisaillement, et R_t la composante tangentielle des forces actives.

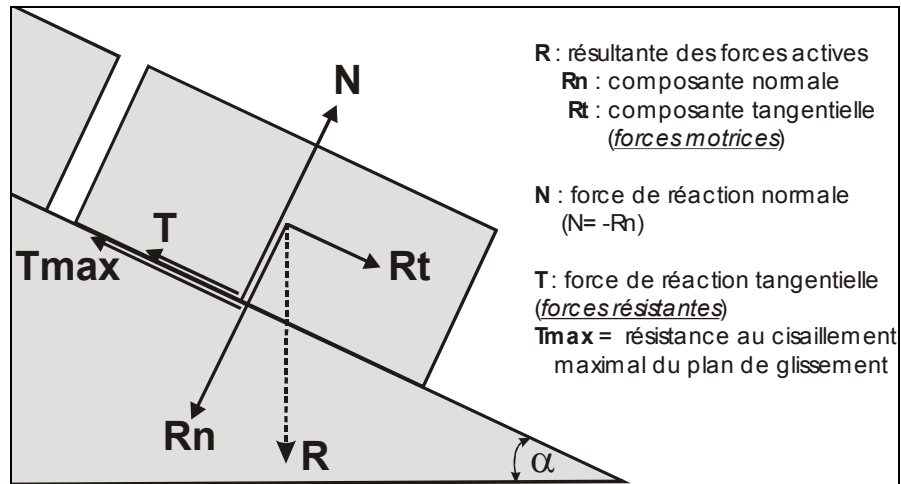


Figure 1.4 : Bilan des forces pour l'étude de la stabilité d'un bloc rocheux.

- si $T_{max} < R_t$, alors $F < 1$: il y a instabilité,
- si $T_{max} = R_t$, alors $F = 1$: c'est l'équilibre limite,
- si $T_{max} > R_t$, alors $F > 1$: il y a stabilité du bloc.

En terme de forces, on peut écrire que :

$$T_{max} = N \cdot \tan \phi + c \cdot A \quad (1.3)$$

où ϕ est l'angle de frottement [degrés], c est la cohésion [MPa], A [m²] la surface du plan de glissement, et $\| N \| = \| R_n \|$.

En terme de contraintes, on obtient :

$$\tau_{max} = \sigma_N \cdot \tan \phi + c \quad (1.4)$$

où τ_{max} est la contrainte cisailante maximale, et σ_N la contrainte normale

Dans le cas où seul le poids (noté W) intervient dans l'équilibre des forces, on a :

$$\frac{T_{max}}{R_t} = \frac{N \cdot \tan \phi + c \cdot A}{W \cdot \sin \alpha} = \frac{W \cdot \cos \alpha \cdot \tan \phi + c \cdot A}{W \cdot \sin \alpha} = \frac{\tan \phi}{\tan \alpha} + \frac{c \cdot A}{W \cdot \sin \alpha} \quad (1.5)$$

Si la cohésion est nulle ($c = 0$), c'est à dire si le plan de glissement ne possède aucune résistance à la traction :

$$F = \frac{\tan \phi}{\tan \alpha} \quad (1.6)$$

Il y aura donc instabilité si la pente α est supérieure à l'angle de frottement ϕ ($F < 1$).

Dans les roches calcaires, l'angle de frottement interne est compris entre 35° et 45° (Hoek and Bray, 1981). Cependant, les irrégularités de la surface des plans de discontinuités influencent la valeur de ϕ et non la valeur de la cohésion. Seuls les joints rocheux participent à la cohésion mais ils sont difficilement quantifiables depuis la surface.

2.4. Importance des discontinuités

Les caractéristiques structurales et géomécaniques des discontinuités jouent un rôle primordial dans le déclenchement d'éboulement (Hoek and Bray, 1981 ; Goodman et Shi, 1985). Les caractéristiques des différents plans de discontinuités définissent le découpage en blocs du massif, et jouent un rôle majeur dans les circulations d'eau et les mécanismes de rupture. Sur la totalité d'un secteur étudié, les discontinuités sont répertoriées par familles regroupant des plans de discontinuités de même direction et de même pendage. Pour les falaises calcaires, on distingue généralement quatre types de discontinuités :

- Les joints de stratification qui découpent régulièrement le massif en bancs parallèles d'épaisseurs variables en fonction de la nature des séquences de dépôt et de leur mode de mise en place. La stratification provoque des discontinuités de forte extension².
- Les diaclases qui sont des discontinuités de faible extension, généralement intra-banc³ sans déplacement relatif des épontes. Dans les roches sédimentaires de couvertures, les diaclases, issues des différentes phases de déformation (plissement de la roche), sont généralement perpendiculaires aux bancs.
- Les failles, qui sont des discontinuités comportant un déplacement relatif des épontes. Liées à des épisodes de déformation, les failles présentent généralement une extension (continuité) importante.
- Les fractures : discontinuités de forte extension, généralement inter-bancs⁴, sans déplacement relatif des épontes.

² Le mot " extension " ne fait pas référence à un terme tectonique. Il désigne la dimension du prolongement des plans de discontinuités (synonyme de continuité).

³ Intra-banc = affectant un seul banc calcaire.

⁴ Inter-bancs = recoupant plusieurs bancs calcaires.

D'autres caractéristiques, observables ou non depuis la surface, sont également nécessaires pour l'évaluation de l'aléa éboulement. On caractérise les différentes discontinuités par :

- L'orientation (azimut) défini par la direction d'une horizontale du plan mesuré de 0 à 180° par rapport au nord.
- Le pendage, qui est l'inclinaison (ou plongement) du plan par rapport à la verticale, mesuré de 0 à 90°. On donne généralement un sens au plongement (par exemple vers le nord).
- L'espacement : c'est la distance, mesurée perpendiculairement, entre deux plans appartenant à une même famille de discontinuités. L'espacement moyen nous renseigne sur le débitage en blocs, la déformabilité et la perméabilité du massif.
- La persistance : c'est la longueur ou l'étendue de la trace de l'intersection d'une discontinuité sur la surface topographique (appelée également continuité, ou extension). En surface, un problème subsiste pour la connaissance de la répartition des ponts de matière ainsi que de leur nature (s'ils existent).
- L'ondulation et la rugosité, influencent la résistance au cisaillement de la discontinuité à travers l'existence ou non d'ondulation à grande échelle, et la présence ou non d'aspérités à petite échelle.
- L'ouverture : c'est la distance entre les deux lèvres de la discontinuité. Ce facteur influence surtout les problèmes de circulation d'eau (ruissellement, traces d'humidité, ...).
- Le degré d'altération et le remplissage : L'altération chimique affaiblit les caractéristiques des discontinuités. Le matériau de remplissage, s'il existe, joue sur le comportement mécanique des discontinuités, en fonction de ses propres caractéristiques mécaniques et de sa quantité (exemple : un remplissage d'argile augmente la cohésion mais diminue généralement le frottement).

2.5. Les différents mécanismes de rupture

Les chutes de masses rocheuses sont des mouvements rapides, discontinus et brutaux. Ces chutes se produisent par basculement, rupture de pied, glissement banc sur banc, à partir de falaises et des escarpements rocheux. Les mécanismes d'instabilité seront différents suivant la configuration des versants rocheux qui vont présenter différents types de rupture possibles. Hantz (2001) a proposé de répertorier les principales configurations potentiellement instables. On distingue (Figure 1.5) :

- le glissement plan, sur une ou plusieurs surfaces de plans, que l'on rencontre fréquemment dans les massifs sédimentaires (fortement affectés par des glissements rocheux).
- le glissement dièdre, le long de la ligne d'intersection de deux plans, qui est un mécanisme fréquent dans tous les types de roches.
- le glissement rotationnel, généralement rencontré dans des pentes de sol meubles. Toutefois, une pente rocheuse peut connaître ce type d'instabilité lorsque la roche est extrêmement fracturée, ou lorsqu'un phénomène de fauchage s'est développé à l'échelle de la pente. Dans le matériau fracturé, la rupture prend alors le plus souvent une forme circulaire.
- la rupture de surplomb, par flexion, cisaillement ou traction, lié à des masses rocheuses surplombantes dans le vide. Ce sont des phénomènes très fréquents sur les falaises calcaires.
- la rupture de colonne, par basculement ou par rupture en pied, qui se produisent lorsque des discontinuités subverticales découpent le massif et isolent des colonnes de roche.
- la rupture par flambage de bancs, lorsqu'une plaque rocheuse inclinée se déforme ou se fracture sous son propre poids.

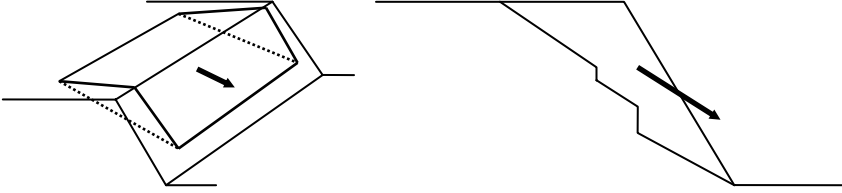
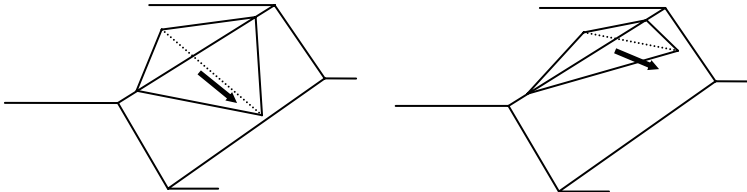
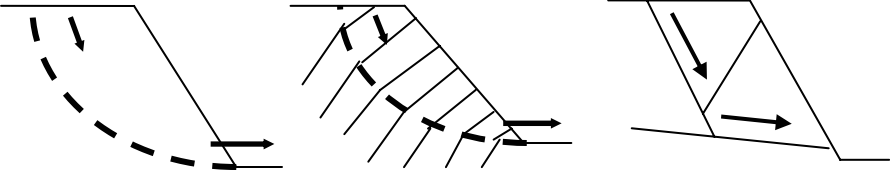
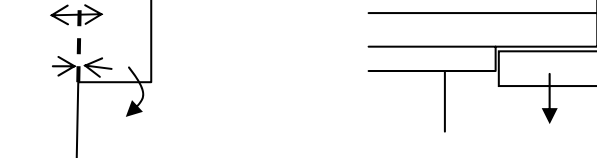
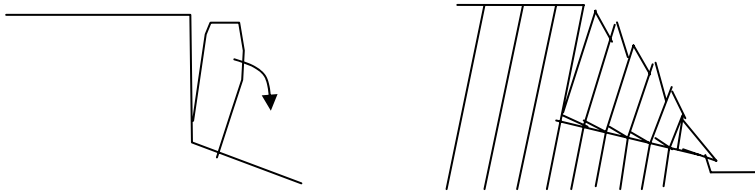
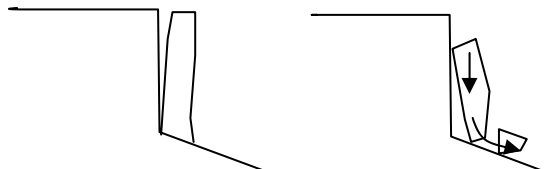
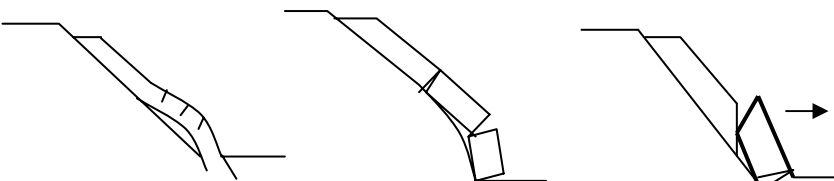
Configurations potentiellement instables	Mécanisme d'instabilité
	Glissement plan
	Glissement dièdre ou plan
	Glissements rotationnel (et fractionné)
	Rupture de surplomb
	Basculement de colonne ou de blocs
	Rupture de colonne en pied
	Rupture de banc (par flambage ou sur fracture)

Figure 1.5 : Les différentes configurations potentiellement instables et les mécanismes d'instabilités associés (d'après Hantz, 2001).

3. Les falaises calcaires de la région Grenobloise

3.1. Présentation du Y Grenoblois

Comme le montre la Figure 1.6, la cuvette grenobloise est située au cœur de trois massifs montagneux, avec à l'Est la chaîne de Belledonne (massif cristallin externe de l'arc alpin), au Nord le massif de la Chartreuse et à l'Ouest celui du Vercors. Ces deux derniers appartiennent à l'ensemble des massifs sédimentaires subalpins (Préalpes au sens des géographes), qui se prolongent au nord par le massif des Bauges et des Bormes. Ils correspondent aux massifs les plus occidentaux des Alpes et sont à dominante calcaire et marneuse.

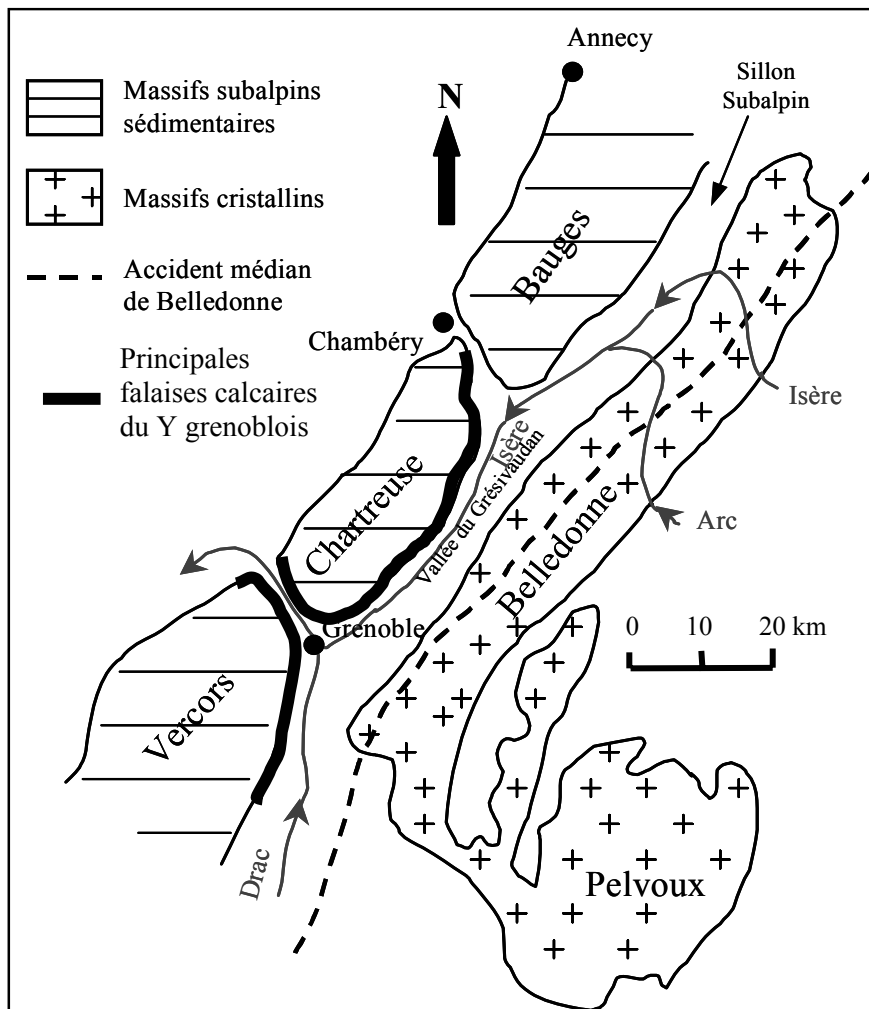


Figure 1.6 : Situation géographique et géologique de la région grenobloise (Jeannin, 2001).

Dans la région de Grenoble, les massifs sédimentaires de la Chartreuse et du Vercors sont séparés de la chaîne de Belledonne par le sillon subalpin, qui forme une large vallée

orientée NE-SW. Il s'agit au nord de la vallée du Grésivaudan, dans laquelle coule l'Isère, et au sud de la vallée du Drac. Les deux rivières confluent au niveau de Grenoble puis s'écoulent vers le nord-ouest en empruntant la « cluse de l'Isère ». Ces trois vallées (Grésivaudan, Drac et cluse de l'Isère) dessinent les branches d'un Y appelé « Y grenoblois ».

3.2. Morphologie des falaises calcaires

Le Y grenoblois est souligné par d'importantes falaises calcaires, et qui peuvent atteindre 400 mètres de hauteur par endroit (Dussauge-Peisser, 2002). La succession des dépôts stratigraphiques impose que les massifs sédimentaires (Vercors et Chartreuse) qui bordent l'agglomération grenobloise, présentent deux puissants niveaux de falaises : la barre Tithonique (falaise inférieure), et la barre Urgonienne (falaise supérieure). Une coupe géologique schématique représentant la morphologie du rebord oriental du massif de la chartreuse (vallée du Grésivaudan) est illustrée sur la Figure 1.7.

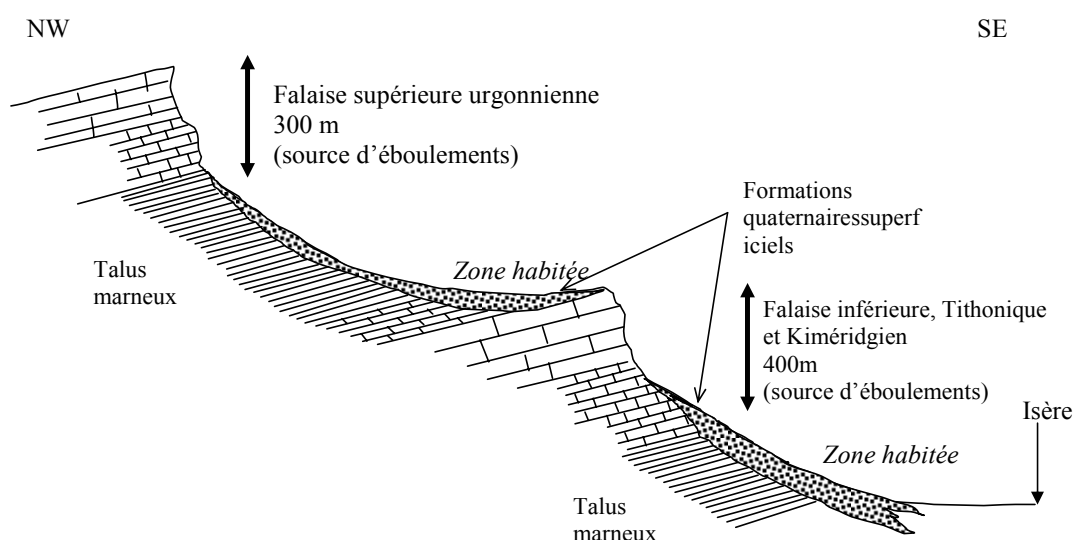


Figure 1.7 : Coupe géologique représentative de la morphologie du rebord oriental de la Chartreuse. Les deux barres de falaise (Urgonien et Tithonique) représentent des sources d'éboulements majeurs (Dussauge-Peisser, 2002).

3.3. Le risque d'éboulement dans la région grenobloise

En raison de la présence des deux barres calcaires, ce sont au total près de 140 km de linéaire de falaises qui dominent les 40 communes de l'agglomération grenobloise. L'urbanisation croissante, notamment sur les pentes au pied des falaises, pose de plus en plus le problème des risques liés aux éboulements rocheux. A l'occasion de la révision du schéma directeur de l'agglomération grenobloise, la Communauté de Communes (Syndicat Mixte

pour l'élaboration et le suivi du schéma directeur de l'agglomération grenobloise) s'est soucié de l'importance de ce phénomène naturel. En effet, si les différents services opérationnels en charge de ce type de risque, (le service de Restauration des Terrains de Montagne, la Direction Départementale de l'Équipement) traitent de façon courante les problèmes de chutes de pierres, ils ont plus de mal à faire face aux éboulements plus importants (Dussauge-Peisser, 2002). Autour de l'agglomération de Grenoble, les massifs calcaires de la Chartreuse et du Vercors ont connu et connaissent encore des mouvements de terrain d'âge, de nature et d'ampleur très variés (Besson, 1996 ; Dussauge-Peisser, 2002).

En résumé, le paysage calcaire grenoblois est marqué par des niveaux de falaises séparés par des talus marneux, qui forment l'essentiel de l'ossature du Vercors et de la Chartreuse, avec des falaises le plus souvent subverticales qui peuvent être le siège d'instabilités potentielles de grandes ampleur, dont l'aléa éboulement est difficile à évaluer.

4. Etat de l'art sur les méthodes d'évaluation de l'aléa éboulement

4.1. Présentation

Les méthodes d'étude des instabilités rocheuses ont initialement été développées pour répondre à des problèmes spécifiques d'ingénierie. En effet, pour le dimensionnement des pentes futures (carrières, creusement de galerie, de tunnels, talus routier, ...) il est essentiel d'éviter tout risque d'instabilité rocheuse. Nous avons vu précédemment que l'origine des éboulements rocheux est liée à la présence de discontinuités structurales qui découpent la masse rocheuse. De ce fait, la littérature traitant de la stabilité des pentes rocheuses accorde une importance particulière à la description et à l'analyse en détail des discontinuités (Hoek and Bray, 1981 ; Goodman and Shi, 1985).

Le risque d'éboulement se caractérise par la probabilité qu'une zone donnée soit atteinte par un éboulement, dans une période de référence donnée. Cette probabilité dépend d'une part, de la probabilité de rupture de la masse rocheuse, et d'autre part, de la probabilité que celle-ci se propage de son point de départ jusqu'à la zone considérée. Dans cette partie, on présentera uniquement les différentes méthodes actuelles de l'évaluation des instabilités rocheuses. On ne parlera pas de la propagation des éboulements.

Pour les instabilités rocheuses (éboulements de falaise), l'évaluation de l'aléa consiste à détecter les zones potentiellement instables, à déterminer les scénarios d'évolution possibles, et à estimer leur probabilité d'occurrence. Les méthodes d'évaluation quantitatives des

éboulements sont peu développées, en raison notamment des difficultés à prévoir l'évolution temporelle de ces phénomènes et à connaître leur extension géométrique en profondeur.

4.2. Les méthodes de dimensionnement des pentes rocheuses

Les méthodes de dimensionnement sont très utilisées en ingénierie des pentes rocheuses. Cependant, ces méthodes ne prétendent pas évaluer la probabilité de rupture. En effet, bien que de nombreuses méthodes ont été développées pour dimensionner les pentes rocheuses (Hoek and Bray, 1981 ; Goodman and Shi, 1985), elles ne considèrent pas l'évolution vers la rupture, car le principe du dimensionnement est de prendre un coefficient de sécurité suffisant pour exclure ce scénario (Hantz, 2001). Une analyse critique des différentes méthodes utilisées pour l'évaluation du danger d'éboulement, à différentes échelles et dans différents contextes, a été effectuée dans le cadre de groupes de travail nationaux et européens (Interreg IIC, 2001). Cette analyse a mis en évidence les limites des méthodes mécaniques utilisées pour le dimensionnement des pentes rocheuses, qui tiennent essentiellement à la mauvaise connaissance de la structure interne des massifs rocheux et de leurs processus d'évolution. Elle a également mis en évidence le besoin de méthodes plus objectives et plus quantitatives pour l'évaluation de la probabilité de rupture des compartiments potentiellement instables.

4.3. Les méthodes de modélisation numériques

Les méthodes de dimensionnement, habituellement utilisées pour calculer la stabilité d'un bloc rocheux (facteur de sécurité), ne sont plus applicables lorsque les mécanismes de rupture mettent en jeu un versant tout entier, à savoir une multitude de blocs rocheux. Les méthodes numériques par éléments distincts (Cundall et Hart, 1985 ; Vengeon, 1998 ; Merrien-Soukatchoff et al., 2001) permettent de modéliser un massif rocheux potentiellement instable par un ensemble de blocs, rigides ou déformables, dont la géométrie est définie par l'orientation, l'espacement et la persistance des discontinuités. Ces discontinuités sont affectées par des lois de comportement mécaniques (contraintes-déplacements), qui conditionne les déplacements relatifs des blocs les uns par rapport aux autres.

Pour modéliser correctement la stabilité d'un massif rocheux, ces méthodes de calcul numérique nécessitent une bonne connaissance des caractéristiques structurales en profondeur. La limite principale de l'utilisation de ces méthodes réside de nouveau dans le manque de données sur l'intérieur du massif (fracturation, propriétés des fractures, ...).

4.4. Les méthodes historiques et probabilistes

Une démarche originale ayant pour but l'évaluation quantitative de la probabilité de rupture de compartiments instables, a été récemment proposée par Vengeon et al. (2001). L'évolution temporelle des masses rocheuses est étudiée à une échelle spatio-temporelle plus importante que celle utilisée habituellement pour étudier les pentes rocheuses ; c'est l'approche historique globale, qui consiste à s'appuyer sur l'histoire d'un versant relativement homogène afin de déterminer les fréquences d'éboulements correspondant à différentes plages de volume. La fréquence des éboulements a été étudiée à partir de plusieurs inventaires, concernant différentes zones géographiques : corniches calcaires entourant l'agglomération grenobloise (service Restauration des Terrains en Montagne de l'Isère) ; route des gorges de l'Arly (DDE de Savoie) ; vallée du Yosemite (Parc National du Yosemite). Une distribution des volumes d'éboulement en loi puissance a été mise en évidence, avec un même exposant (environ 0,5), pour les différents inventaires (Dussauge-Peisser et al., 2002). Les fréquences d'éboulements correspondant à différentes plages de volume étant des variables aléatoires, cette loi permet une meilleure estimation des fréquences moyennes. La Figure 1.8 représente, pour les corniches calcaires autour de Grenoble, la distribution cumulée des fréquences en fonction du volume et la loi puissance ajustée aux données. De plus, l'intégration de la loi de distribution permet de relier les paramètres de celle-ci au volume total éboulé par siècle et donc à la vitesse de recul des falaises (Jeannin, 2001 ; Hantz et al., 2002). Inversement, la connaissance de la vitesse de recul d'un versant permet donc de connaître la distribution des fréquences d'éboulements.

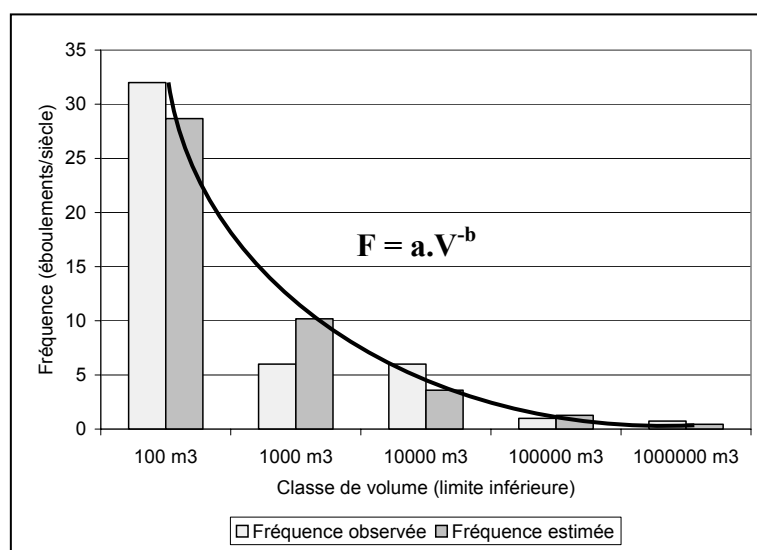


Figure 1.8 : Fréquence cumulée des éboulements en fonction du volume (Vengeon et al., 2001).

L'approche historique globale ayant permis d'estimer les fréquences d'éboulements attendues sur un versant donné, l'approche géomécanique peut alors détecter les masses rocheuses potentiellement instables, et les classer en fonction de leur probabilité de rupture. Une méthode de détection, basée sur l'observation stéréoscopique de photographies aériennes à axe oblique, a été mise au point en collaboration avec le CETE de Lyon et l'ADRGT, dans le cadre d'une étude ayant pour but l'évaluation du danger d'éboulement en masse dans l'agglomération grenobloise. Pour faciliter la hiérarchisation des masses potentiellement instables, une méthode de notation des facteurs influençant la probabilité de rupture a été proposée (Dussauge-Peisser, 2002). Ces facteurs ont été regroupés en 5 rubriques : activité, état de stabilité actuelle, processus d'évolution continus, processus d'évolution discontinus et aléatoires, facteurs anthropiques. La validation et l'amélioration de la méthode proposée nécessitent l'élaboration et l'exploitation statistique d'une base de données d'éboulements comportant les différents facteurs d'influence utilisés.

D'autres méthodes probabilistes considèrent le facteur de sécurité F , comme une variable aléatoire, représentée par une fonction de densité de probabilité (on rappelle qu'il y a instabilité si $F < 1$). Le principe de la méthode probabiliste avec ponts rocheux développée par Scavia et al. (2001) est de calculer la probabilité de rupture d'une pente rocheuse dont les caractéristiques structurales et géomécaniques sont décrites de façon statistique à partir des données du site. L'objectif de cette méthode n'est pas la description d'une instabilité localisée particulière, mais la modélisation des configurations qui peuvent mener à la rupture. Le seul mécanisme modélisé est celui du glissement sur une surface composée de deux familles de discontinuités, en deux dimensions. Une importance particulière est accordée à la quantification de la proportion de ponts rocheux, qui même si elle est faible, contribuent fortement à la stabilité d'un massif.

4.5. Les méthodes de surveillances, suivi temporel

La surveillance de sites instables, comme le versant de Séchilienne (vallée de la Romanche), passe par la mise en place de plusieurs dispositifs d'instrumentation mis en place de façon permanente pour un suivi temporel des déplacements en surface (extensomètres, capteurs GPS, mesures topographiques et topométriques, ...). Ces différents dispositifs (Duranthon, 2000 ; Duranthon et al., 2003) permettent de donner en temps réel des informations précises sur les vitesses de déplacements du versant instable, et de prévoir les phases d'accélération du versant (avant la rupture), défini par un seuil d'alerte, pour l'évacuation d'une zone.

4.6. Les méthodes d'analyse en retour

Plusieurs éboulements anciens, survenus dans la région grenobloise ont fait l'objet d'analyses en retour (Dussauge-Peisser, 2002 ; Genty, 2002 ; Frayssines, 2005). Ces éboulements sont facilement repérables dans le paysage car les surfaces de ruptures (appelées cicatrices) laissent des zones très claires ou très sombres qui contrastent avec la couleur grise de la paroi calcaire. Vingt cinq cicatrices d'éboulements ont été récemment analysées en détail par Frayssines (2005) dans le but de quantifier les zones de rupture de la matrice rocheuse sur l'ensemble de la cicatrice. En générale, ces ponts rocheux représentent une petite partie de la surface totale de la cicatrice (entre 0.2 et 5%). Le reste de la cicatrice est habituellement recouverte de concrétions calcaires, qui témoignent de circulations d'eau et de l'ouverture des fissures longtemps avant l'éboulement. Les compartiments rocheux, fortement prédécoupés par les plans formant les actuelles cicatrices, étaient donc maintenus en place par un très faible pourcentage de ponts rocheux, dont la rupture a provoqué l'éboulement.

4.7. Synthèse

Les méthodes d'évaluations de l'aléa éboulement ont pour but la compréhension et la prévision des mécanismes de rupture des masses rocheuses potentiellement instables. D'une manière générale, une évaluation correcte de la stabilité passe par une bonne connaissance des discontinuités en profondeur. Les analyses en retour ont souligné l'importance de la faible proportion de ponts rocheux avant la rupture. Il est donc nécessaire de pouvoir détecter au préalable et depuis la surface, la présence de ponts rocheux sur les différents plans de discontinuités qui découpent la masse rocheuse. L'utilisation de méthodes géophysiques en falaise peut donc s'avérer très efficace pour la caractérisation des ponts rocheux. Parmi toutes ces méthodes, seul le radar géologique possède la résolution suffisante pour permettre de détecter et de quantifier la proportion de ponts rocheux depuis la surface.

Nous présenterons par la suite les principales méthodes géophysiques, et quelques applications à la caractérisation des mouvements de terrain.

5. Apport des méthodes géophysiques pour l'évaluation de l'aléa éboulement

Dans cette partie nous allons présenter et décrire rapidement les différentes méthodes géophysiques potentiellement utilisables pour la caractérisation des instabilités de falaises, en les illustrant par des applications sur des cas de mouvements de terrain.

5.1. Introduction

Nous avons vu au cours des précédents paragraphes que la caractérisation d'une masse rocheuse potentiellement instable passe par une connaissance détaillée de la géométrie des discontinuités et de leurs caractéristiques. Un des problèmes majeurs de l'évaluation de l'aléa éboulement réside dans l'extrapolation des observations de surface vers l'intérieur du massif. C'est l'analyse des éventuels recouvrements des discontinuités qui permettra d'estimer les volumes mis en jeu. Cependant, lorsque le réseau de fracturation est trop complexe ou qu'il est invisible depuis la surface, l'évaluation de l'aléa éboulement devient très hasardeuse en raison du manque d'information sur l'état de déstructuration interne du massif, et sur la continuité du réseau de discontinuités. Actuellement, seules les méthodes géophysiques peuvent pallier à ce manque d'information.

La prospection géophysique est une technique très répandue en géologie de l'ingénieur et pétrolière (Mari et al., 1998). Elle permet en effet une investigation rapide et peu coûteuse du sous-sol de manière non destructive. Les méthodes géophysiques sont très variées, et sont caractérisées par le type de paramètre physique mesuré, leur pouvoir de résolution (capacité à discerner un objet de taille donnée) et leur profondeur de pénétration (Telford et al., 1990 ; Reynolds, 1997 ; Mari et al., 1998).

Globalement, on peut classer les différentes méthodes géophysiques en 5 catégories : les méthodes sismiques, électriques, magnétiques, électromagnétiques et gravimétriques. Pour chaque méthode, les domaines d'application sont très variés et couvrent l'ensemble des sciences de la terre et de la géotechnique. Dans le domaine de la stabilité des versants rocheux, de nombreuses études ont été réalisées sur des glissements de terrains en combinant plusieurs méthodes géophysiques (Bogoslovsky et Ogilvy, 1997 ; Hack 2000 ; Jongmans et al., 2000 ; Gallipoli et al., 2000).

Les applications aux grandes falaises verticales restent cependant peu nombreuses, sans doute en raison des difficultés de mise en œuvre et/ou d'accessibilité (les méthodes géophysiques actuelles étant pour la plupart destinées à une utilisation sur des surfaces horizontales).

5.2. Propriétés physiques des roches

Les variations des propriétés physiques du milieu à investiguer peuvent être mise en évidence par les différentes méthodes de prospection géophysique. Cependant, ces variations doivent être suffisamment importantes pour que leurs effets puissent être détectés, et donc mesurés par les méthodes géophysiques.

Pour le géophysicien une roche (ou un sol) est constituée par (Chapelier, 2002):

- la matrice : partie solide constituée par les minéraux possédant chacun leurs propriétés physiques propres (densité, vitesse sismique, résistivité électrique, permittivité, etc ...)
- la porosité qui est assurée par les fractures et les cavités. Elle correspond au volume des vides en %.
- les fluides qui remplissent plus ou moins les vides (eau, hydrocarbures, gaz, air, polluants, etc...), avec leurs paramètres physiques propres.

Les paramètres physiques des constituants d'une roche vont donc conditionner les propriétés physiques de la roche, qui dépendront des pourcentages des divers constituants. Certains paramètres physiques peuvent être mis en relation : une roche à faible porosité aura une vitesse sismique élevée, mais aussi une densité élevée. Les paramètres de vitesse sismique et de densité de la roche sont donc liés, et dépendent fortement de la porosité.

La présentation ci-dessous des principaux paramètres physiques restera très générale. Des informations supplémentaires peuvent être trouvées dans de nombreux ouvrages traitant du sujet (Guéguen et Palciauskas, 1992). De façon à donner des valeurs comparatives pour différents matériaux terrestres, le Tableau 1.1 présente une synthèse des intervalles de valeurs des principaux paramètres physiques présentés ci-après.

5.2.1. Les vitesses sismiques

En sismique, lorsque l'on applique une contrainte locale sur un objet élastique (coup de marteau, dynamite), la déformation qui en résulte se propage en s'éloignant du point d'impact appelée source. Deux types d'ondes élastiques vont alors être générées : les ondes de volumes (ondes P, ondes S) et les ondes de surface (Ondes de Rayleigh, ondes de Love). Nous

présenterons essentiellement les ondes de volumes, qui sont les plus couramment utilisées pour l'imagerie sismique de structures géologiques.

On peut déformer un milieu élastique de deux façons : par compression-dilatation ou par cisaillement. On distingue alors deux types d'ondes de volume :

- pour les ondes de compression-dilatation, la déformation résulte en un changement de volume sans rotation des particules constituant le milieu de propagation. Les particules du milieu bougent dans la direction de propagation de l'onde, c'est-à-dire que la polarisation est parallèle à la direction de propagation. Ces ondes sont nommées ondes P.
- Pour les ondes de cisaillement, les particules du milieu bougent perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde. Ces ondes sont nommées ondes S. Si la polarisation est horizontale, on parle d'onde SH, si elle est verticale, on parle d'onde SV.

Les expressions de ces vitesses, exprimées en termes de constantes élastiques sont données par :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad \text{et} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.7)$$

où λ et μ sont les coefficients de Lamé et ρ est la masse volumique du milieu. On en déduit facilement que $V_p > V_s$.

Les deux premières colonnes du Tableau 1.1 donnent quelques exemples de vitesses sismiques pour les ondes P et S, pour différents matériaux géologiques. Les intervalles semblent parfois très larges : ils reflètent le degré d'hétérogénéité de certains matériaux comme pour les roches ignées ou métamorphiques, et le degré de compaction pour les roches sédimentaires. Pour une même formation géologique, les vitesses sismiques seront différentes en fonction de l'état de fracturation de la roche.

5.2.2. La conductivité (ou résistivité) électrique

La conductivité électrique [S/m], habituellement dénotée σ , est la grandeur caractérisant l'aptitude pour un matériau de permettre le passage du courant électrique, c'est-à-dire de permettre aux charges électriques de se déplacer librement en son sein. On utilise souvent son inverse, la résistivité électrique ($\rho = 1/\sigma$).

A l'exception des argiles (conduction de surface), la conduction dans les roches est la plupart du temps de nature électrolytique, c'est-à-dire due à la présence de fluide dans les pores et les fractures de la roche (présence d'ions en solution). La nature du fluide jouera donc

un rôle essentiel. L'eau est plus conductrice que les hydrocarbures et sera d'autant plus conductrice que sa concentration en sels sera élevée.

5.2.3. La permittivité diélectrique

La permittivité diélectrique (ϵ), caractérise la facilité d'un matériau à se polariser électriquement, en présence d'un champ électromagnétique.

Les valeurs de permittivités relatives ϵ_r ($=\epsilon/\epsilon_0$), appelées également constantes diélectriques, sont résumées dans le Tableau 1.1, pour les matériaux géologiques usuels. La valeur de ϵ_0 est égale à 8.85×10^{-12} F/m. On en déduit que la teneur en eau influence fortement la valeur de la permittivité, puisque $\epsilon_{\text{eau}} \sim 81 \times \epsilon_{\text{air}}$.

5.2.4. La masse volumique

La masse volumique dépend essentiellement de la composition du matériau. On la détermine très facilement en laboratoire. Dans le cas d'une roche de porosité Φ , on obtient (Guéguen et Palciauskas, 1992) :

$$\rho = (1 - \Phi)\rho_m + \Phi \cdot \rho_f \quad (1.8)$$

où ρ_m et ρ_f sont respectivement les densités de la matrice et du fluide.

Tableau 1.1 : Intervalles de valeurs de quelques propriétés physiques des matériaux géologiques usuels rencontrés en prospection géophysique (V_p , V_s , Résistivité, Densité, Permittivité), modifié d'après Marquis, 2002).

Matériau	V_p (m/s)	V_s (m/s)	Résistivité ($\Omega \cdot m$)	Densité (Kg/m^3)	Permittivité (ϵ / ϵ_0)
Air	330	0	∞	1	1
Eau	1500	0	3-100	1000	81
Argile	1100-2500	100-1500	3-100	1500-2000	8-12
Calcaires	3500-5000	2000-3000	300-10000	2500-2750	4-9
Sable	600-1900	200-1100	300-10000	1600-2000	5-40
Grès	2000-4500	1200-2700	30-1000	2150-2650	4-5
Sel	4000-5500	2400-3200	1000-10000	2100-2400	5-6
Schistes	2400-5000	1400-3000	3-30	2100-2600	5-15
Roches altérées	2500-3800	1500-2300	3-300	2600-2900	8-12
Roches saines	5500-6300	3200-3700	1000-10000	2700-2900	4-5

5.3. Les méthodes géophysiques : présentation et applications

A l'heure actuelle, il existe de nombreuses méthodes géophysiques permettant d'investiguer les versants rocheux, et de ce fait de caractériser les propriétés physiques et la géométrie des matériaux en profondeur (Telford et al., 1990 ; Reynolds, 1997). Les contrastes détectés sont très souvent la signature de limites géologiques entre les différentes unités. C'est en général au niveau de ces limites que risquent de se produire les futures instabilités.

Dans les paragraphes suivants, nous présenterons les méthodes géophysiques les plus couramment utilisées pour la caractérisation des instabilités de versants, à savoir les méthodes sismiques, électriques et électromagnétiques. Nous tenterons de faire une présentation exhaustive de l'application de ces méthodes pour la caractérisation des instabilités de versants rocheux (glissements de terrains et éboulements rocheux). Les différentes méthodes géophysiques se caractérisent chacune par leurs possibilités et leurs limites, leurs coûts de mise en oeuvre, leur pouvoir de résolution, et leur profondeur de pénétration.

5.3.1. Les méthodes sismiques

Les méthodes sismiques sont largement utilisées pour l'investigation du sous-sol, et cela à différentes échelles : de la subsurface à plusieurs milliers de mètres de profondeur en ce qui concerne l'industrie pétrolière (Mari et al., 1998 ; Reynolds, 1997). Ces méthodes sont connues depuis longtemps (sismique réfraction, sismique réflexion), tandis que d'autres sont émergentes depuis seulement quelques années (tomographie sismique, ondes de surface, bruit de fond sismique). A l'exception du bruit de fond (méthode passive), toutes ont en commun l'utilisation d'ondes sismiques générées par une source sismique, la plupart du temps artificielle (explosion, chute de poids, vibreur, ...), qui se propagent à l'intérieur du sous-sol et sont enregistrées au moyen de géophones, capteurs de la vitesse d'oscillation des particules au passage des ondes. Ces mouvements du sol au cours du temps sont numérisés au moyen d'un enregistreur sismique le long de lignes de géophones, voire de réseaux. La propagation des ondes en fonction de la distance source-récepteur et du temps peut par la suite être analysée en laboratoire. Au cours de leur trajet, ces ondes vont être réfléchies ou réfractées au niveau d'interfaces caractérisées par des contrastes de densité et/ou de propriétés de déformation. Pour les versants présentant des problèmes de stabilité, il est important d'investiguer leur structure avec une haute résolution : pour une meilleure résolution verticale, le signal sismique doit contenir des hautes fréquences, et l'espacement entre les géophones détermine la résolution horizontale.

- **La sismique réfraction**

Le principe de la sismique réfraction est basé sur l'analyse des premières arrivées des ondes P qui se sont propagées au travers de couches ayant une vitesse plus élevée (bedrock) que les terrains de couverture (sol). La sismique réfraction est couramment utilisée lorsqu'il s'agit de caractériser une structure multicouche, subhorizontale ou pentée. Cette méthode, très répandue en géotechnique, s'avère très efficace pour investiguer la plupart des glissements de terrains (Biarez et al., 1972 ; Jongmans et al., 2000 ; Méric, 2002 ; Havenith et al., 2004 ; Cravoisier, 2004), ou pour déterminer la position du substratum rocheux sous des matériaux de couverture.

Après avoir disposé les géophones à intervalles réguliers le long d'un profil (Figure 1.9a), on enregistre simultanément la réponse de chaque géophone depuis la source. Les hodochrones présentes sur la Figure 1.9b font apparaître les temps de première arrivée de l'onde P en fonction de la distance parcourue pour chaque géophone. La pente des hodochrones (Figure 1.9b) permet de calculer la vitesse de chaque milieu (Hack, 2000).

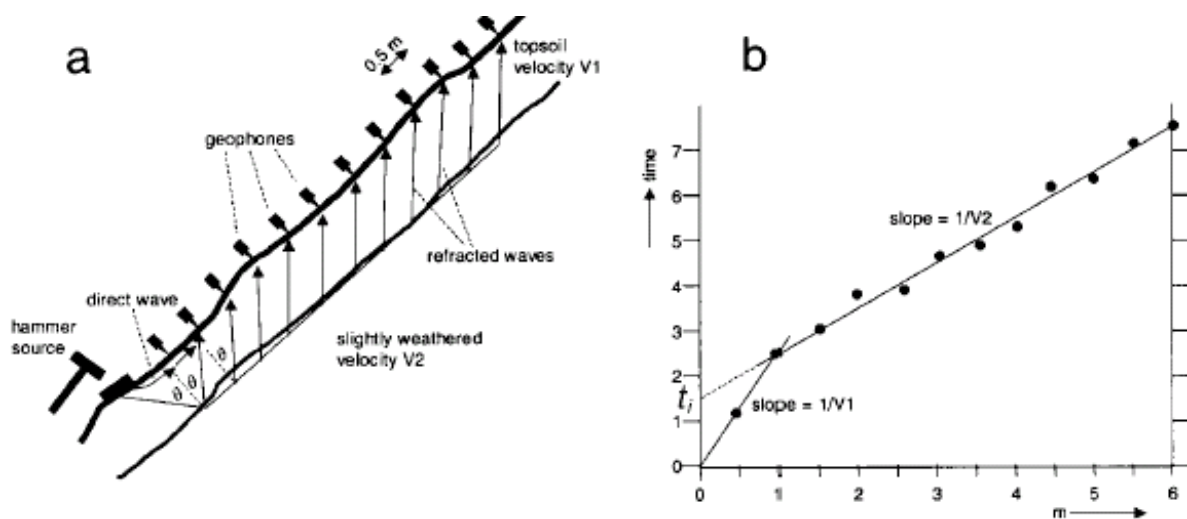


Figure 1.9 : Méthode de sismique réfraction pour l'étude de la profondeur d'un glissement de terrain. (a) Trajet des rais, (b) Temps de trajets en fonction de la distance pour les premières arrivées des ondes P (d'après Hack, 2000).

- **La tomographie sismique**

Le principe de la tomographie sismique est basé sur l'inversion des temps de première arrivée des ondes de compression (ondes P) 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 sismiques dans le massif. La résolution de l'image dépend de l'espacement des géophones, du nombre de couples source-géophones, ainsi que de

la longueur d'onde. Une des limitations de la tomographie sismique réside dans le lissage de l'image finale, inhérent à la méthode, qui tend à atténuer les forts contrastes (Demanet, 2000). Pour la caractérisation des instabilités rocheuses, Dussauge-Peisser et al. (2003) ont réalisé plusieurs profils de tomographie sismique sur une falaise calcaire d'une dizaine de mètres affectée par une série de fractures verticales. Le dispositif utilisé en falaise est illustré sur la Figure 1.10. Pour cela, 24 géophones verticaux (fréquence propre 4.5 Hz) ont été positionnés tous les 2 mètres, depuis le bas de la falaise (vire marneuse) jusqu'à 35 m de distance sur le plateau. Les géophones ont été fixés en falaise à l'aide d'un « L » métallique. Seize sources sismiques ont été générées à différents endroits du profil, par addition (stack) de plusieurs coups de masse sur une plaque métallique. Ainsi, l'intérieur du massif est parcouru par 384 rais sismiques directement transmis des sources vers les récepteurs.

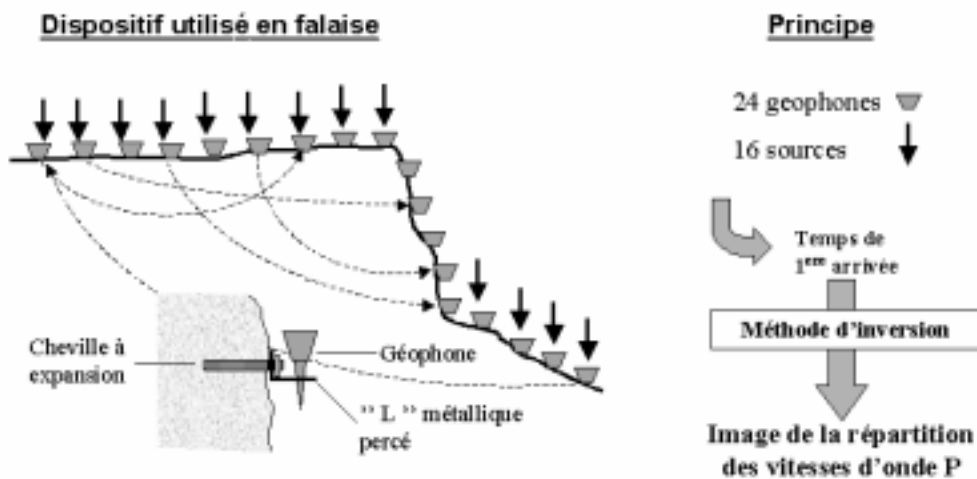


Figure 1.10 : Schéma représentatif et principe de la tomographie sismique. 24 géophones ont été déployés sur le plateau et le long de la falaise. Différentes positions de source sismique sont également utilisées. La transmission des rais sismiques les plus rapides est schématisée par des trajets en pointillés noirs.

L'analyse des sections sismiques, c'est-à-dire le pointage des temps correspondant aux premières arrivées des ondes P pour l'ensemble des couples source-récepteur, a été utilisé en entrée du logiciel d'inversion (avec les données topographiques correspondant à la position des sources et des récepteurs). Ce logiciel a été développé au Laboratoire de Géologie de l'Ingénieur et d'Hydrogéologie de l'université de Liège en Belgique (Demanet, 2000). Le processus d'inversion est basé sur la recherche d'un modèle théorique de vitesse des ondes P, qui varie à la fois verticalement et horizontalement (2D) le long du profil, et qui explique au mieux les données rentrées dans le logiciel (mesurées sur le terrain).

Quelques résultats de tomographie sismique obtenus par Dussauge-Peisser et al. (2003) sont présentés sur la Figure 1.11. La position des fractures D1, D2, F1 et D3 observées en surface est matérialisée par des flèches noires. A partir d'un modèle initial homogène à 4500 m/s, l'inversion atteint un RMS (Root Mean Square) de 4.8% après 7 itérations (Figure 1.11a). La tomographie sismique montre de forts contrastes de vitesses allant de 800 m/s en surface (couverture végétale) à 3500 m/s en profondeur (calcaire sain). L'image est également caractérisée par une zone de vitesses lentes (800 à 1600 m/s) de forme triangulaire située au milieu du profil, et s'étendant en arrière du front de falaise caractérisé par des vitesses plus rapides (1600 à 2800 m/s). Des tests réalisés avec d'autres modèles initiaux ont montré que l'image obtenue est robuste. La zone centrale de faibles vitesses (avec une profondeur maximale à une distance de 14-16m de la falaise) peut être corrélée avec la présence de fractures observées sur le site (discontinuité ouverte D3). A l'endroit où les discontinuités F1, D1 et D2 recourent le profil, les images montrent un fort gradient horizontal (de 3500 m/s près de la falaise à 1600 m/s).

La Figure 1.11b montre la résolution de l'image calculée à la dernière itération, ainsi que le trajet des rais sismiques en profondeur. On observe que la résolution est faible dans les zones profondes et à faibles vitesses.

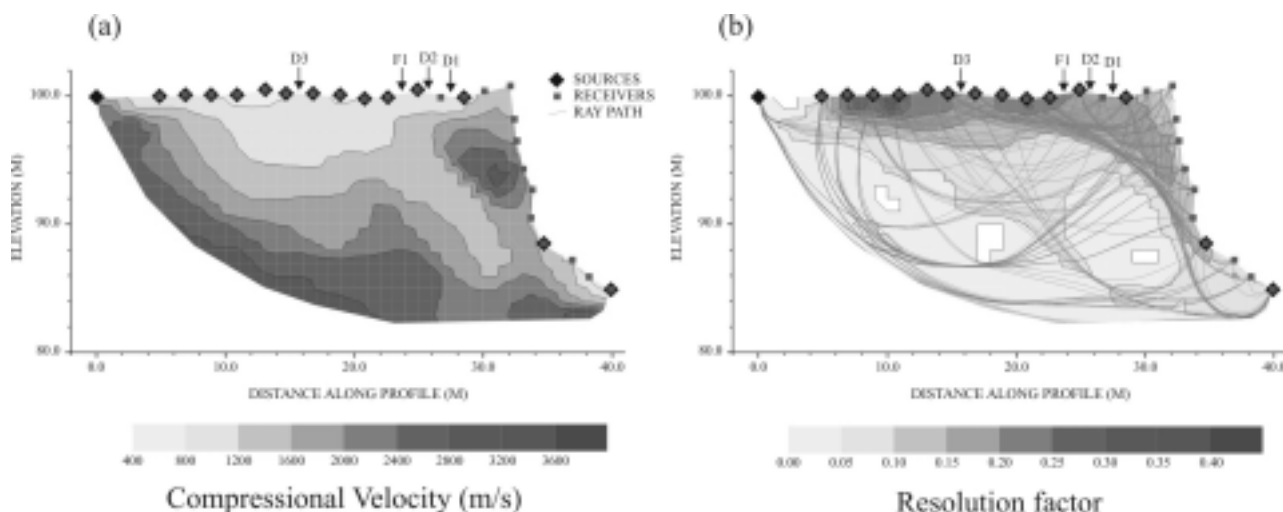


Figure 1.11 : Résultats de tomographie sismique à partir d'un modèle homogène à 4500 m/s (a) et image de résolution associée (b) après 7 itérations (RMS=4.8%). Les flèches représentent les discontinuités observées en surface (d'après Dussauge-Peisser et al., 2003).

Des modèles synthétiques (Dussauge-Peisser et al., 2003) montrent qu'avec la configuration de sources et de récepteurs utilisée sur ce site, les fractures verticales ne sont pas marquées de manière ponctuelle par la tomographie sismique. Compte tenu de l'effet de

lissage, inhérent à la méthode, on ne peut donc pas espérer obtenir une image précise des discontinuités.

La tomographie sismique est également utilisée pour l'auscultation et le suivi de grand glissements ou mouvement de terrains comme celui de Séchilienne près de Vizille (Isère). Un grand profil de tomographie sismique réfraction a été réalisé en plaçant 48 géophones sur la pente du versant et dans une galerie de reconnaissance de 240 m de long (Méric, 2002). L'image sismique en onde P obtenue après inversion des temps d'arrivée pour 21 tirs (dynamite) est présentée sur la Figure 1.12. La robustesse de l'image a été testée en prenant différents modèles initiaux et l'image finale obtenue après 6 itérations est caractérisée par un RMS de 1%.

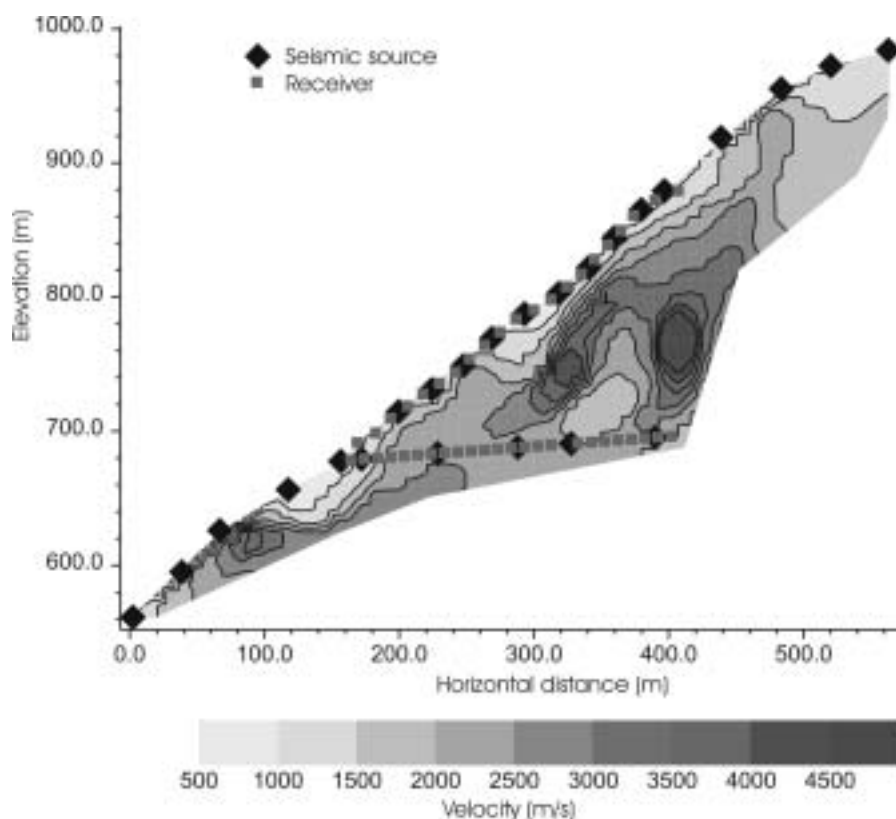


Figure 1.12 : Tomographie sismique réalisée le long du versant de Séchilienne (Méric, 2002)

L'image sismique montre un fort contraste de valeurs de vitesse de propagation (entre 800 m/s et 5000 m/s) ainsi que la présence de forts gradients latéraux. Sachant que la roche, composée de micaschistes, est relativement homogène d'un point de vue géologique (Antoine et al., 1994), ces résultats montrent que le massif est localement fortement fracturé et altéré avec une intensité qui ne dépend pas seulement de la profondeur. Aucune masse déconsolidée

et découplée de son substratum n'a été mise en évidence, comme c'est généralement le cas dans un glissement de terrain bien développé. Ces données sismiques, montrant la juxtaposition de zones fortement fracturées et peu endommagées sont en accord avec les observations géologiques et les mesures de déplacements réalisées. Des résultats complémentaires, obtenus par tomographie électrique suggère cependant que la déformation a affecté une zone beaucoup plus importante que la partie actuellement active (Méric, 2003).

- **La sismique réflexion**

La sismique réflexion est une méthode utilisée depuis toujours par les pétroliers (Mari et al., 1998), et se développe de plus en plus pour l'imagerie haute résolution de structures géologiques complexes (failles, fractures ...), afin de répondre à de nombreux problèmes rencontrés en géotechnique. Les phénomènes de réflexion se produisent à une interface, où les caractéristiques élastiques sont différentes de part et d'autre de cette interface (Figure 1.13).

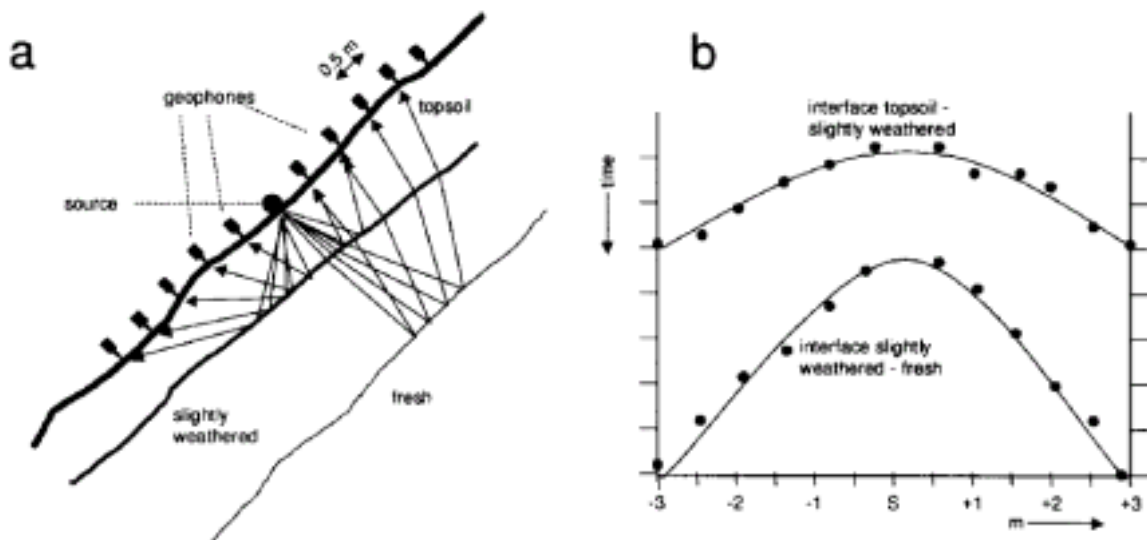


Figure 1.13 : Etude en sismique réflexion. (a) Trajet des rais sismiques, (b) Temps de trajet en fonction de la distance pour l'arrivée des signaux réfléchis sur deux interfaces (d'après Hack, 2000).

On utilise la notion d' « impédance acoustique » (notée Z), qui est égal au produit de la densité et de la vitesse sismique. Le contraste d'impédance (noté δ) est le rapport d'impédances acoustiques des deux milieux 1 et 2 séparant une interface :

$$\delta = \frac{Z_1}{Z_2} = \frac{\text{densité}_1 \times \text{vitesse}_1}{\text{densité}_2 \times \text{vitesse}_2} \quad (1.9)$$

Dans le cadre des mouvements de terrain, la sismique réflexion a été utilisée pour l'imagerie haute résolution de glissements de terrain (Bruno and Marillier, 2000 ; Rainone et al., 2002). Compte tenu du dispositif, cette méthode semble peu applicable aux grandes falaises verticales.

- **Etude sismique de l'anisotropie**

Les roches sont souvent anisotropes. Cette anisotropie peut être causée par l'orientation des minéraux (foliation dans les roches métamorphiques), ou l'orientation des discontinuités comme les failles, les fractures et les plans de stratifications et autres joints rocheux. L'anisotropie du milieu de propagation entraîne que les propriétés de déformation des roches ne sont pas les mêmes dans toutes les directions. Ceci influence le comportement des ondes sismiques dans la masse rocheuse. Par exemple, une roche affectée par une famille de discontinuités présentera des vitesses sismiques plus élevées parallèlement à ces discontinuités, et des vitesses sismiques plus faibles perpendiculairement à ces discontinuités (Hack, 2000). La Figure 1.14 montre un dispositif en étoile de sismique réfraction ainsi que les vitesses sismiques en fonction de l'angle entre les profils et la direction des discontinuités. Le contraste de vitesses sismiques peut atteindre plus de 50% en fonction de la direction du profil.

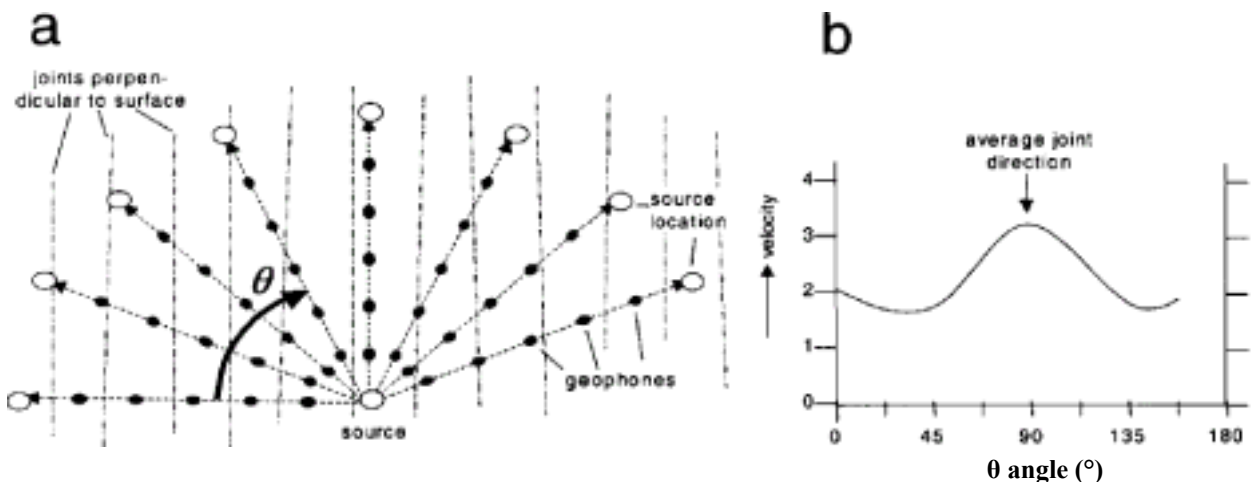


Figure 1.14 : Anisotropie de vitesses sismiques. (a) Dispositif en étoile des différentes sources et géophones. (b) Vitesses sismiques en fonction de l'orientation des profils par rapport aux discontinuités (θ), d'après Hack 2000.

De plus, l'anisotropie en profondeur peut également causer une interprétation erronée des données sismiques. Considérons un profil de sismique réfraction horizontale, recoupant une série de fractures verticales perpendiculaires au profil, qui se referment en profondeur. La

masse fracturée aura une vitesse sismique différente de la masse intacte, entraînant un profil de vitesses apparentes bi-couches (Hack, 2000) : une première couche en surface avec de faibles vitesses apparentes, représentant la roche affectée par des fractures ouvertes, et la deuxième couche avec la vitesse de la masse rocheuse intacte sans discontinuités. Ce phénomène est dû au fait que les ondes sismiques vont contourner les fractures ouvertes de plus faibles vitesses. Dans le cas où ces fractures sont parallèles au profil, les ondes sismiques n'ont pas besoin de contourner les discontinuités et se propagent directement avec la vraie vitesse de la masse rocheuse intacte.

- **La méthode H/V – bruit de fond**

Les vibrations ambiantes ou « bruit de fond sismique », sont présentes partout. Leur origine est soit naturelle (houle océanique, vent,...) prépondérante à basse fréquence, soit anthropique (activité industrielle, trafic, machines...) prépondérante en milieu urbanisé pour des fréquences supérieures à 1 Hz (Duval et al., 1996). Compte tenu de cette origine toujours située en surface, les ondes sismiques qui composent le bruit de fond sont donc, pour l'essentiel, des ondes de surface. Les ondes de surfaces sont dispersives (comme les ondes radar), c'est-à-dire que leur vitesse dépend de la fréquence.

La technique dite de Nakamura (1989), consiste à calculer le rapport spectral entre les composantes horizontales et verticales (rapport H/V) d'enregistrements de bruit de fond ambiant. Ce rapport H/V permet de mettre en évidence la fréquence de résonance des sites (qui dépend de la vitesse des ondes S, et de l'épaisseur des terrains). Cette méthode d'analyse du bruit sismique a été initialement développée pour l'étude des effets de site et la micro-zonation du risque sismique (Bard, 1998). La méthode H/V a également été utilisée par Gallipoli et al. (2000) pour l'étude de la stabilité des pentes. La signature du pic de fréquence a permis de mettre en évidence des masses de caractéristiques différentes, comme par exemple une zone de terrain remanié sur un substratum intact.

5.3.2. Les méthodes électriques

La prospection électrique permet de déterminer la résistivité du sous-sol à partir de mesures effectuées en surface. La méthode de résistivité est une méthode de potentiel, dont le principe (Reynolds, 1997) est illustré sur la Figure 1.15 : on injecte un courant électrique (I) en surface entre deux électrodes impolarisables (A et B) et on mesure la différence de potentiel (ΔV) générée entre deux autres électrodes de réception (M et N).

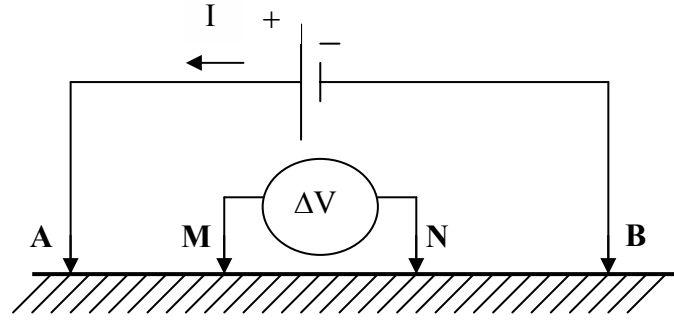


Figure 1.15 : Principe de la prospection électrique en dispositif Wenner alpha, ($AM=MN=NB=a$).

Les potentiels aux points M et N résultant du courant injecté sont :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) \quad \text{et} \quad V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \quad (1.10)$$

La différence de potentiel MN est alors :

$$\delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right) \quad (1.11)$$

En connaissant le courant injecté (I) et les caractéristiques géométriques déterminées lors de l'acquisition (F , facteur géométrique), la mesure de la différence de potentiel permet alors de déterminer la résistivité apparente du sous-sol :

$$\rho = \frac{\delta V_{MN}}{I} \times F \quad \text{et} \quad F = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right)^{-1} \quad (1.12)$$

Suivant le dispositif utilisé (Figure 1.16), la prospection électrique peut atteindre différentes profondeurs (Reynolds, 1997) : la méthode dipôle-dipôle est celle qui investit le plus profondément, mais elle est plus sensible au bruit ambiant. Le dispositif Wenner est le moins sensible au bruit, mais il a une profondeur de pénétration faible. Il possède cependant une très bonne résolution verticale, et il est assez sensible aux changements latéraux. La méthode Wenner, retenue par la suite, investit jusqu'à une profondeur $z = a/2$ ou $z = AB/6$.

En prospection électrique, on mesure la résistivité apparente des terrains, qui est fonction des caractéristiques du sous-sol, et qui n'est égale à la résistivité réelle que dans le cas d'un sol homogène et isotrope. De ce fait, pour obtenir la résistivité réelle d'un milieu hétérogène complexe, il faut passer par une inversion des données de résistivités apparentes. Dans l'interprétation des mesures, il est donc important de souligner la non unicité de la solution, inhérent à la méthode.

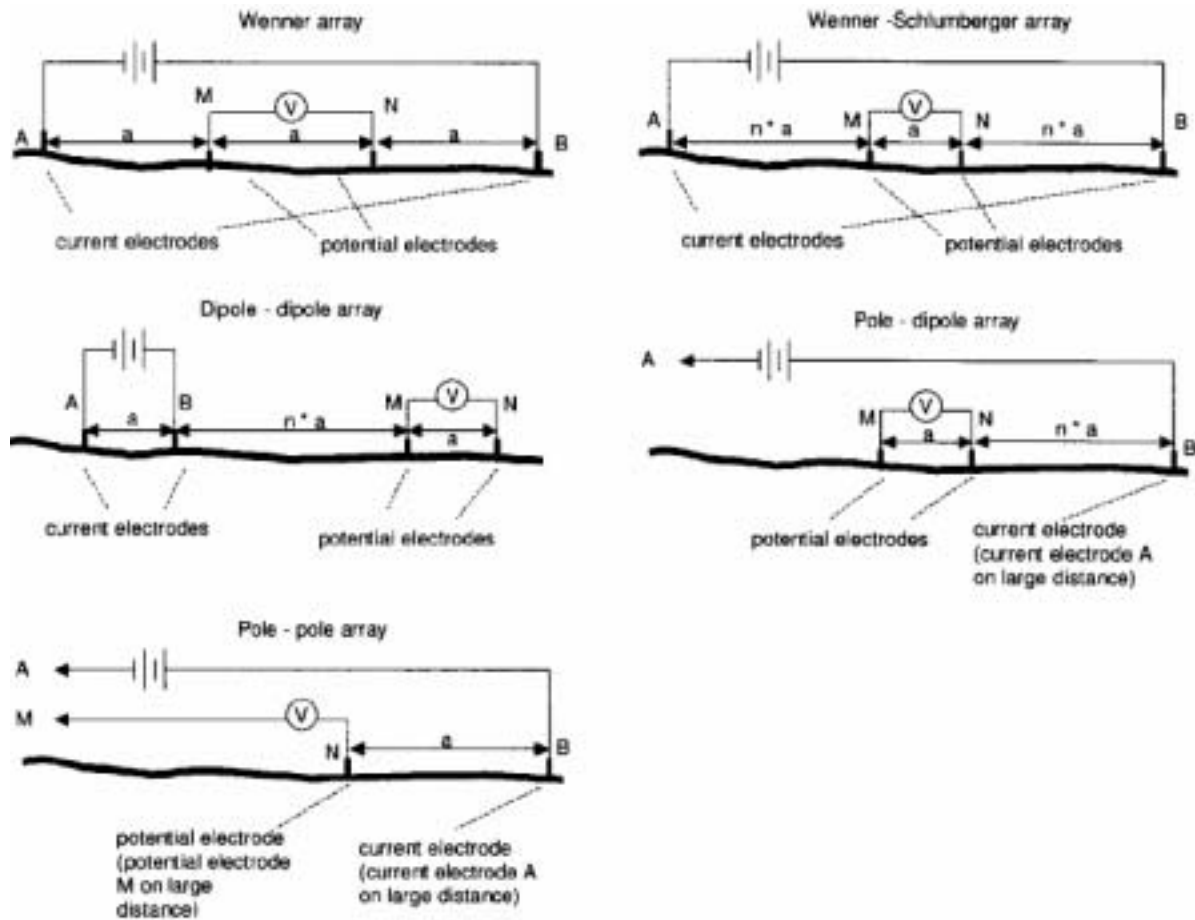


Figure 1.16 : Les différents dispositifs utilisés en prospection électrique (d'après Hack, 2000).

Les mesures de résistivité électrique ont couramment été utilisées pour l'étude de la stabilité des versants (Bogoslovski and Ogilvy, 1977 ; Jongmans et al., 2000). Les mesures de résistivités sont très sensibles aux variations de teneur en eau, qui est souvent un bon indicateur pour déterminer la géométrie de glissements de terrains (Gallipoli et al., 2000). Contrairement aux sondages électriques, qui fournissent une interprétation 1D, la tomographie électrique permet de fournir rapidement une image 2D et/ou 3D de la structure du sous-sol (Demagnet, 2000) en montrant des variations verticales et latérales. Pour ce faire, on dispose

sur le terrain un profil linéaire formé d'un grand nombre d'électrodes régulièrement espacées suivant le dispositif choisi (Wenner, Schlumberger, dipôle-dipôle). Un résistivimètre mesure toutes les valeurs de résistivité apparente pour tous les couples ABMN possibles le long du profil d'électrodes (ces résultats bruts se représentent sous la forme d'une pseudo section). Il faudra ensuite inverser les résistivités apparentes pour obtenir l'image 2D représentant la résistivité vraie du sous-sol en fonction de la profondeur. La Figure 1.17 montre une image de tomographie électrique réalisée sur un site calcaire résistif (2000 Ohm.m) présentant une faille conductrice drainant de l'eau (50 Ohm.m).

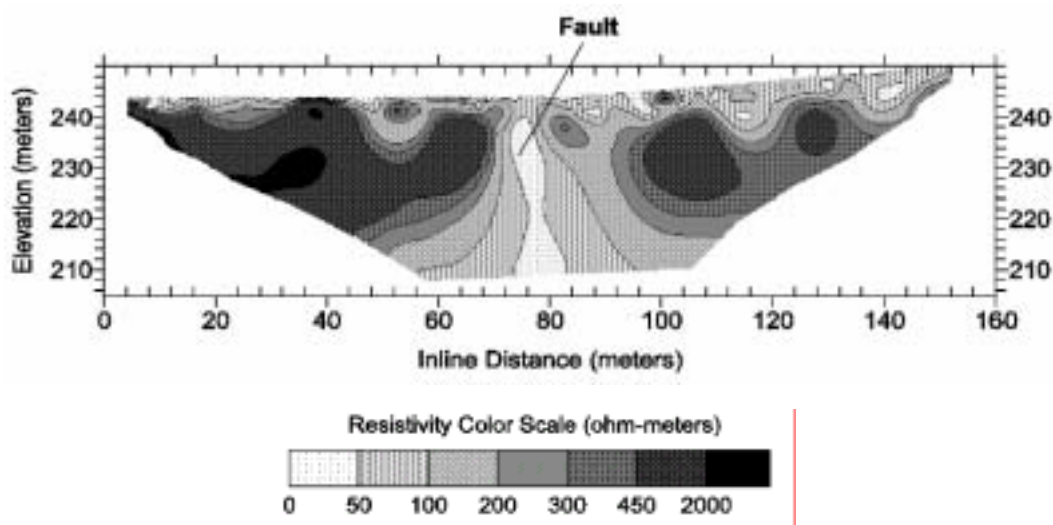


Figure 1.17 : Imagerie 2D d'une faille par la tomographie électrique (Loke, 1997).

Plusieurs études de prospection électrique (tomographie) ont été réalisées sur des mouvements de versants (Havenith et al., 2000 ; Bruno and Marillier, 2000 ; Gallipoli et al., 2000 ; Méric, 2003 ; Cravoisier, 2004) ou sur des dépôts d'éboulements anciens (Genty, 2002 ; Deparis, 2003). La Figure 1.18 montre un exemple d'imagerie de la zone de dépôt d'un éboulement ancien (Triolet) survenu en Italie (Deparis, 2003). La zone d'éboulement, très résistive à cause du chaos de blocs associé à la présence d'air (empêchant les courants électriques de circuler facilement) est bien mise en évidence, ainsi que l'épaisseur du dépôt.

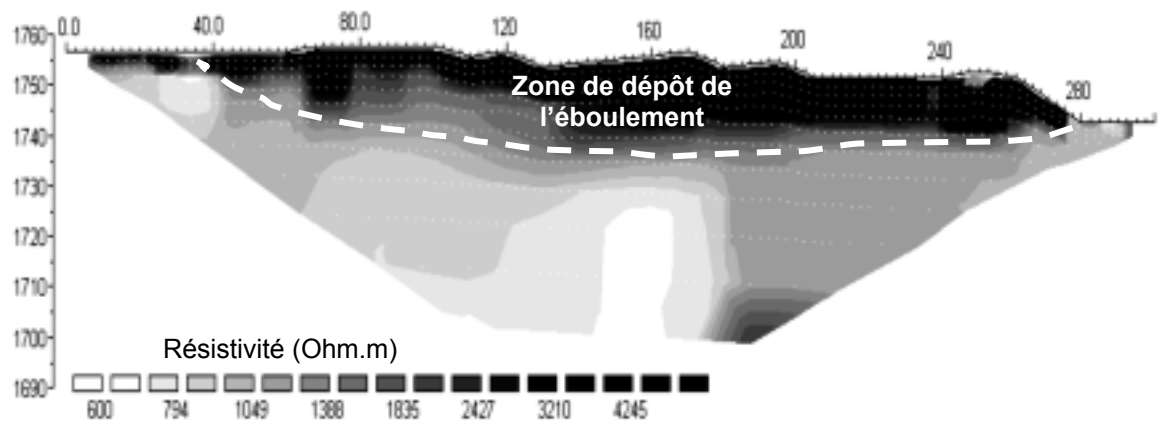


Figure 1.18 : Imagerie 2D transversale du dépôt de l'éboulement du Triolet en Italie après inversion de la pseudo-section de résistivités apparentes. Les points blancs situés en arrière plan de l'image correspondent chacun à une valeur de résistivité réelle (d'après Deparis, 2003).

5.3.3. Les méthodes électromagnétiques

Les méthodes électromagnétiques ont couramment été utilisées pour l'étude de la stabilité des pentes rocheuses (Bogoslovski and Ogilvy, 1997 ; Bruno and Marillier, 2000 ; Hack, 2000). On distingue par opposition : les méthodes de propagation, à hautes fréquences (radar géologique), et les méthodes de diffusion à basses fréquences (EM31, EM34, EM38), ou très basses fréquences VLF (Very Low Frequency, non présentées par la suite).

- **Les méthodes hautes fréquences (radar géologique)**

Le radar géologique (ou GPR pour Ground Penetrating Radar) est une méthode de prospection géophysique relativement comparable à celle de la sismique réflexion verticale : le principe est basé sur la propagation d'ondes électromagnétiques (EM) hautes fréquences, et leur réflexion ou diffraction, pour la détection d'objets géologiques ou anthropiques. En surface, la technique permet d'obtenir une image en fonction du temps de propagation, avec une très bonne résolution pouvant atteindre quelques centimètres, en fonction de la fréquence utilisée (voir Tableau 1.2). La résolution verticale théorique est considérée comme le quart de la longueur d'onde (Reynolds, 1997). Le tableau ci-dessous donne quelques exemples de valeurs de longueur d'onde et de résolutions dans un sol et une roche pour différentes fréquences d'antennes radar.

Tableau 1.2 : Résolution verticale théorique pour deux matériaux géologique à différentes fréquences radar (d'après Reynolds, 1997).

	Fréquences d'antennes		
	120 MHz	500 MHz	900 MHz
Sol			
Longueur d'onde (cm)	62.5	15	8
Résolution (cm)	15.6	3.75	2
Roche			
Longueur d'onde (cm)	92	22	12
Résolution (cm)	23	5.5	3

D'après les équations de Maxwell (voir Chapitre 2), trois paramètres fondamentaux régissent la propagation des ondes EM vis-à-vis de la matière traversée : la perméabilité magnétique (μ), la permittivité diélectrique (ϵ), et la conductivité électrique (σ). Ainsi, chaque contraste d'un de ces 3 paramètres peut provoquer une réflexion (ou une diffraction si l'objet est petit) d'onde EM.

Dans la plupart des cas, le radar géologique est utilisé selon des acquisitions mono-déport le long de profils 2D (l'écartement des antennes émettrice et réceptrice est constant), auxquelles sont associées des acquisitions multi-déports ponctuelles (l'écartement des antennes émettrice et réceptrice augmente) pour effectuer des analyses de vitesse des ondes EM en profondeur, dans le but de convertir les temps des réflexions en distances.

Dussauge-Peisser (2002) a réalisé une série de profils radar le long d'une falaise calcaire d'une dizaine de mètres pour détecter les principales fractures sub-verticales. La Figure 1.19b montre une photo du système d'acquisition et de la manipulation. Un opérateur correctement assuré, descend avec les antennes radar et l'électronique de transmission et réception le long de la paroi. Le matériel géoradar est également assuré sur un autre cordage, et sa descente est gérée par un deuxième opérateur. Le troisième opérateur, situé sur le plateau ou au pied de la falaise (fonction des conditions d'accès du site) effectue la prise des mesures (le déclenchement) à différents intervalles de distance le long du profil vertical.

Les résultats des profils radar réalisés en mode réflexion le long de la falaise avec 3 antennes différentes (35 MHz, 120 MHz et 500 MHz) sont présentés sur la Figure 1.19a. Les réflecteurs apparaissant sur les trois radargrammes (numérotés 1, 2, 3 et 4) sont parallèles à la surface d'investigation, c'est à dire à la falaise verticale. Les principales discontinuités observées sur ce site étant subverticales, les réflecteurs imagés correspondent probablement aux quatre fractures observées sur le terrain aux abords du profil dans la direction de propagation des ondes radar (perpendiculaire aux fractures).

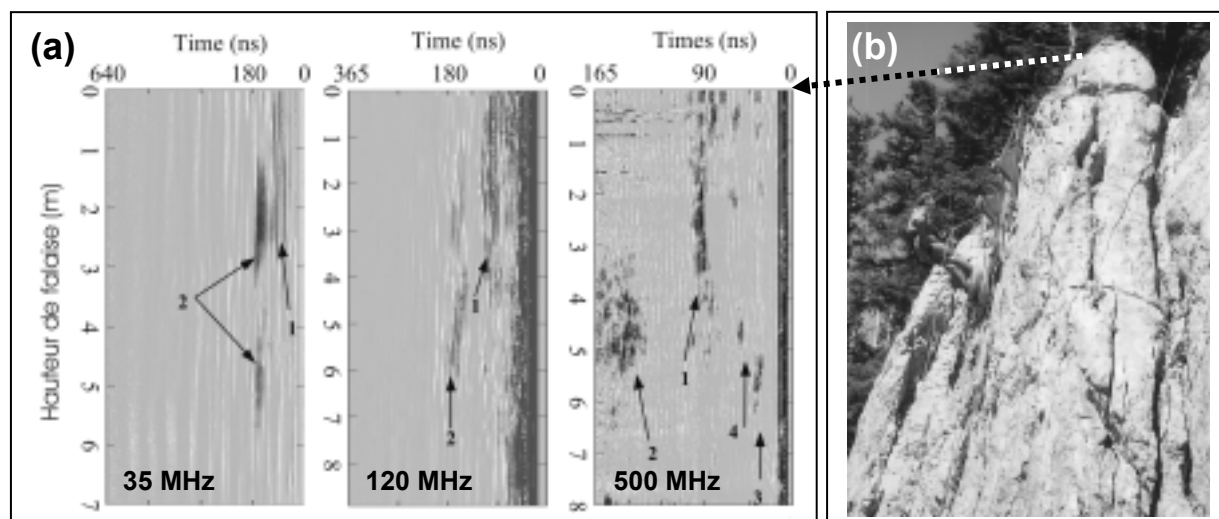


Figure 1.19 : (a) Résultat de l'acquisition en radar réflexion avec trois antennes différentes (35 MHz, 120 MHz, 500 MHz). (b) Photo montrant l'acquisition GPR le long de la falaise avec des antennes mono-statiques (modèle GSSI), d'après Dussauge-Peisser (2002).

Les profils obtenus avec les trois antennes présentent des différences de résolution et de profondeur de pénétration. Les antennes 35 MHz et 120 MHz ont mis en évidence deux principaux réflecteurs (numérotés 1 et 2) apparaissant à environ 100 ns et 170 ns (temps double). Avec l'antenne 500 MHz, ces deux réflecteurs sont localisés plus précisément à respectivement 90 ns et 160-165 ns, tandis que deux autres réflecteurs (3 et 4) apparaissent plus proches du front de falaise. Sur les trois profils radar réalisés, de fortes variations de la réflectivité sont clairement visibles pour l'ensemble des réflecteurs. Ces variations, au sein d'un même réflecteur correspondent probablement à des changements d'épaisseur et/ou de la nature du remplissage le long des fractures. La disparition progressive des réflexions vers le bas de la falaise semble indiquer que les fractures se referment en pied de falaise.

- **Les méthodes basses fréquences (EM34)**

Les méthodes électromagnétiques basses fréquences, sont basées sur la transmission d'un champ électromagnétique depuis une boucle émettrice vers une boucle réceptrice. Le principe de la méthode, décrit dans Reynolds (1997) ou encore Nabighian (1991), est illustré sur la Figure 1.20. Un champ primaire est généré au niveau de l'émetteur qui se propage vers le récepteur à travers le sol et l'air. Si le sol contient un matériau conducteur, la partie magnétique du champ électromagnétique alternatif crée des courants induits dans ce conducteur, qui engendrent un champ secondaire capté par le récepteur. Le rapport de

l'amplitude du champ secondaire sur l'amplitude du champ primaire est proportionnel à la conductivité électrique du milieu.

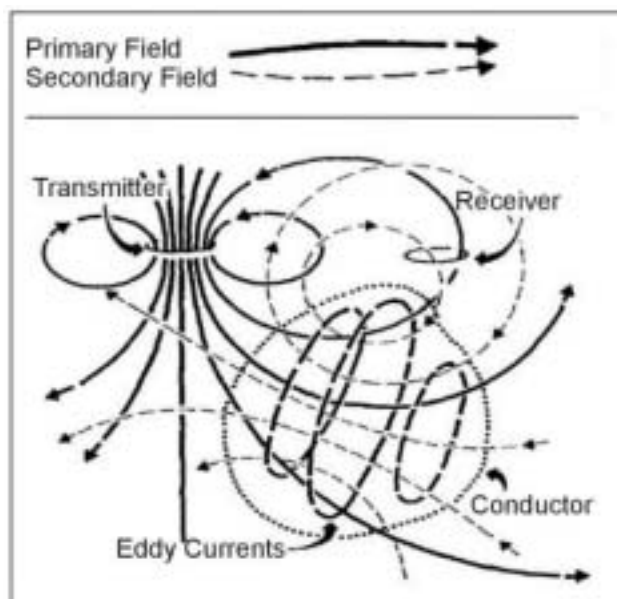


Figure 1.20 : Principe de fonctionnement de l'électromagnétisme pour les méthodes basses fréquences de type EM-31, EM- 34 et EM-38 (d'après Reynolds, 1997).

Parmi les méthodes électromagnétiques basses fréquences, on peut citer les appareillages EM31, EM34 et EM38 dont les caractéristiques sont résumées dans le Tableau 1.3.

Tableau 1.3 : Caractéristiques des méthodes électromagnétiques basses fréquences (site web Abem-France).

Instrument	Séparation des deux boucles	Fréquence d'émission	Profondeur d'exploration		Résolution = 1/5*(séparation des antennes)
			Boucles Verticales	Boucles Horizontales	
EM38	1m	14.6KHz	1.5m	0.75m	0.2m
EM31	3.66m	9.8KHz	6m	3m	0.7m
EM34	10m	6.4KHz	7.5m	15m	2m
EM34	20m	1.6KHz	15m	30m	4m
EM34	40m	0.4KHz	30m	60m	8m

L'EM34 (Société Geonics), présenté par la suite, est un outil géophysique composé de deux boucles (émetteur et récepteur), qui mobilise donc deux personnes pendant l'acquisition des profils de mesures. L'espacement entre les deux boucles peut être fixé à 10, 20 ou 40 mètres en fonction de la profondeur de pénétration et de la résolution spatial désirée. De ce

fait, les fréquences correspondantes sont de 6400, 1600 et 400 Hz. Il est possible d'utiliser la méthode EM34 selon deux dispositifs : HDM (Horizontal Dipole Mode, boucles verticales) et VDM (Vertical Dipole Mode, boucles horizontales) comme le montre la Figure 1.21.

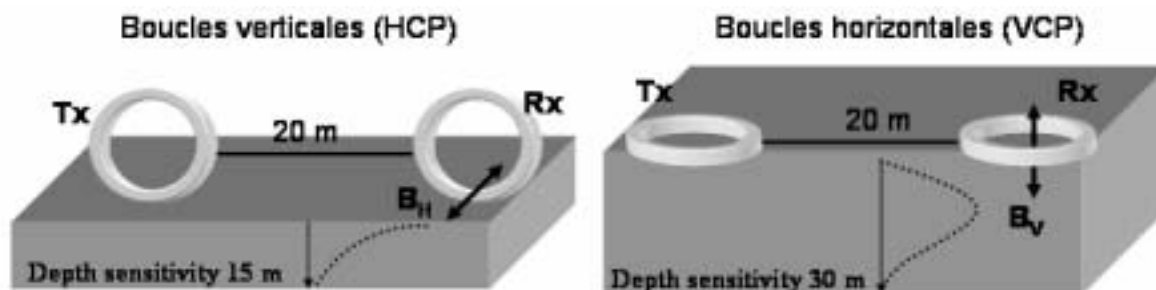


Figure 1.21 : Dispositif EM34, et profondeur d'investigation. Les pointillés noirs représentent la fonction de réponse impulsionnelle, et les flèches noires illustrent la direction du champ B induit.

Lorsque les deux boucles sont verticales, la contribution de la couche de la proche surface est très importante : le champ magnétique secondaire est influencé principalement par la couche située à faible profondeur (15 m). Lorsque les deux boucles sont horizontales, le champ magnétique secondaire est plus influencé par la couche située à grande profondeur (30 m) : cette configuration est donc peu sensible aux variations de conductivité des couches superficielles. Selon le mode d'acquisition utilisé, on mesurera donc, soit une conductivité apparente correspondant à une couche superficielle de faible épaisseur (boucles verticales), soit une conductivité apparente correspondant à une couche plus épaisse et plus profonde (Boucles Horizontales).

L'avantage de la méthode EM34 est qu'elle permet d'obtenir une mesure rapide de la résistivité apparente du milieu. Il est possible de couvrir facilement une grande zone d'étude afin de détecter les variations de conductivité (et donc de résistivité) en profondeur. Ces variations de résistivités peuvent être causées par la présence de fractures (ouvertes, remplies d'argile ou d'eau), ou par la présence d'une forte anomalie en profondeur (plan de glissement, changement de nature de la roche,...). Néanmoins, l'EM34 mesure une conductivité apparente du milieu sur une certaine profondeur, et ne fournit ni la conductivité réelle de chaque couche investiguée, ni leur géométrie. Elle permet cependant de mettre en évidence des contrastes latéraux, mais ne fournit pas une image 2D du sous-sol, contrairement à la tomographie électrique qui fournit une image des résistivités réelles du sous-sol.

Dans le cadre des mouvements de terrains, plusieurs profils EM34 ont été réalisés sur le mouvement de Séchilienne (Méric, 2002 et 2003, Vengeon et al., 2002) afin de détecter

l'extension latérale du mouvement (limite latérale Ouest inconnue). Les résultats d'un profil EM34 (NE-SW) situé juste au dessus de la zone active sont présentés sur la Figure 1.22 pour les deux positions de boucles. A l'extrémité Est, le profil démarre dans le massif non perturbé et la résistivité apparente est inférieure à 1 K Ω m. A la limite avec la zone active, les valeurs de résistivité électrique augmentent et varient fortement entre 5 et 20 K Ω m. Au-delà de la zone active, la résistivité diminue de façon progressive vers l'Ouest jusqu'à atteindre des valeurs inférieures à 1 K Ω m avec une diminution brusque à un endroit particulier. L'évolution de ρ apparent en fonction de la distance est plus ou moins semblable pour les deux positions (horizontale et verticale de boucles). Des résultats semblables ont été obtenus le long de 4 autres profils. Ils montrent que les zones fortement déformées, actuelles ou anciennes, sont caractérisées par de fortes valeurs de résistivité et se distinguent du massif cristallin non affecté dans lequel la résistivité est inférieure à 1 K Ω m.

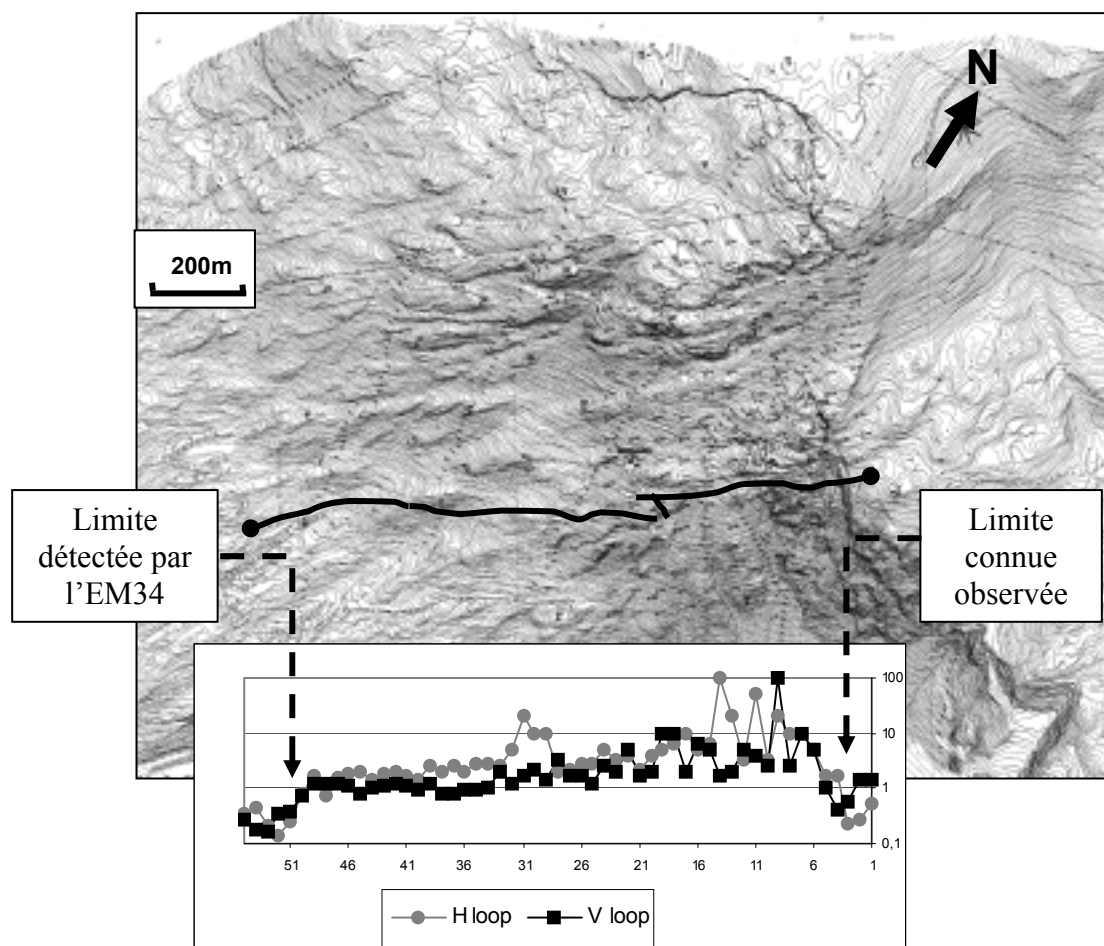


Figure 1.22 : Localisation et résultats du profil électromagnétique EM34 réalisé sur le glissement de Séchilienne. L'axe des abscisses représente la position des stations de mesures le long du profil, et l'axe des ordonnées indique la valeur de la résistivité apparente (en k Ω m.) pour les boucles horizontales et verticales (d'après Vengeon et al., 2002).

5.3.4. La polarisation spontanée (PS)

La mesure de potentiels électriques générés naturellement (ou polarisation spontanée, PS) est exploitée depuis la fin du XIX^{ème} siècle en géophysique minière et pétrolière, et depuis quelques dizaines d'années en hydrologie et en génie civil (Aubert, 1997). Les études de PS sont basées sur les processus électrochimiques ou mécaniques de la sub-surface qui créent des potentiels électriques spontanés (Hack, 2000 ; Bogoslovski and Ogilvy, 1977). On cherche donc à connaître la génération de potentiel spontané dans les sols sans influence humaine. Sur les sites naturels comme les glissements et les mouvements de terrains, les circulations d'eau en profondeur sont les principales causes de la création des processus de polarisation spontanée. Dans ce cas, la source principale attendue est électrocinétique, engendrée par la circulation de fluide au sein de la masse en mouvement par le biais des failles, fractures, et surfaces de glissements.

Pour l'auscultation des glissements de terrains, Méric (2003) et Cravoisier (2004) ont effectué des mesures de polarisation spontanée selon des profils transversaux afin de repérer les limites latérales de la zone en mouvement, en détectant les surfaces de glissements qui constituent des zones de circulation privilégiées des fluides. Pour enregistrer d'éventuelles anomalies de PS, deux électrodes impolarisables sont utilisées pour mesurer la différence de potentiel entre deux points : le point de référence est fixe et stable (on cherche à avoir un potentiel nul autour de ce point), alors que l'on déplace l'autre électrode pour couvrir la surface d'investigation. Lorsqu'une courbe des variations de potentiels est obtenue, on peut en déduire quelques caractéristiques de la circulation de fluides (sous l'hypothèse d'une origine électrocinétique) : si l'anomalie de PS est positive, la circulation de fluide est ascendante ; si l'anomalie de PS est négative, la circulation de fluide est descendante (écoulement gravitaire). On retiendra que l'interprétation des mesures de polarisation spontanée reste qualitative. Cependant, des tentatives d'inversion de la forme de l'anomalie commencent à être effectuées à l'heure actuelle, dans l'espoir de quantifier le milieu.

5.3.5. Synthèse

Il existe une grande variété de méthodes géophysiques permettant de caractériser un milieu depuis la surface. Souvent, la combinaison de plusieurs méthodes sur un même site permet de réaliser une étude géophysique complète par l'imagerie ou la cartographie des différents paramètres physiques du sous-sol. Le Tableau 1.4 tente de faire une comparaison de l'efficacité des différentes méthodes géophysiques présentées dans ce chapitre, en fonction de l'objet géologique étudié (Hack, 2000). Certaines méthodes géophysiques semblent se distinguer des autres pour leur capacité d'imagerie 2D et 3D de structures géologiques complexes (radar géologique, tomographie sismique et électrique). Cependant, il est très difficile de hiérarchiser une méthode par rapport à une autre. En effet, le succès de la méthode dépendra de nombreux paramètres intrinsèques comme la complexité de la configuration du sous sol, la nature géologique des terrains, la présence d'eau, etc.

D'après le problème posé par notre problématique de recherche, à savoir l'imagerie et la caractérisation des discontinuités (fractures, joints, failles, ...) affectant un massif rocheux, il semble que le radar géologique soit la méthode géophysique la plus efficace.

Tableau 1.4 : Efficacité des méthodes géophysiques dans différents contextes (d'après Hack, 2000).

Méthodes Géophysiques	Anomalies locales Failles, joints, cavités fractures, fondations	Structures géologiques				
		Faibles contrastes		Forts contrastes		
		Simple	complexe	Simple	complexe	
Sismique	Réfraction	--	-	--	++	-
	Réflexion	-	+	-	++	+
	Tomographie	-	++	++	++	++
Electromagnétique	EM34	+	-	--	-	--
	Radar (GPR)	++	++	++	++	++
Electrique	Sondages	-	-	--	++	+
	Tomographie	-	++	++	++	++
Pol. Spontanée	PS	--	--	--	-	-

(- - pas efficace, - moyennement efficace, + bon, ++ très bon)

6. Conclusion

Les éboulements rocheux sont des phénomènes complexes, rapides et dévastateurs pouvant mettre en jeu des volumes considérables. Comme toute région montagneuse, la région grenobloise n'est aucunement épargnée par les phénomènes d'instabilité de versants rocheux. En effet, les grandes falaises verticales calcaires qui bordent la région grenobloise peuvent être le siège d'instabilités rocheuses de grande ampleur dont l'aléa reste difficile à appréhender.

La stabilité d'un massif rocheux est guidée par la présence de discontinuités préexistantes (fractures, failles, diaclases, stratification) qui prédécoupent le massif en un agencement de blocs. C'est donc la géométrie (orientation, pendage) et les caractéristiques mécaniques (ouverture, remplissage) de ces discontinuités qui vont déterminer la stabilité d'un versant rocheux. Cependant, l'analyse des caractéristiques des discontinuités n'est possible qu'en surface, et de ce fait les informations relatives aux discontinuités internes ne sont pas accessibles.

Seul des méthodes géophysiques non destructives peuvent fournir de telles informations, depuis la surface, sur la présence ou non des discontinuités en profondeur, et sur leurs caractéristiques 2D et 3D. L'objectif de ce travail est d'obtenir des informations sur l'état de fracturation interne d'un massif rocheux avec une résolution de quelques centimètres (permettant par exemple de détecter la présence ou non de ponts rocheux). Parmi toutes les méthodes géophysiques présentées dans ce chapitre, il apparaît que le radar géologique (GPR) est la méthode la plus efficace pour l'imagerie haute résolution des discontinuités.

Le chapitre 2 est donc entièrement consacré au radar géologique.

Chapitre 2.

Le radar géologique

Ce chapitre a pour but de présenter les phénomènes électromagnétiques dans les milieux géologiques aux fréquences radar. Il existe de nombreux ouvrages (Guéguen et Palciauskas, 1992 ; Reynolds, 1997 ; Stratton, 1941 ; Annan, 2001) et mémoires (Halleux, 1995 ; Hollender, 1999 ; Sénéchal, 2000 ; Grégoire, 2001 ; Girard, 2002) traitant en détail de la théorie de l'électromagnétisme appliquée au radar géologique. Dans ce chapitre, on s'attardera à décrire le principe d'utilisation du radar géologique, la théorie de l'électromagnétisme et les paramètres physiques mis en jeu, le comportement des matériaux géologiques aux fréquences radar, et les domaines d'application de la méthode.

1. Introduction

1.1. Présentation

Le radar géologique ou GPR (Ground Penetrating Radar) est une méthode rapide et non destructive d'auscultation de la subsurface qui utilise la propagation d'ondes électromagnétiques (EM) hautes fréquences, et leur réflexion ou diffraction, pour la détection d'objets géologiques ou anthropiques (Reynolds, 1997). Cette méthode de prospection géophysique présente une forte analogie avec la sismique, profondeur de pénétration et nature des ondes source mises à part. Le radar géologique consiste à mesurer le temps de parcours et l'amplitude d'une onde entre la position d'émission et un réflecteur. Les réflecteurs sont caractérisés par des contrastes de permittivité diélectrique et de conductivité électrique.

La première étude au radar géologique a été réalisée en Autriche en 1929 par le géophysicien allemand W. Stern, dans le but de déterminer la profondeur d'un glacier (Olhoeft, 2003). A partir de 1960, Cook et d'autres scientifiques ont développé le radar géologique pour détecter des réflexions en profondeur, permettant d'imager les sols et les aquifères. C'est en 1972 avec la première commercialisation des radars géologiques par l'entreprise GSSI (Geophysical Survey System Inc.) que l'utilisation du GPR a explosé.

Depuis les années 80, le développement et l'utilisation du radar géologique comme technique d'exploration de la subsurface est devenue un atout majeur. Son imagerie haute résolution dans les milieux peu conducteurs (sols, roches, structures) en fait une méthode bien adaptée aux problèmes de géotechnique et de géologie de l'ingénieur, ou de l'environnement.

1.2. Principe d'utilisation

Une antenne émettrice envoie dans le sol des impulsions de très brève durée, à des fréquences variant de 20 MHz à 2 GHz, en fonction de l'antenne utilisée. Ces impulsions provoquent un front d'ondes qui se propage à travers le milieu investigué. Quand les ondes rencontrent un contact entre deux milieux présentant des propriétés diélectriques différentes (contact entre deux couches, cavité, objet enterré, fracture, ...) une partie de leur énergie est réfléchie, tandis que l'autre pénètre plus profondément. Les ondes réfléchies sont captées en surface par l'antenne réceptrice.

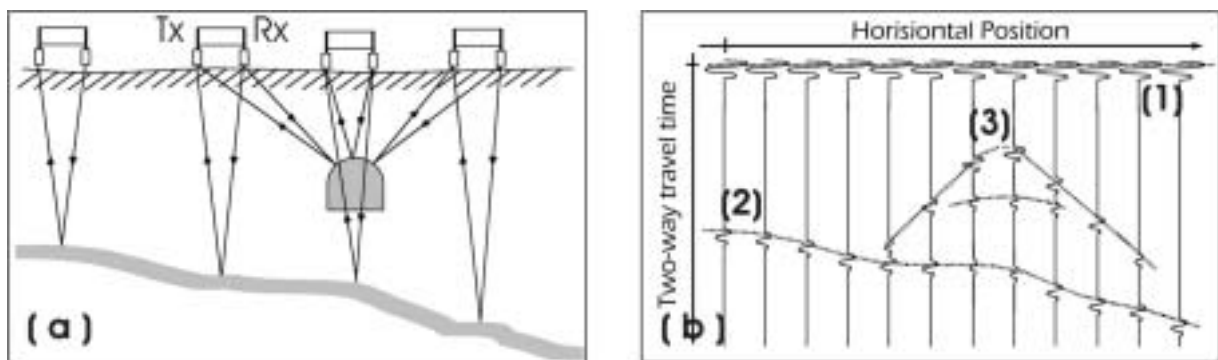


Figure 2.1 : Schéma de principe de l'utilisation du GPR (a) et ondes associées à une réflexion sur une interface et à une diffraction, ainsi que l'onde directe dans l'air (b), d'après Annan (2001).

Un exemple d'acquisition 2D est schématisé sur la Figure 2.1. Le système radar, représenté par 2 antennes (Tx : émettrice et Rx : réceptrice), est déployé sur la surface le long d'un profil horizontal (Figure 2.1.a). Les rais subverticaux vont, soit se réfléchir à une interface qui sépare des milieux électromagnétiquement différents, soit être diffractés par des objets de petite taille par rapport à la longueur d'onde du signal incident. La Figure 2.1.b illustre l'enregistrement des temps de propagation des ondes EM en fonction de la position du dispositif radar. On observe une onde (1) qui apparaît sur l'ensemble du profil à un temps identique proche de 0. C'est l'onde qui se propage directement dans l'air (et dans le sol) entre les deux antennes. On observe également des ondes réfléchies le long de l'interface formant un réflecteur continu (2), et une hyperbole de diffraction (3) centrée sur l'objet diffractant formée par une cavité.

1.3. Le système d'acquisition

Le système d'acquisition radar est illustré sur la Figure 2.2, et présente les deux types d'antennes de surface. Les antennes non blindées (Figure 2.2.a) sont dites bistatiques ; elles peuvent être séparées l'une de l'autre. Le dispositif se compose alors d'une antenne émettrice (1) et d'une électronique de transmission, et d'une antenne réceptrice (2) et d'une électronique de réception. Les antennes radar blindées (Figure 2.2.b) sont regroupées dans un même boîtier (3) : on parle d'antennes monostatiques (inséparables). Le système d'acquisition se compose également d'une unité de contrôle (4) qui permet de synchroniser les différents éléments, et d'une unité de commande et de stockage des données (5 : ordinateur portable).

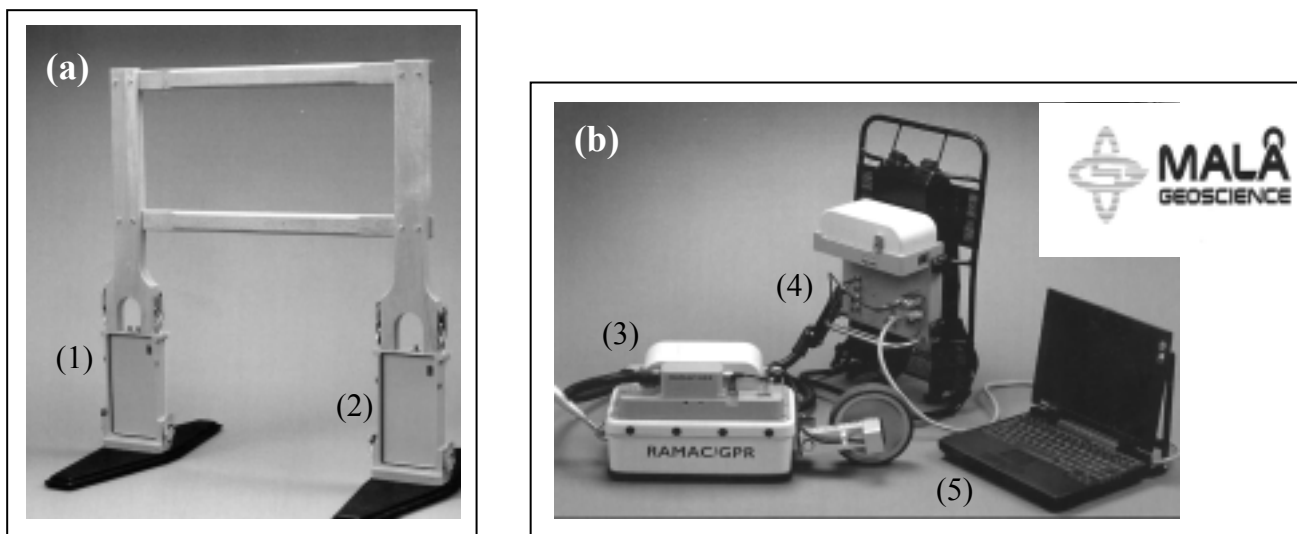


Figure 2.2 : Appareillage RAMAC/GPR. (a) Antennes non-blindées bistatiques (200 MHz). (b) Antennes blindées monostatiques (800 MHz). (site web Malå Geoscience).

2. Notions théoriques

2.1. Equations de Maxwell

Un champ électromagnétique est défini comme un ensemble de quatre vecteurs : le champ électrique, le champ magnétique, le déplacement électrique et l'induction magnétique. Le principe de propagation des ondes électromagnétique est basé sur la théorie des équations de Maxwell, regroupées sous la forme :

$$\text{rot } \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\text{rot } \vec{H} = \vec{j}_c + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad (2.2)$$

$$\text{div } \vec{D} = \rho \quad (2.3)$$

$$\text{div } \vec{B} = 0 \quad (2.4)$$

Avec : \vec{E} [V/m] le champ électrique, \vec{B} [T] l'induction magnétique, \vec{H} [A/m²] le champ magnétique, \vec{j}_c [A/m²] la densité de courant de conduction, \vec{D} [C/m²] le déplacement électrique, et ρ [C/m³] la densité de charge électrique.

L'équation 2.3 exprime que les charges électriques sont sources d'un courant de déplacement, donc d'un champ électrique. L'équation 2.4 est l'équivalent en magnétisme de l'équation 2.3, où la nullité du second terme résulte de l'inexistence de charges isolées. L'équation 2.1 montre qu'une variation d'induction magnétique génère un champ électrique circulant autour du vecteur $\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}$. De même l'équation 2.2 montre qu'un champ magnétique peut être généré par circulation d'un courant électrique et par variation du courant de déplacement $\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$.

Les équations de Maxwell sont complétées par un ensemble de relations rattachant les vecteurs du champ électromagnétique aux propriétés intrinsèques du milieu considéré. Il existe 3 paramètres physiques qui contrôlent la propagation des ondes électromagnétiques, et qui décrivent donc les propriétés électromagnétiques de la matière à l'échelle macroscopique : la perméabilité magnétique (μ), la permittivité diélectrique (ε) et la conductivité (σ).

2.2. La perméabilité magnétique (μ)

La perméabilité magnétique μ [H/m] permet de décrire le comportement d'une matière soumise à un champ magnétique \vec{H} [A/m]. En l'absence d'un moment magnétique rémanent (aimantation permanente), l'induction magnétique \vec{B} [T] s'écrit :

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (2.5)$$

Dans le vide, la perméabilité magnétique μ_0 vaut $4\pi \cdot 10^{-7}$ H/m.

Pour la plupart des roches rencontrées en prospection radar, le moment magnétique est négligeable. On prendra par la suite $\mu=\mu_0$.

2.3. La permittivité diélectrique (ϵ)

Sous l'effet d'un champ électrique externe \vec{E} [V/m], le mouvement de charges dites liées est caractérisé par la permittivité diélectrique ϵ [F/m] qui décrit le pouvoir de polarisation du milieu. Le vecteur induction électrique \vec{D} [C/m²] s'écrit de la façon suivante :

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (2.6)$$

Dans le vide, malgré l'absence de charges liées, le déplacement électrique n'est pas nul. On peut donc définir la permittivité du vide (ϵ_0) qui est égale à $8,84 \times 10^{-12}$ F/m.

La loi de conservation des charges permet d'aboutir à la relation exprimant les courants de déplacement \vec{j}_d en fonction du champ électrique :

$$\vec{j}_d = \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.7)$$

La permittivité peut être définie comme une grandeur complexe :

$$\epsilon = \epsilon' + i\epsilon'' \quad \text{avec } i^2 = -1 \quad (2.8)$$

Cette écriture complexe reflète le fait que les charges liées ne répondent pas nécessairement instantanément en quadrature de phase au champ électrique. La partie imaginaire de la permittivité représente les pertes d'énergie engendrées par les mécanismes de polarisation.

2.4. La conductivité électrique (σ)

L'application d'un champ électrique à un milieu quelconque provoque un courant de charge dites « libres ». D'après la loi d'Ohm, les courants de conduction sont reliés au champ électrique par la relation :

$$\vec{j}_c = \sigma \vec{E} \quad (2.9)$$

La conductivité électrique peut également être considérée comme une grandeur complexe :

$$\sigma = \sigma' + i\sigma'' \quad (2.10)$$

Ce formalisme reflète que les charges libres ne répondent pas nécessairement instantanément au champ électrique.

2.5. Courant total et paramètres effectifs

On peut définir la densité de courant totale \vec{j} [A/m²] comme la somme de la densité de courant de conduction et de la densité de courant de déplacement :

$$\vec{j} = \vec{j}_c + \vec{j}_d = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.11)$$

Si \vec{E} est un champ harmonique, ou plus généralement si la relation précédente est exprimée dans le domaine de Fourier, les expressions suivantes peuvent être établies :

$$\vec{j} = \{(\sigma' + \omega\varepsilon'') + i(\sigma'' + \omega\varepsilon')\} \vec{E} \quad (2.12)$$

$$\vec{j} = \left\{ \left(\varepsilon' + \frac{\sigma''}{\omega} \right) - i \left(\varepsilon'' + \frac{\sigma'}{\omega} \right) \right\} \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.13)$$

où ω [rad/s] est la pulsation (ou fréquence angulaire).

Ici on ne fait plus la distinction entre les courants de conduction et les courants de déplacement. De ce fait, cette représentation montre que la partie imaginaire de la permittivité joue le rôle d'une conductivité, et que la partie imaginaire de la conductivité joue le rôle d'une permittivité. On définit alors les notions de permittivité effective ε_e [F/m] et de conductivité effective σ_e [S/m] :

$$\vec{j} = \sigma_e \vec{E} = (\sigma'_e + i\sigma''_e) \vec{E} \quad (2.14)$$

$$\vec{j} = \varepsilon_e \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = (\varepsilon'_e + i\varepsilon''_e) \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (2.15)$$

$$\sigma_e = i\omega\varepsilon_e \quad (2.16)$$

avec :

$$\sigma'_e = \sigma' + \omega\varepsilon'' \quad \sigma''_e = \sigma'' + \omega\varepsilon' \quad (2.17)$$

$$\varepsilon'_e = \varepsilon' + \frac{\sigma''}{\omega} \quad \varepsilon''_e = \varepsilon'' + \frac{\sigma'}{\omega} \quad (2.18)$$

Il est impossible expérimentalement de différencier les contributions de σ' et ε'' d'une part, et de σ'' et ε' d'autre part pour une fréquence donnée (Hollender, 1999). Par la suite, on admettra que la partie imaginaire de la conductivité (σ'') est nulle, ce qui est le cas pour la plupart des matériaux géologiques. Avec cette hypothèse :

$$\varepsilon_e' = \varepsilon' \quad (2.19)$$

On retiendra que la constante diélectrique ε_r (ou permittivité effective relative) est définie comme le rapport de la partie réelle de la permittivité effective (ε_e') et de la permittivité du vide (ε_0) :

$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon_e'}{\varepsilon_0} \quad (2.20)$$

2.6. L'angle de perte et facteur de qualité Q

L'angle de perte δ est un paramètre qui permet de caractériser les phénomènes d'atténuation des ondes radar. La tangente de l'angle de perte est une mesure de la quantité d'énergie dissipée lors de la propagation de l'onde électromagnétique dans le milieu considéré. Elle correspond au rapport de l'énergie perdue sur l'énergie stockée. On peut déterminer l'angle de perte de la façon suivante :

$$\tan \delta = \frac{\varepsilon_e''}{\varepsilon_e'} = \frac{\left(\frac{\sigma'}{\omega} + \varepsilon'' \right)}{\varepsilon'} = \frac{\sigma'}{\omega \varepsilon'} + \frac{\varepsilon''}{\varepsilon'} \quad (2.21)$$

Le premier terme décrit les pertes d'énergie par conduction et le deuxième les pertes diélectriques. Plus le milieu sera conducteur, plus les pertes énergétiques seront importantes. On en déduit qu'un milieu géologique conducteur n'est pas favorable à l'application du radar géologique.

Le facteur de qualité Q (analogue à celui utilisé en sismique) est défini comme étant l'inverse de la tangente de l'angle de perte :

$$Q = \frac{1}{\tan \delta} \quad (2.22)$$

Le facteur de qualité est très utilisé pour caractériser l'atténuation d'un milieu (Hollender, 1999 ; Bano, 2004).

2.7. Equation de Diffusion-Propagation

Les équations de Maxwell, complétées par les équations 2.5, 2.6 et 2.9, permettent d'établir les équations de diffusion-propagation :

$$\Delta \vec{E} = \sigma \mu \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \varepsilon \mu \frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial t^2} \quad (2.23)$$

Exprimée dans le domaine de Fourier, l'équation 2.23 peut s'écrire :

$$\Delta \vec{E} = \gamma^2 \vec{E} \quad (2.24)$$

$$\text{avec } \gamma^2 = i\omega\mu(\sigma + i\omega\varepsilon) \quad (2.25)$$

où γ est le facteur d'Helmoltz (rad/m²)

A une fréquence tel que $\omega\varepsilon \ll \sigma$, l'essentiel de la transmission de l'énergie s'effectue selon un mode de diffusion, par courant de conduction. Le terme $\sigma\mu\partial\vec{E}/\partial t$ domine dans l'équation 2.23. C'est le domaine des méthodes EM Basses Fréquences.

A l'inverse, à une fréquence tel que $\omega\varepsilon \gg \sigma$, l'essentiel de la transmission de l'énergie s'effectue selon un mode de propagation, par courant de déplacement. Le terme $\varepsilon\mu\partial^2\vec{E}/\partial t^2$ domine dans l'équation 2.23. C'est le domaine d'application préférentiel du radar géologique (hautes fréquences).

Dans le domaine de Fourier, la solution de l'équation 2.23 pour une onde plane polarisée selon l'axe z, et se propageant dans la direction x, s'écrit :

$$E(\omega, x) = E_0(\omega, x = 0)e^{-\gamma x} = E_0(\omega, x = 0)e^{ikx} \quad (2.26)$$

La grandeur k [rad/m] est le nombre d'onde (généralement plus utilisé que le paramètre d'Helmoltz).

Le nombre d'onde k comporte une partie réelle, notée β [rad/m] appelée *facteur de phase*, et une partie imaginaire, notée α [rad/m] appelée *facteur d'atténuation* :

$$k = i\gamma = \beta - i\alpha \quad (2.27)$$

Le facteur de phase β est lié à la vitesse V de propagation des ondes électromagnétiques par la relation suivante :

$$\beta = \frac{\omega}{V} \quad (2.28)$$

Les ondes radar sont donc dispersives, c'est-à-dire que leur vitesse dépend de la fréquence.

Les ondes radar sont atténuées en profondeur en fonction du terme $e^{-i\alpha x}$ et elles se propagent à une vitesse ω/β . Les facteurs d'atténuation (α) et de phase (β) s'expriment de la façon suivante :

$$\alpha = \omega\sqrt{\mu\varepsilon_e'} \cdot \sqrt{\frac{1}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon_e''}{\varepsilon_e'} \right)^2} - 1 \right)} \quad (2.29)$$

$$\beta = \omega\sqrt{\mu\varepsilon_e'} \cdot \sqrt{\frac{1}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\varepsilon_e''}{\varepsilon_e'} \right)^2} + 1 \right)} \quad \text{avec} \quad \left(\frac{\varepsilon_e''}{\varepsilon_e'} \right)^2 = \tan^2 \delta \quad (2.30)$$

En faisant intervenir la permittivité effective (ε_e) dans l'expression du nombre d'onde, on obtient une relation simple, fréquemment utilisée :

$$k = \omega\sqrt{\mu\varepsilon_e} \quad (2.31)$$

Connaissant les facteurs de phase (β) et d'atténuation (α), il est possible de recalculer les parties réelle et imaginaire de la permittivité effective par :

$$\varepsilon_e' = \frac{\beta^2 - \alpha^2}{\mu\omega^2} \quad \text{et} \quad \varepsilon_e'' = \frac{2\beta\alpha}{\mu\omega^2} \quad (2.32)$$

3. Propriétés des matériaux géologiques aux fréquences radar

Les ondes radar sont caractérisées par une atténuation et une dispersion dépendantes des propriétés diélectriques du milieu de propagation. Les propriétés diélectriques des matériaux géologiques (permittivité et conductivité) sont des grandeurs complexes qui dépendent de la fréquence. L'atténuation des ondes radar est étroitement liée à la permittivité effective (ε_e) comme le montre le calcul du nombre d'onde (équation 2.31). La réponse d'un matériau aux ondes EM variant en fonction de la fréquence, il est indispensable de pouvoir modéliser correctement la dépendance fréquentielle de la permittivité effective.

3.1. Dépendance fréquentielle de la permittivité effective (ε_e)

Plusieurs modèles empiriques existent pour décrire la dépendance fréquentielle de la permittivité diélectrique effective (ε_e). Dans la littérature on distingue les modèles classiques

de Debye (1929), Cole-Cole (1941) et Davidson-Cole (1951), et le modèle de Jonscher (1977). Une expression homogène entre les différents modèles peut s'écrire :

$$\varepsilon_e(\omega) = \varepsilon_0 \chi_e(\omega) + \varepsilon_\infty - \frac{i\sigma_{DC}}{\omega} \quad (2.33)$$

où :

ε_∞ [F/m] est la valeur limite à haute fréquence de la partie réelle de la permittivité effective. Il décrit la contribution des mécanismes de polarisation caractérisés par des fréquences de relaxation largement supérieures à la gamme de fréquence à laquelle on s'intéresse. C'est un paramètre réel et constant,

σ_{DC} [S/m] décrit la contribution de la conductivité électrique définie à fréquence nulle (« Direct Current »). C'est également un paramètre réel et constant.

χ_e [sans dimension] est la susceptibilité électrique effective, caractérisant les phénomènes de polarisation non compris dans le terme ε_∞ .

ω [rad/s] est la fréquence angulaire de l'onde électromagnétique.

Les différents modèles présentés dans la littérature se distinguent par leur façon de caractériser χ_e qui est une grandeur complexe et dépendante de la fréquence :

$$\chi_e(\omega) = \chi_e'(\omega) - i\chi_e''(\omega) \quad (2.34)$$

3.1.1. Les modèles classiques

Le modèle de Debye (1929) exprime la susceptibilité électrique effective en fonction de ε_∞ , d'une valeur limite de permittivité à basse fréquence ε_s [F/m], et d'un temps de relaxation τ [s] (temps nécessaire pour établir une polarisation donnée) :

$$\chi_e(\omega) = \frac{1}{\varepsilon_0} \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{1 + i\omega\tau} \quad (Debye, 1929) \quad (2.35)$$

La fréquence critique de relaxation, qui correspond au maximum de dissipation (valeur maximale de χ_e''), est définie par $\omega_c = 1/\tau$.

Le modèle classique de Debye a fréquemment été utilisé pour décrire la dispersion diélectrique dans un système avec un seul temps de relaxation. Cependant la plupart des matériaux, comme les roches, ne montrent pas un comportement du type Debye à un seul temps de relaxation (Bano, 2000).

Les modèles classiques de Cole-Cole (1941) et de Davidson-Cole (1951) sont des variantes du modèle de Debye qui introduisent des facteurs d'amortissement a et b sans dimension.

$$\chi_e(\omega) = \frac{1}{\varepsilon_0} \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{(1 + i\omega\tau)^{(1-a)}} \quad (\text{Cole-Cole, 1941}) \quad (2.36)$$

$$\chi_e(\omega) = \frac{1}{\varepsilon_0} \frac{\varepsilon_s - \varepsilon_\infty}{(1 + i\omega\tau)^b} \quad (\text{Davidson-Cole, 1951}) \quad (2.37)$$

Ces différents modèles classiques ne sont efficaces que pour des matériaux où la polarisation de type dipolaire domine, ce qui n'est pas le cas des solides, donc en particulier des roches (exceptées les roches saturées en eau). Ces modèles ne sont donc pas applicables à l'étude des matériaux géologiques.

3.1.2. Le modèle de Jonscher

Dans les milieux cristallins, la polarisation atomique est prépondérante. Les matériaux géologiques comme les roches, peuvent donc présenter à la fois une polarisation atomique par leur réseau cristallin, et une polarisation dipolaire dont l'importance dépend de la teneur en fluides (eau). Pour tenir compte de ces deux phénomènes de polarisation, le modèle de Jonscher (1977) semble le plus approprié pour décrire la dépendance fréquentielle de la permittivité effective des matériaux géologiques (Bano, 1996 ; Hollender et Tillard, 1998).

Hollender et Tillard (1998) propose d'utiliser le modèle de Jonscher, qui contrairement aux modèles classiques ne considère plus la notion de fréquence de relaxation. Les auteurs ont reformulé ce modèle de la façon suivante :

$$\chi_e(\omega) = \chi_r \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right)^{n-1} \left(1 - i \cot \frac{n\pi}{2} \right) \quad (2.38)$$

Cette expression utilise une fréquence de référence ω_r qui peut être définie de façon purement arbitraire. Par la suite, cette fréquence de référence a toujours été fixée à 100 MHz.

Dans l'équation 2.33, le terme σ_{DC}/ω peut être négligé, compte tenu du domaine hautes fréquences utilisées en prospection radar. La permittivité diélectrique effective s'écrit alors :

$$\varepsilon_e(\omega) = \varepsilon_0 \chi_r \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right)^{n-1} \left(1 - i \cot \frac{n\pi}{2} \right) + \varepsilon_\infty \quad (2.39)$$

La dépendance fréquentielle de la permittivité effective est donc décrite par 3 paramètres réels et constants :

- n [sans dimension] est un paramètre qui caractérise l'intensité de la variation en fréquence. Ce paramètre varie entre 0 (pour un matériau à fortes pertes diélectriques) et 1 (pour un diélectrique parfait, c'est-à-dire dans perte diélectriques).
- χ_r [sans dimension] est la partie réelle de la susceptibilité électrique (χ_e) à la fréquence de référence ω_r .
- ϵ_∞ [F/m] est la valeur limite à haute fréquence de la partie réelle de la permittivité effective.

Hollender et Tillard (1998) ont réalisé des mesures de permittivités effectives en laboratoire sur différents échantillons de roches, et pour différentes fréquences. Les auteurs ont montré que parmi tous les modèles présentés précédemment, seul le modèle de Jonscher à 3 paramètres (équation 2.39) a permis de décrire parfaitement les variations de permittivités effectives mesurées en laboratoire. Par la suite, nous avons donc choisi d'utiliser le modèle de Jonscher pour caractériser la dépendance fréquentielle de la permittivité effective.

3.2. Caractérisation des matériaux géologiques d'après le modèle de Jonscher

La permittivité effective ϵ_e , calculée à partir du modèle de Jonscher à trois paramètres réels (n , χ_r , ϵ_∞), est une grandeur complexe dépendante de la fréquence. Par la suite, elle sera toujours exprimée de manière relative (ϵ_e/ϵ_0). Les parties réelle et imaginaire de la permittivité effective peuvent être reliées à des propriétés plus physiques, couramment utilisées pour caractériser les milieux géologiques : la permittivité effective relative (ϵ_r) et la conductivité effective (σ_r) qui peuvent se calculer à différentes fréquences par :

$$\epsilon_r(\omega) = \text{Re}[\epsilon_e(\omega)] \quad \text{et} \quad \sigma_r(\omega) = \epsilon_0 \cdot \omega \cdot \text{Im}[\epsilon_e(\omega)] \quad (2.40)$$

Ces deux paramètres, appelés paramètres effectifs, sont très utilisés pour caractériser les milieux investigués par le radar géologique, à une fréquence donnée (tableau 2.1).

La vitesse de propagation des ondes radar v [m/ns] est différente pour chaque milieu géologique. Elle est définie par la relation :

$$v = \frac{c}{\sqrt{\mu_r \epsilon_r}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{0,3}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.41)$$

où c est la vitesse de la lumière dans le vide ($c=0,3$ m/ns), ϵ_r est la permittivité effective relative à la fréquence utilisée ($\epsilon_r = \epsilon_e'/\epsilon_0$), et μ_r est la perméabilité magnétique relative ($\mu_r = \mu/\mu_0 = 1$ pour les matériaux non magnétiques, donc pour la plupart des formations géologiques).

Partant de l'équation précédente, la longueur d'onde λ [m] est reliée à la vitesse v [m/ns] par la relation :

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{c}{f \cdot \sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.42)$$

où f [GHz] est la fréquence considérée.

A partir des paramètres effectifs (équation 2.40), le facteur d'atténuation (α) exprimé en [dB/m] est largement utilisée pour caractériser l'atténuation des matériaux géologiques aux fréquences radar. Halleux (1995) propose la relation suivante :

$$\alpha = \frac{1640 \cdot \sigma_r}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2.43)$$

avec α : Atténuation [dB/m].

σ_r : Conductivité électrique effective à la fréquence utilisée [S/m].

ϵ_r : Permittivité effective relative à la fréquence utilisée ($\epsilon_r = \epsilon_e'/\epsilon_0$).

Le Tableau 2.1 donne les paramètres de Jonscher, les paramètres effectifs et la longueur d'onde de quelques matériaux géologiques usuels pour les fréquences 100 MHz et 200 MHz (fréquences qui seront utilisées par la suite).

Tableau 2.1 : Paramètres de Jonscher, permittivité et conductivité effectives de quelques matériaux géologiques à 100MHz et 200MHz. ⁽¹⁾Grégoire (2001), ⁽²⁾Hollender et Tillard (1998), ⁽³⁾Larcher (2003).

Medium	n	χ_r	$\epsilon_\infty/\epsilon_0$	ϵ_{r100}	σ_{r100} (mS/m)	λ_{100} (m)	ϵ_{r200}	σ_{r200} (mS/m)	λ_{200} (m)
⁽¹⁾ Limestone (dry)	0.82	0.94	8.14	9.08	1.51	0.99	8.96	2.7	0.5
⁽²⁾ Limestone (fresh water saturated)	0.33	1.1	17.3	18.4	10.7	0.7	18	13.5	0.35
⁽²⁾ Granite (dry)	0.93	0.7	4.7	5.4	0.4	1.3	5.36	0.8	0.65
⁽²⁾ Granite (fresh watersaturated)	0.51	0.5	5.6	6.1	2.7	1.2	5.95	3.8	0.6
⁽²⁾ Gabbro	0.67	3.4	5.8	9.2	10.8	0.98	8.5	17.1	0.51
⁽²⁾ Andesite	0.62	2.1	3.6	5.7	7.9	1.25	5.2	12.2	0.65
⁽²⁾ Schist (// to schistosity)	0.55	5.4	9.7	15.1	25.6	0.77	13.6	37.5	0.4
⁽²⁾ Schist (\perp to schistosity)	0.5	7.8	14.6	22.4	43.3	0.63	20.1	61.3	0.33
⁽¹⁾ Dry Sand	1	0	2.5	2.5	0	1.9	2.5	0	0.95
⁽¹⁾ Wet Sand	0.5	4	29	33	22.2	0.52	31.8	31.4	0.26
⁽¹⁾ Air	1	0	1	1	0	3	1	0	1.5
⁽²⁾ Shale	0.6	2.6	4.3	6.9	10.5	1.14	6.3	16	0.37
⁽¹⁾ Wet Clay	0.25	30	55	85	402.3	0.32	72.8	478.4	0.17
⁽²⁾ Tonalite	0.6	3.5	6	9.5	14.1	0.97	8.65	21.4	0.51
⁽²⁾ Siltstone	0.68	4.2	3.1	7.3	12.8	1.11	6.5	20.5	0.60
⁽³⁾ Glace	1	0	3.5	3.2	0	1.7	3.2	0	0.84

La Figure 2.3 montre la variation de la permittivité effective en fonction de la fréquence, pour différents matériaux géologiques décrits à partir du modèle de Jonscher, dans la gamme de fréquences 10-900 MHz. Certains matériaux comme l'air, la glace et le sable sec ne présentent pas de variations de permittivité effective en fonction de la fréquence. Ces matériaux sont appelés des diélectriques parfaits ($n=1$ et $\chi_r=0$), car ils ne connaissent aucune perte diélectrique. Dans ces milieux géologiques, la partie réelle de la permittivité effective est constante quelle que soit la fréquence ($\epsilon_e' = \epsilon_r = \epsilon_\infty$), et la partie imaginaire est nulle ($\epsilon_e''=0$). D'après l'équation 2.40, la conductivité effective est nulle ($\sigma_r=0$), et de ce fait l'atténuation est nulle également ($\alpha=0$, voir équation 2.43). Ces matériaux sont dits « transparents » aux ondes radar, c'est-à-dire que les ondes se propagent sur une grande distance avant d'être atténuées, autrement dit, que la profondeur de pénétration est importante. Pour les autres matériaux, on observe que les parties réelles et imaginaires de la permittivité effective diminuent avec la fréquence. Ces variations sont beaucoup plus importantes pour les basses fréquences. On remarque cependant que les matériaux saturés en eau présentent une permittivité (parties réelle de la permittivité effective) et une conductivité (partie imaginaire de la permittivité effective) plus élevées que les matériaux secs. La présence d'eau entraîne une augmentation de la conductivité effective et de l'atténuation. Le succès du géoradar dépendra donc de la nature des terrains investigués. Des matériaux très conducteurs à fortes pertes diélectriques comme les argiles (wet clay), sont considérés comme « opaques » aux ondes radar, du fait qu'ils atténuent fortement les ondes, et réduisant considérablement la profondeur de pénétration.

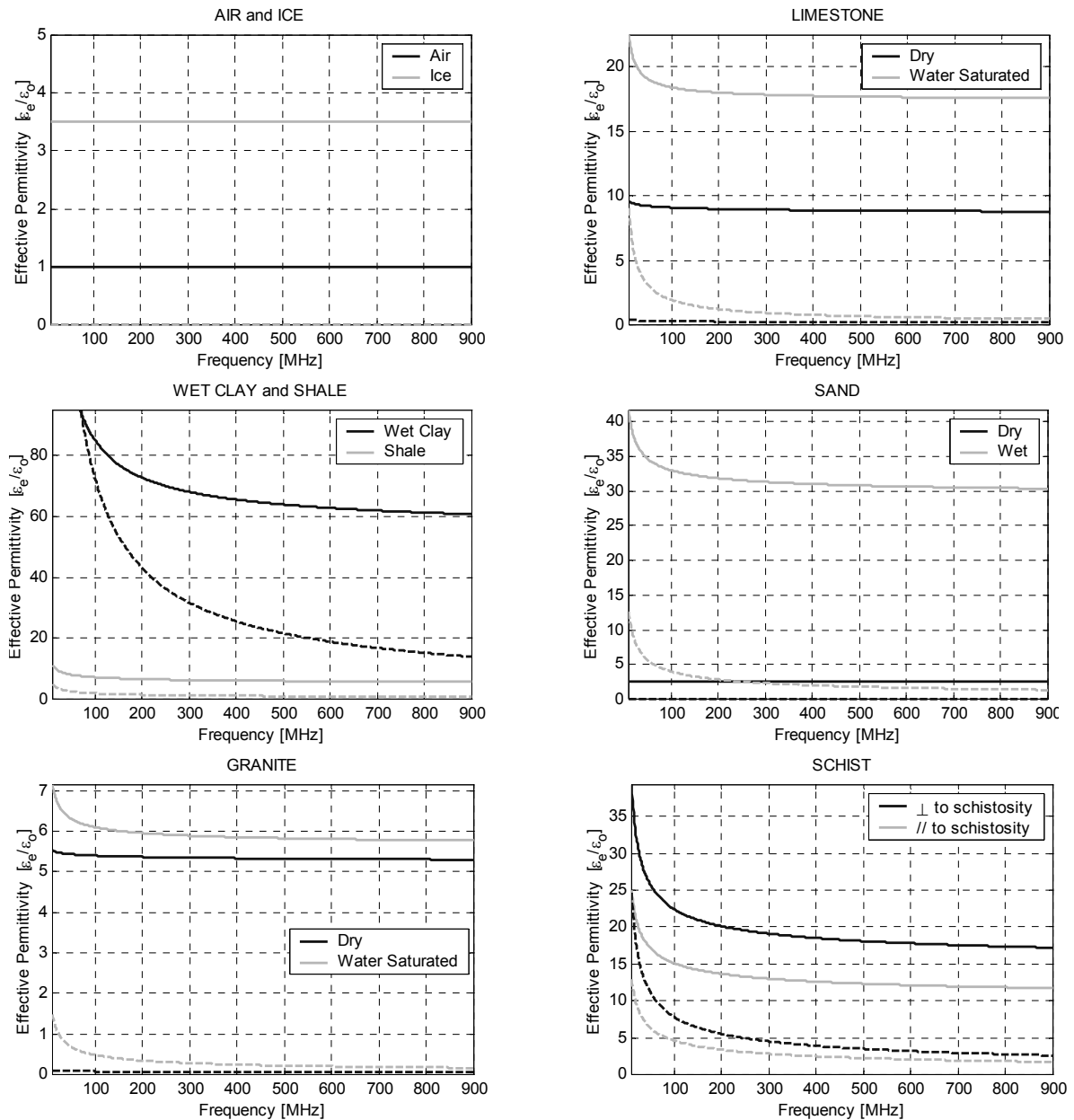


Figure 2.3 : Permittivité effective calculée d'après le modèle de Jonscher pour différents matériaux géologiques (Air, Glace, Calcaire, Argile, Sable, Granite et Schiste). Trait plein = partie réelle (ϵ_e'/ϵ_0). Trait en pointillés = partie imaginaire (ϵ_e''/ϵ_0).

La figure 2.4 illustre la variation de la conductivité effective en fonction de la fréquence, pour différents matériaux géologiques. On constate que la conductivité effective (et donc l'atténuation) augmente avec la fréquence. La profondeur de pénétration des ondes radar est donc plus élevée à basse fréquence.

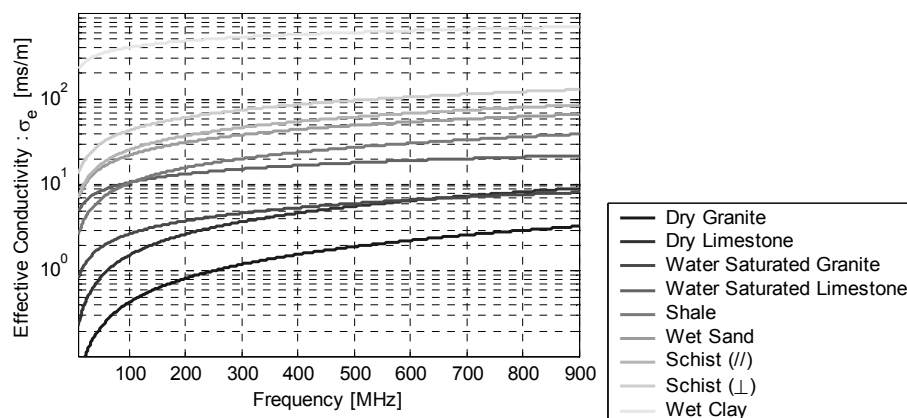


Figure 2.4 : Conductivité effective pour différents matériaux géologiques d'après le modèle de Jonscher .

La conductivité (ou son inverse la résistivité) est un paramètre déterminant. Dans les terrains très résistifs (calcaire, granite, roches compactes non argileuses et non fracturées), la profondeur de pénétration atteint des dizaines, voire des centaines de mètres. Dans les terrains moyennement résistifs (roche fracturée, sable propre, gravier, ...), la profondeur de pénétration est de l'ordre d'une dizaine de mètres. Dans les terrains conducteurs (roches et sols argileux, eaux minéralisées, ...) la profondeur de pénétration peut devenir inférieure au mètre, rendant la méthode radar inopérante.

4. Les modes d'acquisition radar

L'utilisation d'antennes radar bistatiques (séparables) permet de réaliser des enregistrements GPR dans des configurations d'antennes différentes. En fonction de l'orientation et de la position relative des antennes, il est possible de définir plusieurs modes d'acquisition. Par la suite, on présentera les modes transverses (TE et TM), le mode réflexion, le mode CMP et le mode transmission.

4.1. Les modes transverses TE et TM

Le champ électromagnétique est composé du vecteur champ Electric (\vec{E}) et du vecteur champ Magnétique (\vec{H}). Pour toute direction de propagation des ondes électromagnétiques, il existe deux modes (Figure 2.5). Pour les interfaces planes, si le vecteur champ électrique \vec{E} est perpendiculaire au plan d'incidence (et donc parallèle au plan d'interface) et que le champ magnétique est contenu dans ce plan (perpendiculaire au plan d'interface), on parle de mode Transverse Electric (TE). Si au contraire, c'est le vecteur

champ magnétique \vec{H} qui est perpendiculaire au plan d'incidence et donc que le champ électrique est contenu dans ce plan, on parle de mode Transverse Magnétique (TM).

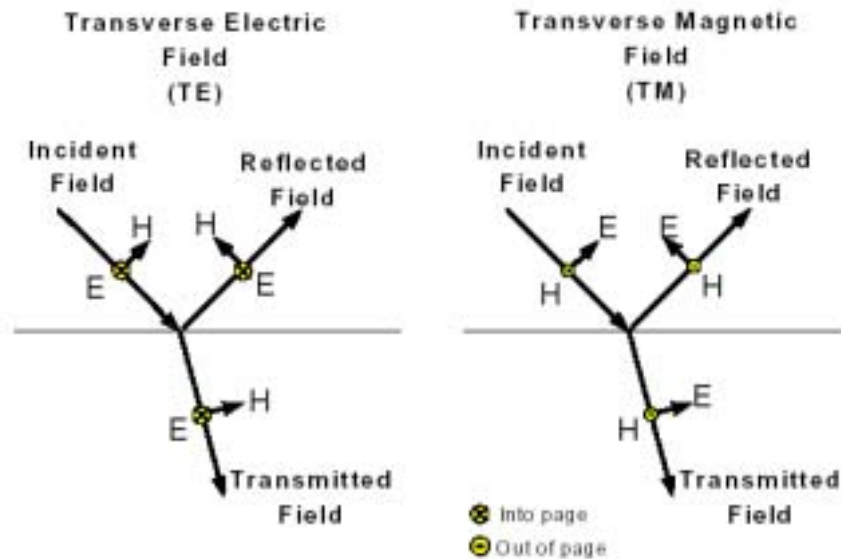


Figure 2.5 : Les modes transverses. Mode TE : Transverse Electrique (gauche) et Mode TM : Transverse Magnétique (droite). D'après Annan (2001).

En pratique, la Figure 2.6 illustre la position des antennes pour les modes TE et TM en fonction de la direction du profil radar. L'ensemble des mesures radar présentées par la suite (chapitre 3) ont été réalisées en mode TE.



Figure 2.6 : Configurations des antennes radar pour les modes TE et TM. Les flèches en pointillés représentent la direction des profils radar.

4.2. Le mode Réflexion

C'est le mode le plus communément utilisé en prospection radar pour l'imagerie de la subsurface. Dans le mode réflexion, l'espacement entre les antennes émettrice (Tx) et réceptrice (Rx) est fixe. Le couple émetteur-récepteur est déplacé d'une distance constante le long d'un profil horizontal (ou vertical). Pour chaque position, une acquisition (trace) est enregistrée. Le radargramme obtenu représente l'amplitude mesurée en fonction du temps et

de la position du centre du couple émetteur-récepteur. Pour les antennes de surface, l'onde directe dans l'air est la première arrivée.

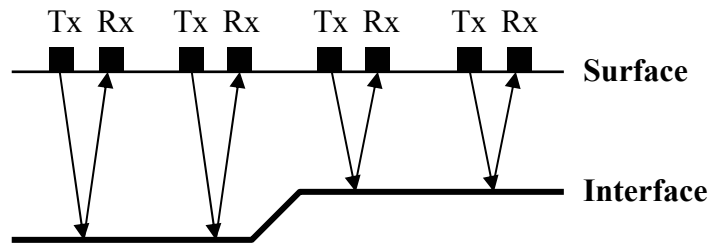


Figure 2.7 : Illustration du mode réflexion. La distance inter-antennes est constante. Le profil radar s'obtient en déplaçant les antennes le long d'une ligne (horizontale ou verticale).

4.3. Le mode Common MidPoint (CMP)

Dans le cas où la distance entre les antennes émettrice et réceptrice varie, on parle d'un mode d'acquisition en point milieu commun ou CMP en anglais. Les antennes émettrice et réceptrice sont écartées à pas constant autour d'un point milieu. Si les réflecteurs sont parallèles à la surface et que les variations latérales de vitesse sont faibles, alors, les hyperboles formées par les amplitudes du signal mesurées en fonction du temps permettent d'estimer la vitesse de propagation des ondes dans les milieux traversés.

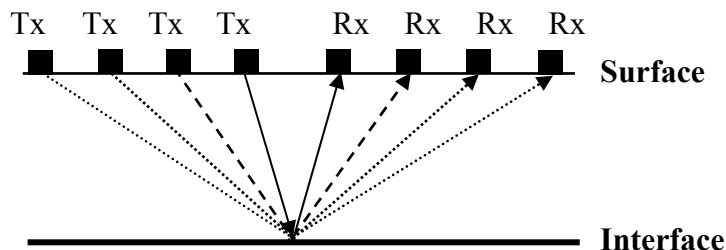


Figure 2.8 : Illustration du mode CMP (Common MidPoint). La distance inter-antennes augmente le long du profil radar.

4.4. Le mode Transmission

Ce mode permet d'enregistrer la propagation d'une l'onde radar depuis l'antenne émettrice vers l'antenne réceptrice. Ce genre d'acquisition peut se faire avec des antennes de surface, autour d'un pilier rocheux par exemple (Figure 2.9). Le mode de transmission est souvent associé à la tomographie que nous décrirons au chapitre 3. Pour chaque position de l'antenne émettrice, une trace est enregistrée pour une série de positions de l'antenne

réceptrice. L'antenne émettrice est ensuite déplacée, et la séquence d'acquisition répétée. Le traitement de ce type de radargramme n'est pas direct et nécessite l'utilisation de méthodes d'inversion numériques (Hollender, 1999 ; Demanet, 2000). Cette méthode est très utilisée avec des antennes de forage, en déplaçant les antennes émettrice et réceptrice dans des puits parallèles.

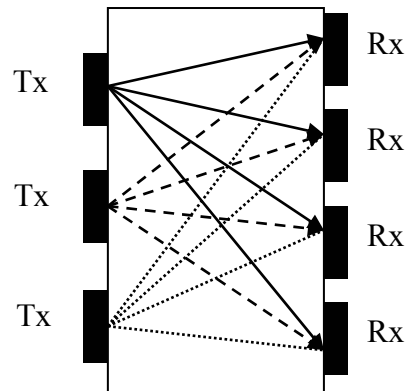


Figure 2.9 : Illustration du mode transmission (utilisée en tomographie radar). Pour chaque position de l'antenne émettrice, une série de mesures est effectuée en déplaçant l'antenne réceptrice.

4.5. Diagramme de rayonnement

Les antennes radar n'émettent pas la même quantité d'énergie dans toutes les directions de l'espace. Les caractéristiques directionnelles des antennes sont représentées par des diagrammes de rayonnement. La connaissance de ces diagrammes est primordiale lors de l'interprétation de l'amplitude des signaux radar. La forme du diagramme va dépendre des propriétés diélectriques des milieux sur lesquels reposent les antennes, mais également du mode de mesure (TE ou TM), et du type d'antennes (antennes de surfaces, ou de forage). L'étude du diagramme de rayonnement représente un problème complexe car il n'existe pas encore de méthode simple permettant de le prendre en compte. Seules des mesures quantitatives ont été réalisées en laboratoire par Jiao et al. (2000).

Les études des diagrammes de rayonnement sont presque exclusivement consacrées aux dispositifs de surface car ils sont placés à l'interface entre deux milieux de propriétés électriques très différentes, engendrant une géométrie d'émission 3-D, sans axe de symétrie (Hollender, 1999).

Arcone (1995) propose une approche semi-analytique. La formule analytique pour un dipôle élémentaire est connue. Il est donc possible de reconstruire le diagramme de rayonnement à partir d'une sommation appropriée de dipôles élémentaires. La modélisation

numérique des diagrammes de rayonnement pour des antennes de surface (Carcione, 1996 ; Roberts and Daniels, 1997 ; Carcione, 1998 ; Radzevicius et al., 2003) montre la complexité des diagrammes de rayonnement et qu'il est essentiel d'en tenir compte lors de l'étude de l'atténuation des ondes radar. Holliger et al. (2004) ont montré que les problèmes de couplage entre l'antenne et le sol complexifient encore plus le phénomène.

La figure 2.9 illustre le diagramme de rayonnement (pour des antennes de surface) au contact Air-Sol, pour deux milieux de permittivité diélectrique différente (Radzevicius et al., 2003). On constate que les diagrammes de rayonnement présentent des formes en lobes, différentes selon les modes TE (pointillés) ou TM (trait plein). La taille et la forme des lobes dépendent des propriétés diélectriques du milieu de propagation. D'une manière générale, on retiendra que plus la permittivité du milieu est élevée, et plus l'antenne est directive. Cependant, la distance entre le sol et les antennes, ainsi que la conductivité du sol influencent également le rayonnement des antennes.

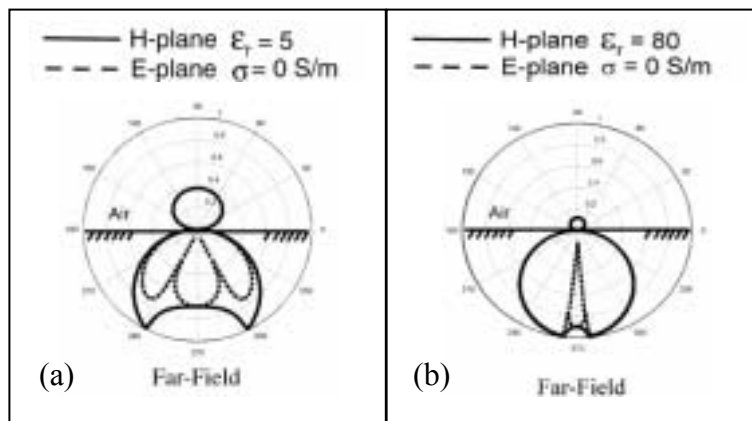


Figure 2.10 : Modélisation FDTD du diagramme de rayonnement pour les modes TE et TM, pour un milieu à faible permittivité diélectrique (a) et un milieu à forte permittivité diélectrique (b), d'après Radzevicius et al. (2003).

En ce qui concerne les antennes de forage, les diagrammes de rayonnement sont plus simples à calculer. En forage, les antennes sont placées dans un milieu homogène, ce qui permet de ne pas tenir compte de l'interface roche-air. Dans ce cas, le problème présente une symétrie cylindrique (axe du forage). Hollender (1999) a fait une description détaillée des méthodes de modélisation du diagramme de rayonnement. Il présente une méthode analytique pour les antennes de forages qui a l'avantage d'être rapide et de donner de très bons résultats. L'auteur a montré que le diagramme de rayonnement ne présente pas de lobes secondaires, à l'inverse des antennes de surface. Cependant, lorsque l'antenne se trouve entre deux milieux de propriétés diélectriques différentes, le problème redevient à nouveau très complexe.

5. Théorie des phénomènes de réflexion aux interfaces

Dans un milieu naturel, nous avons vu que les 3 paramètres fondamentaux qui régissent la propagation des ondes électromagnétiques sont : la perméabilité magnétique μ , la permittivité diélectrique ε et la conductivité électrique σ . Tout contraste d'un de ces 3 paramètres peut provoquer une réflexion de l'onde EM (ou une diffraction). Plus ce contraste est important, plus la quantité d'énergie réfléchie est importante.

5.1. Réflexion sur un demi-espace infini

Dans l'hypothèse d'une onde plane incidente sur une interface séparant deux demi-espaces (Figure 2.11), il est possible d'établir les équations de Fresnel.

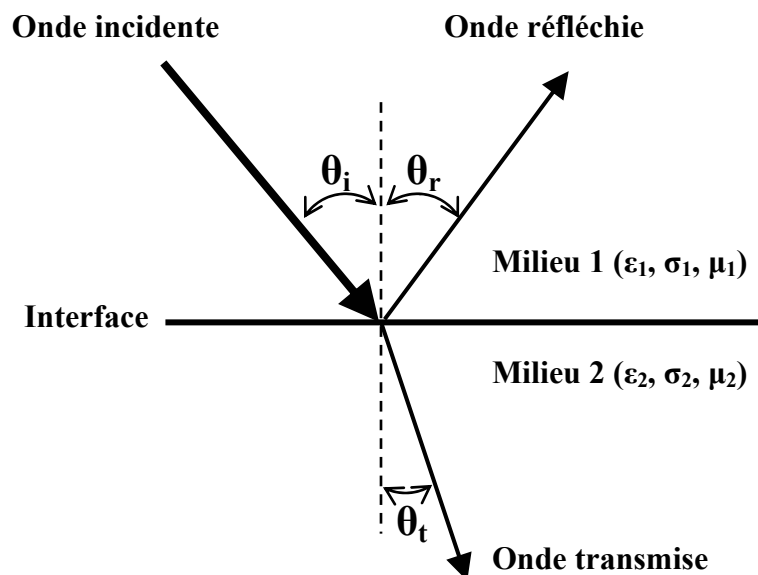


Figure 2.11 : Ondes réfléchie et transmise dans le cas d'une interface plane séparant deux milieux de propriétés diélectriques différents.

Celles-ci sont au nombre de quatre et décrivent les coefficients de réflexion (r) et de transmission (t) pour les modes de polarisation TE (Transverse Electric mode) et TM (Transverse Magnetic mode) :

$$r_{TE} = \frac{E_r}{E_i} = \frac{\mu_2 k_1 \cos \theta_i - \mu_1 k_2 \cos \theta_t}{\mu_2 k_1 \cos \theta_i + \mu_1 k_2 \cos \theta_t} \quad (2.44)$$

$$t_{TE} = \frac{E_t}{E_i} = \frac{2 \mu_2 k_1 \cos \theta_i}{\mu_2 k_1 \cos \theta_i + \mu_1 k_2 \cos \theta_t} \quad (2.45)$$

$$r_{TM} = \frac{E_r}{E_i} = \frac{\mu_2 k_1 \cos \theta_i - \mu_1 k_2 \cos \theta_i}{\mu_2 k_1 \cos \theta_i + \mu_1 k_2 \cos \theta_i} \quad (2.46)$$

$$t_{TM} = \frac{E_t}{E_i} = \frac{2\mu_2 k_1 \cos \theta_i}{\mu_2 k_1 \cos \theta_i + \mu_1 k_2 \cos \theta_i} \quad (2.47)$$

où E_i , E_r et E_t [V/m] sont respectivement les champs électriques incident, réfléchi et transmis ; μ_1 et μ_2 [H/m] sont les perméabilités magnétiques des milieux 1 et 2 ; k_1 et k_2 [rad/m] sont les nombres d'ondes des milieux 1 et 2. θ_i , θ_r et θ_t sont les angles que forment les directions de propagations des champs électriques incident, réfléchi et transmis avec l'interface entre les deux milieux.

Le coefficient de réflexion est un paramètre complexe dépendant de la fréquence. Une interface entre deux milieux produira une atténuation de l'amplitude du signal réfléchi ainsi qu'un déphasage.

Pour une onde à incidence normale, le coefficient de réflexion en mode TE est égal à celui en mode TM :

$$r_{TE} = r_{TM} = r_{12} = \frac{\mu_2 k_1 - \mu_1 k_2}{\mu_2 k_1 + \mu_1 k_2} \quad (2.48)$$

De plus, si les deux milieux sont non-magnétiques (ce qui est le cas pour une grande majorité de roches), les perméabilités des deux milieux sont égales à la perméabilité du vide : $\mu_1 = \mu_2 = \mu_0$.

Le coefficient de réflexion sur une interface entre deux milieux semi-infinis s'écrit alors :

$$R = r_{12} = \frac{k_1 - k_2}{k_1 + k_2} = \frac{\sqrt{\varepsilon_{e1}(\omega)} - \sqrt{\varepsilon_{e2}(\omega)}}{\sqrt{\varepsilon_{e1}(\omega)} + \sqrt{\varepsilon_{e2}(\omega)}} \quad \text{avec } k = \omega \sqrt{\mu \varepsilon_e} \quad (2.49)$$

Comme en sismique, pour une incidence normale, on peut exprimer les coefficients de Réflexion (R) et de Transmission (T) en fonction de l'impédance Z des milieux :

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad \text{et} \quad T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1}, \quad \text{avec } Z_1 = \mu_2 \cdot k_1 \quad \text{et} \quad Z_2 = \mu_1 \cdot k_2 \quad (2.50)$$

5.2. Réflexion sur une couche mince

Lorsque deux interfaces sont proches l'une de l'autre et espacées d'une distance d [m], on parle de réflexion sur une couche mince. Il est alors préférable de raisonner en terme d'interférences (Roullé, 1997 ; Hollender, 1999, Grégoire, 2001). Puisque l'on connaît les formules de Fresnel pour le toit et le plancher de la couche, il est possible de sommer les réflexions primaires avec les réflexions multiples (voir figure 2.11). L'onde réfléchie sur une couche mince sera la somme des interférences entre la première réflexion, et les réflexions multiples aux deux interfaces.

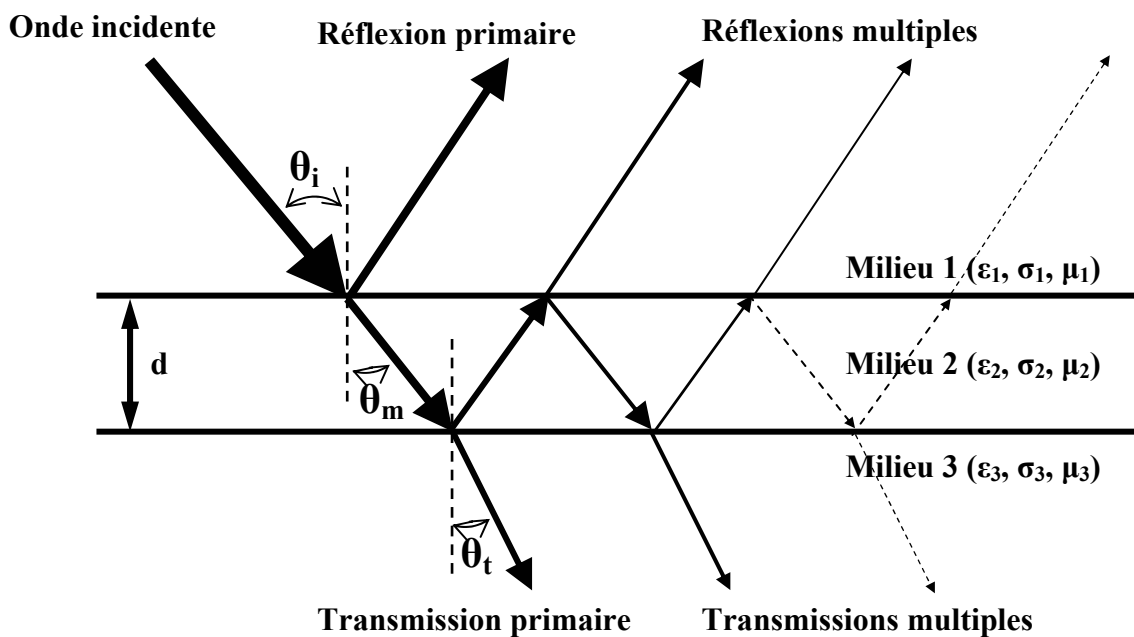


Figure 2.12 : Influence d'une couche mince sur le coefficient de réflexion. La variation de l'épaisseur des flèches représente les pertes d'énergie au cours de chaque réflexion et transmission.

Dans le domaine fréquentiel, le champ réfléchi total est donné par :

$$E_r = R.E_0 = \left(r_{12} + \sum_{n=1}^{\infty} t_{12} \cdot r_{23}^n \cdot r_{21}^{n-1} \cdot t_{21} \cdot e^{-in\varphi} \right) \cdot E_0 \quad (2.51)$$

où :

R est le coefficient de réflexion sur une couche mince d'épaisseur d , E_0 est le spectre de l'onde incidente, r_{jk} est le coefficient de réflexion d'une onde se propageant dans le milieu j et incidente sur le milieu k , t_{jk} est le coefficient de transmission d'une onde venant du milieu j et pénétrant le milieu k , et n est l'indice du multiple.

$$\text{avec } \varphi = 2.k_2.d.\cos(\theta_m) \text{ et } \theta_m = \text{Arc sin}\left(\frac{k_1}{k_2}.\sin \theta_i\right) \quad (2.52)$$

où, φ est le déphasage causée par la couche mince, θ_i est l'angle d'incidence de l'onde, et k_j est le nombre d'onde dans le milieu j.

L'expression de la somme infinie dans la relation (2.51) se simplifie puisqu'on est en présence d'une suite géométrique de raison inférieure à 1 (Roullé, 1997). Le coefficient de réflexion R pour une couche (2) comprise entre deux milieux différents (1 et 3) s'écrit alors :

$$R = \frac{r_{12} + r_{23}e^{-i\varphi}}{1 + r_{12}r_{23}e^{-i\varphi}} \quad (2.53)$$

L'expression est la même pour les modes TE et TM.

5.3. Caractérisation des fractures

En considérant un milieu homogène (milieu3=milieu1 sur la Figure 2.12), il est alors possible de calculer le coefficient de réflexion du à l'influence d'une discontinuité (fracture, joint rocheux, etc...) :

$$R = \frac{r_{12} + r_{21}e^{-i\varphi}}{1 + r_{12}r_{21}e^{-i\varphi}} \quad (2.54)$$

Dans une gamme de fréquence donnée, la détection de fractures par le radar géologique va dépendre de l'épaisseur et du remplissage, qui contrôlent les attributs (amplitude et phase) du coefficient de réflexion (Grégoire, 2001 ; Grégoire et Hollender, 2004).

La Figure 2.13 représente la variation d'amplitude du coefficient de réflexion, en fonction de la fréquence, pour différentes épaisseurs de fractures (de 1mm à 50cm), et pour deux matériaux de remplissage fréquemment rencontrés dans les fractures de massifs calcaires (fracture ouverte remplie d'air, et fracture remplie d'argile).

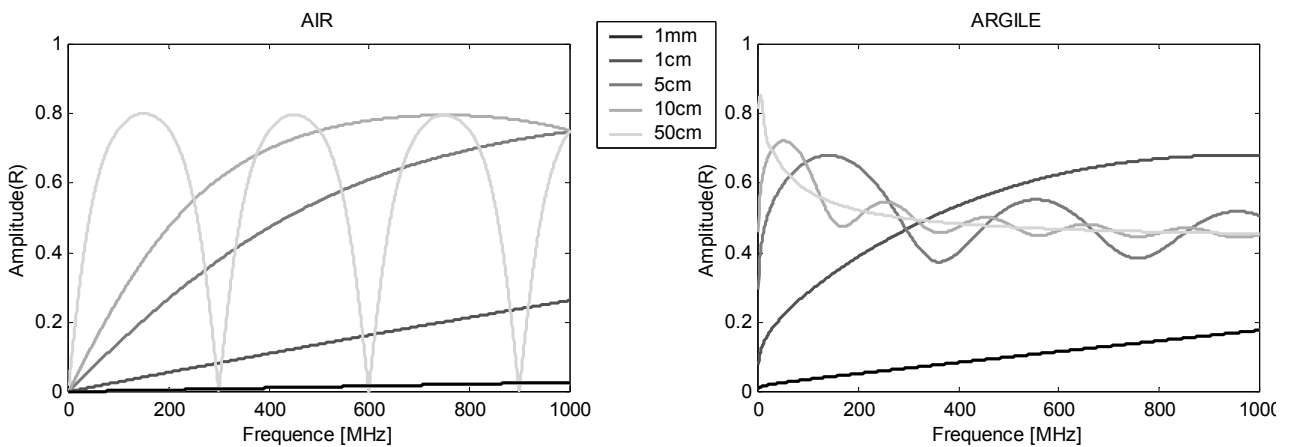


Figure 2.13 : Coefficient de réflexion théorique (R) calculé à partir du modèle de Jonscher pour une fracture ouverte remplie d'air (gauche) et pour une fracture remplie d'argile (droite) pour des épaisseurs allant de 1 mm à 50 cm.

Le coefficient de réflexion R varie donc avec la fréquence, l'épaisseur de la fracture, et le type de remplissage. Pour des faibles épaisseurs de fractures (1 mm et 1 cm pour l'air, et 1 mm pour l'argile), l'amplitude du coefficient de réflexion varie linéairement en fonction de la fréquence. Pour de plus grandes épaisseurs de fractures (50 cm pour l'air, et 5 cm pour l'argile), le coefficient de réflexion présente une périodicité en fonction de la fréquence, proportionnelle au rapport d / λ (épaisseur/longueur d'onde). Les minima et les maxima correspondent respectivement aux interférences destructives ($d = \lambda/2$, ou $f = v / 2d$) et constructives ($d = \lambda/4$, ou $f = v / 4d$) entre la première réflexion et les réflexions secondaires.

Les minima et maxima de l'amplitude du coefficient de réflexion sont très marqués pour des matériaux sans pertes diélectriques comme l'air (les minima tendent vers zéro). En revanche, ces extrêmes sont plus faiblement visibles pour des matériaux à fortes pertes diélectriques comme l'argile.

En résumé, l'analyse fréquentielle du coefficient de réflexion des ondes radar, sur une fracture donnée, montrent qu'il est fonction de l'épaisseur de la discontinuité, du matériau de remplissage, mais également du mode d'acquisition (TE ou TM), et de l'angle d'incidence du front d'onde (θ_i). L'utilisation du géoradar pour la détection et la caractérisation des fractures apparaît comme très prometteur (Chapitre 3 et 4). Par la suite, on tentera de proposer une méthode d'inversion des coefficients de réflexion radar pour quantifier l'épaisseur et le remplissage des fractures (Chapitre 4).

6. Domaines d'applications du radar géologique

Le radar géologique couvre une large gamme d'applications dans de nombreuses disciplines des sciences de la terre (Reynolds, 1997 ; Annan, 2001 ; site web Malå Geosciences). Le géoradar est couramment utilisé comme outil de détection dans des domaines divers et variés : archéologie, génie civil, hydrologie, géologie, glaciologie, géotechnique, etc.... Les paragraphes suivants ont pour but de présenter quelques applications du radar géologique, et de souligner son efficacité dans la détection et la caractérisation de discontinuités comme les fractures. On rappelle que la principale limite de la méthode est une faible profondeur de pénétration dans les terrains très conducteurs.

6.1. Applications à la géologie

En géologie, les applications du radar géologique se résument surtout à l'imagerie de structures géologiques depuis la surface. La méthode peut être utilisée pour quantifier certaines propriétés physiques du sous-sol.

En sédimentologie, Davis et Annan (1989), Martinez et al. (1998a, 1998b), Young et Sun (1999), Carreon-Freyre et al. (2003) ont montré qu'il est possible de caractériser la stratigraphie des sols par sondage radar. Cela permet notamment de détecter les continuités des litages, difficiles à interpoler à partir des forages. Il a été possible d'imager en détails des structures sédimentaires fluviales (Corbeau et al., 2001), deltaïques (Tercier et al., 2000), et éoliennes (Bano, 2000 ; Neal et Roberts, 2001 ; Van Dam, 2002).

L'application à la recherche de karsts en milieu calcaire a été étudiée par Fechner et al. (1998), Al-Fares et al. (2001), et Gloaguen (2003). En volcanologie, le radar géologique a été utilisé pour détecter et imager d'anciens dépôts volcaniques (Miyamoto et al., 2003 ; Rust and Russel, 2001 ; Russell and Stasiusk, 1997). Enfin, le géoradar a été utilisé pour l'imagerie de structure tectoniques comme les plis (Liner and Liner, 1995) et les failles (Rashed et al., 2003, Benson, 1995).

6.2. Applications à l'archéologie

En archéologie, le radar géologique a été utilisé comme outil d'auscultation non destructif en vue de détecter de nombreux objets naturels ou anthropiques (Lambert et Saillard, 2003). Il a servi par exemple à détecter d'anciennes cavités (Chamberlain, 2000) ou d'anciennes galeries enfouies (Beres et al., 2001), ausculter les piliers de vieux châteaux

(Zhou and Sato, 2000), investiguer l'état des fondations d'une ancienne cathédrale (Loeffler et Intissar, 2003).

6.3. Applications à la glaciologie

La glace est un milieu très favorable à la propagation des ondes électromagnétiques aux fréquences radar. Il est donc possible d'atteindre des profondeurs de pénétration très importantes et les applications du radar géologique à la glaciologie sont nombreuses : imagerie du permafrost (Arcone et al., 2002), estimation de la profondeur d'un glacier (Sénéchal et al., 2003 ; Fischer and Span, 2004), détection du contact neige-glace (Arcone, 1996), détection de crevasses, d'écoulements d'eau et de paléochenaux glaciaires (Arcone et al., 1998 et Moorman et al., 2003).

6.4. Applications en génie civil et en géotechnique

Les applications du radar géologique dans le monde du génie civil et de la géotechnique sont nombreuses. Si le géoradar a été largement utilisé pour caractériser la teneur en eau d'un sol (Garambois et al., 2002 ; Aaltonen, 2003) ou la qualité d'une roche (Orlando, 2003), il a également été très utilisé pour ausculter les constructions humaines : détection de cavités le long des voies ferrées (Corin et al., 1997 ; Lagabrielle et al., 2003), étude de la stabilité d'un tunnel (Cardarelli et al., 2003), auscultation de barrages (Blais et Foillard, 2003), et caractérisation de problèmes de génie civil complexes (Grandjean et al., 2000).

En milieu urbain, le radar a été couramment utilisé pour la caractérisation des structures en bétons (Dérobert et Coffec, 2001 ; Sbartai et al., 2003), pour déterminer l'épaisseur du bitume sur les routes (Dérobert et Durand, 2003 ; Fauchard et Durand, 2003 ; Le Moal et al., 2003), et pour toute détection d'objets enfouis en milieu naturels (Lambert et Saillard, 2003) comme par exemple les mines anti-personnelles recherchées par l'armée.

La méthode radar a également été employée pour la caractérisation des aquifères (Teixiera et al., 1998 ; Cardimona, 1998) et pour les problèmes de contamination par des polluants (Benson, 1995).

7. Applications du radar géologique pour la détection des discontinuités

7.1. Dans les roches cristallines

La méthode radar a été appliquée avec succès pour l'imagerie 2D de failles et de fractures dans des roches résistives de type granite et gneiss (Benson, 1995 ; Bruce et Lane, 1996 ; Stevens et al., 1995 ; Demanet et al. 2001 ; Rashed et al., 2003). Avec le même objectif, Grasmueck (1996) a développé une technique d'imagerie radar 3D, qui a été appliquée dans une carrière de gneiss et a permis d'imager aussi bien les fractures subhorizontales que les failles subverticales. Grandjean et Gourry (1996) ont également imagé un réseau de fractures dans une carrière de marbre, à partir de mesures radar 3D.

Suite à l'occurrence d'un éboulement en provenance d'un talus rocheux en bord de route, Toshioka et al. (1995) ont utilisé le radar géologique dans une ancienne carrière de tuff volcanique pour étudier l'applicabilité du GPR à la détection de fractures à l'intérieur de la roche. L'objectif de cette étude était d'une part, d'extrapoler les données structurales de surface en profondeur, et d'autre part de détecter la profondeur et la continuité des fractures ouvertes, principalement responsables de chutes de blocs. Les profils radar réalisés avec des antennes allant de 100 MHz à 900 MHz ont permis de détecter des fractures continues jusqu'à 4 mètres de profondeur. Cette étude a montré que lorsqu'une fracture est remplie d'eau ou d'argile, elle apparaît comme un puissant réflecteur sur les enregistrements radar.

Buursink et Lane (2001) ont montré que des fractures saturées d'eau génèrent des amplitudes de réflexion plus grandes que les fractures ouverte remplies d'air. De plus, la présence de fractures remplies d'eau provoque un déphasage du signal émis (opposition de phase) alors que pour les fractures ouvertes, le signal réfléchi est en phase avec le signal émis. Cette étude a été réalisée à partir de données synthétiques (modélisation) et de données de terrains obtenues sur un bedrock cristallin très hétérogène (gneiss, schistes, intrusion de granite et dikes) dont la taille des fractures varie de 1 à 16 mm.

Dans une carrière de granite, Seol et al. (2001) ont développé une technique permettant de détecter l'orientation des fractures (azimut) en comparant les données radar obtenues avec trois modes d'acquisition différents pour un même profil. Le calcul des azimuts des réflecteurs a été très bien corrélé avec l'orientation des fractures présentes sur le site.

7.2. Dans les roches sédimentaires

Dérobert et Abraham (2000) ont réalisé des profils radar dans une carrière de gypse afin de caractériser l'endommagement de certains piliers rocheux. La méthode radar a permis de caractériser la profondeur et l'inclinaison des fractures, tandis que la tomographie sismique n'a pu qu'imager de faibles vitesses sismiques dans les zones endommagées.

Martinez et al. (1998c) ont utilisé le radar géologique pour imager des dépôts calcaires contenant de fines couches d'argile et pour déterminer le pouvoir de résolution d'une antenne 500 MHz. Les fines couches argileuses au sein du calcaire apparaissent très fortement sur les enregistrements radar et aide à l'interprétation des profils (voir aussi Van Dam et al., 2002). Davis and Annan, 1989 ont montré que le pouvoir de réflexion des ondes radar au contact de deux unités est proportionnel à la différence de contraste diélectrique entre ces deux unités. De ce fait, dans les formations calcaires, toutes les discontinuités ne seront pas forcément mises en évidence sur les enregistrements radar. Pettineli et al. (1996) ont montré que dans le cas de joints rocheux, soulignant un contact calcaire/calcaire, aucune réflexion du signal radar n'a été observée car le contraste diélectrique est trop faible, voire nul. Cependant le risque lié à la présence de ce type de discontinuité existe, mais ne sera pas détecté. Les auteurs (Pettineli et al., 1996) ont montré que si le joint rocheux est rempli par de l'argile ou de la calcite de remplissage, le contact calcaire/remplissage apparaît comme un puissant réflecteur. Pipan et al. (2003) ont récemment montré l'efficacité du radar géologique pour l'imagerie haute résolution de joints rocheux calcaires.

Dans les roches saines (non fracturées), considérées comme étant de bonne qualité, la plupart de l'énergie du signal radar est transmis, tandis que pour des roches de mauvaise qualité, l'énergie est très dispersée en raison de la présence de fractures, de joints et de cavités (Orlando, 2003). A partir de données radar, l'auteur a pu définir une méthode d'évaluation semi-quantitative en observant la quantité d'énergie dispersée comme un critère de qualité des roches.

Tsoflias et al. (2004) ont étudié les propriétés de polarisation des ondes électromagnétiques en mode TE et TM pour différentes positions des antennes. A partir de mesures GPR de surface sur une carrière de calcaires dolomitiques affecté par une série de fractures verticales, leur étude a montré qu'il est possible de caractériser la position et l'azimut des fractures verticales, par analyse du déphasage entre les modes TE et TM.

Pour caractériser les fractures, Grégoire (2001) et Grégoire and Hollender (2004) ont étudié la forme des coefficients de réflexion radar dans le domaine fréquentiel. A partir de

signaux radar réfléchis sur différentes fractures, les auteurs ont pu déduire l'épaisseur et le type de remplissage des discontinuités par analyse du contenu fréquentiel des coefficients de réflexion.

En falaise, Dussauge-Peisser et al. (2003) ont réalisé une étude comparative entre la méthode GPR et la tomographie sismique pour l'imagerie de fractures verticales affectant une falaise calcaire de 12 mètres de hauteur. Les résultats montrent que la réalisation de profils radar le long de la falaise calcaire a été très efficace pour détecter le réseau de fractures jusqu'à 10 mètres de profondeur avec une résolution satisfaisante (antennes 120 MHz). Les données radar ont de plus été très bien corrélées avec les observations structurales depuis la surface. En revanche, la tomographie sismique réalisée sur le même site avec des géophones déployés le long de la falaise et du plateau calcaire, s'est avérée inefficace pour détecter avec précision les principales fractures. De la même façon, Cardarelli et al. (2003) ont combiné les méthodes radar et sismique pour l'évaluation de la stabilité d'un tunnel. Les données radar ont pu fournir des informations quantitatives sur le nombre et la position des discontinuités en profondeur, alors que les méthodes sismiques n'ont fourni qu'une estimation de la distribution des propriétés élastiques moyennes de la zone investiguée.

8. Conclusion

Le radar géologique (ou GPR) est une méthode rapide, non-destructive de prospection de la subsurface qui utilise la propagation et la réflexion d'ondes électromagnétiques à hautes fréquences (de 10 MHz à 2 GHz). La théorie radar nous a montré que les matériaux géologiques pouvaient être caractérisés par la permittivité effective (ϵ_e), qui est un paramètre complexe et dépendant de la fréquence. Parmi tous les modèles décrivant les phénomènes de relaxation de la permittivité effective, nous avons retenu le modèle de Jonscher à 3 paramètres réels (n , χ_r , et ϵ_∞). A une fréquence donnée, les parties réelle et imaginaire de la permittivité effective peuvent être reliées aux paramètres effectifs du milieu : la permittivité relative (ϵ_r) et la conductivité effective (σ_r).

Ce chapitre a souligné l'efficacité du radar géologique dans de nombreux domaines d'applications. De plus, sa facilité d'utilisation, sa rapidité d'acquisition, et son haut pouvoir de résolution font du géoradar une méthode de plus en plus utilisée dans monde du génie civil et de la géotechnique. Dans des roches résistives comme le calcaire, le radar géologique semble être actuellement la méthode la plus efficace disponible sur le marché pour la détection et la caractérisation de discontinuités comme les fractures, les failles, les joints

rocheux, et les cavités. L'analyse des phénomènes de réflexion sur une couche mince a montré l'intérêt de la méthode radar pour la caractérisation des fractures. En effet, dans une gamme de fréquences donnée, la détection de fractures par le radar géologique va dépendre de l'épaisseur et de la nature du remplissage, qui contrôlent les attributs du coefficient de réflexion (amplitude, phase).

De plus, les méthodes radar offrent tout un éventail de modes d'acquisition différents (modes TE et TM, modes réflexion, CMP et transmission) permettant de caractériser de nombreuses propriétés physiques du sous-sol. La principale limite de la méthode provient du fait que les ondes EM seront d'autant plus atténuées que le milieu sera conducteur électriquement. Ainsi, les ondes EM se propagent très mal et pénètrent très peu profondément dans les milieux très conducteurs comme les argiles, ou l'eau salée.

D'un point de vue pratique, compte tenu de la profondeur de pénétration et de la résolution désirée, il conviendra de déterminer l'antenne radar la mieux adaptée. Nous avons utilisé par la suite différentes antennes de fréquences centrales d'émission différentes (50 MHz à 400 MHz), qui donneront des images à différentes résolutions/pénétrations. Le radar géologique est couramment utilisé sur des surfaces horizontales pour des raisons de facilité d'emploi et de sécurité pendant les enregistrements. Dans le contexte des falaises calcaires de la région grenobloise, il est très fréquent de rencontrer une couverture de sol argileux très conducteur en surface (sur le plateau), qui limite très fortement la pénétration des ondes radar. Par la suite, nous proposerons une méthode d'imagerie verticale, au cours de laquelle les profils radar ont été réalisés verticalement en falaise, les antennes radar étant positionnées directement sur la paroi calcaire pour une meilleure pénétration des ondes.

Chapitre 3.

Détection et caractérisation des instabilités de falaises par le radar géologique

1. Introduction

La région grenobloise compte environ 140 Km de linéaire de falaises. Elles appartiennent aux marno-calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, et dessinent deux puissantes barres calcaires (Urgonien et Tithonique) pouvant atteindre 400 mètres de haut par endroit . Ces falaises, appartenant aux massifs subalpins de la Chartreuse et du Vercors, sont le siège d'instabilités potentielles de grande ampleur. Elles culminent à plus de 2000 mètres d'altitude et menacent directement les zones urbaines situées en contrebas. L'évaluation de l'aléa éboulement rocheux repose sur une connaissance précise de la géométrie des fractures en profondeur, ainsi que de leurs caractéristiques d'ouverture et de remplissage. L'estimation du volume de la masse potentiellement instable est également guidée par l'intersection des différentes discontinuités présentes (fractures, failles, diaclases, joints de stratification). Parmi les nombreuses méthodes géophysiques présentées dans le chapitre 1, le radar géologique semble la méthode la mieux adaptée pour répondre à cette problématique.

L'objectif de ce chapitre est de définir une méthodologie d'auscultation des falaises, basée sur l'utilisation du radar géologique, en vue de détecter et de caractériser les différentes fractures présentes à l'intérieur d'un massif rocheux. Pour cela, plusieurs modes d'acquisition radar multifréquences ont été testés (mode réflexion, mode CMP, mode transmission).

2. Présentation des sites d'étude

Plusieurs campagnes de mesures radar sur deux falaises calcaires proches de Grenoble (Figure 3.1) ont été effectuées au cours de cette thèse :

- **Site 1** : le site test du **Rocher du Mollard** est situé dans le massif de la Chartreuse. Il est constitué d'une falaise calcaire d'une dizaine de mètres de hauteur, mais ne présente pas d'instabilités notoires. Ce site a été choisi pour tester les avantages et les limites du radar géologique, ainsi que pour l'élaboration des différents dispositifs d'acquisition utilisés en falaise verticale.
- **Site 2** : le site des **Rochers de la Bourgeoise**, situé dans le massif du Vercors, est constitué d'une falaise calcaire de 300 m de hauteur. Une écaille potentiellement instable d'environ 3000 m³ a été identifiée au sommet de cette falaise. Ce site a été choisi pour tester l'efficacité du radar géologique dans le contexte extrême des falaises calcaires du Y grenoblois.

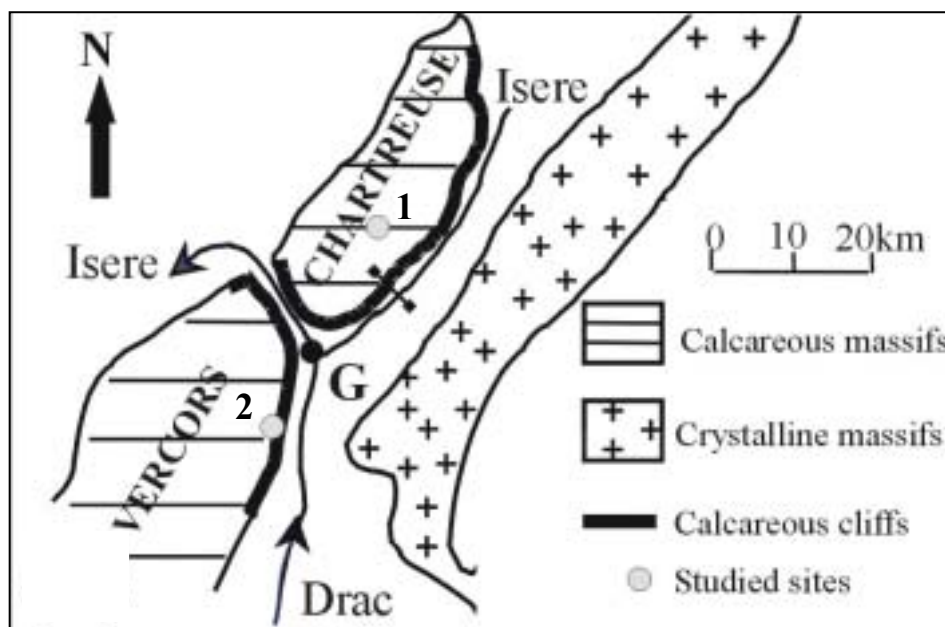


Figure 3.1 : Localisation des sites d'étude. Site 1 : Rocher du Mollard (massif de la Chartreuse), Site 2 : Rochers de la Bourgeoise (massif du Vercors). G : Grenoble.

2.1. Le Rocher du Mollard (Site 1, Chartreuse)

2.1.1. Contexte géographique et géologique

Le site expérimental du Rocher du Mollard est situé à 40 km au nord de Grenoble dans le massif de la Chartreuse, à proximité du village de Saint-Pierre-de-Chartreuse, sur le flanc Nord du vallon de Perquelin, à 1300 m d'altitude. Une photographie du site, prise depuis le versant d'en face montre une vue générale de la falaise étudiée (Figure 3.2).

Il est important de signaler que ce site ne présente aucun risque d'instabilité notable, mais qu'il a été choisi pour tester les avantages et les limites de chaque méthode géophysique dans une configuration géologique optimale. En effet, les caractéristiques structurales sont relativement simples et les principales fractures verticales sont observables en surface, ce qui permettra de confronter l'interprétation des mesures à la réalité du terrain.



Figure 3.2 : Photographie du Rocher du Mollard (massif de la Chartreuse).

Ce site est constitué d'une falaise subverticale d'une dizaine de mètres de hauteur appartenant aux calcaires massifs du Tithonique, reposant sur un talus de calcaires marneux lités du Kimméridgien. En surface, le plateau subhorizontal est recouvert d'un sol végétal d'épaisseur croissante vers l'intérieur du massif. Trois familles principales de discontinuités ont été observées en falaise : la stratification, orientée N33°E inclinée de 23°N vers l'intérieur du massif (résultats non présentés), et deux familles de fractures subverticales orientées N140°E, et N30-40°E. Les résultats de 75 mesures de plans de fractures (pôles) sont présentés sur la Figure 3.3.a par un canevas de Schmidt (hémisphère inférieur) obtenu grâce au logiciel Dips.

La Figure 3.3.b montre une photographie d'un plan de stratification observé en falaise, qui forme un surplomb rocheux (vue de dessous). On remarque qu'une instabilité potentielle est délimitée latéralement par l'intersection des deux familles de fractures. Si la plupart de ces fractures sont visibles en falaise, il est souvent difficile d'observer leur extension sur le plateau (recouvert de sol argileux).

D'accès facile et de dimension réduite, ce site est bien adapté pour le transport sur place de tout le matériel géophysique nécessaire. De plus, la falaise présente l'avantage d'être déjà équipée pour la pratique de l'escalade, ce qui simplifie les opérations sur cordes nécessaires au travail en falaise.

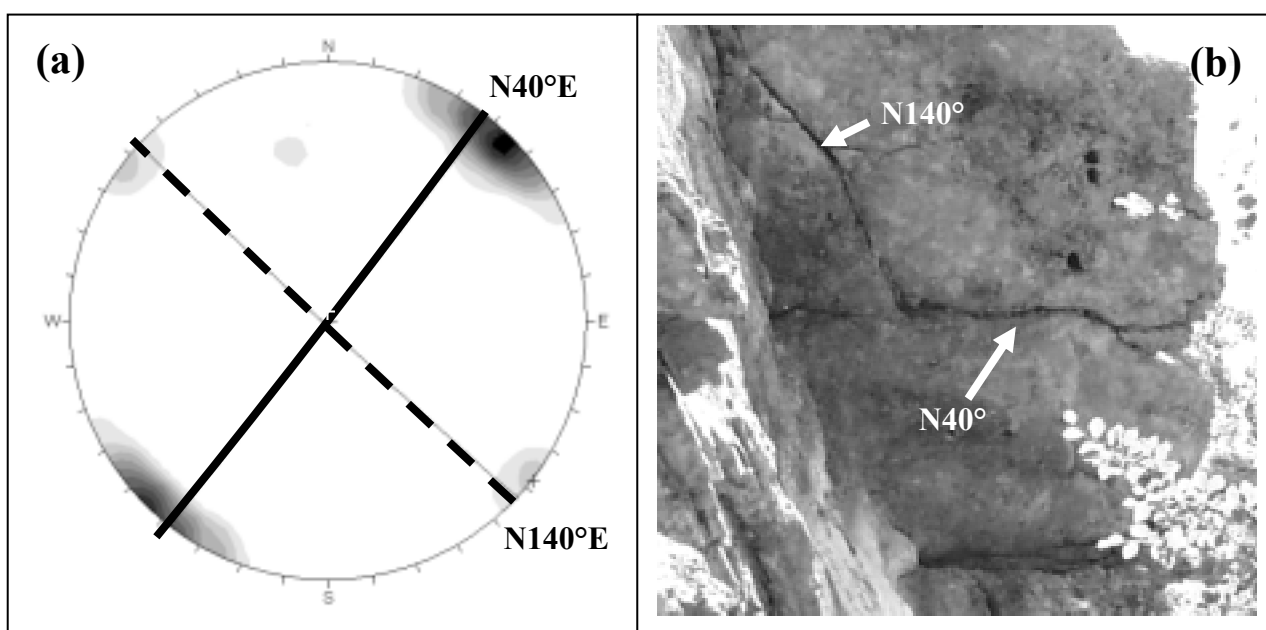


Figure 3.3 : Familles de fractures observées sur le Rocher du Mollard (a) Canevas stéréographique (75 mesures, hémisphère inférieur). (b) Photographie d'un plan de stratification formant un surplomb rocheux (vue de dessous). L'intersection des deux familles de fractures délimite une instabilité potentielle.

2.1.2. Les dispositifs GPR utilisés en falaise

Une campagne de mesure a été réalisée avec un radar géologique de type Ramac GPR (société Malâ Geosciences) permettant plusieurs modes d'acquisitions (réflexion, point milieu commun, transmission) grâce à une séparation possible des antennes bistatiques.

Une campagne de mesures radar en falaise nécessite une reconnaissance au préalable du site d'étude afin de définir un dispositif optimal pour une communication et une sécurité maximales des différents utilisateurs présents en falaise. Sur le site du Rocher du Mollard,

nous avons défini un dispositif d'acquisition radar applicable à n'importe quel site de grandes falaises verticales (plusieurs centaines de mètres comme pour le site 2), pour lesquelles il est impensable d'envisager des mesures à partir du pied de la falaise, en raison du risque de chutes de pierres pendant les mesures. La centrale d'acquisition d'enregistrement des données (PC portable) reste en surface sur le plateau, à une dizaine de mètres du bord de la falaise pour un maximum de sécurité. Le marquage des futurs profils radar en falaise a été réalisé au préalable à l'aide de gommettes autocollantes. Les mesures radar ont été effectuées en descendant les antennes le long de la falaise à l'aide d'une poulie. Le radar, ainsi que les personnes présentes en falaise, ou près du bord, ont toutes été assurées sur une corde indépendante. Le nombre de personnes nécessaire, ainsi que le dispositif utilisé en falaise, varie en fonction des modes d'acquisition radar.

- **Acquisition radar en mode réflexion (profil vertical en falaise):**

Dans cette configuration, le couple émetteur-récepteur (antennes) est déplacé verticalement le long de la falaise. Une trace radar a été enregistrée tous les 20 cm, et la longueur des profils radar verticaux est d'une dizaine de mètres en paroi. Trois personnes sont nécessaires pour ce mode d'acquisition : une personne en falaise pour positionner correctement les antennes radar le long du profil vertical, une personne à l'acquisition (PC portable) située sur le plateau à quelques mètres du bord de la falaise, et une personne au bord de la falaise qui assure la descente contrôlée du radar et qui sert d'interlocuteur entre les deux premières personnes (qui ne se voient pas, et qui souvent ne s'entendent pas).



Figure 3.4 : Dispositif GPR en mode réflexion utilisé en falaise pour la réalisation des différents profils verticaux. La photographie de gauche montre les antennes 50 MHz.

Le mode d'acquisition en réflexion est utilisé pour l'imagerie des fractures. Les profils verticaux ont été réalisés en mode TE avec des antennes radar de fréquences centrales différentes (50, 100, 200 et 400 MHz).

- **Acquisition en mode réflexion (profil horizontal en falaise)**

Le dispositif utilisé pour la réalisation de profils radar horizontaux en falaise est identique à celui utilisé pour le mode réflexion vertical. Une trace radar a été enregistrée tous les 20 cm, et la longueur du profil radar horizontal est d'une quinzaine de mètres en paroi. Comme précédemment, trois personnes ont été sollicitées pour ce mode d'acquisition : une personne en falaise avec les antennes, une personne à l'acquisition, et une personne intermédiaire au bord de la falaise. La réalisation de profils radar horizontaux en falaise est délicate. Si la centrale d'acquisition reste fixe, il faut en permanence déplacer horizontalement le dispositif de mesure radar en falaise. Ce type d'acquisition demande donc beaucoup plus de temps que pour les profils verticaux.

- **Acquisition radar en point milieu commun (CMP vertical en falaise)**

Dans cette configuration, les antennes bistatiques ont été séparées l'une de l'autre. Deux personnes sont donc nécessaires en paroi pour les mesures à offset variables. La première mesure, située au milieu de la falaise, est enregistrée avec un offset de 40 cm. Ensuite, chaque antenne est déplacée de 20 cm vers le haut et vers le bas de la falaise, soit une trace radar tous les 40 cm. Quatre personnes sont sollicitées pour ce mode d'acquisition : deux personnes en falaise pour le déplacement des antennes, une personne à l'acquisition sur le plateau, et une personne intermédiaire au bord de la falaise. Le mode d'acquisition en point milieu commun (CMP) est utilisé pour le calcul des vitesses en profondeur. Par la suite, les profils CMP ont été réalisés avec les antennes 100 et 200 MHz.

- **Acquisition en mode transmission depuis la falaise vers le plateau**

Les antennes émettrice et réceptrice sont séparées l'une de l'autre. La personne située en falaise positionne l'antenne émettrice tous les mètres le long de la paroi verticale (Figure 3.5). Pour chaque position de l'antenne émettrice, l'antenne réceptrice est déplacée horizontalement tous les mètres sur le plateau horizontal. Quatre personnes ont été sollicitées pour ce mode d'acquisition en transmission : une personne en falaise avec l'antenne émettrice, une personne sur le plateau avec l'antenne réceptrice, une personne à l'acquisition, et une personne intermédiaire au bord de la falaise pour la coordination des mesures.

Le mode d'acquisition en transmission a été utilisé pour la tomographie radar, avec les antennes 100 MHz.



Figure 3.5 : Dispositif GPR en mode transmission utilisé en falaise. Ce dispositif est utilisé pour la tomographie radar.

Les différents profils radar réalisés en falaise sur le site du Rocher du Mollard sont présentés au paragraphe 3.

2.2. Les Rochers de la Bourgeoise (Site 2, Vercors)

2.2.1. Contexte géographique et géologique

Le deuxième site d'étude, illustré sur la Figure 3.6, est constitué d'une écaille rocheuse potentiellement instable d'environ 3000 m³. Cette écaille est située au sommet de la falaise des Rochers de la Bourgeoise qui surplombe directement la commune de Saint-Paul-de-Varces. La falaise, d'une hauteur de 300 m, est constituée de calcaires Urganien (d'âge Barrémien/Aptien), qui surmontent des marno-calcaires de l'hauterivien. L'écaille potentiellement instable, d'une hauteur de 30 m, est délimitée latéralement par deux familles de fractures verticales F1 et F2 très ouvertes, bien visibles en falaise, et dont la continuité s'observe sur le plateau subhorizontal (Figure 3.7). La stratification (notée S₀) est inclinée de 30 à 45° vers l'intérieur du massif.

Contrairement au Rocher du Mollard (site 1) qui présente une falaise de hauteur limitée, le site des Rochers de la Bourgeoise est caractéristique de la morphologie des falaises calcaires qui bordent l'agglomération grenobloise. De plus, il est situé dans un secteur qui, historiquement, a connu de nombreux éboulements rocheux. La cicatrice supposée d'un ancien éboulement historique datée du 17^{ème} siècle est toujours visible sur la falaise des Rochers de la Bourgeoise (Figure 3.6).

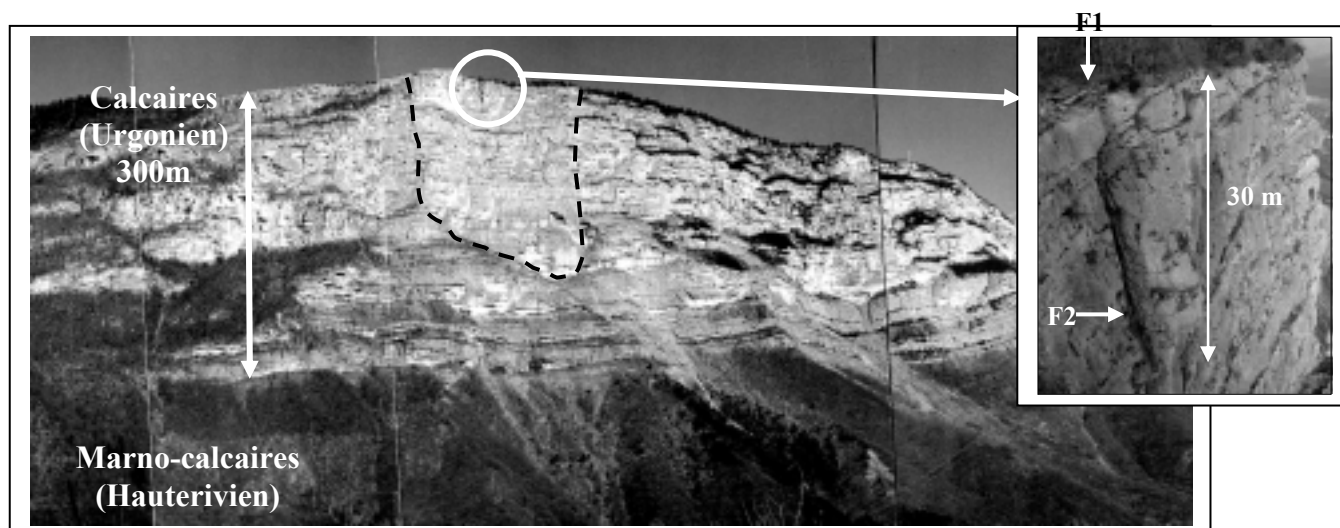


Figure 3.6 : Panorama de la falaise des Rochers de la Bourgeoise et localisation du site d'étude. Les pointillés noirs délimitent la cicatrice supposée d'un ancien éboulement historique datée du 17^{ème} siècle.

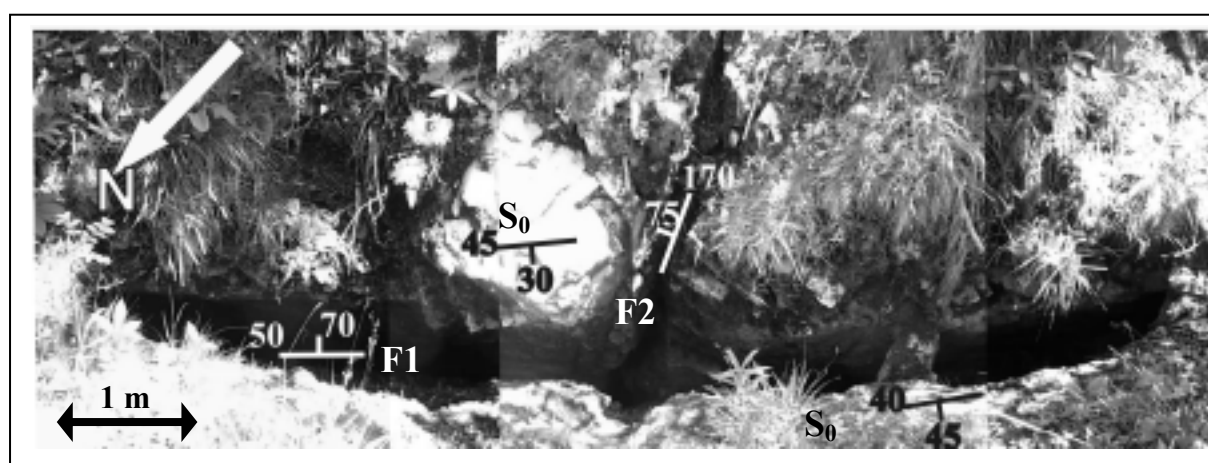


Figure 3.7 : Vue des différentes familles de fractures F1 et F2 présentes en arrière de la falaise sur le plateau calcaire (Rochers de la Bourgeoise, Vercors). S_0 représente la stratification. Le bord de la falaise est situé en haut de la photographie.

2.2.2. Analyse des éboulements historiques du secteur

Le RTM (Restauration des Terrains en Montagne) a réalisé un inventaire des mouvements rocheux, qui comporte plusieurs centaines d'éboulements survenus dans tout le Y grenoblois, depuis près de 4 siècles (RTM, 1996). Cet inventaire comporte, pour chaque commune de l'agglomération grenobloise (et ses environs), les éboulements importants qui ont marqué l'histoire locale. Sur la commune de Saint-Paul-de-Varces, où est situé le site d'étude, on recense 5 éboulements rocheux dont les volumes sont supérieurs à 10 000 m³ (Tableau 3.1). De plus, deux événements anciens, d'ampleur catastrophique (plusieurs millions de m³) font partie des plus gros éboulements jamais recensés dans tout le Y Grenoblois depuis les 4 derniers siècles (RTM, 1996). Une analyse des données d'éboulements (Genty, 2002) a montré que la falaise des Rochers de la Bourgeoise a été le siège d'instabilités de grandes ampleurs, qui ont conduit à deux éboulements historiques (Figure 3.8) survenus au 17^{ème} siècle (1), et en 1942 (3). Ces deux éboulements historiques, décrits dans les travaux de Genty (2002), sont présentés brièvement par la suite.

Tableau 3.1 : Les éboulements historiques de la commune de St-Paul-de-Varces (RTM, 1996)

Site	Date	Volumes (m ³)	Informations
Les Ruines Rochers de la Bourgeoise (1)	17 ^{ème} siècle	4 500 000	Le vieux village de St Paul aurait été détruit. Présence en pied de falaise d'un cône d'éboulis sur 150 hectares.
Ravin des Charbonniers (2)	16/04/1889	100 000	Blocs de 20 à 25 m ³ Les blocs anciens ont arrêté l'éroulement qui menace deux maisons des hameaux des Devets et Balmets
Rochers de la Bourgeoise (3)	Hiver 1942	50 000	Ecroulement rocheux a évolué en laves qui se sont répandues dans les champs (torrent Echet d'Eau Blanc)
Barlatier Torrent des coins (4)	Février 1984	10 000	Ecroulement rocheux, 3 ha de bois détruits ; un mois plus tard, lave torrentielle dans le torrent des Coins
L'Echarina (5)	28/04/1988	1 500 000	Départ côte 1400 à 1500 m. Accumulation de matériaux au pied de la falaise. L'éroulement a coupé le sentier du Col Vert. Réactivation en juin 1988.

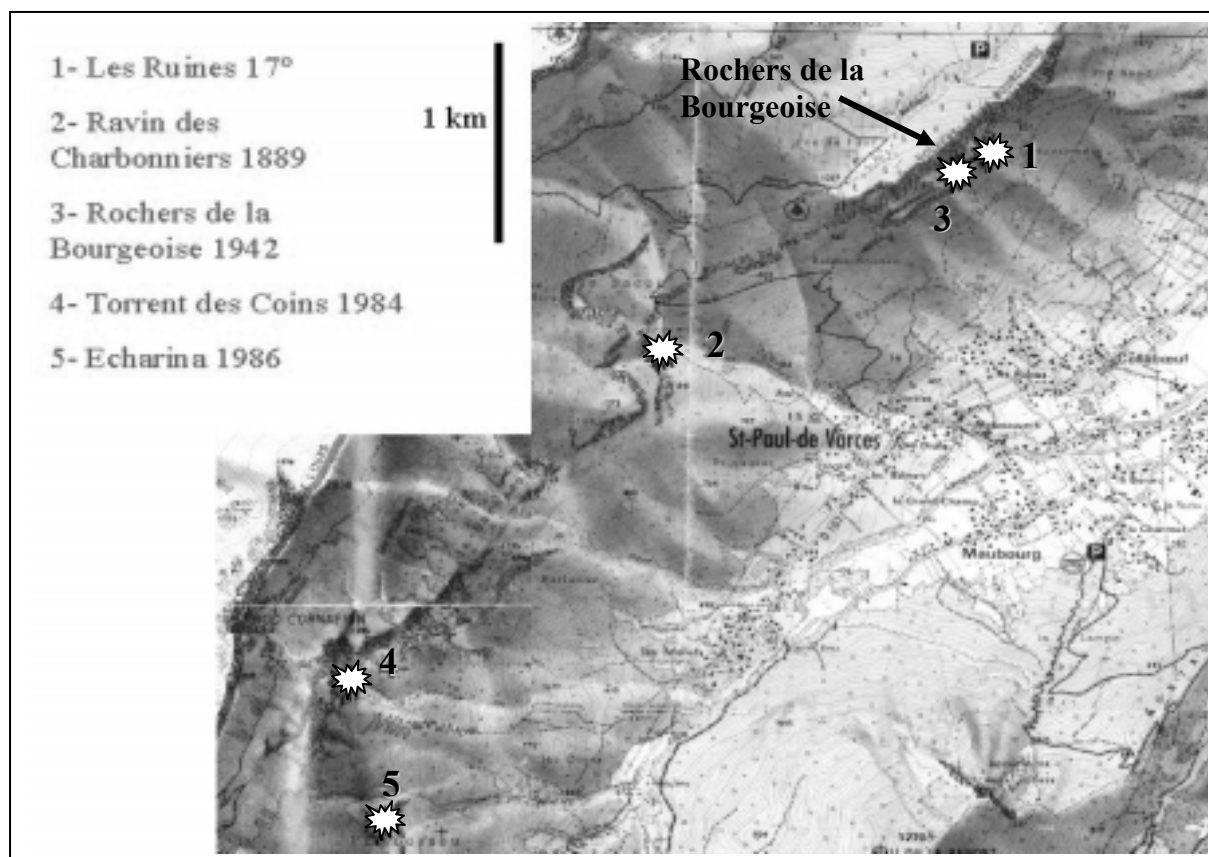


Figure 3.8 : Localisation des éboulements historiques de la commune de Saint-Paul-de-Varces. Les éboulements 1 et 3 sont situés au pied des Rochers de la Bourgeoise (d'après Genty, 2002).

- **L'éboulement historique des Ruines (17^{ème} siècle)**

Cet évènement est considéré comme un des plus gros éboulements de ces derniers siècles dans la région Grenobloise. Il aurait mobilisé plus de 4 Millions de m³ d'après les estimations de la RTM (1996). Plusieurs indices de cet éboulement catastrophique sont visibles sur le terrain, à commencer par l'étymologie du lieu lui-même (Les Ruines). Le lotissement du Sorbier, situé au lieu dit « Les Ruines », est construit sur un dôme au pied de la falaise, repérable facilement dans le paysage, ainsi que sur la carte topographique (les courbes de niveau dessinent un lobe frontal). La présence de blocs calcaires de taille métrique à plurimétrique dans cette zone, ainsi que les difficultés rencontrées pour le creusement des fondations des maisons de ce lotissement (témoignages recueillis lors d'une étude de terrain), montrent l'existence d'une immense zone de dépôt liée à l'éboulement. Sur les photographies aériennes de 1993, une zone décapée sans végétation apparaît sur la falaise. Elle correspondrait éventuellement à la cicatrice de cet éboulement ancien (Figure 3.6 et Figure 3.9). En revanche, les documents écrits et les archives sur cet évènement sont très rares.

Cependant dans un article du Petit Dauphinois de 1889 on y parle « [...] d'après la légende, d'un éboulement qui aurait ravagé le vieux village de St Paul ». Il est également mentionné « [...] que le cône d'éboulis est visible sur 150 Ha environ », et que « [...] des fouilles dans une propriété ont permis de retrouver des fers de vaches à une profondeur de 20 m, et ainsi de dater l'évènement au 17^{ème} siècle ».

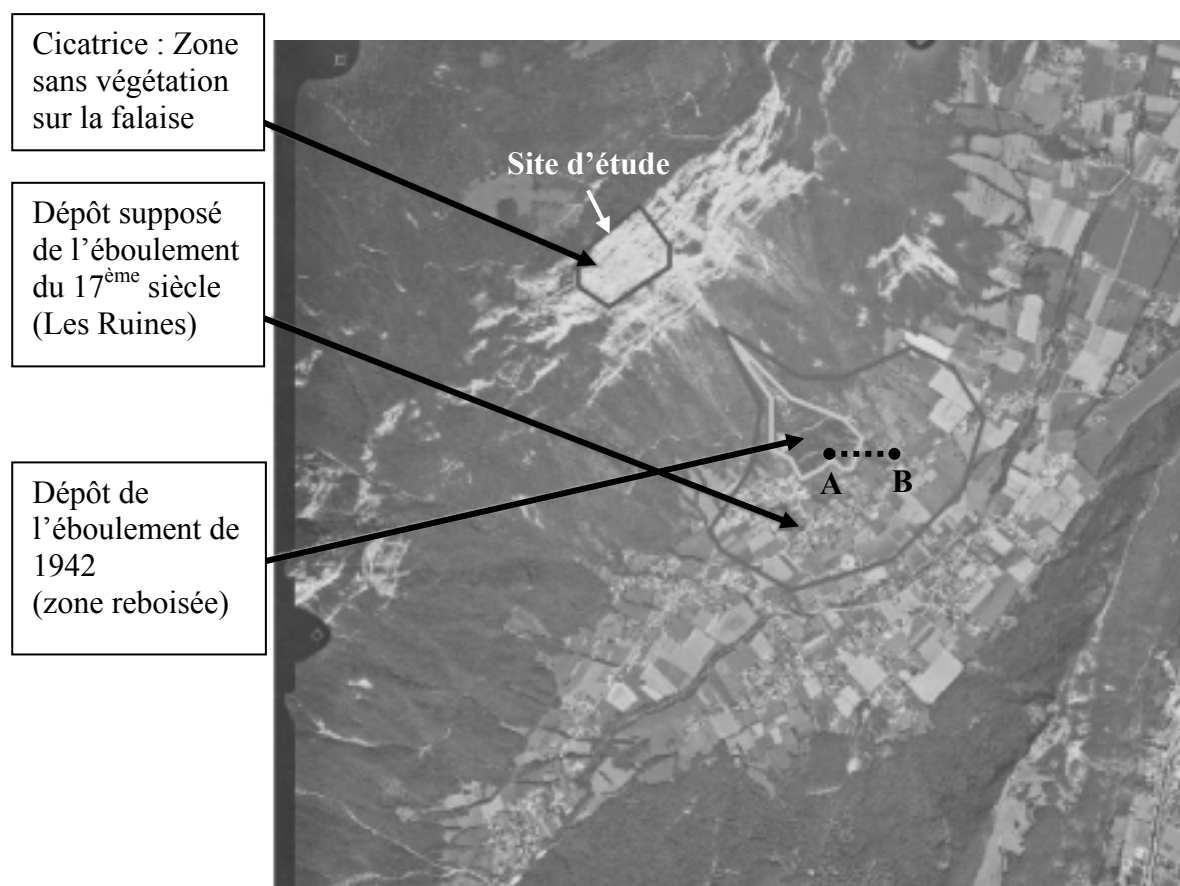


Figure 3.9 : Photographie aérienne du secteur de St-Paul-de-Varcès (Mission aérienne 1993, disponible au Conseil général de l'Isère). Localisation du site d'étude (site 2), et du profil de tomographie électrique (A-B), d'après Genty (2002), modifié.

- **L'éboulement des Rochers de la Bourgeoise (en 1942)**

Il est précisé dans l'inventaire RTM que l'éboulement a eu lieu durant l'hiver 1942, et que l'écroulement rocheux a donné lieu à des laves torrentielles qui se sont répandues dans les champs. Le volume mobilisé aurait été de 50 000 m³ (RTM, 1996). On peut observer, au dessus du dôme des Ruines, une zone où les essences d'arbres sont différentes (Figure 3.9). Cette zone a pu être cartographiée, et la surface du cône d'éboulement est estimée à environ 15 ha. Il est donc probable que le reboisement soit consécutif de l'éboulement. Sur le terrain,

on constate que cette zone d'accumulation est composée de blocs rocheux de petite taille emprisonnés dans une matrice argileuse, ce qui reflète bien l'aspect d'un éboulement en laves.

Un profil de tomographie électrique, noté A-B sur la Figure 3.9, a été réalisé au pied de la falaise des Rochers de la Bourgeoise (Genty, 2002). Le profil, d'une longueur de 235 m, recoupe les dépôts des deux éboulements de 1942 et du 17^{ème} siècle. Le mode d'acquisition est de type Wenner, avec un espacement inter-électrodes de 5 m. Les résultats obtenus après 5 itérations, et un RMS de 3.8% sont illustrés sur la Figure 3.10. L'image de tomographie électrique montre deux zones résistives bien individualisées qui peuvent correspondre à la signature des deux éboulements historiques observés à cet endroit, et reposant sur un terrain plus conducteur. La zone de l'éboulement de 1942, montre une résistivité moyenne de 800 Ohm.m qui peut être assimilé à une accumulation de petits blocs calcaires (3000 Ohm.m) pris dans une matrice argileuse moins résistive (100 Ohm.m), comme observé sur le terrain (éboulement en lave). La zone de dépôt de l'éboulement du 17^{ème} siècle montre des résistivités moyenne beaucoup plus élevées de l'ordre de 2000 Ohm.m, compte tenu de la taille des blocs (plurimétrique). L'extension en surface et en profondeur des deux zones de résistivités confirment que l'éboulement du 17^{ème} siècle est plus important que celui de 1942.

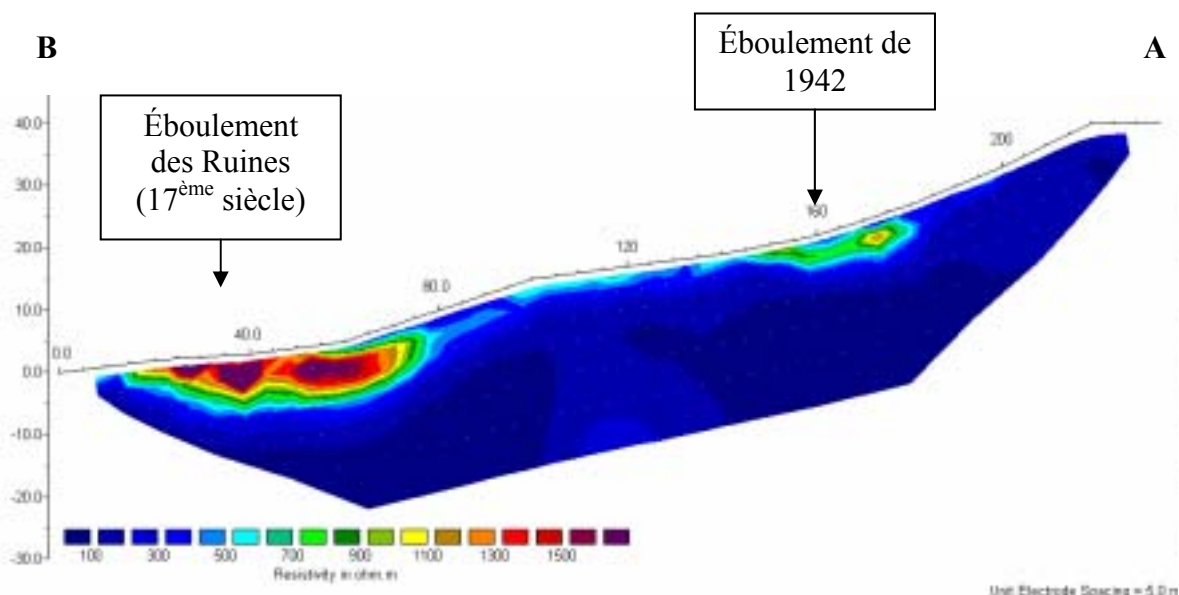


Figure 3.10 : Tomographie électrique réalisée au pied de la falaise des Rochers de la Bourgeoise (Saint-Paul-de-Varces). Ce profil est noté A-B sur la Figure 3.9 (d'après Genty, 2002).

2.2.3. Dispositifs GPR utilisés en falaise

Plusieurs profils radar verticaux ont été réalisés en falaise avec un radar géologique de type Ramac GPR (société Malå Geosciences) dans le but de caractériser la fracturation à l'intérieur du massif des Rocher de la Bourgeoise (Site 2). Les dispositifs d'acquisitions radar utilisés (mode réflexion, en point milieu commun et en transmission) sont les mêmes que ceux élaborés, en falaise, sur le premier site d'étude du Rocher du Mollard. Les profils radar verticaux en mode réflexion ont été réalisés avec les antennes 100, 200, et 400 MHz. Les antennes 200 MHz ont été utilisées pour le profil en mode CMP vertical. Les mesures en transmission depuis la falaise vers le plateau ont été réalisées avec les antennes 100 MHz.

Les différents enregistrements radar réalisées en falaise sur le site des Rocher de la Bourgeoise sont présentés dans le paragraphe 3.

3. Mesures radar sur les sites du Rocher du Mollard et des Rochers de la Bourgeoise

Les sites du Rocher du Mollard (Site 1, Chartreuse) et des Rochers de la Bourgeoise (Site 2, Vercors) ont fait l'objet d'une étude de reconnaissance géophysique visant à développer l'utilisation du radar géologique pour la caractérisation des fractures en falaises calcaire. Cette étude comporte deux phases de mesures, qui seront présentées séparément par la suite :

(1) Une première campagne de mesures radar a été réalisée en falaise afin de tester l'efficacité du radar géologique pour la détection et la caractérisation des fractures, selon différents modes d'acquisition (réflexion, CMP, transmission). Tous les résultats de cette première étude ont fait l'objet d'un projet d'article, présenté ci-après, soumis dans la revue *Geophysics* en avril 2004.

(2) Une phase de mesures complémentaires a été réalisée a posteriori sur les deux sites d'étude. Les mesures comprennent de nouveaux profils radar, ainsi que plusieurs profils de tomographie électrique réalisés sur le plateau calcaire subhorizontal. Les résultats de cette étude complémentaire sont présentés dans le paragraphe 4 pour le site du Rocher du Mollard (Site 1), et dans le paragraphe 5 pour le site des Rochers de la Bourgeoise.

Multi-configuration GPR measurements for geometrical fracture characterization in limestone cliffs (Alps)

Mathieu Jeannin¹, Stéphane Garambois¹, Colette Grégoire² & Denis Jongmans¹

¹ LIRIGM, Maison des Géosciences, Université Joseph Fourier,
BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France.

² Department Civil Engineering, Katholieke Universiteit Leuven,
Kasteelpark Arenberg 40, B-3001 Heverlee, Belgium

Submitted to *Geophysics* (April, 2004)

ABSTRACT

Until now, geophysical methods have been rarely used to investigate vertical limestone cliffs, mainly regarding to the extreme conditions of material deployment. Nevertheless, these techniques are the only available methods which could provide information on the internal state of a given massif in term of discontinuities, which play a major role in rock-fall hazard. Preliminary comparative experiment showed that GPR is the most efficient method to locate precisely different discontinuities in limestone, whereas seismic tomography provides a highly-smoothed seismic velocity image, which is more characteristic of the global state of the massif. In this case study, detailed GPR measurements have been performed on two test sites with different acquisition configurations (vertical and 2D profiles, CMP, transmission) to evaluate the potential of radar waves for better characterizing the geometry and properties of the main discontinuities (fractures) within the massif. The results show that the 3D geometry of fractures, which is a crucial parameter for stability assessment, can be retrieved by combining vertical and horizontal profiles performed along the cliff. CMP profiles performed along the cliff allow not only the obtaining of a velocity profile as a function of depth (necessary to convert time into depth), but also the characterization of the fracture filling. Finally, transmission experiments, which generate complex radargrams, have provided valuable and quantitative information on the massif, through the modelling of the generated waves. On the contrary, a velocity tomography obtained from the first arrivals travelling through the massif from the transmitters to the receivers, shows a poor image of the massif with a bad resolution.

INTRODUCTION

Among many natural hazards occurring in mountainous areas, rock falls are frequent phenomena characterized by their suddenness and their difficulty to predict. The growing urbanisation in such areas implies to better assess the hazard linked to rock falls, and more precisely to determine the location and volume of a rock mass likely to fall. Rock mass stability assessment is a complex problem generally addressed from surface observations: slope morphology, mass fracturing, deformation measurements (Hoek and Bray 1981; Rouiller et al., 1998). Even if such studies are essential, the lack of information concerning the geometry and properties of discontinuities within the rock mass leads to major uncertainty on the hazard assessment. Except heavy geotechnical drilling, only geophysical methods are able to obtain information about the discontinuity geometry within the studied massif. However, these techniques have rarely been applied to vertical cliffs or high natural rock slopes, probably due to practical difficulties when performing geophysical experiments in such extreme conditions.

At a lower scale and/or in easier field conditions, the GPR (Ground Penetrating Radar) method was successfully applied to comparable geological problems such as fault and fracture 2D mapping in resistive rocks (Benson, 1995; Stevens et al., 1995; Demanet et al., 2001; Rashed et al., 2003). For imaging subhorizontal fractures as well as subvertical faults Grasmueck (1996) developed a 3D radar technique, which was applied in a gneiss quarry. In a gypsum quarry, Dérobert and Abraham (2000) performed GPR profiles on pillars to characterize the crack depth and inclination, while damaged zones were imaged as low P-wave velocities by seismic tomography. Similarly, Toshioka et al. (1995) detected the distribution and continuity of cracks from GPR data acquired on the vertical wall of a welded tuff rock. Seol et al. (2001) developed a strike-direction-finding scheme using GPR data obtained from three different acquisition modes for the same survey line in a granite quarry. The computed reflectors azimuths were found to be well correlated with those of observed fractures and joints. In limestone formations, Pettinelli et al. (1996) and Pipan et al. (2003) showed from 2D and 3D GPR measurements, that open fractures, joints or discontinuities filled with clay or water are clearly visible when an appropriate wavelength is used. In good quality rock, most of the radar wave energy is transmitted, while in low quality rock, the energy is backscattered from fractures, strata joints and cavities (Orlando, 2003). From GPR measurements by Orlando (2003) for addressing the rock quality, the author defined a semi-quantitative evaluation method based on the amount of backscattered energy as an index of

rock quality. In a more quantitative way, Grégoire (2001) studied the GPR reflection coefficient of fractures in the frequency domain and deduced the aperture and the filling material of fractures from multi-frequency reflected data.

Recently, Dussauge-Peisser et al. (2003) performed GPR measurements and a seismic tomography on a 12 m high limestone cliff with GPR antennas and some geophones set on the cliff. Their results indicate that simple vertical GPR profiles performed on the cliff were efficient to detect and image subvertical discontinuities as far as 10 m deep, which were well correlated with fractures deduced from surface observations. In contrast, seismic tomography performed with seismic sources and geophones deployed on the surface and on the cliff was found not efficient to detect and characterize smaller discontinuities. Seismic tomography provided a rough image of the consolidation state mass. In a similar way, Cardarelli et al. (2003) used both GPR and seismic data for tunnel stability assessment. Radar data supplied information about the number and location of discontinuities in the investigated zone, while seismic methods provided estimates of the distribution of the mean elastic properties.

Compared to previous studies, this paper takes a step forward to the use of multi-configuration GPR experiments located in the subalpine massifs near Grenoble (France). Experiments consisted in evaluating the potential of 2D, CMP and transmission acquisition profiles to characterize the geometry and properties of the fracture set. To help interpretation, the rather complex transmission data have been successfully modelled using a 2D full-waveform modelling code, and then first arrivals have been picked and inverted in both cases (real and synthetic). GPR measurements were conducted using a RAMAC/GPR unit system (MALÅ Geosciences), which was adapted to these extreme conditions. Indeed, as the main fracture networks are almost vertical, only profiles where at least one antenna was directly positioned on the cliff surface were able to image the possible interfaces constituted by these main discontinuities. For this reason, and to optimize the coupling between the rock surface and the antennas, an operator has to climb down the cliff with the antennas and suitable cables. All profiles were conducted with unshielded antennas and using the TE (Transverse Electric) mode.

Calcareous cliffs surrounding the urban area of Grenoble city (Isère, France) exhibit a cumulative length of 140 km (Fig. 1a) and can reach 400 m high (Fig. 1b). They are part of the Chartreuse and Vercors subalpine massifs made of sedimentary rocks from upper Jurassic and lower Cretaceous age (limestone and marls). In these massifs, most of the cliffs are located in Tithonian and Urgonian limestone beds which dip slightly inwards (Fig. 1b). Because of the cliff morphology, this region has been submitted to extensive rock fall risk

(ranging from block fall to major events), which has been studied considering a probabilistic approach (Dussauge-Peisser et al., 2002). During the 13th century, the Chartreuse massif experienced a major rock fall with an estimated fallen calcareous volume of 500 million cubic meters, with a propagation of 7.5 kilometres from the cliff (Goguel and Pachoud, 1972).

In this paper, GPR measurements were carried out on two calcareous cliffs (Fig. 1a) presenting different filling properties. The first site, located in the Chartreuse massif is a 10 to 15 m high cliff where two vertical fracture sets has been detected from surface observations. This site does not present any specific rock fall hazard and has been chosen mainly for its accessibility and for the simplicity of its geological structure. The second site is an unstable rock mass of approximately 3000 cubic meters, located on the top of a 300-m high cliff, in the Vercors massif.

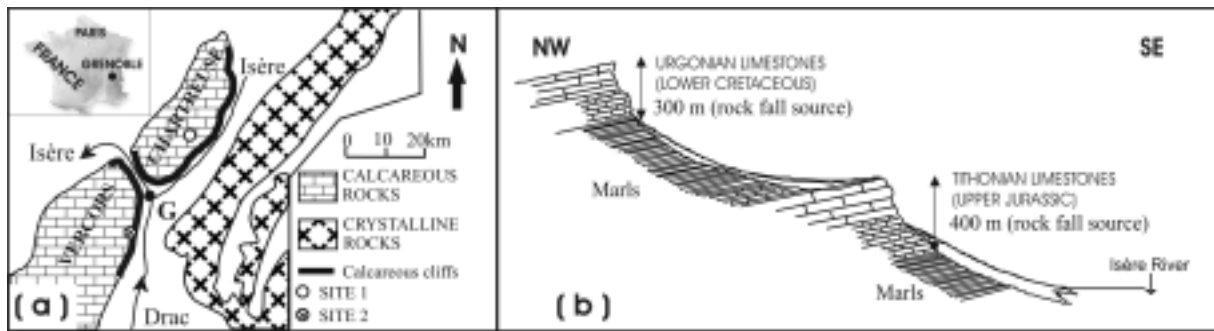


Fig. 1: (a) Geological situation of the city of Grenoble (France), and location of the two studied sites: (b) Typical geological cross-section of the limestone cliffs surrounding the city of Grenoble.

THE CHARTREUSE TEST SITE

Site 1 is a 12 m high cliff made of Tithonian limestone (Upper Jurassic) which forms a subhorizontal plateau recovered by a vegetal soil. Detailed structural studies, realized from surface observations on the cliff and on the plateau, showed that the rock mass is affected by three main discontinuity sets (Fig. 2): the bedding planes So dipping gently inside the massif (N30°E/20°NW) and two vertical fracture sets (N140°E/90° and N30°E/90°). The first fracture set is predominant and clearly visible on the entire cliff. Within this set, fractures appear more or less opened are filled with a mixing of clay and vegetal soil. The approximate surface location of the observed fractures is displayed on Fig. 2b (labelled F1 to F5) along an AB axis perpendicular to the fracture strike (Fig. 2a). The secondary fracture set, oriented N30°E, is mainly visible in the western part of the site (Fig. 2a) and locally appears along the

cliff. Due to the presence of the vegetal cover above the limestone cliff (on the horizontal plateau), the extension of the different fracture sets inside the massif is hard to determine.

In order to evaluate the potential of GPR data to detect the 2D/3D geometry of the fracture sets, different GPR configurations were carried, with at least one antenna placed directly on the cliff. Indeed, the presence of a conductive vegetal soil and the subvertical orientation of the main fractures lead to the necessity to use this configuration. They consist in multifrequency vertical, horizontal and Common Mid Point profiles, as well as transmission experiments conducted between the vertical cliff and the plateau.

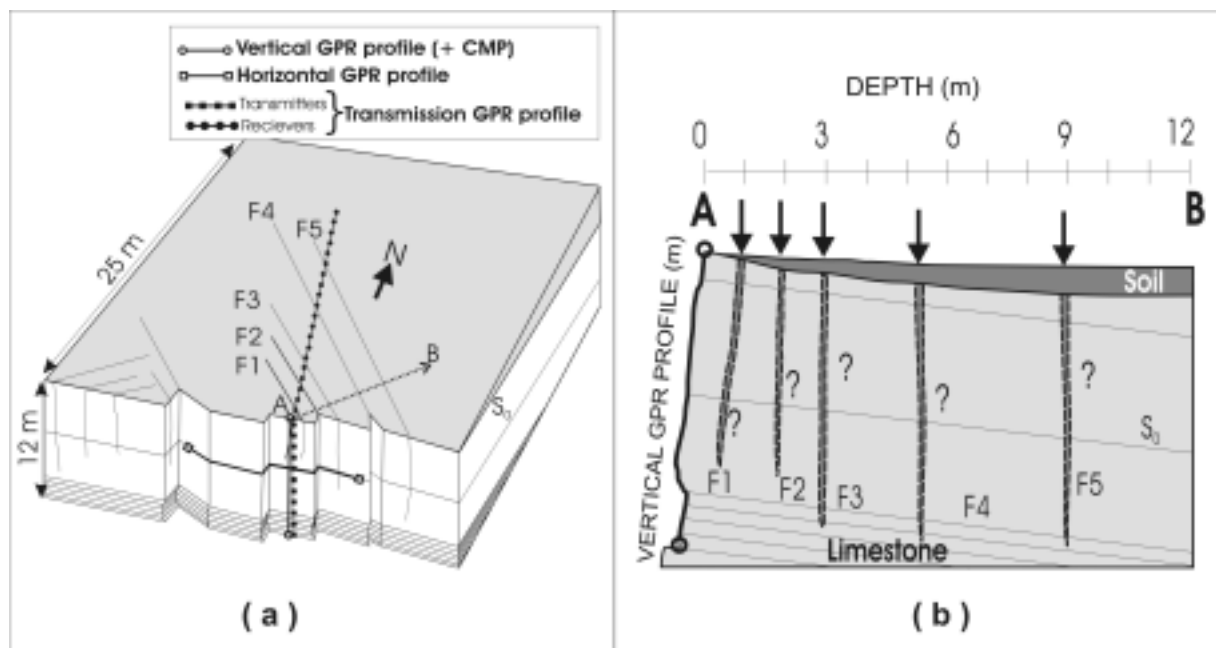


Fig. 2: Schematic representation of the site 1 (Chartreuse massif). (a) location of the main fractures (F1 to F5) deduced from structural observations and different GPR tested configurations. The AB direction represents the orthogonal of the vertical GPR profiles. (b) detailed view of the fractures along the AB profile. The extension of the fractures is purely hypothetical.

Vertical radar profiles

The reflection mode configuration is the most common for subsurface measurements. In our study, GPR data were acquired along vertical profiles with antennas placed directly on the cliff. The 1 m long transmitter-receiver couple was moved every 20 cm. Fig. 3 shows an example of raw (a) and processed (b) data acquired using 100 MHz unshielded antennas along the vertical cliff as a function of time (a) and depth (b).

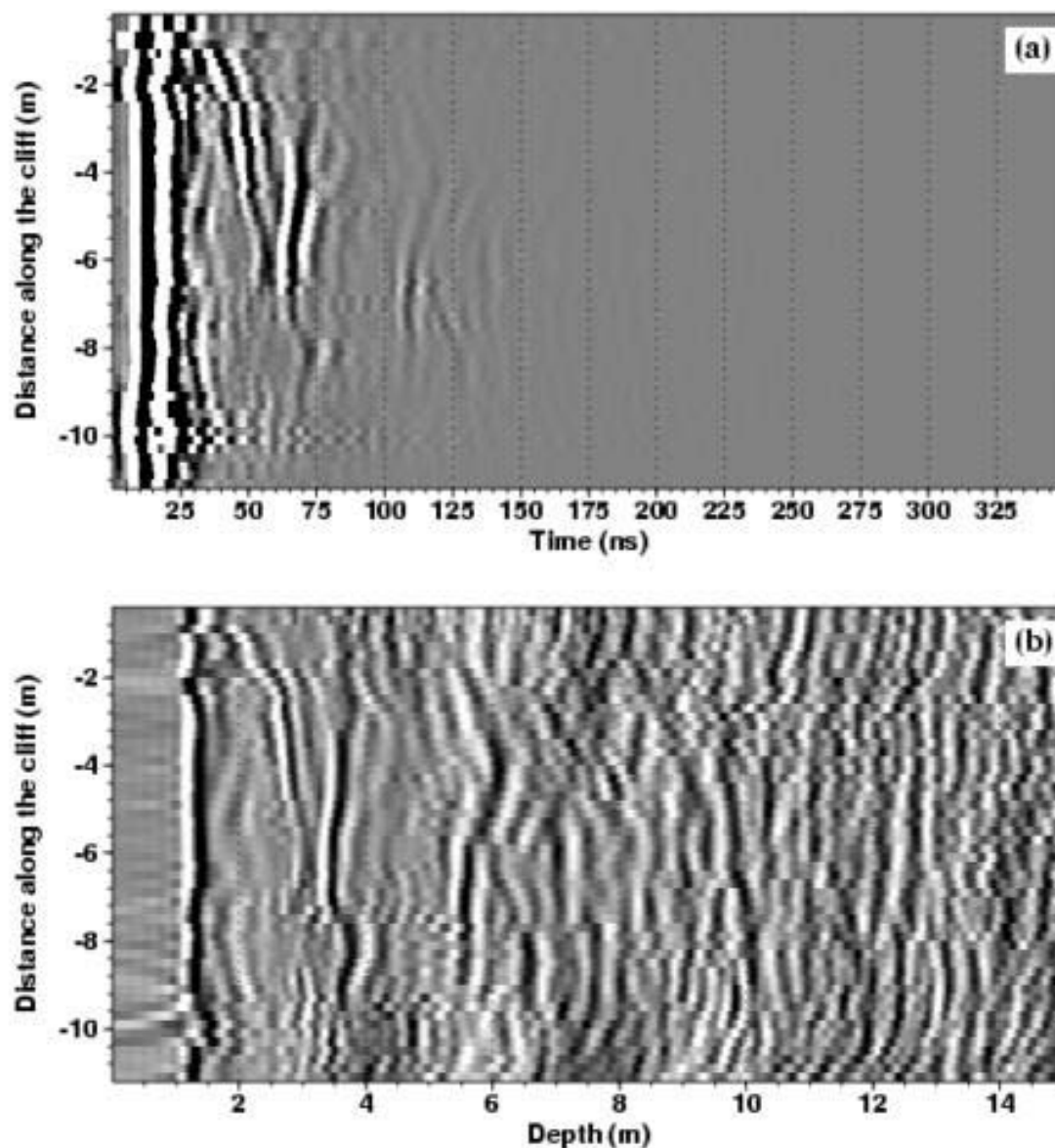


Fig. 3: An example of a vertical GPR profile acquired along the cliff 100 MHz antennas. (a) time raw data. (b) filtered and migrated depth data.

The main events deduced from raw data are the direct air wave (between 3 and 20 ns) and some reflected events until 75 ns which present high reflectivity variations as a function of vertical location. To increase the amplitude of late (deep) events and to obtain a more correct image of the massif, the data were processed and filtered. First, a [10-200] MHz band-pass zero-phase Butterworth filtering was applied, followed by a top-mute of direct air-wave arrival and notch filters designed to attenuate multiple monofrequency reverberations. Then, an automatic gain control (AGC) time equalisation was applied, which enhanced the late arrivals but lead to the loss of the real amplitude information. Finally, these data have been migrated in 1D using the velocity profile deduced from the CMP analysis presented in Fig. 4,

and converted from time to depth. This final step was performed in order to correct low-bending effects of some reflectors, to focus diffraction hyperbolae, and to correctly locate the reflected events.

Vertical CMP profile

To obtain a velocity profile as a function of depth, a Common Mid-Point Profile (CMP) was performed by varying the radar antenna spacing across a central location at 5 m from the top of the cliff. Consequently, two operators have to go down and up the cliff from the central location. 200 MHz antennas were chosen in order to obtain a compromise between depth penetration and resolution. The CMP section (Fig. 4a) was filtered using a [30-300] MHz band-pass Butterworth filter and AGC time equalization. It shows a top direct air-wave arrival with a velocity of 30 cm/ns, a poor signal to noise ratio linear wave arrival propagating directly in the limestone from the transmitter to the receiver, as well as several reflected events.

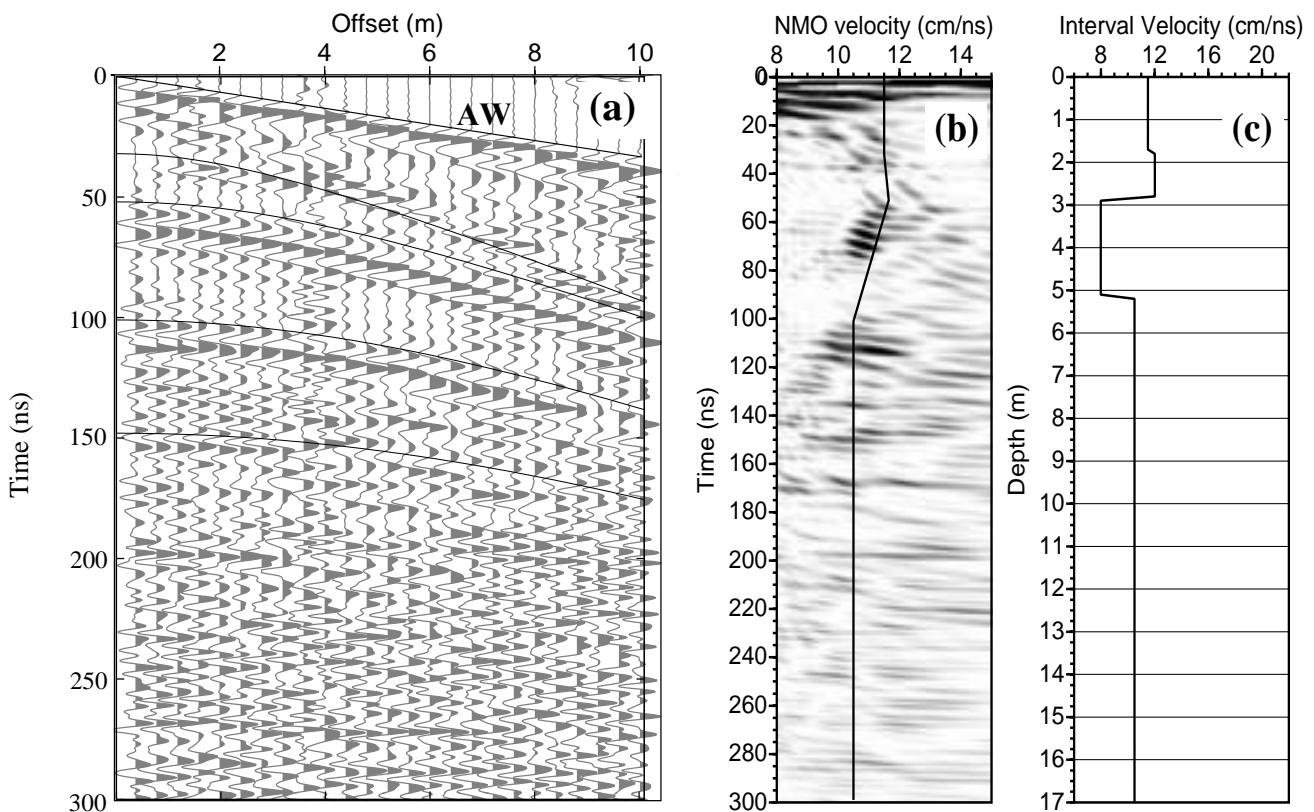


Fig. 4: (a) CMP data showing different EM waves and the corresponding hyperbolae picking. (b) Semblance analysis of reflected events and deduced NMO velocity profile as a function of time. (c) Interval velocity profile deduced from the NMO velocity profile using the Dix formula.

In a first stage, the Normal Moveout (NMO) velocity was analyzed using the semblance maxima approach (Yilmaz, 1987). Such an approach, well-known in seismic processing, yields the stacking normal moveout velocity that provides the normal moveouts appropriate for the offsets of the traces being examined as a function of arrival time. The semblance between the traces is determined, and this process is repeated until the semblance has been determined as a function of both stacking velocity and arrival time. Then, the NMO velocity of each reflector was determined using the maximum corresponding semblance (Fig. 4b). Difficulties with this approach concern (Yilmaz, 1987): i) the velocity spreading of the semblance, associated to the stretching effect of the NMO correction, ii) the large number of maxima for a single reflected event, associated with the source wavelet effect and with reflections are the top and the bottom of fractures. The latter effect appears when the discontinuity thickness is less than $\lambda/2$, λ being the wavelength of the incident EM wave (if $f=200$ MHz and velocity around 11.5 cm/ns, λ equals 57.5 cm). To overcome these problems, we have superimposed the corresponding hyperbolae on the GPR data, and refined the hyperbolae properties to fit the GPR data presented in Fig. 4a. Only 4 reflected events were picked on this section because of the low signal to noise ratio after 150 ns. Although each reflected event is made of numerous phases, which certainly indicate that two reflections are present (on both sides of the fractures), only the first one was picked because it was difficult to detect the first break of the second one.

The average interval velocity $V_{i,j}$ between times t_i and t_j , were computed from the NMO velocity using the Dix formula (Dix, 1955). This process provides the velocity variations as a function of depth displayed in Fig. 4c, and can be considered as correct when the dip of reflected events is low. The velocity profile shows moderate 1D velocity variations inside the rock mass. To 3 m, the 12 cm/ns velocity is considered as a mean velocity in air-filled limestone, whereas a decrease of velocity between 2.8 to 5.2 m is certainly linked to the influence of the filling of the main fractures F3 and F4 which is made of clays and soil. Over 5 m, we recover a low limestone velocity, around 10.5 cm/ns, which can also be influenced by the filling properties of micro-fractures. To sum up, the CMP measurements are interesting mainly for the migration and time to depth conversion, and to a lower degree, to qualitatively precise the filling properties of the fractures. It does not help to characterize other properties of the massif (aperture of the fractures), because they appear too thin compares to the wavelength.

Multifrequency vertical radar profiles

Four different antennas were used along a same vertical profile with centre frequencies of 50, 100, 200 and 400 MHz. For each antenna, the data were recorded every 20 cm along the cliff. With these frequency values, it is important to note that resolution increases with frequency, while penetration depth decreases with frequency. On our data, the resolution power (equal to $\lambda/4$) varies from 6.25 cm (400 MHz antennas) to 30 cm (100 MHz antennas) assuming a mean velocity of 10 cm/ns in healthy limestone.

Fig. 5 shows four multifrequency radargrams, which have been filtered and processed in the same way as in the example presented in Fig. 3b, except for the band-pass filter which has been adapted to the frequency of each antenna. On each GPR section we can see numerous vertical reflectors which are almost parallel to the cliff wall. Some of them exactly correspond to the main fractures observed from the surface (F1, F2, F3, F4 & F5, Fig. 2b). The four radar sections show information about these fractures at different scales and resolutions. Numerous reflected events appear in all sections, and are better resolved with higher frequency antennas (Fig. 5c & 5d). Some reflected events (F1 & F2) are only observed with high resolving power antennas and deeper events, are only imaged using lower frequency antennas, with a poor resolution for the 50 MHz radargram. No multiple has been identified. The penetration depth of the radar waves ranges between 21 m with the 50 MHz antenna, and 10 m with the 400 MHz. The 100 and 200 MHz radar sections appear to be the best compromise between resolution and penetration. Reflectivity variations versus position are clearly visible along a same reflector (for example for the F3 event), as well as a function of frequency (linked to aperture and filling variations). Indeed, in a given frequency range, fractures detection with GPR depends on the thickness and filling material of the discontinuities (Grégoire, 2001).

The middles of fractures F1 to F5 were respectively observed at 0.9, 2, 3.2, 5.5 and 9 meters from the cliff (Fig. 2b, note that the vertical extension of the fracture inside the massif is purely schematic). A detailed analysis of these sections clearly indicates that the main observed fractures from surface are perfectly correlated with reflected events both in the CMP and in the vertical profiles, and that GPR data allow viewing their extension and continuity inside the massif. Two other fractures (F6 and F7) have been detected only with GPR measurements. These fractures were probably masked by the vegetable cover located on the horizontal plateau.

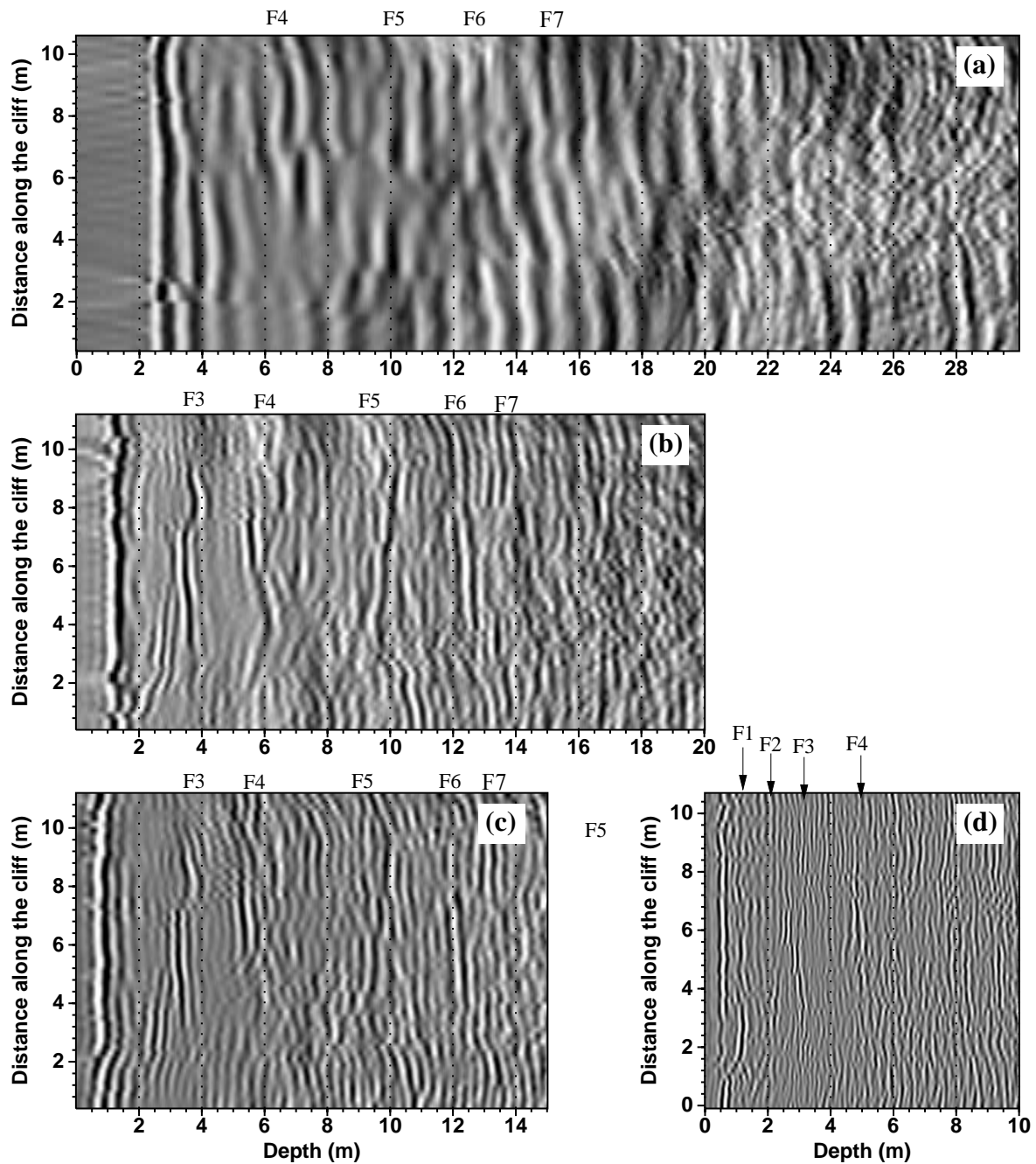


Fig. 5: Multifrequency vertical GPR acquisitions. (a) 50 MHz, (b) 100 MHz, (c) 200 MHz and (d) 400 MHz. All GPR sections were filtered and migrated. The main fractures (observed from structural surface investigations or deduced from GPR data) are denoted F1 to F7.

2D acquisition toward 3D

To go further in characterizing the geometry of the fractures, a horizontal GPR profile was performed on the cliff wall using 200 MHz antennas with a trace spacing of 20 cm. The horizontal profile, which was 13 m long and located at 5 m from the top of the cliff, required a specific work of two people on the cliff. The raw data were filtered and migrated in the same manner as the vertical one. Fig. 6 shows a pseudo 3D view of the 200 MHz vertical and horizontal profiles.

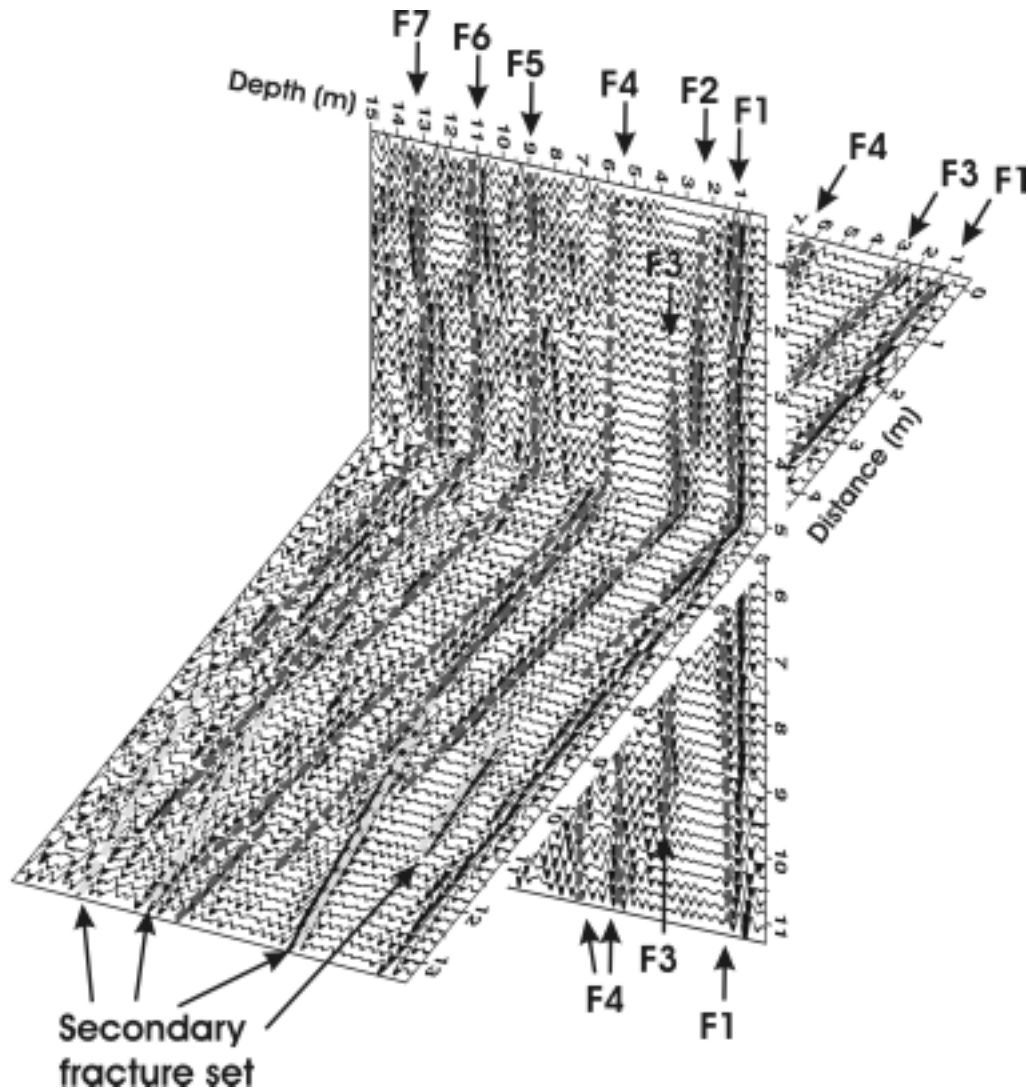


Fig. 6: Combination of vertical and horizontal 200 MHz profiles, allowing to describe the orientation and dipping of the main discontinuities. The data were filtered and migrated.

Compared to single vertical profiles, the combination of the two profiles give the full position of the discontinuities in the rock mass, allowing the definition of potentially unstable volumes for rock stability assessment. In this example, two sets of reflectors are clearly

visible. As the cliff wall is oriented N100°E, the azimuths of the two sets of fractures can be deduced from the GPR data: N140°E and N30°, and exactly correspond to the ones observed on the outcrop. On the two profiles, each reflected electromagnetic wave exhibits reflectivity variations, suggesting that the fracture properties (aperture, filling) vary in space.

Transmission experiment

The potential of GPR tomography in characterizing discontinuities within the massif was tested with 100 MHz antennas in the transmission mode. Nowadays, seismic and GPR tomography are widely used to investigate rock masses (e.g. Ivanson, 1987; Hollender, 1999; Demanet, 2000; Jongmans et al., 2000). The principle of these two methods is very similar, even if the nature of waves is different. Although crosshole transmission tomography is the most widespread method (Ivanson, 1987; Bois et al., 1972; Corin et al., 1997), surface tomography (all sources and receivers located at the ground surface) is increasingly used, to avoid expensive drilling costs or destructive investigations (Liu et al., 1998; Lantz et al., 1998). Radar tomography can also be used only studying attenuation (Hollender, 1999), diffraction or dispersion (Olhoef, 1993). In our case, we used velocity tomography to map the velocity distribution inside the investigated zone.

The GPR antenna configuration and the location of the fractures are shown on Fig. 7a. The transmitting antenna was moved vertically every 1 m along the cliff surface (transmitters T1 to T11). For each transmitter position, the receiving antenna was displaced along the plateau every 1 m (receivers R1 to R20) along a profile which is roughly orthogonal to the cliff (and then not parallel to AB direction). According to the structural study, fractures F1, F2, F3, F4 and F5 would cross the profile on the plateau near the receivers R1, R3, R5, R11 and R16 respectively.

Fig. 7c displays a typical radar section for the transmitting antenna T7. The radargram, made of 20 traces corresponding to the 20 receiving antenna locations, shows the radar waves propagation through the massif, between the cliff surface and the horizontal plateau. The wave field appears rather complex to interpret, and numerical modelling was used to identify the different waves, by comparing synthetic and real data.

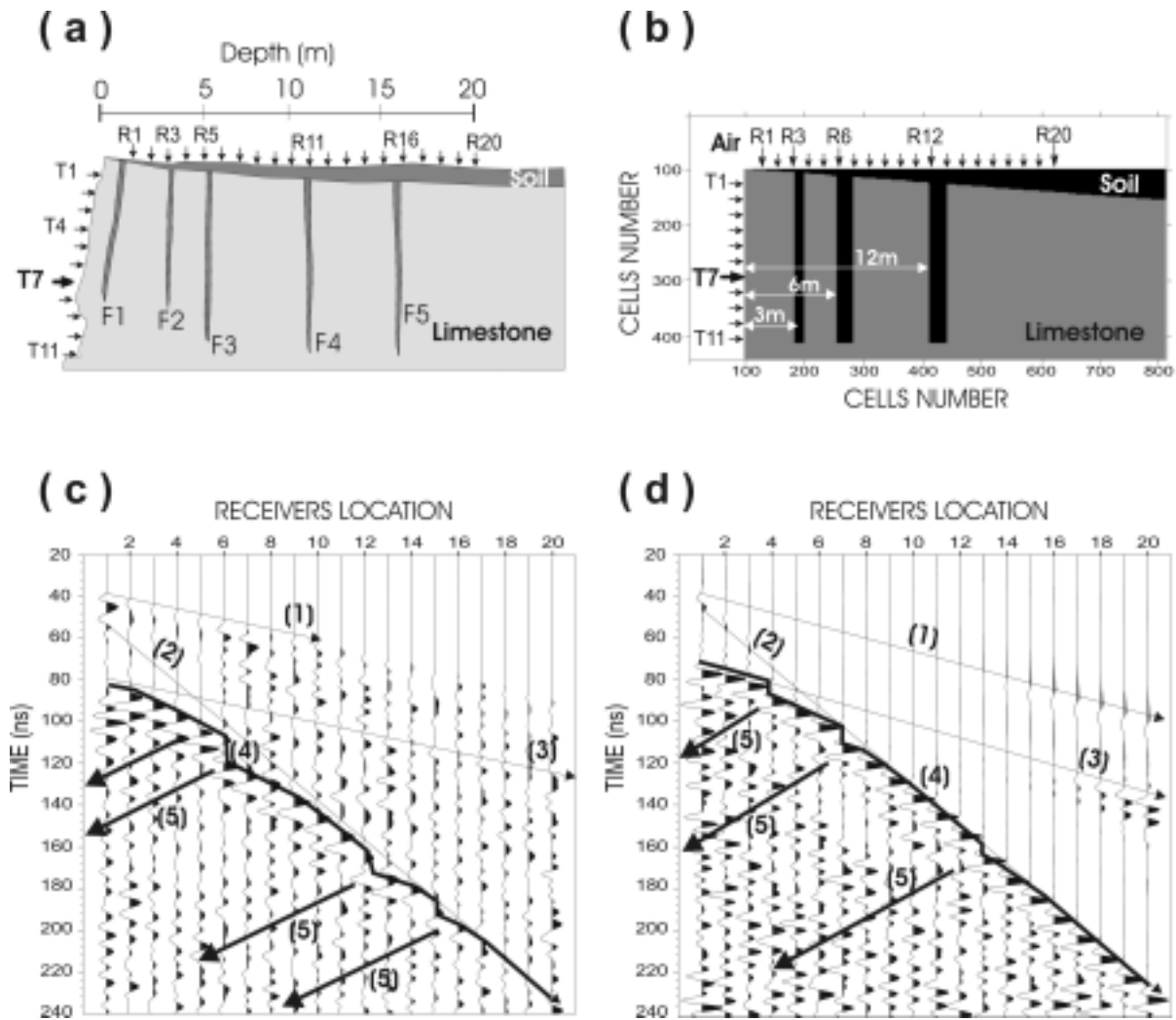


Fig. 7: Transmission studies performed on site 1. (a) layout of the field experiment and location of the main fractures (F1 to F5). (b) Geological model used in the GPR transmission modelling. (c) Real transmission radargram obtained for transmitter T7 and main EM events. (d) Synthetic transmission radargram obtained for transmitter T7 from the geological model showed in (b).

Consequently, the GPRMAX2D V1.5 software was used (Giannopoulos, <http://www.see.ed.ac.uk/~agianno/GprMax/>), which is based on finite differences in the time domain (FDTD method). The media are characterized by linear and isotropic properties, i.e., conductivity and the relative dielectric permittivity (Debye formulation). Fig. 7b displays the geometrical model used for comparison, with a limestone velocity of 11 cm/ns, three vertical fractures presenting a clay velocity of 7.5 cm/ns, and the upper soil with a velocity of 7.5 cm/ns. A synthetic radargram is presented for transmitter T7 on Fig. 7d. On both the real and synthetic data (Fig. 7c & 7d), the same types of waves can be well identified. The fact that all synthetic EM events appear a few ns before the real one is a consequence of the non-modelling of fractures F1, which will slow down the transmitted waves. The direct air wave “1” presenting a 30 cm/ns velocity is followed by the ground wave “2” propagating directly

from the transmitter to each receiver, and which exhibits an apparent velocity of 10.5 cm/ns. The third wave “3” also presents a 30 cm/ns velocity, but arrives with a 40 ns delay on the plateau. This wave propagates in limestone along the surface of the cliff wall, and is diffracted in the air at the corner of the cliff. Finally, we can observe the direct ground wave “4”, transmitted inside the rock mass and reflected events “5” on the F3 and F4 fractures, which can be used for imaging. The transmitted wave “4” exhibits time delays, located near receivers R5, R11 and R16 on the real data, and near receivers R3, R6 and R12 on the synthetics, due to travels through low velocity zones, which also generate reflected events. These low velocity zones are correlated with fractures F2, F3, F4 and F5 (Fig. 7a) and indicate that fractures are open and probably filled with clay material (or vegetal cover), as also shown by the CMP analysis.

Thanks to the 2D modelling, the direct transmitted waves were successfully identified and can be used to obtain a velocity tomography of the massif. Consequently, their arrival times were picked on all the radargrams, i.e. for each transmitter locations, and were inverted using the Simultaneous Iterative Reconstruction Technique (Dines and Lyttle, 1979) implemented in a 3D software for velocity tomography analysis developed by Demanet (2000) for seismic waves. A first velocity image is necessary as a starting point for inversion, and is usually obtained by considering a homogeneous model. From a parametric study on synthetic data, Demanet (2000) showed that the final velocity distribution image appears smoothed and generally low sensitive to the starting model, except in problematic situations where a priori information is necessary to avoid non-uniqueness. The results of the GPR velocity tomography are shown in Fig. 8. In order to evaluate the efficiency of the tomography method, the transmitted waves generated from the synthetic model described in Fig. 7b were also analysed considering the same layout. Fig. 8 shows the computed 2D real (a) and synthetic (b) velocity tomographies, which were obtained after 9 iterations, starting from a homogeneous model exhibiting a constant radar velocity of 12 cm/ns.

Both images appear smoothed, and the resolving power is very heterogeneous, as displayed by the ray paths. The resulting images exhibit similar features, justifying the model used for the simulations presented in Fig. 7. Images show a low velocity zone near the surface, related to the soil cover. One can also observe a smoothed velocity decreasing at the fracture locations (F3 & F4 for the real case), with a limited vertical extension. A 3 m thick homogeneous zone presenting a velocity around 11.5 cm/ns appears on the image close to the cliff. All these features correlate well with the velocity analysis deduced from the CMP data. To sum up, both real and synthetic cases leads to think that if such a process can be interesting

to image the massif in a smoothed and qualitative manner, it appears to be a huge effort producing too smoothed images to help in massif stability assessment (like the result showed for the seismic tomography by Dussauge-Peissier et al., 2003). To better locate the discontinuities using tomography, another layout should be deployed, i.e. transmitters and receivers perpendicular to the fracture orientation, unfortunately impossible to conduct due to the cliff orientation.

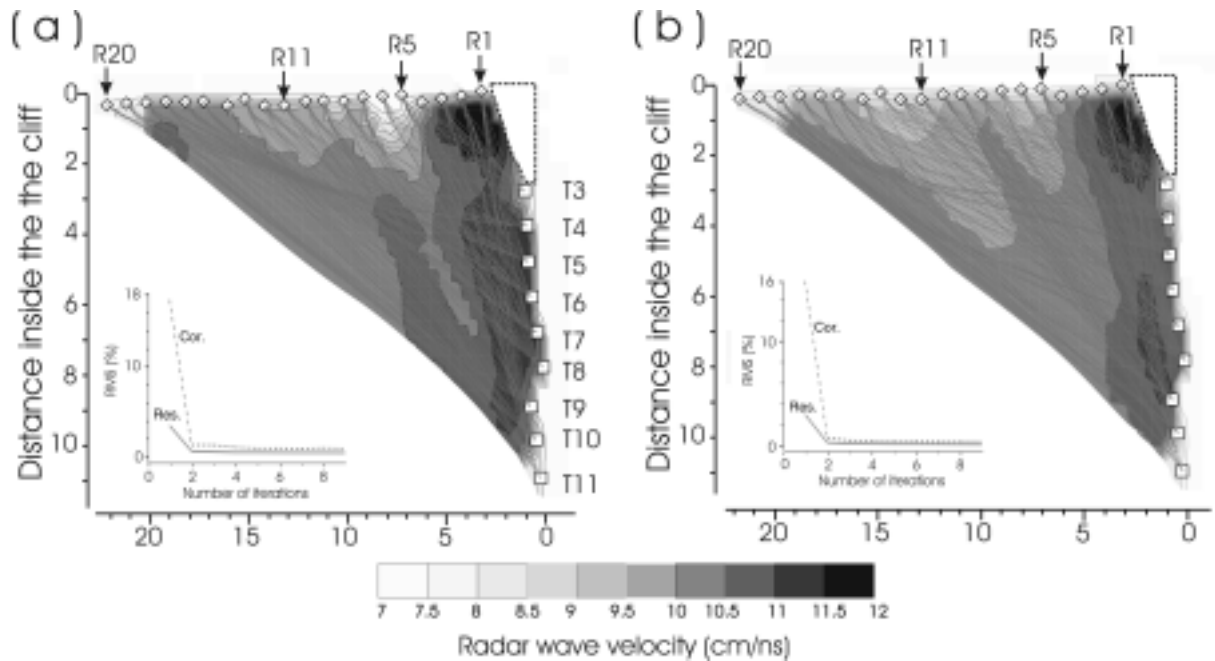


Fig. 8: Real (a) and synthetic (b) GPR tomographies of the Chartreuse site.

THE VERCORS TEST SITE

The second site is an unstable rock mass of approximately 3000 cubic meters, located at the top of a 400-m high cliff in the Vercors massif (Fig. 9b). The cliff is made of hard Urgonian limestone (lower cretaceous) and the horizontal plateau is recovered by soil and vegetation. Three discontinuity sets were measured: the bedding plane (N40°E/45°W), dipping gently inwards the massif, and two subvertical fractures sets (N50°E/70°SE and N170°E/70°E). The rock flake is limited on two sides by two open fractures (F1 and F2) belonging to each discontinuity set (Fig. 9a). These two fractures are clearly visible on the cliff and on the horizontal plateau. Fracture F1 is widely open on the surface of the plateau and can reach an aperture of 1 meter. The second fracture, denoted F2, delimits the western part of the rock mass. The eastern limit of the rock column is not well defined. Fig. 9c displays a schematic section of the cliff morphology and the geometry of the open fracture F1,

which was investigated down to a cavity, whose top is located at 7 m depth. For practical and safety reasons, the different GPR tested configurations were limited to vertical multifrequency GPR profiles, a vertical CMP profile and a 100 MHz transmission experiment.

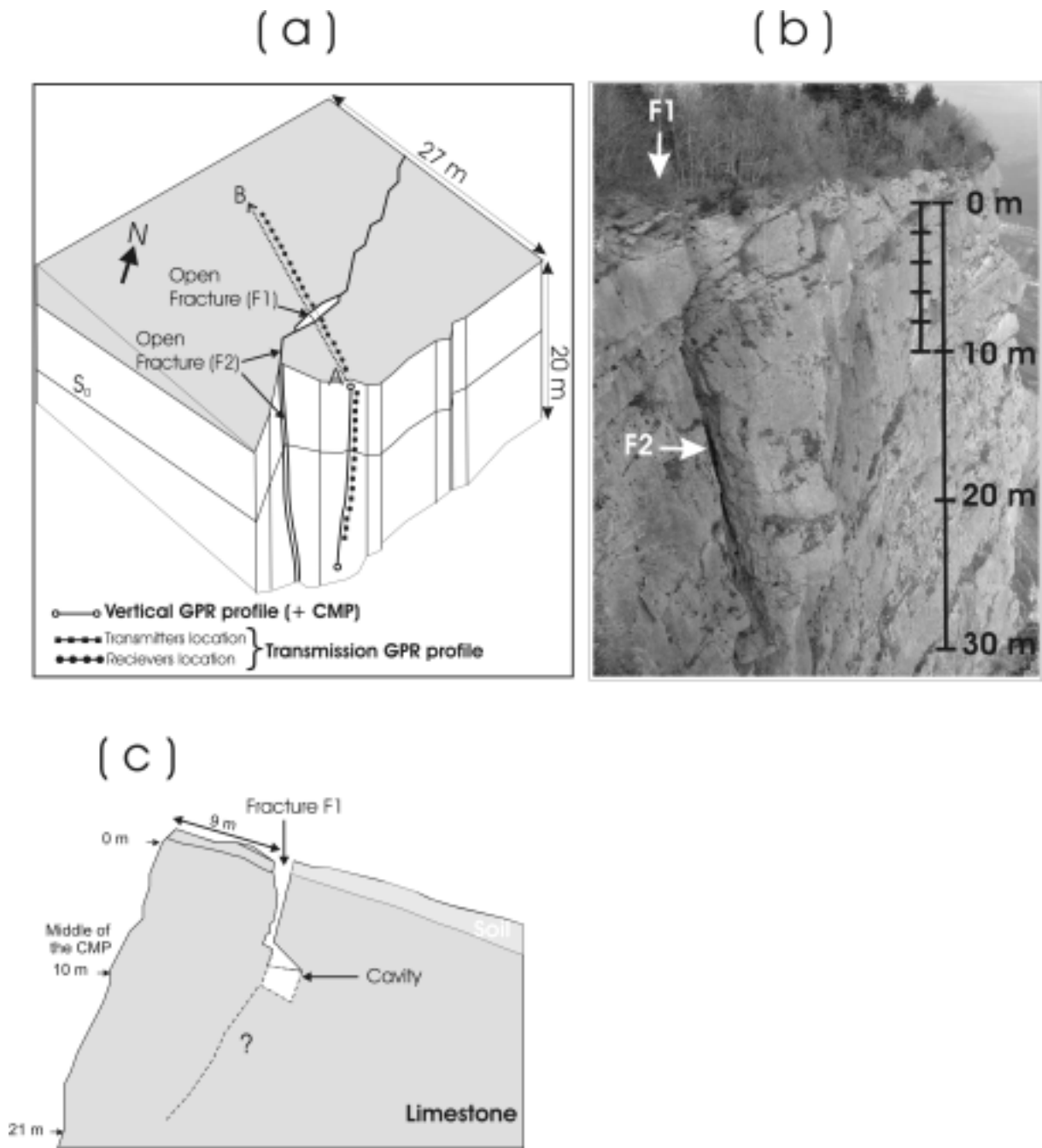


Fig. 9: Schematic representation of site 2 (Vercors massif) including i) the location of the main fractures (F1 & F2) and ii) the different GPR tested configurations. The AB direction represents the orthogonal of the vertical GPR profiles. (b) Photography of the studied rock scale. (c) Schematic view of the main fracture.

Vertical CMP profile

A CMP profile was performed at 10 m from the top of the cliff using 200 MHz antennas. The filtered CMP section ([30-220] MHz band-pass filter + AGC time equalization) is displayed in Fig. 10a and shows a top direct air-wave with a velocity of 30 cm/ns, a linear wave propagating directly in the limestone from the transmitter to the receiver with a velocity of 12 cm/ns, as well as numerous reflected events (more than in the Chartreuse case). NMO velocity was again analyzed using the semblance maxima approach (Fig. 10b) and refined using hyperbolae superimposition to reflected events (Fig. 10a). These processes allowed to obtain a high-resolution NMO velocity profile as a function of time, which was converted to the interval velocity profile versus depth (Fig. 10c) using the Dix formula (Dix, 1955). It shows high 1D velocity variations inside the rock mass.

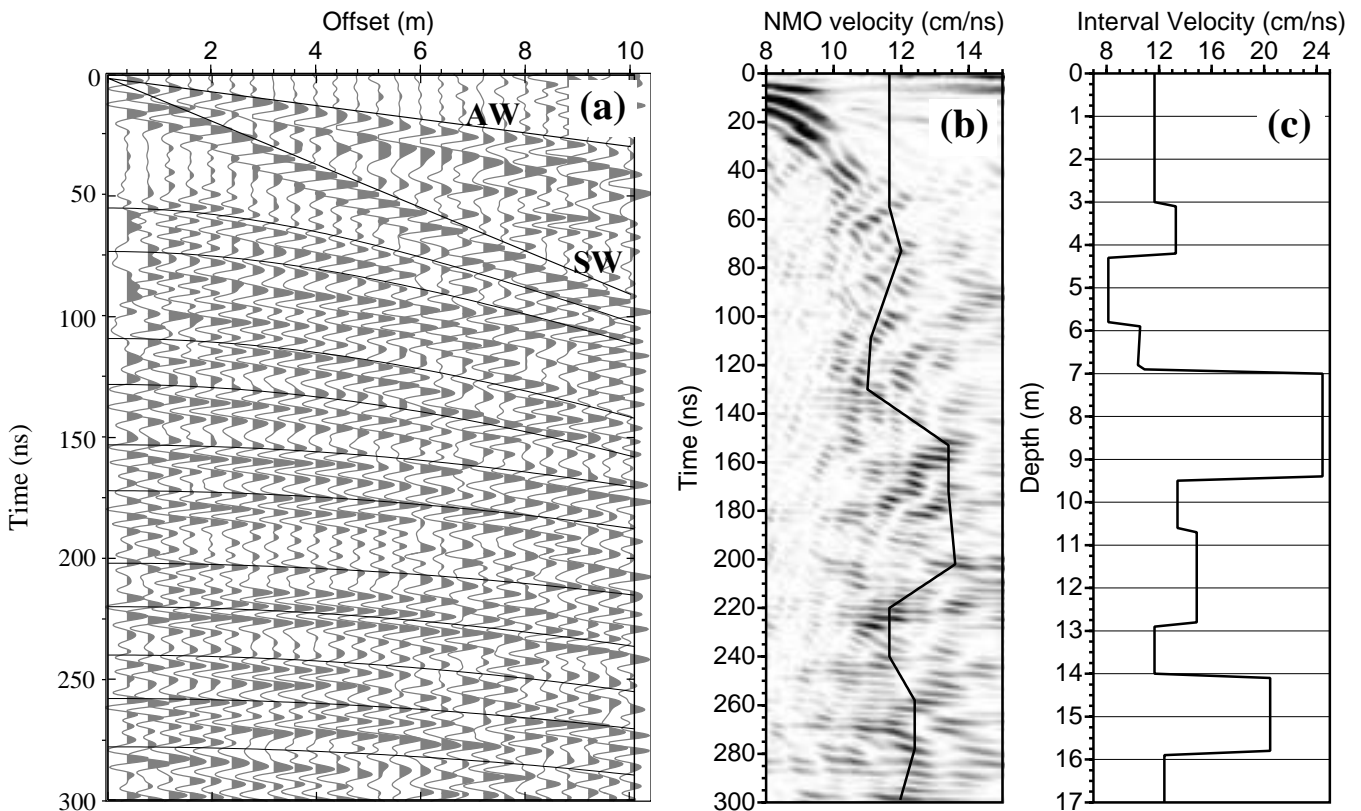


Fig. 10: (a) CMP data showing different EM waves and the corresponding hyperbolae picking. (b) Semblance analysis of reflected events and deduced NMO velocity profile as a function of time. (c) Interval velocity profile deduced from the NMO velocity profile using the Dix formula.

Considering 12 cm/ns as a mean velocity in cracked limestone, a low velocity zone is visible between 4.5 to 7 m, probably linked to a decrease in fracture density (if the fractures are opened and unfilled) or a change in filling properties (clays). It also exhibits two dramatic

increases in velocity up to 24 cm/ns at 7 m and 14 m. As the GPR velocity is proportional to the air fraction in rocks, this result suggests two large opened fractures of 2.8 and 1.8 m thick were detected. The first one, between 7 m and 9.8 m from the cliff wall corresponds exactly to the open cavity shown on Fig. 9c. The second high velocity zone between 14.2 and 16 meters correspond to another open fracture, which was not observed from the surface. The fact that the obtained velocity in at least one open fracture does not reach 30 cm/ns (air velocity) may come from two approximates: the Dix formula is only valid for a perfect stratified media and with moderate velocity variations. Contrary to the first example, these results clearly show the potential of CMP data to characterize the properties of wide open fractures (aperture superior to half a wavelength), when reflected events from two faces of the fractures are separated.

Multifrequency vertical profiles

Vertical multifrequency GPR measurements were recorded along a 21 m high profile located on the cliff wall. These TE mode multifrequency profiles were acquired using unshielded antennas of 100 MHz, 200 MHz and 400 MHz. The data processing was limited to band-pass filtering, top mute of direct air arrivals followed by a zero-phase band-pass filter, whose characteristics depend on antenna frequency. Finally, to amplify late reflected events which are highly attenuated, an AGC was used. Filtered data are presented without migration in Fig. 11a for the 100 MHz antenna ([10-200] MHz band-pass filter), in Fig. 11b for the 200 MHz antenna ([10-350] MHz band-pass filter) and in Fig. 11c for the 400 MHz antenna ([10-550] MHz band-pass filter). Data were not migrated, as the studied medium obviously exhibits more 3D characteristics than the previous one, i.e., a correct migration process should have required at least a 2D velocity field, which is difficult to obtain in this extreme context.

These figures display numerous reflected waves. As awaited, the 100 MHz antenna allows to penetrate deeper in the rock mass until 600 ns than the others antennas, but with a significant loss in resolution. In contrary, the 400 MHz frequency image shows a higher number of better resolved discontinuities, but limited to the first 200 ns. With the limestone velocity, the 400 MHz antenna is able to detect fractures as thin as 7.5 cm ($\lambda/4$). On the three images, the conductive soil cover leads to a loss of wave penetration at the surface of the plateau, particularly when the distance from the cliff increases.

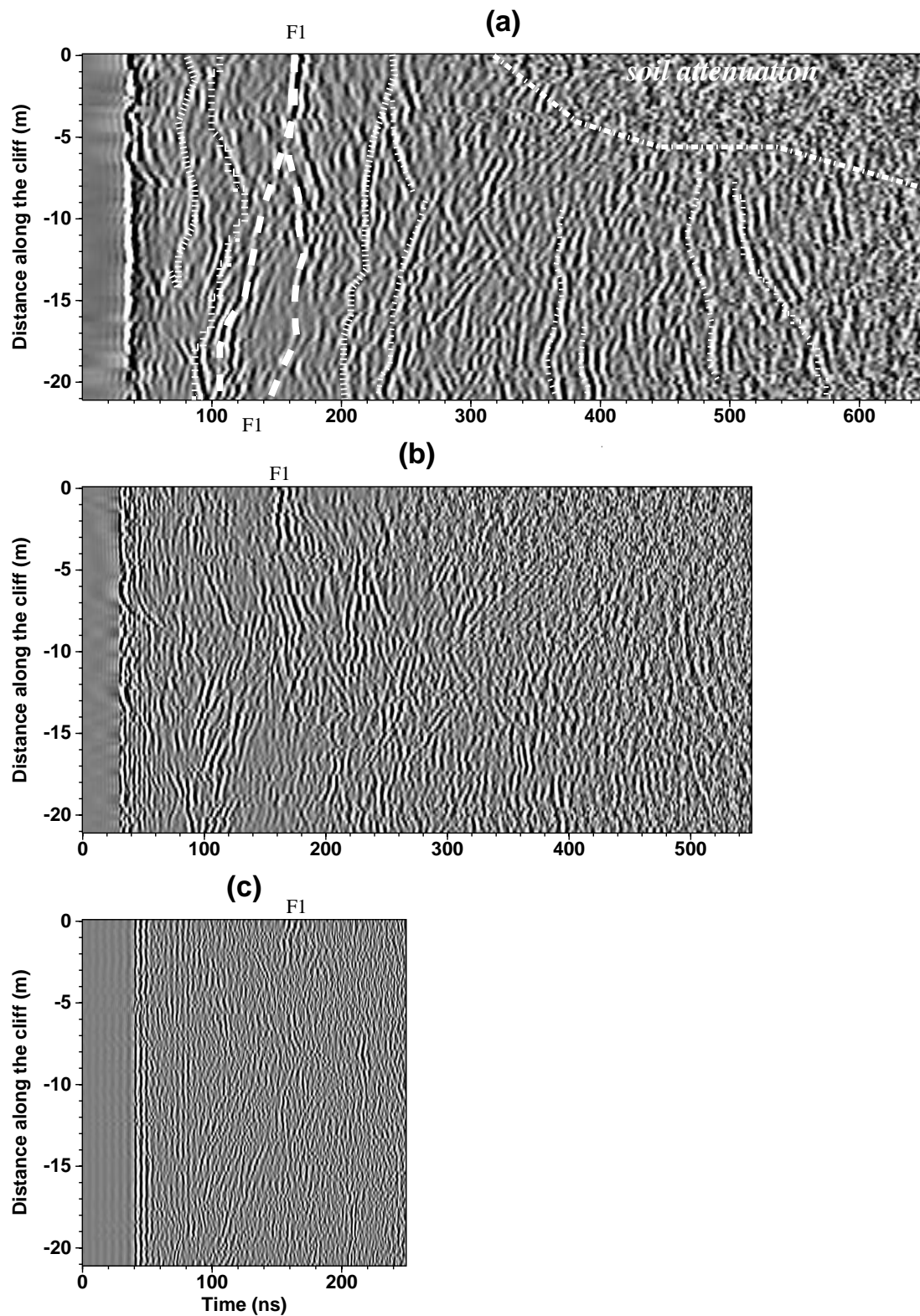


Fig. 11: Multifrequency filtered but unmigrated time sections for vertical acquisitions. (a) 100 MHz, (b) 200 MHz and (c) 400 MHz.

As in the Chartreuse site, the reflectivity properties of a given reflector both vary as a function of distance on the cliff, but also of frequency. The main fracture observed at the surface (Fig. 9c, F1) and pointed out by the CMP analysis (Fig. 10c) appears clearly around 160 ms on the three images and can be followed inside the rock mass. The top and the bottom of the fracture F1 are underlined on the 100 MHz profile with superimposed dashed curves, showing a strong dip toward the cliff wall. These reflected events exactly correspond at 10 m to those picked in the CMP profile, which enabled to characterize the large fracture and cavity. From this image, it appears clearly that the cavity extends inside the massif all along the profile. Other fractures appear on the images, which were not identified by surface observations and are picked with dotted curves on the 100 MHz profile. As fractures appear filled with air, the penetration depth is higher than in the Chartreuse site, reaching around 35 m with the 100 MHz antennas.

Transmission experiment

GPR transmission measurements were conducted with the 100 MHz bistatic antennas using a comparable layout than in the Chartreuse site (Fig. 12a). The wide open fracture F1 is located between receivers R7 and R9, at 9 meters from the edge of the cliff. Fig. 12c shows an example of an experimental radar section obtained for the transmitter T8 (the trace for receiver R8 is null, because it corresponds to the fracture location). Again, a 2D synthetic model (Fig. 12b) allows the identification of the main observed radar waves. The synthetic model is composed of an open fracture with a larger cavity, a homogeneous limestone material, presenting a velocity of 11 cm/ns and a 1 m thick soil covers whose velocity has been fixed to 7.5 cm/ns. The derived synthetic radar section (Fig. 12d) exhibits a few differences compared to the Chartreuse synthetic radar section.

The synthetic and measured radargrams are quite similar, showing the direct transmitted air wave “1”, the wave propagating in the air up to the plateau and diffracted in the soil (“2”) and the direct transmitted wave within the rock “3”. Numerical modelling permitted to identify event “4” as the wave propagating in limestone along the surface of the cliff wall (and is merged with the direct transmitted wave within the massif), and which is diffracted in the air at the corner of the cliff. As expected, this wave presents a 40 ns time delay with respect to the direct air wave “1”. Then a reflected wave (denoted “5”), which is present until the receiver R7, results from the presence of the wide open fracture F1. Multiple reflections, between the fracture and the cliff are visible. The last wave (“6”) is only recorded

after receiver R9 and results from a diffraction by the cavity. Again, these data were used to obtain a velocity image of the massif.

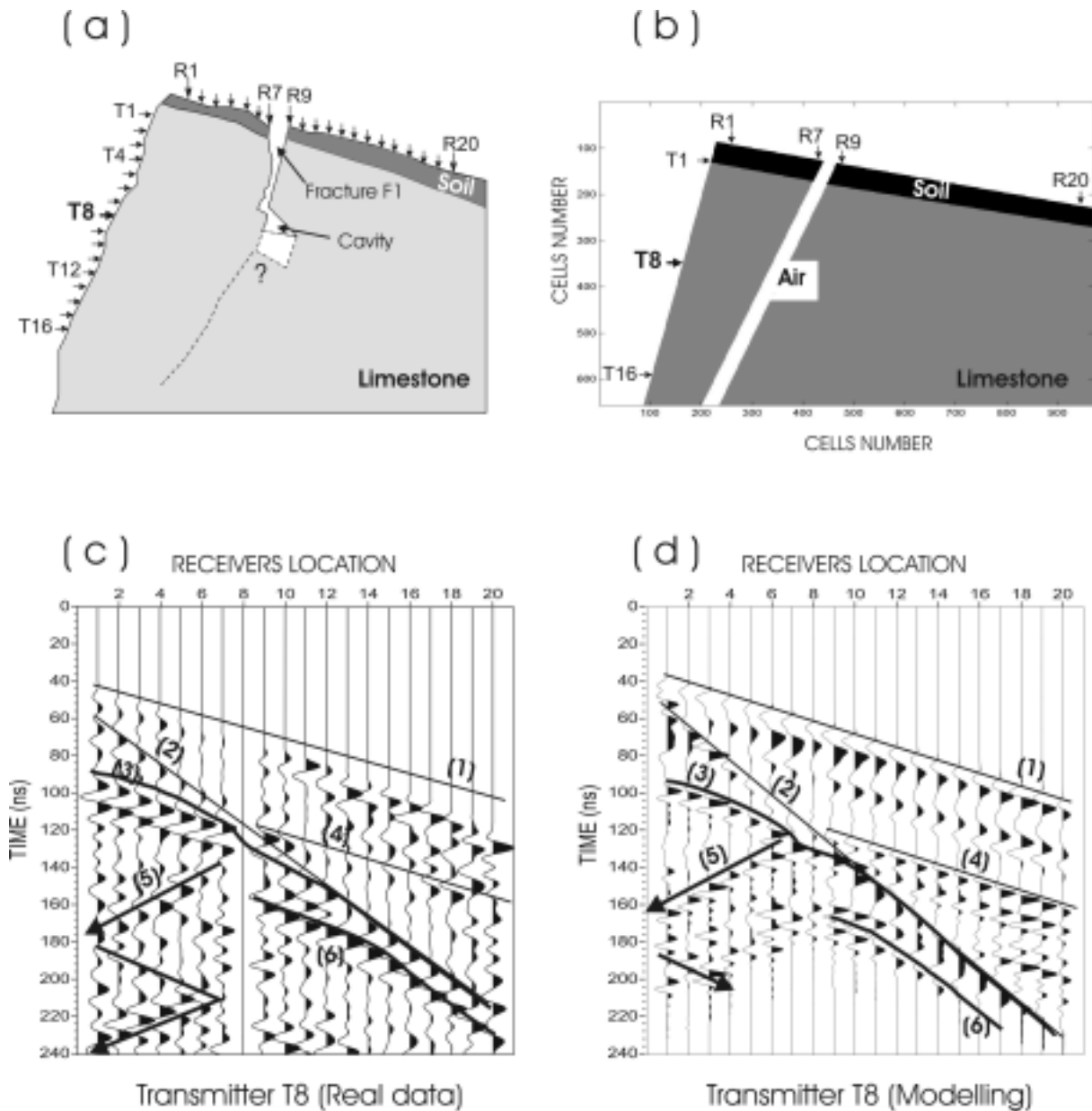


Fig. 12: Transmission studies, including (a) layout of the field experiment and location of the main fractures (F1 to F5), (b) geological model used in the GPR transmission FDTD modelling, (c) real transmission radargram obtained for transmitter T8 and main EM events and (d) synthetic transmission radargram obtained for transmitter T8 obtained from the geological model showed in (b).

The waves transmitted directly inside the massif were picked for all transmitter-receiver couples and the derived traveltimes were inverted both for the real and synthetic cases using the software developed by Demanet (2000). The velocity images are displayed in

Fig. 13. Fig. 13a shows the 2D velocity image obtained considering a homogeneous velocity model of 12 cm/ns as starting model, after 7 iterations (RMS of 1 %). The resulting image is characterized by a high velocity zone centred near the corner (plateau and vertical cliff), and by the absence of the wide open fracture F1. In the other parts of the massif, the velocity appears quiet homogeneous (12 cm/ns). Fig. 13c shows the 2D velocity image starting with the heterogeneous model presented in Fig. 13b, where the fracture and the cavity were introduced with a velocity of 30 cm/ns. After 9 iterations, the inversion reaches a RMS value of 2% and the resulting image displays velocity contrasts larger than in the homogeneous case. A high velocity zone, corresponding to fracture F1, is well identified under receivers R7 and R9, but the velocity is too slow (16 cm/ns instead of 30 cm/ns). Again, a high velocity zone appears near the corner. The geometry of this fracture zone is not well-constrained due to the smoothing effect of the method, but the cavity is imaged. These results show the sensitivity of resulting image after inversion on the starting model (before inversion), because of the complex geometry of the fracture zone.

The synthetic waves have also been picked and inverted using the model presented in Fig. 13b, where the ray paths resulting from the theoretical propagation times after the forward modelling have been added. After 8 iterations, Fig. 13d shows the resulting image obtained from a homogeneous starting model (RMS equal to 0.4 %). The 2D velocity image appears smoothed and a open fracture zone with higher velocity is not well constrained, showing highest velocities close to 16 cm/ns (instead of 30 cm/ns). The velocity of the limestone cliff is higher than the initial model (near 14 cm/ns) and the vegetal cover does not appear.

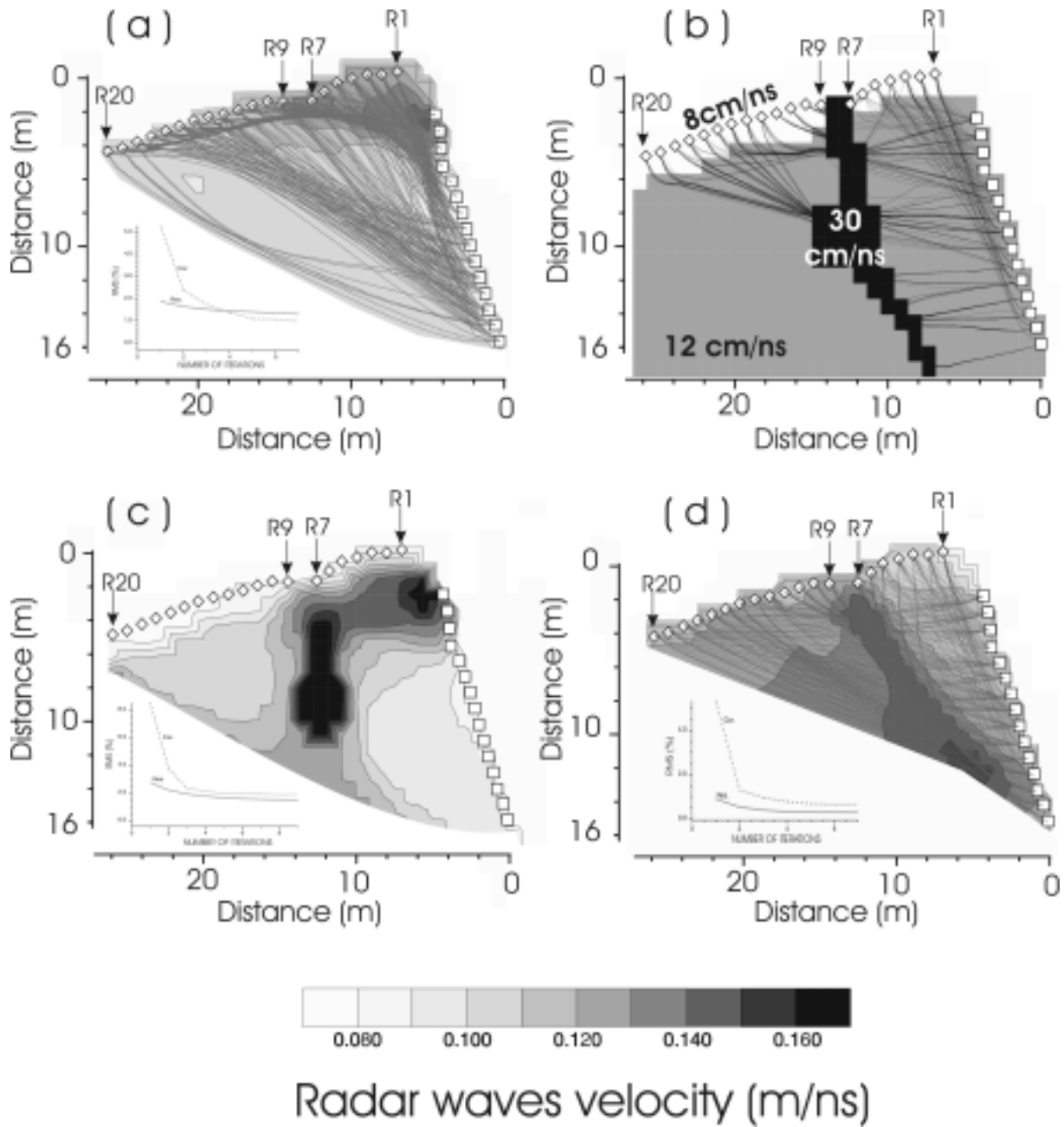


Fig. 13: Tomographies results, with (a) real velocity image obtained from a homogeneous starting model, (c) real velocity image obtained from the model displayed in (b) and (d) synthetic velocity image. The latter image is a result from the inversion of synthetic data obtained by forward modelling with the model displayed in (b).

CONCLUSIONS, DISCUSSION

Different GPR layouts were tested on two limestone cliffs around Grenoble city (France, the Alps) to evaluate the potential of such measurements to detect, image and characterize the fracture network. One of the two sites is a prone-fall rock mass showing open fractures on the cliff and on the plateau. As the top of the plateau is covered with a conductive weathered layer and the fractures are near vertical, all measurements were made on the cliff with people abseiling. With such an experimental configuration, a maximum penetration of 30 m was obtained in the limestone with 100 MHz antenna.

Vertical profiles were performed with different antenna on the two sites. All data show near vertical reflectors the majority of which were related to fractures observed at the outcrop. On one site, an additional horizontal profile was made, allowing the definition of the 3D fracture geometry within the rock mass. Evolution of radar wave velocity as a function of horizontal distance was obtained by CMP profiles and the velocity value curve differs considerably from one site to the other. The velocity profile on the Chartreuse site does not show large velocity contrasts, contrary to the one obtained at the Vercors site, which benefited from numerous reflected events, and permitted to characterize two open fractures.

Finally, transmission experiments between the vertical cliff and the plateau were conducted on both sites and successfully modelled using a 2D EM wave modelling code, allowing the recognition of the main wave types. Radar tomography was applied to the waves transmitted in the ground, giving radar velocity images of the cliff edge. However, these images are too smoothed for accurately detecting and characterizing the fracture network within the mass. On the contrary, the total wave field (including reflected and scattered waves) appeared to be very sensitive to the presence of the main fractures and cavities. Consequently, all events should be used in the future.

From these studies, different development can be suggested in the near future. Reflectivity variations as a function of traces (vertically), but also as a function of frequency, clearly suggest that the GPR data are sensitive to the properties of the fractures (filling, aperture). These frequency variations should be used in the near future to assess these properties, as proposed by Gregoire (2001). Variations as a function of the mode acquisition (TE and TM) can also bring more information, as suggested by Tsoflias et al. (2004), who used this technique to image vertical fractures along a horizontal profile. Concerning the CMP analysis, AVO (Amplitude versus Offset) and PVO (Phase versus Offset) analysis can be computed on these reflected events to help in characterization. A 1D full-waveform inversion

of these events can also be considered. A new implementation of NMO corrections which avoids the undesirable stretching effects (Perroud and Tygel, 2004) can be apply to CMP data to derived more correct and precise velocity profiles. Finally, it is noticeable that lot of information contained in the transmission radargrams have been omitted for interpretation (attenuation, reflected and diffracted waves on fractures and edges, dispersion) and should be used in the future by using a more sophisticated interpretation algorithm (full-waveform inversion for example).

ACKNOWLEDGMENTS

All data were processed using Seismic Unix. The authors acknowledge the contribution from Dr. A Giannopoulos who made the 2D modelling code available for everyone (a free version of the software GprMax2D can be downloaded from the address: <http://www.see.ed.ac.uk/~agianno/GprMax/>). This work was partially supported by the “Pole Grenoblois des Risques Naturels” through a funding from the Conseil General de l’Isère (France) and by the Parc Régional de Chartreuse. We thank all people who helped us during the field experiments and particularly Michel Sintès for providing us topographic data. LIRIGM is part of the RNVO network.

4. Etudes géophysiques complémentaires sur le Rocher du Mollard (site 1, Chartreuse)

4.1. Présentation

Les différentes mesures géophysiques réalisées sur le site du Rocher du Mollard (prospection radar, tomographie électrique) sont illustrées sur la Figure 3.11. On rappelle que les résultats des profils radar GPR1, GPR2, CMP1 et TRANS1 ont déjà été présentés dans le paragraphe précédent pour la détection et la caractérisation des fractures en falaise verticales (cf article, paragraphe 3).

- **Les profils radar**

D'autres profils radar verticaux (GPR3) ont été réalisés, plus à l'Est, sur une autre partie de la falaise avec les antennes 100 MHz, 200 MHz et 400 MHz pour caractériser les fractures F'1, F'2, F'3, F'4 et F'5 visibles en falaise aux abords du profil.

Un long profil radar horizontal de 60 m (GPR4) a également été réalisé sur le plateau avec les antennes 100 MHz et 250 MHz (blindées) pour caractériser l'épaisseur du sol et reconnaître la structure géologique.

Afin d'estimer l'épaisseur et la vitesse de la couche de sol présente sur le plateau, le profil CMP2 a été réalisé, au milieu du profil GPR4, avec des antennes bistatiques de 100 MHz.

- **Les profils électriques (tomographie)**

Deux profils de tomographie électrique (ELEC1 et ELEC2) ont été réalisés sur le plateau pour l'estimation de la résistivité des terrains, ainsi que pour la détection éventuelle des fractures. Le profil ELEC1, situé aux abords du profil radar GPR1, a été réalisé perpendiculairement à la falaise afin de détecter les fractures verticales F1, F2, F3, F4 et F5 visibles en surface et de comparer la méthode électrique avec les mesures radar précédentes (voir les figures 2 et 5 du paragraphe 3).

Le profil ELEC2, situé sur le plateau horizontal à l'endroit du profil radar GPR4, a été réalisé parallèlement au front de falaise afin de localiser la continuité des fractures à l'intérieur du massif.

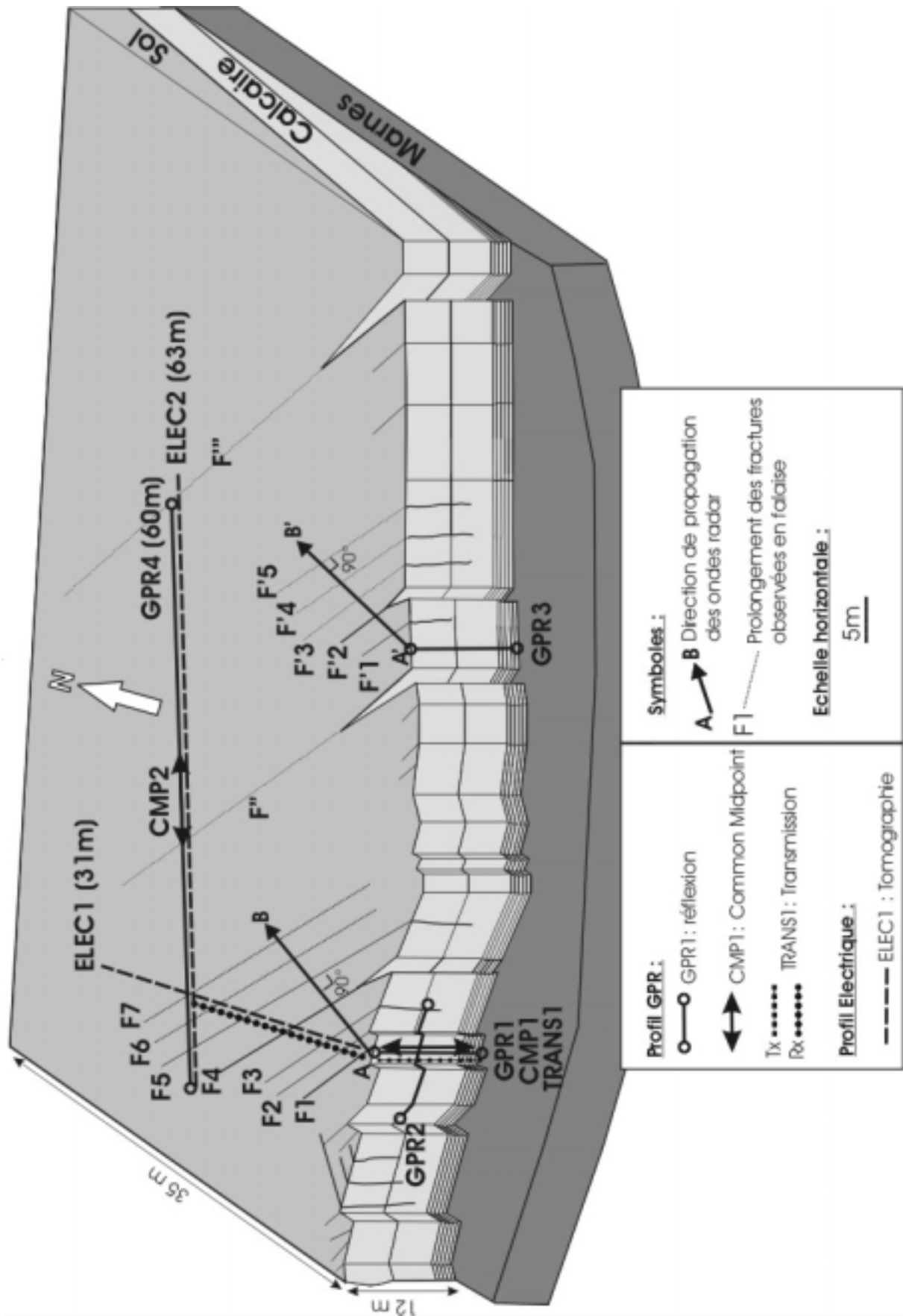


Figure 3.11 : Bloc diagramme 3D du Rocher du Mollard (Localisation des fractures et des profils géophysiques).

4.2. Les profils radar

4.2.1. Profils radar verticaux

Une série de profils radar verticaux notée GPR3 a été réalisée, plus à l'Est, le long de la falaise du Rocher du Mollard (voir Figure 3.11). Le dispositif en falaise est le même que pour les études antérieures et trois couples d'antennes de fréquences centrales 100 MHz, 200 MHz et 400 MHz ont été utilisés. Pour chaque profil, le couple émetteur-récepteur a été placé directement sur la paroi calcaire, et les traces radar ont été enregistrées tous les 20 cm le long de la falaise. Plusieurs fractures ont été observées dans la partie Est du Rocher du Mollard. Une représentation schématique de la falaise, aux abords du profil GPR3 est illustrée sur la Figure 3.12.d. L'analyse structurale détaillée de la falaise a permis de recenser deux fractures principales visibles, notées F'1 et F'2, observées respectivement sur le plateau à environ 2.5 m et 5 m du front de falaise, dans la direction de propagation des ondes radar.

Les trois radargrammes de la Figure 3.12 ont été obtenus après traitement (filtre passe-bande, agc, suppression de l'onde directe dans l'air). Pour la migration des données, l'analyse précédente du profil CMP vertical (voir Fig. 4 de l'article, paragraphe 3) a montré qu'en profondeur, la vitesse des ondes radar dans le calcaire est proche de 10.5 cm/ns. Les trois sections radar ont donc été migrées à vitesse constante en considérant une vitesse de 10.5 cm/ns, permettant également une conversion des temps en distances. La profondeur de pénétration des ondes radar est comprise entre 15 m pour les antennes 100 MHz, et 8 m pour les antennes 400 MHz. Les antennes 200 MHz semblent le meilleur compromis entre la profondeur de pénétration et la résolution.

Les trois radargrammes montrent une série de réflecteurs verticaux, parallèles au front de falaise, qui correspondent à différentes fractures notées F'1, F'2, F'3, F'4 et F'5. Les deux premiers réflecteurs, visibles sur les trois sections radar, et qui apparaissent aux environs de 50 ns et de 100 ns, soit 2.6 m et 5.2 m, correspondent aux deux fractures F'1 et F'2 visibles en surface. La position des trois réflecteurs F'3, F'4 et F'5, qui apparaissent respectivement à 8, 10 et 13 m sur les profils radar, pourraient correspondre au prolongement de trois fractures observées en falaise, mais invisibles sur la surface du plateau.

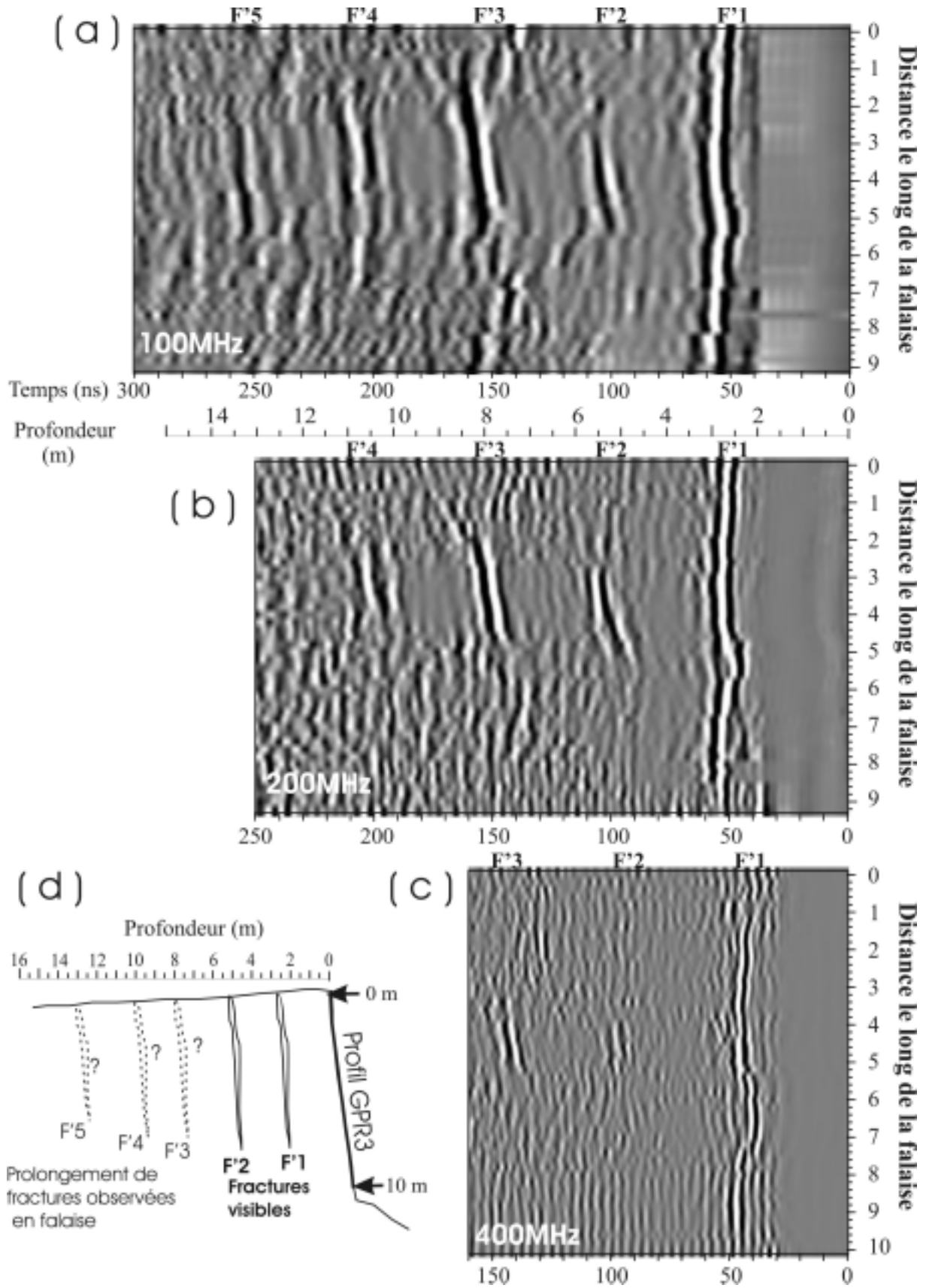


Figure 3.12 : Acquisitions GPR multi-fréquences en falaise verticale (profil GPR3): (a) 100 MHz, (b) 200 MHz et (c) 400 MHz. Représentation schématique de la falaise (d). Les principales fractures observées en surface ou déduites des mesures radar sont numérotées F'1 à F'5.

4.2.2. Profil radar horizontal et CMP

Un grand profil radar horizontal Est-Ouest de 60 m a été réalisé sur le plateau avec les antennes 100 MHz non blindées, et avec les antennes 250 MHz blindées. Les traces radar ont été enregistrées tous les 40 cm, soit 150 traces. Ce profil est noté GPR4 sur la Figure 3.11. Si l'épaisseur de la couverture de sol est proche de zéro au bord de la falaise, elle a tendance à augmenter vers l'intérieur du plateau où est situé le profil GPR4. Les résultats et l'interprétation de ce profil radar sont illustrés sur la Figure 3.13. Sur les données brutes (Figure 3.13.a) on remarque qu'au-delà de 60 ns, tout le signal est atténué. Ceci est certainement dû à la présence d'un sol argileux conducteur, atténuant les ondes radar. Après traitement des données radar (Figure 3.13. b et c) la même section montre plusieurs informations en profondeur, puisque deux réflecteurs horizontaux sont clairement visibles sur les radargrammes. Le premier réflecteur apparaît vers 40 ns, et le second vers 100 ns. Les réflecteurs fortement inclinés visibles dans la première partie du profil radar réalisée avec les antennes non-blindées 100 MHz (Figure 3.13.b) correspondent à des échos aériens, puisqu'ils ne sont pas visibles sur la section radar avec les antennes blindées de 250 MHz (Figure 3.13.c).

Pour valider l'interprétation en profondeur, un profil radar en Point Milieu Commun (CMP) a été réalisé avec les antennes bi-statiques 100 MHz (Figure 3.14.a). Ce profil, noté CMP2 sur la Figure 3.11, est centré sur le milieu du profil horizontal GPR4 précédent (Figure 3.13). A cet endroit, deux réflecteurs horizontaux ont été identifiés à 40 ns et 100 ns. Le pointage des hyperboles a permis d'estimer les vitesses NMO en fonction du temps (Figure 3.14.b). En utilisant la formule de Dix (1955), il a été possible de calculer les vitesses d'intervalles (Figure 3.14.c). La vitesse du premier milieu a été calculée à 8.8 cm/ns, ce qui correspond à un milieu dont la permittivité relative est proche de 12 (sol argileux), contrairement à la vitesse du second milieu estimée à 10.8 cm/ns et dont la permittivité $\epsilon_r=7.7$ est caractéristique du calcaire. A partir de cette analyse de vitesses, on en déduit que le réflecteur à 40 ns est l'interface sol-calcaire, et que l'épaisseur de sol maximale sous le profil horizontal (GPR4) est d'environ 2 m. Le second réflecteur, observé à 100 ns correspond probablement à un joint de stratification.

On notera également que le profil horizontal GPR4 recoupe le prolongement de plusieurs fractures verticales F5, F6, F7, et F'' localisées respectivement à 4, 7, 11 et 26 m du début du profil (Figure 3.11). Cependant, aucun indice de ces fractures verticales n'a été clairement identifié sur le profil radar (Figure 3.13).

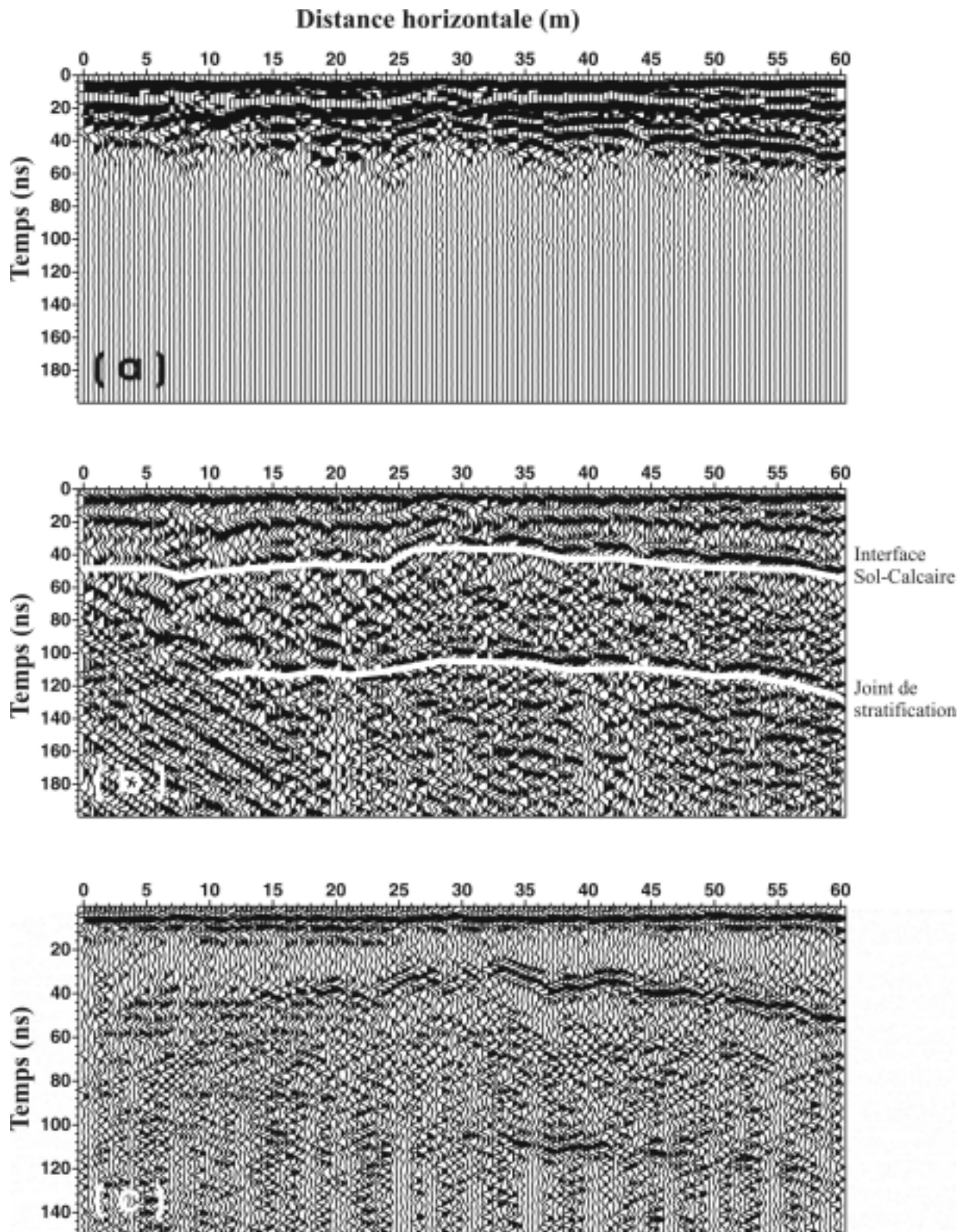


Figure 3.13 : Profil radar horizontal sur le plateau (GPR4): (a) données brutes 100 MHz, (b) données traitées 100 MHz, (c) données traitées 250 MHz (antennes blindées).

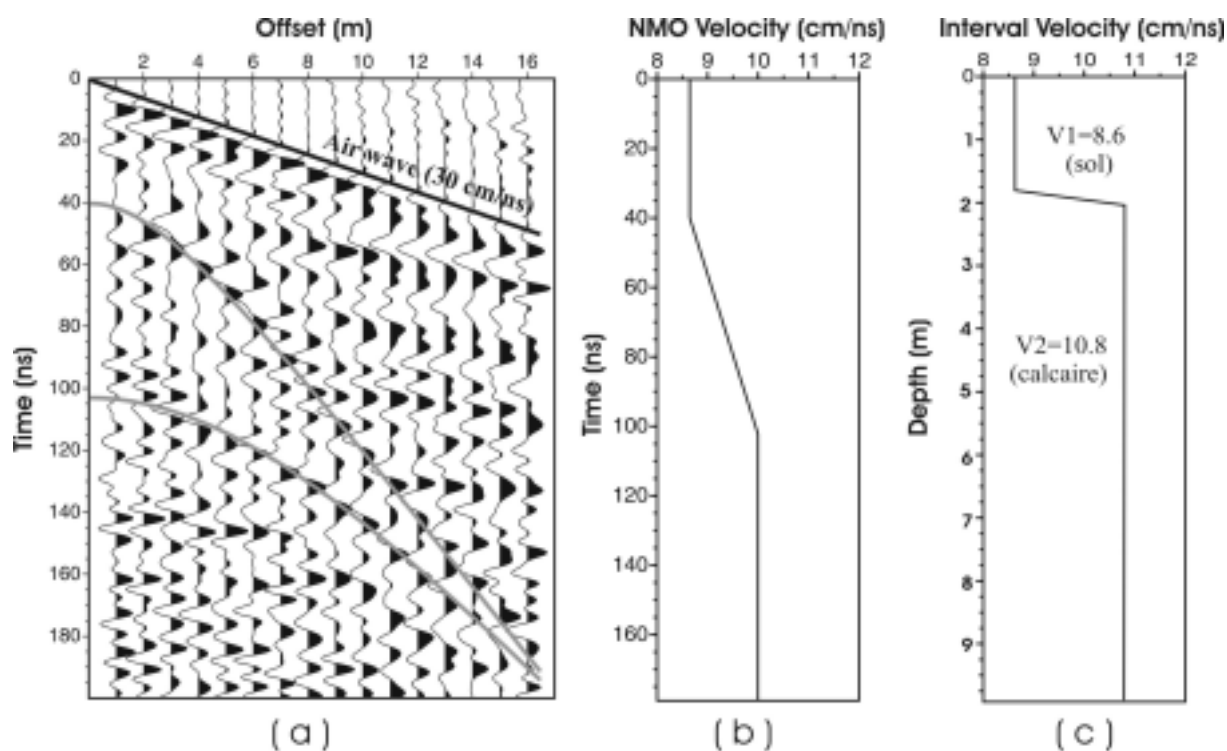


Figure 3.14 : Acquisition GPR en mode CMP sur le plateau du Rocher du Mollard (antennes 100 MHz) : (a) section radar et hyperboles, (b) analyse des vitesses NMO, (c) analyse des vitesses d'intervalles.

4.3. Tomographie électrique

4.3.1. Profil perpendiculaire à la falaise

Un profil de tomographie électrique (noté ELEC1 sur la Figure 3.11) a été réalisé, sur le plateau subhorizontal, perpendiculairement au front de falaise. Le profil, orienté Nord-Sud possède une longueur de 31 m, et vient recouper les fractures verticales F2, F3, F4, F5, F6 et F7. Le dispositif utilisé est de type Wenner ($AM=MN=NB$), avec un espacement de 1 m entre les électrodes. La profondeur maximale d'investigation, centrée sur le milieu du profil, est égale à $L/6$, soit 5 m environ, où L est la longueur du profil électrique.

La Figure 3.15 montre la répartition des valeurs de résistivités en fonction de la profondeur après inversion en 2D des mesures de résistivités apparentes au moyen du logiciel RES2DINV selon la méthode des moindres carrés (Loke and Barker, 1996). La validité des résultats est donnée par la valeur du RMS qui est de 4% après 5 itérations. Concernant les valeurs de résistivités, Sahbi et al. (1997) ont montré que la présence d'une forte topographie (falaise) pouvait influencer les valeurs de résistivités apparentes de l'ensemble du profil. Cependant, les variations relatives de résistivités sont conservées.

La position des différentes fractures verticales F2 à F7 est matérialisée sur la Figure 3.15 par un trait noir en pointillés.

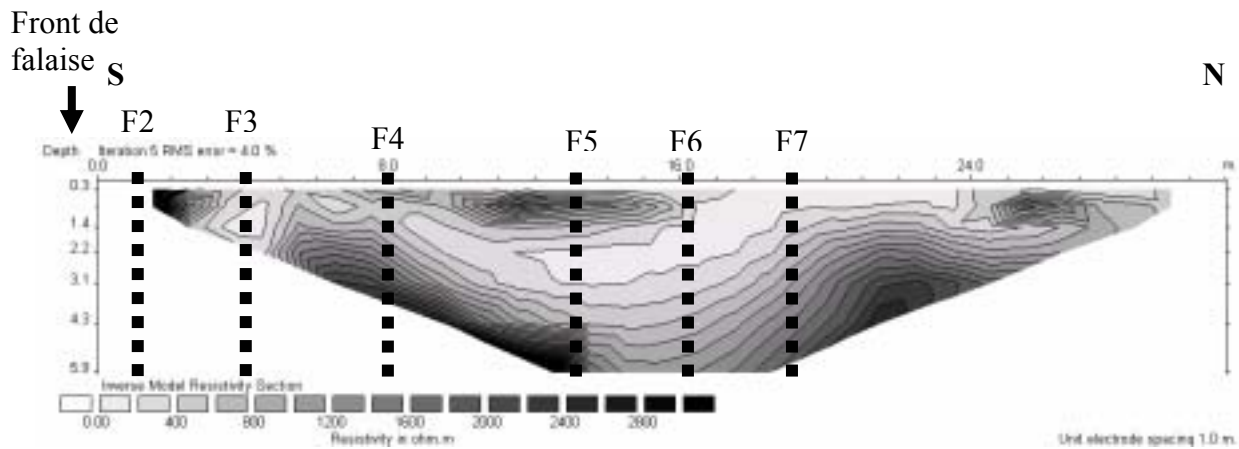


Figure 3.15 : Tomographie électrique du Rocher du Mollard, perpendiculairement à la falaise (ELEC1).

La position et l'extension des fractures en profondeur sont loin d'être satisfaisantes sur le profil de tomographie électrique. On observe cependant de fortes variations des valeurs de résistivités en profondeur. La présence d'une zone très résistive proche du front de falaise (sur les trois premiers mètres du profil) peut correspondre à une zone décomprimée microfracturée (2400 à 3000 Ωm). En bordure de falaise, nous avons précédemment observé des vitesses de propagation des ondes radar plus élevées, proches de 11.5 cm/ns, qui semble confirmer cette interprétation (figure 4 de l'article, paragraphe 3). La présence d'une zone à faible résistivité au niveau de la fracture F3 semble indiquer que son remplissage est argileux (200 Ωm) est que son épaisseur est suffisante pour être détectée par la méthode. La fracture F4 doit sans doute être moins épaisse que la fracture F3, puisqu'elle n'apparaît pas sur le profil. Enfin, on constate que la position des fractures F5, F6 et F7 est située dans une zone de plus faible résistivité, mais sans que celles-ci aient pu être identifiées clairement.

4.3.2. Profil parallèle à la falaise

Un profil de tomographie électrique orienté Est-Ouest, d'une longueur de 63 m, a été réalisé sur le plateau du Rocher du Mollard, parallèlement à la falaise (ELEC2 sur la Figure 3.11). Quatre câbles de 16 électrodes ont été utilisés, et les données ont été enregistrées en mode Wenner, avec un espacement de 1 m entre les électrodes. Plusieurs valeurs aberrantes de résistivités ont été observées sur le dernier câble, probablement défectueux (entre 48 et 63

m). Après suppression des mauvaises valeurs, le processus d'inversion n'arrive pas à descendre en dessous d'une valeur de RMS de 15%. On considère que les données sont acceptables uniquement entre 0 et 48 m. Les deux profils de tomographie ELEC1 et ELEC2, se recoupent en surface au niveau de la fracture F7 (voir Figure 3.11), et montrent à cet endroit, des valeurs de résistivités assez semblables.

La position des fractures observées en surface a été reportée sur l'image de tomographie électrique (Figure 3.16). Ce profil électrique recoupe les fractures verticales F5, F6, F7, F'' et F''' respectivement à 4, 7, 11, 26 et 60 m. Comme pour le profil précédent, on observe que les positions des fractures F5, F6 et F7 sont situées dans une zone de faibles résistivités, mais il est impossible de localiser précisément chaque fracture. Une seconde zone de faibles résistivités apparaît sous la position du prolongement de la fracture F''. Cette large fracture, observée en falaise, est remplie de blocs et de sol argileux. De part et d'autre de la fracture F'', on observe, en profondeur, des variations latérales de résistivités très importantes. Une autre zone de faibles résistivités, proche de la surface, est visible à 42 m du début du profil. Elle correspond probablement à une cavité remplie argileuse.

Les différents profils de tomographie électrique ne permettent cependant pas une localisation précise de la géométrie des fractures en profondeur.

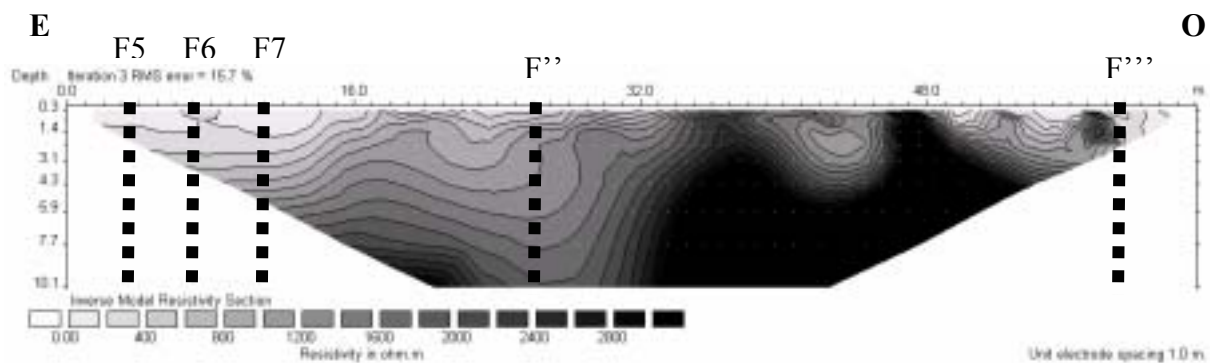


Figure 3.16 : Tomographie électrique du Rocher du Mollard, parallèlement à la falaise (ELEC2).

4.3.3. Modélisation

Des mesures électriques ont été simulées numériquement avec le logiciel Res2Dmod afin de tester l'influence de fractures verticales remplies d'argile, sur les résultats de tomographie électrique. Deux milieux de résistivités différentes ont été considérés pour la modélisation : un milieu argileux peu résistant (100 Ω .m) pour modéliser le remplissage des fractures et l'épaisseur de sol en surface, et un milieu très résistant (3000 Ω .m) pour modéliser

le massif calcaire (Figure 3.17, haut). Le calcul des résistivités apparentes (pseudo section), correspondant aux différents modèles directs, a été réalisé avec le logiciel Res2Dmod. Le dispositif de mesure modélisé est de type Wenner, comme pour les mesures réalisées sur site, et l'espacement entre les électrodes est de 1 m. Les valeurs de résistivités apparentes ont ensuite été inversées avec le logiciel Res2Dinv pour obtenir une image 2D (tomographie électrique).

Dans le cas d'un milieu relativement homogène affecté par une seule fracture (Figure 3.17), les résultats de tomographie électrique sont plutôt satisfaisants. La position de la fracture est bien visible, et la résistivité des deux milieux est relativement bien retrouvée par le processus d'inversion.

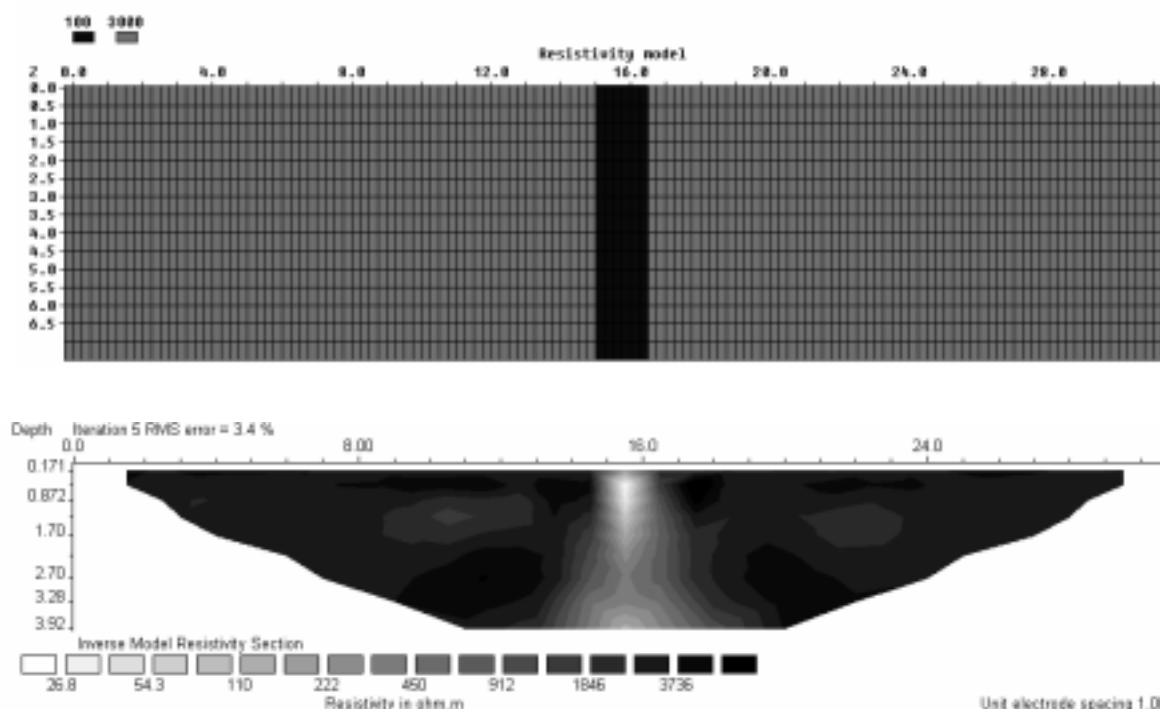


Figure 3.17 : Modélisation de l'influence d'une fracture remplie d'argile dans un milieu homogène calcaire. Modèle initial (haut). Tomographie électrique (bas).

Par la suite, nous avons choisi d'augmenter la complexité du modèle initial en ajoutant une épaisseur de sol (Figure 3.18), une deuxième fracture (Figure 3.19), pour arriver à un modèle à trois fractures (Figure 3.20). Plus on va complexifier le modèle initial pour se rapprocher de la réalité du site d'étude, plus il y aura d'interactions entre les différents objets géologiques (sol, fractures visibles ou non). Après inversion, les résultats de tomographie électriques donnent des images très lissées (phénomène inhérent à la méthode) faisant

apparaître des résistivités moyennes englobant plusieurs informations. On observe, comme pour les données réelles (ELEC1 : Figure 3.15 et ELEC2 : Figure 3.16), que les zones de faibles résistivités correspondent à l'emplacement de plusieurs fractures remplies d'argile. Si, sur la Figure 3.18, l'emplacement de la fracture est encore relativement bien visible, il devient impossible de localiser les fractures avec précision sur la Figure 3.19 et sur la Figure 3.20, où elles se retrouvent englobées dans une zone de faible résistivité.

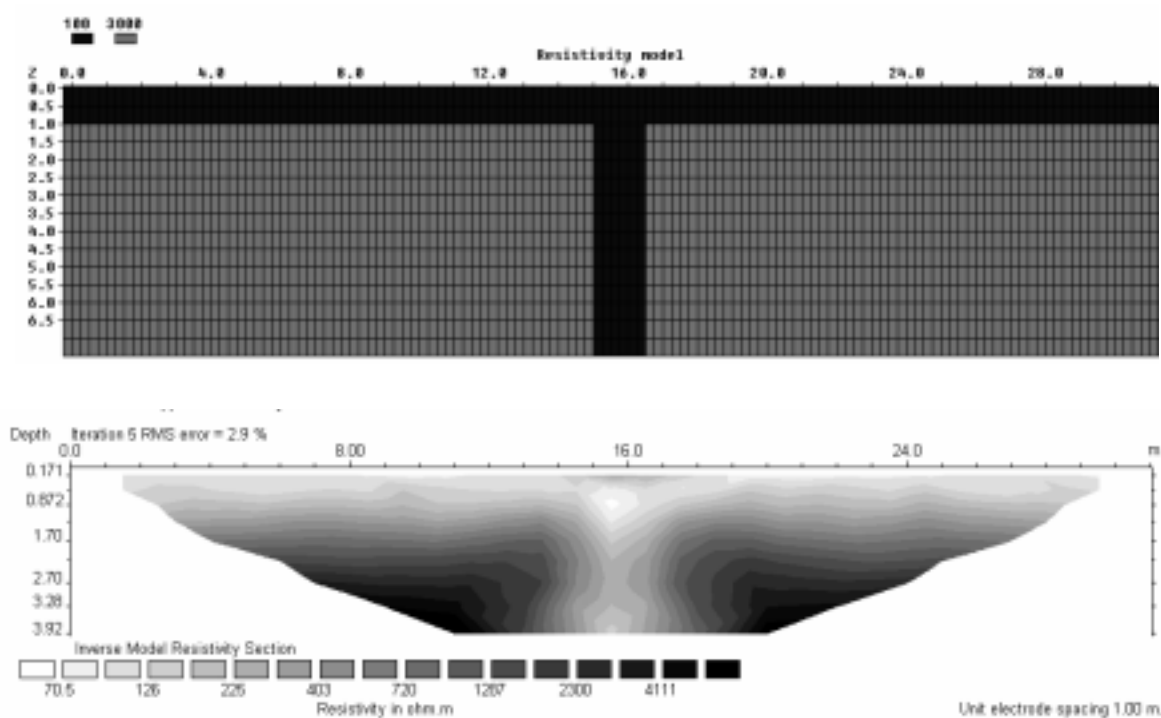


Figure 3.18 : Modélisation de l'influence d'une fracture remplie d'argile dans un milieu homogène calcaire recouvert d'une faible épaisseur de sol. Modèle initial (haut), Tomographie électrique (bas).

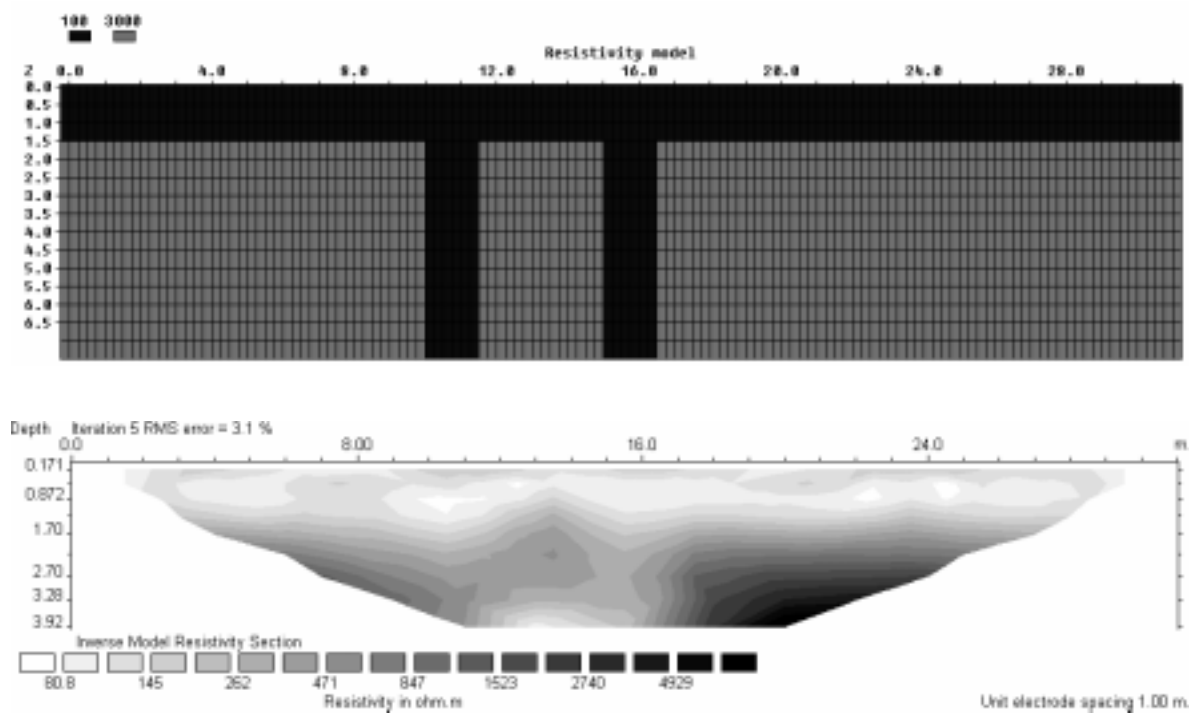


Figure 3.19 : Modélisation de l'influence de deux fractures remplies d'argile dans un milieu homogène calcaire recouvert d'une faible épaisseur de sol. Modèle initial (haut), Tomographie électrique (bas).

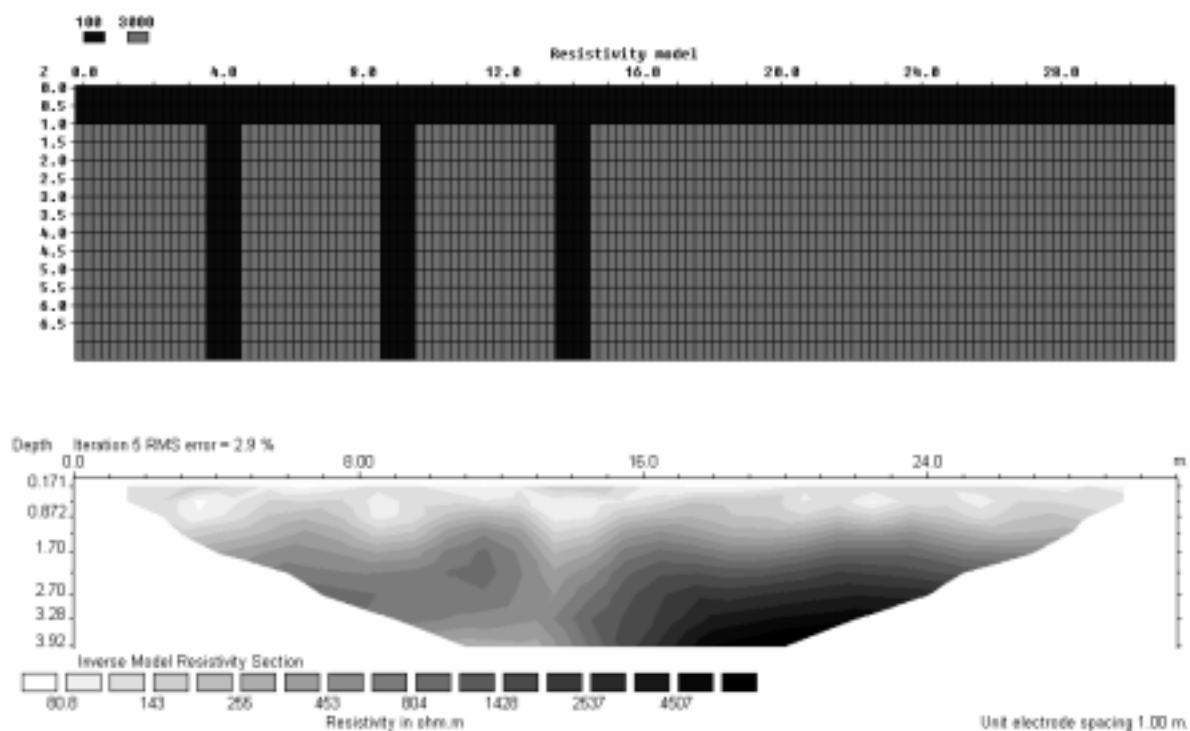


Figure 3.20 : Modélisation de l'influence de trois fractures remplies d'argile dans un milieu homogène calcaire recouvert d'une faible épaisseur de sol. Modèle initial (haut), tomographie électrique (bas).

5. Etudes géophysiques complémentaires sur les Rochers de la Bourgeoise (site 2, Vercors)

5.1. Présentation

L'ensemble des mesures géophysiques réalisées sur le site des Rocher de la Bourgeoise, est illustré sur la Figure 3.21. Les différentes fractures ouvertes, observées en surface, forment une longue ligne de fractures notée F. Les mesures radar réalisées en falaise (GPR1, CMP1 et TRANS1) ont été présentées auparavant dans le paragraphe 3 (cf article, Vercors Site). En raison de la végétation relativement dense sur le plateau, six profils radar horizontaux ont été réalisés avec les antennes blindées de 250 MHz (profils GPR2 à GPR7). Un profil de tomographie électrique (ELEC1) de 48 m de longueur a été réalisé perpendiculairement à la falaise.

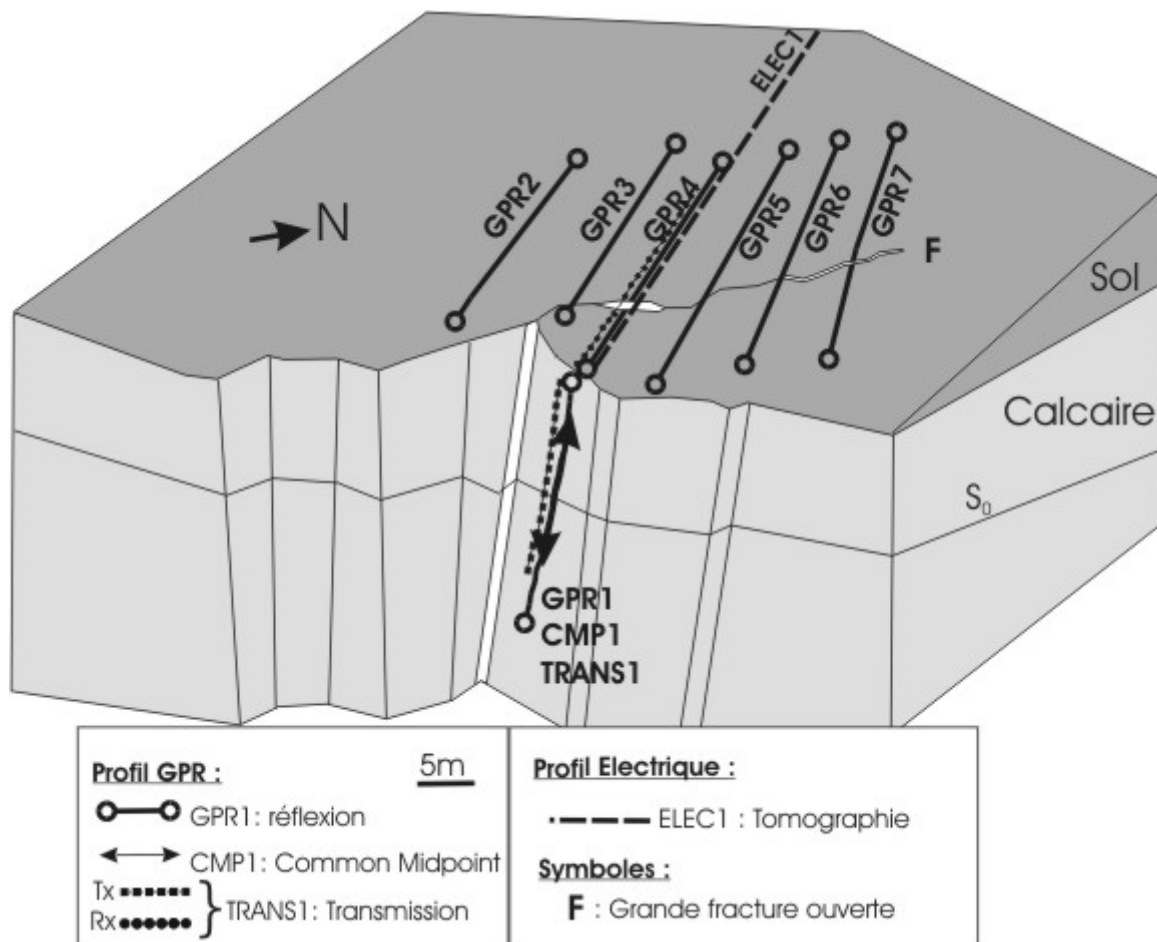


Figure 3.21 : Bloc diagramme 3D du site d'étude des Rochers de la Bourgeoise (Localisation des fractures et des profils géophysiques).

5.2. Les profils radar

La surface du plateau subhorizontal a été quadrillée par 6 profils radar parallèles (GPR2 à GPR7) réalisés avec les antennes blindées 250 MHz. Ces profils sont orientés perpendiculairement au front de falaise, et ont une longueur qui varie entre 20 et 25 mètres. Le début de chaque profil radar est situé à proximité de la falaise, et les traces radar ont été enregistrées tous les 20 cm vers l'intérieur du plateau. La Figure 3.22 montre l'ensemble des six profils radar, pour lesquels l'onde directe dans l'air a été supprimée (mute). Sur l'ensemble des profils (GPR2 à GPR7), on observe des réflecteurs inclinés vers l'intérieur du massif (en noir). En raison de la structure géologique du plateau calcaire (strates inclinées vers l'intérieur du massif), les principaux réflecteurs identifiés correspondent probablement à des joints de stratification. Sur certains profils (GPR2 et GPR3), un réflecteur subhorizontal (en blanc) apparaît entre 40 et 60 ns. Ce réflecteur pourrait correspondre à l'interface sol-calcaire.

Les profils GPR3 à GPR7 recoupent une grande fracture verticale, notée F sur Figure 3.21. Sur le terrain, cette fracture a été observée ouverte à plusieurs endroits, notamment au niveau du profil GPR4. La position en surface de cette fracture (F) a été reportée sur chaque profil radar (Figure 3.22). La détection de la fracture verticale depuis la surface semble peu évidente, contrairement aux plans de stratification qui apparaissent très nettement sur l'ensemble des profils. Cependant, sur les profils GPR3, GPR4 et GPR5, on remarque que des hyperboles de diffraction sont visibles au niveau de la position de la fracture F.

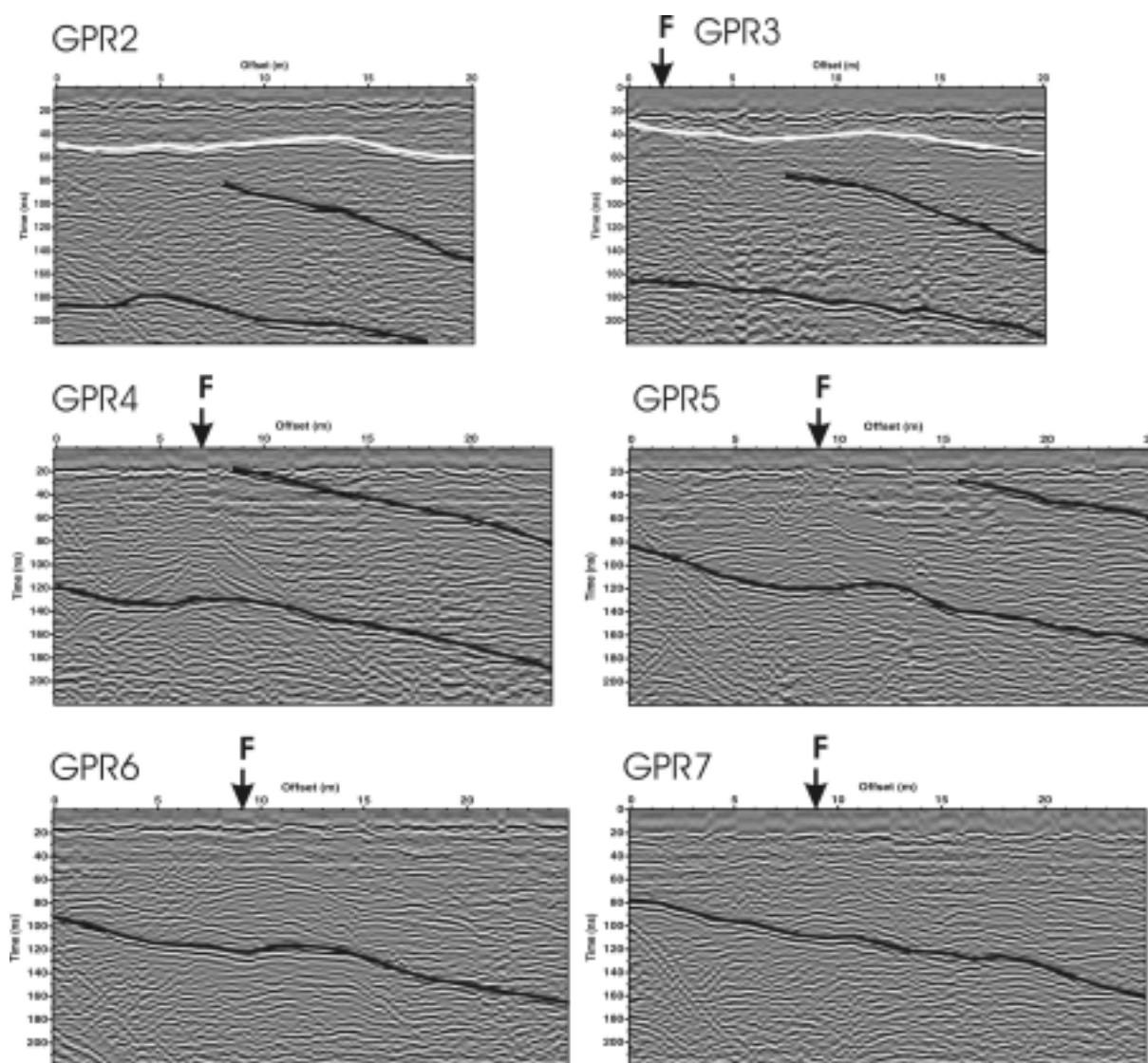


Figure 3.22 : Profils radar horizontaux réalisés avec les antennes blindées 250 MHz (Rocher de la Bourgeoise). Les réflecteurs blancs correspondent probablement à l'interface sol-calcaire, et les réflecteurs noirs à des plans de stratification. Les flèches noires matérialisent la position de la fracture ouverte F observée en surface.

5.3. Tomographie électrique

Le profil de tomographie électrique, noté ELEC1 sur la Figure 3.21, a été réalisé perpendiculairement à la falaise. Ce profil, long de 48 m, a été réalisé en mode Wenner, avec un espacement de 50 cm entre les électrodes pour une meilleure résolution. Ce profil recoupe la fracture ouverte F observée en surface. Les résultats de la tomographie électrique, obtenus après 7 itérations et un RMS de 8.3%, sont illustrés sur la Figure 3.23. L'image montre plusieurs zones de très fortes résistivités supérieures à 10 000 Ωm . La position de la fracture ouverte F, reportée sur le profil électrique à 9 m du bord de la falaise, correspond à une zone

très résistive. L'air possède en théorie une résistivité infinie, ce qui explique les valeurs extrêmes de résistivités observées par endroit. On peut donc supposer que d'autres fractures verticales ouvertes sont présentes sur le site à environ 15 m et 30 m du front de falaise.

Ces résultats sont cohérents avec les résultats du profil CMP vertical réalisé en falaise (fig.10c de l'article, paragraphe 3), où l'analyse des vitesses radar a révélé deux zones de fortes vitesses (proches de 30 cm/ns) situées à 9 m et 15 m du front de falaise, identifiées comme des fractures ouvertes en profondeur.

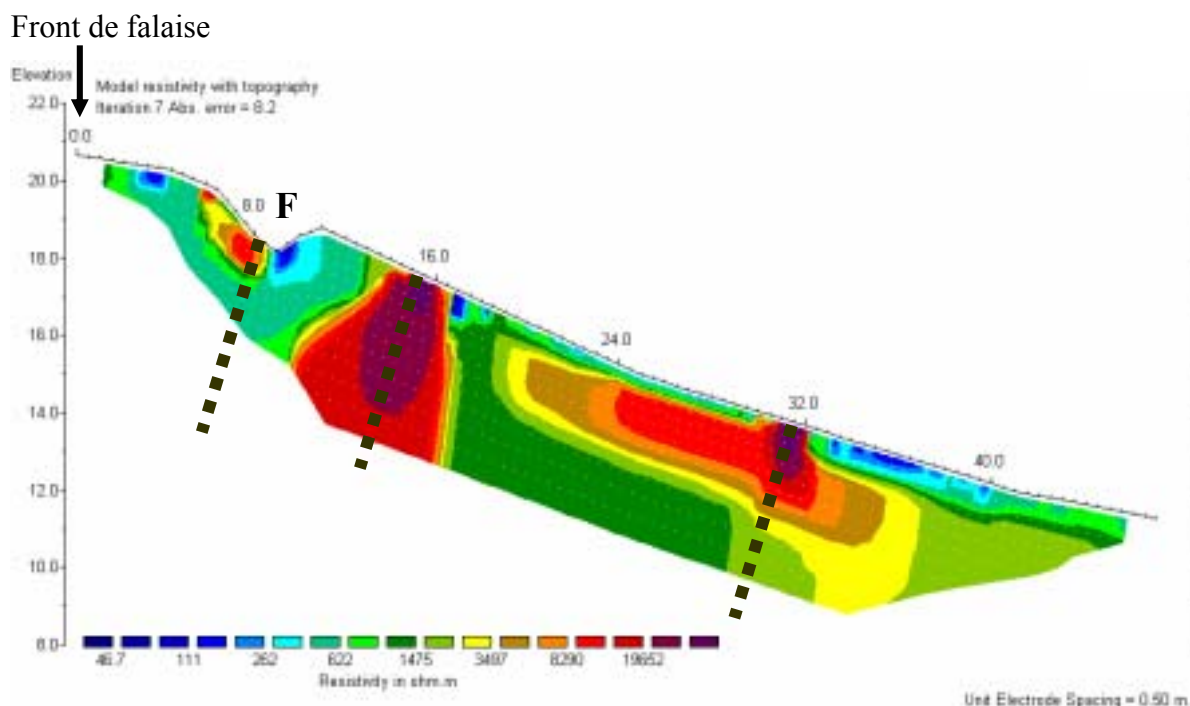


Figure 3.23 : Tomographie électrique sur le plateau des Rochers de la Bourgeoise. Les pointillés noirs correspondent aux positions des différentes fractures observées ou supposées.

6. Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons testé plusieurs méthodes géophysiques (radar géologique, tomographie électrique) sur deux sites de falaises calcaires près de Grenoble. Ces deux sites présentent des caractéristiques très différentes dans leurs dimensions d'une part, ainsi que dans la géométrie et la nature des fractures. Sur le premier site d'étude (Rocher du Mollard, falaise de 10 m, massif de la Chartreuse), le réseau de discontinuité est composé de deux familles de fractures remplies de matériau argileux, tandis que le deuxième site (Rochers

de la Bourgeoise, falaise de 300 m, massif du Vercors) est caractérisé par une large fracture ouverte « remplie » d'air.

Les mesures de **tomographie électrique**, réalisée depuis la surface, n'ont pas permis de localiser ou de caractériser les discontinuités préexistantes avec une résolution satisfaisante. Cependant les images 2D de résistivités électriques ont pu être corrélées avec les principales zones de fractures observées ; les zones très résistives, ou faiblement résistives, indiquant respectivement la présence d'air, ou de matériau argileux. La tomographie électrique a fourni des valeurs de résistivité de la masse calcaire comprise entre 2000 et 3000 Ohm.m.

La méthode radar appliquée directement sur les falaises verticales a montré les résultats les plus intéressants permettant de détecter et d'imager les différentes discontinuités existantes (fractures, stratification). Les différents profils radar ont fourni des informations précises sur la localisation et la géométrie des différentes fractures observées sur chaque site. L'utilisation du géoradar nous permet de proposer une méthodologie d'auscultation des falaises verticales. En effet, nous avons pu mettre en évidence l'intérêt de combiner des profils verticaux et horizontaux en falaise pour pouvoir estimer la géométrie 3D des différents plans de fractures (orientation, pendage, extensions verticale et latérale). Les variations des vitesses radar en profondeur, obtenues suite à l'analyse de profils CMP en falaise, ont permis de caractériser directement l'ouverture et le remplissage dans le cas de larges fractures ouvertes. La tomographie de vitesses radar a donnée une image 2D lissée de l'état interne du massif, ne permettant pas une détection précise des discontinuités en profondeur. Cependant, les enregistrements de transmission radar (données réelles et synthétiques) montrent que les ondes sont réfléchies sur les différents plans de fractures observés sur le terrain.

De plus, les variations de réflectivité le long d'un même réflecteur, soulignent des changements d'ouverture et/ou de remplissage des fractures. Le chapitre 4 sera entièrement consacré à l'inversion du contenu fréquentiel des coefficients de réflexion radar pour la caractérisation de fractures (épaisseur et remplissage).

Chapitre 4.

Méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar par algorithme de voisinage

(Neighbourhood Algorithm)

1. Introduction

Nous avons vu au Chapitre 3 que l'imagerie radar fournit des informations précises sur la géométrie du réseau des plans de fractures (orientation, continuité, pendage ...). Les signaux radar contiennent de l'information sur la nature et l'épaisseur du remplissage. Dans le cas où l'épaisseur de la fracture est suffisamment grande (supérieur à la moitié de la longueur d'onde λ), le radar géologique arrive à distinguer les réflexions successives sur les deux bords de la fracture. L'analyse des vitesses radar (CMP) a permis de détecter des zones où les fractures sont ouvertes (air) en profondeur (voir chapitre 3). La connaissance des propriétés des fractures, à savoir l'*ouverture* et le *remplissage*, est essentielle pour une bonne évaluation de l'aléa éboulement. Dans une gamme de fréquences donnée, la détection de fractures par le radar géologique va dépendre de l'ouverture et du remplissage, qui contrôlent les attributs du coefficient de réflexion (Grégoire, 2001). Ainsi, lorsque les épaisseurs de fractures sont très faibles par rapport à la longueur d'onde (inférieur à $\lambda/2$), il devient impossible de caractériser l'épaisseur et le remplissage des fractures à partir d'une analyse de vitesses.

L'objectif de ce chapitre est de proposer une méthode d'estimation des propriétés des fractures (épaisseur, et matériau de remplissage) par inversion du contenu fréquentiel des réflexions radar. La modélisation des coefficients de réflexion radar est basée sur le modèle de Jonscher à 3 paramètres réels (n , χ_r , ε_∞). La méthode d'inversion des coefficients de réflexion

radar est basée sur un algorithme de voisinage (Sambridge, 1999a, 1999b). La robustesse de l'inversion sera testée dans différents domaines fréquentiels (100 et 200 MHz), pour une matrice calcaire affectée par des fractures de différentes épaisseurs, et différents matériaux de remplissage (air, argile). Nous avons choisi de réaliser l'inversion simultanément sur les parties réelle et imaginaire des coefficients de réflexion radar, afin d'estimer les propriétés des fractures (les 3 paramètres de Jonscher et l'ouverture), ainsi que les paramètres effectifs (permittivité : ϵ_r , et conductivité : σ_r) du matériaux de remplissage. Tous ces travaux sont réalisés en mode TE, en considérant un espacement de 1 m entre les antennes, et une profondeur de fracture de 10 m (incidence quasi-verticale de 3°).

2. Présentation du problème

L'analyse des attributs des signaux radar réfléchis (amplitude, phase, contenu fréquentiel) permet de proposer une estimation des propriétés physiques des fractures (permittivité, conductivité, atténuation, vitesse, teneur en eau, etc...) par le biais de méthodes dites inverses. Connaissant les paramètres mis en jeu, et étant capable de résoudre le problème direct (équations analytiques, modélisation), le processus d'inversion consiste à rechercher un modèle (défini par ces mêmes paramètres) permettant d'expliquer les mesures réalisées (ou modélisées).

Dans le cas des signaux radar, les notions de problème direct et de problème inverse sont représentées sur la Figure 4.1 ci-dessous.

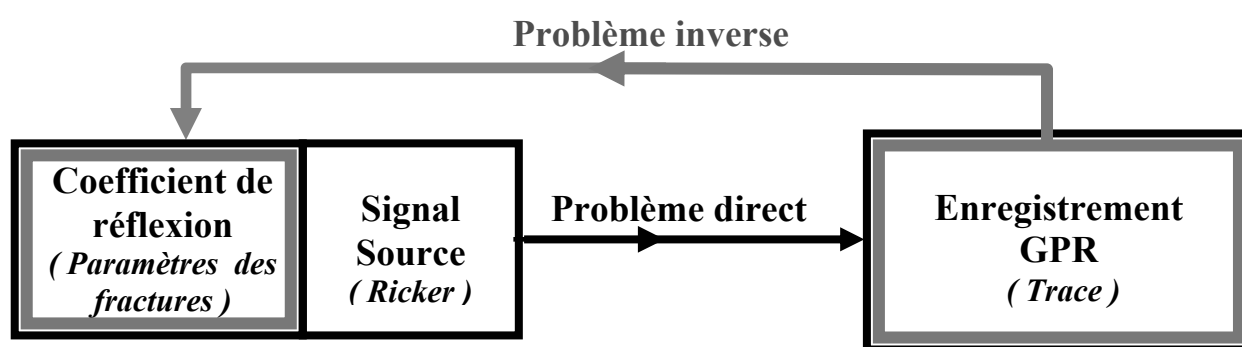


Figure 4.1 : Illustration du principe des problèmes direct et inverse.

La recherche des paramètres peut s'effectuer soit par essais et erreurs, soit de façon directe en imposant certaines conditions restrictives (exploration de l'espace des paramètres limitée). Pour chaque méthode d'inversion, le pourcentage d'erreur entre la solution calculée

(S_{calc}) et la solution mesurée (S_{mes}) est défini par le RMS (Root Mean Square), qui peut s'exprimer de manière relative ou en pourcent :

$$RMS(\text{relatif}) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_{calc} - S_{mes})^2}{n}} \quad (4.1)$$

$$RMS(\%) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{S_{calc} - S_{mes}}{S_{mes}} \right)^2}{n}} \quad (4.2)$$

Le RMS est donc un critère permettant de sélectionner la meilleure solution, c'est-à-dire celle permettant d'expliquer au mieux les données. On admettra par la suite que pour un RMS supérieur à 5 %, la solution calculée après inversion n'est pas représentative des mesures.

Cependant, il faut constamment garder à l'esprit que, même pour de bons RMS, la solution n'est pas unique. Le problème de non-unicité de la solution obtenue peut provenir, premièrement de la loi physique elle-même (qui pour certaines conditions permet plusieurs solutions), du nombre limité de données, ou du bruit sur les données (ce qui impose de chercher une solution approximative au problème posé).

Pour limiter le problème de non-unicité de la solution, il est possible d'introduire des informations *a priori*, avant le processus d'inversion (par exemple si l'épaisseur, ou le remplissage de la fracture est connu). Dans ce cas, on pourra fixer certains paramètres, ou limiter leur variation au cours de l'inversion.

2.1. Les méthodes de recherche directe des solutions

Au début des années 1980, date à partir de laquelle les outils informatiques ont commencé à bénéficier d'une grande puissance de calcul, les *méthodes de recherche directe* des paramètres de la solution ont pris une place importante majeure dans le monde de la géophysique pour la résolution de problèmes inverses non-linéaires. La linéarisation étant basée sur le calcul des dérivées partielles (Demanet, 2000), son application aux problèmes non-linéaires peut s'avérer difficile, très limité, voire même impossible (Snieder, 1998).

Pour l'inversion de problèmes non-linéaires, il existe des méthodes de recherche stochastique destinées à rechercher les minima (meilleures solutions) dans un espace de paramètres multidimensionnel. Le principe de ces méthodes, dites de Monte Carlo, consiste à

générer de façon aléatoire plusieurs couples de paramètres, qui seront ensuite comparés avec la résolution théorique du problème. Ces méthodes de recherche directe sont largement utilisées pour l'inversion de données géophysiques.

Actuellement il existe plusieurs méthodes de recherche directe stochastiques (Monte Carlo). On distinguera, des plus anciennes aux plus récentes :

- les algorithmes de recherche aléatoire uniforme (Wiggins, 1969) appelés UMC (Uniform Monte Carlo). Au cours de la recherche des paramètres, ce type de méthode n'utilise pas les modèles précédents générés par l'inversion. Cette méthode devient inefficace quand la dimension de l'espace des paramètres augmente.
- les algorithmes d'optimisation de type SA pour Simulated Annealing (Kirkpatrick et al., 1983) ou de type Genetic Algorithms (Stoffa and Sen, 1991) qui utilisent les modèles aléatoires générés pour donner une approximation global du problème posé.
- les algorithmes de voisinage ou N.A. pour Neighbourhood Algorithm (Sambridge, 1999a ; 1999b), dans lesquels la recherche d'un nouveau modèle de paramètres va dépendre de tous les modèles « voisins » générés précédemment. L'avantage de cet algorithme est qu'il va échantillonner l'espace des paramètres de façon préférentielle, pour tous les minima considérés comme acceptables, quelle que soit la dimension de l'espace des paramètres. Cette méthode permet d'optimiser la fonction d'erreur (misfit) dans un espace de paramètres multidimensionnel. L'algorithme de voisinage est beaucoup plus rapide que les autres méthodes de calcul, et il peut se focaliser vers différentes solutions.

2.2. L'algorithme de voisinage (N. A.)

2.2.1. Principe d'utilisation

Pour l'inversion de données radar, les algorithmes couramment utilisés reposent sur des *méthodes directes* de recherche de la solution, qui, par processus itératifs, passent par la vérification de toutes les solutions de l'espace des paramètres (Grégoire, 2001 ; Girard, 2002). De ce fait, le temps de calcul est souvent très long.

Pour l'inversion des coefficients de réflexion radar, nous avons choisi d'utiliser un algorithme de voisinage (Neighbourhood Algorithm), que nous appellerons par la suite « N.A. ». Cet algorithme de calcul a la faculté d'investiguer sélectivement l'espace des paramètres, pour en rechercher les minima, et affiner sa recherche au voisinage de la solution. L'intérêt de ce type d'algorithme réside dans la rapidité de convergence de l'inversion, pour résoudre des problèmes non linéaires multidimensionnels (Sambridge, 2001).

Un exemple d'inversion par algorithme de voisinage est illustré sur la Figure 4.2. Partant d'un problème inverse à 5 dimensions (5 paramètres), le domaine des solutions théoriquement acceptables pour l'ensemble de l'espace des paramètres est illustré sur la Figure 4.2a. La Figure 4.2b représente le résultat de la recherche directe en utilisant une méthode stochastique uniforme (Uniform Monte Carlo). La Figure 4.2c représente le résultat de la recherche directe en utilisant un algorithme de voisinage (NA), pour le même nombre de solutions recherchées que dans la méthode précédente. On observe que le N.A. a concentré et affiné sa recherche des paramètres simultanément dans les 5 régions de paramètres acceptables par le modèle théorique (en noir). Certaines régions (en blanc), trop éloignées de la bonne solution, ont carrément été ignorées par l'algorithme de voisinage durant le processus d'inversion.

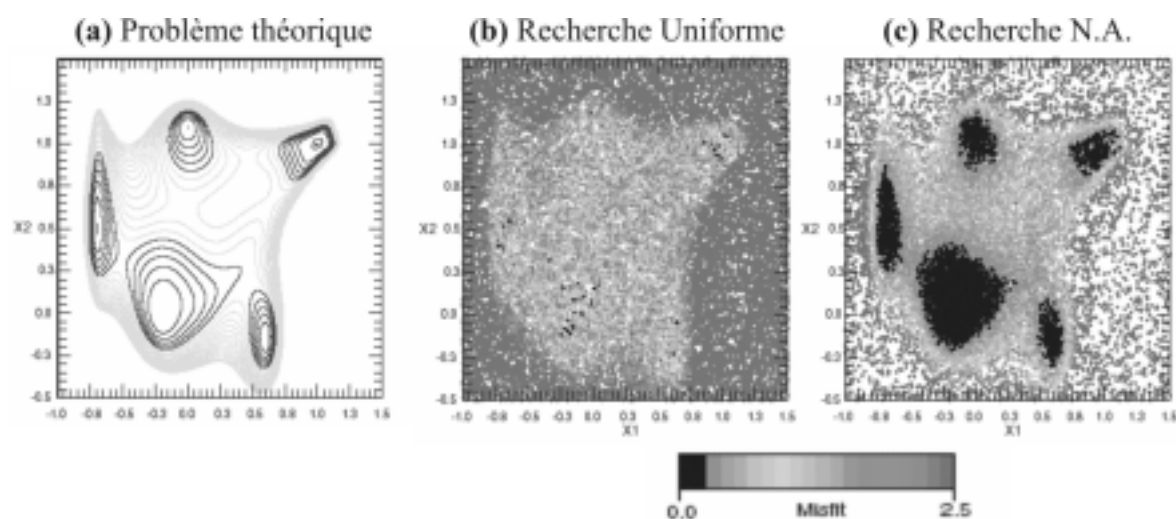


Figure 4.2 : Illustration du processus de recherche de paramètres par algorithme de voisinage (N.A.) pour un problème à 5 minima (5-D). (a) Solutions acceptables théoriques. (b) Ensemble des 22 000 solutions calculées après inversion selon un processus aléatoire de recherche des paramètres. (c) Ensemble des 22 000 solutions générées par l'utilisation de l'algorithme de voisinage (N.A.), d'après Sambridge (2001).

La Figure 4.3 illustre comment l'algorithme de voisinage peut augmenter, diminuer et déplacer la densité d'échantillonnage dans l'espace des paramètres, pour converger vers la bonne solution (point blanc, au milieu de la figure). L'espace des paramètres est discrétisé en un ensemble de cellules de Voronoi (Sambridge, 1999).

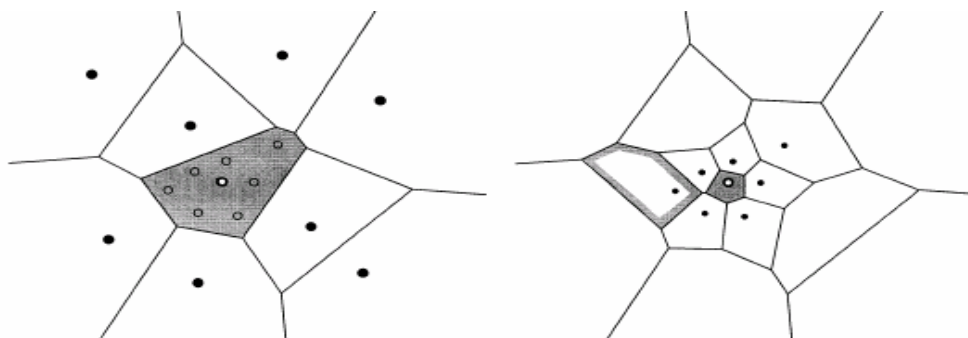


Figure 4.3 : Illustration du fonctionnement de l'algorithme de voisinage N.A., par discrétisation du milieu en cellules de Voronoi. (gauche) Espace des solutions en gris, après la première itération. (droite) Affinage de la solution après la deuxième itération.

La figure de gauche montre un exemple de 9 modèles initiaux (points noirs) générés aléatoirement lors de la première itération. Après avoir calculé la fonction d'erreur (misfit), il apparaît que la cellule de Voronoi grisée est caractérisée par l'erreur minimale, parmi tous les 9 modèles. NA va alors ignorer les 8 autres modèles, et va donc concentrer son échantillonnage dans la cellule grisée, dans laquelle 7 nouveaux modèles vont être générés. Le calcul de la fonction d'erreur sur les 7 nouveaux modèles (figure de droite) permet de rééchantillonner l'espace des paramètres, et d'affiner la recherche au voisinage de la bonne solution (point blanc) dans une nouvelle cellule plus restreinte.

On peut résumer le principe de l'algorithme de voisinage de la façon suivante :

Etape 1 : Génération d'une série de n_s modèles initiaux uniformément répartis dans l'espace des paramètres discrétisé en cellules de Voronoi.

Etape 2 : Calcul de la fonction d'erreur (misfit) sur l'ensemble des n_s modèles et détermination des n_r modèles ayant le plus faible indice d'erreur parmi tous les modèles générés précédemment.

Etape 3 : Génération de n_s nouveaux modèles en utilisant un chemin aléatoire uniforme dans les cellules de Voronoi pour chacun des n_r modèles choisis (c'est-à-dire n_s / n_r échantillons par cellules).

Etape 4 : Retour à l'étape 2.

2.2.2. Application à l'inversion des coefficients de réflexion radar

L'utilisation de l'algorithme de voisinage pour l'inversion des coefficients de réflexion nécessite trois fichiers d'entrées, et génère un fichier de sortie (Wathelet, 2005) :

- « **NA.in** » qui est un fichier de paramètres relatif à l'algorithme de calcul. Ce premier fichier permet à l'utilisateur de définir les différentes options du processus d'inversion. Il est possible de choisir le type d'algorithme de calcul (UMC ou NA), le germe aléatoire (nombre) pour investiguer aléatoirement l'espace des paramètres lors de la première itération, le nombre maximum d'itérations, le nombre de modèles qui seront générés lors de la première itération (n_s), le nombre de modèles à générer pour les autres itérations (n_r), et le nombre de cellules à re-échantillonner après chaque itération.

- « **PARAM.in** » qui est un fichier permettant de fixer les paramètres relatifs à la résolution du problème direct, à savoir le calcul du coefficient de réflexion sur une fracture inconnue. Il est possible de choisir : le mode d'acquisition (TE ou TM), les paramètres de Jonscher du milieu de propagation ($n_1, \chi_{r1}, \epsilon_{\infty1}$), l'angle d'incidence (θ_i) qui va dépendre de la distance entre les antennes (1 m) et la profondeur de la fracture (10 m), les intervalles de variations (valeurs min et max) des paramètres de Jonscher du remplissage de la fracture ($n_2, \chi_{r2}, \epsilon_{\infty2}$), l'intervalle de variation de l'épaisseur de la fracture (d_{\min} et d_{\max}).

Enfin, il est possible de choisir si l'inversion devra s'effectuer uniquement sur l'amplitude du coefficient de réflexion (R), ou doit prendre en compte la phase. Dans le dernier cas, l'inversion est réalisée simultanément sur les parties réelle et imaginaire de R.

- « **MESURES.txt** » est un fichier de mesures (synthétiques ou réelles) qui comporte 3 colonnes : pour chaque fréquence (en MHz) seront associées les parties réelle et imaginaire du coefficient de réflexion. La valeur du RMS, calculée au cours de l'inversion pour chaque itération, représente donc la somme des écarts entre les parties réelles et imaginaire, mesurées et calculées.

- « **MODELS.res** » est un fichier de sortie, généré à la fin du processus d'inversion, contenant tous les modèles calculés. L'inversion des coefficients de réflexion étant destinée à la caractérisation des fractures, ce fichier contient pour chaque modèle, les 3 paramètres de Jonscher du remplissage calculés ($n_2, \chi_{r2}, \epsilon_{\infty2}$), l'épaisseur de la fracture calculée (d), et le RMS calculé.

3. Modélisation des milieux géologiques

La réponse d'un matériau aux ondes électromagnétiques varie avec la fréquence. Nous avons vu dans le chapitre 2, qu'il existe différents modèles empiriques permettant de modéliser la dépendance fréquentielle de la permittivité effective. Les modèles classiques (Debye, Cole-Cole, Davidson-Cole) ne sont efficaces que pour des matériaux géologiques dans lesquels la polarisation de type dipolaire domine, ce qui n'est pas le cas des solides (donc des roches). Ces modèles ne sont donc pas applicables à l'étude des matériaux géologiques, sauf pour des roches saturées en eau.

Dans les milieux géologiques rencontrés (calcaire), c'est la polarisation atomique qui est prépondérante, en raison de la présence d'un réseau cristallin. Mais ces milieux géologiques peuvent également présenter une polarisation dipolaire dont l'importance va dépendre de leur teneur en fluides. Pour tenir compte de tous les phénomènes de polarisation dans les matériaux géologiques, le modèle de Jonscher semble le plus approprié (Hollender and Tillard, 1998).

3.1. Le modèle de Jonscher

La loi de Jonscher à trois paramètres réels ($n, \chi_r, \varepsilon_\infty$), permet de décrire les variations de la permittivité diélectrique effective du milieu (ε_e) en fonction de la fréquence :

$$\varepsilon_e(\omega) = \varepsilon_0 \chi_r \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right)^{n-1} \left(1 - i \cot \frac{n\pi}{2} \right) + \varepsilon_\infty \quad (4.3)$$

Comme illustré au chapitre 2, on rappellera qu'il est possible de caractériser un milieu géologique à partir de ses paramètres effectifs (ε_r et σ_r) à une fréquence donnée. Les parties réelles et imaginaires de la permittivité effective, sont reliées à la permittivité relative (ε_r) et à la conductivité (σ_r) comme suit :

$$\varepsilon_r = \varepsilon_e' \quad \sigma_r = \varepsilon_0 \cdot \omega \cdot \varepsilon_e'' \quad (4.4)$$

3.2. Les modèles géologiques utilisés

Les mesures radar réalisées en falaise calcaire (voir chapitre 3) ont permis de détecter deux types de fractures, avec deux matériaux de remplissage différents : des fractures

ouvertes « remplies » d'air (site 2, Rochers de la Bourgeoise, Vercors), et des fractures remplies d'argile (site 1, Rocher du Mollard, Chartreuse). Les antennes radar de 100 et 200 MHz ont été utilisées sur les deux sites d'étude.

Compte tenu du contexte géologique ci-dessus, trois milieux géologiques ont été retenus pour la modélisation des coefficients de réflexion radar. Nous avons considéré le cas d'un massif calcaire homogène (milieu 1), affecté par différentes fractures d'épaisseur et de remplissage différents (milieu 2 : air, argile). L'inversion des coefficients de réflexion radar théoriques a été réalisée pour deux fréquences centrales de 100 MHz et 200 MHz (donc pour deux longueurs d'ondes λ différentes).

Les principaux paramètres des matériaux géologiques utilisés par la suite (Calcaire, air et argile) sont résumés dans le Tableau 4.1 ci-dessous. Les paramètres de l'eau douce sont donnés à titre d'exemples.

Tableau 4.1 : Paramètres de Jonscher, paramètres effectifs et longueurs d'onde pour des matériaux géologiques utilisés durant l'inversion.

Matériaux	Paramètres Jonscher			100 MHz				200 MHz			
	n	χ_r	ϵ_∞	$\epsilon_e' = \epsilon_r$	ϵ_e''	σ_r (mS/m)	λ (cm)	$\epsilon_e' = \epsilon_r$	ϵ_e''	σ_r (mS/m)	λ (cm)
Calcaire	0.82	0.94	8.14	9.08	0.27	1.5	100	8.97	0.24	2.7	50
Air	1	0	1	1	0	0	300	1	0	0	150
Argile	0.25	30	55	85	72.42	402.3	32	72.83	43.06	478.4	16
Eau douce ¹	-	-	-	81	~0.5	2.8	33	81	~1	5.6	17
Eau douce ²	0.73	1.21	80	81.2	0.54	3.0	33	81.0	0.45	5.0	17

(1) mesurée, (2) calculée à partir de Jonscher

Les modèles géologiques étant caractérisés par leur triplet de Jonscher, il est donc important de comprendre l'effet des variations des paramètres n , χ_r et ϵ_∞ sur la permittivité effective, donc sur les paramètres effectifs du remplissage de la fracture :

- **Effet de la variation de ϵ_∞** : Si l'on fait varier le paramètre ϵ_∞ de 1 (pour l'air) à 80 (pour l'eau), cette variation induit simplement une modification de la partie réelle de la permittivité effective ($\epsilon_e' = \epsilon_r$), donc de la permittivité relative à la fréquence de référence. La conductivité effective ($\sigma_e' = \sigma_r$) reste constante, quelle que soit la valeur de ϵ_∞ .
- **Effet de la variation de n** : Si l'on fait varier le paramètre n d'une valeur proche de 0 (milieu très atténuant comme l'argile) à 1 (diélectrique parfait comme l'air), une augmentation de n induit une diminution de la conductivité effective. Pour $n=1$, la valeur de ϵ_e reste constante quelle que soit la fréquence.
- **Effet de la variation de χ_r** : La susceptibilité est le paramètre de Jonscher le plus compliqué à interpréter, puisqu'il agit à la fois sur ϵ_e' et sur ϵ_e'' , donc sur la permittivité et

sur la conductivité. Si on fait varier la valeur du paramètre χ_r de 0 (cas de l'air) à 30 (cas de l'argile humide), une telle augmentation induit une augmentation de la permittivité relative (ϵ_r) et de la conductivité (σ_r). Elle est comparable à une augmentation de ϵ_∞ et une diminution de n .

4. Caractéristiques des coefficients de réflexion radar (R)

4.1. Rappels : paramètres mis en jeu

A partir du modèle de Jonscher, il est possible de calculer les coefficients de réflexion des signaux radar pour des fractures d'épaisseurs et de remplissages variables. L'équation du coefficient de réflexion R relatif à l'influence d'une couche mince (fracture) a été définie dans le chapitre 2 (paragraphe 5) :

$$R = \frac{r_{12} + r_{21}e^{-i\varphi}}{1 + r_{12}r_{21}e^{-i\varphi}} \quad \text{avec } \varphi = 2.k_2.d.\cos(\theta_m) \text{ et } \theta_m = \text{Arc sin}\left(\frac{k_1}{k_2}.\sin\theta_i\right) \quad (4.5)$$

Le coefficient de réflexion est fonction :

- des paramètres de Jonscher du calcaire ($n_1, \chi_{r1}, \epsilon_{\infty1}$),
- des paramètres de Jonscher de la fracture ($n_2, \chi_{r2}, \epsilon_{\infty2}$), remplie d'air ou d'argile.
- de l'épaisseur de la fracture (d),
- de l'angle d'incidence θ_i ,
- du mode d'acquisition (TE, TM) qui intervient dans le calcul des termes r_{12} et r_{21} ,
- et de la gamme de fréquence f , puisque $k = \omega\sqrt{\mu\epsilon_e}$, avec $\omega = 2.\pi.f$.

Les phénomènes de réflexion et de propagation des signaux radar conduisent à des changements de phase et des variations du contenu fréquentiel (Roullé, 1997 ; Hollender et Tillard, 1998 ; et Grégoire, 2001). La modélisation des coefficients de réflexion s'est faite à incidence très faible (3°), proche de la normale, comme pour les mesures réalisées en falaise, en considérant un espacement de 1 m entre les antennes radar, et une profondeur de fracture de 10 m.

Pour une bonne interprétation des résultats d'inversion, il convient de comprendre les variations des attributs du coefficient de réflexion (amplitude, parties réelle et imaginaire) en fonction de la fréquence, l'épaisseur des fractures, et de leur remplissage (air et argile). Par la

suite, nous avons choisi d'inverser simultanément les parties réelles et imaginaires du coefficient de réflexion, afin de prendre en compte le déphasage causé par les fractures.

4.2. Variations de l'amplitude de R

Certains auteurs comme Grégoire (2001) ont choisi d'inverser uniquement l'amplitude du coefficient de réflexion pour la caractérisation des fractures. L'inconvénient de cette méthode réside dans la non prise en compte de la phase, pourtant indispensable pour caractériser le matériaux de remplissage.

Dans le cas de fractures ouvertes remplies d'air (Figure 4.4), l'amplitude du coefficient de réflexion a été calculée en fonction de la fréquence pour les paramètres donnés dans le Tableau 4.1, présenté précédemment.

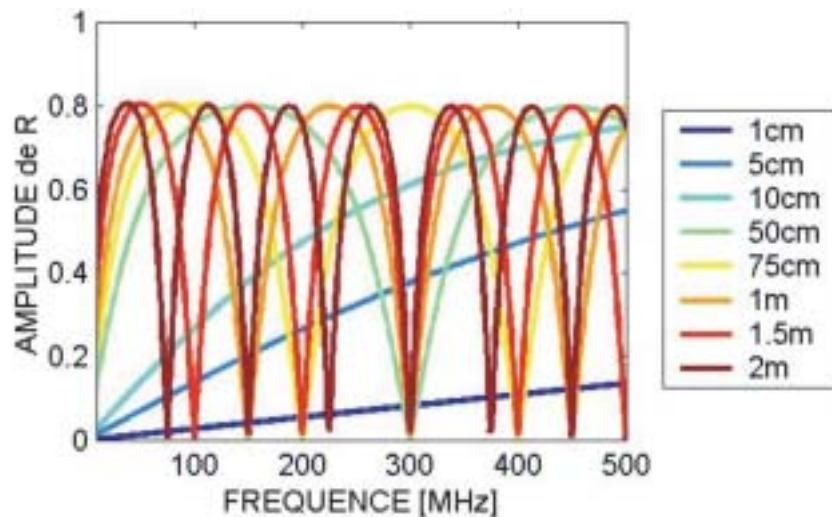


Figure 4.4 : Variations de l'amplitude du coefficient de réflexion radar en fonction de la fréquence et de l'épaisseur des fractures ouvertes (air).

On observe qu'il existe des valeurs critiques d'épaisseurs et de fréquences pour lesquelles l'amplitude du coefficient de réflexion est soit maximale, soit nulle. A 100 MHz ($\lambda=3\text{m}$), on constate que l'amplitude du coefficient de réflexion est nulle pour une fracture ouverte de 1.5 m d'épaisseur, soit $d=\lambda/2$. Pour tous ces cas particuliers ($d=\lambda/2$), l'inversion devrait rencontrer des difficultés pour retrouver les bons paramètres de remplissage et d'épaisseurs des fractures, d'autant plus que les variations de phase ne sont pas prises en compte. En revanche, l'amplitude du coefficient de réflexion est maximale pour des épaisseurs de fracture $d=\lambda/4$, comme par exemple pour $d=75\text{ cm}$ à 100 MHz.

Dans le cas de fractures remplies d'argile (Figure 4.5), on remarque que contrairement à la figure précédente, les valeurs du coefficient de réflexion ne sont jamais nulles, quelle que soit l'épaisseur des fractures ou la fréquence utilisée. Cependant, on observe que les variations de l'amplitude du coefficient de réflexion sont confondues pour plusieurs épaisseurs de fractures. Par exemple, à 200 MHz ($\lambda=16\text{cm}$), on constate que la valeur de l'amplitude du coefficient de réflexion est identique pour des épaisseurs de fractures de 20, 25, 32 et 64 cm, donc pour des épaisseurs supérieures à 16 cm ($d=\lambda$). Pour des épaisseurs de fractures supérieures à λ , l'inversion rencontrera des difficultés pour retrouver les bonnes épaisseurs de fractures, d'autant plus si les variations de phase ne sont pas prises en compte.

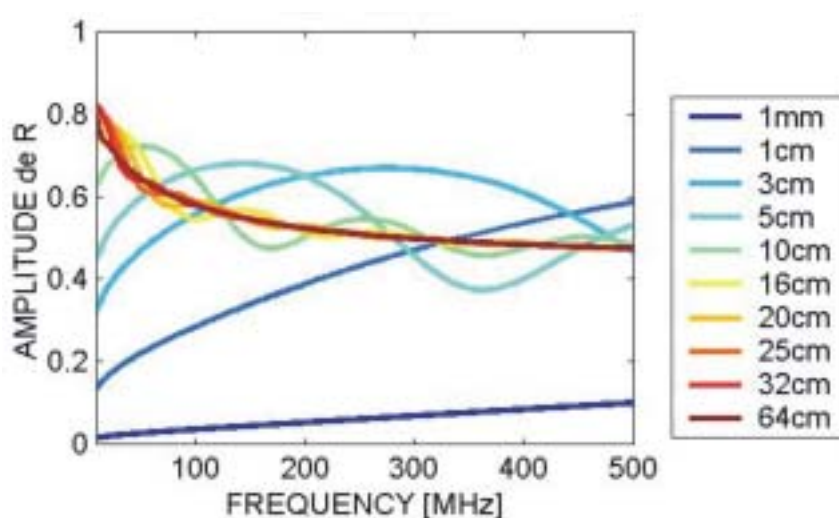


Figure 4.5 : Variations de l'amplitude du coefficient de réflexion radar en fonction de la fréquence et de l'épaisseur des fractures remplies d'argile.

4.3. Variations des parties réelle et imaginaire de R

Afin de prendre en compte les variations d'amplitude et de phase du coefficient de réflexion radar, il est préférable de considérer les variations des parties réelle et imaginaire de R. Deux gammes de fréquences (100 MHz et 200 MHz) ont été considérées par la suite pour le calcul et l'inversion des coefficients radar.

Dans le cas de fractures ouvertes remplies d'air (Figure 4.6), et dans les gammes de fréquences considérées, on observe que les parties réelles et imaginaires du coefficient de réflexion radar présentent des valeurs nulles pour des épaisseurs particulières. Ces épaisseurs sont de 150, 300 et 600 cm à 100 MHz, et de 75, 150, 300 et 600 cm à 200MHz. Ces valeurs d'épaisseurs critiques représentent tous les multiples de $\lambda/2$ (correspondant aux interférences destructives des signaux réfléchis sur les deux bords de la fracture). On peut donc s'attendre à

ce que l'inversion des parties réelles et imaginaires des coefficients de réflexion ait des difficultés à retrouver les bons paramètres d'épaisseurs et de remplissage des fractures au voisinage de ces épaisseurs particulières ($d=\lambda/2$), même en prenant en compte les variations de phase.

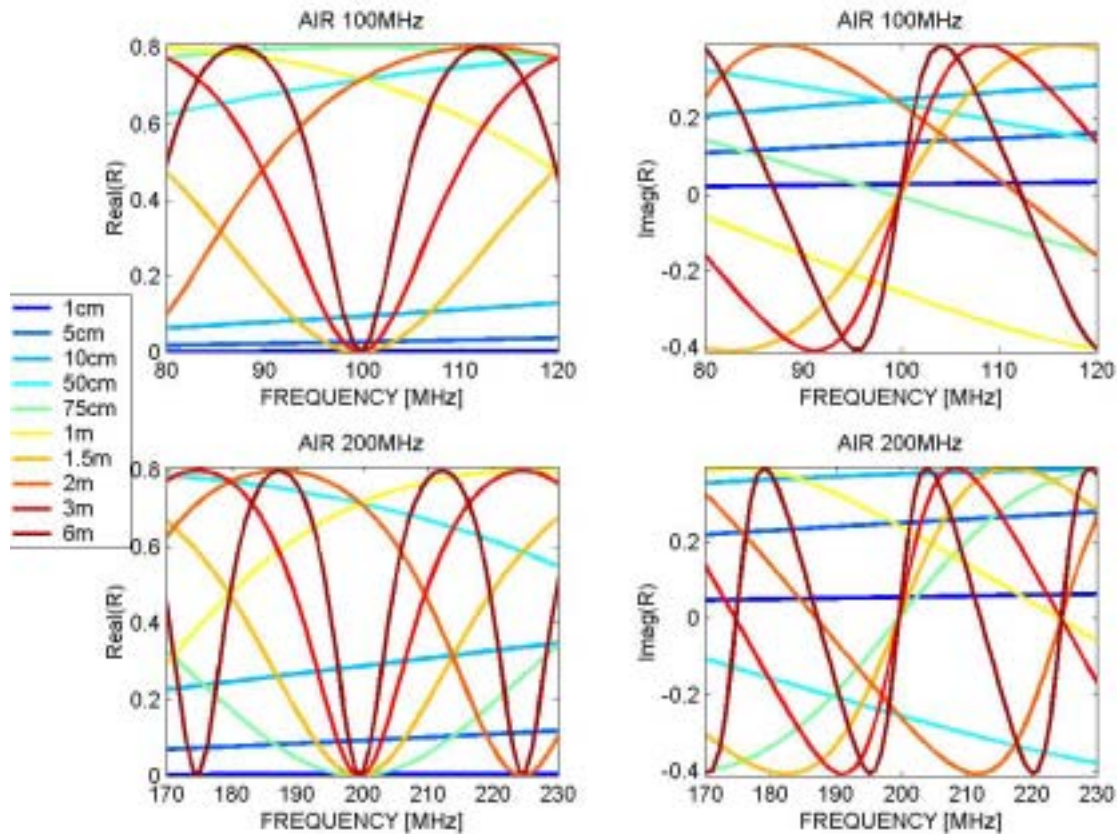


Figure 4.6 : Variations des parties réelles et imaginaires du coefficient de réflexion radar en fonction de la fréquence et de l'épaisseur de fractures ouvertes (air) pour 100 MHz et 200 MHz.

Dans le cas de fractures remplies d'argile (Figure 4.7), dans les gammes de fréquences 100 MHz (entre 80 et 120 MHz) et 200 MHz (entre 170 et 230 MHz), les parties réelles et imaginaires du coefficient de réflexion radar ne présentent pas de valeurs nulles. En revanche, les parties réelle et imaginaire de R deviennent identiques quelle que soit l'épaisseur considérée, à partir de $d=\lambda=32\text{cm}$ pour 100 MHz, et à partir de $d=\lambda=16\text{cm}$ pour 200 MHz. L'inversion des parties réelle et imaginaire des coefficients de réflexion aura des difficultés pour retrouver les bonnes épaisseurs de fractures remplies d'argile, à partir d'une épaisseur critique ($d=\lambda$). Le remplissage des fractures devrait être bien contraint puisque les variations de phase sont prises en compte.

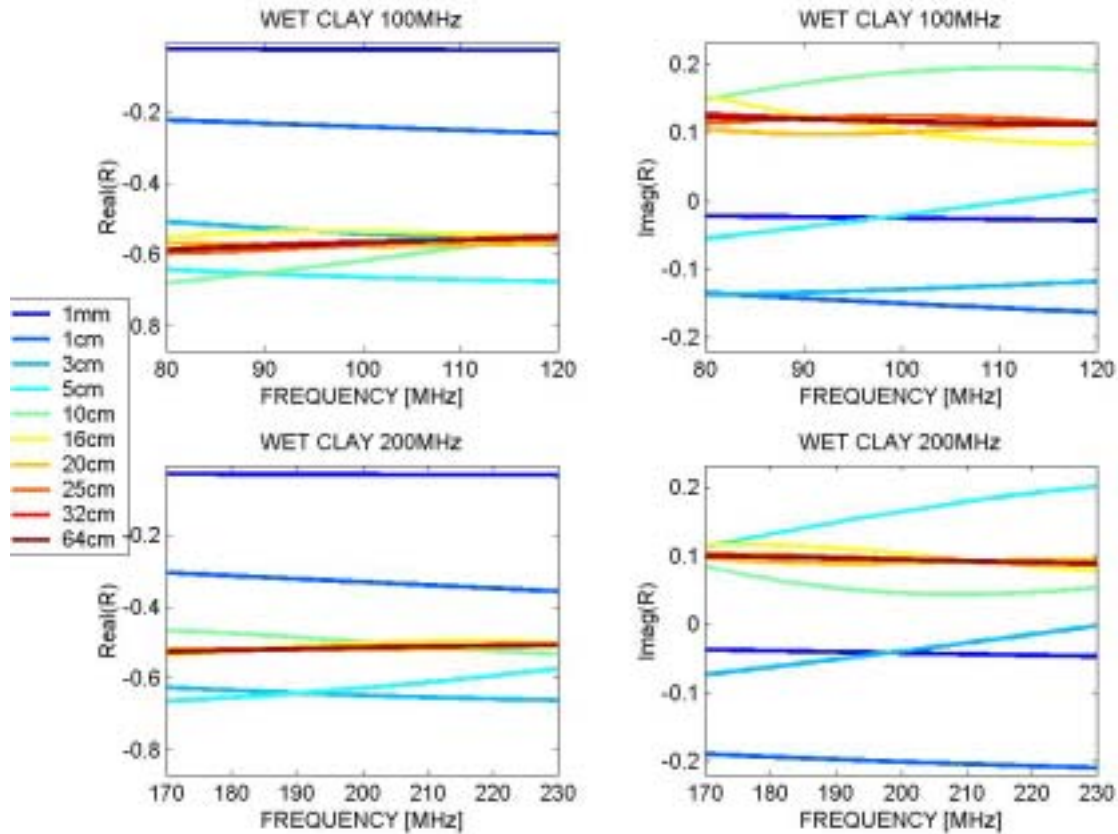


Figure 4.7 : Variations des parties réelles et imaginaires du coefficient de réflexion radar en fonction de la fréquence et de l'épaisseur de fractures remplies d'argile (wet clay) pour 100MHz et 200 MHz

5. Analyses préliminaires : inversion sur l'amplitude du coefficient de réflexion radar par algorithme de voisinage (N.A.)

5.1. Présentation

Nous avons testé l'algorithme de voisinage (N.A.) pour l'inversion uniquement de l'amplitude du coefficient de réflexion, comme déjà réalisée par Grégoire (2001) avec un algorithme de recherche directe systématique (méthode itérative). L'inversion de l'amplitude des coefficients de réflexion a été réalisée pour deux types de fractures rencontrés en milieu calcaire : fractures ouvertes (remplies d'air) et fractures remplies d'argiles. Au cours de ces analyses préliminaires, seules quelques épaisseurs ont été modélisées dans la gamme de fréquence 100 MHz (entre 80 et 120 MHz, soit 40 fréquences considérées) pour des

épaisseurs inférieures à $\lambda/2$ (épaisseur limite de l'interférence des signaux réfléchis sur les deux bords de la fracture).

5.2. Fractures ouvertes remplies d'air

A 100 MHz, la longueur d'onde des ondes radar dans l'air est de 300 cm. L'air, qui est un diélectrique parfait, est caractérisé par le triplet de Jonscher suivant : $n=1$, $\chi_r=0$ et $\varepsilon_\infty=1$. Les paramètres effectifs de l'air (permittivité et conductivité) calculés à 100 MHz sont : $\varepsilon_r=1$ et $\sigma_r=0$ mS/m (voir Tableau 4.1). L'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion a été testée pour trois épaisseurs de fractures : $d=20$ cm ($\lambda/15$), $d=75$ cm ($\lambda/4$) et $d=100$ cm ($\lambda/3$).

L'inversion a été réalisé en aveugle (tous les paramètres de la fractures sont inconnus), ou en incluant des informations *a priori* sur le remplissage et/ou l'épaisseur. Les paramètres du milieu de propagation (calcaire) sont supposés connus (voir Tableau 4.1).

5.2.1. Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher et sur l'épaisseur (n , χ_r , ε_∞ , d)

L'inversion a été réalisée en aveugle, c'est-à-dire sans aucune information *a priori* sur le remplissage et l'épaisseur de la fracture. L'espace des 4 paramètres à été laissé libre durant l'inversion de la façon suivante : n varie entre 0.1 et 1, χ_r varie entre 0 et 50, ε_∞ varie entre 1 et 81, et l'épaisseur d varie entre 1 cm et 100 cm. Pour chaque processus d'inversion, l'algorithme de voisinage a généré 5050 modèles définis par un couple de 4 paramètres (n , χ_r , ε_∞ et d) et associés à une valeur de RMS. Le processus d'inversion a été lancé 10 fois, avec des germes aléatoires différents. Sur la Figure 4.8 et la Figure 4.9, nous avons superposé les résultats des 10 processus d'inversion, soit 50500 modèles calculés. Un code de couleur allant du rouge pour les meilleurs RMS (moins de 0.1% d'erreur), au bleu pour les plus mauvais RMS (supérieur à 100% d'erreur), permet de valider le résultat.

Les résultats d'inversion des coefficients de réflexion associés à deux fractures ouvertes de 20 cm d'épaisseur (Figure 4.8) et de 75 cm d'épaisseur (Figure 4.9) montrent que ni les paramètres de remplissage (n , χ_r , ε_∞), ni les épaisseurs (d) ne sont déterminés correctement, alors que les RMS calculés sont très faibles. Les épaisseurs de fractures obtenues après inversion sont très loin des épaisseurs modélisées. Pour les meilleures RMS, l'inversion trouve une épaisseur de 2 cm au lieu de 20 cm, et de 8 cm au lieu de 75 cm. Les paramètres de remplissage (n , χ_r et ε_∞) de la fracture sont très mal contraints. Le paramètre n varie entre 0.6 et 0.97, le paramètre χ_r entre 8 et 50, et le paramètre ε_∞ entre 26 et 81.

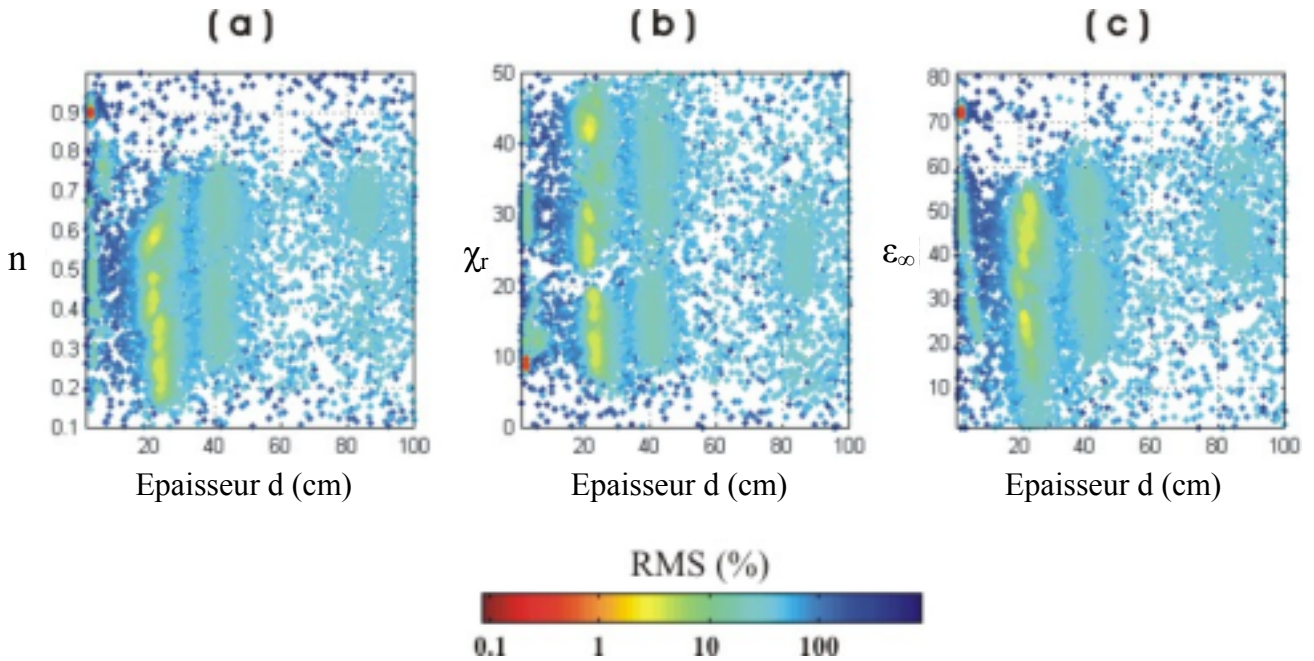


Figure 4.8 : Résultats des 50500 modèles calculés après l'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion correspondant à une fracture ouverte de 20 cm remplie d'air ($n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $d=20$ cm). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. L'inversion converge vers une mauvaise solution (point rouge, $RMS=0.1\%$) très loin de la solution réelle.

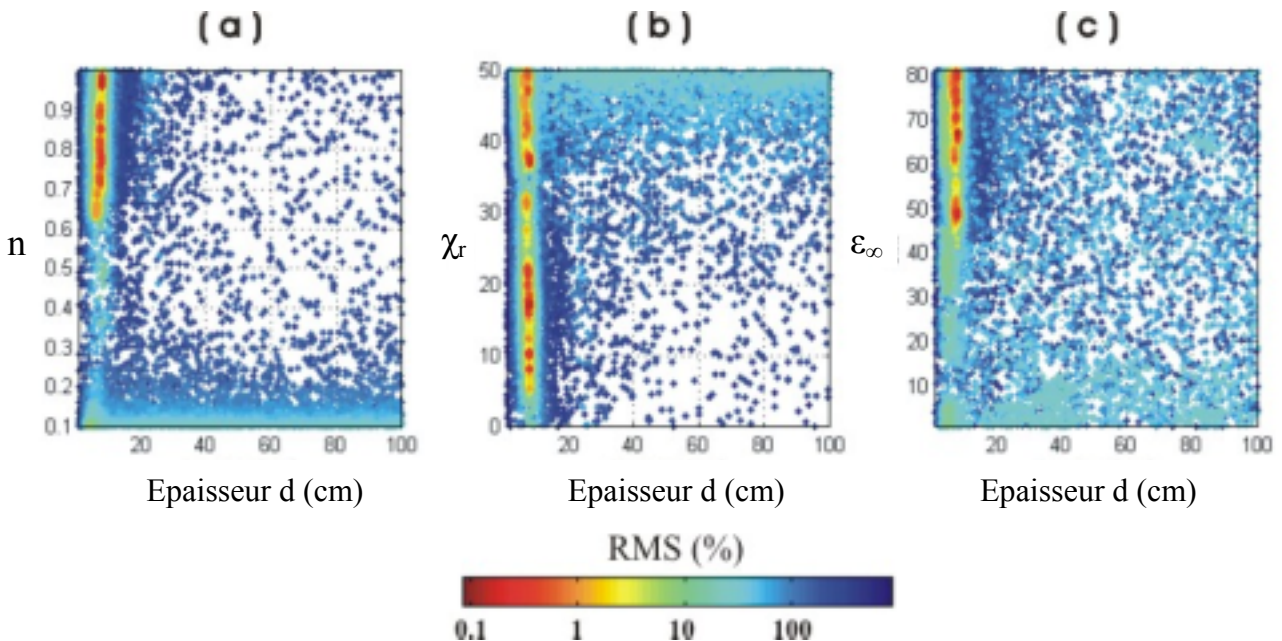


Figure 4.9 : Résultats des 50500 modèles calculés après inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion correspondant à une fracture de 75 cm remplie d'air ($n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $d=75$ cm). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. On observe qu'il existe plusieurs solutions acceptables en rouge ($RMS < 1\%$) très éloignées de la réalité.

Les paramètres effectifs ϵ_r (permittivité) et σ_r (conductivité) ont été recalculés après inversion, pour les différents couples de paramètres de Jonscher. Ils indiquent que le matériau de remplissage de la fracture n'est pas de l'air. En effet, pour les deux exemples illustrés précédemment, on obtient une permittivité ϵ_r comprise entre 81.3 et 83 (au lieu de 1 pour l'air), et une conductivité σ_r comprise entre 3 et 8 mS/m (au lieu de 0). Ces paramètres sont très proches des valeurs pour l'eau (voir Tableau 4.1, plus haut). Une synthèse des paramètres d'épaisseurs et de remplissage calculés après inversion, est présentée dans le Tableau 4.2 ci-dessous pour les trois épaisseurs de fractures modélisées (d_{mod}). Même si les RMS sont relativement faibles, l'inversion sur les quatre paramètres (3 paramètres de Jonscher et l'épaisseur) n'est pas satisfaisante car les valeurs retrouvées sont très éloignées de la solution réelle.

Tableau 4.2 : Résultats d'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion dans le cas de fractures ouvertes (remplies d'air). L'inversion est réalisée sur les 3 paramètres de Jonscher (n , χ_r , ϵ_∞) et sur l'épaisseur (d).

Epaisseur modélisée	Epaisseur calculée après inversion	Paramètres de Jonscher calculés après inversion			Paramètres effectifs calculés après inversion			RMS (%)
		n	χ_r	ϵ_∞	$\epsilon_e' = \epsilon_r$	ϵ_e''	σ_r (mS/m)	
d_{mod} (cm)	d (cm)							
20	2.2	0.9	9.72	71.6	81.3	1.56	8.6	0.37
75	7.9	0.98	16.8	66.7	83.6	0.52	3	0.15
100	10.1	0.93	43.53	50.62	94.15	4.8	26.7	1.07
Solution attendue pour l'air : $n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $\epsilon_r=1$ et $\sigma_r=0$ mS/m								

5.2.2. Inversion sur les 3 paramètres de remplissage (n , χ_r , ϵ_∞)

Dans certains cas, l'épaisseur de la fracture peut être connue, comme c'est le cas sur le site des Rocher de la Bourgeoise (site 2) où la fracture ouverte est visible en surface. Pour simuler ce cas, l'inversion a donc été réalisée en fixant l'épaisseur de la fracture, et en ne laissant varier que les 3 paramètres de Jonscher du remplissage. Pour les trois épaisseurs modélisées (20, 75 et 100 cm), l'inversion n'est de nouveau pas satisfaisante (Tableau 4.3). Les différents modèles calculés par l'inversion convergent tous vers une mauvaise solution unique, avec des RMS compris entre 6 et 50%. De ce fait, le remplissage retrouvé après inversion ne correspond pas à l'air.

Tableau 4.3 : Résultats d'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion dans le cas de fractures ouvertes (remplies d'air). L'inversion est réalisée sur les 3 paramètres de Jonscher (n , χ_r , ϵ_∞).

Epaisseur modélisée	Epaisseur calculée après inversion	Paramètres de Jonscher calculés après inversion			Paramètres effectifs calculés après inversion			RMS (%)
		n	χ_r	ϵ_∞	$\epsilon_e' = \epsilon_r$	ϵ_e''	σ_r (mS/m)	
d_{mod} (cm)	d (cm)							
20	fixée	0.61	49.41	23.76	73.17	34.72	193	5.9
75	fixée	0.1	50	2.59	62.88	315.7	1753	29.2
100	fixée	0.1	42.22	54.02	96.24	266.56	1480	52.9
Solution attendue pour l'air : $n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $\epsilon_r=1$ et $\sigma_r=0$ mS/m								

5.2.3. Inversion sur 2 paramètres (ϵ_∞ , d)

L'inversion a été réalisée en fixant n à 1 et χ_r à 0, comme si la conductivité était connue. Les résultats sont présentés dans le Tableau 4.4. Pour une fracture ouverte de 20 cm, l'inversion donne de très bons résultats (RMS proches de 0). Pour les deux autres épaisseurs modélisées (75 et 100 cm), les épaisseurs calculées après inversion sont très éloignées de la solution réelle, alors que les valeurs de RMS sont faibles. L'inversion trouve des épaisseurs de 8 cm et 10 cm, au lieu de 75 cm et 100 cm, et la permittivité retrouvée est égale à 81 fois celle de l'air.

Tableau 4.4 : Résultats d'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion dans le cas de fractures ouvertes (remplies d'air). L'inversion est réalisée sur 2 paramètres (ϵ_∞ et d).

Epaisseur modélisée	Epaisseur calculée après inversion	Paramètres de Jonscher calculés après inversion			Paramètres effectifs calculés après inversion			RMS (%)
		n	χ_r	ϵ_∞	$\epsilon_e' = \epsilon_r$	ϵ_e''	σ_r (mS/m)	
d_{mod} (cm)	d (cm)							
20	20	fixé	fixé	1	1	fixé	fixé	0.01
75	8.1	fixé	fixé	81	81	fixé	fixé	3.4
100	10.8	fixé	fixé	81	81	fixé	fixé	5.8
Solution attendue pour l'air : $\epsilon_\infty=1$ et $\epsilon_r=1$								

5.2.4. Inversion sur l'épaisseur (d)

Dans le cas où la nature du remplissage est connue, l'inversion peut être réalisée en fixant les 3 paramètres de Jonscher. Pour les 3 fractures ouvertes modélisées, les valeurs d'épaisseurs calculées après inversion sont très proches de celles modélisées, et les valeurs de RMS sont très faibles.

Tableau 4.5 : Résultats d'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion dans le cas de fractures ouvertes (remplies d'air). L'inversion est réalisée uniquement sur l'épaisseur (d).

Epaisseur modélisée	Epaisseur calculée après inversion	Paramètres de Jonscher calculés après inversion			Paramètres effectifs calculés après inversion			RMS (%)
		n	χ_r	ε_∞	$\varepsilon_e' = \varepsilon_r$	ε_e''	σ_r (mS/m)	
d_{mod} (cm)	d (cm)							
20	20	fixé	fixé	fixé	fixé	fixé	Fixé	0.001
75	75	fixé	fixé	fixé	fixé	fixé	Fixé	0.001
100	100	fixé	fixé	fixé	fixé	fixé	Fixé	0.001

5.3. Fractures remplies d'argile

L'argile considérée dans cette étude est caractérisée par le triplet de Jonscher suivant : $n=0.25$, $\chi_r=30$ et $\varepsilon_\infty=55$ (voir Tableau 4.1, plus haut). Les paramètres effectifs (permittivité et conductivité) de l'argile calculés à 100 MHz sont $\varepsilon_r=85$ et $\sigma_r=402$ mS/m. A 100 MHz, la longueur d'onde des ondes radar dans l'argile est de 32 cm. L'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion a été testée pour trois épaisseurs de fractures remplies d'argile : $d=3$ cm ($\lambda/10$), $d=8$ cm ($\lambda/4$) et $d=16$ cm ($\lambda/2$). Comme pour le cas précédent, l'inversion a d'abord été réalisée en aveugle (tous les paramètres de la fracture sont inconnus), puis en fixant un ou plusieurs paramètres, en incluant des informations a priori sur le remplissage et/ou l'épaisseur. Les paramètres du milieu de propagation (calcaire) sont là aussi supposés connus.

5.3.1. Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher et sur l'épaisseur (n , χ_r , ε_∞ , d)

L'inversion a été réalisée sans aucune information a priori avec un espace des paramètres défini de la façon suivante : n varie entre 0.1 et 1, χ_r varie entre 0 et 50, ε_∞ varie entre 1 et 81, et l'épaisseur d varie entre 1 cm et 100 cm. Comme précédemment, l'algorithme de voisinage a généré 50500 jeux de 4 paramètres (n , χ_r , ε_∞ et d) associés à une valeur de RMS. Le processus d'inversion a été lancé 10 fois, avec des germes aléatoires différents. Les résultats d'inversion des coefficients de réflexion correspondant aux trois épaisseurs de fractures remplies d'argile modélisées (3, 8 et 16 cm) sont présentés dans le Tableau 4.6. La Figure 4.10 et la Figure 4.11 illustrent respectivement les résultats d'inversion correspondant aux fractures de 3 et de 8 cm d'épaisseur.

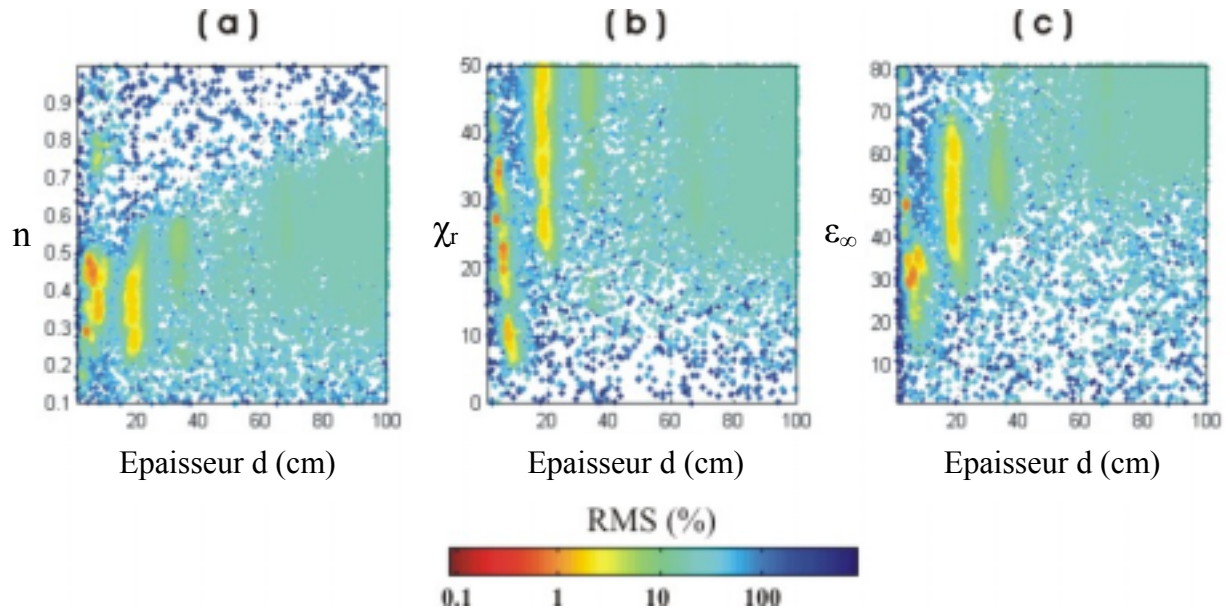


Figure 4.10 : Résultats des 50500 modèles après inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion correspondant à une fracture de 3 cm remplie d'argile ($n=0.25$, $\chi_r=30$, $\epsilon_\infty=55$, $d=3\text{cm}$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. On observe qu'il existe plusieurs solutions acceptables très éloignées de la réalité.

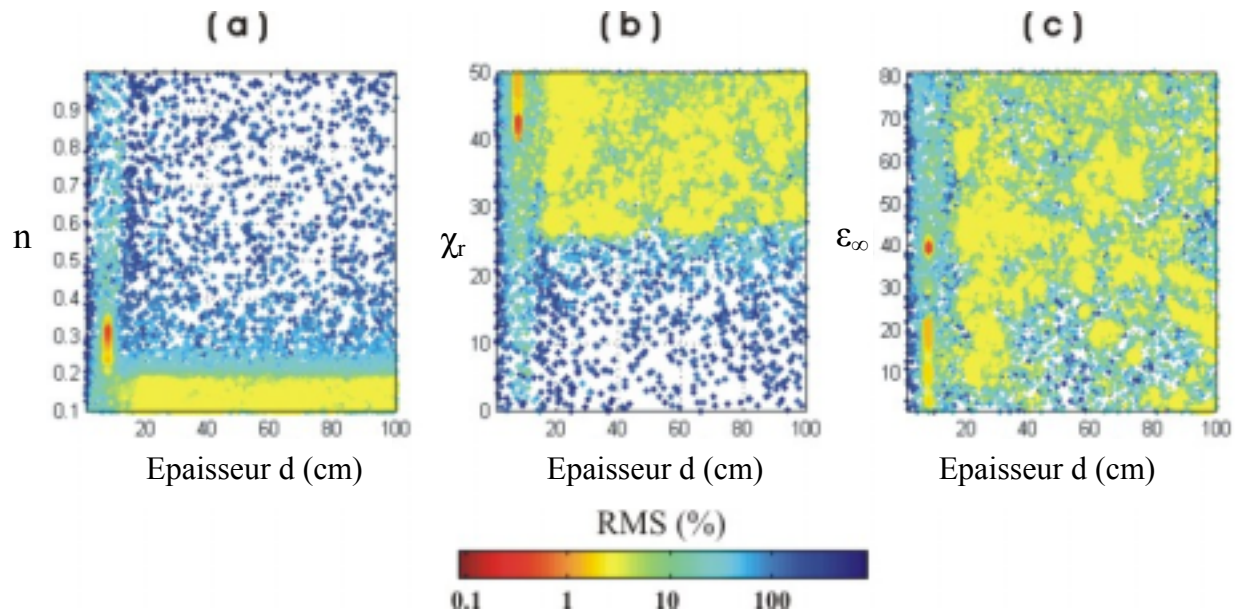


Figure 4.11 : Résultats des 50500 modèles après inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion correspondant à une fracture de 8 cm remplie d'argile ($n=0.25$, $\chi_r=30$, $\epsilon_\infty=55$, $d=8\text{cm}$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. On observe qu'il existe plusieurs solutions acceptables très éloignées de la réalité (en jaune, $\text{RMS} < 5\%$).

Pour les RMS acceptables, inférieurs à 5% (du rouge au jaune), il existe énormément de solutions possibles, ainsi qu'une grande variation des paramètres. Si l'inversion arrive à se rapprocher de la bonne solution pour les meilleurs RMS (en rouge), il existe également beaucoup d'autres solutions possibles incohérentes pour des RMS acceptables (jaune, 5%). Pour des valeurs de RMS acceptables (5%), l'inversion ne converge pas vers une solution unique. En particulier, l'épaisseur calculée après inversion est très mal contrainte, et souvent très loin de la solution réelle modélisée.

Les valeurs des paramètres correspondant aux meilleurs RMS ont été reportées dans le Tableau 4.6 ci-dessous. Pour des RMS faibles, il arrive que les paramètres de remplissage n , χ_r et ε_∞ retrouvés par inversion soient proches de la bonne solution. En moyenne, le calcul des paramètres effectifs donne des valeurs permittivité (entre 75 et 90) et de conductivité (entre 309 et 439 mS/m) qui se rapprochent de la solution réelle ($\varepsilon_r=85$ et $\sigma_r=402$ mS/m). Les résultats d'inversion sur l'amplitude du coefficient de réflexion ne sont cependant pas satisfaisants. Dans l'espace des paramètres considéré, il existe de grandes zones de faibles valeurs de RMS, pour lesquelles les solutions calculées sont différentes de celles modélisées (Figure 4.11).

Tableau 4.6 : Résultats d'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion dans le cas de fractures remplies d'argile. L'inversion est réalisée sur les 3 paramètres de Jonscher (n , χ_r , ε_∞) et sur l'épaisseur (d).

Epaisseur modélisée	Epaisseur calculée après inversion	Paramètres de Jonscher calculés après inversion			Paramètres effectifs calculés après inversion			RMS (%)
		n	χ_r	ε_∞	$\varepsilon_e' = \varepsilon_r$	ε_e''	σ_r (mS/m)	
d_{mod} (cm)	d (cm)							
3	3.6	0.29	27.26	47.67	74.93	55.64	309	0.76
8	7.85	0.31	43.15	39.52	82.67	79.15	439.6	0.45
16	31.8	0.41	38.9	51.12	90.02	73.46	408.1	1.3
Solution attendue pour l'argile : $n=0.25$, $\chi_r=30$, $\varepsilon_\infty=55$, $\varepsilon_r=85$, $\varepsilon_e''=72.4$ et $\sigma_r=402$ mS/m								

5.3.2. Inversion sur 3 paramètres (n , χ_r , ε_∞)

L'inversion a été réalisée en fixant l'épaisseur de la fracture durant le processus d'inversion. Les résultats des paramètres de remplissage n , χ_r , et ε_∞ , calculés par l'algorithme de voisinage sont très proches de ceux modélisés, et montrent des valeurs de RMS proches de zéro (Tableau 4.7). Le paramètre n varie entre 0.2 et 0.36, le paramètre χ_r varie entre 23 et 46 et le paramètre ε_∞ entre 42 et 61. L'inversion parvient à retrouver les paramètres effectifs de

remplissage puisque la permittivité tend vers 85 (valeur correcte) tout comme la conductivité qui oscille entre 390 et 415 mS/m (au lieu de 402 mS/m).

Tableau 4.7 : Résultats d'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion dans le cas de fractures remplies d'argile. L'inversion est réalisée sur les 3 paramètres de Jonscher (n , χ_r , ϵ_∞).

Epaisseur modélisée	Epaisseur calculée après inversion	Paramètres de Jonscher calculés après inversion			Paramètres effectifs calculés après inversion			RMS (%)
		n	χ_r	ϵ_∞	$\epsilon_e' = \epsilon_r$	ϵ_e''	σ_r (mS/m)	
3	fixé	0.29	35.05	50.54	85.59	71.54	397.4	0.08
8	fixé	0.27	32.54	52.47	85.01	72.06	400.3	0.01
16	fixé	0.24	29.98	55.01	85	72.37	402	0.001
Solution attendue pour l'argile : $n=0.25$, $\chi_r=30$, $\epsilon_\infty=55$, $\epsilon_r=85$, $\epsilon_e''=72.4$ et $\sigma_r=402$ mS/m								

5.3.3. Inversion sur 2 paramètres (ϵ_∞ , d)

L'inversion a été réalisée en fixant n à 0.25 et χ_r à 30 comme si la conductivité de l'argile était connue. Une synthèse des meilleurs résultats est présentée dans le Tableau 4.8. Pour une épaisseur de fracture $d=3$ cm, l'inversion ne retrouve pas les bons paramètres d'épaisseur et de permittivité. Pour les deux autres épaisseurs modélisées ($d=8$ cm, et $d=16$ cm) l'inversion donne de bons résultats, avec des valeurs très proches de la bonne solution.

Tableau 4.8 : Résultats d'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion dans le cas de fractures remplies d'argile. L'inversion est réalisée sur 2 paramètres de Jonscher (ϵ_∞ et d).

Epaisseur modélisée	Epaisseur calculée après inversion	Paramètres de Jonscher calculés après inversion			Paramètres effectifs calculés après inversion			RMS (%)
		n	χ_r	ϵ_∞	$\epsilon_e' = \epsilon_r$	ϵ_e''	σ_r (mS/m)	
3	4.1	fixé	fixé	25.23	55.23	fixé	fixé	8.9
8	8	fixé	fixé	55	85	fixé	fixé	0.001
16	16.4	fixé	fixé	50.29	80.29	fixé	fixé	1.1
Solution attendue pour l'argile : $\epsilon_\infty=55$ et $\epsilon_r=85$								

5.3.4. Inversion sur l'épaisseur (d)

L'inversion a été réalisée en fixant les 3 paramètres de Jonscher, comme si le remplissage (argile) de la fracture était connu. Pour les trois cas de fractures considérées, l'inversion retrouve parfaitement les trois épaisseurs modélisées, avec des RMS proches de zéro.

Tableau 4.9 : Résultats d'inversion de l'amplitude du coefficient de réflexion dans le cas de fractures remplies d'argile. L'inversion est réalisée uniquement sur l'épaisseur (d).

Épaisseur modélisée	Épaisseur calculée après inversion	Paramètres de Jonscher calculés après inversion			Paramètres effectifs calculés après inversion			RMS (%)
		n	χ_f	ϵ_∞	$\epsilon_e' = \epsilon_r$	ϵ_e''	σ_r (mS/m)	
d_{mod} (cm)	d (cm)							
3	3	fixé	fixé	fixé	fixé	fixé	fixé	0.001
8	8	fixé	fixé	fixé	fixé	fixé	fixé	0.001
16	16	fixé	fixé	fixé	fixé	fixé	fixé	0.001

5.4. Conclusion sur l'inversion de l'amplitude de R

D'une manière générale, l'inversion de l'amplitude des coefficients de réflexion, réalisée en aveugle, c'est-à-dire sans informations a priori, ne permet pas de retrouver les paramètres de remplissage, et l'épaisseur des fractures modélisées. Lorsque certains paramètres sont connus, l'inversion sur l'amplitude du coefficient de réflexion arrive, dans certains cas, à retrouver la solution réelle. Pour des fractures ouvertes (remplies d'air), les résultats de l'inversion ne sont corrects que si le remplissage de la fracture est connu. Pour des fractures remplies d'argile, les résultats de l'inversion ne sont satisfaisants que si l'épaisseur ou certains paramètres du remplissage de la fracture sont connus.

En pratique, le traitement des données réelles se fait la plupart du temps en aveugle, sans informations a priori. Cette étude préliminaire a montré que l'inversion réalisée uniquement sur l'amplitude du coefficient de réflexion, donne des résultats relativement décevants. Ceci peut s'expliquer par le fait que le déphasage créé par la fracture n'est pas pris en compte. Cette information est cependant primordiale pour la caractérisation du matériau de remplissage des fractures. Afin de tenir compte de l'influence du déphasage, nous avons choisi par la suite de réaliser simultanément l'inversion sur les parties réelles et imaginaires des coefficients de réflexion radar, dans la gamme des fréquences considérées.

6. Inversion des parties réelle et imaginaire des coefficients de réflexion radar par algorithme de voisinage

6.1. Présentation

Nous avons vu précédemment que l'inversion uniquement de l'amplitude du coefficient de réflexion n'était pas satisfaisante. A partir de maintenant, l'inversion sera réalisée sur les parties réelle et imaginaire du coefficient de réflexion, et prend désormais en compte les variations d'amplitude et de phase, qui sont des informations essentielles pour la caractérisation des fractures. Dans ces paragraphes, nous allons tester la validité de la méthode d'inversion des coefficients de réflexion radar théoriques par algorithme de voisinage, sur deux types de fractures rencontrées sur les deux sites d'études présentés au Chapitre 3 :

- Fractures remplies d'argile (Site 1, Rocher du Mollard, Chartreuse)
- Fractures ouvertes « remplies » d'air (Site 2, Rochers de la Bourgeoise, Vercors)

Tout au long de cette étude, les paramètres de Jonscher de la matrice calcaire ont été choisis d'après les mesures effectuées sur le même type de calcaire par Grégoire (2001). Les paramètres de Jonscher du calcaire sont : $n=0.82$, $\chi_r=0.94$, et $\epsilon_\infty=8.14$.

Les paramètres de Jonscher des deux matériaux de remplissage (air, argile) sont présentés dans le Tableau 4.10 ci-dessous. Les valeurs des paramètres de Jonscher de l'argile sont également tirées des mesures de Grégoire (2001). Les valeurs en gras correspondent aux paramètres de remplissage qui devront être théoriquement retrouvés après le processus d'inversion.

Tableau 4.10 : Paramètres de Jonscher (n , χ_r , ϵ_∞), paramètres effectifs (ϵ_r , σ_r) et longueur d'onde (λ) pour les deux matériaux de remplissage des fractures (air et argile).

	n	χ_r	ϵ_∞	ϵ_r 100MHz	$\lambda_{100\text{MHz}}$	σ_r 100MHz	ϵ_r 200MHz	$\lambda_{200\text{MHz}}$	σ_r 200MHz
<i>Air</i>	1	0	1	1	300 cm	0 mS/m	1	150 cm	0 mS/m
<i>Argile</i>	0.25	30	55	85	32.5 cm	402 mS/m	72.83	17.5 cm	478 mS/m

Les valeurs d'épaisseurs modélisées pour le calcul des coefficients de réflexion dépendent de la longueur d'onde λ à la fréquence considérée, et varient de $\lambda/30$ à 2λ . L'inversion des parties réelles et imaginaires des coefficients de réflexion a été réalisée dans

la gamme de fréquences 80-120 MHz (pour 100 MHz, 40 fréquences considérées) et 170-230 MHz (pour 200 MHz, 60 fréquences considérées).

6.2. Fractures remplies d'argile

Afin de tester la capacité de l'inversion à retrouver les caractéristiques des fractures, les paramètres de Jonscher de l'argile ainsi que l'épaisseur sont laissés libres durant l'inversion, comme suit : n varie entre 0.1 et 1, χ_r varie entre 0 et 50, ϵ_∞ de 1 à 81, et l'épaisseur de la fracture (d) de 1 cm à 100 cm. L'inversion des coefficients de réflexion radar a été réalisée pour différentes épaisseurs de fractures allant de 2 cm à 64 cm.

6.2.1. Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher et sur l'épaisseur (n , χ_r , ϵ_∞ , d)

Pour chaque épaisseur, 10 processus d'inversion ont été lancés avec des germes aléatoires différents. Le jeu de paramètre n , χ_r , ϵ_∞ , et d correspondant au meilleur RMS de chaque processus d'inversion a été pointé sur la Figure 4.12 (100 MHz) et la Figure 4.13 (200 MHz), soit 10 points par épaisseur modélisée. Sur chaque figure, l'épaisseur a été normalisée par la longueur d'onde correspondante, pour que les résultats à différentes fréquences soient comparables.

- **Interprétations sur les paramètres de Jonscher :**

Pour les bons RMS (en rouge, entre 0.1 et 1%), le paramètre n est moyennement bien contraint (Figure 4.12a et Figure 4.13a) avec des valeurs comprises entre 0.1 et 0.4 (valeur exacte : 0.25). De même, la valeur de χ_r varie entre 15 et 50 (Figure 4.12b et Figure 4.13b) au lieu de 30. Les paramètres n et χ_r dépendent en fait l'un de l'autre. Au cours de l'inversion, ils ont tendance à s'ajuster pour expliquer au mieux les données (Figure 4.12d et Figure 4.13d). L'inversion a également des difficultés à contraindre la permittivité infinie, puisqu'elle varie entre 35 et 65 pour les bons RMS (au lieu de 55). La solution exacte des paramètres de Jonscher du remplissage d'argile ($n=0.25$, $\chi_r=30$, $\epsilon_\infty=55$) est représentée par un trait noir en pointillés sur les figures ci-dessous.

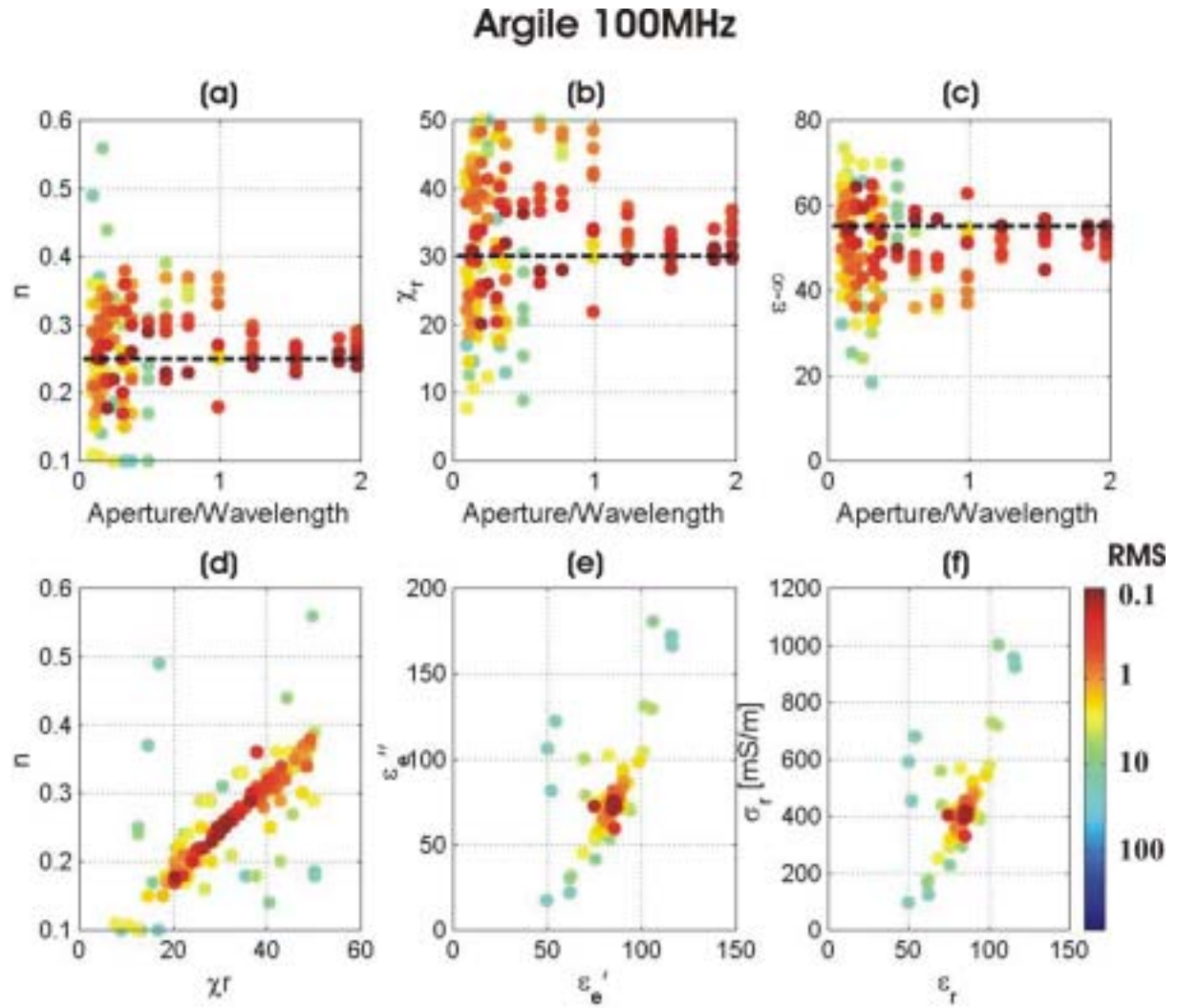


Figure 4.12 : Résultats d'inversion des coefficients de réflexions théoriques par algorithme de voisinage pour des fractures remplies d'argile (100MHz, $\lambda = 32.5$ cm). Paramètres de Jonscher (n , χ_r , ε_∞) en fonction du rapport d/λ (a), (b) et (c). Paramètre n en fonction de χ_r (d). Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective (e). Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité (f). Les paramètres de remplissage de l'argile à retrouver sont : $n=0.25$, $\chi_r = 30$, $\varepsilon_\infty=55$, $\varepsilon_e'=\varepsilon_r=85$, $\varepsilon_e''=72.42$, $\sigma_e'=\sigma_r=402$ mS/m.

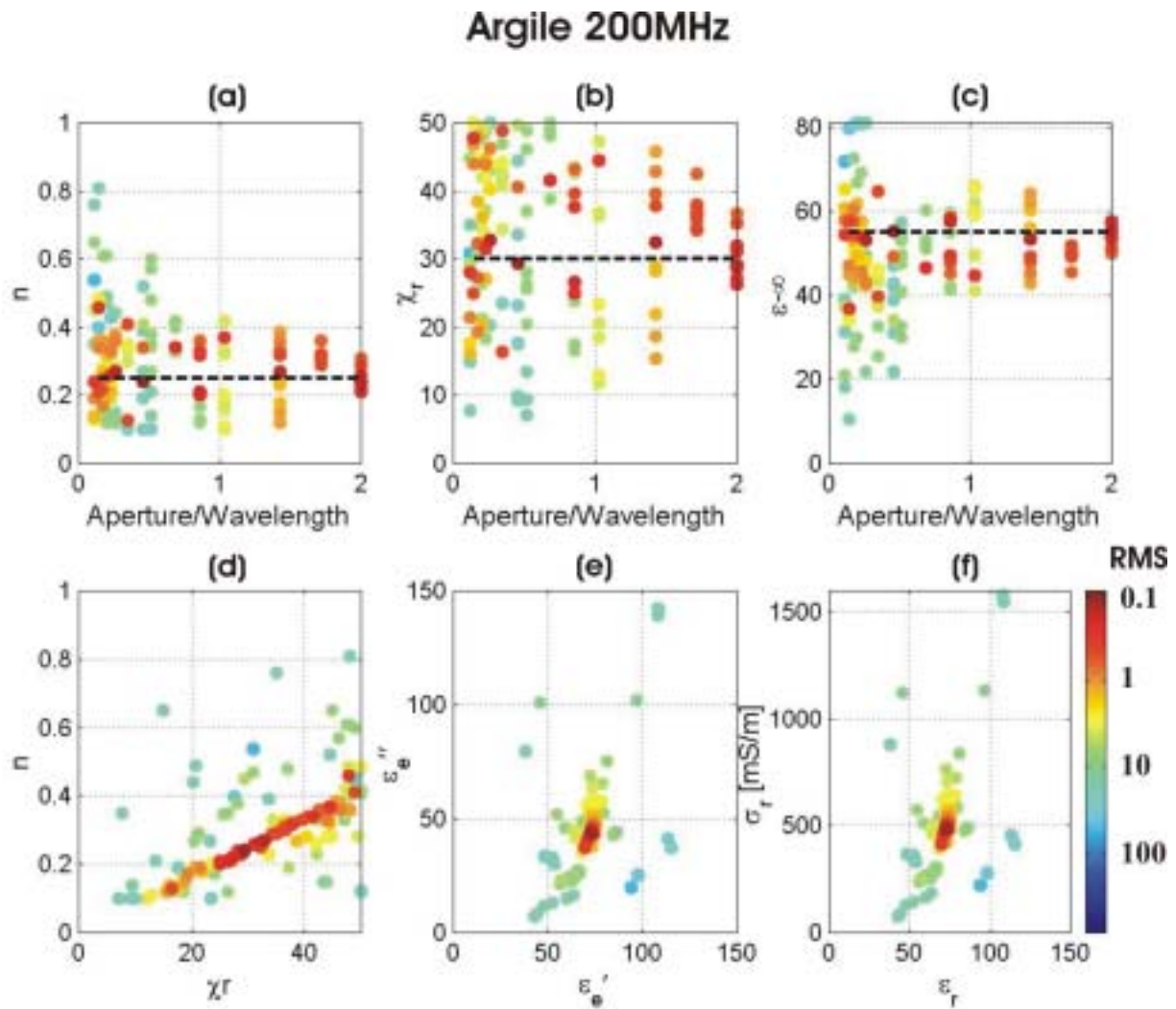


Figure 4.13 : Résultats d'inversion des coefficients de réflexions théoriques par algorithme de voisinage pour des fractures remplies d'argile (200MHz, $\lambda = 17.5$ cm). Paramètres de Jonscher (n , χ_r , ϵ_{∞}) en fonction du rapport d/λ (a), (b) et (c). Paramètre n en fonction de χ_r (d). Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective (e). Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité (f). Les paramètres de remplissage de l'argile à retrouver sont : $n=0.25$, $\chi_r = 30$, $\epsilon_{\infty}=55$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=72.83$, $\epsilon_e''=43.06$, $\sigma_e'=\sigma_r=478$ mS/m.

- **Interprétations sur les paramètres effectifs :**

Si les paramètres de Jonscher semblent mal contraints lors de l'inversion, en revanche, les parties réelle et imaginaire de la permittivité effective, calculées aux fréquences considérées, sont très bien contraintes, et l'inversion converge vers une solution unique semblable au modèle initial (Figure 4.12e et Figure 4.13e). A 100 MHz, l'inversion trouve $\epsilon_e'=85$ et $\epsilon_e''=72.47$ (au lieu de $\epsilon_e'=85$ et $\epsilon_e''=72.42$), et à 200 MHz l'inversion donne $\epsilon_e'=72.87$ et $\epsilon_e''=43.01$ (au lieu de $\epsilon_e'=72.83$ et $\epsilon_e''=43.06$). La permittivité effective (ϵ_e' et ϵ_e''), caractéristique des matériaux géologiques, confirme que les fractures sont remplies d'argile. Les parties réelle et imaginaire de la permittivité effective peuvent être directement

reliées aux paramètres effectifs : permittivité effective relative (ϵ_r) et conductivité effective (σ_r). L'inversion retrouve donc bien les bons paramètres de remplissage pour toutes les épaisseurs modélisées, comme le montrent la Figure 4.12f et la Figure 4.13f, où les paramètres effectifs de permittivité ($\epsilon_{r100\text{MHz}}=85$ et $\epsilon_{r200\text{MHz}}=72.87$) et de conductivité ($\sigma_{r100\text{MHz}}=402$ mS/m et $\sigma_{r200\text{MHz}}=478$ mS/m), calculés à partir des paramètres de Jonscher, sont identiques à ceux du modèle de l'argile (voir Tableau 4.10, plus haut).

- **Interprétation sur l'épaisseur**

Les résultats d'inversion des fractures remplies d'argile présentent de très bons RMS (inférieurs à 0.1%) pour toutes les épaisseurs modélisées à 100 et 200 MHz. Les résultats des épaisseurs calculées après inversion, ont été comparés avec les épaisseurs modélisées (Figure 4.14a et Figure 4.15a). Cependant, même si les valeurs de RMS sont très faibles, les valeurs d'épaisseurs calculées après inversion ne sont pas toujours correctes. L'inversion retrouve les bonnes épaisseurs pour des valeurs de $d \leq \lambda$, mais au-delà de cette valeur limite, il existe plusieurs épaisseurs possibles avec de très bons RMS (dont la bonne solution). En revanche, les paramètres effectifs du remplissage sont très bien contraints : la permittivité (Figure 4.14b et Figure 4.15b) ainsi que la conductivité (Figure 4.14c et Figure 4.15c) sont très bien retrouvées après inversion, pour toutes les valeurs d'épaisseur modélisées (les traits noirs en pointillés représentent les bonnes solutions).

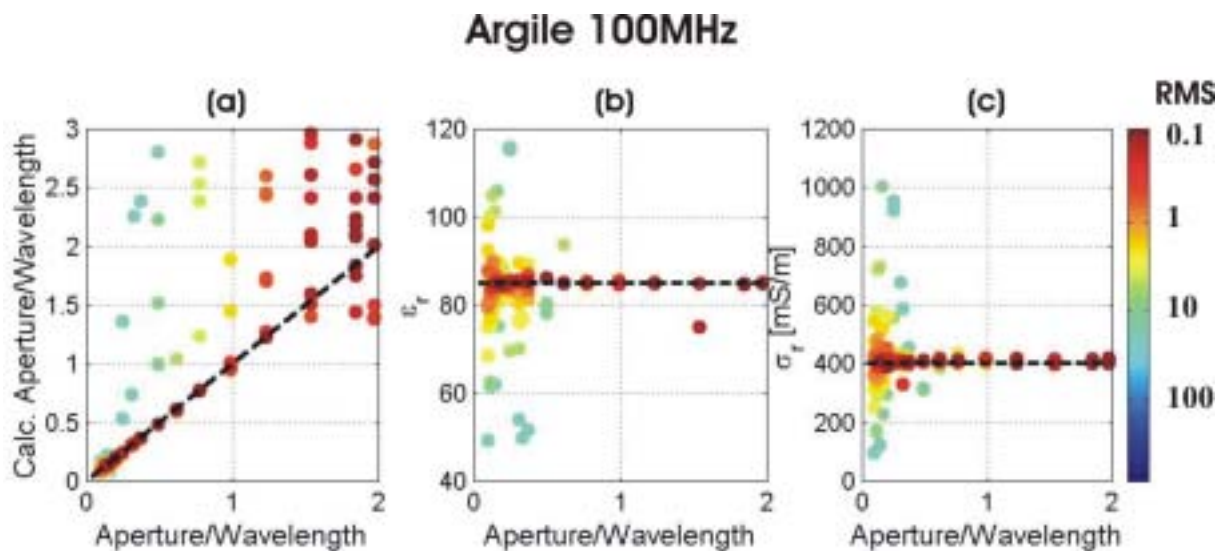


Figure 4.14 : Synthèse des résultats d'épaisseur et de remplissage, calculés après inversion pour 100 MHz dans le cas de fractures remplies d'argile. (a) Epaisseur calculée en fonction de l'épaisseur modélisée (normalisée par la longueur d'onde). (b) Permittivité effective relative en fonction de l'épaisseur modélisée. (c) Conductivité en fonction de l'épaisseur modélisée.

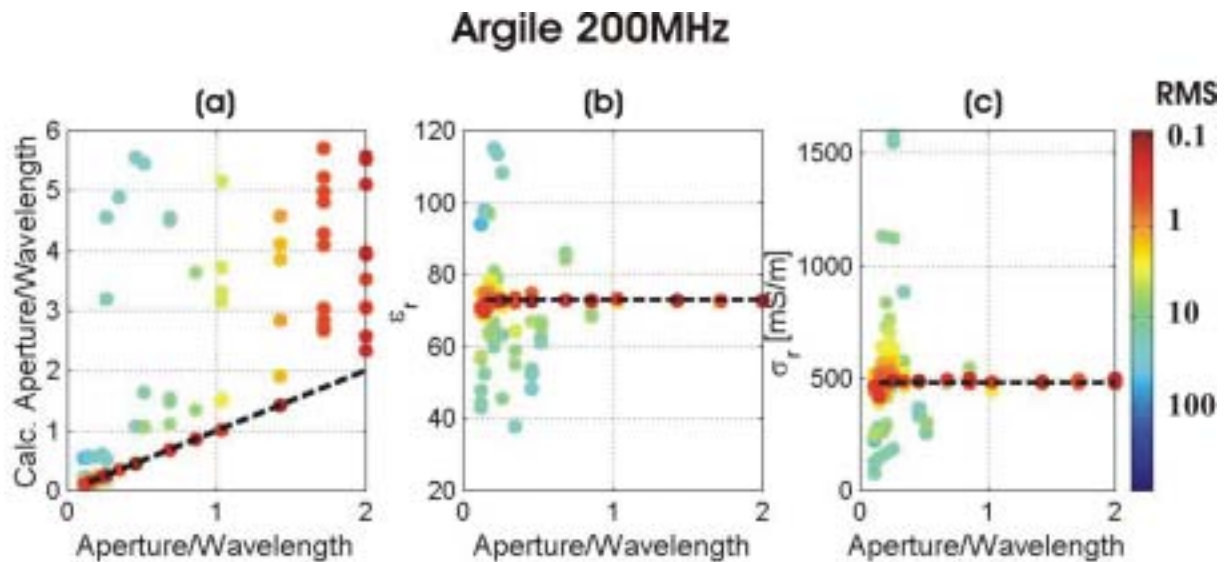


Figure 4.15 : Synthèse des résultats d'épaisseur et de remplissage, calculés après inversion pour 200 MHz dans le cas de fractures remplies d'argile. (a) Epaisseur calculée en fonction de l'épaisseur modélisée (normalisée par la longueur d'onde). (b) Permittivité effective relative en fonction de l'épaisseur modélisée. (c) Conductivité en fonction de l'épaisseur modélisée.

- **Conclusions**

L'inversion par algorithme de voisinage sur les parties réelles et imaginaires du coefficient de réflexion permet de retrouver les paramètres d'épaisseur et de remplissage de fractures remplies d'argile pour $d \leq \lambda$. Au-delà de cette valeur d'épaisseur, le coefficient de réflexion est du même ordre de grandeur pour n'importe quelle épaisseur de fracture (voir explications de la Figure 4.7). L'inversion arrive cependant à bien contraindre les paramètres de remplissage, mais plusieurs épaisseurs sont valides (dont la bonne épaisseur). La solution consiste à fixer les paramètres de Jonscher du remplissage de l'argile retrouvés après inversion, et à relancer le calcul d'inversion pour trouver la bonne épaisseur correspondante. Cette méthode, testée pour différentes épaisseurs de fractures supérieures à la longueur d'onde, a conduit à des résultats très satisfaisants. Cela revient à investiguer un espace restreint des paramètres.

Des tableaux de synthèse des meilleurs résultats d'inversion, obtenus pour chaque valeur d'épaisseur, sont présentés ci-après (Tableau 4.11 et Tableau 4.12), pour chaque gamme de fréquence considérée (100 et 200 MHz). Des calculs d'erreurs ont été réalisés sur les paramètres d'épaisseur et de remplissage (en %), entre les données calculées après inversion et les données modélisées. On constate que les erreurs sur le remplissage sont très faibles quelle que soit l'épaisseur de la fracture modélisée. L'erreur sur l'épaisseur modélisée est faible pour des épaisseurs de fractures inférieures à la longueur d'onde, mais elle atteint de fortes valeurs pour $d > \lambda$.

Tableau 4.11 : Résultats d'inversion pour des fractures remplies d'argile (100 MHz, $\lambda = 32.5$ cm). Les paramètres initiaux (modélisés) à retrouver sont : $n=0.25$, $\chi_r=30$, $\varepsilon_\infty=55$, $\varepsilon_e'=\varepsilon_r=85$, $\varepsilon_e''=72.42$, $\sigma_r=402$ mS/m

Paramètres d'épaisseur				Paramètres de Jonscher du remplissage			Paramètres effectifs du remplissage				
d_{mod} (cm)	d_{calc} (cm)	d_{mod}/λ	erreur (%)	n_{calc}	χ_r calc	ε_∞ calc	ε_r	erreur (%)	ε_e''	σ_r (mS/m)	erreur (%)
3	2.98	0.092	0.67	0.33	42.03	43.23	85.26	0.31	73.68	409	1.74
3.5	3.57	0.107	2.00	0.21	24.98	59.63	84.61	0.46	72.96	405	0.75
4	4.06	0.123	1.50	0.25	29.54	54.73	84.27	0.86	71.31	396	1.49
4.5	4.49	0.138	0.22	0.25	30.78	54.24	85.02	0.02	74.31	413	2.74
5.3	5.21	0.163	1.70	0.27	33.94	51.48	85.42	0.49	75.16	416	3.48
6.4	6.33	0.196	1.09	0.27	33.89	51.08	84.97	0.04	75.05	417	3.73
8	8.02	0.246	0.25	0.22	25.91	59.44	85.35	0.41	71.96	399	0.75
10.6	10.61	0.325	0.09	0.31	37.75	47.33	85.08	0.09	71.29	396	1.49
12	11.99	0.368	0.08	0.26	31.93	53.27	85.2	0.24	73.78	410	1.99
16	15.81	0.491	1.19	0.29	36.32	49.84	86.16	1.36	74.13	412	2.49
20	20	0.614	0.00	0.23	28	56.98	84.98	0.02	74.09	411	2.24
25	24.9	0.768	0.40	0.23	28.08	56.85	84.93	0.08	74.31	413	2.74
32	31.6	0.982	1.25	0.27	33.81	51.33	85.14	0.16	74.88	416	3.48
40	39.9	1.228	0.25	0.249	29.92	55.07	84.99	0.01	72.55	403	0.25
50	66.52	1.535	33.04	0.25	30.02	54.95	84.97	0.04	72.47	402	0.00
60	59.7	1.842	0.50	0.25	30.5	54.59	84.99	0.01	73.63	409	1.74
60	94.6	1.842	57.67	0.249	29.95	55.04	84.99	0.01	72.62	403	0.25
64	78.37	1.965	22.45	0.24	29.87	55.12	84.99	0.01	75.44	419	4.23
64	65.1	1.965	1.72	0.26	31.65	53.34	85	0.00	73.13	406	1.00

Tableau 4.12 : Résultats d'inversion pour des fractures remplies d'argile (200 MHz, $\lambda = 17.5$ cm). Les paramètres initiaux (modélisés) à retrouver sont: $n=0.25$, $\chi_r=30$, $\varepsilon_\infty=55$, $\varepsilon_e'=\varepsilon_r=72.83$, $\varepsilon_e''=43.06$, $\sigma_r=478$ mS/m.

Paramètres d'épaisseur				Paramètres de Jonscher du remplissage			Paramètres effectifs du remplissage				
d_{mod} (cm)	d_{calc} (cm)	d_{mod}/λ	erreur (%)	n_{calc}	χ_r calc	ε_∞ calc	ε_r	erreur (%)	ε_e''	σ_r (mS/m)	erreur (%)
2	2.06	0.114	3.00	0.24	28.1	54.54	71.13	2.33	41.91	465	2.72
2.5	2.53	0.142	1.20	0.21	24.93	57.61	72.02	1.11	42.11	468	2.09
3	2.96	0.171	1.33	0.22	27.25	57.53	73.39	0.77	44.08	489	2.30
3.5	3.55	0.199	1.43	0.32	36.13	49.49	72.04	1.08	41.02	456	4.60
4	4.01	0.228	0.25	0.26	31.47	53.88	72.72	0.15	43.54	484	1.26
4.5	4.49	0.256	0.22	0.27	32.78	53.04	72.8	0.04	43.77	486	1.67
6	6.01	0.341	0.17	0.41	48.91	39.63	72.12	0.97	43.27	481	0.63
6	5.98	0.341	0.33	0.13	16.46	64.66	73.66	1.14	43.48	483	1.05
8	8	0.455	0.00	0.24	29.34	55.35	72.67	0.22	43.75	486	1.67
9	18.71	0.512	107.89	0.27	20.51	53.12	65.48	10.09	23.38	304	36.40
12	11.89	0.683	0.92	0.34	41.56	46.48	72.78	0.07	44.47	494	3.35
15	14.98	0.854	0.13	0.21	26.04	57.67	72.73	0.14	43.98	488	2.09
18	17.73	1.024	1.50	0.37	44.43	44.66	73.36	0.73	43.7	485	1.46
25	25	1.423	0.00	0.32	37.88	49.23	72.87	0.05	43.01	478	0.00
30	49.91	1.707	66.37	0.29	35.63	51.71	73.49	0.91	44.46	493	3.14
30	84.29	1.707	180.97	0.31	36.47	50.32	72.92	0.12	42.69	474	0.84
35	68.81	1.992	96.60	0.24	29.25	55.5	72.77	0.08	43.62	484	1.26
35	97.64	1.992	178.97	0.24	28.91	55.74	72.81	0.03	43.11	479	0.21

Les Figure 4.16 à Figure 4.18, présentées ci-après, montrent les solutions obtenues dans l'espace des paramètres pour 3 modèles de fractures. Dans ces trois exemples, les épaisseurs de fractures remplie d'argile modélisées sont : $d=\lambda/4=8\text{cm}$ (Figure 4.16), $d=\lambda/2=16\text{cm}$ (Figure 4.17) et $d=\lambda=32\text{cm}$ (Figure 4.18) pour 100 MHz. Chaque figure présentée ci-dessous comprend 50500 jeux de paramètres n , χ_r , ϵ_∞ et d , reportés avec leur valeur de RMS.

L'inversion des coefficients de réflexion (parties réelle et imaginaire) converge vers une solution unique (en rouge, RMS 0.1%) pour les fractures dont l'épaisseur est inférieure à la longueur d'onde (Figure 4.16, Figure 4.17). En effet, dans ce cas, les paramètres de remplissage n , χ_r , et ϵ_∞ sont très bien contraints et varient peu aux abords de la solution correcte. Les épaisseurs sont très bien retrouvées, ainsi que les paramètres effectifs de permittivité et de conductivité.

En revanche, lorsque l'épaisseur modélisée est égale à la longueur d'onde (Figure 4.18), l'inversion des coefficients de réflexion ne converge plus vers une solution unique. Les valeurs considérées comme acceptables (en jaune) montrent de fortes variations. A partir de cette épaisseur critique ($d=\lambda$), le calcul du coefficient de réflexion admet plusieurs solutions équivalentes en terme de RMS. Les paramètres de Jonscher sont très éloignés du modèle et varient énormément dans l'espace des paramètres (Figure 4.18a, b et c). Cependant, le calcul des paramètres effectifs (ϵ_r et σ_r) à partir de ces paramètres de Jonscher, montre que l'inversion converge bien vers un matériau de remplissage unique proche de la bonne solution (Figure 4.18f). Ces résultats s'expliquent par une relation de dépendance entre les paramètres n et χ_r (voir Figure 4.18d) qui correspondent cependant avec ϵ_∞ , à un couple de valeurs unique : ϵ_r et σ_r (Figure 4.18f).

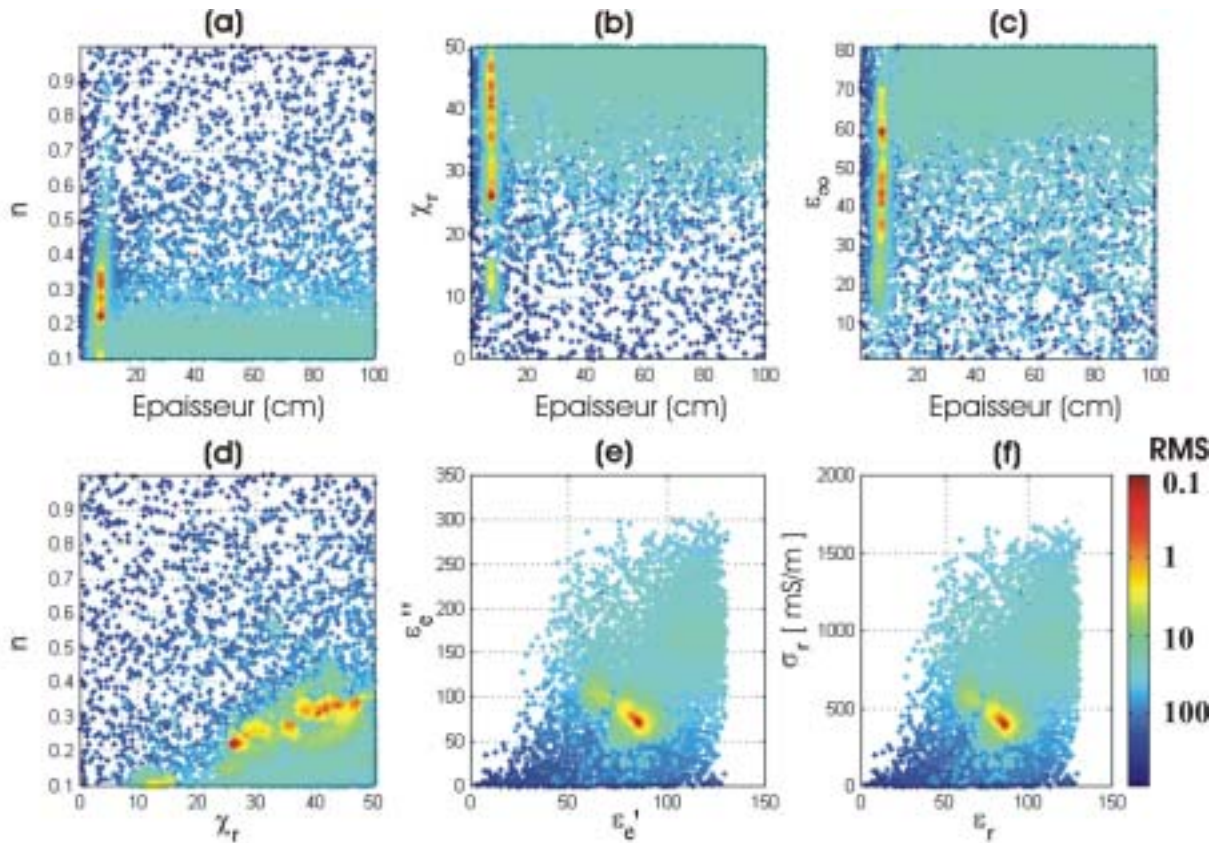


Figure 4.16 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture de 8 cm d'épaisseur remplie d'argile (100 MHz, $d=\lambda/4$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_{∞} en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'argile à retrouver sont : $n=0.25$, $\chi_r=30$, $\epsilon_{\infty}=55$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=85$, $\epsilon_e''=72.42$, $\sigma_e'=\sigma_r=402$ mS/m.

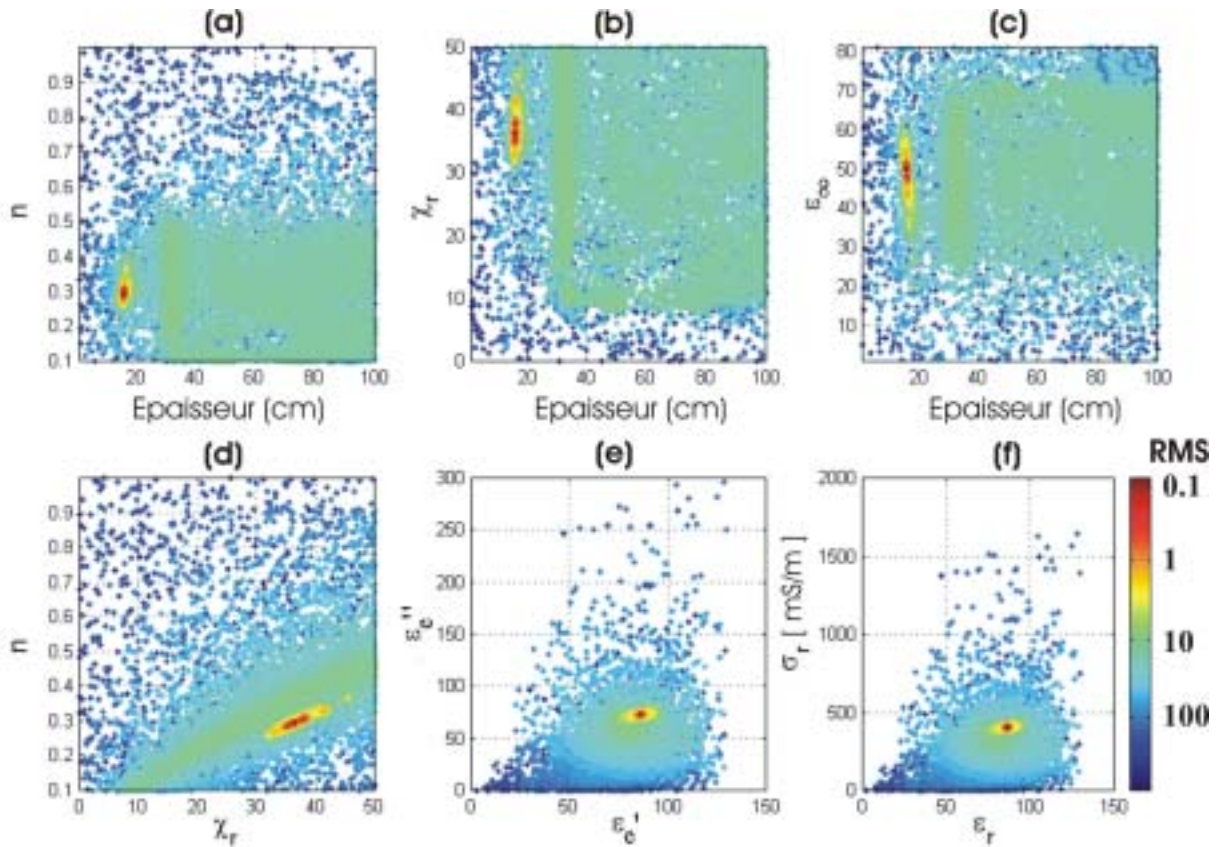


Figure 4.17 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture de 16 cm d'épaisseur remplie d'argile (100 MHz, $d=\lambda/2$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'argile à retrouver sont : $n=0.25$, $\chi_r=30$, $\epsilon_\infty=55$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=85$, $\epsilon_e''=72.42$, $\sigma_e'=\sigma_r=402$ mS/m.

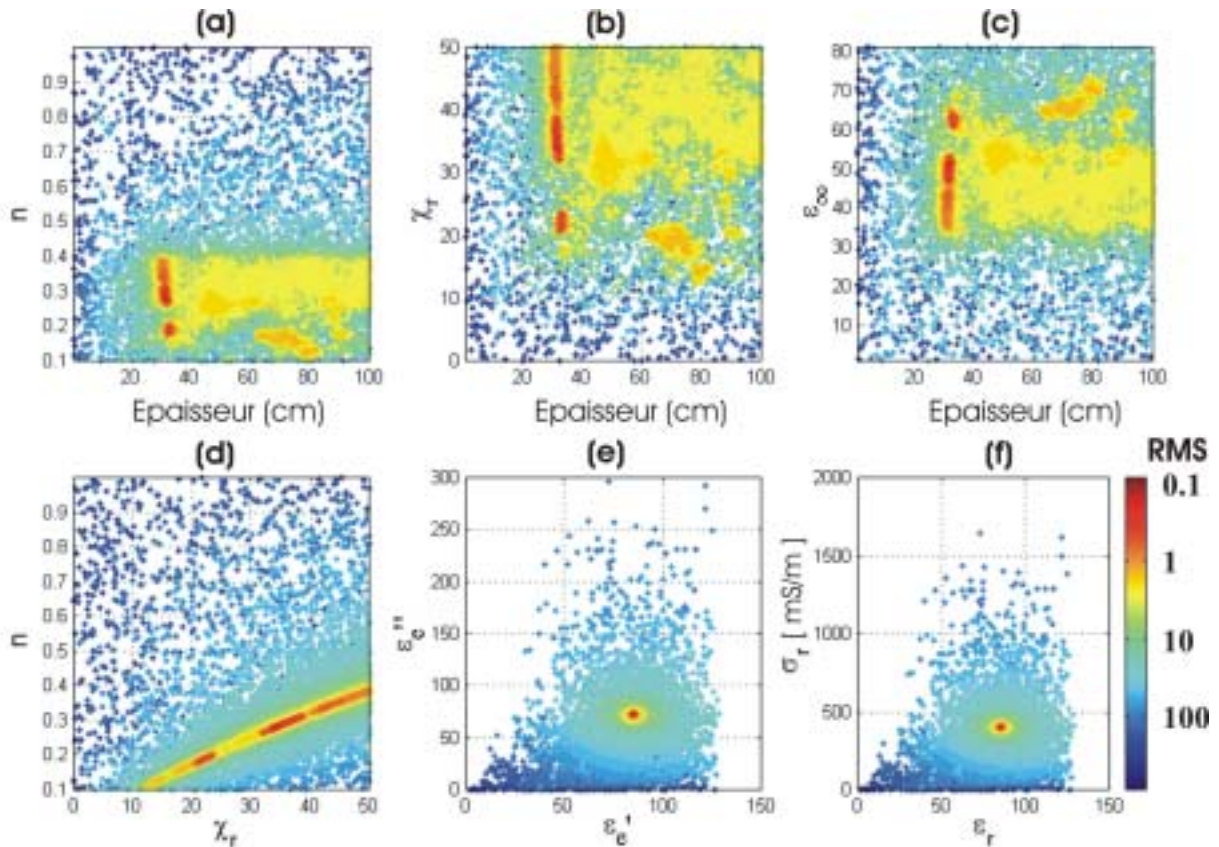


Figure 4.18 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture de 32 cm d'épaisseur remplie d'argile (100 MHz, $d=\lambda$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ε_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'argile à retrouver sont : $n=0.25$, $\chi_r=30$, $\varepsilon_\infty=55$, $\varepsilon_e'=\varepsilon_r=85$, $\varepsilon_e''=72.42$, $\sigma_e'=\sigma_r=402$ mS/m.

6.2.2. Inversion sur un nombre limité de paramètres

La prise en compte d'information a priori permet de restreindre l'espace des paramètres à investiguer, et améliore généralement les résultats de l'inversion. Cependant, les résultats d'inversion précédents (sans information a priori) ont déjà montré l'efficacité de l'algorithme de voisinage pour une recherche exacte des paramètres d'épaisseur et de remplissage des fractures. L'étude ci-dessous présentera donc brièvement les principales conclusions de l'inversion des coefficients de réflexion radar sur un nombre limité de paramètres.

- **Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher (n , χ_r , ε_∞)**

L'inversion a été réalisée en fixant uniquement l'épaisseur, afin de retrouver les 3 paramètres de Jonscher caractéristiques du remplissage, pour les fréquences 100 et 200 MHz.

Les résultats de l'inversion, non présentés ici, montrent les mêmes tendances que précédemment. Pour des épaisseurs de fractures inférieures à la longueur d'onde, l'inversion converge vers une solution unique. Lorsque l'épaisseur devient supérieure à la longueur d'onde, les paramètres n , χ_r et ε_∞ sont très éloignés de ceux du modèle, mais les paramètres effectifs qui caractérisent le matériau de remplissage sont très bien retrouvés (conductivité et permittivité très proches de la solution réelle). Quelle que soit l'épaisseur de la fracture, l'inversion retrouve avec précision les paramètres de remplissage correspondant à l'argile.

- **Inversion sur 2 paramètres (ε_∞ , d)**

L'inversion a été réalisée en fixant les valeurs de n et χ_r respectivement à 0.25 et 30, comme si la conductivité de l'argile était connue. Les résultats d'inversion à 100 MHz, non présentés ici, sont très satisfaisants quelle que soit l'épaisseur modélisée entre $\lambda/15$ (3 cm) et 2λ (64 cm).

Lorsque certains paramètres de Jonscher sont connus, l'inversion retrouve bien les paramètres d'épaisseur et de remplissage des fractures.

- **Inversion sur l'épaisseur (d)**

L'inversion a été réalisée en fixant les 3 paramètres de remplissage de Jonscher, soit $n=0.25$, $\chi_r=30$ et $\varepsilon_\infty=55$. Les épaisseurs sont très bien retrouvées après inversion avec des valeurs de RMS très proches de zéro (résultats non présentés ici). Lorsque le remplissage est connu, l'épaisseur des fractures est très bien retrouvée par inversion.

6.3. Fractures ouvertes remplies d'air

L'inversion des coefficients de réflexion radar théoriques pour des fractures ouvertes (remplies d'air) a été réalisée à 100 MHz (entre 80 et 120 MHz) et à 200 MHz (entre 170 et 230 MHz) en tenant compte des parties réelle et imaginaire du coefficient de réflexion. Les paramètres de l'air sont résumés dans le Tableau 4.10 (voir plus haut). Dans cette étude, l'inversion des coefficients de réflexion radar a été réalisée pour différentes épaisseurs de fractures allant de 5 cm à 600 cm. Afin de tester la capacité de l'inversion à retrouver les caractéristiques des fractures (ouverture, remplissage), les paramètres de Jonscher de l'air ainsi que l'épaisseur sont laissés libres durant l'inversion, dans les intervalles suivants : n varie entre 0.1 et 1, χ_r varie entre 0 et 50, ε_∞ entre 1 et 81, et l'épaisseur (d) entre 1 cm et 200 cm pour $d < \lambda/2$, et entre 1 cm et 700 cm pour $d > \lambda/2$.

6.3.1. Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher et sur l'épaisseur (n , χ_r , ϵ_∞ , d)

L'inversion a été réalisée sans aucune information a priori sur l'épaisseur et le remplissage des fractures. Pour chaque épaisseur modélisée, 10 processus d'inversion ont été lancés avec des germes aléatoires différents. Le jeu de paramètre n , χ_r , ϵ_∞ , et d correspondant au meilleur RMS de chaque processus d'inversion a été pointé sur la Figure 4.19 (100 MHz) et la Figure 4.20 (200 MHz), soient 10 points par épaisseur modélisée. Sur chaque figure, l'épaisseur a été normalisée par la longueur d'onde correspondante, pour que les résultats à différentes fréquences soient comparables.

- **Interprétations sur les paramètres de Jonscher**

L'air est caractérisé par le triplet de Jonscher suivant : $n=1$, $\chi_r=0$, et $\epsilon_\infty=1$. Après inversion, les valeurs de RMS correspondant aux meilleurs jeux de paramètres de Jonscher apparaissent en rouge ($\text{RMS} < 0.1\%$) sur la Figure 4.19 (100 MHz) et sur la Figure 4.20 (200 MHz). Les résultats considérés comme acceptables apparaissent en jaune ($\text{RMS}=5\%$). On constate que les valeurs de RMS sont très faibles pour des épaisseurs de fractures inférieures à $\lambda/2$ ($d/\lambda=0.5$). Au-delà de cette valeur, il existe cependant quelques points acceptables.

Le paramètre n est très mal contraint avec des valeurs comprises entre 0.1 et 1 (Figure 4.19a, Figure 4.20a). Ceci s'explique par le fait que les valeurs de χ_r soient égales à zéro (Figure 4.19b, Figure 4.20b). Dans le modèle de Jonscher, le paramètre n peut prendre n'importe quelle valeur si χ_r vaut zéro (Figure 4.19d, Figure 4.20d). En ce qui concerne le paramètre ϵ_∞ , l'inversion retrouve bien une permittivité infinie de l'air égale à 1 pour les meilleures RMS. On remarque également que χ_r et ϵ_∞ sont très bien contraints, même pour des valeurs de RMS de l'ordre de 5% (jaune).

- **Interprétations sur les paramètres effectifs**

Les paramètres de Jonscher sont relativement proches de la réalité ($\chi_r=0$ et $\epsilon_\infty=1$). Les parties réelles et imaginaires de la permittivité effective (ϵ_e) à la fréquence considérée ont été calculées après inversion (Figure 4.19e, Figure 4.20e). Pour les meilleurs RMS (0.1%), l'inversion converge vers une solution unique ($\epsilon_e'=1$ et $\epsilon_e''=0$) correspondant aux paramètres de l'air. Ces derniers peuvent être directement reliés aux paramètres effectifs (Figure 4.19f et Figure 4.20f) de permittivité relative et de conductivité, qui convergent vers une solution unique caractéristique de fractures ouvertes remplies d'air ($\epsilon_r=1$ et $\sigma_r=0$ mS/m).

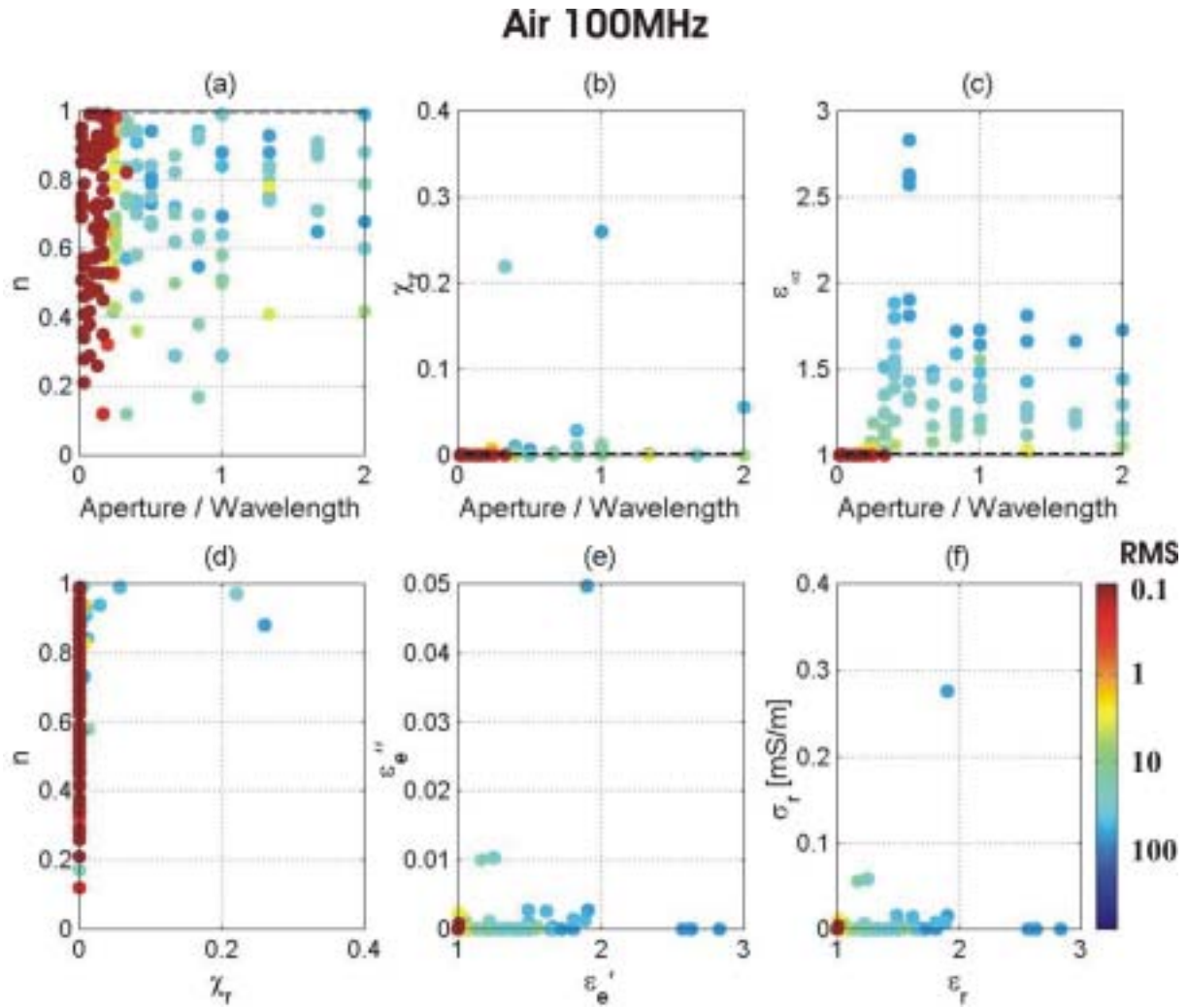


Figure 4.19 : Résultats d'inversion des coefficients de réflexions théoriques par algorithme de voisinage pour des fractures ouvertes remplies d'air (100MHz, $\lambda = 300$ cm). Paramètres de Jonscher (n , χ_r , ϵ_∞) en fonction du rapport d/λ (a), (b) et (c). Paramètre n en fonction de χ_r (d). Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective (e). Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité (f). Les paramètres de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r = 0$, $\epsilon_\infty=1$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=1$, $\epsilon_e''=0$, $\sigma_e'=\sigma_r=0$ mS/m.

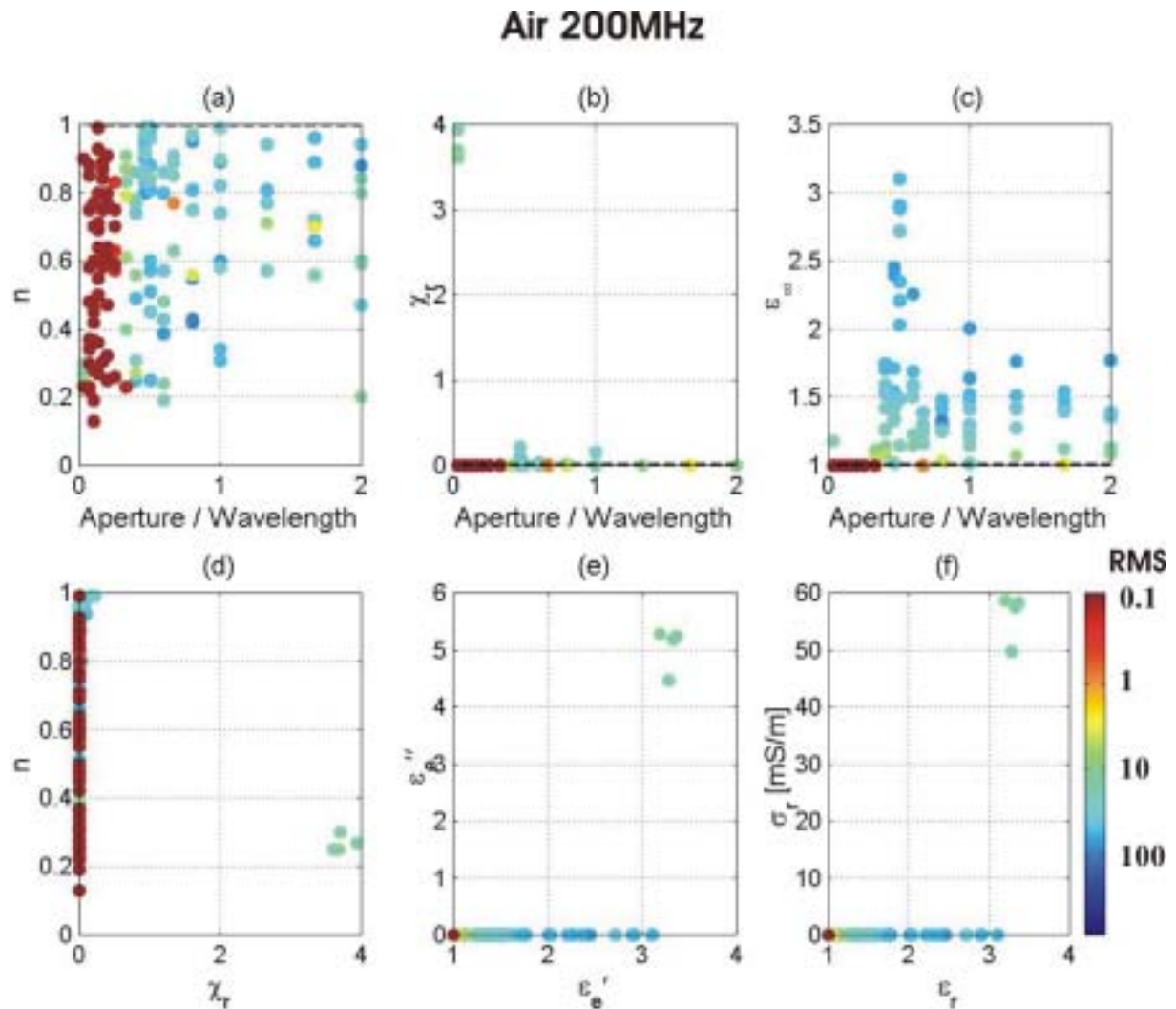


Figure 4.20 : Résultats d'inversion des coefficients de réflexions théoriques par algorithme de voisinage pour des fractures ouvertes remplies d'air (200MHz, $\lambda = 150$ cm). Paramètres de Jonscher (n , χ_r , ϵ_∞) en fonction du rapport d/λ (a), (b) et (c). Paramètre n en fonction de χ_r (d). Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective (e). Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité (f). Les paramètres de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=1$, $\epsilon_e''=0$, $\sigma_e'=\sigma_r=0$ mS/m.

- **Interprétation sur l'épaisseur**

Les résultats d'inversion de fractures remplies d'argile (présentées précédemment) ont montré de très bons RMS pour toutes les épaisseurs modélisées. Dans le cas de fractures ouvertes remplies d'air, de très bons RMS ne sont obtenus que pour certaines valeurs d'épaisseurs. Ces résultats, obtenus pour 100 MHz et 200 MHz, sont illustrés sur la Figure 4.21a et la Figure 4.22b. L'inversion donne de très bons résultats pour un rapport d/λ inférieur ou égale à 0.5, c'est-à-dire pour une épaisseur maximum égale à $\lambda/2$ (soit 150cm à 100 MHz, et 75cm à 200 MHz). L'étude de la forme du coefficient de réflexion pour des fractures remplies d'air a montré que pour des épaisseurs de fractures proches de $\lambda/2$, les parties réelles et imaginaires de R sont nulles : le coefficient de réflexion ne peut donc pas être résolu. Ce

phénomène ce reproduit également pour tous les multiples de $\lambda/2$, à savoir pour des épaisseurs de fractures $d=\lambda=300$ cm, $d=3\lambda/2=450$ cm, et $d=2\lambda=600$ cm, à 100 MHz. On observe la même limitation de l'inversion des coefficients radar à 200 MHz, pour les épaisseurs de 75 cm ($\lambda/2$), 150 cm (λ), 225 cm ($3\lambda/2$), 300 cm (2λ). Pour les épaisseurs modélisées supérieures à $\lambda/2$, on constate que les paramètres du remplissage (ϵ_r et σ_r) calculés après inversion, sont relativement proches de ceux de l'air ($\epsilon_r=1$ et $\sigma_r=0$) pour des RMS inférieurs à 10 % (Figure 4.21 et Figure 4.22, b et c).

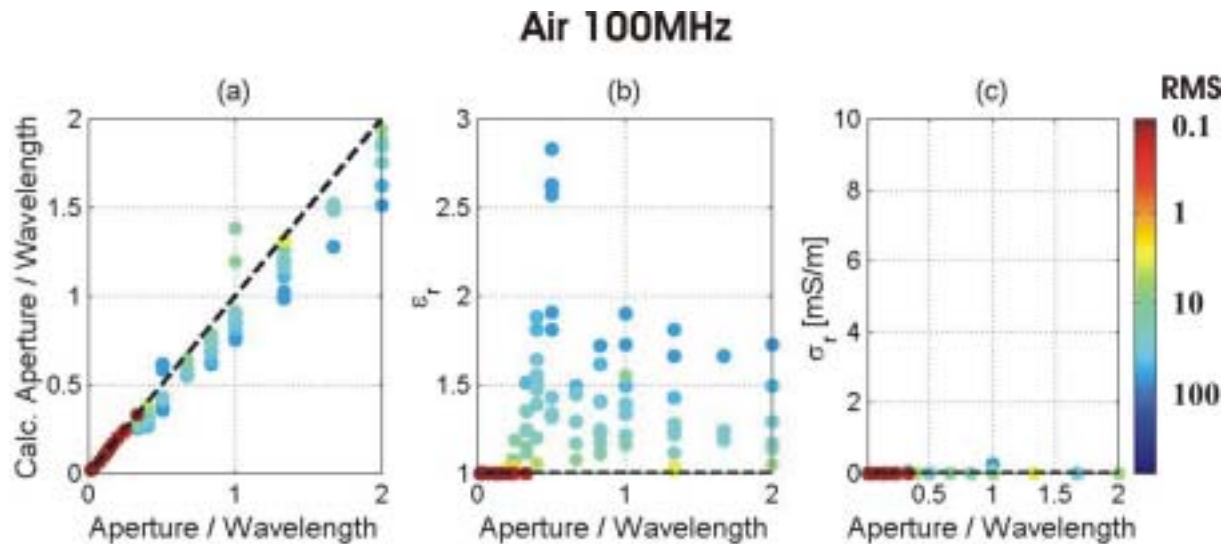


Figure 4.21 : Synthèse des résultats d'épaisseur et de remplissage, calculés après inversion pour 100 MHz dans le cas de fractures remplies d'argile. (a) Epaisseur calculée en fonction de l'épaisseur modélisée (normalisée par la longueur d'onde). (b) Permittivité effective relative en fonction de l'épaisseur modélisée. (c) Conductivité en fonction de l'épaisseur modélisée.

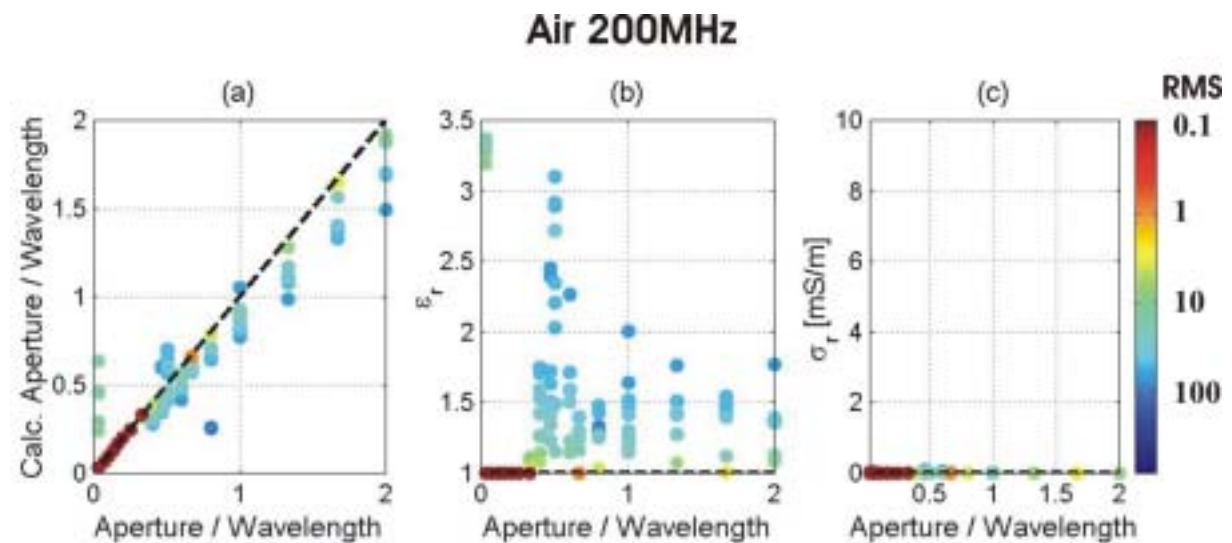


Figure 4.22 : Synthèse des résultats d'épaisseur et de remplissage, calculés après inversion pour 200 MHz dans le cas de fractures remplies d'argile. (a) Epaisseur calculée en fonction de l'épaisseur modélisée (normalisée par la longueur d'onde). (b) Permittivité effective relative en fonction de l'épaisseur modélisée. (c) Conductivité en fonction de l'épaisseur modélisée.

• Conclusions

L'inversion des parties réelles et imaginaires des coefficients de réflexion arrive à retrouver correctement les paramètres d'épaisseur et de remplissage d'une fracture remplie d'air pour $d \neq \lambda/2$. En effet, nous avons vu précédemment que pour tous les multiples de $\lambda/2$, le coefficient de réflexion est nul, et difficile à résoudre. Pour les meilleurs RMS, les paramètres de permittivité et de conductivité de l'air (paramètres effectifs), sont bien contraints, même si le paramètre n peut prendre n'importe quelle valeur dans le modèle de Jonscher (puisque $\chi_r=0$).

Dans l'ensemble, les résultats d'inversion à 100 MHz et 200 MHz sont très corrects. Des tableaux de synthèse des meilleurs résultats d'inversion, obtenus pour chaque valeur d'épaisseur, sont présentés ci-dessous (Tableau 4.13 et Tableau 4.14) pour les deux fréquences considérées (100 MHz et 200 MHz). Les calculs d'erreurs ont été réalisés sur les paramètres d'épaisseur et de remplissage (en %), entre les données calculées après inversion et les données modélisées. On constate que dans l'ensemble, les erreurs calculées sont très faibles.

Tableau 4.13 : Résultats d'inversion pour des fractures remplies d'argile (100 MHz, $\lambda = 300$ cm). Les paramètres initiaux à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=1$, $\epsilon_e''=0$, $\sigma_r=0$ mS/m.

Paramètres d'épaisseur				Paramètres de Jonscher du remplissage			Paramètres effectifs du remplissage				
d_{mod} (cm)	d_{calc} (cm)	d_{mod}/λ	erreur (%)	n_{calc}	χ_r_{calc}	$\epsilon_\infty_{\text{calc}}$	ϵ_r	erreur (%)	ϵ_e''	σ_r (mS/m)	erreur (%)
10	10	0.033	0.00	0.78	0	1	1	0.00	0	0	0.00
20	20	0.067	0.00	0.85	0	1	1	0.00	0	0	0.00
30	30	0.100	0.00	0.66	0	1	1	0.00	0	0	0.00
37.5	37.5	0.125	0.00	0.26	0	1	1	0.00	0	0	0.00
43	43	0.143	0.00	0.88	0	1	1	0.00	0	0	0.00
50	50	0.167	0.00	0.77	0	1	1	0.00	0	0	0.00
60	59.97	0.200	0.05	0.9	0	1	1	0.00	0	0	0.00
70	69.93	0.233	0.10	0.53	0	1	1	0.00	0	0	0.00
75	74.9	0.250	0.13	0.98	0	1	1	0.00	0	0	0.00
100	99.9	0.333	0.10	0.82	0	1	1	0.00	0	0	0.00
120	115.5	0.400	3.75	0.36	0	1.06	1.06	6.00	0	0	0.00
150	133	0.500	11.33	0.75	0	1.33	1.33	33.00	0	0	0.00
200	192.1	0.667	3.95	0.5	0	1.08	1.08	8.00	0	0	0.00
250	236.3	0.833	5.48	0.38	0	1.17	1.17	17.00	0	0	0.00
300	272	1.000	9.33	0.51	0	1.21	1.21	21.00	0	0	0.00
400	394.6	1.333	1.35	0.78	0	1.02	1.02	2.00	0	0	0.00
500	456.6	1.667	8.68	0.91	0	1.19	1.19	19.00	0	0	0.00
600	583	2.000	2.83	0.42	0	1.05	1.05	5.00	0	0	0.00

Tableau 4.14 : Résultats d'inversion pour des fractures remplies d'argile (200 MHz, $\lambda = 150$ cm). Les paramètres initiaux à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\varepsilon_\infty=1$, $\varepsilon_e'=\varepsilon_r=1$, $\varepsilon_e''=0$, $\sigma_r=0$ mS/m.

Paramètres d'épaisseur				Paramètres de Jonscher du remplissage			Paramètres effectifs du remplissage				
d_{mod} (cm)	d_{calc} (cm)	d_{mod}/λ	erreur (%)	n_{calc}	χ_r_{calc}	$\varepsilon_\infty_{\text{calc}}$	ε_r	erreur (%)	ε_e''	σ_r (mS/m)	erreur (%)
5	5	0.033	0.00	0.9	0	1	1	0.00	0	0	0.00
10	10	0.067	0.00	0.85	0	1	1	0.00	0	0	0.00
15	15	0.100	0.00	0.28	0	1	1	0.00	0	0	0.00
20	20	0.133	0.00	0.99	0	1	1	0.00	0	0	0.00
25	25	0.167	0.00	0.61	0	1	1	0.00	0	0	0.00
30	30	0.200	0.00	0.32	0	1	1	0.00	0	0	0.00
37.5	37.49	0.250	0.03	0.48	0	1	1	0.00	0	0	0.00
50	49.95	0.333	0.10	0.23	0	1	1	0.00	0	0	0.00
60	57.4	0.400	4.33	0.27	0	1.08	1.08	8.00	0	0	0.00
70	61.92	0.467	11.54	0.99	0.219	1.02	1.23	23.00	0.0034	0	0.00
75	69.2	0.500	7.73	0.84	0.022	1.15	1.17	17.00	0.0051	0	0.00
90	84.4	0.600	6.22	0.48	0	1.15	1.15	15.00	0	0	0.00
100	99.7	0.667	0.30	0.77	0	1	1	0.00	0	0	0.00
120	117.4	0.800	2.17	0.56	0	1.03	1.03	3.00	0	0	0.00
150	139.2	1.000	7.20	0.9	0	1.15	1.15	15.00	0	0	0.00
200	192.3	1.333	3.85	0.71	0	1.07	1.07	7.00	0	0	0.00
250	247.8	1.667	0.88	0.7	0	1.01	1.01	1.00	0	0	0.00
300	287.6	2	4.13	0.2	0	1.08	1.08	8.00	0	0	0.00

Les exemples ci-dessous (Figure 4.23 à Figure 4.27) montrent les résultats d'inversion des coefficients de réflexion correspondant à quatre épaisseurs de fractures ouvertes remplies d'air, modélisées à 100 MHz. Les épaisseurs de fractures sont : $d=\lambda/15=20$ cm (Figure 4.23), $d=\lambda/4=75$ cm (Figure 4.24), $d=\lambda/3=100$ cm (Figure 4.25), $d=\lambda/2=150$ cm (Figure 4.26) et $d=\lambda=300$ cm (Figure 4.27). Chaque figure comprend 50500 jeux de paramètres n , χ_r , ε_∞ et d , reportés avec leurs valeurs de RMS.

L'inversion des coefficients de réflexion converge vers une solution unique (en rouge, RMS 0.1%) pour des fractures dont l'épaisseur est inférieure à $\lambda/2$ (Figure 4.23, Figure 4.24, et Figure 4.25). Dans ces 3 cas, les épaisseurs modélisées, ainsi que les paramètres de remplissage de l'air sont très bien contraints après inversion. L'inversion retrouve les bons paramètres de Jonscher ($\chi_r=0$ et $\varepsilon_\infty=1$), ainsi que les bons paramètres effectifs de l'air ($\varepsilon_r=1$ et $\sigma_r=0$). On rappelle que le paramètre n peut prendre n'importe quelle valeur lorsque χ_r vaut zéro. En revanche, lorsque l'épaisseur modélisée est proche d'un multiple de $\lambda/2$ (Figure 4.26 et Figure 4.27), l'inversion des coefficients de réflexion est inefficace, et ne converge plus vers une solution unique. Pour ces épaisseurs particulières, l'épaisseur modélisée n'est pas

retrouvée par l'inversion, ce qui se traduit par une augmentation des valeurs de RMS. Les paramètres de Jonscher, ainsi que les paramètres effectifs (permittivité et conductivité) sont très mal contraints et très éloignés de la bonne solution (les valeurs des meilleurs RMS sont supérieures à 10 %).

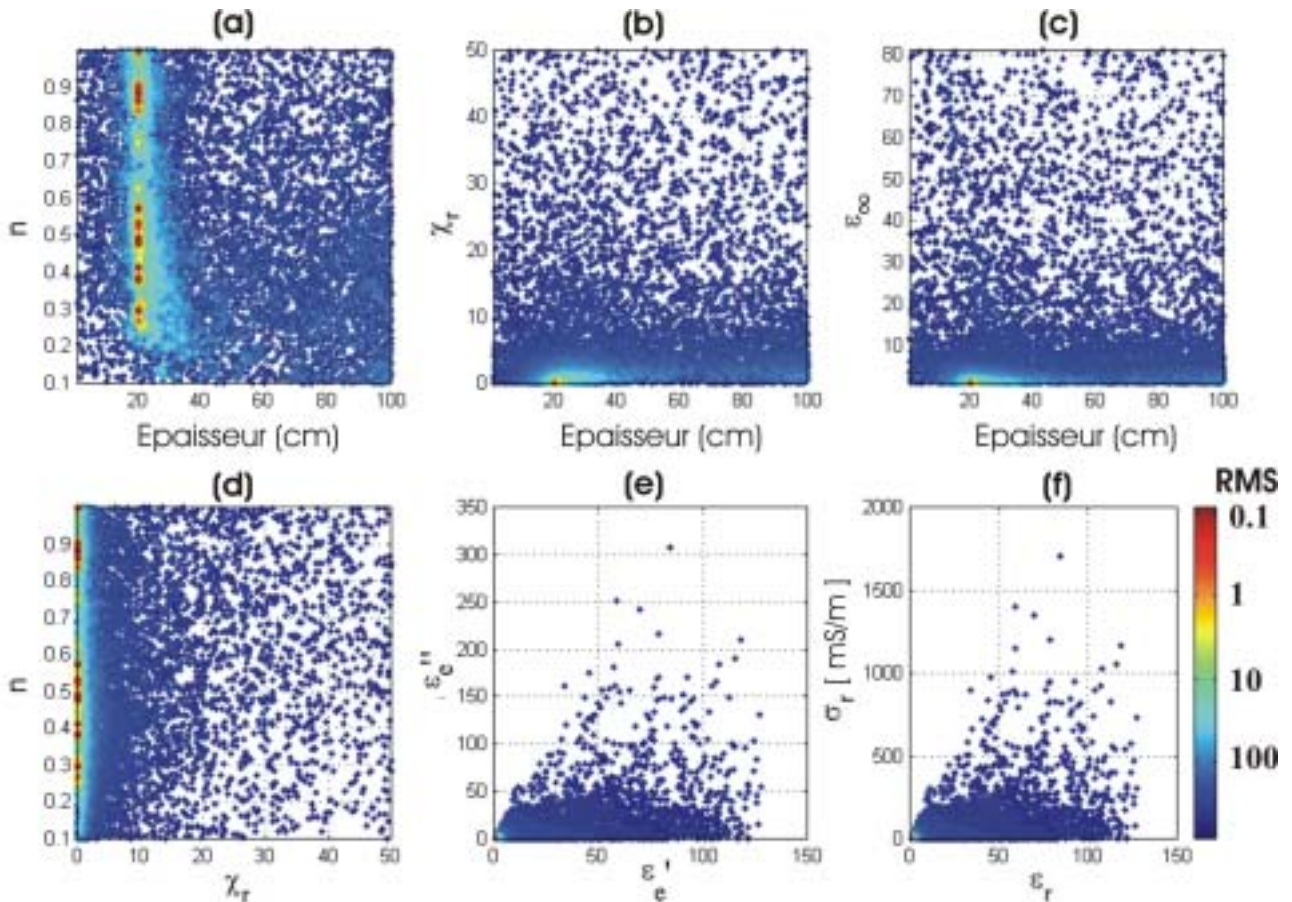


Figure 4.23 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture ouverte de 20 cm d'épaisseur remplie d'air (100 MHz, $d=\lambda/15$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=1$, $\epsilon_e''=0$, et $\sigma_e'=\sigma_r=0$ mS/m.

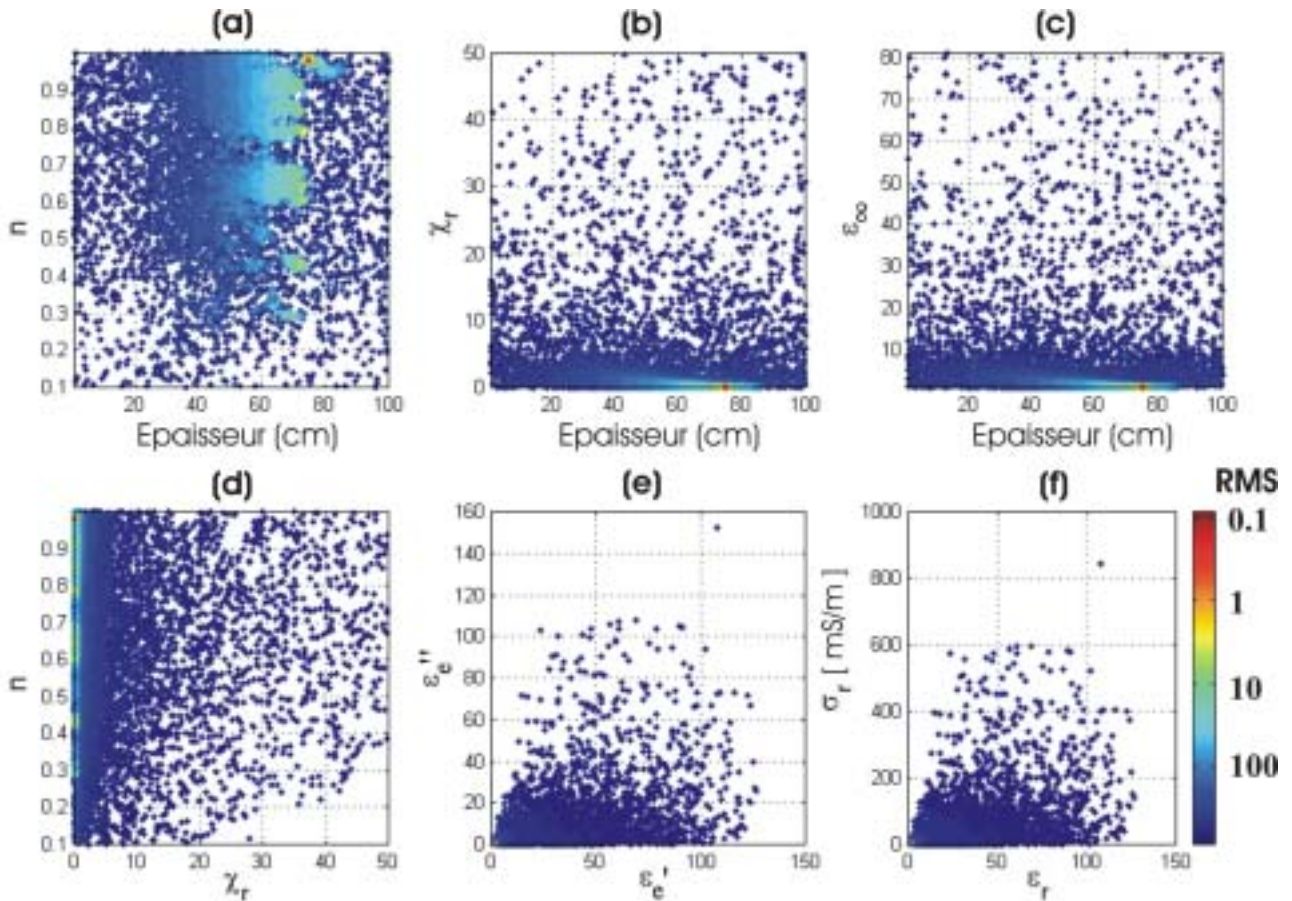


Figure 4.24 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture ouverte de 75 cm d'épaisseur remplie d'air (100 MHz, $d=\lambda/4$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=1$, $\epsilon_e''=0$, et $\sigma_e'=\sigma_r=0$ mS/m.

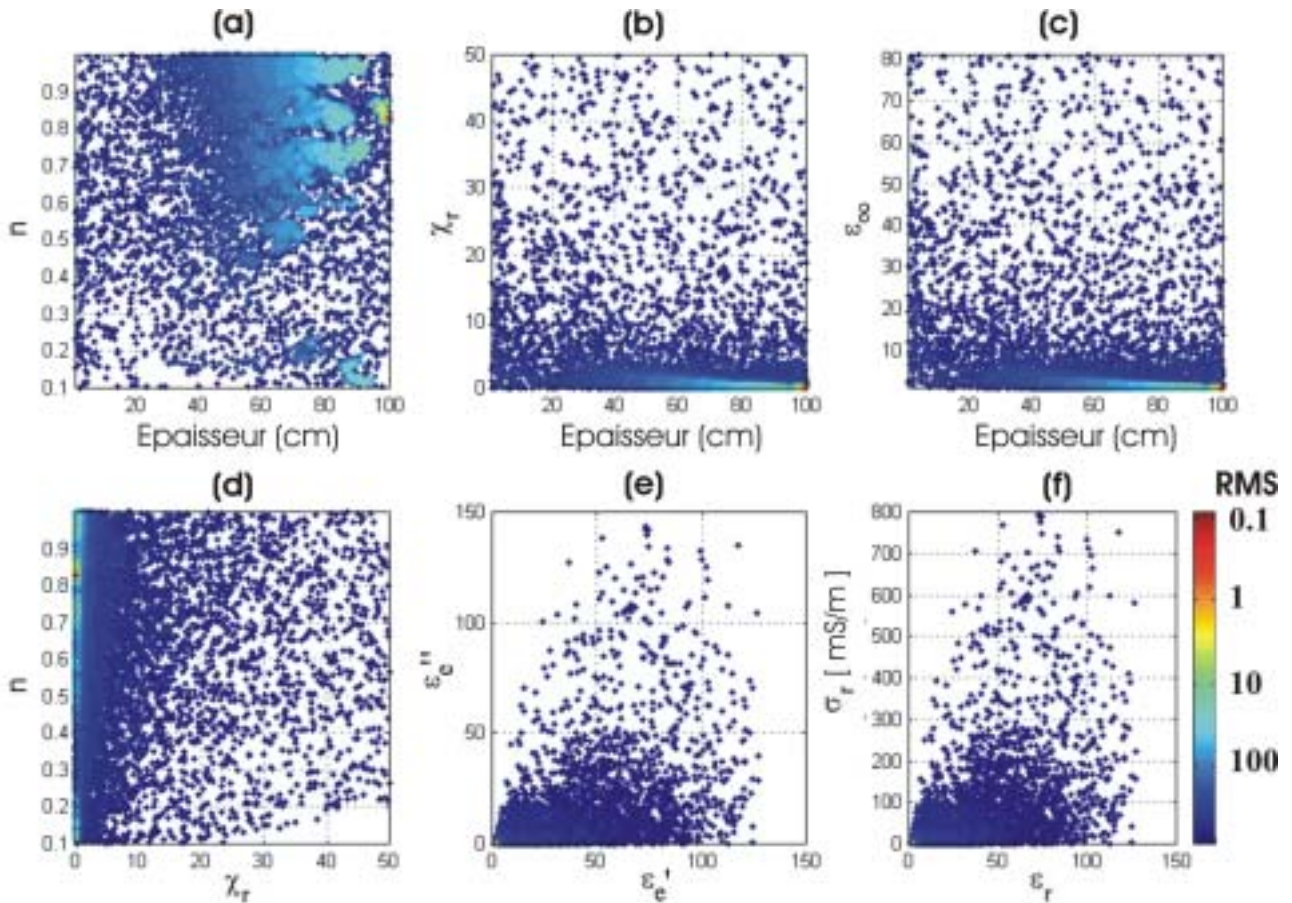


Figure 4.25 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture ouverte de 100 cm d'épaisseur remplie d'air (100 MHz, $d=\lambda/3$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=1$, $\epsilon_e''=0$, et $\sigma_e'=\sigma_r=0$ mS/m. La meilleure solution est représentée par un cercle rouge.

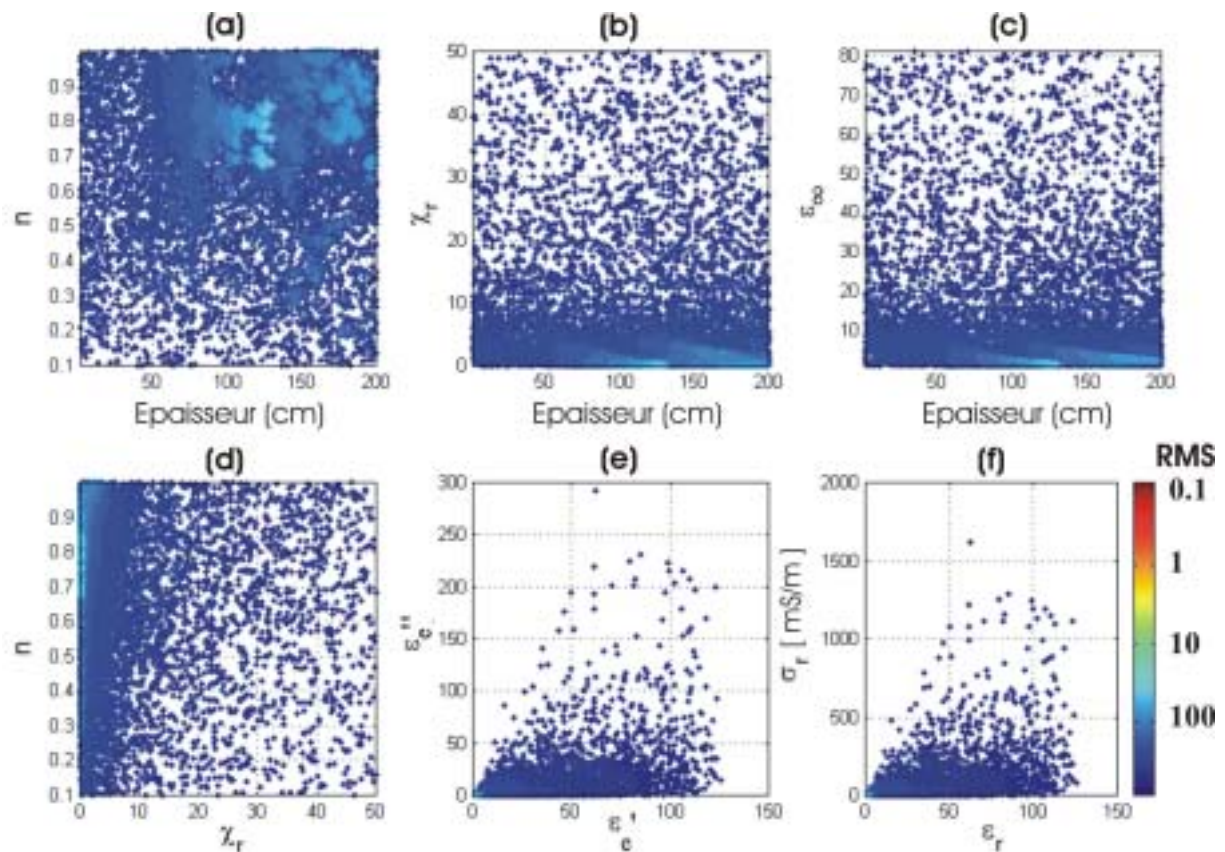


Figure 4.26 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture ouverte de 150 cm d'épaisseur remplie d'air (100 MHz, $d=\lambda/2$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ϵ_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\epsilon_\infty=1$, $\epsilon_e'=\epsilon_r=1$, $\epsilon_e''=0$, et $\sigma_e'=\sigma_r=0$ mS/m. La meilleure solution présente un RMS supérieur à 10%.

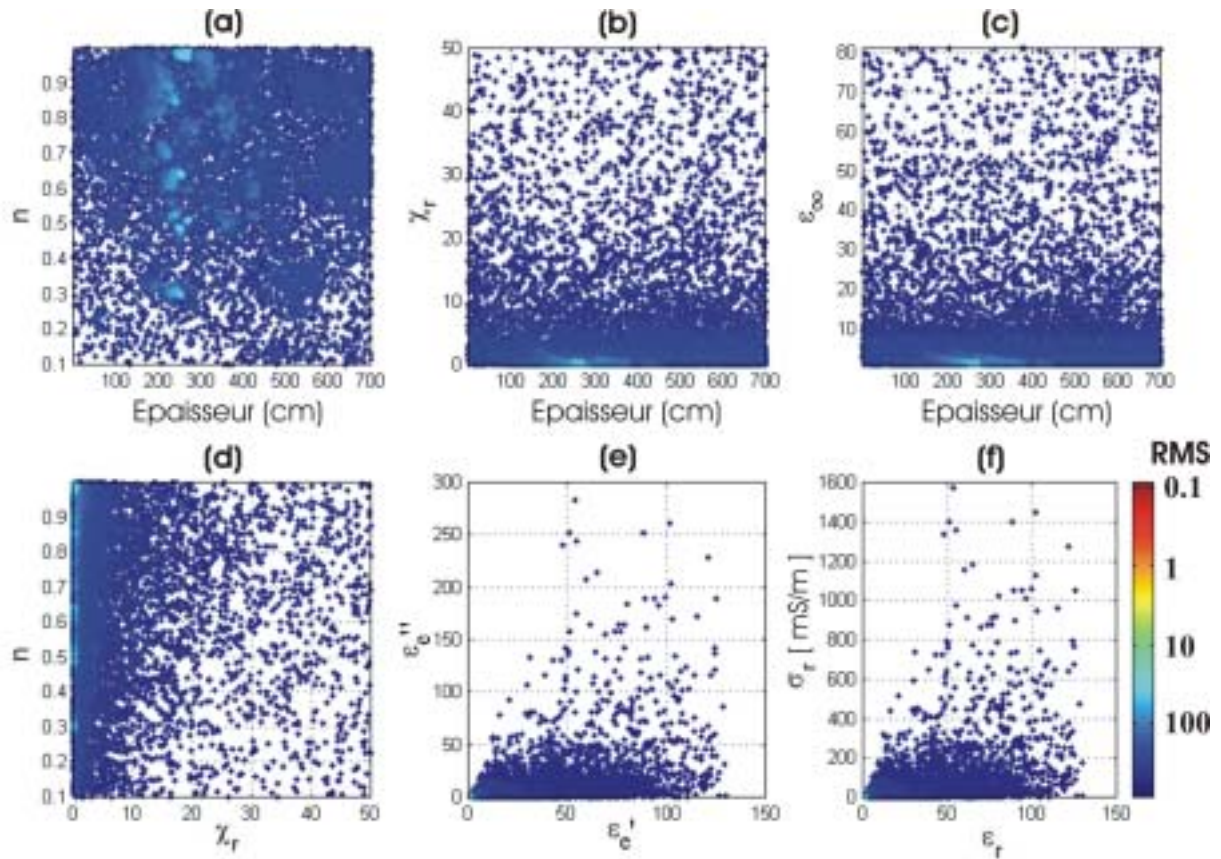


Figure 4.27 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture ouverte de 300 cm d'épaisseur remplie d'air (100 MHz, $d=\lambda$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ε_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\varepsilon_\infty=1$, $\varepsilon_e'=\varepsilon_r=1$, $\varepsilon_e''=0$, et $\sigma_e'=\sigma_r=0$ mS/m. La meilleure solution présente un RMS supérieur à 10%.

6.3.2. Inversion sur un nombre limité de paramètres

Dans le cas où les fractures sont visibles sur le terrain, certaines informations (a priori) sur l'épaisseur et le remplissage des fractures peuvent être connues. Il est donc possible de restreindre l'espace de recherche des paramètres durant l'inversion. Ce paragraphe présente brièvement les principales conclusions de l'inversion des coefficients de réflexion radar sur un nombre limité de paramètres, pour des fractures remplies d'air.

- **Inversion sur les 3 paramètres de Jonscher (n , χ_r , ε_∞)**

L'inversion des coefficients de réflexion radar a été réalisée en fixant l'épaisseur des fractures, afin de retrouver les 3 paramètres de Jonscher du remplissage. Les épaisseurs modélisées varient entre $d=\lambda/30$ et $d=2\lambda$ et l'inversion a été réalisée à 100 MHz et 200 MHz

(résultats non présentés ici). Les paramètres de remplissage de l'air sont très bien retrouvés après inversion pour toutes les épaisseurs modélisées, excepté pour $d=\lambda/2$.

- **Inversion sur 2 paramètres (ϵ_∞ , d)**

L'inversion a été réalisée en fixant les valeurs de n et χ_r respectivement à 1 et 0, comme si la conductivité était connue. Les résultats sont très satisfaisant quelle que soit l'épaisseur modélisée entre 10 cm ($\lambda/30$) et 600 cm (2λ). Lorsque la conductivité de l'air est connue ($\chi_r=0$) l'inversion retrouve bien les paramètres d'épaisseur et de remplissage ($\epsilon_\infty=1$) des fractures.

- **Inversion sur l'épaisseur (d)**

L'inversion a été réalisée en fixant les 3 paramètres de remplissage de Jonscher, soit $n=1$, $\chi_r=0$ et $\epsilon_\infty=1$. Les résultats d'inversion sont extrêmement bons et présentent des RMS très proches de zéro (résultats non présentés ici). Lorsque le remplissage est connu, l'épaisseur des fractures est retrouvée par inversion.

7. Validité de la méthode : Inversion des coefficients de réflexion à partir de signaux synthétiques 1D

L'objectif de ce Chapitre est de développer une méthode d'inversion des coefficients de réflexion radar, par algorithme de voisinage, qui soit applicable aux données réelles. Pour valider l'efficacité de l'algorithme de voisinage sur l'inversion des coefficients de réflexion radar, nous avons testé la méthode d'inversion sur des signaux synthétiques réfléchis 1D, présentant un niveau de bruit d'au moins 5%.

7.1. Modélisation des signaux radar synthétiques 1D

7.1.1. Principe

Dans le domaine temporel, les signaux radar synthétiques ont été modélisés en utilisant une fonction $f(t)$ représentant une ondelette de Ricker définie par :

$$f(t) = \frac{\sqrt{\pi}}{2} \cdot (\alpha - 0.5) \cdot e^{-\alpha} \quad \text{avec} \quad \alpha = \left| \frac{\pi(t - t_s)}{t_p} \right|^2 \quad (4.6)$$

La forme du signal source centré sur 100 MHz, est illustré sur la Figure 4.28 ainsi que la transformée de Fourier correspondante, dont l'amplitude maximum correspond à une fréquence $f_p = 1 / t_p$.

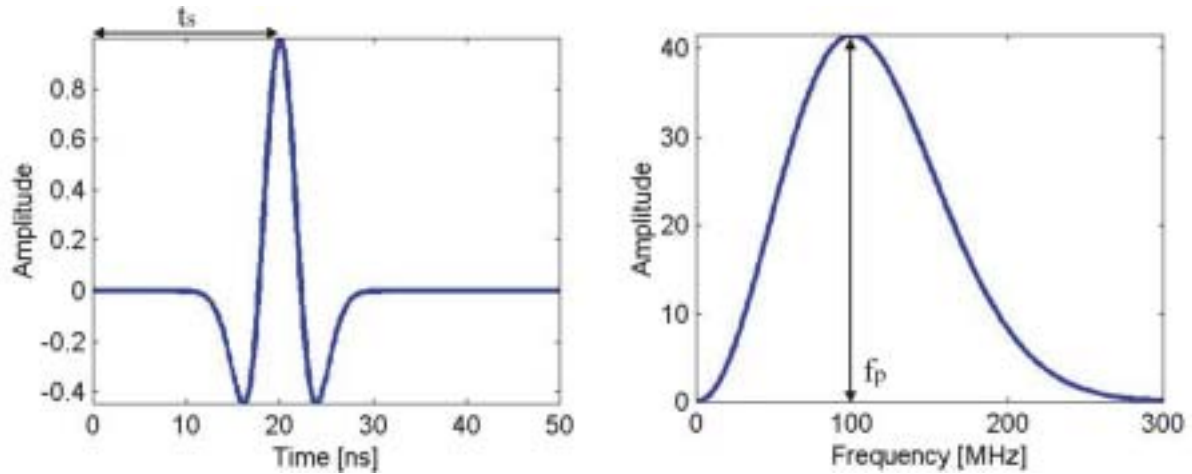


Figure 4.28 : Forme de l'ondelette de Ricker (a) et de sa transformée de Fourier (b), utilisées pour la modélisation 1D de signaux radar synthétiques à 100 MHz.

Pour la modélisation des signaux synthétiques réfléchis 1D, nous avons considéré que la transformée de Fourier $E_r(\omega)$ d'un signal réfléchi sur une fracture donnée, s'écrit :

$$E_r(\omega) = E_0(\omega).R(\omega) \quad (4.7)$$

où E_0 est le spectre de Fourier du signal source (ondelette de Ricker), et R le coefficient de réflexion. Le signal réfléchi temporel $e_r(t)$ s'obtient en calculant la transformée de Fourier inverse de $E_r(\omega)$. Il est ensuite possible d'ajouter du bruit aléatoire sur le signal temporel (on pourra également ajouter du bruit, au préalable, sur le signal source).

A 100 MHz, la transformée de Fourier du signal radar réfléchi sur une fracture ouverte (remplie d'air) de 1 m d'épaisseur (Figure 4.29a), a été obtenue en multipliant le spectre du signal source (Figure 4.28b) par le coefficient de réflexion associé à la fracture. Le calcul de la transformée de Fourier inverse permet d'obtenir le signal temporel réfléchi (Figure 4.29b) sur une fracture ouverte de 1 m.

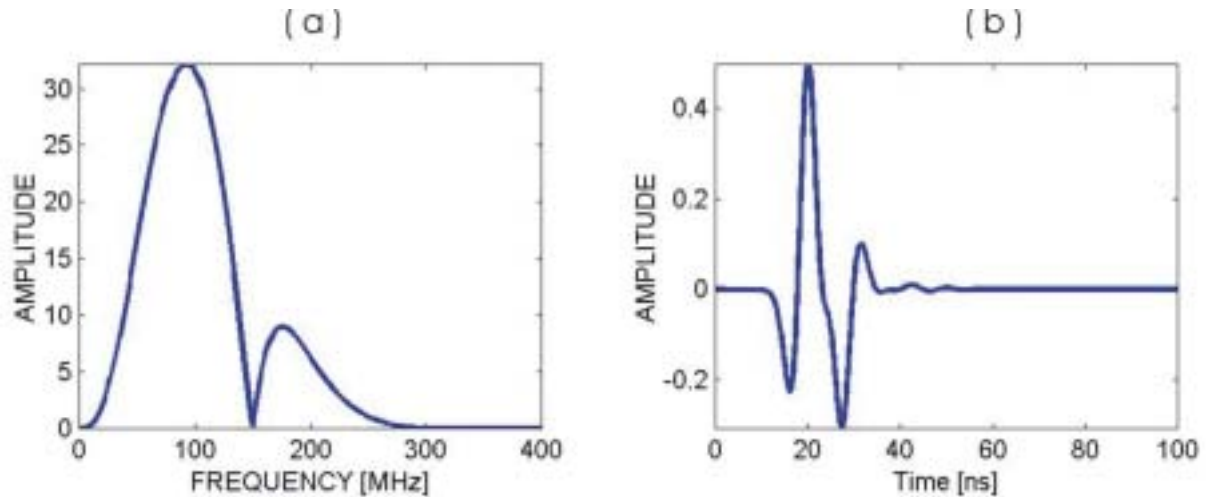


Figure 4.29 : Forme de la transformée de Fourier du signal réfléchi (a), et du signal temporel correspondant (b), utilisées pour la modélisation 1D de signaux radar synthétiques pour une fracture ouverte (1m) remplie d'air à 100 MHz.

7.1.2. Analyses temporelle et fréquentielle des signaux radar réfléchis

Nous avons étudié les signaux synthétiques réfléchis dans les domaines temporel et fréquentiel, à 100 MHz, pour des fractures ouvertes remplies d'air. Dans l'air, la longueur d'onde ($\lambda_{100\text{MHz}}$) est de 300 cm. Dans cette étude, les épaisseurs de fractures modélisées varient entre $\lambda/30$ (10 cm) et $\lambda/2$ (150 cm). L'analyse temporelle des signaux radar synthétiques 1D (Figure 4.30) montre que la méthode de modélisation reproduit bien les phénomènes de réflexions rencontrés en prospection radar. En effet, l'amplitude du signal réfléchi est maximale pour une épaisseur de fracture de 75 cm ($\lambda/4$, interférences constructives). Pour une épaisseur de 150 cm ($\lambda/2$, interférences destructives), les réflexions sur les deux bords de la fracture sont visibles.

L'analyse fréquentielle des signaux (100 MHz), dans le domaine de Fourier, montre l'effet que produit une fracture ouverte sur l'amplitude du spectre du signal réfléchi. Dans le cas d'une fracture ouverte de 150 cm ($\lambda/2$, interférences destructives), on constate une destruction du spectre de Fourier à la fréquence considérée (Figure 4.31a). Pour une fracture ouverte de 75 cm d'épaisseur ($\lambda/4$, interférences constructives), le spectre de Fourier du signal réfléchi a une amplitude maximale à la fréquence considérée (Figure 4.32a).

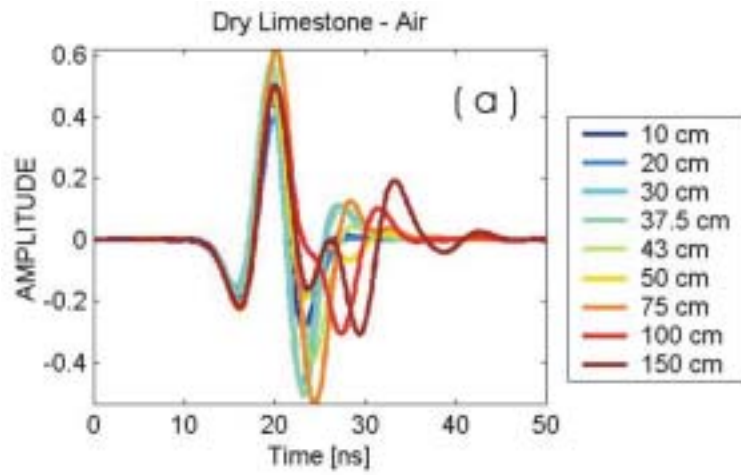


Figure 4.30 : Forme des signaux temporels réfléchis à 100 MHz pour des fractures ouvertes d'épaisseurs comprises entre $\lambda/30$ (10 cm) et $\lambda/2$ (150 cm).

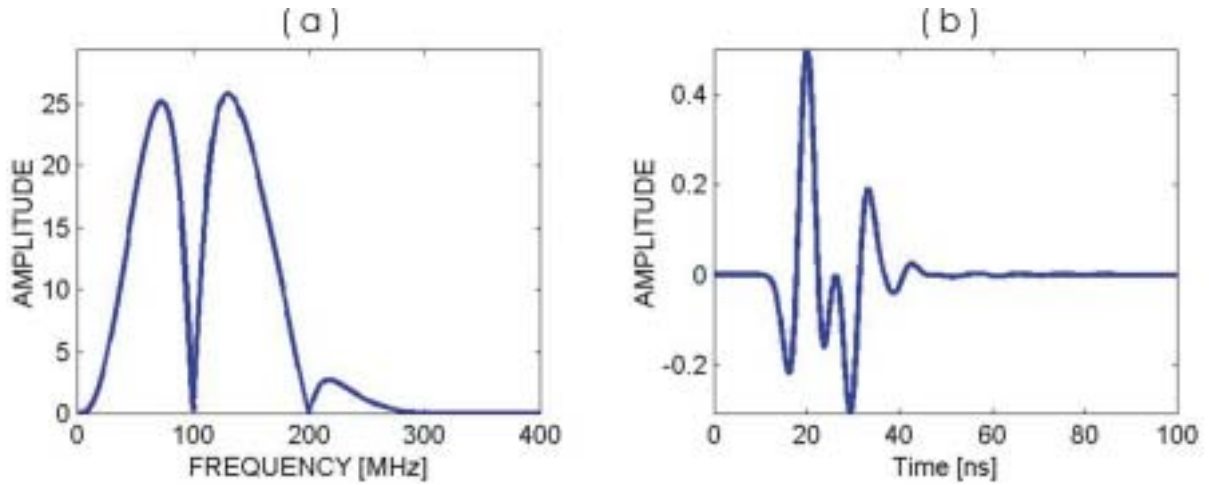


Figure 4.31 : Formes de la transformée de Fourier du signal réfléchi (a) et du signal temporel correspondant (b) pour une fracture ouverte remplie d'air à 100 MHz d'épaisseur $d=\lambda_{air}/2=150$ cm.

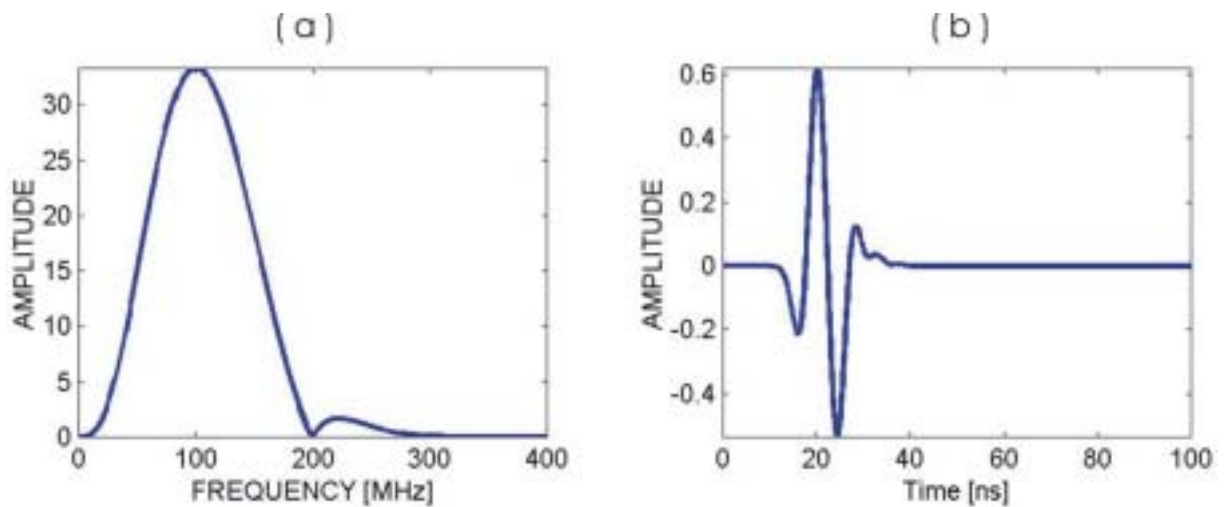


Figure 4.32 : Formes de la transformée de Fourier du signal réfléchi (a) et du signal temporel correspondant (b) pour une fracture ouverte remplie d'air à 100MHz d'épaisseur $d=\lambda_{air}/4=75$ cm.

7.2. Inversion des signaux synthétiques bruités

L'inversion a été testée sur des signaux synthétiques bruités pour se placer dans la configuration des données réelles. Les signaux réfléchis bruités ont été modélisés uniquement pour des fractures ouvertes (remplies d'air) à 100 MHz. Une fonction « bruit aléatoire » a été appliquée sur le signal source pour un niveau de bruit de 5% (Figure 4.33b).

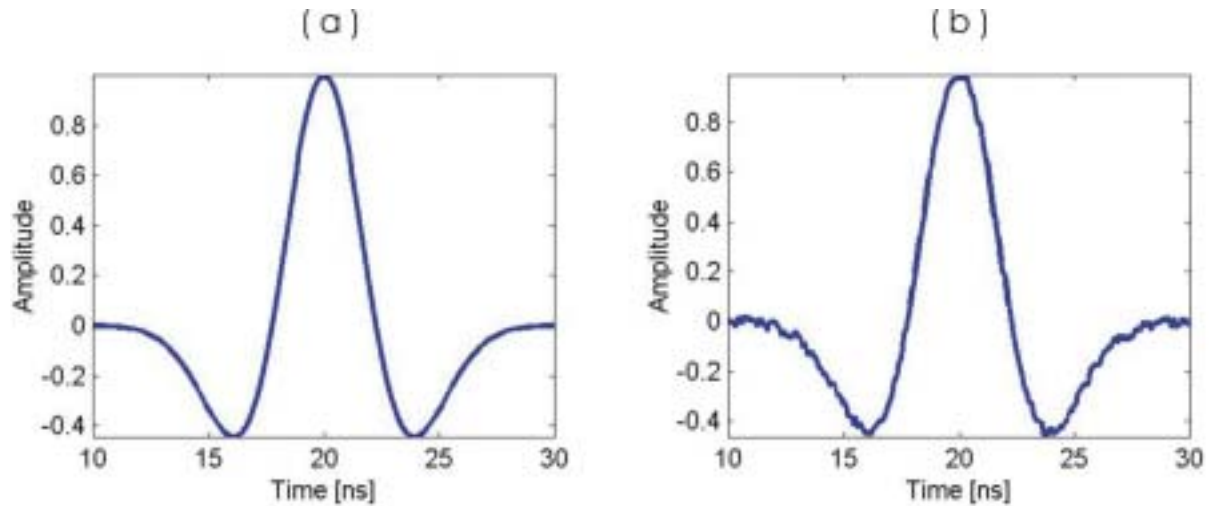


Figure 4.33 : Forme du signal source temporel non bruité (a) et du même signal présentant un niveau de bruit de 5% (b) pour une fréquence centrale de 100 MHz.

Le coefficient de réflexion a été calculé à 100 MHz, dans la gamme de fréquences 80-120 MHz, à partir du rapport spectral entre le spectre du signal réfléchi (bruité) sur une fracture ouverte donnée, et le spectre du signal source (Ricker, non bruité).

La Figure 4.34 montre les résultats de l'inversion, par algorithme de voisinage, d'un coefficient de réflexion correspondant à une fracture ouverte de 30 cm. L'inversion a été réalisée en aveugle, sans informations a priori. L'épaisseur de la fracture modélisée, ainsi que les trois paramètres de Jonscher de l'air sont parfaitement retrouvés. L'inversion converge vers une solution unique : $n=0.8$, $\chi_r=0$, $\varepsilon_\infty=1$ et $d=30$ cm pour des valeurs de RMS (0.1 %) très inférieures au niveau de bruit implémenté sur les signaux temporels (5%).

Cette étude permet donc de valider la méthode d'inversion des coefficients de réflexion radar pour une application aux signaux réels, dans le cas où le coefficient de réflexion est connu.

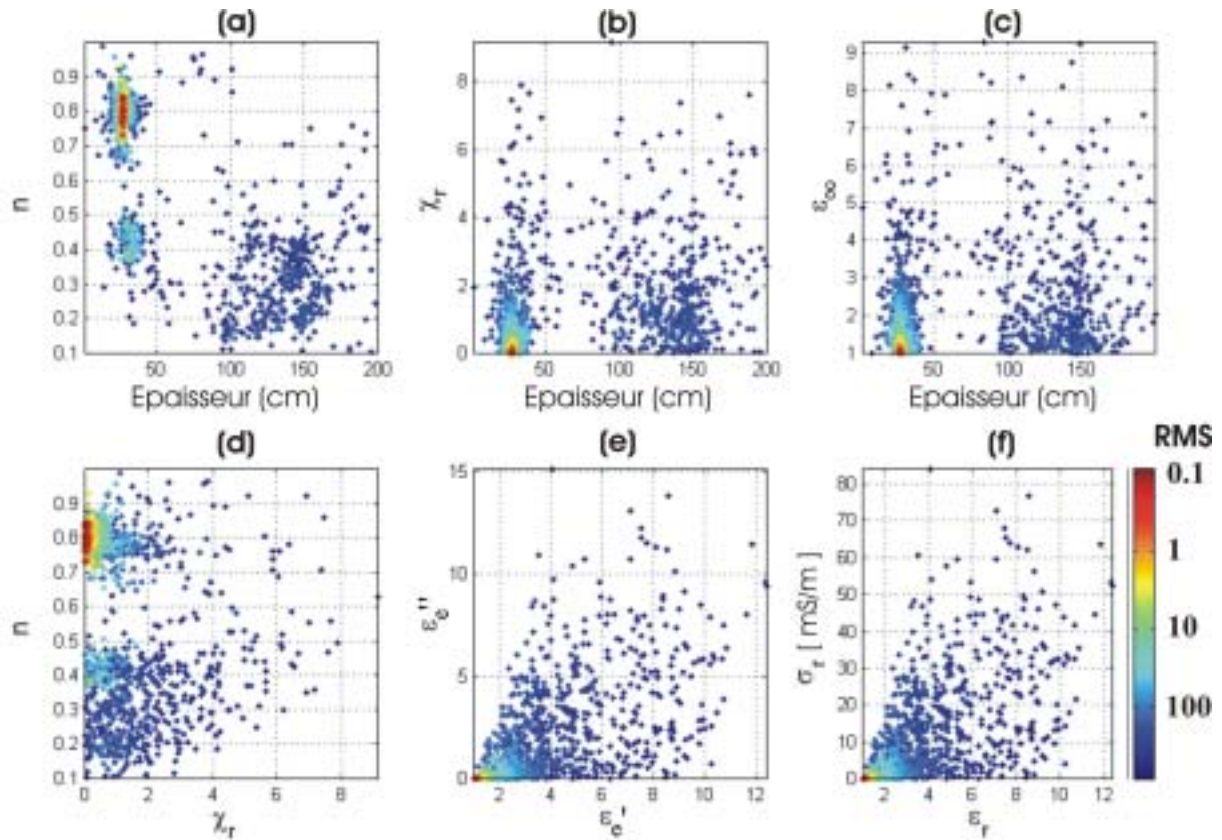


Figure 4.34 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion (5% de bruit) par algorithme de voisinage pour une fracture ouverte de 30 cm remplie d'air (100 MHz, $d=\lambda/10$). (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ε_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\varepsilon_\infty=1$, $\varepsilon_e'=\varepsilon_r=1$, $\varepsilon_e''=0$, et $\sigma_r=0$ mS/m.

8. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons proposé une méthode d'inversion des coefficients de réflexion radar, permettant d'estimer les propriétés d'ouverture et de remplissage des fractures. Un algorithme de voisinage (Neighbourhood Algorithm) mis au point par Sambridge (1999a, 1999b), a été utilisé. Il permet une recherche directe des solutions dans l'espace des paramètres. Le calcul des coefficients de réflexion radar théoriques est basé sur le modèle de Jonscher à trois paramètres réels constants (n , χ_r , ε_∞), qui permet de décrire la permittivité effective d'un matériau géologique. La matrice calcaire possède le triplet de Jonscher $n=0.82$, $\chi_r=0.94$ et $\varepsilon_\infty=8.14$. Deux matériaux de remplissage des fractures ont été considérés : l'argile ($n=0.25$, $\chi_r=30$ et $\varepsilon_\infty=55$) et l'air ($n=1$, $\chi_r=0$ et $\varepsilon_\infty=1$) qui sont les deux types de matériaux rencontrés sur les sites naturels étudiés (voir Chapitre 3). La robustesse de

l'inversion a été testée dans deux gammes de fréquences, à 100 MHz (entre 80 et 120 MHz) et à 200 MHz (entre 170 et 230 MHz). L'épaisseur des fractures modélisées varie entre $\lambda/30$ et 2λ .

Des essais préliminaires ont été réalisés afin de tester le type d'inversion le mieux approprié pour retrouver les quatre paramètres nécessaires à la caractérisation des fractures (les 3 paramètres de Jonscher, et l'épaisseur). Le processus d'inversion a été réalisé d'une part sur l'amplitude du coefficient de réflexion (sans tenir compte de la phase), et d'autre part sur les parties réelle et imaginaire du coefficient de réflexion (qui tient compte du déphasage causé par la fracture). D'une manière générale, l'inversion uniquement sur l'amplitude du coefficient de réflexion n'est pas satisfaisante et ne converge pas vers une solution unique. Sans information a priori, l'inversion ne contraint ni les bons paramètres de remplissage, ni les bonnes épaisseurs de fractures ; un grand nombre de solutions étant possibles (dont parfois le modèle théorique) pour des valeurs de RMS acceptables.

Par contre, l'inversion simultanée des parties réelle et imaginaire du coefficient de réflexion a permis de converger vers une solution unique semblable au modèle théorique. A partir des triplets de Jonscher (n , χ_r et ϵ_∞), le calcul des paramètres effectifs de permittivité (ϵ_r) et de conductivité (σ_r) est caractéristique du remplissage des fractures. Dans le cas de fractures remplies d'argile, l'inversion réalisée sans information a priori arrive à retrouver les bons paramètres d'épaisseur et de remplissage pour $d \leq \lambda$. Au-delà de cette valeur d'épaisseur, le coefficient de réflexion est identique pour n'importe quelle épaisseur de fracture. Si l'inversion arrive à bien contraindre les paramètres de remplissage, il existe plusieurs épaisseurs possibles dont la bonne solution. Dans le cas de fractures ouvertes remplies d'air, l'inversion parvient à retrouver les paramètres d'épaisseur et de remplissage pour des épaisseurs de fractures différentes de $\lambda/2$. En effet, pour tous les multiples de $\lambda/2$, le coefficient de réflexion est proche de zéro, et est difficile à résoudre.

On retiendra que pour les deux types de fractures (air, argile), l'inversion des coefficients de réflexion retrouve précisément les paramètres d'épaisseur et de remplissage des fractures pour des épaisseurs comprises entre $\lambda/30$ et $\lambda/2$.

Chapitre 5.

Modélisation des signaux radar 2D réfléchis

Méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar applicable aux données réelles

Il a été montré dans le chapitre précédent que l'inversion du coefficient de réflexion radar théorique permet de retrouver les paramètres de remplissage ainsi que l'épaisseur d'une fracture. En pratique, il faut d'abord extraire le coefficient de réflexion à partir de données réelles. Certains auteurs (Grégoire, 2001 ; Grégoire and Hollender, 2004 ; Girard, 2002) proposent d'utiliser la méthode des rapports spectraux, appliquée sur des enregistrements radar temporels, pour isoler le coefficient de réflexion dans le domaine fréquentiel. Il convient dans ce cas de connaître les propriétés du milieu de propagation pour pouvoir corriger les effets de propagation/atténuation.

1. La méthode des rapports spectraux

1.1. Présentation

La forme et l'amplitude des signaux radar mesurés dépendent de plusieurs phénomènes : l'expansion géométrique, l'atténuation des ondes, le diagramme de rayonnement des l'antennes, le bruit, et les réflexions et diffractions causées par des variations de propriétés diélectriques du milieu. Tous les paramètres cités précédemment devront être pris en compte dans l'analyse des coefficients de réflexion.

La présence d'une fracture dans un milieu rocheux va entraîner une réflexion des ondes radar. La fracture joue donc le rôle d'un filtre dont les caractéristiques (passe-bas, passe-haut ou bande passante) vont dépendre des propriétés de la fracture, de la gamme de fréquences du signal source, et du milieu de propagation (voir Chapitre 4).

Dans le domaine fréquentiel, un signal $E(\omega, z)$ réfléchi sur une fracture, mesuré à une distance z de la source, se décompose en plusieurs termes :

$$E(\omega, z) = E_0(\omega).D(\theta_i).G(z).P(k, z).R(\omega) \quad (5.1)$$

Avec ω la pulsation, $E(\omega, z)$ et $E_0(\omega)$ sont respectivement les transformées de Fourier du signal enregistré et de la source, et k le nombre d'onde.

Cette expression prend en compte tous les phénomènes d'atténuation/propagation du signal regroupés dans les termes suivants :

- $P(k, z)$ décrit la propagation

$$P(z) = \exp(-i.k.z) \quad (5.2)$$

- $G(z)$ correspond à la divergence sphérique ou atténuation géométrique.

$$G(z) = \frac{1}{z} \quad (5.3)$$

- $D(\theta_i)$ correspond à l'effet du diagramme de rayonnement des antennes dans le sol, où θ_i est l'angle d'incidence de l'onde. La quantification du diagramme de rayonnement est assez délicate (paragraphe 2.4.5, Chapitre 2). Pour une source posée sur le sol, Girard (2002) propose d'utiliser la formule d'Annan (1975) confirmée par des mesures in situ de Jiao et al. (2000) :

$$D(\theta_i) = \left| \frac{\cos \theta_i}{\sqrt{\kappa \cos \theta_i + \sqrt{\kappa - \sin^2 \theta_i}}} \right| \cdot 2.\kappa^{0.25} \quad (5.4)$$

où $\kappa = \varepsilon_e' / \varepsilon_0 = \varepsilon_r$ est la constante diélectrique du sol.

Dans le cas où les antennes sont séparées, il convient de prendre en compte les diagrammes de rayonnement de l'antenne émettrice Tx et de l'antenne réceptrice Rx : $D(\theta_i) = D_{Tx}(\theta_i).D_{Rx}(\theta_i)$.

- $R(\omega)$: correspond au coefficient de réflexion sur une fracture donnée qui dépendra des paramètres de Jonscher du milieu de propagation ($n_1, \chi_{r1}, \varepsilon_{\infty 1}$), des paramètres de Jonscher de la fracture ($n_2, \chi_{r2}, \varepsilon_{\infty 2}$), de l'épaisseur de la fracture (d), de l'angle d'incidence (θ_i), du mode d'acquisition (TE, TM), et de la fréquence (f).

Pour s'affranchir de certains paramètres difficiles à quantifier (comme le signal source, ou le diagramme de rayonnement des antennes), certains auteurs proposent d'utiliser la méthode des rapports spectraux (Grégoire, 2001 ; Girard, 2002), entre un signal réfléchi sur une fracture (E_1) et un signal de référence (E_2) :

$$\frac{E_1}{E_2} = \frac{E_0 \cdot D(\theta_1) \cdot G(z_1) \cdot P(k_1, z_1) \cdot R_1}{E_0 \cdot D(\theta_2) \cdot G(z_2) \cdot P(k_2, z_2) \cdot R_2} \quad (5.5)$$

Si le signal de référence E_2 est connu, cette méthode permet de calculer de façon simple le coefficient de réflexion R_1 sur un réflecteur donné (voir paragraphe 1.3). La méthode permet de s'affranchir du signal source E_0 (inconnu) et parfois du diagramme de rayonnement des antennes, mais il faudra tout de même connaître les propriétés diélectriques du milieu.

1.2. Estimation des propriétés diélectriques du milieu

La connaissance des propriétés diélectriques du milieu de propagation est essentielle pour pouvoir appliquer correctement des différentes corrections de propagation. Le plus souvent, ces propriétés sont mesurées en laboratoire (Grégoire, 2001 ; Hollender, 1999), mais certains auteurs (Girard, 2002) ont proposé des méthodes d'estimation de ces propriétés à partir des enregistrements radar pour des applications in situ. Le principe est d'utiliser la méthode des rapports spectraux pour estimer le nombre d'onde k , relié à la permittivité effective du milieu à une fréquence donnée. Il est alors possible d'estimer les paramètres effectifs du milieu : permittivité (ϵ_r) et conductivité (σ_r) à partir des équations suivantes :

$$k = \omega \sqrt{\mu \cdot \epsilon_e} \quad \epsilon_e' = \epsilon_r \quad \epsilon_0 \cdot \omega \cdot \epsilon_e'' = \sigma_r \quad (5.6)$$

En utilisant un profil radar enregistré en point milieu commun (CMP), il est possible d'estimer les propriétés diélectriques du milieu de propagation (calcaire) de trois façons différentes (Girard, 2002).

La **première méthode** (CMP1) consiste à analyser les ondes directes aérienne et souterraine extraites sur un enregistrement CMP à l'offset z (Figure 5.1). Si E_1 est le spectre de Fourier de l'onde directe dans l'air, et E_2 celui de l'onde directe dans le sol (calcaire), alors pour ces deux arrivées de nombre d'onde k_1 (air) et k_2 (calcaire), on a :

$$E_1 = \frac{E_0 \cdot D(\theta_i) \cdot \exp(-i \cdot k_1 \cdot z)}{z} \quad \text{et} \quad E_2 = \frac{E_0 \cdot D(\theta_i) \cdot \exp(-i \cdot k_2 \cdot z)}{z} \quad (5.7)$$

Dans ce cas, nous pouvons considérer que le terme $D(\theta_i)$ est le même pour les deux trajets malgré la dissymétrie du diagramme de rayonnement dans l'air et dans le calcaire (Girard, 2002) : l'onde est en effet rasante et l'angle d'incidence est proche de $\pi/2$.

Le rapport spectral permet d'estimer le nombre d'onde k_2 du milieu de propagation (calcaire) :

$$k_2 = k_1 - \frac{i}{z} \ln\left(\frac{E_1}{E_2}\right) \quad (5.8)$$

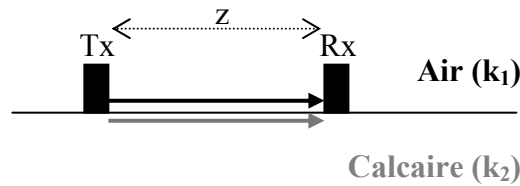


Figure 5.1 : Schéma du dispositif de la première méthode (CMP1) permettant d'estimer le nombre d'onde du milieu de propagation à partir des ondes directes aérienne et souterraine.

La **deuxième méthode** (CMP2) consiste à pointer l'onde directe dans le calcaire (nombre d'onde k_{calc}), sur un enregistrement CMP à deux offsets différents z_1 et z_2 très proches pour minimiser l'effet du diagramme de rayonnement (Figure 5.2).

On peut donc écrire :

$$E_1 = \frac{E_0 \cdot D(\theta_i) \cdot \exp(-i \cdot k_{calc} \cdot z_1)}{z_1} \quad \text{et} \quad E_2 = \frac{E_0 \cdot D(\theta_i) \cdot \exp(-i \cdot k_{calc} \cdot z_2)}{z_2} \quad (5.9)$$

Le rapport spectral permet d'estimer le nombre d'onde dans le calcaire :

$$k_{calc} = \frac{i}{z_1 - z_2} \ln\left(\frac{E_1 \cdot z_2}{E_2 \cdot z_1}\right) \quad (5.10)$$

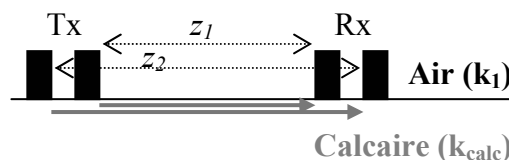


Figure 5.2 : Schéma du dispositif de la deuxième méthode (CMP2) permettant d'estimer le nombre d'onde du milieu de propagation à partir de l'onde directe souterraine à deux offsets différents.

La **troisième méthode** (CMP3) consiste à analyser deux signaux réfléchis sur un même profil CMP, à deux offsets L_1 et L_2 (Figure 5.3). Dans ce cas, la distance de propagation z sera fonction de la profondeur H du réflecteur et de l'offset L entre les antennes en surface, de sorte que : $z^2 = 4H^2 + L^2$.

Les deux spectres de Fourier des signaux sélectionnés s'écrivent comme suit :

$$E_1 = \frac{E_0 \cdot D(\theta_{inc1}) \cdot R(\theta_{inc1}) \cdot \exp(-i \cdot k_{calc} \cdot z_1)}{z_1} \text{ et } E_2 = \frac{E_0 \cdot D(\theta_{inc2}) \cdot R(\theta_{inc2}) \cdot \exp(-i \cdot k_{calc} \cdot z_2)}{z_2} \quad (5.11)$$

où R est le coefficient de réflexion sur un réflecteur donné.

Si on se place à deux offsets L_1 et L_2 très proches, alors la variation de θ_{inc} sera très faible. On pourra donc considérer que les variations du diagramme de rayonnement et du coefficient de réflexion sont négligeables : $D(\theta_{inc1}) \approx D(\theta_{inc2})$, et $R(\theta_{inc1}) \approx R(\theta_{inc2})$.

Le rapport spectral donne la même expression que la méthode précédente, mais où z_1 et z_2 sont les trajets réfléchis :

$$k_{calc} = \frac{i}{z_1 - z_2} \ln \left(\frac{E_1 \cdot z_2}{E_2 \cdot z_1} \right) \quad (5.12)$$

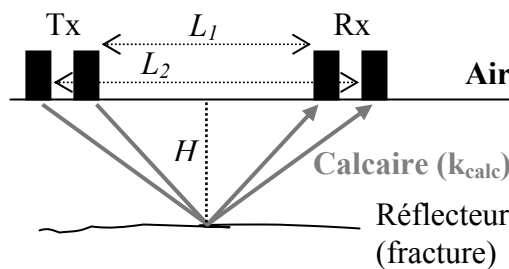


Figure 5.3 : Schéma du dispositif de la troisième méthode (CMP3) permettant d'estimer le nombre d'onde du milieu de propagation à partir de deux ondes réfléchies sur un même réflecteur à deux offsets différents.

Pour l'estimation des propriétés du milieu de propagation, les résultats de Girard (2002) sur l'utilisation de ces trois méthodes sur des données réelles, permettent d'aboutir aux conclusions suivantes :

La première méthode, qui consiste à faire le rapport spectral entre les ondes directes aérienne et souterraine, s'est avérée peu satisfaisante. En pratique, il n'est pas possible de comparer les deux ondes, car l'atténuation géométrique est différente dans l'air et dans le calcaire (l'onde aérienne est caractérisée par une expansion géométrique différente de $1/z$). La deuxième méthode (rapport entre deux ondes directes dans l'air à offset différents), a donné de bons résultats. Elle a été utilisée sur des données réelles à très grands offsets, permettant de bien

séparer les ondes directes des ondes réfléchies. Cette deuxième méthode n'est plus applicable si les premières arrivées des ondes directes sont confondues avec les réflexions proches. La troisième méthode, qui utilise l'onde réfléchie sur un réflecteur à deux offsets différents, a montré quelques incertitudes dans l'estimation des paramètres du milieu, sans doute liées aux approximations faites pour corriger les effets du diagramme de rayonnement, ainsi qu'à l'hypothèse d'un coefficient de réflexion constant pour des offsets proches.

1.3. Calcul du coefficient de réflexion

Dans le chapitre 3, les différents profils radar verticaux réalisés en falaise, ont montré que les principaux réflecteurs pouvaient correspondre aux différentes fractures présentes sur le terrain. L'analyse fréquentielle et l'inversion des coefficients de réflexion théoriques a permis la caractérisation des fractures (Chapitre 4). Il est donc nécessaire de disposer d'une méthode permettant de calculer facilement le coefficient de réflexion d'une onde radar réfléchie sur une fracture donnée. En faisant le rapport spectral entre un signal réfléchi E_1 et un signal de référence connu E_{ref} (réflexion sur une fracture connue, onde directe dans le sol, signal enregistré en transmission ...), l'analyse du coefficient de réflexion devient plus simple, et il est possible de s'affranchir du signal source et du diagramme de rayonnement des antennes.

Par la suite nous allons présenter plusieurs utilisations possibles de la méthode des rapports spectraux pour calculer le coefficient de réflexion sur une fracture donnée (inconnue), pour différents signaux de références obtenus en réflexion, en CMP, et en transmission.

1.3.1. A partir d'un signal de référence réfléchi sur une fracture connue

Dans cette configuration, les signaux sont enregistrés avec des antennes bistatiques à offset constant (Figure 5.4). Soit E_1 le spectre de Fourier d'une onde réfléchie sur une fracture inconnue située à une distance z_1 , et E_{ref} le spectre de Fourier d'une onde réfléchie sur une fracture d'épaisseur et de remplissage connus, située à une distance z_{ref} .

Pour une incidence verticale, le signal réfléchi E_1 s'exprime dans le domaine de Fourier par :

$$E_1 = \frac{E_0 \cdot D(\theta_{i1}) \cdot \exp(-i \cdot k \cdot 2 \cdot z_1) \cdot R_1}{2 \cdot z_1} \quad (5.13)$$

et le signal de référence (réflexion) par :

$$E_{ref} = \frac{E_0 \cdot D(\theta_{iref}) \cdot \exp(-i \cdot k \cdot 2 \cdot z_{ref}) \cdot R_{ref}}{2 \cdot z_{ref}} \quad (5.14)$$

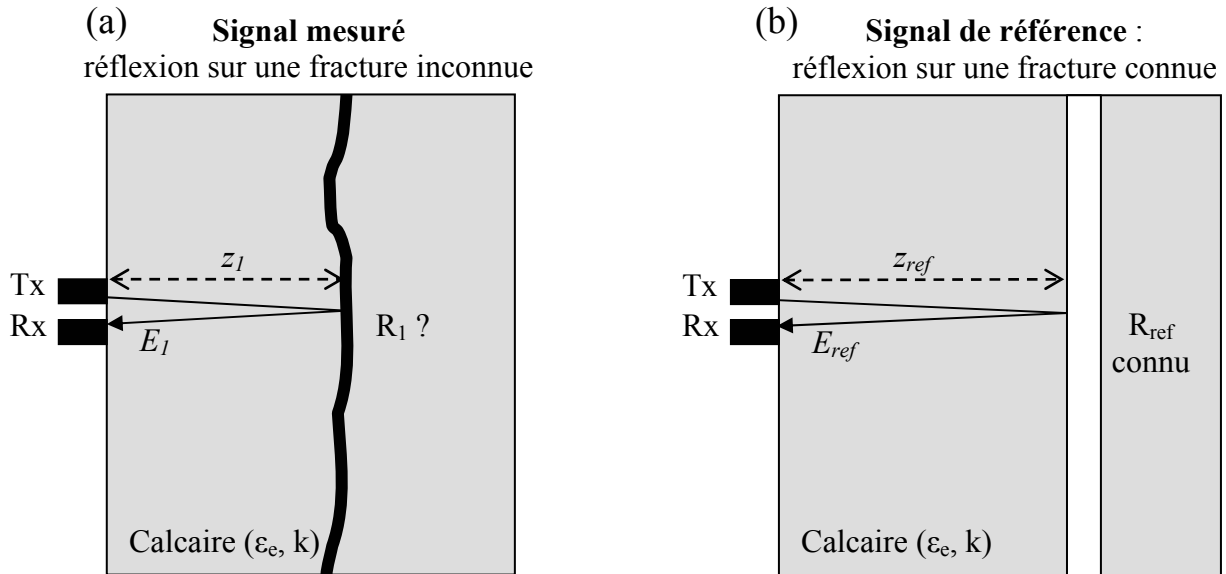


Figure 5.4 : Représentation d'un signal mesuré correspondant à une réflexion sur une fracture inconnue (a) et signal de référence correspondant à une réflexion sur une fracture connue (b).

Les deux signaux étant enregistrés dans la même configuration, le diagramme de rayonnement ($D(\theta_{i1})=D(\theta_{iref})$) et le signal source E_0 s'annulent dans l'expression du rapport spectral. On obtient :

$$\frac{E_1}{E_{ref}} = \left(\frac{z_{ref} \cdot \exp(-i.k.z_1)}{z_1 \cdot \exp(-i.k.z_{ref})} \right) R_1 = C.R_1 \quad (5.15)$$

où C est un terme de correction.

L'avantage principal de l'utilisation de cette configuration est qu'elle permet de s'affranchir du diagramme de rayonnement des antennes, et du signal source (en considérant que la puissance d'émission est la même pour les deux signaux). Il faut cependant disposer d'un signal de référence connu, c'est-à-dire un signal réfléchi sur une fracture d'épaisseur et de remplissage connu (pour calculer le coefficient de réflexion R_{ref}). Cette méthode est applicable sur un site où les fractures sont visibles et ouvertes (remplies d'air) pour pouvoir mesurer leurs épaisseurs en surface. Dans le cas d'une acquisition en falaise verticale, si les fractures sont également verticales (parallèles au profil radar), il est alors possible de s'affranchir des termes de propagations. Il faudra de toute façon connaître les propriétés du milieu de propagation car ils interviennent dans l'expression du calcul de R_{ref} .

1.3.2. A partir d'un signal de référence enregistré en mode CMP

Considérons une trace radar provenant d'un enregistrement CMP. Si E_1 est le spectre de l'onde réfléchie sur une fracture inconnu (Figure 5.4.a) située à une distance z_1 , et E_{ref} le spectre de l'onde directe dans le calcaire parcourant une distance z_{ref} (Figure 5.5.a) alors pour ces deux ondes de même nombre d'onde k , on a :

$$E_1 = \frac{E_0 \cdot D(\theta_{i1}) \cdot \exp(-i \cdot k \cdot 2 \cdot z_1) \cdot R_1}{2 \cdot z_1} \quad \text{et} \quad E_{ref} = \frac{E_0 \cdot D(\theta_{ref}) \cdot \exp(-i \cdot k \cdot z_{ref})}{z_{ref}} \quad (5.16)$$

où R_1 est le coefficient de réflexion

Le rapport spectral s'écrit alors :

$$\frac{E_1}{E_{ref}} = \left(\frac{D(\theta_{i1}) \cdot z_{ref} \cdot \exp(-i \cdot k \cdot z_1)}{D(\theta_{iref}) \cdot 2 \cdot z_1 \cdot \exp(-i \cdot k \cdot z_{ref})} \right) \cdot R_1 = C \cdot R_1 \quad (5.17)$$

où C est un terme de correction.

Cette méthode reste difficilement applicable aux données réelles en raison de la trop grande différence des diagrammes de rayonnement difficiles à quantifier : $D(\theta_{i1}) \neq D(\theta_{iref})$. Cette configuration ne sera pas utilisée par la suite.

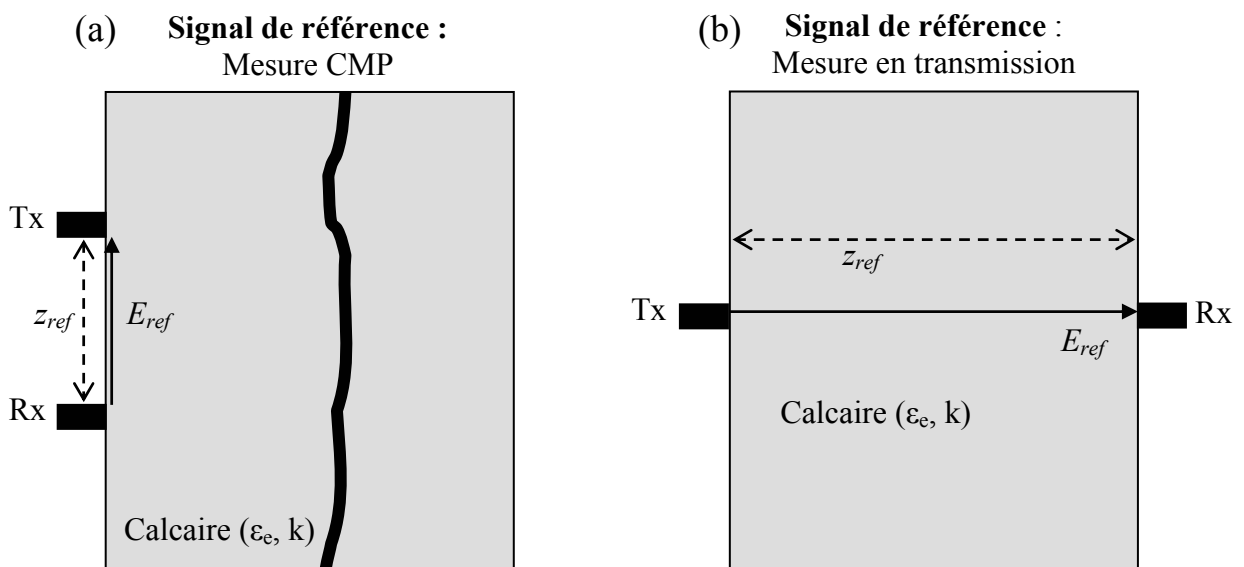


Figure 5.5 : Représentation de deux signaux de référence obtenus pour une mesure en CMP (a) et pour une mesure en transmission (b).

1.3.3. A partir d'un signal de référence enregistré en transmission

Dans cette configuration, le calcul du coefficient de réflexion consiste à faire le rapport spectral entre un signal réfléchi sur une fracture inconnue (E_I) obtenu en mode réflexion (Figure 5.4.a), et un signal de référence connu (E_{ref}) obtenu en transmission (Figure 5.5.b). Le signal de référence en transmission pourra être enregistré (par exemple sur un bloc calcaire) dans le même type de calcaire que le signal réfléchi ($k_{ref} = k$).

Le signal réfléchi s'exprime dans le domaine de Fourier par l'équation (5.13)). Le signal de référence (transmission) s'exprime dans le domaine de Fourier par :

$$E_{ref} = \frac{E_0 \cdot D_{Tx}(\theta_{iref}) \cdot D_{Rx}(\theta_{iref}) \cdot \exp(-i.k.z_{ref})}{z_{ref}} \quad (5.18)$$

où $D_{Tx}(\theta_{iref})$ et $D_{Rx}(\theta_{iref})$ sont respectivement les diagrammes de rayonnement des antennes émettrice et réceptrice (supposés égaux à 1 si $\theta_{iref} = 0$, incidence normale), k est le nombre d'onde du milieu de propagation (calcaire), z_{ref} est la distance inter-antennes, E_0 et E_{ref} sont respectivement les spectres de Fourier du signal source et de la référence.

Le rapport spectral de l'onde réfléchie et l'onde transmise de référence s'écrit alors :

$$\frac{E_I}{E_{ref}} = \left(\frac{D(\theta_{i1}) \cdot z_{ref} \cdot \exp(-i.k.z_1)}{D_{Tx}(\theta_{iref}) \cdot D_{Rx}(\theta_{iref}) \cdot z_1 \cdot \exp(-i.k.z_{ref})} \right) \cdot R_1 \quad (5.19)$$

Dans le cas où l'angle d'incidence est proche de zéro pour les deux signaux, on pourra négliger l'effet du diagramme de rayonnement. Dans le cas où la puissance d'émission est constante, le signal source E_0 pourra se simplifier dans l'expression du rapport spectral :

$$\frac{E_I}{E_{ref}} = \left(\frac{z_{ref} \cdot \exp(-i.k.z_1)}{z_1 \cdot \exp(-i.k.z_{ref})} \right) \cdot R_1 = C \cdot R_1 \quad (5.20)$$

où C est un terme de correction

La première limite de cette méthode provient de la mesure du signal en transmission. En effet, les mesures in situ, réalisées dans le cadre de cette étude sur plusieurs blocs calcaires, ont montré beaucoup de réflexions parasites sur les bords des blocs, perturbant ainsi le signal en transmission. Deuxièmement, il est difficile de s'affranchir correctement du diagramme de rayonnement en raison des différences de configurations entre le mode réflexion et le mode transmission, sauf à incidence normale. En pratique, dans le cas où une

colonne de roche est découpée par une fracture très ouverte en arrière de la falaise, il serait possible d'enregistrer un signal de référence en transmission, en descendant une antenne émettrice dans la falaise et l'antenne réceptrice dans la fracture.

2. Méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar 2D

Dans le Chapitre 4, nous avons proposé une méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar théoriques par algorithme de voisinage (Neighbourhood Algorithm). Par la suite, cette méthode va être testée à partir de signaux radar synthétiques 2D (FDTD), pour tenter de proposer une application aux cas réels, où le coefficient de réflexion doit être déterminé. Pour le calcul du coefficient de réflexion, nous utiliserons la méthode des rapports spectraux présentée au paragraphe précédent.

2.1. Modélisation FDTD des signaux radar 2D

Le logiciel GPRMAX2D, utilisé pour la modélisation 2D, est un simulateur d'ondes électromagnétiques adapté à la modélisation radar. Ce logiciel, développé par Antonis Giannopoulos (www.gprmax.org/~agianno/GprMax/Download/) est disponible gratuitement sur internet. Le logiciel est basé sur la méthode des différences finies FDTD (Finite-Difference Time Domain). Il a été utilisé par la suite pour la modélisation 2D de signaux radar transmis et réfléchis. Le principe de la modélisation FDTD 2D est basé sur la résolution des équations de Maxwell, dans le temps et l'espace. L'utilisateur définit un modèle géométrique 2D du problème à résoudre, en tenant compte des considérations suivantes : tous les milieux de propagation sont linéaires et isotropes, la description de la permittivité diélectrique est basée sur le modèle de Debye (voir Chapitre 2), la fonction d'excitation du signal source est un Ricker, le diagramme de rayonnement des antennes est supposé isotrope (la source rayonne avec la même intensité dans toutes les directions de l'espace), et le calcul des équations de propagation considère le mode Transverse Magnétique (TM).

Dans le domaine de Fourier, nous avons vu au paragraphe 1.3 que, quel que soit le signal de référence (en mode réflexion, transmission, ou CMP), le coefficient de réflexion R_1 relatif à une fracture d'épaisseur et de remplissage inconnus pouvait être exprimé de la façon suivante :

$$R_1 = \frac{E_1}{E_{ref}} \cdot Corr \quad (5.21)$$

où $Corr$ est un facteur de correction, E_I est la transformée de Fourier du signal réfléchi, et E_{ref} est la transformée de Fourier du signal de référence.

Le facteur de correction ($Corr$) dépend de la configuration utilisée (choix du signal de référence), et des paramètres du milieu (indispensables pour le calcul du nombre d'onde et des termes de propagation). En simulation numérique, les corrections des termes de propagation/atténuation sont connues puisque l'utilisateur fixe les paramètres des différents milieux. Si en 3D, l'atténuation géométrique est proportionnelle à $1/r$, en 2D le terme d'atténuation géométrique est égal à $1/\sqrt{r}$.

Pour se placer dans un cas proche de la réalité, nous avons considéré un demi-espace calcaire, affecté par plusieurs fractures ouvertes remplies d'air, et d'épaisseurs variables. La démarche de cette étude consiste à modéliser plusieurs signaux radar réfléchis sur ces fractures (signal mesuré inconnu), et d'utiliser différents signaux de référence (connus) pour calculer le coefficient de réflexion à partir de la méthode des rapports spectraux. La méthode d'inversion des coefficients de réflexion radar, présentée au Chapitre 4, sera utilisée pour caractériser l'épaisseur et le remplissage des fractures.

En pratique, le milieu de propagation modélisé correspond à un milieu calcaire homogène peu conducteur ($\epsilon_r=9$, $\sigma_{DC}=0.4$ mS/m, soit $\rho=2500$ Ohm.m). Des signaux radar réfléchis sur des fractures ouvertes (remplies d'air) d'épaisseurs variables ont été modélisés avec le logiciel GPRMAX2D, pour une fréquence centrale de 100 MHz. En terme de longueur d'onde, les épaisseurs des fractures ouvertes modélisées varient de $\lambda/15$ (20cm) à $\lambda/3$ (100 cm). La Figure 5.6a montre un exemple de modèle géométrique utilisé pour la modélisation d'un signal radar réfléchi sur une fracture ouverte de 35 cm. Pour toutes les traces radar modélisées, l'espacement entre les antennes émettrice (Tx) et réceptrice (Rx) est de 1 mètre, et la fracture est située à 6 m de profondeur. Le signal radar modélisé (Figure 5.6b) montre alors l'onde directe dans l'air, ainsi que l'onde réfléchie sur la fracture ouverte en question (35 cm).

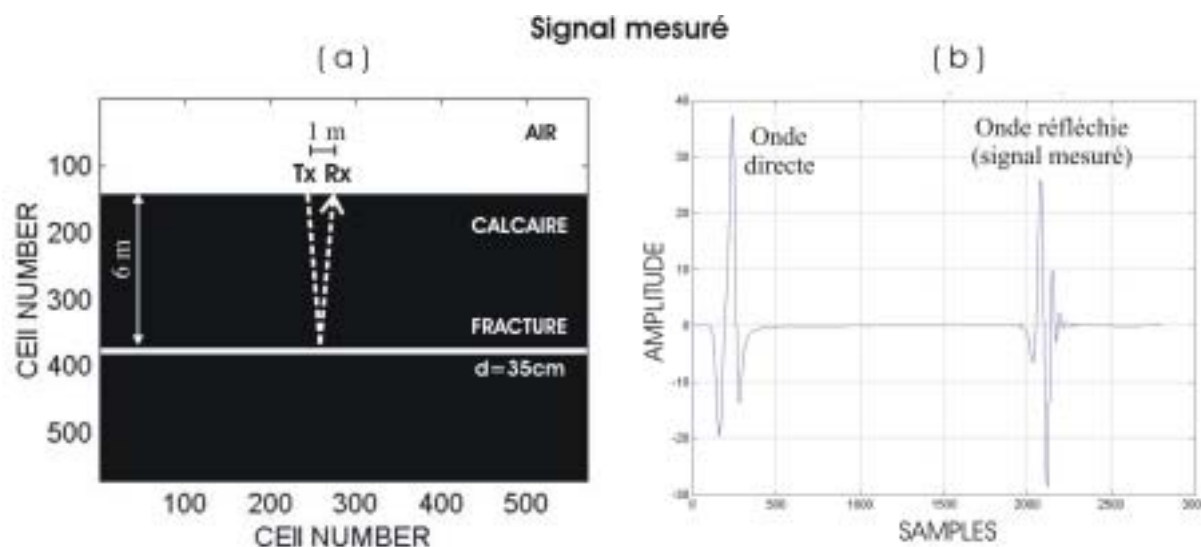


Figure 5.6 : Modélisation FDTD d'un signal radar réfléchi sur une fracture ouverte de 35 cm. (a) géométrie du modèle. (b) signal synthétique.

Pour le calcul des coefficients de réflexion, par la méthode des rapports spectraux, nous avons modélisé deux signaux de référence :

- un signal de référence correspondant à un signal réfléchi sur une fracture d'épaisseur et de remplissage connus (fracture ouverte de 20 cm)
- un signal de référence correspondant à un signal transmis dans un bloc calcaire.

2.2. Inversion avec un signal de référence réfléchi sur une fracture connue

Le signal de référence choisi pour cette étude correspond à un signal réfléchi (connu) sur une fracture ouverte de 20 cm (Figure 5.7). La profondeur de la fracture est fixée à 6 m comme pour l'ensemble des enregistrements radar, afin que les différents termes de corrections (propagation et d'atténuation) se simplifient dans l'expression du rapport spectral entre un signal mesuré et un signal de référence.

Les coefficients de réflexion radar ont été calculés par la méthode des rapports spectraux, pour trois signaux radar réfléchis sur des fractures ouvertes de 35 cm, 75 cm et 100 cm (un exemple de signal réfléchi est illustré sur la Figure 5.6).

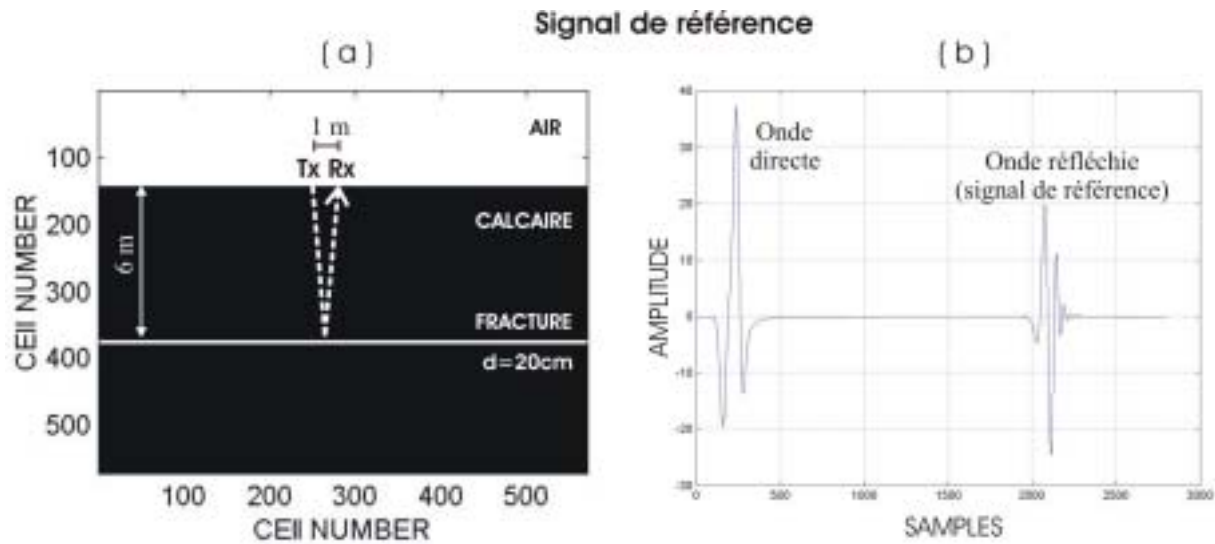


Figure 5.7 : Modélisation FDTD d'un signal radar de référence correspondant à une fracture ouverte de 20 cm. (a) géométrie du modèle. (b) signal synthétique.

La méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion est identique à celle présentée au chapitre 4. Nous avons utilisé un algorithme de voisinage (Neighbourhood Algorithm) pour l'inversion des parties réelle et imaginaire du coefficient de réflexion, afin de retrouver les paramètres de remplissage (3 paramètres de Jonscher : n , χ_r et ϵ_∞) et l'épaisseur des fractures. On rappellera que, pour l'air, les paramètres de Jonscher sont les suivants : $n=1$, $\chi_r=0$, et $\epsilon_\infty=1$. L'inversion a été réalisée en laissant les paramètres libres de la façon suivante : n varie entre 0.1 et 1, χ_r varie entre 0 et 30, ϵ_∞ varie entre 1 et 81, et l'épaisseur d varie entre 1 cm et 200 cm.

Tableau 5.1 : Résultats d'inversion des coefficients de réflexion après modélisation FDTD et calcul du rapport spectral. Le signal de référence correspond à une réflexion sur une fracture connue.

Epaisseur modélisée	Epaisseur d calculée après inversion	Paramètres de Jonscher du remplissage			RMS
		n	χ_r	ϵ_∞	
35 cm	34.5 cm	0.34	0.00	1.0	0.48 %
75 cm	73.7 cm	0.81	0.01	1.0	2.2 %
100 cm	99.3 cm	0.64	0.03	1.0	1.3 %
Solution attendue pour l'air : $n=1$, $\chi_r=0$, et $\epsilon_\infty=1$					

Le Tableau 5.1 présente l'ensemble des résultats. Après inversion, les paramètres de Jonscher du remplissage sont très proches de ceux de l'air. On rappellera que lorsque χ_r vaut zéro, n peut prendre n'importe quelle valeur. Les différentes épaisseurs calculées après inversion sont également très proches de celles modélisées.

La Figure 5.8 illustre les résultats d'inversion correspondant à une fracture ouverte de 35 cm remplie d'air. L'algorithme de voisinage converge vers une solution unique très proche de la solution correcte ($n=0.34$, $\chi_r=0$, $\varepsilon_\infty=1$, et $d=34.5$ cm). Le calcul des paramètres effectifs de permittivité et de conductivité ($\varepsilon_r=1$ et $\sigma_r=0$ mS/m), confirme que le remplissage de la fracture est de l'air.

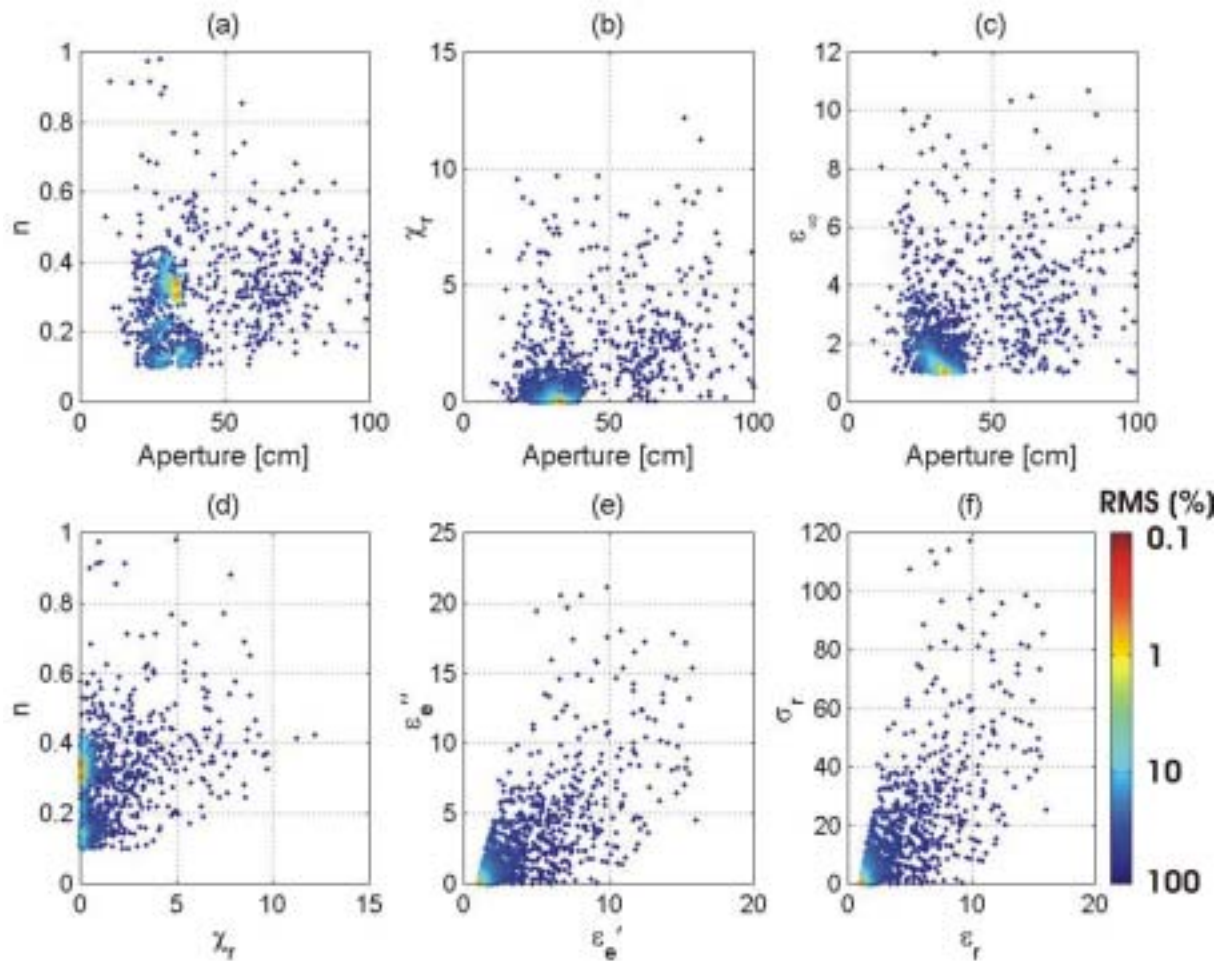


Figure 5.8 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture ouverte de 35 cm d'épaisseur. Le signal de référence choisi est un signal réfléchi sur une fracture connue. (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ε_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\varepsilon_\infty=1$, $\varepsilon_e'=\varepsilon_r=1$, $\varepsilon_e''=0$, et $\sigma_r=0$ mS/m.

2.3. Inversion avec un signal de référence obtenu en transmission

Dans cette étude, le signal de référence correspond à un signal transmis dans un milieu calcaire à une fréquence de 100 MHz. La distance entre l'antenne émettrice (Tx) et l'antenne réceptrice (Rx) est de 6 mètres (Figure 5.9). Pour le calcul des coefficients de réflexion (rapports spectraux), les signaux radar réfléchis sur des fractures ouvertes sont identiques à ceux présentés précédemment. Un exemple de signal réfléchi est illustré sur la Figure 5.6.

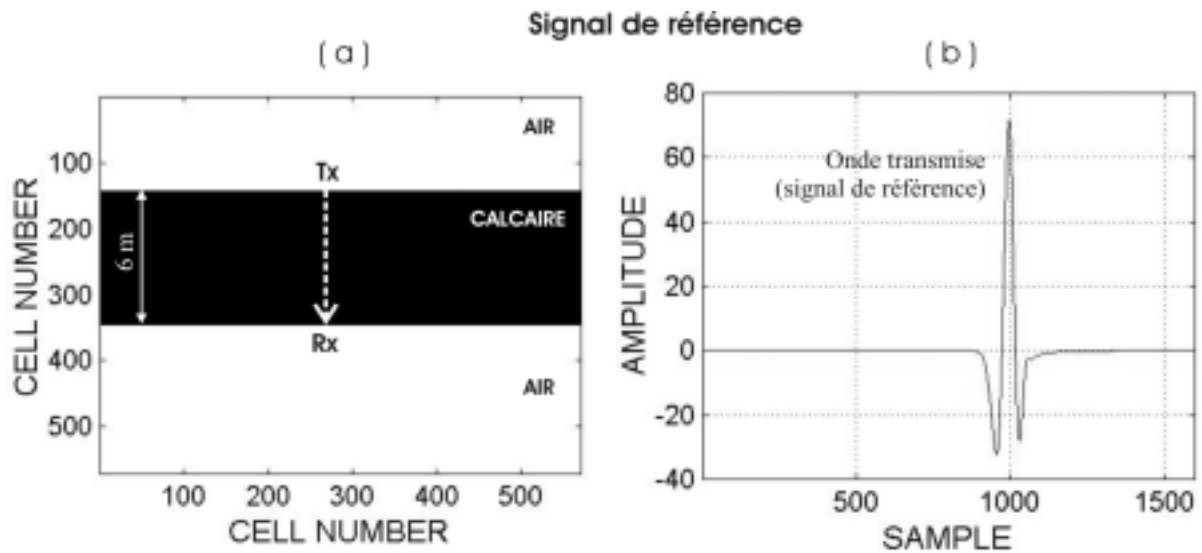


Figure 5.9 : Modélisation FDTD d'un signal radar de référence correspondant à un signal transmis. (a) géométrie du modèle. (b) signal synthétique.

Les coefficients de réflexion radar ont été calculés, par la méthode des rapports spectraux, pour trois signaux radar réfléchis (100 MHz) sur des fractures ouvertes de 20 cm, 35 cm et 75 cm. Comme précédemment, l'inversion des coefficients de réflexion a été réalisée avec l'algorithme de voisinage. Les différents paramètres du remplissage (3 paramètres de Jonscher) ainsi que l'épaisseur (d) des fractures ont été laissés libres durant l'inversion. L'espace de recherche des paramètres est le suivant : n varie entre 0.1 et 1, χ_r varie entre 0 et 30, ϵ_∞ varie entre 1 et 81, et l'épaisseur d varie entre 1 cm et 200 cm.

Une synthèse des différents résultats de l'inversion est présentée dans le Tableau 5.2. On constate que les paramètres de remplissage des fractures, retrouvés après inversion, sont très proches de ceux de l'air. Le paramètre χ_r étant proche de zéro, le paramètre n peut prendre n'importe quelle valeur. L'ordre de grandeur des épaisseurs modélisées est relativement bien retrouvé après inversion. La Figure 5.10 montre un exemple de résultats d'inversion pour une fracture ouverte de 35 cm. L'inversion converge vers une solution unique ($\text{RMS} < 1\%$) et retrouve la bonne épaisseur de fracture, ainsi que les bons paramètres de remplissage de l'air ($\epsilon_r=1$ et $\sigma_r \sim 0$).

Tableau 5.2 : Résultats d'inversion des coefficients de réflexion après modélisation FDTD et calcul du rapport spectral. Le signal de référence correspond à un signal transmis.

Epaisseur modélisée	Epaisseur d calculée après inversion	Paramètres de Jonscher du remplissage			RMS
		n	χ_r	ε_∞	
20 cm	17.2 cm	0.79	0.01	1.0	1.05 %
35 cm	34.2 cm	0.27	0.03	1.01	0.92 %
75 cm	70.0 cm	0.19	0.05	1.03	2.7 %
Solution attendue pour l'air : $n=1$, $\chi_r=0$, et $\varepsilon_\infty=1$					

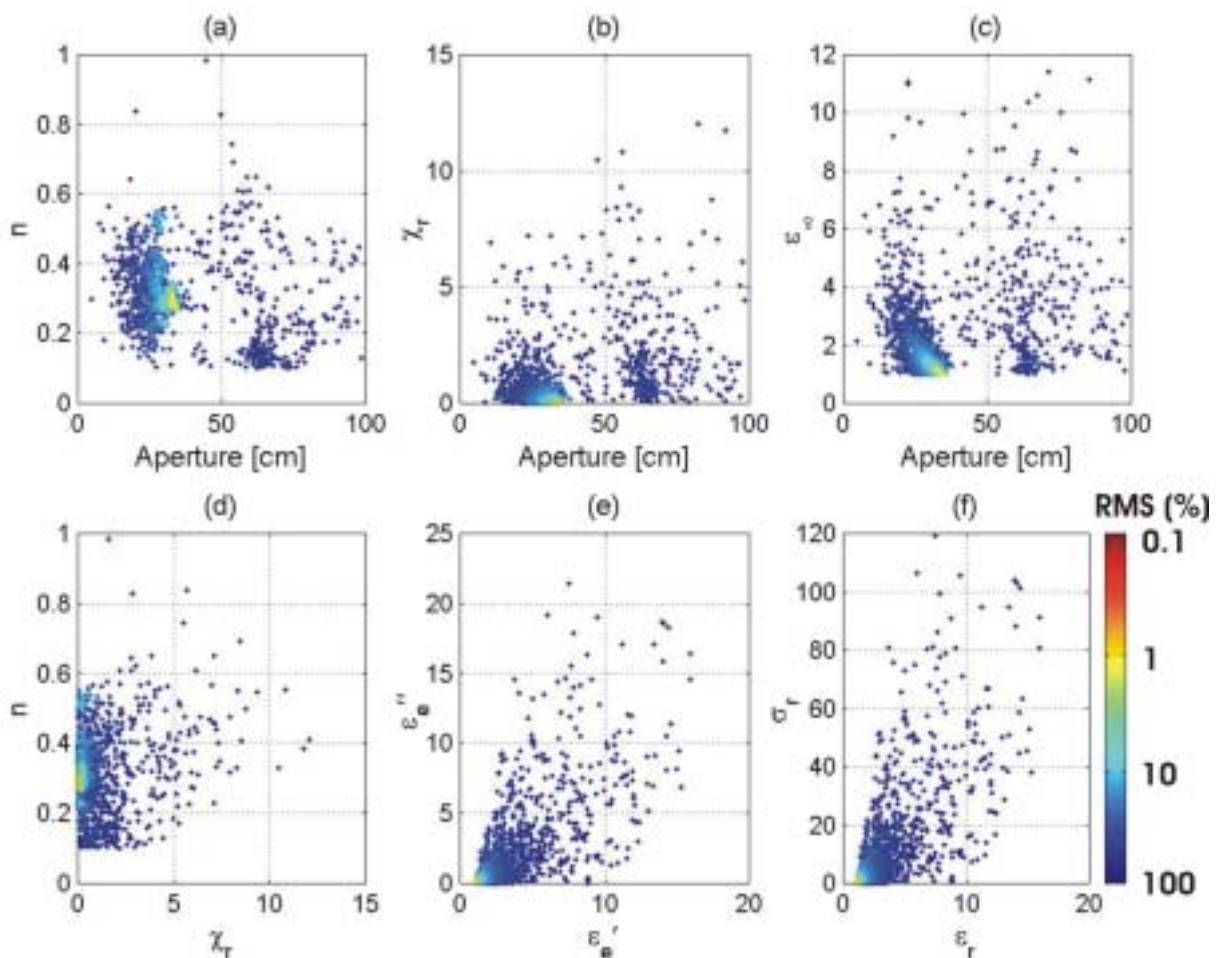


Figure 5.10 : Résultats d'inversion du coefficient de réflexion par algorithme de voisinage pour une fracture ouverte de 35 cm d'épaisseur. Le signal de référence choisi est un signal transmis. (a) Paramètre n en fonction de l'épaisseur calculée. (b) Paramètre χ_r en fonction de l'épaisseur calculée. (c) Paramètre ε_∞ en fonction de l'épaisseur calculée. (d) Paramètre n en fonction de χ_r . (e) Parties réelles et imaginaires de la permittivité effective. (f) Paramètres effectifs : conductivité en fonction de la permittivité. Les paramètres de remplissage de l'air à retrouver sont : $n=1$, $\chi_r=0$, $\varepsilon_\infty=1$, $\varepsilon_e'=\varepsilon_r=1$, $\varepsilon_e''=0$, et $\sigma_r=0$ mS/m.

3. Modélisation d'une fracture en falaise

3.1. Présentation

Afin de proposer une méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar, nous avons choisi de nous placer dans le contexte du deuxième site d'étude présenté au Chapitre 3 (Site 2, Rochers de la Bourgeoise). Ce site présente une fracture verticale ouverte (remplie d'air) située à 9 m du front de falaise, dont l'épaisseur a pu être mesurée en surface. Les différents profils radar réalisés en falaise en mode réflexion ont permis d'imager la fracture avec précision. Les changements de réflectivité, visibles le long du réflecteur correspondant à la position de la fracture, laissent penser que l'épaisseur et/ou la nature du remplissage varie.

Une reconstitution 2D simplifiée du dispositif utilisé sur la falaise des Rochers de la Bourgeoise (site 2) a été modélisée par différences finies à l'aide du logiciel GPRMAX2D (Figure 5.11).

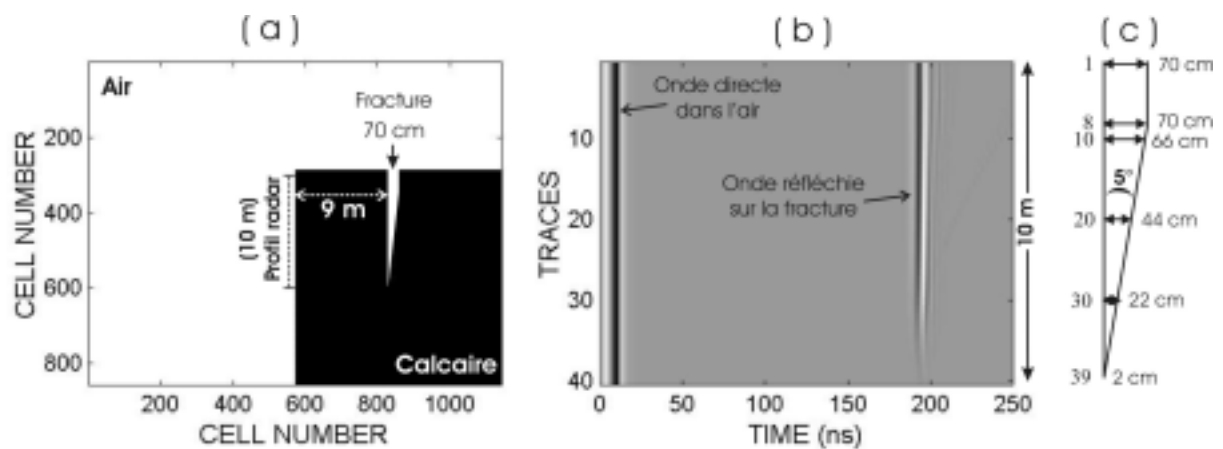


Figure 5.11 : Modélisation FDTD 2D du site des Rochers de la Bourgeoise. (a) Modèle géométrique, (b) profil radar modélisé à 100 MHz, (c) variations d'épaisseurs de la fracture en fonction des traces radar.

Le modèle géométrique (Figure 5.11a) représente un plateau calcaire affecté par une fracture ouverte verticale d'épaisseur variable. Les propriétés diélectriques du milieu calcaire sont les mêmes que précédemment ($\epsilon_r=9$, $\sigma_{DC}=0.4$ mS/m, soit $\rho=2500$ Ohm.m). La distance entre la fracture et le front de falaise est fixée à 9 mètres. Le profil radar vertical modélisé à 100 MHz (Figure 5.11b) est constitué de 40 traces enregistrées tous les 25 cm le long de la falaise pour une distance totale de 10 m. Pour chaque trace, l'espacement entre les antennes

émettrice et réceptrice est fixé à 1 m, comme pour les mesures réelles. Le réflecteur qui apparaît à 180 ns sur l'enregistrement radar modélisé correspond à la réflexion des ondes sur la fracture. Un profil détaillé de la fracture est présenté sur la Figure 5.11c. L'épaisseur de la fracture en surface est de 70 cm pour les traces 1 à 8. Au-delà, l'épaisseur de la fracture diminue progressivement avec la profondeur, le long du profil radar, pour se refermer complètement à la 40^{ème} trace. Les deux lèvres de la fracture ouverte forment un angle de 5°.

3.2. Résultats d'inversion

Dans cette configuration, le signal de référence (connu) correspond à la première trace radar modélisée, c'est-à-dire à la réflexion sur une fracture ouverte remplie d'air de 70 cm (comme observés sur le terrain). Dans la configuration modélisée, la fracture étant verticale et parallèle au front de falaise, les termes de propagation et d'atténuation s'annulent dans l'expression du rapport spectral, puisqu'ils sont identiques pour chaque trace. Le coefficient de réflexion R_1 s'écrit pour chaque trace :

$$R_1 = \frac{E_1 \cdot R_{ref}}{E_{ref}} \quad (5.22)$$

où E_1 est la transformée de Fourier du signal réfléchi, E_{ref} est la transformée de Fourier du signal de référence, et R_{ref} est le coefficient de réflexion sur une fracture ouverte de 70 cm (connu de façon analytique).

Le coefficient de réflexion R_1 a été calculé pour plusieurs signaux réfléchis le long de la fracture modélisée. L'inversion a été réalisée simultanément sur les parties réelles et imaginaires du coefficient de réflexion en utilisant l'algorithme de voisinage présenté au Chapitre 4. Au cours du processus d'inversion, les paramètres de remplissage de Jonscher (n , χ_r , ε_∞) et l'épaisseur (d) sont laissés libres de la façon suivante : n varie entre 0.1 et 1, χ_r varie entre 0 et 30, ε_∞ varie entre 1 et 81, et d varie entre 1 cm et 200 cm.

Le Tableau 5.3 présente les résultats d'inversion des coefficients de réflexion radar calculés pour 7 traces le long du profil radar (traces 2, 10, 20, 30, 35, 38 et 39). Pour les données allant de la trace 2 ($d=70\text{cm}$) à la trace 30 ($d=22\text{cm}$), on observe que les paramètres calculés après inversion sont très proches de ceux modélisés. Les valeurs de RMS sont faibles, et l'inversion retrouve les bonnes épaisseurs de fractures et les bons paramètres de l'air ($\chi_r=0$ et $\varepsilon_\infty=1$). Le paramètre n peut toujours prendre n'importe quelle valeur lorsque χ_r vaut zéro.

Pour la trace 35 ($d=11\text{cm} \sim \lambda/30$), les résultats de l'inversion sont encore acceptables ($\text{RMS}=6.1\%$). Par contre, lorsque les épaisseurs modélisées deviennent trop faibles ($d=4\text{cm}=\lambda/75$ et $d=2\text{cm}=\lambda/150$), l'inversion est totalement inefficace. En effet, les valeurs d'épaisseurs calculées sont aberrantes (58.5 cm au lieu de 4 cm d'épaisseur théorique) et les paramètres de Jonscher ne sont plus ceux de l'air ($\chi_r \neq 0$ et $\epsilon_\infty \neq 1$). La résolution de la méthode devient insuffisante pour caractériser des épaisseurs de fractures inférieures à $\lambda/30$.

Tableau 5.3 : Résultats d'inversion des coefficients de réflexion après modélisation FDTD pour une fracture ouverte d'épaisseur variables. Le signal de référence utilisé dans le rapport spectral correspond à une fracture ouverte de 70 cm.

Trace radar	Epaisseur modélisée	Epaisseur / λ	Epaisseur d calculée après inversion	Paramètres de Jonscher du remplissage			RMS
				n	χ_r	ϵ_∞	
2	70 cm	$\sim 1/4$	70.3 cm	0.65	0.0	1.0	0.93 %
10	66 cm	$\sim 1/5$	65.4 cm	0.82	0.0	1.01	2.0 %
20	44 cm	$\sim 1/7$	45.3 cm	0.79	0.0	1.0	1.7 %
30	22 cm	$1/15$	23.1 cm	0.76	0.0	1.0	2.2 %
35	11 cm	$1/30$	10.3 cm	0.66	0.0	1.32	6.1 %
38	4 cm	$1/75$	58.5 cm	0.52	3.76	1.99	10.2 %
39	2 cm	$1/150$	12.3 cm	0.56	2.5	7.13	16.1 %

solution attendue pour l'air : $n=1$, $\chi_r=0$, et $\epsilon_\infty=1$

Pour l'inversion des coefficients de réflexion, il est important de signaler que l'algorithme de voisinage utilise la formule d'approximation d'une fracture à une couche mince, qui considère que les deux bords de la fracture sont parallèles. Dans le cas présent, les deux bords de la fractures n'étant pas parallèles (fracture en biseau) on peut s'interroger sur la validité d'utilisation de cette approximation, et sur l'influence éventuelle d'ondes diffractées. Compte tenu des résultats d'inversion très satisfaisants, pour des fractures d'épaisseur supérieure à $\lambda/30$, on peut considérer que la formule est utilisable dans ce cas en 2D, pour une fracture en biseau dont l'angle entre les deux bords de la fracture est relativement faible (5°).

4. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté la méthode des rapports spectraux qui permet de déterminer le coefficient de réflexion radar à partir d'un signal de référence pour plusieurs modes d'enregistrements. L'intérêt de cette méthode est de s'affranchir du signal source, qui n'est généralement pas connu dans la réalité. L'objectif est de proposer une méthode d'inversion des coefficients de réflexion radar applicable aux données réelles. Pour cela, la

méthode des rapports spectraux a été testée numériquement à partir de signaux radar synthétiques (FDTD) pour des fractures ouvertes remplies d'air, et en considérant deux configurations pour le signal de référence (un signal obtenu en transmission, ou un signal réfléchi sur une fracture connue). L'inversion des coefficients de réflexion radar synthétiques, obtenus pour les deux configurations, a permis de retrouver correctement les paramètres d'épaisseurs et de remplissage des différentes fractures ouvertes modélisées. La méthode des rapports spectraux a montré que pour un signal de référence réfléchi sur une fracture connue, le diagramme de rayonnement des antennes (difficile à quantifier dans la réalité) se simplifie dans l'expression du rapport spectral. Les propriétés diélectriques du milieu de propagation (calcaire) sont supposées connues dans cette étude.

Pour valider cette méthode, nous avons modélisé les données prises sur le site des Rochers de la Bourgeoise (Site 2, massif du Vercors, voir chapitre 3), où une fracture ouverte verticale observée en surface a été détectée sur les enregistrements radar (réflecteur vertical). Cette configuration a été modélisée en 2D par une fracture verticale ouverte d'épaisseur variable. L'inversion des coefficients de réflexion radar a été réalisée en prenant comme signal de référence la réflexion sur la fracture ouverte d'épaisseur connue en surface (70 cm). Ce choix permet de s'affranchir complètement des termes d'atténuation/propagation, du signal source et du diagramme de rayonnement des antennes. Les résultats d'inversion ont montré que les paramètres d'épaisseurs et de remplissage des fractures ouvertes sont bien estimés par la méthode pour des épaisseurs de fractures supérieures à $\lambda/30$.

Pour l'application de la méthode des rapports spectraux aux données réelles, il conviendra premièrement d'estimer les propriétés diélectriques du milieu de propagation, pour réaliser les corrections de propagation/atténuation adéquates. Pour le choix du signal de référence, l'utilisation d'un signal transmis est peu recommandable, puisque le diagramme de rayonnement des antennes n'est pas négligeable dans le calcul du rapport spectral (sauf pour un angle d'incidence proche de zéro). De plus, les mesures en transmission réalisées sur des blocs de calcaire ont montré des réflexions parasites causées par les bords des blocs. On préconisera donc, comme signal de référence, l'utilisation d'un signal réfléchi sur une fracture ouverte remplie d'air (tous les paramètres de la fracture sont connus). Dans ce chapitre, la méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar a été réalisée uniquement sur signaux synthétiques. Par manque de temps, la méthode des rapports spectraux n'a pu être testée sur les données réelles, mais son application au site des Rochers de la Bourgeoise constitue une des premières perspectives de ce travail.

Conclusions et Perspectives

Ce travail s'inscrit dans une problématique d'amélioration de l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux par prospection géophysique. L'étude de la stabilité d'un compartiment rocheux passe par une connaissance détaillée de la géométrie des discontinuités en profondeur (orientation, pendage, continuité des fractures) et de leurs propriétés mécaniques (ouverture, nature du remplissage). En effet, la quantification de la proportion de ponts rocheux est déterminante dans l'analyse de la stabilité, mais reste inaccessible depuis la surface.

Ce mémoire a étudié les possibilités du radar géologique, d'une part, pour détecter les fractures à l'intérieur d'un massif rocheux (imagerie haute résolution), et d'autre part, pour caractériser l'épaisseur et le remplissage de ces fractures depuis la surface. L'objectif de travail est de proposer une méthode d'auscultation des falaises calcaires, que nous avons appliqué à la région grenobloise.

Pour répondre au problème de la géométrie des fractures en profondeur, nous avons réalisé une campagne de mesures radar sur deux falaises calcaires proches de Grenoble présentant plusieurs fractures verticales visibles en surface. Au cours de cette étude, les profils radar ont été réalisés en plaçant directement les antennes sur la paroi verticale calcaire, permettant ainsi une meilleure pénétration des ondes (jusqu'à 30 m avec les antennes 100 MHz). Les mesures radar ont été effectuées selon différents modes d'acquisition (réflexion, CMP, et transmission), et pour différentes fréquences d'antennes (50 MHz à 400 MHz). Cette étude a montré l'efficacité des profils radar en mode réflexion pour détecter les principales fractures présentes sur chaque site. De plus, la combinaison de profils verticaux et horizontaux en falaise, a fourni une image 3D de la géométrie des principaux plans de fractures (orientation, pendage, continuité verticale et latérale des fractures), observés en surface.

L'analyse des vitesses radar, déduites des profils CMP verticaux en falaise, a permis de migrer les données (conversion des temps de propagation en distance) et de localiser précisément les fractures par rapport au front de falaise. De plus, pour la caractérisation des fractures, l'analyse des vitesses d'intervalles a montré des zones de fortes vitesses radar en profondeur (proches de 30 cm/ns), correspondant à de larges fractures ouvertes remplies d'air.

Les mesures réalisées en transmission, depuis la falaise (antenne émettrice) vers le plateau (antenne réceptrice), ont fourni une image 2D de la répartition des vitesses radar à

l'intérieur du massif (tomographie de vitesse). Cependant, le lissage de l'image obtenue (propre au processus d'inversion utilisé) n'a pas permis de détecter avec précision les principales discontinuités.

L'analyse fréquentielle des phénomènes de réflexion sur une couche mince a montré l'intérêt du radar géologique pour la caractérisation des fractures. En effet, dans une gamme de fréquences donnée, la détection de fractures par le radar géologique va dépendre de l'épaisseur et de la nature du remplissage des discontinuités, qui contrôlent les attributs du coefficient de réflexion (amplitude, phase). Dans ce mémoire, nous avons développé une méthodologie d'inversion des coefficients de réflexion radar, par algorithme de voisinage (Neighbourhood Algorithm), pour caractériser l'épaisseur et le remplissage des fractures. Une étude préliminaire a montré que l'inversion uniquement de l'amplitude du coefficient de réflexion n'est pas satisfaisante. Pour prendre en compte les variations d'amplitude et de phase, l'inversion a été réalisée simultanément sur les parties réelle et imaginaire du coefficient de réflexion. Le calcul des coefficients de réflexion radar théoriques est basé sur le modèle de Jonscher à trois paramètres réels constants (n , χ_r , ϵ_∞), qui permet de décrire la permittivité effective (ϵ_e) du matériau de remplissage des fractures. A une fréquence donnée, les parties réelle et imaginaire de la permittivité effective peuvent être reliées aux paramètres effectifs du milieu : la permittivité relative (ϵ_r) et la conductivité effective (σ_r).

Dans cette étude, l'inversion des coefficients de réflexion a été testée pour des fractures remplies d'argile ($n=0.25$, $\chi_r=30$ et $\epsilon_\infty=55$), et pour des fractures ouvertes remplies d'air ($n=1$, $\chi_r=0$ et $\epsilon_\infty=1$), dans les gammes de fréquences 100 MHz et 200 MHz. En terme de longueur d'onde (λ), pour des épaisseurs de fractures modélisées comprises entre $\lambda/30$ et $\lambda/2$, l'inversion des parties réelle et imaginaire des coefficients de réflexion radar, par algorithme de voisinage, a permis de retrouver de façon correcte et unique les paramètres d'épaisseur (d), et de remplissage de l'air ou de l'argile (paramètres de Jonscher : n , χ_r , ϵ_∞ , et paramètres effectifs : ϵ_r , σ_r).

Pour l'application de la méthode d'inversion aux données réelles, le coefficient de réflexion doit être connu. Il est possible de l'extraire des enregistrements radar par la méthode des rapports spectraux, en calculant le rapport entre un signal mesuré (inconnu) réfléchi sur une fracture donnée, et un signal de référence (connu), dans le domaine fréquentiel. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet de s'affranchir du signal source, et parfois du diagramme de rayonnement des antennes (difficile à quantifier). Un logiciel de modélisation 2D (FDTD) a permis de tester la méthode des rapports spectraux sur des signaux radar synthétiques, dans le cas de fractures ouvertes (remplies d'air), en considérant d'une part, un

signal de référence réfléchi sur une fracture d'épaisseur et de remplissage connus, et d'autre part, un signal de référence obtenu en transmission. Les résultats d'inversion des coefficients de réflexion radar synthétiques ont montré que les paramètres d'épaisseur et de remplissage des fractures ouvertes (air) sont très bien retrouvés, pour les deux signaux de référence considérés.

Pour valider cette méthode, nous avons modélisé en 2D (FDTD) les enregistrements radar obtenus sur l'un des sites étudiés (Rochers de la Bourgeoise), pour lequel une large fracture ouverte verticale a été observée en arrière de la falaise calcaire. En surface, l'épaisseur de la fracture (70 cm) et le remplissage (air) sont connus, mais l'épaisseur diminue avec la profondeur, formant une fracture en biseau. Le signal de référence choisi pour le calcul du rapport spectral correspond à la réflexion sur cette fracture connue en surface, ce qui permet, en pratique, de s'affranchir du signal source ainsi que du diagramme de rayonnement des antennes. L'inversion des coefficients de réflexion radar a été réalisée sur plusieurs traces du profil radar synthétique, et a permis de valider la méthode proposée. Les variations d'épaisseur le long de la fracture ouverte, ainsi que les paramètres du remplissage (air) sont très bien retrouvés par l'inversion pour des épaisseurs supérieures à $\lambda/30$.

Les différentes perspectives de ce mémoire s'orientent vers l'application de la méthode d'inversion aux données réelles, que nous n'avons pas pu développer faute de temps. L'utilisation de la méthode des rapports spectraux pour isoler le coefficient de réflexion, doit être validée, et en fonction du signal de référence choisi, sa sensibilité au diagramme de rayonnement des antennes doit être étudiée. En pratique, on préconise l'utilisation d'un signal de référence correspondant à un signal réfléchi sur une fracture ouverte connue en surface (les paramètres de l'air sont connus). Les propriétés diélectriques du milieu de propagation devront être estimées à partir des mesures CMP par exemple, ou à partir de mesures de laboratoire, pour pouvoir réaliser les corrections de propagation/atténuation adéquates.

Enfin, des mesures radar réalisées sur un site test, en combinant les modes TE et TM, ont montré des différences de réflectivité pour un même profil. Cette double information, en terme de réflectivité, pourra être utilisée pour la caractérisation des fractures et du milieu encaissant.

Dans l'avenir, un suivi temporel par prospection radar pourrait être envisagé. Au cours du temps, l'observation de changements de réflectivité le long des fractures, ou l'apparition de nouveaux réflecteurs, pourra être interprété comme des indices d'évolution du massif rocheux.

Références bibliographiques

- Aaltonen J., 2003. The combination of GPR and CVES measurements. *Near Surface Geophysics*, vol. 1, 197-201.
- Al-Fares W., Bakalowicz M., Albouy Y., Vouillamoz J.-M., Dukhan M., Toe G., and Guerin R., 2001. Contribution de la géophysique à l'étude d'un aquifère karstique –Exemple : le site karstique du Lamalou. *3ème Colloque GEOFCAN*, 25-26 septembre, Orléans.
- Annan A.P., Waller W.M., Strangway D.W., Rossiter J.R., Redman J.D., and Watts R.D., 1975. The electromagnetic response of a low-loss, 2-layers, dielectric earth for horizontal electric dipole excitation. *Geophysics*, vol. 40, n°2, 285-298.
- Annan, A. P., 2001. Ground penetrating radar. *Workshop Notes*, Sensors and Software Inc., Canada.
- Antoine P., Giraud A., Evrard H. and Rochet L., 1994, A huge slope movement at Séchilienne, Isère, France. *Landslide News*, 8, 15-18.
- Arcone, S. A., 1995. Numerical studies of the radiation patterns of resistively loaded dipoles. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 33, 39-52.
- Arcone, S. A., 1996. High resolution of glacial ice stratigraphy: a ground-penetrating radar study of pegasus Runway, McMurdo Station, Antarctica. *Geophysics*, vol 61, no 6, 1653-1663.
- Arcone, S. A., Lawson, D. E., Delaney, A. J., Strasser, J. C. et Strasser, J. D., 1998. Ground-penetrating radar reflection profiling of groundwater and bedrock in area of discontinuous permafrost. *Geophysics*, vol 63, no 5, 1573-1584.
- Arcone S.A., Prentice M.L., and Delaney A.J., 2002. Stratigraphic profiling with ground-penetrating radar in permafrost: A review of possible analogs for Mars. *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, No E11.
- Aubert M., 1997. Application de la mesure des potentiels électriques de polarisation spontanée à la reconnaissance des formations superficielles, *Colloque GEOFCAN*, Bondy -France.

- Azimi C., Biarez J., Desvarreux P., et Keine F., 1988. Prédiction d'éboulement en terrain gypseux. *5th International Symposium on Landslides*, Lausanne, Balkema, A.A. Rotterdam.
- Bano M., 1996. Constant dielectric losses of ground penetrating radar waves. *Geophys. J. Intern.*, vol. 124, 279–288.
- Bano M., 2000. Imagerie de la proche surface par le géoradar. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Bano M., 2004. Modelling of GPR waves for lossy media obeying a complex power law of frequency for dielectric permittivity. *Geophysical Prospecting*, vol. 52, Issue 1, 11-26.
- Bard P.-Y., 1998. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? *2nd international symposium on the effects of surface geology on seismic motion*, Yokohama, Japan, 1251-1279.
- Besson L., 1996. Les risques naturels en montagne, Traitement, Prévention, Surveillance. Artès-publialp, 437 p.
- Benson A. K., 1995. Application of ground penetrating radar in assessing some geological hazards: examples of ground water contamination, faults, cavities. *Journal of Applied Geophysics*, 33, 177-193.
- Beres, M., Luetscher, M. et Olivier, R., 2001. Integration of ground-penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of Applied Geophysics*, vol 46, 249-262.
- Biarez J., Azimi C. and Desvarreux P., 1972. Application de la méthode sismique pour la reconnaissance des glissements de terrains. Traduction de « An application of seismic survey to landslide investigation », III^{ème} SEACSE, Hong Kong.
- Bieniawski Z.T., 1993. Classification of rock masses for engineering: the RMR system and future trends, *Comprehensive Rock Engineering*, J.A. Hudson ed., Vol.3, Pergamon Press, New York, 553-573.
- Blais J.P., et Foillard R., 2003. Détection des fuites du barrage de Matemale (Pyrénées) par techniques non destructives. *Journées radar : auscultation radar en Génie Civil*, LCPC, Nantes, 14-15 octobre, 4p.
- Bogoslovsky V.A. and Ogilvy A.A., 1997. Geophysical methods for the investigation of landslides. *Geophysics*, 42, 562-571.
- Bois P., la Porte M., Lavergne M. and Tomas G., 1972, Well-to-well seismic measurements, *Geophysics*, 37, 471-480.

- Bruce P., and Lane W., 1996. Orientation and characteristics of fractures in crystalline bedrock determined by surface and borehole geophysical surveys, Millville and Uxbridge, Massachusetts. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environment Problems*, EEGS 1996, 927-940.
- 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, 333-348.
- Buursink M.L. and Lane J.W., 1999, Characterizing fractures in a bedrock outcrop using ground-penetrating radar at Mirror Lake, Grafton country, New Hampshire, *USGS, Branch of Geophysical Application and support* (<http://water.usgs.gov/ogw/bgas/outcrop>).
- Carcione, J.M., 1998. Radiation patterns for 2D GPR forward modelling. *Geophysics*, vol 63, 424-430.
- Carcione, J.M., 1996. Ground-penetrating radar: Wave theory and numerical simulation in lossy anisotropic media. *Geophysics*, vol 61, no 6, 1664-1677.
- Cardarelli E., Marrone C., and Orlando L., 2003. Evaluation of tunnel stability using integrated geophysical methods. *Journal of Applied Geophysics*, 52, 93-102.
- Cardimona S.J., Clement W.P., and Kadinsky-Cade K., 1998. Seismic reflection and ground-penetrating radar imaging of a shallow aquifer. *Geophysics*, vol. 63, No 4, 1310-1317.
- Carreon-Freyre D., Cerca M., and Hernandez-Marin M., 2003. Correlation of near-surface stratigraphy and physical properties of clayed sediments from Chalco Basin, Mexico, using ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 121-136.
- CFGI, 2000 (Comité Français de Géologie de l'Ingénieur). Caractérisation et cartographie de l'aléa dû aux mouvements de terrain. Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, Collection Environnement –Les risques naturels.
- Chamberlain A.T., 2000. Cave detection in limestone using ground penetrating radar. *Journal of Archaeological Science*, 27, 957-964.
- Chapellier D., 2002. Prospection électrique de surface. *Cours online de géophysique*, Université de Lausanne, Institut Français du Pétrole.
- Cole K.S., and Cole R.H., 1941. Dispersion and absorption in dielectrics. *Journal of Chem. Phys.*, 9, 341-351.
- Corbeau R.M., Soegaard K., Szerbiak R.B., Thurmond J.B., McMechan G.A., and Wang D., 2001. Detailed internal architecture of a fluvial channel sandstone determined from outcrop, cores, and 3-D ground penetrating radar. Example from the middle

- Cretaceous Ferron Sandstone, east-central Utah. *AAPG Bulletin*, vol. 89, No 9, pp. 1583-1608.
- Corin, T., Couchard, I., Dethy, B., Haleux, L., Montjoie, A., Richter, T., Wauters, J. P., 1997. Radar tomography applied to foundation in a karstic environment. *Modern Geophysics in Engineering Geology*, 19, 167-173.
- Cravoisier S., 2004. Etude géophysique multi-méthodes d'un glissement de terrain en déformation lente : Exemple des argiles de Saint Guillaume (38). Rapport d'Ingénieur de l'Ecole de Physique du Globe de Strasbourg, Université Louis Pasteur.
- Cruden D. M., et Varnes D. J., 1996. Landslides types and processes. *In Landslides: Investigation and Mitigation*, Special Report N°247, National Academy Press, Washington, DC, 36-75.
- Cundall P. A. and Hart R.D., 1985. Development of generalized 2-D and 3-D distinct element programs for modelling jointed rocks. Misc. Paper n°SL-85-1, U.S. Army corps of engineers, Istaca consulting group.
- Davidson D.H., and Cole R.H., 1951. Dielectric relaxation in glycerol, propylene glycol, and n-propanol. *Journal of Chem. Phys.*, 29, 1484-1490.
- Davis J.L. and Annan A.P., 1989. Ground penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.
- Debye P., 1929. Polar molecules, Chemical Catalogue Co.
- Demagnet D., 2000. Tomographie 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surfaces et en forage. *Thèse de Doctorat*, Université de Liège, Belgique.
- Demagnet D., Renardy F., Vanneste K., Jongmans D., Camelbeeck T. and Meghraoui M., 2001, The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer graben, Belgium, *Geophysics*, 66, 78-89.
- Deparis J., 2003. Etude et caractérisation géophysique des dépôts d'éboulements anciens, *Rapport de stage ingénieur ISTG*, LIRIGM, Grenoble.
- Dérobot X., Abraham O., 2000. GPR and seismic imaging in a gypsum quarry, *Journal of Applied Geophysics*, 45, 157-169.
- Dérobot X., et Coffec O., 2001. Localisation des armatures des ouvrages d'art en béton armé ou précontraint par les techniques de radar. *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 230, 57-65.
- Dérobot X., et Durand O., 2003. Technique radar à sauts de fréquences appliquée aux couches minces de chaussées. *Journées radar : auscultation radar en Génie Civil*, LCPC, Nantes, 14-15 octobre, 4p.

- Dines K. and Lyttle J., 1979. Computerized geophysical tomography. In: IEEE, pp. 1065-1073.
- Dix C.H., 1955, Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics*, 20, 68-86.
- Dossier Pôle Risque, 2004. Risques naturels – eau, éducation, environnement. *Ressources pédagogiques Hautes-Alpes*.
- Duranthon J.P., 2000. Application de la méthode GPS de localisation par satellite à la surveillance de sites naturels instables, *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 228, sept.-oct. 2000, pp. 47-57.
- Duranthon J.P, Effendiantz L., Menier M., et Previtali I., 2003. Apport des méthodes topographiques et topométriques au suivi du versant rocheux instable des ruines de Séchilienne, *Revue XYZ*, N°94, 1^{er} trimestre 2003.
- Dussauge-Peisser C. 2002. Evaluation de l'aléa éboulement rocheux; Développements méthodologiques et approches expérimentales. Applications aux falaises calcaires du Y grenoblois. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier - Grenoble I, LIRIGM, 222 p.
- Dussauge-Peisser C., Helmstetter A., Grasso J.-R., Hantz D., Jeannin M. And A. Giraud, 2002, Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical analysis, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2, 1-13.
- Dussauge-Peisser C., Wathelet M., Jongmans D., Hantz D., Couturier B. & M. Sintès, 2003. Investigation of a fractured limestone cliff (Chartreuse Massif, France) using seismic tomography and ground penetrating radar. *Near Surface Geophysics*, 1, 161-170.
- Duval A.-M., Méneroud J.-P., Vidal S., et Bard P.-Y., 1996. Une nouvelle méthode d'évaluation de la réponse des sols aux séismes par enregistrement du bruit de fond. *Bull. des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 203, pp. 75-90.
- Fauchard C., et Durand O., 2003. Acquisition de signaux radar hautes fréquences en mode bistatique à angle d'incidence variable. Etude et expérimentation appliquées à la mesure non-destructive des couches minces de chaussées. *Journées radar : auscultation radar en Génie Civil*, LCPC, Nantes, 14-15 octobre, 4p.
- Fechner, T., Pippig, U., Richter, T., Corin, T., Halleux, L. et Westermann, R., 1998. Borehole radar surveys for limestone investigation. *GPR'98, Proceedings of the Seventh international conference on ground-penetrating radar, USA, may 27-30*, Lawrence, Kansas, USA.
- Fischer A., and Span N., 2004. Calculating the ice volume of mountain glaciers from GPR data and DEMS –A case study in the Austrian Alps. *Geophysical Research Abstracts*.

- Frayssines M., 2005. Analyses en retour d'éboulements rocheux dans les falaises calcaires, XXIII^{èmes} Rencontres Universitaires de Génie Civil 2005 – Risque & Environnement.
- Gallipoli M. R., Lapenna V., Lorenzo P., Muccialrelli 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. *Eur. J. Env. Eng. Geophysics*, 4, 117-128.
- Garambois S., Sénéchal P., and Perroud H., 2002. On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near-surface formations. *Journal of Hydrology*, 259, 32-48.
- Genty H., 2002. Etude en retour d'éboulements rocheux survenus sur les falaises calcaires de la région grenobloise. *Mémoire de maîtrise STU*, Université J. Fourier, Grenoble.
- Girard J.-F., 2002. Imagerie géoradar et modélisation des diffractions multiples. *Thèse de Doctorat*, Université Louis Pasteur-Strasbourg1, 162 p.
- Gloaguen E., 2003. Le radar géologique appliqué à la géotechnique. (<http://geo.polymtl.ca/~erwan/synthese>).
- Goguel J. et Pachoud A., 1972, Géologie et dynamique de l'écroulement du Mont Granier, dans le massif de la Chartreuse, en novembre 1248, *Bulletin du B.R.G.M.*, III(1), pp. 29-38.
- Goodman R.E., and Shi G.H, 1985. Block theory and its applications to rock engineering. Prentice Hall, London, 338 p.
- Grangjean G., and Gourry J.C., 1996. GPR data processing for 3D fracture mapping in a marble quarry (Thassos, Greece). *Applied Geophysics*, vol. 36/1, 19-30.
- Grandjean, G., Gourry, J. C. et Bitri, A., 2000. Evaluation of GPR techniques for civil-engineering applications: study on a test site. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 45, 141-156.
- Grasmueck M., 1996. 3-D ground penetrating radar applied to fracture imaging in gneiss. *Geophysics*, 61, 1050-1064.
- Grégoire C., 2001. Fracture characterisation by ground penetrating radar. *PhD thesis*, Katholieke Universiteit Leuven, Belgium.
- Grégoire C., and Hollender F., 2004. Discontinuity characterization by the inversion of the spectral content of ground-penetrating radar (GPR) reflections – Application of the Jonscher model. *Geophysics*, vol. 69, No. 6, p. 1414-1424.
- Guéguen Y., et Palciauskas V., 1992. Introduction à la physique des roches. Herman Editeurs des Sciences et des Arts, Paris, 312p.
- Hack R., 2000. Geophysics for slope stability. *Surveys in Geophysics*, 21, 423-448.

- Halleux L., 1995. Prospection géophysique en eau douce : voies hydrauliques, lacs, zones marécageuses. *Thèse de Doctorat*, Université de Liège, Belgique, 241 p.
- Hantz D., 2001. Ingénierie des pentes rocheuses et artificielles. *Les techniques de l'industrie minière* 10 (juin) : 66-75.
- Hantz D., Dussauge-Peisser C., Jeannin M., Vengeon J.-M., 2002. Danger d'éboulement rocheux : de l'opinion d'expert à une évaluation quantitative. *Symposium « Geomorphology : from expert opinion to modelling »*, Strasbourg.
- Havenith H.-B., Jongmans D., Abdrakhmatov K., Trefois P., Delvaux D., and Torgoev I.A., 2000. Geophysical investigations of seismically induced surface effects: case study of a landslide in the Suusamyrlay valley, Kyrgyzstan. *Surveys in geophysics*, 21, 349-369.
- Havenith H.-B., Jongmans D., Faccioli E., Abdrakhmatov K., and Bard P.-Y., 2004. Site effects analysis around the seismically induced Ananevo rockslide, Kyrgyzstan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, accepté.
- Hoek E. and Bray J. W., 1981. Rock slope engineering. Elsevier Science, Cambridge, pp.524.
- Hollender F., 1999. Interprétation de distorsion des signaux géoradar propagés et réfléchis - Développement d'une tomographie par bandes de fréquences. *Thèse de l'INPG, CEA*.
- Hollender, F. and Tillard, S., 1998. Modelling ground-penetrating radar wave propagation and reflection with the Jonscher parametrization. *Geophysics*, vol 63, no 6, 1933-1942.
- Holliger K., Lampe B., Meier U., and Lambert M., 2004. Realistic modelling of surface ground-penetrating radar antenna system: where do we stand? *Near Surface Geophysics*, p. 15-23.
- Hungr O., Evans S.G., and Hazzard J., 1999. Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal*, vol.36, p.224-238.
- INTERREG_I, 1998. Risques générés par les grands mouvements de versant - Etude de 4 sites des Alpes franco-italienne. *Programme Interreg I*, Italie-France.
- INTERREG IIC, 2001. Prévision des mouvements de versants et des instabilités de falaises – Confrontation des méthodes d'étude des éboulements rocheux de l'Arc Alpin. *Programme Interreg IIC*, Méditerranée occidentale et Alpes latines.
- Ivanson S., 1987. Crosshole transmission tomography. In: *Seismic tomography with applications in global seismology and exploration geophysics* (ed. G. Nolet), pp. 159-188. Reidel Publishing Company.

- Jeannin M., 2001. Approches quantitatives de l'érosion des versants rocheux. Etude des gorges de l'Arly et du sillon subalpin. Mémoire de DEA, Lirigm, Univ. J. Fourier, Grenoble.
- Jiao, Y., McMehan, G. A. et Pettinelli, E., 2000. In situ 2D and 3D measurements of radiation patterns of half-wave dipole GPR antennas. *Journal of Applied Geophysics*, vol. 43, 69-89.
- Jongmans D., Hemroulle P., Demanet D., Renardy F., and Vanbrabant Y., 2000. Application of 2D electrical and seismic tomography technics for investigating landslides. *Eur. J. Env. Eng. Geophysics*, 5, pp. 75-89.
- Jonscher A.K., 1977. The "Universal" dielectric response, *Nature*, 267, 673-679.
- Kert C., 1995. Les techniques de prévision et de prévention des risques naturels : Les séismes et mouvements de terrains, Rapport de l'Office Parlementaire d'Evaluation des Choix Scientifiques et Technologiques. (www.assemblee-nat.fr)
- Kirkpatrick S.C., Gelatt D., and Vecchi M.P., 1983. Optimization by simulated annealing, *Science*, 220, 671-680.
- Lagabrielle R., Grandsert P., Millereau Sebillio S., et Nebieridze S., 2003. Performances comparées de méthodes géophysiques pour la détection de cavités dans les limons. Exemple de la station d'essais de la SNCF sur la LGV Nord. *Journées radar : auscultation radar en Génie Civil*, LCPC, Nantes, 14-15 octobre, 4p.
- Lambert M., et Saillard M., 2003. Quelques réflexions collégiales sur la détections d'objets enfouis en milieu naturel. *Journées radar : auscultation radar en Génie Civil*, LCPC, Nantes, 14-15 octobre, 4p.
- Lanz E., Maurer H. and Green A. G. 1998. Refraction tomography over a buried waste disposal site. *Geophysics* 63(4), 1414-1433.
- Larcher D., 2003. Propriétés physico-chimiques de l'eau. *Cours de DESS Qualité et Gestion de l'eau*, Université de Picardie, Amiens.
- Le Moal J.Y., Flahaut P., et Autret P., 2003. RN1-Cameroun – Contrôle des épaisseurs de chaussées par technique radar. *Journées radar : auscultation radar en Génie Civil*, LCPC, Nantes, 14-15 octobre, 4p.
- Liner C.L. and Liner J.L., 1995. Ground-penetrating radar: a near-face experience from Washington Country, Arkansas. *The Leading Edge*, 17-21.
- Liu L., Lane J. W., Quan Y., 1998. Radar attenuation tomography using the centroid frequency downshift method, *Journal of Applied Geophysics*, 40, 108-116.

- Loeffler O., et Intissar R., 2003. Détection des vides dans le sous-sol d'une église. *Journées radar : auscultation radar en Génie Civil*, LCPC, Nantes, 14-15 octobre, 4p.
- Loke M.H., and Barker R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting*, 44, 131-152.
- Loke, M.H., 1997. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies – a practical guide to 2D and 3D surveys, University of Malasia, unpublished short training course lecture notes.
- Mari J.L., Arens G., Chapellier D., et Gaudiani P., 1998. Géophysique de gisement et de génie civil, Publications de l'Institut Français du Pétrole, ed. Technip, Paris, 468 p.
- Marquis G., 2002. Géophysique de subsurface. *Cours de Géophysique*, Institut de Physique du Globe, Strasbourg.
- Martinez A., Franseen E.K., and Beaty D.S., 1998a. Application of Ground-Penetrating Radar to sedimentologic and stratigraphic studies –Examples from Pennsylvanian siliciclastics and carbonates in Kansas. *GPR'98, Proceedings of the Seventh international conference on ground-penetrating radar, USA, may 27-30, 687-692.*
- Martinez A., Beaty D.S., Stiles J., and Carr T.R., 1998b. Comparison of ground-penetrating radar reflectivity and rock properties in a sandstone-dominated incised valley-fill deposit. *GPR'98, Proceedings of the Seventh international conference on ground-penetrating radar, USA, may 27-30, 693-698.*
- Martinez A., Kruger J.M., and Franseen E.K., 1998c. Utility of using ground penetrating radar for near surface high-resolution imaging of Lansing-Kansas city (Pennsylvanian) limestone reservoir analogs. *Current Research in the Earth Sciences.*
- Méric O., 2002. Caractérisation de sites potentiellement instables par méthodes géophysiques, *Mémoire d'ingénieur de l'Ecole de Physique du Globe*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.
- Méric O., 2003, Etude de mouvements de terrain de grande ampleur par méthodes géophysiques, *Mémoire de DEA, LIRIGM, Univ. J. Fournier, Grenoble.*
- Merrien-Soukatchoff V., Quenot X., et Guglielmi Y., 2001. Modélisation par éléments distincts du phénomène de fauchage gravitaire. Application au glissement de la Clapière (Saint-Etienne-de-Tinée, Alpes-Maritimes). *Revue française de géotechnique (95/96) :133-142.*
- Miyamoto H., Haruyama J., Rokugawa S., Onishi K., Toshioka T., and Koshinuma J., 2003. Acquisition of ground penetrating radar data to detect lava tubes: preliminary results on the Komoriana cave at Fuji volcano in Japan. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 62, 281-288.

- Moorman B.J., Robinson S.D., and Burgess M.M., 2003. Imaging periglacial conditions with ground penetrating radar. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 319-329.
- Nabighian M.N., 1991. Electromagnetic methods in applied geophysics – application : Investigations in Geophysics, *Society of Exploration Geophysicists*, v. 2, Tulsa, Okla, 972 p.
- Nakamura Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, Vol. 30, n° 1, 25-33.
- Neal A., and Roberts C.L., 2001. Internal structure of a trough blowout, determined from migrated ground-penetrating radar profiles. *Sedimentology*, 48, 791-810.
- Olhoeft G. R., 1993. Velocity, attenuation, dispersion and diffraction hole-to-hole radar, 4th Tunnel Detection Symposium on Subsurface Technology, Proceedings, 26-29.
- Olhoeft G. R., 2003. Ground Penetrating Radar (<http://www.g-p-r.com>)
- Orlando L., 2003. Semiquantitative evaluation of massive rock quality using ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 52, 1-9.
- Perroud H. and Tygel M., 2004, Nonstretch NMO, *Geophysics*, 69, 599-607.
- Pettinelli E., Beaubien S., and Tommasi P., 1996. GPR investigation to evaluate the geometry of rock slides and buckling in a limestone formation in northern Italy. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 1, 271-286.
- Pipan M., Forte E., Guangyou F. & I. Finetti, 2003. High-resolution GPR imaging and joint characterisation in limestones. *Near Surface Geophysics*, 1, 39-55.
- Radzevicius S.J., Chen C.-C., Peters L. Jr., and Daniels J.J., 2003. Near-field dipole radiation dynamics through FDTD modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 52, 75-91.
- Rainone M.L., Signanini P., and D'Intinosante V., 2002. Application of P and SH waves high resolution seismic reflection prospecting to investigation of unstable areas. *Landslides*, Rybar, 673-677.
- Rashed M., Kawamura D., Nemoto H., Miyata T., and Nakagawa K., 2003. Ground penetrating radar investigations across the Uemachi fault, Osaka, Japan. *Journal of Applied Geophysics*, 53, 63-75.
- Reynolds, J. M., 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons, Chichester, England, 796 p.
- Roberts R.L. and Daniels J.J., 1997. Modelling near-field GPR in three dimensions using the FDTD method. *Geophysics*, 62, 1114-1126.

- Rouiller J. D., Jaboyedoff M., Marro C., Philipposian F. and Mamin M., 1998. Pentest instables dans le Pennique valaisan. MATTEROCK: une méthodologie d'auscultation des falaises et de détection des éboulements majeurs potentiels. *Final Report PNR31*, VDF, Zürich.
- Rouillé A., 1997. Etude des coefficients de réflexion et de transmission des ondes radar. *Mémoire d'ingénieur*, Université Louis Pasteur-Strasbourg 1.
- RTM, 1996. Inventaire des mouvements rocheux, Secteur de l'Y grenoblois, Service de Restauration des Terrains en Montagne de l'Isère, Grenoble.
- Russell J.K., and Stasiuk M.V., 1997. Characterization of volcanic deposit with ground-penetrating radar. *Bull. Volcanol.*, 58, 515-527.
- Rust A.C., and Russell J.K., 2001. Mapping porosity variation in a welded pyroclastic deposit with signal and velocity pattern from ground-penetrating radar surveys. *Bull. Volcanol.*, 62, 457-463.
- Sahbi H., Jongmans D., and Charlier R., 1997. Theoretical study of slope effects in resistivity surveys and applications. *Geophysical Prospecting*, 45, 795-808.
- Sambridge M., 1999a. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm- I. Searching a parameter space. *Geophys. J. Int.*, 138, 479-494.
- Sambridge M., 1999b. Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm- II. Appraising the ensemble. *Geophys. J. Int.*, 138, 479-494.
- Sambridge M., 2001. Finding acceptable models in nonlinear inverse problems using a neighbourhood algorithm. *Inverse Problems*, 17, 387-403.
- Sbartai M., Laurens S., Balayssac J.P., et Ballivy G., 2003. Auscultation des structures en béton : radar et gradient d'humidité. *Journées radar : auscultation radar en Génie Civil*, LCPC, Nantes, 14-15 octobre, 4p.
- Scavia C., et Saetta V., 2001. Metodo meccanico-probabilistico per l'analisi della stabilità dei pendii in roccia. Dans : *INTERREG II.C (2001), Prévention de mouvements de versant et des instabilités de falaise – Confrontation des méthodes d'étude des éboulements rocheux dans l'arc alpin*.
- SDAU, 2005. Etude des aléas majeurs d'éroulement rocheux sur les falaises calcaires du Y grenoblois. Phase 3 : propagation des éboulements en masse. Rapport d'étape du Syndicat Mixte pour l'élaboration et le Suivi du Schéma d'Aménagement et d'Urbanisme de l'Agglomération Grenobloise, rapport interne, Grenoble, mars 2005.

- Sénéchal P., 2000. Caractérisation haute résolution des propriétés physiques de la subsurface : apport du radar géologique. *Thèse de Doctorat*, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 165 p.
- Sénéchal G., Rousset D., Salomé A.L., and Grasso J.R., 2003. Georadar and seismic investigations over the glacier de la Girose (French Alps). *Near Surface Geophysics*, 1, pp. 5-12.
- Seol S.Y., Kim J.-H., Song Y., and Chung S.-H., 2001. Finding the strike direction of fractures using GPR. *Geophysical Prospecting*, 49, 300-308.
- Snieder R., 1998. The role of nonlinearity in inverse problems. *Inverse Problems*, 14, 387-404.
- Stevens K.M., Lodha G.S., Holloway A.L., and Soonawala N.M., 1995. The application of ground penetrating radar for mapping fractures in plutonic rocks within the Whiteshell Research Area, Pinawa, Manitoba, Canada. *Journal of Applied Geophysics*, 33, 125-141.
- Stoffa P.L., and Sen M.K., 1991. Nonlinear multiparameter optimization using genetic algorithms: Inversion of plane wave seismograms. *Geophysics*, 56, 1794-1810.
- Stratton J.A., 1941. *Electromagnetic Theory*. McGraw-Hill, New York.
- Teixeira T., Lorenzo H., Da Costa A., and Arias O., 1998. GPR radar imaging of water table, salty water and sand stratigraphy in a coastal zone in Rio de Janeiro. *GPR'2002, Proceedings of the 9th International Conference on Ground Penetrating Radar*, Santa Barbara, USA, 697-702.
- Telford W.M., Geldart L.P., and Sheriff R.E., 1990. *Applied Geophysics – Second edition*. Cambridge University Press, 770 p.
- Tercier P., Knight R., and Jol H., 2000. A comparison of the correlation structure in GPR images of deltaic and barrier-split depositional environments. *Geophysics*, vol. 65, No 4, 1142-1153.
- Toshioka T., Tsuchida T., and Sasahara K., 1995. Application of GPR to detect and mapping cracks in rock slopes. *Journal of Applied Geophysics*, 33, 119-124.
- Tsoflias G.P., Van Gestel J.-P., Stoffa P.L., Blankenship D.D., and Sen M., 2004. Vertical fracture detection by exploiting the polarization properties of ground-penetrating radar signals. *Geophysics*, vol. 69, No 3, 803-810.
- Van Dam R.L., Van Den Berg E.H., Van Heteren S., Kasse C., Kenter J., and Groen K., 2002. Influence of organic matter in soil on radar-wave reflection: sedimentological implications. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 72, No 3, 341-352.

- Veillet Y., 2002. Le risque naturel : une contrainte pour l'aménagement (www.georama.net).
- Vengeon J.-M., 1998, Déformation et rupture des versants en terrain métamorphique anisotrope. *Thèse de Doctorat*, Université Joseph Fourier, Grenoble, 186 p.
- Vengeon J.M., Hantz D. et Dussauge C., 2001. Prédicabilité des éboulements rocheux : approche probabiliste par combinaison d'études historiques et géomécaniques, *Revue Française de Géotechnique*, N° 95/96, 143-154.
- Vengeon J.-M., Jongmans D., Jeannin M., Wathelet M., Giraud A., and Méric O., 2002. Geophysical Investigation of the large Séchilienne gravitational movement, the Alps (France), *EEGS*, Portugal.
- Wathelet M., 2005. Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion. *PhD thesis from University of Liège*, Belgium, 177 p.
- Wiggins R.A., 1969. Monte Carlo inversion of body wave observations. *J. Geophys. Res.*, 74, 3171-3181.
- Yilmaz, O., 1987, Seismic data processing, *Society of Exploration Geophysics*, Tulsa.
- Young R.A., and Sun J., 1999. Revealing stratigraphy in ground-penetrating radar data using domain filtering. *Geophysics*, vol. 64, No 2, 435-442.
- Zhou, H. and Sato, M., 2000. Application of vertical radar profiling technique to Sendai castle. *Geophysics*, vol. 65, no 2, 533-539.