



HAL
open science

Caractérisation de sols hétérogènes par des méthodes géophysiques

Etienne Rey

► **To cite this version:**

Etienne Rey. Caractérisation de sols hétérogènes par des méthodes géophysiques. Sciences de l'ingénieur [physics]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2005. Français. NNT : . tel-00010418

HAL Id: tel-00010418

<https://theses.hal.science/tel-00010418>

Submitted on 5 Oct 2005

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.

THESE

Présentée à
L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

Pour l'obtention du titre de

DOCTEUR

Spécialité : Géophysique appliquée - Géotechnique

Par

Etienne REY

Sujet de thèse

CARACTERISATION DE SOLS HETEROGENES PAR DES METHODES GEOPHYSIQUES

Soutenue le 8 juin 2005.

Composition du jury :

Pierre Foray	Professeur	Président du jury
Denis Jongmans	Professeur	Directeur de thèse
Philippe Gotteland	Maître de Conférence	Co-directeur de thèse
Philippe Côte	Directeur de recherche	Rapporteur
Isam Shahrour	Professeur	Rapporteur
André Revil	Chargé de recherche	Examineur

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier chaleureusement Denis JONGMANS pour la qualité de son encadrement, pour ses nombreux conseils et sa disponibilité. Je le remercie pour sa confiance et son soutien sans faille tout au long de cette thèse.

Je suis aussi particulièrement reconnaissant à Philippe GOTTELAND pour m'avoir permis de réaliser cette thèse, et en avoir assuré la co-direction. Je l'en remercie sincèrement.

Je tiens à remercier Stéphane GARAMBOIS pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail, pour son soutien et ses remarques pertinentes.

Je témoigne aussi toute ma gratitude à ceux qui m'ont apporté leur aide, pour leur sympathie, leur compétence, mais aussi pour les moyens techniques mis à ma disposition. Ces remerciements s'adressent tout spécialement à Philippe COTE et à André REVIL.

Je remercie le service RTM Isère, et particulièrement la sub-division de Saint-Ismier, pour m'avoir accueilli sur leur site.

Un grand merci, bien sûr, à toute l'équipe du LIRIGM pour son accueil et ses contributions, et particulièrement à Marc WATHELET, Rodolphe PINON, Yves ORENGO, Henri MORA, Ombeline MERIC, Matthieu JEANNIN, Magali FRAYSSINES, et tous ceux, déjà cités ou non, qui ont contribué à rendre agréables ces trois ans passés au laboratoire.

SOMMAIRE

Introduction	8
1 Méthodes de caractérisation des sols hétérogènes	12
1.1 Introduction	12
1.1.1 Notion de sol hétérogène.....	12
1.1.2 Représentativité.....	13
1.2 Identification physique	16
1.2.1 Granulométrie	16
1.2.2 Forme des grains	18
1.2.2.1 L'indice de sphéricité	20
1.2.2.2 L'indice d'allongement	20
1.2.3 Teneur en eau	20
1.2.4 Masse volumique	22
1.2.5 Compacité	23
1.2.6 Conclusions.....	24
1.3 Caractérisation mécanique	25
1.3.1 Essais au laboratoire.....	26
1.3.1.1 Appareils de mesure en laboratoire	26
1.3.1.2 Influence de la granulométrie	29
1.3.1.3 Influence des dimensions de l'appareil de mesure	31
1.3.1.4 Influence du type d'appareil de mesure.....	32
1.3.2 Essais in-situ.....	32
1.3.2.1 L'essai de cisaillement direct in-situ	32
1.3.2.2 Le phicomètre.....	33
1.3.2.3 Le pressiomètre	36
1.3.3 Relations entre paramètres physiques et mécaniques.....	36
1.3.4 Conclusions.....	38
1.4 Méthodes Géophysiques	39
1.4.1 Mesure de la résistivité électrique.....	39
1.4.1.1 Méthodes de résistivité	40
1.4.1.2 Les méthodes électromagnétiques	50
1.4.2 Mesure de la vitesse des ondes sismiques	54
1.4.2.1 Généralités sur les ondes élastiques.....	54
1.4.2.2 Sismique réfraction.....	56
1.4.2.3 Tomographie sismique	57
1.4.2.4 Inversion des ondes de surface	58
1.4.3 Géoradar.....	61
1.4.3.1 Profondeur d'investigation	61
1.4.3.2 Vitesse de propagation	62
1.4.3.3 Résolution.....	64
1.4.3.4 Diffraction des ondes radar.....	64
1.5 Corrélations empiriques	67

1.5.1	Relations propriétés géophysiques / physiques	67
1.5.2	Relations propriétés géophysiques / géotechniques	69
1.6	Analyse d'images	70
1.6.1	Problèmes liés à l'acquisition des données	71
1.6.2	Démarche-type	73
1.7	Conclusions	74
2	<i>Application des lois d'homogénéisation à la caractérisation physique des sols hétérogènes.</i>	76
2.1	Propriétés élastiques.....	77
2.1.1	Introduction.....	77
2.1.2	Modèles d'homogénéisation en déformations élastiques	80
2.1.3	Sensibilité du modèle de Christensen.....	83
2.2	Résistivité électrique.....	85
2.2.1	Modèles d'homogénéisation en électricité	85
2.2.1.1	Bornes de la conductivité effective.....	85
2.2.1.2	Estimations de la conductivité effective	85
2.2.2	Application aux milieux poreux	87
2.2.3	Valeurs du facteur de cimentation m	89
2.2.3.1	Résultats expérimentaux.....	89
2.2.3.2	Résultats théoriques.....	90
2.2.3.3	Synthèse.....	91
2.2.4	Comparaison des différents modèles d'homogénéisation	92
2.3	Sensibilité des propriétés effectives ρ^*, V_P^*, V_S^*	93
2.4	Conclusions	95
3	<i>Modélisation numérique de la méthode électrique</i>.....	98
3.1	Introduction	98
3.1.1	La méthode des éléments finis	98
3.1.2	Le code de calcul CESAR-LCPC.....	99
3.1.3	Analogie entre diffusion thermique et circulation du courant électrique	100
3.2	Tests numériques.....	101
3.2.1	Distribution du potentiel en 2D	101
3.2.2	Conditions aux limites.....	102
3.2.2.1	Types de conditions aux limites	102
3.2.2.2	Eloignement des limites	103
3.2.3	Présentation du maillage-type	104
3.2.3.1	Séquence de mesures simulée.....	105
3.2.3.2	Dimensions caractéristiques du maillage.....	106
3.2.3.3	Maillage des zones périphériques.....	107
3.2.3.4	Positionnement des inclusions.....	108
3.2.4	Influence de la zone externe.....	109

3.2.5	Discrétisation spatiale de la zone hétérogène	111
3.2.5.1	Choix de la famille d'éléments utilisés	111
3.2.5.2	Discrétisation en surface	111
3.2.5.3	Discrétisation au contact matrice - inclusions	112
3.2.5.4	Espacement minimal entre les inclusions	115
3.3	Condition d'homogénéisation.....	116
3.3.1	Récapitulatif des conditions sur le modèle	120
3.3.2	Calcul de la résistivité effective du milieu hétérogène	120
3.3.3	Effet de l'inversion	121
3.4	Résultats de l'étude paramétrique	122
3.4.1	Influence de la concentration en inclusions	123
3.4.2	Influence du contraste de résistivité	124
3.4.3	Influence de la taille des inclusions	125
3.4.4	Influence de l'anisotropie	128
3.4.4.1	Forme des inclusions	130
3.4.4.2	Simulations 2D sur modèle de type "éprouvette"	133
3.4.4.3	Simulations 2D sur modèle de type "in-situ"	138
3.4.4.4	Comparaison et interprétation des résultats	141
3.4.5	Simulations numériques en 2.5 D	145
3.5	Conclusions	148
4	<i>Modélisation analogique de la méthode électrique</i>	<i>151</i>
4.1	Description du modèle expérimental	151
4.1.1	Structure	151
4.1.2	Le sable limoneux	153
4.2	Résistivité du mélange	153
4.2.1	Dispositif de mesure	153
4.2.2	Résultats	154
4.2.2.1	Correction de la perturbation liée aux effets de bord	155
4.2.2.2	Effet de l'inversion	155
4.3	Résistivité individuelle de chaque composant	157
4.3.1	Echantillonnage	157
4.3.2	Principe et réalisation des mesures sur échantillons	157
4.3.3	Mesures de la résistivité des inclusions	159
4.3.4	Mesure de la résistivité du sable limoneux	161
4.3.5	Résistivité de la caisse de bois	163
4.4	Interprétation des résultats	163
4.4.1	Concentration en inclusions estimée	163
4.4.2	Discussion	164
4.4.3	Incertitude sur la concentration estimée	166
4.5	Conclusions - Cohérence avec les résultats numériques	167

5 Etude multi-méthodes d'un sol réel : les dépôts du cône de déjection du torrent du Manival.....	170
5.1 Site expérimental	170
5.1.1 Localisation.....	170
5.1.2 Formation des dépôts	171
5.1.3 Composition des dépôts	172
5.1.4 Etudes antérieures	173
5.1.4.1 Granulométrie.....	173
5.1.4.2 Autres caractéristiques physiques.....	177
5.1.4.3 Lithologie des dépôts.....	178
5.1.4.4 Conditions hydriques.....	180
5.2 Mesures préliminaires.....	180
5.2.1 Zone de dépôts principale (ZDP)	180
5.2.1.1 Mesures électriques	181
5.2.1.2 Mesures sismiques.....	183
5.2.2 Granulométrie par analyse d'images.....	184
5.3 Campagne de mesures de l'été 2003	191
5.3.1 Localisation des mesures.....	191
5.3.2 Données Géotechniques	192
5.3.2.1 Protocole d'échantillonnage	192
5.3.2.2 Données granulométriques	193
5.3.2.3 Teneur en eau	195
5.4 Méthode électrique	195
5.4.1 Résistivité des différents constituants	196
5.4.1.1 Mesures à l'échelle des formations géologiques	196
5.4.1.2 Mesures à l'échelle centimétrique	199
5.4.1.3 Récapitulatif des mesures	201
5.4.2 Résistivité du sol hétérogène.....	201
5.4.2.1 Tomographie électrique.....	201
5.4.2.2 Mesures électromagnétiques.....	203
5.4.2.3 Synthèse des mesures	204
5.4.3 Interprétation en terme de concentration d'inclusions	205
5.4.3.1 Concentration estimée	205
5.4.3.2 Incertitude sur la concentration estimée	205
5.4.3.3 Interprétation en terme de granulométrie	207
5.4.3.4 Variations latérales de résistivité.....	208
5.5 Méthode sismique	211
5.5.1 Acquisition des données.....	212
5.5.1.1 Sources	212
5.5.1.2 Géophones.....	212
5.5.1.3 Récapitulatif des mesures	213
5.5.2 Vitesses sismiques dans le sol hétérogène.....	213
5.5.2.1 Sismique réfraction.....	213
5.5.2.2 Tomographie sismique	215

5.5.2.3	Inversion des ondes de surface	216
5.5.3	Propriétés élastiques de chaque constituant	219
5.5.3.1	Blocs calcaires	220
5.5.3.2	Matrice fine	221
5.5.4	Estimation du pourcentage de blocs calcaires	223
5.5.5	Conclusions sur la méthode sismique	225
5.5.6	Comparaison méthodes sismique et électrique.....	225
5.6	Géoradar	226
5.6.1	Profondeur de pénétration des ondes radar	227
5.6.2	Hyperboles de diffraction.....	227
5.6.3	Développements et perspectives	229
 <i>Conclusions et Perspectives</i>		230
 Références Bibliographiques		234
Annexes.....		247

LISTE DES SYMBOLES

Dans l'ordre alphabétique,

a	espacement inter-électrodes dans le cas d'un dispositif Wenner Alpha
a_{min}	espacement inter-électrode minimal au sein de la séquence simulée
a_{max}	espacement inter-électrode maximal au sein de la séquence simulée
c, c'	cohésion, cohésion effective
C	concentration des inclusions dans un milieu hétérogène à deux composants
C_U	coefficient d'uniformité d'une courbe granulométrique
C_C	coefficient de courbure d'une courbe granulométrique
d_m	ouverture nominale du plus grand tamis à maille carrée utilisé lors d'un tamisage
dx_i	largeur d'une maille en surface du maillage
dx_s	largeur d'une maille au contact inclusion/matrice
D_{50}	diamètre des particules correspondant à 50 % de passant (en masse)
D_{max}	diamètre maximal des particules d'un sol
D_n	plus petit cercle circonscrit au grain centré au centre de gravité
D_m	plus grand cercle inscrit au grain centré au centre de gravité
D_r	indice de densité relative
e	espacement entre deux inclusions voisines
e_{min}, e_{max}	indice des vides minimal et maximal
E	module d'Young
El	allongement d'une inclusion (grand axe/petit axe)
G, μ	module de cisaillement (shear modulus)
h	hauteur de la zone hétérogène du maillage E.F. simulé
h'	hauteur de la zone sous-jacente à la zone hétérogène dans le maillage E.F. simulé
H	hauteur totale du maillage simulé
I	intensité du courant
I_{NM}	indice d'allongement
J	densité de courant
k	facteur géométrique
K	module d'incompressibilité (bulk modulus)
L	largeur de la zone hétérogène du maillage E.F. simulé
L	Largeur totale du maillage simulé
m	facteur de cimentation
n	porosité (%)
q_c	résistance en pointe en pénétration statique (CPT)
R, R'	rayons des inclusions simulées
RMS	"Root Mean Square"

v	vitesse des ondes radar
V_P	vitesse des ondes de compression (m.s ⁻¹)
V_S	vitesse des ondes de cisaillement (m.s ⁻¹)
V_R	vitesse des ondes de Rayleigh (m.s ⁻¹)
V	potentiel électrique
w	teneur en eau du sol (%)
ε_r	permittivité diélectrique relative
δ	profondeur de peau (skin depth)
γ	masse volumique (kg.m ⁻³)
φ	angle de frottement interne d'un matériau granulaire (°)
φ'	angle de frottement interne effectif d'un matériau granulaire (°)
φ_i	angle de frottement interne mesuré au phicomètre (°)
ν	coefficient de Poisson
τ, τ'	contrainte tangentielle, contrainte tangentielle effective (kPa)
ρ	résistivité électrique (Ohm.m)
σ	conductivité électrique (S.m ⁻¹)
σ_n	contrainte normale (kPa)
ψ	rapport d'échelle entre D_{max} et la dimension d'un appareil de mesure

Indices :

... i, M	relatif aux inclusions, à la matrice
... o	propriété effective obtenue par des mesures
... $*$	propriété effective obtenue par estimation d'après une loi de mélange
... L, T	Longitudinal, transversal
... H, V, N	horizontal, vertical, normal

INTRODUCTION

Les sols à granulométrie étalée se rencontrent fréquemment dans les régions montagneuses (éboulis, moraines, dépôts de lave torrentielle, cônes de déjection torrentielle, alluvions, ...). La construction d'ouvrages, et notamment d'ouvrages en terre (digues, merlons de protection contre les risques naturels) sur ce type de sols, ainsi que leur réemploi comme matériaux de remblai (éloignement des zones d'approvisionnement en granulats) impose une bonne connaissance de ces matériaux.

La caractérisation de ces sols par les méthodes géotechniques traditionnelles est cependant rendue très difficile, voire impossible, par la présence d'hétérogénéités (galets, cailloux, blocs...) de dimension décimétrique à métrique, et ce pour au moins deux raisons :

- d'une part la mise en œuvre d'essais in situ ponctuels (pénétration dynamique, statique, forage + essai pressiométrique...) est inadaptée à la nature hétérogène même de ces matériaux, la présence d'un bloc rocheux pouvant par exemple être à l'origine d'un refus lors d'un essai pénétrométrique.
- d'autre part la dimension maximale des éléments en présence exige un volume élémentaire représentatif de sol (V.E.R.) beaucoup trop important (plusieurs tonnes de sol selon les normes françaises) pour les dispositifs classiques d'essai de sol. Lors de l'échantillonnage de ces matériaux, les particules ou blocs de diamètre important (> 50 ou 100 mm) sont généralement écrêtés afin de limiter le volume des prélèvements de sol ramenés au laboratoire pour subir des essais géotechniques et/ou mécaniques. Un tel procédé (écrêtage + remaniement, donc modification de la cohésion) conduit souvent à une sous-estimation des caractéristiques mécaniques du matériau (Holtz, 1961 ; Rathee, 1981 ; Aboura, 1999).

Dans un tel contexte, les mesures géophysiques, non-intrusives et capables d'investiguer simultanément un grand volume de sol, constituent une alternative intéressante aux essais géotechniques in-situ. Leur rapidité de mise en œuvre et leur coût relativement modéré, peut permettre une caractérisation des matériaux hétérogènes sur une surface étendue, ainsi qu'éventuellement une détection des variations latérales à l'échelle du site. L'inconvénient principal des méthodes géophysiques est une diminution de la résolution avec la profondeur.

La caractérisation du sol par les méthodes géophysiques suppose l'existence de corrélations entre les propriétés mesurées (observables géophysiques) et les caractéristiques géotechniques ou physiques du matériau qui soient directement utilisables (granulométrie,

teneur en eau, propriétés mécaniques, ...). Dans le cas d'un sol hétérogène à deux composants (par exemple, éboulis constitué de blocs décimétriques à métriques emballés dans une matrice fine), la mesure des propriétés géophysiques effectives du sol, ainsi que des propriétés individuelles de chacun de ses composants, peut permettre de remonter à sa composition, grâce aux lois de mélange issues des modèles d'homogénéisation.

Parmi les propriétés géophysiques facilement mesurables, la résistivité électrique montre un large éventail de valeurs entre les différents matériaux naturels, variant de quelques Ohm.m dans le cas des argiles ou des sols pollués à plus de 10^4 Ohm.m pour les roches telles le calcaire ou le granite. Si elle n'est pas directement reliée aux propriétés mécaniques du sol, la résistivité électrique d'un matériau hétérogène s'avère très sensible à la présence d'inclusions résistives ou conductrices qu'il contient.

Cette étude a pour objectif d'étudier l'apport des méthodes géophysiques, et plus précisément de la méthode électrique, dans le cadre de la caractérisation des sols hétérogènes. Elle s'articule en cinq chapitres :

Les différentes méthodes potentiellement applicables à la caractérisation des sols hétérogènes sont tout d'abord recensées dans un premier chapitre, ainsi que les relations existant dans la littérature entre les différentes caractéristiques des sols (identification physique, propriétés mécaniques et géophysiques). Les limitations inhérentes à chacune des méthodes et relations sont abordées. Toujours d'un point de vue bibliographique, le second chapitre s'intéresse aux lois de mélange et modèles d'homogénéisation liés à la résistivité électrique, mais aussi aux propriétés élastiques. Les sensibilités des propriétés effectives électriques et élastiques par rapport à la composition d'un milieu hétérogène y sont notamment comparées.

Les chapitres 3 et 4 ont pour objet la modélisation des mesures de tomographie électrique sur des matériaux hétérogènes parfaitement connus. Les simulations numériques aux éléments finis présentées au chapitre 3 permettent notamment de préciser les conditions d'homogénéisation pour un sol hétérogène. Les résultats numériques obtenus sont reliés aux modèles d'homogénéisation théoriques. Le chapitre 4 consiste à valider certains de ces résultats numériques par des mesures en laboratoire sur un modèle physique de taille réduite, en tentant de retrouver par la méthode d'homogénéisation électrique, la concentration des inclusions résistives réellement mises en place dans le modèle.

Enfin le dernier chapitre consiste à appliquer sur un sol hétérogène réel la méthode de caractérisation par homogénéisation définie par la modélisation. Dans cette optique, une campagne de mesure associant mesures géophysiques et mesures géotechniques (analyses granulométriques...) a été menée, afin de tester la validité des prévisions issues des mesures géophysiques en terme de composition granulométrique du matériau.

CHAPITRE 1

METHODES DE CARACTERISATION DES SOLS HETEROGENES

1	<i>Méthodes de caractérisation des sols hétérogènes.....</i>	12
1.1	Introduction	12
1.2	Identification physique.....	16
1.3	Caractérisation mécanique	25
1.4	Méthodes Géophysiques.....	39
1.5	Corrélations empiriques	67
1.6	Analyse d'images	70
1.7	Conclusions	74

1 METHODES DE CARACTERISATION DES SOLS HETEROGENES

1.1 Introduction

L'objectif général de ce travail consiste à explorer les possibilités de caractérisation des sols contenant des particules de taille importante (jusqu'à métrique) au moyen des méthodes géophysiques. L'hétérogénéité de ces matériaux les rend difficiles à échantillonner et à caractériser par les méthodes géotechniques classiques.

Ce premier chapitre est focalisé sur les différentes méthodes de caractérisation des sols (identification physique, caractérisation mécanique et géophysique). Il consiste à recenser ces méthodes en examinant leur applicabilité dans le cas des sols à granulométrie très étendue.

1.1.1 Notion de sol hétérogène

La nature des matériaux à granulométrie étendue varie selon leur origine géologique. On recense sous cette dénomination : éboulis, moraines, alluvions grossières, dépôts issus de lave torrentielles, cônes de déjection torrentielle, sol d'arénisation, dépôts anthropiques...

La courbe granulométrique cumulée de ce type de matériaux présente fréquemment une rupture de pente assez nette précédée d'un palier (Stupnicki, 1994 ; Aboura, 1999 ; Bonnet-Staub, 2000 ; Rey, 2001), traduisant la coexistence d'une fraction fine (palier) avec des particules de taille importante (décimétrique à métrique). Dans ce cas, une représentation du sol sous forme d'un milieu hétérogène diphasique peut alors être proposée (Figure 1-1). Le sol est alors modélisé par des inclusions isolées dans une matrice continue correspondant à la fraction fine du matériau.

Une telle représentation, basée sur des critères purement granulométriques, ne fait pas apparaître la porosité du matériau comme une phase à part entière. Basée sur des critères physico-chimiques, la représentation classique d'un sol non saturé est un matériau hétérogène à trois phases : particules solides + eau + air. Dans le modèle proposé (Figure 1-1) la porosité du sol et le fluide poral sont associés à la fraction fine du matériau (matrice).

Pour caractériser un tel sol par des méthodes géophysiques, il est nécessaire que les deux phases précédemment définies (matrice + inclusions) aient des propriétés géophysiques différentes. A titre d'exemple, le sol réel étudié au chapitre 5 est constitué de blocs calcaires emballés dans une matrice fine, ces deux constituants présentant des propriétés géophysiques contrastées en terme de résistivité électrique (ρ) et de vitesse de propagation des ondes P et S (V_P , V_S).

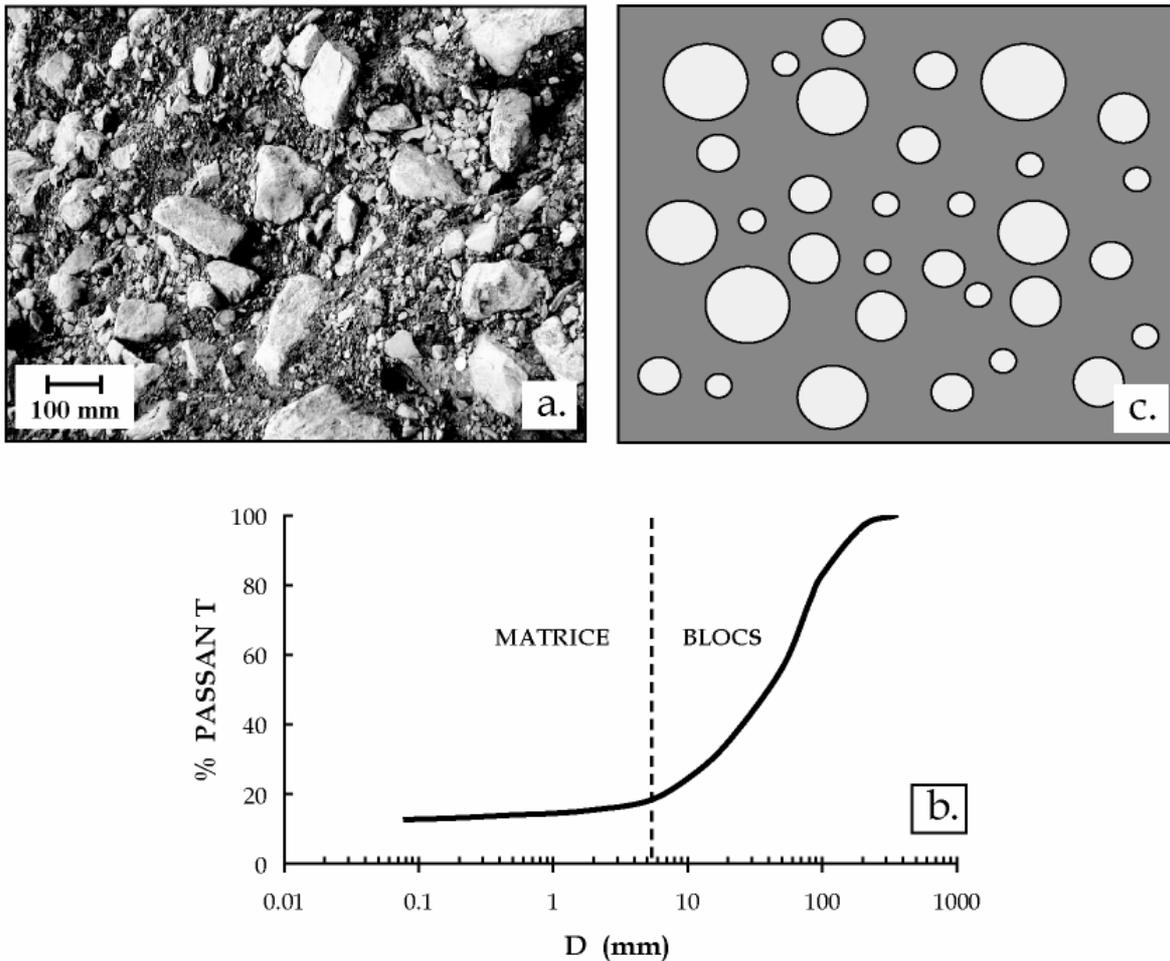


Figure 1-1. Représentation d'un sol à granulométrie très étalée sous forme d'un milieu hétérogène à deux phases. (a) Photographie d'un sol naturel à granulométrie étalée (Torrent Manival, France), (b) Courbe granulométrique, (c) Schématisation sous forme d'un sol hétérogène diphasique formé d'inclusions dispersées dans un milieu continu (matrice).

1.1.2 Représentativité

Dans le cas de sols comportant des particules de taille décimétrique à métrique, la représentativité des échantillons constitue un obstacle majeur à leur caractérisation, l'Elément de Volume Représentatif (EVR) d'un sol étant généralement défini en rapport avec la taille des plus grosses particules qui le composent (D_{max}). Les normes géotechniques relatives aux essais d'identification physique des sols, donnent des prescriptions en terme de représentativité des échantillons de sol. Les principales normes françaises abordant ce sujet sont les suivantes :

- XP P94-041 (Déc./1995): Identification granulométrique - tamisage par voie humide,
- NF P 94-050 (Sept. 1995): Détermination de la teneur en eau pondérale par étuvage,
- NF P 94-056 (Mars/1996): Analyse granulométrique - tamisage à sec après lavage.

La masse minimale représentative des échantillons prescrite selon ces trois normes est définie en fonction de d_m , la dimension nominale d'ouverture du plus grand tamis à maille carrée utilisé lors de l'analyse granulométrique du sol (Figure 1-2a). La Figure 1-2b représente ces prescriptions normatives sous forme graphique. La masse minimale à échantillonner augmente selon une loi puissance fonction de d_m pour atteindre rapidement des masses de sol impossibles à mettre en œuvre sur le terrain (par exemple, le volume représentatif d'un sol comprenant des particules de diamètre supérieur à 200 mm nécessite le prélèvement d'une masse de sol minimale d'environ 1600 kg).

d_m (mm)	1	5	8	10	12,5	16	20	40	50	80	$d_m > 80$ mm
Masse (kg)	0,2	0,3	0,5	0,8	1,2	2	3	12	20	50	$M = 6 \cdot 10^{-6} \cdot d_m^{3,66}$

a.

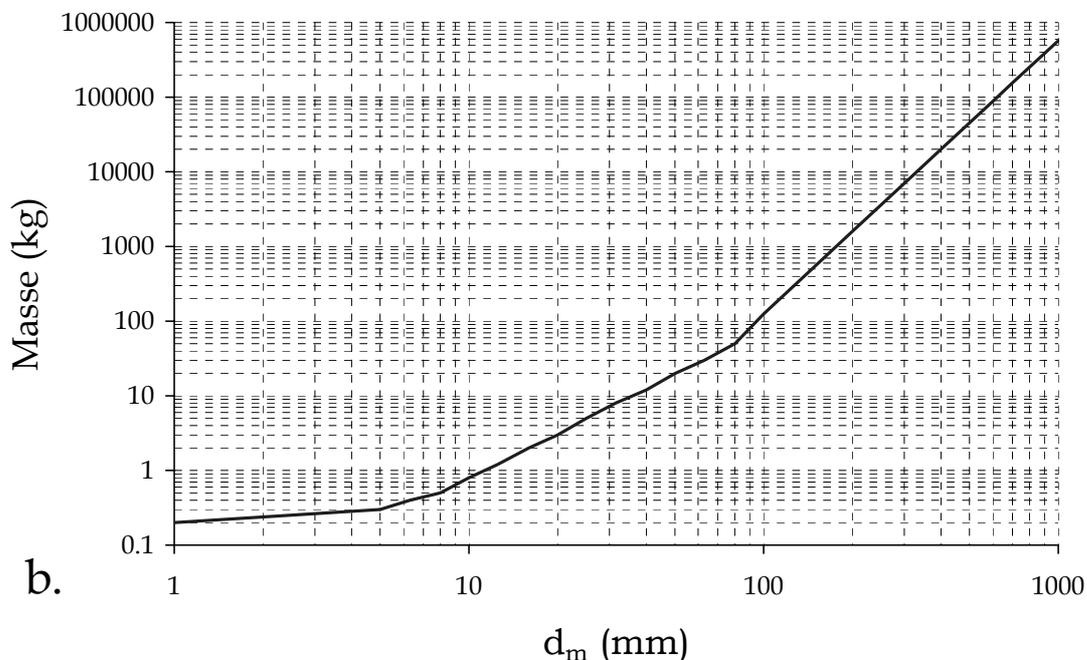


Figure 1-2. Prescriptions normatives en terme de représentativité : masse minimale des échantillons à prélever en fonction de d_m . (a) Tableau extrait des normes françaises NFP 94-056, NFP94-050, XPP94-041, (b) Représentation graphique.

La question de la signification de ces prescriptions normatives peut être posée. Afin d'illustrer la signification de ces normes, le nombre de particules de diamètre supérieur ou égal à d_m présentes dans un échantillon de sol « représentatif » (au sens normatif), a été estimé pour 2 sols différents :

- Cas 1 : sol parfaitement gradué (courbe granulométrique cumulée linéaire)
- Cas 2 : sol parfaitement trié (très mal gradué), comportant uniquement des particules de diamètre d_m (matériau de type enrochement)

L'estimation du nombre de particules présentes dans un échantillon est obtenue en faisant le rapport de la masse minimale prescrite par la masse individuelle d'une particule de sol de diamètre égal à d_m (Figure 1-3). Les particules sont supposées en première approximation de forme sphérique, avec une masse volumique égale à 2650 kg.m^{-3} .

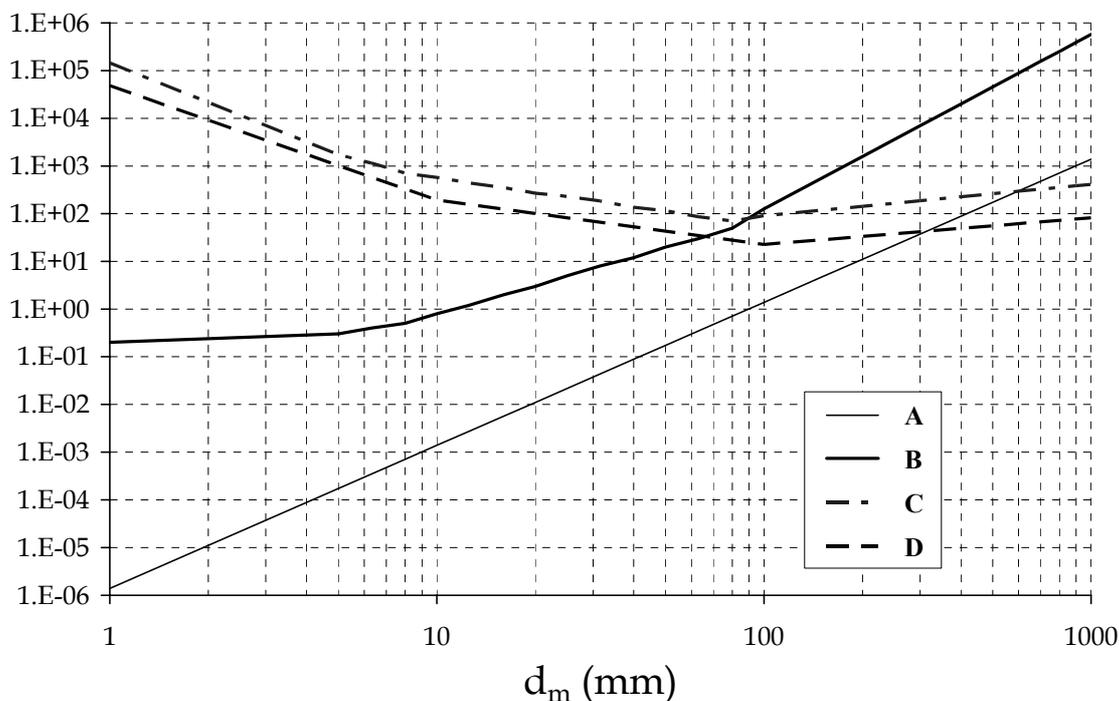


Figure 1-3. Illustration des prescriptions normatives en terme de nombre de particules.

- A. Masse unitaire (kg) d'une particule sphérique de diamètre égal à d_m , avec $\gamma_s=2650 \text{ kg.m}^{-3}$
- B. Masse minimale (kg) des échantillons à prélever selon les recommandations normatives
- C. Nombre de particules de diamètre d_m contenues dans un prélèvement de sol (cas 1)
- D. Idem (cas 2).

Dans l'intervalle qui nous intéresse ($50 \text{ mm} < d_m < 1000 \text{ mm}$), le nombre de particules de diamètre supérieur ou égal à d_m dans un échantillon est assez important et relativement stable. Il est au maximum de 20 à 80 dans le cas d'un sol parfaitement gradué (cas 1) et de 70 à 400 si le sol est composé uniquement de particules de diamètre d_m (cas 2). Ce nombre de « grosses » particules a priori élevé est cependant légèrement surestimé. En effet, comme d_m est inférieur à D_{max} (l'ouverture du plus gros tamis utilisé est légèrement inférieure à la dimension des plus grosses particules), le nombre de particules calculé pour un diamètre d_m est supérieur au nombre de particules de diamètre D_{max} . Dans tous les cas, ces prescriptions normatives semblent garantir une marge de sécurité importante.

En conclusion, lorsque le tamisage d'un sol requiert l'emploi d'un tamis à mailles carrées d'ouverture égale à 100 mm, il devient en pratique très difficile de prélever des échantillons répondant aux critères de représentativité énoncés dans les normes (masse minimale

représentative correspondante supérieure à 125 kg). L'échantillonnage du sol reste alors possible moyennant un écrêtage des particules de diamètre supérieur à 100 mm. Une telle opération introduit cependant un biais lors de l'identification physique et de la caractérisation mécanique du sol (cf paragraphes suivants). Des techniques alternatives doivent alors être développées afin de caractériser ce type de matériaux dans leur globalité.

1.2 Identification physique

La caractérisation physique d'un sol (granulométrie, teneur en eau, densité...) est une phase essentielle qui permet notamment la description du sol, ainsi qu'une éventuelle classification. Tout comme la mesure des paramètres mécaniques (§ 1.3), cette étape d'identification physique nécessite des adaptations dans le cas des matériaux comportant de gros éléments. Dans ce paragraphe, les caractéristiques physiques intéressantes à déterminer dans le cas des sols à granulométrie étendue vont être présentées, en rappelant les précautions particulières à prendre avec ce type de matériaux.

1.2.1 Granulométrie

L'analyse granulométrique peut être réalisée au moyen soit d'un tamisage par voie humide (norme française XP P 94-041) soit d'un tamisage à sec après lavage (norme NF P 94-056). Dans le cas particulier des sols comportant des gros éléments, une analyse granulométrique complète n'est évidemment jamais réalisée sur la masse totale de l'échantillon représentatif initial. Des fractionnements successifs sont effectués in situ de manière à réduire progressivement les volumes à manipuler.

En pratique, on procède donc généralement à un tamisage in situ au moyen de tamis de grandes dimensions dont les ouvertures respectives sont 200, 100, 80 et 50 mm (Figure 1-4). Pour des raisons techniques, lorsque le diamètre intermédiaire des particules excède 150 à 200 mm, ce dernier doit être estimé par des mesures individuelles réalisées sur chacune des particules. En présence d'argile et de fines, les éléments tamisés in situ doivent être débarrassés de leurs placages éventuels de fines par un brossage, afin de biaiser le moins possible l'analyse granulométrique du matériau.

Après le dernier fractionnement in situ, une masse représentative de la fraction 0/50 mm est prélevée (> 20 kg) pour être ramenée au laboratoire afin de terminer l'analyse granulométrique au moyen d'une colonne de tamis de tailles conventionnelles puis par sédimentométrie concernant la fraction fine (0/80 μm).



Figure 1-4. Tamisage in-situ à l'aide d'une grille à maille carrée d'ouverture 100 mm.

Dans le cas des sols à granulométrie étendue, il est impératif d'effectuer chaque fractionnement (in situ ou au laboratoire) par la technique du quartage, afin de ne pas modifier la composition granulométrique du matériau. Cette technique simple de prélèvement est destinée à prendre en considération le grano-classement radial existant au sein d'un tas conique de sol formé par déversement (les plus grosses particules, dont l'énergie cinétique est plus importante, roulent plus loin que les petites lors du déversement et se retrouvent en périphérie du tas). Le quartage consiste donc à prélever une portion angulaire de matériau sur le tas conique, afin de ne pas modifier la composition granulométrique du matériau.

Une fois l'analyse granulométrique effectuée, la courbe granulométrique représentative peut être caractérisée notamment par deux paramètres classiques (Philipponnat & Hubert, 2002) :

$$\text{- le coefficient d'uniformité : } C_U = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (1-1)$$

$$\text{- le coefficient de courbure : } C_C = \frac{D_{30}^2}{D_{10} \cdot D_{60}} \quad (1-2)$$

Le coefficient C_U représente l'étalement de la courbe granulométrique, un C_U élevé témoignant d'une granulométrie étendue. Le coefficient de courbure C_C représente la forme de la courbe granulométrique. Un C_C élevé (>3) correspond à une courbe granulométrique cumulée concave vers le haut, donc comportant une pente importante dans le domaine des particules de gros diamètre. Inversement, une faible valeur de C_C (<1) témoigne d'une courbe

granulométrique cumulée convexe vers le haut, donc présentant un accroissement important de la masse dans le domaine des fines. Le Tableau 1-1 fournit un ordre de grandeur pour chacun de ces coefficients en fonction du type de sol.

Type de sol	Qualificatif	C_U	C_C
Grave 2 - 60 mm	bien graduée	$C_U > 4$	et $1 < C_C < 3$
	mal graduée	$C_U < 4$	ou $C_C < 1$ ou $C_C > 3$
Sable 0.06 - 2 mm	bien graduée	$C_U > 6$	et $1 < C_C < 3$
	mal graduée	$C_U < 6$	ou $C_C < 1$ ou $C_C > 3$

Tableau 1-1. Valeurs types de C_U et C_C en fonction du type de sol.

Plusieurs courbes granulométriques cumulées sont représentées sur la Figure 1-5. A titre d'exemple, une grave bien graduée (type courbe 1 sur Figure 1-5) aura un coefficient C_U élevé (>4) et un C_C modéré compris entre 1 et 3.

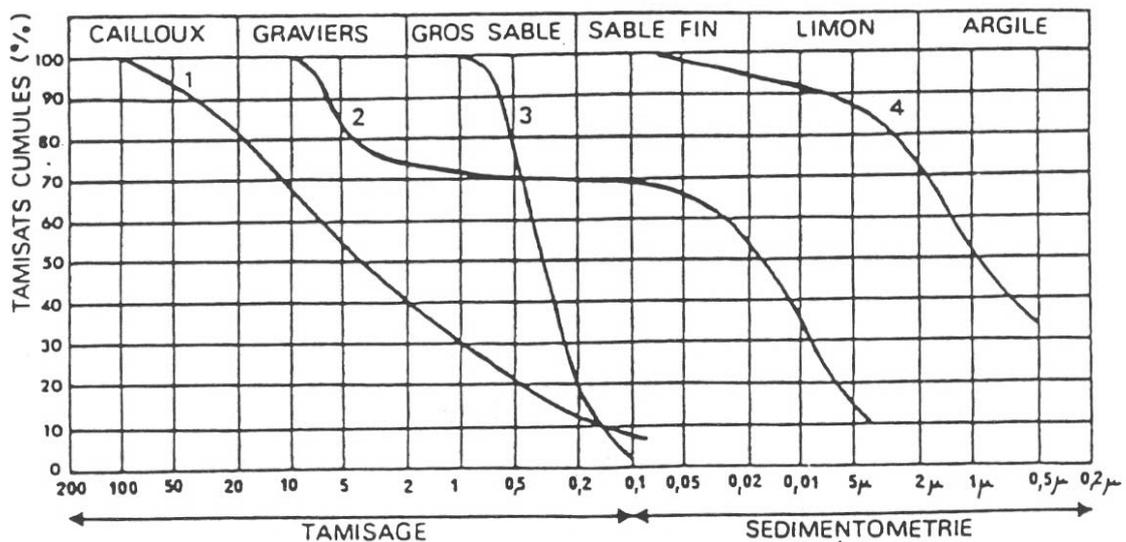


Figure 1-5. Exemples de courbes granulométriques. (1) Grave propre bien graduée, (2) Sable limoneux avec graviers mal gradué, (3) Sable grossier mal gradué (=bien trié), (4) Limon argileux.

1.2.2 Forme des grains

La forme des grains est un paramètre important à déterminer dans le cas des sols hétérogènes. Elle peut en effet intervenir de manière non négligeable sur les propriétés mécaniques de résistance au cisaillement d'un sol, via son influence sur l'angle de frottement interne des matériaux (Lebourg, 2000) (cf. 1.3.3).

Par ailleurs, lorsqu'elle est couplée à une orientation préférentielle des grains (dépôts en milieu à forte énergie, laves torrentielles, moraines glaciaires...) (Rappol, 1985 ; Dowdeswell & Sharp, 1986), la non sphéricité des grains induit une anisotropie dans le sol, qui peut influencer sur les propriétés géophysiques mesurées in-situ (cf. chapitre 3, § 3.4.4).

La forme des grains peut être décrite par de nombreux paramètres (Cailleux & Tricart, 1959 ; Frossard, 1978), parmi les lesquels : la sphéricité, l'éroulé, l'allongement...

Une méthode classiquement utilisée consiste à comparer la forme des éléments constituant le sol avec des chartes visuelles existantes (Rittenhouse, 1943 ; Krumbein & Sloss, 1963). Ces chartes permettent d'appréhender la sphéricité (Figure 1-6) ou encore l'éroulé (~ angularité) des grains. Leur utilisation est cependant souvent très subjective, comme l'a montré par exemple Lebourg (2000) à travers la variabilité des résultats obtenus grâce à plusieurs chartes différentes, sur trois grains d'une même moraine.

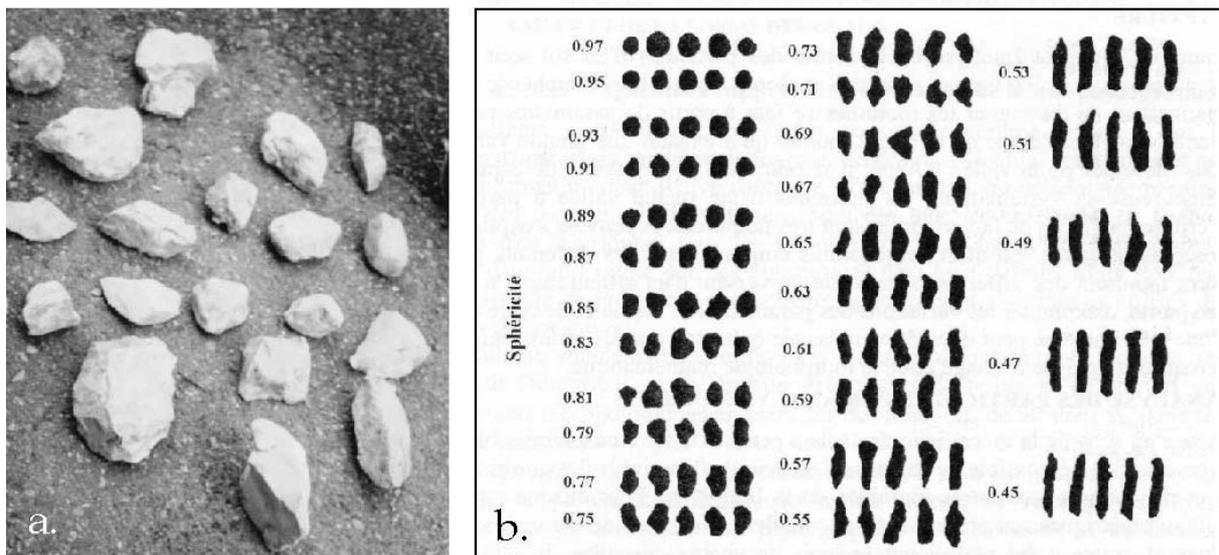


Figure 1-6. (a) Photographie des grains d'un sol d'éboulis. (b) Charte visuelle pour l'estimation de la sphéricité des grains (d'après Rittenhouse, 1943).

Par ailleurs, les contraintes liées à l'échantillonnage (nombre limité de grains) alliées à la grande variabilité de forme des éléments au sein d'un même sol (Figure 1-6a), rend les résultats obtenus par cette méthode souvent aléatoires.

Une analyse statistique est donc nécessaire, et le traitement systématique par analyse d'image peut s'avérer un outil puissant pour ce type d'application (Poczeck, 1997 ; Fabre *et al.*, 1999 ; Principato, 2001). Ces traitements nécessitent la définition de paramètres de forme quantifiables. Parmi les très nombreux paramètres de forme définis par la morphologie mathématique, on peut citer par exemple l'indice de sphéricité et l'indice d'allongement.

1.2.2.1 L'indice de sphéricité

Il se définit par le rapport de deux diamètres différents : l'un étant le diamètre du plus grand cercle inscrit D_i ou le diamètre du plus petit cercle circonscrit D_c à l'image du grain projetée en 2D ; l'autre étant un diamètre équivalent défini sur l'image de ce grain (Frossard, 1978).

$$C_s = \frac{D_e}{D_c}, \quad C_s' = \frac{D_i}{D_e}, \quad \text{avec } D_e = \sqrt{\frac{4S}{\pi}}, \quad S \text{ étant la surface de projection du grain.} \quad (1-3)$$

1.2.2.2 L'indice d'allongement

Il existe une grande diversité de définitions de l'allongement. La plus commune correspond au rapport du plus grand diamètre apparent sur le plus petit diamètre apparent (Frossard, 1978). Lors de l'analyse morphométrique de moraines pyrénéennes, Lebourg (2000) a utilisé une autre définition, proche de celle de la sphéricité : l'indice I_{NM} qui correspond au rapport entre le plus petit cercle circonscrit D_n et le plus grand cercle inscrit au grain D_m , centré au centre de gravité (Equation 1-4).

$$I_{NM} = \frac{D_n}{D_m} \quad (1-4)$$

1.2.3 Teneur en eau

La teneur en eau a une influence déterminante sur les caractéristiques mécaniques d'un sol, de par son effet sur la masse volumique (essai Proctor, cf. § 1.2.5) ou encore sur la cohésion apparente des sols contenant des argiles. Pour un matériau donné, sa teneur en eau va influencer sur son état de compacité (optimum Proctor) et donc influencer sur ses performances mécaniques.

En laboratoire, la mesure de la teneur en eau est réalisée par étuvage du matériau. Comme les règles de représentativité rendent la mesure impossible sur la fraction $0/D_{\max}$, l'ancienne version de la norme française NFP 94-050 préconisait d'effectuer la mesure de teneur en eau sur la fraction $0/20$ mm, la quantité d'eau retenue par les particules de taille supérieure à 20 mm étant alors supposée négligeable.

Une telle recommandation est suffisante si l'on considère un modèle simple de la répartition de l'eau, où l'eau mobilisable consiste en une pellicule de $0.1 \mu\text{m}$ d'épaisseur adsorbée en surface des particules (Polubrina-Kochina dans Castany G., 1979), cette épaisseur étant indépendante de leur taille. La quantité d'eau contenue dans chaque fraction granulométrique du sol est donc directement liée à sa surface spécifique. La répartition théorique de l'eau pour des fractions $(0/d_m)$ croissantes est représentée à la Figure 1-7. Dans

ce modèle basé sur la surface spécifique, la proportion d'eau adsorbée sur les particules de taille supérieure à 20 mm, reste inférieure à 2% de la quantité d'eau totale (fraction 0/ D_{max}) et peut donc être négligée.

Dans la réalité, la présence de placages limono-argileux humides sur les particules de taille supérieure à 20 mm modifie notablement la répartition de l'eau, cette dernière n'étant alors plus associée uniquement aux particules fines. Un écrêtage simple à 20 mm est alors insuffisant pour mesurer la teneur en eau du sol avec précision (Rey, 2001).

La nouvelle version de la norme NFP 94-050 ne préconise plus d'écrêtage, laissant à l'utilisateur le soin d'estimer la fraction granulométrique sur laquelle effectuer les mesures de teneur en eau. Lorsque D_{max} est trop important pour effectuer ces mesures sur l'intégralité du matériau, une étude préalable de la localisation effective de l'eau au sein des classes granulométriques du matériau est donc nécessaire afin d'optimiser la mesure.

En 2001, la caractérisation d'un sol à granulométrie très étendue (éboulis calcaire à matrice argileuse : passant à 80 μm = 20%, D_{max} = 350 mm) prélevé sur la commune de Crolles (Isère), a donné lieu à la réalisation de mesures de teneur en eau sur des fractions de sol croissantes (0/8 mm à 0/100 mm). Les résultats obtenus (Figure 1-7), nous ont permis de montrer que les mesures de teneur en eau sur la fraction devaient être réalisées sur la fraction 0/50 mm pour obtenir une précision relative inférieure à 2% (Rey, 2001). Cette observation peut être généralisée à l'ensemble des sols à granulométrie étalée, à condition d'effectuer un brossage soigneux des éléments supérieurs à 50 mm lors du tamisage in situ.

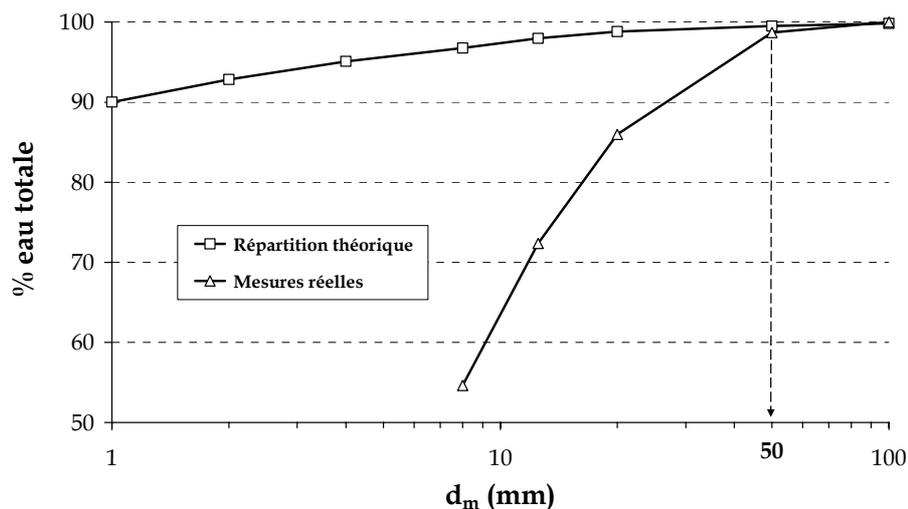


Figure 1-7. Répartitions théorique et réelle de l'eau dans un sol à granulométrie étendue, en fonction de la fraction 0/ d_m considérée.

1.2.4 Masse volumique

La masse volumique d'un sol en place (γ) peut être mesurée suite à la réalisation d'un prélèvement in-situ. Les sols à granulométrie étendue nécessitant le prélèvement d'échantillons représentatifs de volume important, un protocole adapté a été développé au Cemagref de Grenoble. Il est applicable lorsque la taille maximale des blocs n'excède pas 200 mm environ (suivant les dimensions du trou) et se décompose en 5 phases successives (Figure 1-8) :

- Réalisation d'un avant-trou de surface carrée ($L, l = 1.50$ à 2m , $H = 0.2$ à 0.8 m selon nécessité, pour supprimer la couche superficielle : terre végétale, pavage de torrent...)
- Mise en place d'un bâti en bois et établissement d'un niveau de référence
- Mesure du volume V_1
- Prélèvement + Pesée du matériau extrait
- Mesure du volume V_2

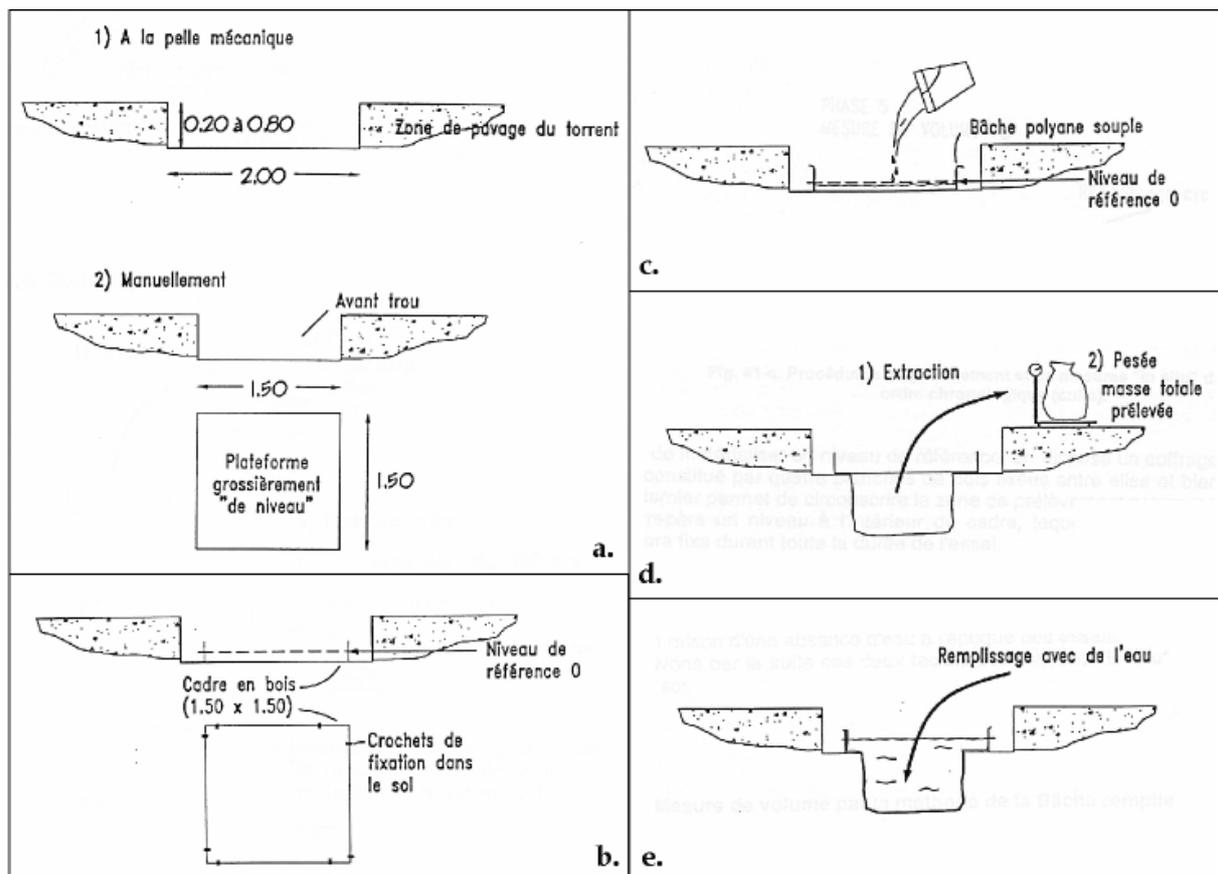


Figure 1-8. Méthode de mesure de la masse volumique en place (d'après P.Stupnicki, 1994, rapport interne Cemagref).

Le volume du prélèvement est égal à $V_2 - V_1$. Ces deux volumes peuvent être déterminés selon deux méthodes différentes :

- remplissage du trou par de l'eau (Figure 1-8 c,e) ou par un sable calibré. Ce procédé est relativement rapide et économique mais pose le problème de l'approvisionnement en eau (ou en sable) sur le site.

- relevé géométrique du trou :

En l'absence d'eau sur le site, cette méthode consiste à mesurer la profondeur du trou effectué de façon systématique aux différentes intersections d'un maillage horizontal préétabli (Figure 1-9). La profondeur moyenne obtenue sur la surface du trou ($h = 1/n \sum h_{ij}$) permet de déduire directement son volume. Selon Azimi *et al.* (1983), l'incertitude sur les mesures de volume est de l'ordre de 4% en utilisant cette méthode avec un maillage 10 x 10 cm.

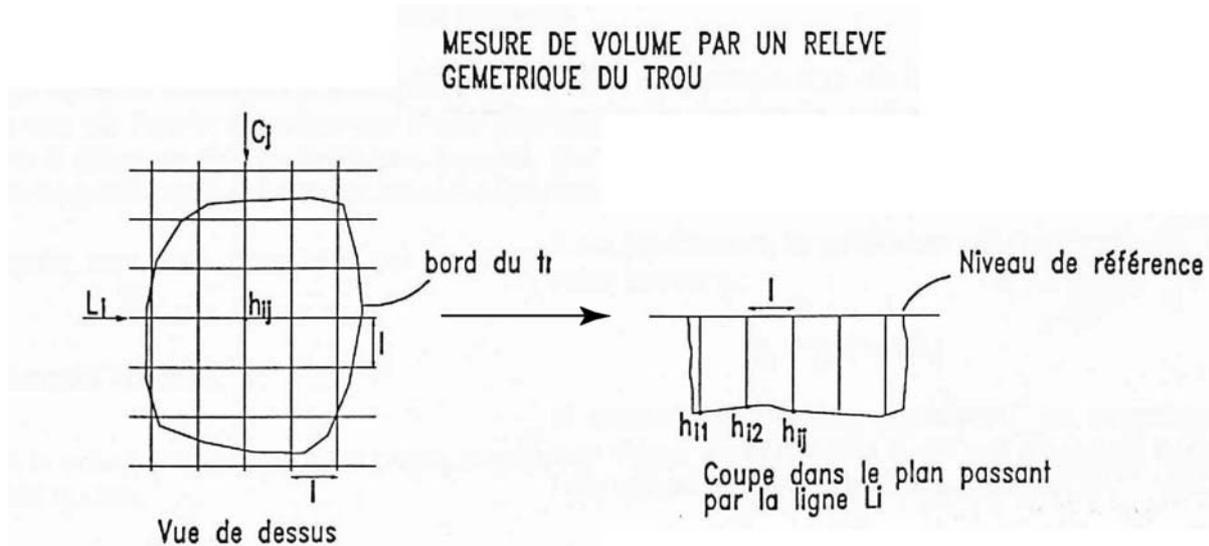


Figure 1-9. Mesure du volume de sol prélevé par un relevé géométrique

1.2.5 Compacité

La compacité est un paramètre particulièrement significatif en terme de résistance au cisaillement des sols, puisque cette notion traduit l'état d'imbrication des particules du sol. Elle intègre plusieurs facteurs indépendants tels que la granulométrie du sol, la forme des grains, mais aussi la teneur en eau et l'énergie liée à la mise en place du matériau.

La compacité s'exprime à travers l'indice de densité relative D_r du matériau, qui compare l'indice des vides du sol en place (ratio du volume des vides sur le volume des particules solides, noté e) avec les indices des vides minimal e_{min} et maximal e_{max} caractéristiques

intrinsèques du matériaux (norme française NF P94-059). L'indice de densité relative s'exprime sous forme d'un pourcentage (Equation 1-5) :

$$D_r(\%) = \frac{(e_{\max} - e)}{(e_{\max} - e_{\min})} \quad (1-5)$$

L'indice des vides minimal e_{\min} correspond à l'état le plus dense d'un sol tandis que l'indice des vides maximal e_{\max} correspond à l'état le plus lâche d'un sol. Les méthodes de détermination de ces deux indices (NF P94-059) sont assez mal adaptées aux sols à granulométrie étendue comportant de gros éléments. Une méthode analogue à celle décrite dans la norme peut être cependant utilisée pour estimer in-situ l'indice des vides maximal e_{\max} . Elle consiste à déverser le matériau, remanié et « aéré », dans un bac de volume adapté, connu et suffisamment important, en prenant soin de ne pas le tasser. A la fin du remplissage, le matériau est arasé en surface de manière à remplir parfaitement le volume. Après pesée et correction de la teneur en eau, on obtient la masse volumique minimale γ_{\min} , dont on déduit ensuite e_{\max} et la porosité maximale n_{\max} . Afin de concilier la représentativité des échantillons avec des considérations d'ordre pratique (volume de la caisse maximum ~ 100 litres), cette méthode est limitée aux sols dont la taille des plus grosses particules n'excède pas 100 mm.

L'essai Proctor (NF P94-093) permettant la détermination de la masse volumique maximale γ_{\max} , correspondant à l'indice des vides minimal e_{\min} , est en revanche très difficile à déterminer pour les sols à gros éléments. En effet, compte tenu de la taille maximale des moules classiques disponibles (moule Proctor, $\varnothing=100$ mm, moule CBR, $\varnothing=152$ mm), cet essai est réalisé sur la fraction 0/20mm et son domaine d'application est limité aux sols contenant moins de 30% d'éléments supérieurs à 20 mm. On peut signaler toutefois l'existence à l'INSA de Lyon d'un moule de grande taille ($\varnothing=300$ mm) qui permet la réalisation exceptionnelle de l'essai Proctor sur une fraction plus importante des matériaux (0/31.5 mm) (Guichard, 1995).

1.2.6 Conclusions

Dans le cas des sols à granulométrie très étendue, la présence de blocs de taille importante (décimétrique à métrique) s'avère souvent un obstacle aux méthodes d'identification physique. En effet, les protocoles d'identification décrits dans les normes sont souvent peu précis (ex. mesures de teneur en eau), ou les matériels expérimentaux classiquement utilisés peu adaptés à ces matériaux (ex. essai Proctor).

D'une manière générale, les contraintes de représentativité sur les échantillons imposent le prélèvement de masses de sol rapidement impossibles à mettre en œuvre en présence de gros éléments (masse minimale requise de 125 kg de sol lorsque d_m est égal à 100 mm). Un

écrêtage du matériau est donc souvent nécessaire lors du prélèvement d'échantillons pour caractérisation au laboratoire (ou sur site). Or ce procédé, qui consiste à écarter les particules de dimension supérieure à un seuil défini, n'est pas sans conséquences sur les caractéristiques du matériau, notamment sur ses propriétés mécaniques.

1.3 Caractérisation mécanique

Les instabilités observées en géotechnique se traduisent en général par une rupture localisée du sol en cisaillement. Elles peuvent affecter des talus (digues, remblais, berges...) ou bien des fondations, sous l'effet d'une surcharge. Dans le but de pouvoir dimensionner correctement les ouvrages, l'étude du comportement mécanique d'un sol vise donc en particulier à connaître sa résistance au cisaillement.

La résistance au cisaillement d'un sol est classiquement décrite par son critère de plasticité (Philipponnat & Hubert, 2002 ; Coussy & Fleureau, 2002). Il exprime la relation existant à l'équilibre limite entre la contrainte tangentielle au plan de cisaillement τ et la contrainte σ_n normale à ce plan (Figure 1-10).

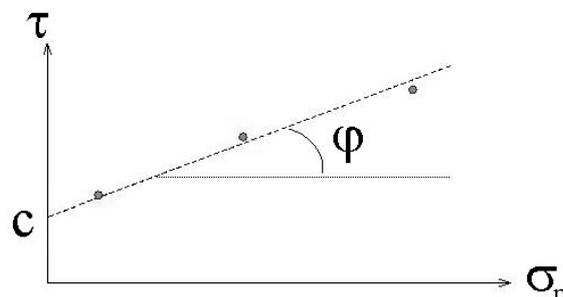


Figure 1-10. Représentation graphique de la loi de Coulomb.

Dans le cas des sols, le critère de plasticité le plus utilisé est décrit par la loi de Coulomb (1773) :

$$\tau = \sigma_n \tan \varphi + c \quad (1-6)$$

- φ : angle de frottement interne (°)
- c : cohésion (kPa)

Le cisaillement d'un matériau granulaire s'accompagne d'une variation de son volume qui est fonction de son état de compacité initial (Philipponnat & Hubert, 2002). Un sol compact a tendance à augmenter de volume lorsque le cisaillement augmente. Son comportement est dilatant. A l'inverse, un sol initialement à l'état lâche a tendance à diminuer de volume au

cours du cisaillement. Son comportement, dit contractant, traduit un réarrangement des grains (diminution de la porosité et augmentation de la masse volumique).

La résistance au cisaillement d'un sol hétérogène peut être mesurée au laboratoire ou in-situ.

1.3.1 Essais au laboratoire

Au laboratoire, il existe deux principaux essais permettant de mesurer la résistance au cisaillement d'un sol (Schlosser, 1988):

- L'essai triaxial, ou biaxial de révolution (normes NFP 94-070 et NFP 94-070), qui consiste à écraser un échantillon cylindrique en lui appliquant une contrainte verticale croissante et une contrainte latérale de confinement. Dans ce cas le plan de rupture n'est pas fixé.
- L'essai de cisaillement direct à la boîte de Casagrande (norme NFP 94-071-1), où le matériau est contenu dans deux demi-boîtiers mobiles l'un par rapport à l'autre. Le plan de cisaillement est imposé et l'épaisseur de la zone cisailée dépend de l'espacement entre les boîtiers.

La mesure des paramètres c et ϕ sur les sols comportant de gros éléments nécessite des appareils de taille importante, adaptée à la granulométrie du matériau (D_{max}).

1.3.1.1 Appareils de mesure en laboratoire

Plusieurs appareils de mesure de grandes dimensions ont été conçus dans les années 1960-70, afin de caractériser les matériaux grossiers et enrochements utilisés dans le cadre de chantiers exceptionnels, notamment la construction de grands barrages. Parmi ces dispositifs, on peut citer pour mémoire les cellules triaxiales géantes utilisées par Marsal (1967) (dimensions : $\varnothing=1130$, $H=2500$ mm), ou encore par Rasskazov et al. (1967) ($\varnothing=1000$, $H=2000$ mm). Plusieurs boîtiers de cisaillement direct de grandes dimensions existent au niveau national, notamment au laboratoire d'EDF d'Aix en Provence (1200×1200 mm) (Mamba, 1989), à l'INSA de Lyon (600×600 mm) (Laréal *et al.*, 1973) ou encore au CETE de Lyon ($\varnothing=600$ mm) (Shirdam, 1998).

Au LIRIGM, un boîtier de cisaillement prototype, de dimensions 1000×1000 mm (Figure 1-11), a également été développé pour la réalisation de mesures sur déchets hétérogènes et sur sols grossiers (Gotteland *et al.*, 2000). Cet appareil, entièrement démontable afin de pouvoir être transporté sur site, a été utilisé notamment pour déterminer les caractéristiques mécaniques des dépôts hétérogènes constitutifs du cône de déjection du torrent Manival

(Aboura, 1999, Gotteland *et al.*, 2000). Ce matériau hétérogène a été étudié par ailleurs au chapitre 5, grâce à plusieurs méthodes géophysiques.

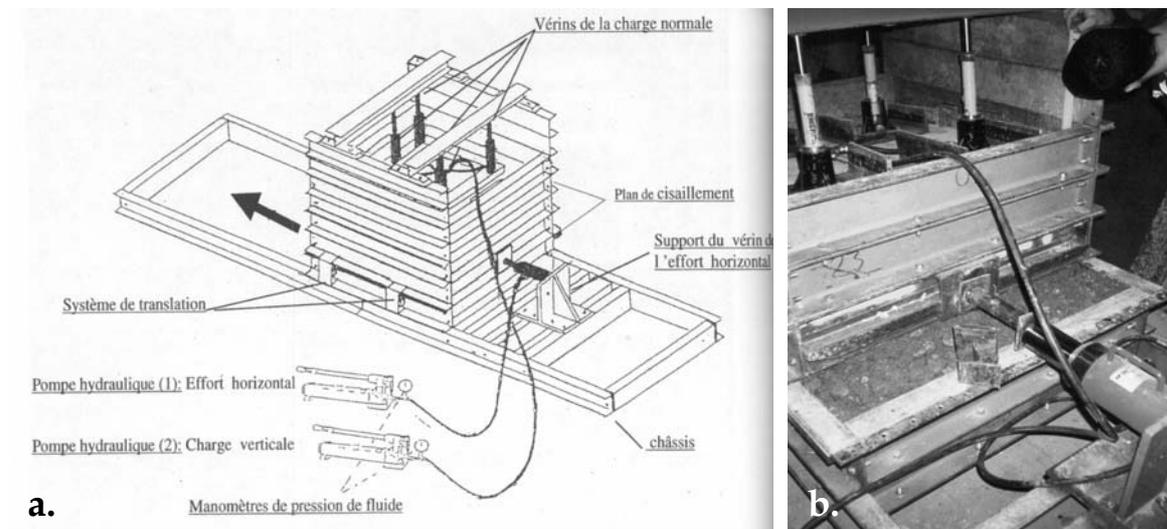


Figure 1-11. Boîtier de cisaillement prototype 1000x1000 mm développé au L.I.R.I.G.M. (a) Schéma du dispositif expérimental, (b) Vue de dedans des 4 vérins verticaux répartissant la contrainte normale sur l'échantillon et du vérin horizontal assurant la contrainte tangentielle (en bas à droite).

Pour trois contraintes normales différentes ($\sigma_n = 25, 50$ ou 75 kPa), des essais de cisaillement ont été réalisés avec ce dispositif sur la fraction 0/100 mm des dépôts du cône de déjection du torrent Manival (Figure 1-12). Les courbes contrainte-déformation (Figure 1-12a) montrent une absence de pic de rupture lors du cisaillement, la contrainte tangentielle (τ) se stabilisant selon un palier subhorizontal lorsque le déplacement du boîtier devient supérieur à 60-80 mm (déformation relative de l'ordre de 60 à 80 %). Les paramètres mécaniques (c, φ) calculés pour une déformation relative égale à 10%, témoignent d'une résistance au cisaillement importante, avec un angle de frottement interne φ de $62,5^\circ$ et une cohésion égale à 45 kPa.

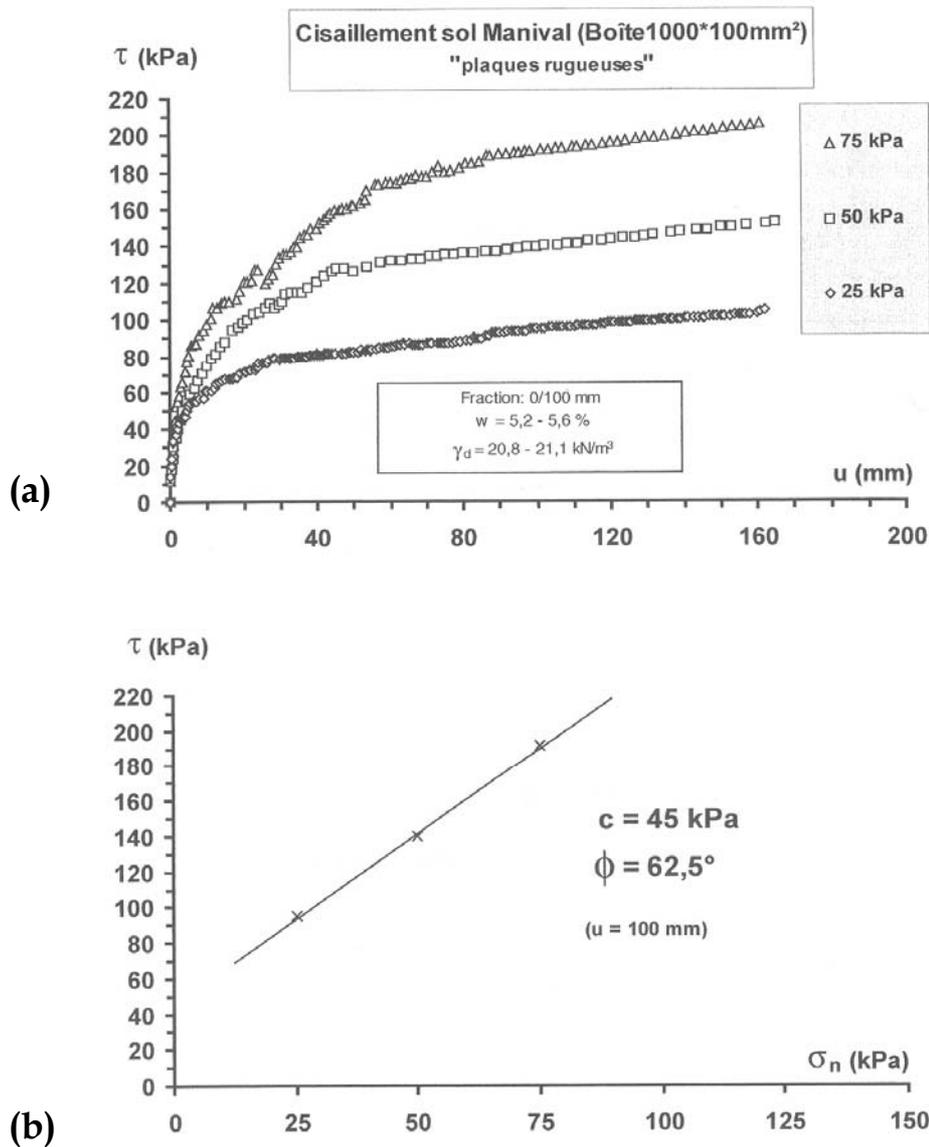


Figure 1-12. (a). Courbes contrainte-déplacement obtenues sur la fraction 0/100 mm du sol du Manival (d'après Gotteland *et al.*, 2000), (b). Dans le plan de Mohr-Coulomb, critère de plasticité et paramètres c, ϕ calculés pour un déplacement relatif égal à 10%.

Les différents essais de cisaillement direct effectués sur ce matériau (Aboura, 1999) ont montré en outre que les paramètres de résistance au cisaillement obtenus étaient sensibles au type d'interface mis en place à la base et au sommet de l'échantillon (Figure 1-13). En effet, la présence de plaques horizontales rugueuses assurent une meilleure mobilisation du matériau que des plaques lisses lors du déplacement relatif des demi-boîtiers (Figure 1-13), et conduisent à des caractéristiques mesurées différentes (résultats obtenus avec des plaques lisses : $\phi = 54^\circ$ et $c = 53 \text{ kPa}$).

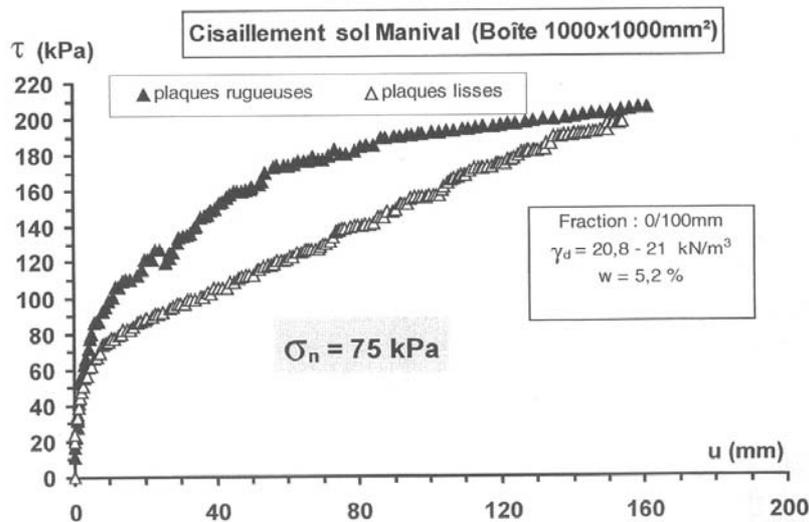


Figure 1-13. Courbes contrainte-déplacement obtenues sur la fraction 0/100 mm du sol du Manival, en fonction du type d'interfaces (plaques rugueuses ou plaques lisses) mis en place au sommet et à la base du boîtier (contrainte normale $\sigma_n = 75$ kPa) (d'après Aboura, 1999).

Le même type de résultats concernant l'influence de l'état de surface des plaques mises en place au sommet et au fond du boîtier ont été obtenus sur un matériau analogue (éboulis calcaire à matrice argileuse) (Rey 2001).

D'un point de vue plus général, les dimensions caractéristiques de l'appareil de mesure utilisé, ainsi que son type même (cellule triaxiale ou boîte de cisaillement) ont un effet souvent non négligeable (Leslie, 1963 ; Rathee *et al.*, 1981 ; Mamba, 1989 ; Fagnoul et Bonnechère, 1969). Cette influence des conditions de mesure sera abordée au paragraphe 1.3.1.3. De même, les caractéristiques granulométriques du sol, et notamment le diamètre de ses plus gros éléments (D_{max}) vont influencer les propriétés mécaniques mesurées sur les matériaux.

1.3.1.2 Influence de la granulométrie

La présence de gros éléments dans un sol ($100 \text{ mm} < D_{max} < 1000 \text{ mm}$) rend son écrêtage souvent obligatoire pour pouvoir le caractériser en laboratoire. La granulométrie du matériau testé est donc étroitement liée au mode d'écrêtage mis en œuvre.

Pour un D_{max} final identique (après écrêtage), quatre types d'écrêtage sont possibles (Aboura, 1999) (Figure 1-14) :

- l'écrêtage direct,
- l'écrêtage parallèle,
- l'écrêtage CBR, ou compensé,
- l'écrêtage à granulométrie équivalente (D_{50} constant).

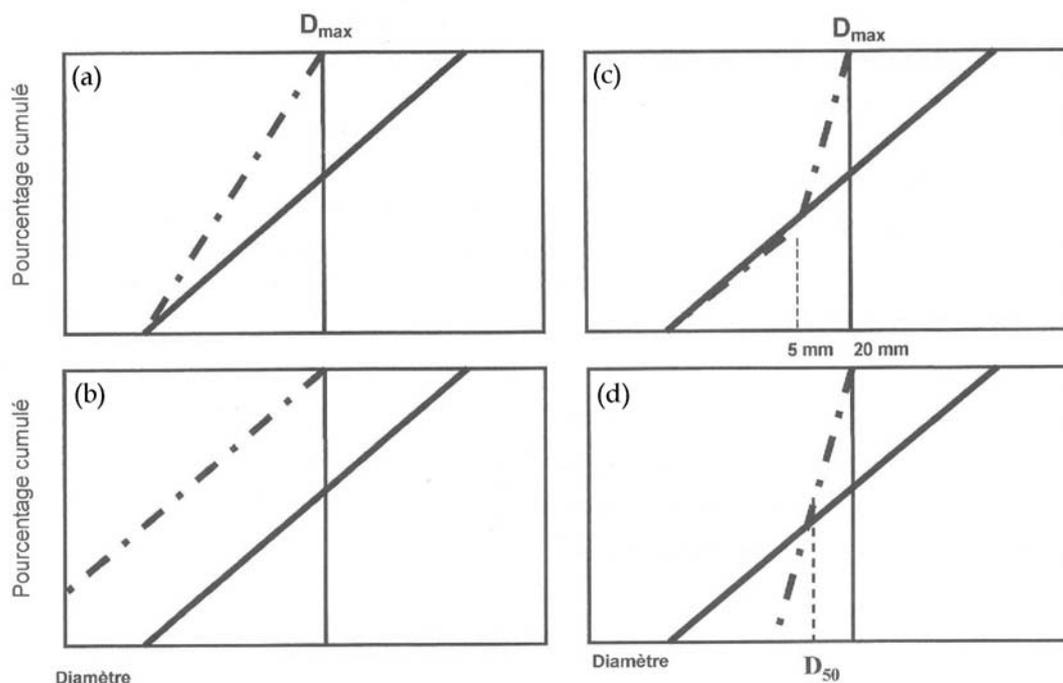


Figure 1-14. Différentes méthodes d'écrêtage. Les courbes granulométriques finales (en pointillé) ont un D_{max} final identique, et sont obtenues à partir d'une même granulométrie initiale (en noir) selon différents procédés : (a) écrêtage direct, (b) écrêtage parallèle, (c) écrêtage CBR ou compensé, (d) écrêtage à D_{50} constant.

Le mode d'écrêtage direct est le plus simple et le plus répandu : il consiste à retirer les plus gros éléments du matériau initial par tamisage. Cette méthode conduit à une uniformisation de la granulométrie et à une augmentation de la proportion relative de la fraction fine.

Compte tenu de leur lourdeur de mise en œuvre, l'utilisation des autres méthodes d'écrêtage reste relativement exceptionnelle et souvent limitées au domaine de la recherche. Elles ne seront donc pas abordées. Ce paragraphe résume les principaux résultats concernant l'influence du diamètre D_{max} sur la résistance au cisaillement des sols, dans le cadre d'un écrêtage direct.

A partir d'essais sur un dispositif triaxial (dimensions : $\varnothing=230$ mm, $H=570$ mm), Holtz & Villard (1961) ont étudié la résistance au cisaillement de mélanges constitués simultanément par une matrice soit argileuse, soit sableuse (fraction 0/5 mm), et par des graviers (5/76 mm) dont la proportion est variable entre 0 et 65 %. Lorsque le pourcentage de graviers augmente, leurs résultats ont montré une augmentation de l'angle de frottement interne, ainsi qu'une tendance à la diminution de la cohésion. De même, Fagnoul et Bonnechère (1969), en se basant sur différentes coupures obtenues par concassage et criblage, ont mis aussi en évidence une augmentation de la résistance au cisaillement lorsque D_{max} augmente.

A partir d'essais réalisés sur des billes de verre, Cambou (1972) a constaté une augmentation de l'angle de frottement lorsque D_{max} croît. Rathee (1981) a mis en évidence une

augmentation de l'angle de frottement interne d'environ 16 % lorsque D_{max} croît de 6 à 28 mm, à partir d'essais de cisaillement sur un matériau sablo-graveleux.

Taquet & Fry (1988) ont observé, à partir d'essais réalisés sur les matériaux grossiers du barrage de Grand-Maison, que la résistance au cisaillement passait par une valeur maximale pour la fraction 0/20 mm avant de chuter pour la fraction 0/63 mm. Sur les matériaux grossiers du filtre moyen de ce même barrage, des essais triaxiaux menés par Dendani (1988) ont permis de conclure que l'écrêtage direct n'avait pas d'influence notable sur le comportement mécanique du matériau, à condition que le pourcentage de particules enlevé reste inférieur à 25%.

Bien que tous ces auteurs n'aient pas exactement la même position quant à l'influence de D_{max} sur les propriétés mécaniques de résistance au cisaillement, il semble se dégager une tendance générale à l'accroissement de l'angle de frottement interne lorsque D_{max} augmente.

1.3.1.3 Influence des dimensions de l'appareil de mesure

Afin d'évaluer l'influence des conditions d'essai sur la mesure des paramètres de la résistance au cisaillement, il est utile d'introduire le rapport d'échelle suivant :

$$\psi = \frac{d}{D_{max}} \quad (1-7)$$

où d représente la dimension caractéristique de l'appareil de mesure (diamètre de la cellule triaxiale, diamètre de la boîte de cisaillement à section circulaire ou côté de la boîte de cisaillement à section carrée), et D_{max} la taille des plus gros éléments contenus dans le sol.

Concernant les appareils triaxiaux, Leslie (1963) a proposé un rapport d'échelle minimal $\psi \geq 6$. Lors d'essais de cisaillement direct sur une boîte 300 x 300 mm, Rathee *et al.* (1981) ont constaté que l'angle de frottement interne mesuré pour des matériaux pulvérulents augmente lorsque le facteur d'échelle diminue. Ils ont montré que cet angle devient indépendant de la taille de l'appareil lorsque $\psi \geq 10$ pour les sables et $\psi \geq 20$ pour les graviers. De même, à partir d'essais de cisaillement direct, Mamba (1989) a mis en évidence que l'influence de la taille du boîtier sur l'angle de frottement interne du matériau devient négligeable pour des rapports d'échelle $\psi \geq 20$.

Au vu des ces données, les mesures de résistance au cisaillement à la boîte semblent plus sensibles au rapport d'échelle ψ que les essais triaxiaux. Il est donc intéressant de confronter les résultats obtenus au moyen de ces deux types d'appareils.

1.3.1.4 Influence du type d'appareil de mesure

A partir de nombreux essais réalisés sur des matériaux pulvérulents et au moyen de 7 appareillages différents, Fagnoul et Bonnechère (1969) ont constaté que les valeurs de résistance au cisaillement mesurées à l'essai triaxial sont généralement inférieures à celle obtenues à la boîte de cisaillement direct pour un même matériau. Ces différences peuvent être attribuées à une surestimation de la cohésion lors de l'essai de cisaillement direct. Les auteurs ont aussi observé une augmentation assez nette de la résistance au cisaillement du sol lorsque l'espacement entre les deux demi-boîtiers devient inférieur à $0.5 D_{max}$.

Des résultats similaires (Aboura, 1999 ; Rey, 2001) ont été obtenus sur deux éboulis calcaires à matrice limono-argileuse (granulométrie très étalée, $D_{max}=100$ mm) lors de mesures effectuées au LIRIGM au moyen du boîtier de cisaillement 1000x1000 mm. Les fortes valeurs de cohésion mesurées, jusqu'à 50-60 kPa peuvent être attribuées à la relativement faible épaisseur de la zone cisailée imposée par le boîtier utilisé. En effet, l'espacement entre les boîtiers n'est que de quelques mm (~ 5 mm) donc largement inférieure à D_{max} . Pour les mêmes raisons, des valeurs de cohésion très élevées, jusqu'à environ 100 kPa, ont été mesurées à la boîte de cisaillement cylindrique ($d=300$ mm) sur des sols hétérogènes de type dépôts de lave torrentielle (Zhang & Xiong, 1997).

Pour conclure quant à l'influence du type d'appareil de mesure, la localisation et l'épaisseur de la zone de rupture n'étant pas fixées dans l'essai triaxial, ce dernier semble fournir une mesure de la résistance au cisaillement plus réaliste que celle obtenue à la boîte. Toutefois la réalisation et la mise en œuvre des boîtiers de cisaillement de grande taille apparaît plus simple et moins coûteuse. Ils sont donc plus nombreux et présentent également l'avantage de pouvoir effectuer des mesures in-situ sur sol non remanié (Laréal *et al.*, 1973 ; Jain & Gupta, 1974).

1.3.2 Essais in-situ

Les essais in situ peuvent s'avérer indispensables lorsque la nature, la structure ou l'état du sol en place (granulométrie, stratigraphie, teneur en eau ...) ne permettent pas d'extrapoler les résultats obtenus en laboratoire sur échantillon remanié au comportement du sol en place.

1.3.2.1 L'essai de cisaillement direct in-situ

L'essai de cisaillement direct in situ consiste à introduire la partie supérieure d'un boîtier de cisaillement direct dans le sol à tester. Une contrainte verticale est appliquée sur le demi-boîtier ainsi qu'un effort de traction horizontal, qui crée un cisaillement à la base du demi-boîtier. Ces essais peuvent se réaliser au fond d'une tranchée ou d'un puit selon le dispositif.

Dans la littérature (Laréal *et al.*, 1973 ; Jain & Gupta, 1974) , on dénombre l'existence de plusieurs dispositifs de cisaillement direct de grande taille pouvant être utilisés in-situ, parmi lesquels (Figure 1-15) :

- un boîtier de 600x600 mm, mis au point à l'INSA de Lyon, et ayant servi notamment à la caractérisation mécanique des alluvions graveleuses de la vallée du Rhône (Laréal *et al.*, 1973) (Figure 1-15 a),
- deux boîtiers réalisés par Jain & Gupta (1974) : l'un de 600x600 mm et l'autre de 1200x1200 mm destinés à mesurer les caractéristiques mécaniques des enrochements et matériaux de barrages (Figure 1-15 b).

Cet essai reste peu utilisé compte tenu de sa lourdeur de mise en œuvre. Il pose le même type de problèmes concernant l'influence des gros éléments, du type et des dimensions de l'appareillage que les essais de cisaillement au laboratoire.

1.3.2.2 *Le phicomètre*

Comme son nom l'indique, cet essai a pour objectif de mesurer les paramètres de résistance au cisaillement d'un sol (c , φ). Il consiste en un cisaillement direct du sol le long d'une surface cylindrique (Figure 1-16). Bien adapté aux sols perméables, jusqu'à une profondeur égale à 30 m. Cet essai fait l'objet d'un protocole normalisé (NF P94-120) et peut-être utilisé jusqu'à une profondeur de 30m.

Le domaine d'application de cet essai comprend tous les types de sols, y compris les sols relativement grossiers, à condition que la taille maximale des hétérogénéités (D_{max}) reste inférieur à 150 mm.

Le principe de essai consiste à introduire dans un forage une sonde cylindrique gonflable ($\varnothing=58$ mm à l'état dégonflé), dont les coquilles sont munies de dents annulaires horizontales qui pénètrent dans le sol (Figure 1-16) lors de la mise en pression de la sonde. La pression horizontale étant maintenue constante, on applique un effort de traction vertical sur le train de tiges jusqu'à la rupture du sol sur la surface cylindrique (surface de rupture moyenne : 500 cm²). Le même processus, réalisé pour plusieurs pressions latérales (normales) différentes, permet d'obtenir la courbe intrinsèque du sol. On note c_i et φ_i les paramètres du sol mesurés par le phicomètre.

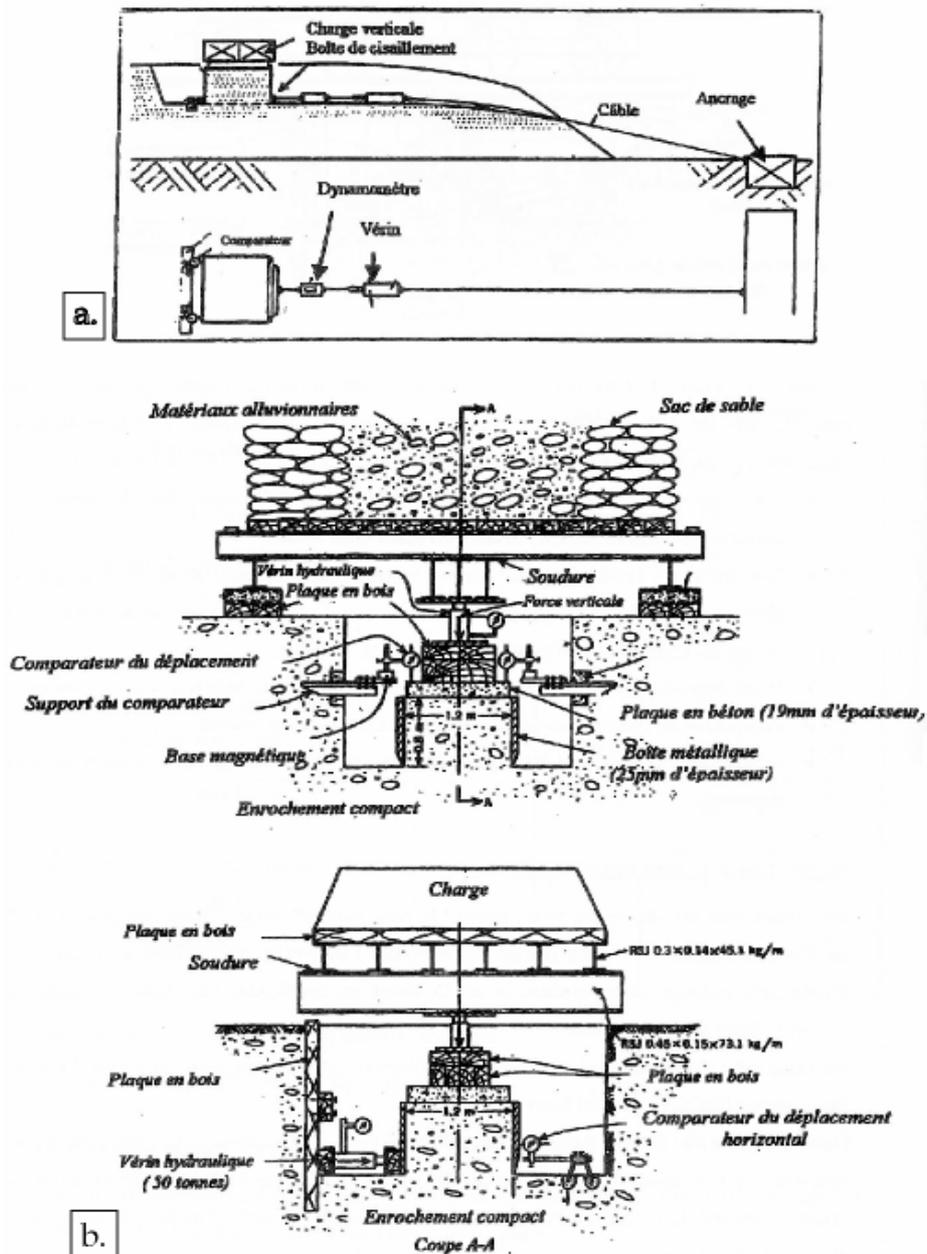


Figure 1-15. Dispositifs de cisaillement in-situ pour matériaux grossiers. (a) Appareil développé à l'INSA Lyon, dimensions 600x600 mm (Laréal *et al.*, 1973). (b) Boîte de cisaillement géante de 1200x1200 mm (Jain & Gupta, 1974).

Les conditions de drainage dans le sol sont généralement mal connues, Philipponnat & Zerhouni (1993) ont proposé des règles empiriques permettant d'obtenir les caractéristiques intrinsèques effectives du matériau (=corrigées de l'effet de l'eau) c' et ϕ' à partir de c_i et ϕ_i mesurées au phicomètre (Tableau 1-2), en synthétisant les résultats d'essais obtenus sur différents types de matériaux.

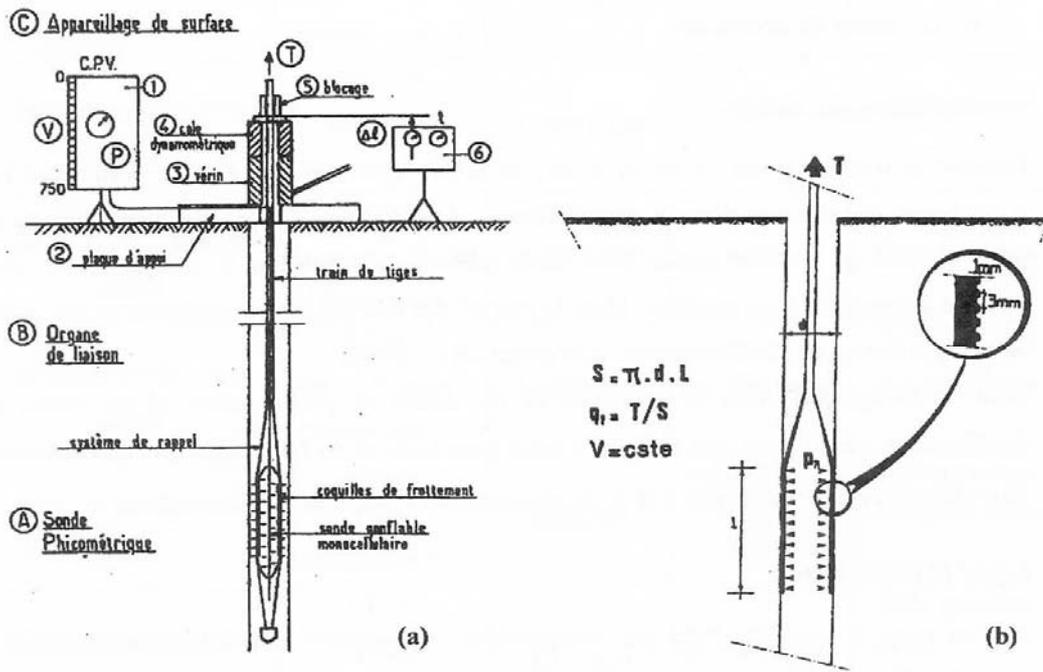


Figure 1-16. Le phicomètre : (a) Schéma du dispositif, (b) Principe de l'essai (Philipponnat, 1986)

Nature du sol	Mesures		Estimations	
	φ_i (°)	c_i (kPa)	φ' (°)	c' (kPa)
Argile molle (*)	≤ 15	*	17	0
Argile moyenne à raide		≥ 20	17	$c_i/4$
Autres sols lâches (*)	> 15 et	< 20	** max (25, φ_i)	0
Limons, marnes argileuses, complexe argilo-sableux		≥ 20	** max (25, φ_i)	$c_i/3$
Sols granulaires	> 30	< 10	φ_i	0
Sols granulaires et cohérents, sauf roches tendres		≥ 10	φ_i	$c_i/2$
Roches tendres (*)	> 25	*	φ_i	< c_i

Tableau 1-2. Estimation des caractéristiques effectives (Philipponnat et Zehrouni, 1993). (*) signifie hors du domaine d'application de l'essai). c_i et φ_i sont les paramètres du sol mesurés par le phicomètre et c' et φ' les paramètres corrigés de l'effet de l'eau.

Par une analyse statistique, Philipponnat (1986) a trouvé une bonne corrélation entre les caractéristiques obtenues au phicomètre et celles obtenues au laboratoire par un cisaillement rapide sur des matériaux non consolidés (les sols pouvant être très perméables, cisaillement rapide ne signifie pas forcément conditions non drainées).

A titre d'exemple, Zerhouni *et al.* (2002) ont pu mesurer les caractéristiques mécaniques de graves et de galets situés à une profondeur de 17,3 m grâce au phicomètre. Sur ces matériaux, les auteurs ont obtenu un angle de frottement interne $\varphi_i = 40^\circ = \varphi'$ et une cohésion $c_i = c' = 0$ kPa.

Lorsque cela est possible, l'essai phicométrique peut-être combiné avec un essai pressiométrique réalisé dans le même forage.

1.3.2.3 Le pressiomètre

L'essai pressiométrique est l'un des essais in situ les plus répandus pour caractériser les sols (Ménard, 1955). Il consiste à introduire dans un forage une sonde gonflable dont on mesure en parallèle la pression de gonflement et le volume. Cet essai permet de déterminer à la fois une caractéristique de déformation du sol (le module pressiométrique) et une caractéristique de résistance (la pression limite).

A partir de l'essai pressiométrique à cycle (variante de l'essai classique), une méthode permet d'obtenir simultanément les propriétés élastiques sous l'état de contrainte rencontré dans le sol et l'angle de frottement interne du sol pour les matériaux pulvérulents (Monnet & Khlif, 1994) ou encore les propriétés élastiques et la cohésion non drainée dans le cas des sols cohérents (Monnet & Chemaï, 1995).

Dans le cas de mesures sur matériaux à granulométrie très étalée, l'utilisation possible d'un tube lanterné métallique de 1.20 m de longueur, et fendu selon six génératrices verticales, permet à la sonde pressiométrique d'affecter un volume de sol relativement important. Des mesures effectuées avec cette méthode sur des alluvions fluvio-glaciaires et des graves de comportant des blocs jusqu'à 150 mm ont permis le dimensionnement d'un grand mur de soutènement situé sur le tracé de l'autoroute A49 entre Grenoble et Valence (Monnet & Allagnat, 2001). L'application de cette méthode sur des matériaux de type graves, contenant simultanément des argiles et des blocs, implique une hypothèse déterminante quant au comportement a priori du sol (cohérent ou pulvérulent).

1.3.3 Relations entre paramètres physiques et mécaniques.

Pour la plupart des sols, des corrélations existent entre les paramètres physiques et les paramètres mécaniques. Définies de manière empirique, elles permettent généralement d'estimer les propriétés mécaniques des matériaux (notamment l'angle de frottement interne) à partir de certains paramètres physiques. Ainsi, dans le cas des sols hétérogènes, la détermination de certains paramètres physiques par des méthodes indirectes de type

géophysique ou analyse d'image peut permettre dans un second temps une estimation des paramètres mécaniques des matériaux.

Lundgren (1960) propose une formule empirique (équation 1-9) reliant l'angle de frottement interne à une constante et à quatre paramètres correctifs dont les valeurs sont exprimées dans le Tableau 1-3 :

$$\varphi = 36^\circ + \varphi_1 + \varphi_2 + \varphi_3 + \varphi_4 \quad (1-9)$$

φ_1	Granulométrie	Uniforme	- 3°
		Moyennement uniforme	0
		Étalée	+ 3°
φ_2	Forme des grains	anguleux	+ 1°
		intermédiaires	0
		arrondis	- 3°
		Très ronds	- 6°
φ_3	Compacité	Minimale	- 6°
		Moyenne	0
		Maximale	+ 6°
φ_4	Taille des grains	Sable	0
		Gravier fin	+ 1°
		Gravier moyen à gros	+ 2°

Tableau 1-3. Paramètres correctifs pour l'angle de frottement (Lundgren, 1960)..

Outre l'effet prépondérant de la compacité sur l'angle de frottement, cette relation montre l'influence non négligeable des paramètres granulométriques et de la forme des grains sur la résistance au cisaillement.

Dans l'optique de pouvoir estimer le comportement mécanique de matériaux grossiers non carotables, Azimi *et al.* (1983) ont réalisé des essais triaxiaux réalisés sur des sols de type moraines ou éboulis écrêtés à 20 mm. Les résultats obtenus leur ont permis de proposer une corrélation empirique reliant l'angle de frottement interne φ à la masse volumique γ_d et 3 paramètres relativement simples à mesurer (équation 1-10) :

- le pourcentage massique de la fraction inférieure à 0,4 mm, M (en %)
- la limite de liquidité w_L (en %)
- un coefficient de forme Cf égal à 0 pour des grains anguleux, et 1 pour les grains arrondis

$$\varphi' = \left(15 + \frac{50M}{w_L}\right) * \gamma_d - \left(15 + \frac{50M}{w_L}\right) * \left(1,8 + 1,1 \cdot \frac{M}{100} - 0,15 \frac{w_L}{100} + \frac{Cf}{10}\right) + 40 \quad (1-10)$$

Plus récemment, Lebourg (2000) a établi une relation empirique entre l'angle de frottement effectif mesuré à partir d'essais triaxiaux sur 8 moraines glaciaires et l'indice d'allongement des grains I_{NM} (cf. définition § 1.2.2), ce dernier ayant été quantifié par analyse d'images :

$$\varphi' = 185 \cdot I_{NM} - 72 \quad (1-11)$$

L'influence de l'allongement des grains sur l'angle de frottement interne des moraines est importante puisque φ' passe de 20° à presque 40° lorsque I_{NM} croît de 0.5 à 0.6. On notera par ailleurs que ces valeurs d'angle de frottement interne sont légèrement sous-estimées par l'effet d'échelle lié à l'écrêtage du matériau, φ' étant mesuré sur des éprouvettes de 4 ou 8 cm de diamètre ($D_{max} \sim 5$ mm). Ce résultat montre que, dans certaines conditions, l'analyse d'image peut s'avérer un outil intéressant pour participer indirectement à la caractérisation mécanique des matériaux comportant de gros éléments.

1.3.4 Conclusions

Comme l'identification physique, la caractérisation mécanique des sols comportant de gros éléments se heurtent à un certain nombre de difficultés.

Au laboratoire, les essais de résistance au cisaillement nécessitent des appareils de mesure de grandes dimensions, et les masses de sol à manipuler sont particulièrement importantes. En outre, ces essais nécessitent généralement un écrêtage du matériau, effectué lors de l'échantillonnage, pour garantir un rapport d'échelle suffisant entre la dimension des plus gros éléments contenus dans le matériau testé (D_{max}) et les dimensions de l'appareil de mesure. Cet écrêtage du sol influence ses caractéristiques de résistance au cisaillement. Les résultats sont aussi largement influencés par les conditions d'essai, non seulement par le rapport d'échelle d/D_{max} , mais aussi par le type même de l'essai réalisé (cisaillement direct ou essai triaxial). Pour toutes ces raisons, et à cause de leur lourdeur de mise en œuvre, ces essais sont rarement utilisés.

In-situ, les essais de cisaillement direct sur sol non remanié se heurtent aux mêmes difficultés qu'en laboratoire. Les essais ponctuels (phicomètre et pressiomètre) sont limités à des tailles d'hétérogénéités de l'ordre de 150 mm.

Dans ce contexte, les méthodes géophysiques, non-destructrices, peuvent s'avérer une alternative intéressante aux essais géotechniques in-situ.

1.4 Méthodes Géophysiques

Les méthodes géophysiques de sub-surface, qui permettent d'investiguer simultanément un grand volume de sol, deviennent particulièrement intéressantes dans le cas de sols comportant des particules de dimensions décimétrique à métrique. Leur coût relativement modéré, ainsi que leur rapidité de mise en œuvre, peut permettre de caractériser des terrains grossiers et hétérogènes et de détecter des variations latérales en terme de propriétés géophysiques.

Leurs inconvénients principaux sont d'une part la diminution de la résolution avec la profondeur et d'autre part le fait que les propriétés mécaniques du sol ne sont pas obtenues directement. L'existence de corrélations entre les paramètres géophysiques et certaines caractéristiques géotechniques permet cependant de les déterminer indirectement (cf. § 1.5).

Parmi les paramètres géophysiques potentiellement utilisables pour caractériser les sols, et notamment des sols hétérogènes, nous avons étudié l'apport de :

- la résistivité électrique (ρ)
- la vitesse de propagation dans le sol des ondes de compression (V_p)
- la vitesse de propagation dans le sol des ondes de cisaillement (V_s)

Ce paragraphe consiste en une présentation rapide des méthodes géophysiques permettant la mesure de ces propriétés géophysiques.

1.4.1 Mesure de la résistivité électrique

On distingue deux types de méthodes pour mesurer la résistivité électrique d'un sol : les mesures directes de type sondage ou tomographie électrique (DC) et les méthodes électromagnétiques (EM). Bien que basées sur deux phénomènes physiques différents (les premières sur la loi d'Ohm et les secondes sur les équations de Maxwell) ces deux méthodes permettent de mesurer la même propriété géophysique (la résistivité électrique ρ). Compte tenu des fréquences relativement faibles utilisées par les méthodes électromagnétiques (de l'ordre de 10^4 Hz) on peut considérer que la résistivité électrique obtenue par les mesures électromagnétiques est équivalente à celle mesurée en courant continu (DC) (Reynolds, 1997).

1.4.1.1 Méthodes de résistivité

Ces méthodes consistent à mesurer le potentiel induit par l'injection dans le sol d'un courant continu au moyen d'électrodes métalliques plantées en surface. Les mesures sont généralement réalisées en courant continu, éventuellement à basse fréquence (quelques Hz) (Telford *et al.*, 1990). Comme cette méthode a été largement utilisée dans ce travail, son principe est détaillé dans les paragraphes suivants.

1.4.1.1.1 Distribution du potentiel électrique dans le sol

Dans le cas d'une source de courant ponctuelle située en surface d'un demi-espace infini homogène isotrope, la différence de potentiel ∂V entre deux équipotentiels hémisphériques séparées par une distance infinitésimale ∂r (Figure 1-17) s'exprime selon l'équation (1-12) où ρ représente la résistivité, J la densité de courant sur la surface équipotentielle située à la distance r de la source, et I l'intensité du courant (Equation 1-13).

$$\frac{\partial V}{\partial r} = -\rho \cdot J \quad (1-12)$$

$$J = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (1-13)$$

Par intégration de (1-12), on obtient :

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r} + C \quad (1-14)$$

Comme $V = 0$ lorsque $r = \infty$, l'équation (1-14) se simplifie en :

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (1-15)$$

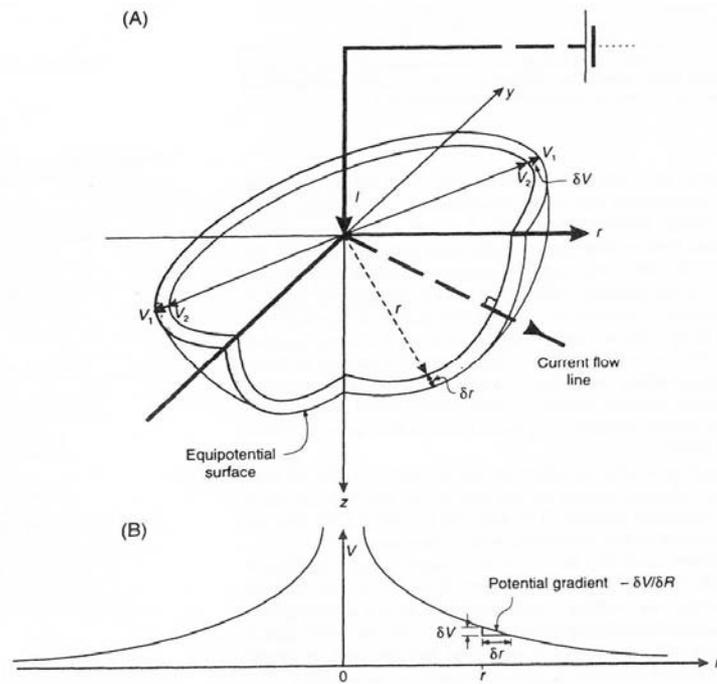


Figure 1-17. Représentation 3D de deux équipotentielles hémisphériques séparées par une distance infinitésimale δr autour d'une électrode de courant ponctuelle (flèche verticale) (d'après Reynolds, 1997).

1.4.1.1.2 Mesure de la résistivité d'un sol

En pratique, une mesure de résistivité du sol nécessite 4 électrodes (Figure 1-18). Reliées à un générateur, deux des électrodes, dites de courant (C_1 , C_2), font circuler dans le sol un courant continu d'intensité fixée et contrôlée par un ampèremètre. La différence de potentiel induite dans le sol par la circulation de ce courant est mesurée par un voltmètre relié aux deux électrodes dites de potentiel (P_1 , P_2). L'ensemble (ampèremètre + voltmètre, éventuellement générateur de courant) est appelé résistivimètre.

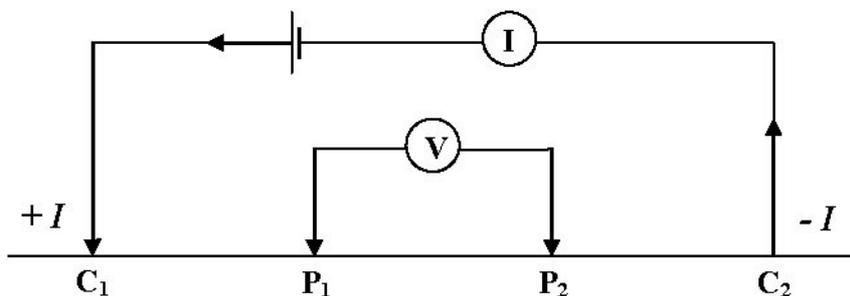


Figure 1-18. Schéma général d'une mesure de résistivité du sol utilisant un dispositif à 4 électrodes.

La circulation d'un courant continu dans un demi-espace homogène infini entre 4 électrodes est représentée à la Figure 1-19. Le courant entre dans le sol en un point $C_1 (+I)$ et en sort par un point $C_2 (-I)$. Le potentiel en un point M quelconque est la somme des contributions des sources C_1 et C_2 .

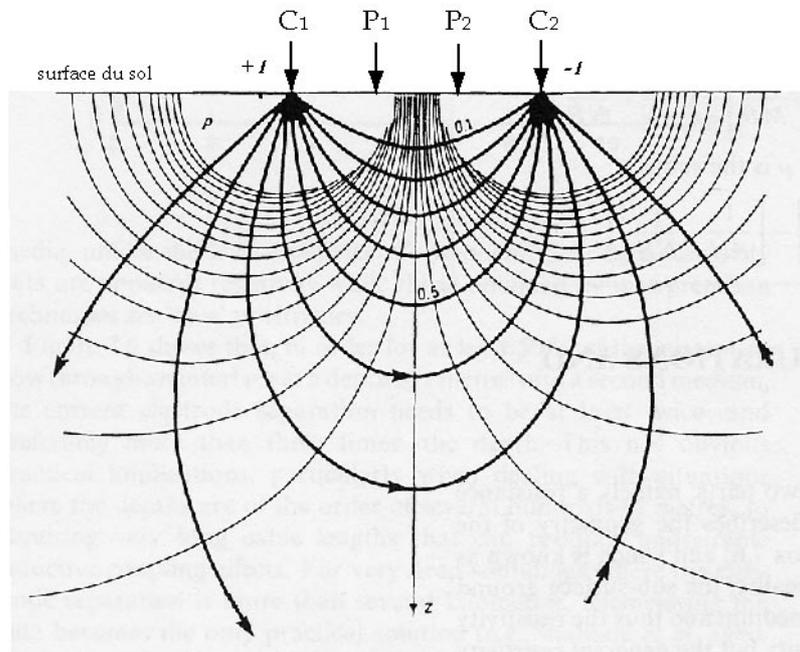


Figure 1-19. Lignes de courant (en gras) et courbes équipotentielles (normal) induites par deux électrodes de courant $C_1 (+I)$ et $C_2 (-I)$. Les flèches verticales en surface représentent les électrodes.

Au niveau des points P_1 et P_2 , le potentiel s'exprime selon :

$$V_{(P_1)} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} \right) \quad (1-16)$$

$$V_{(P_2)} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{P_2 C_1} - \frac{1}{P_2 C_2} \right)$$

La différence de potentiel entre P_1 et P_2 s'écrit alors :

$$\Delta V_{P_1 P_2} = V_{(P_1)} - V_{(P_2)} = \frac{\rho \cdot I}{2\pi} \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} - \frac{1}{P_2 C_1} + \frac{1}{P_2 C_2} \right) \quad (1-17)$$

et la résistivité du demi-espace homogène vaut :

$$\rho = \frac{2\pi \cdot \Delta V_{P_1 P_2}}{I} \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} - \frac{1}{P_2 C_1} + \frac{1}{P_2 C_2} \right)^{-1} \quad (1-18)$$

Lorsque le sol n'est pas homogène, la résistivité mesurée (Equation 1-18) est dite apparente (ρ_a) car elle diffère de la résistivité réelle ou intrinsèque du sol. La valeur de résistivité apparente obtenue lors d'une mesure résulte en effet de la contribution de chacune des parcelles infinitésimales de sol traversées par le courant injecté, en fonction de leur résistivité et de leur localisation par rapport aux sources de courant. L'équation (1-18) peut s'écrire de la façon suivante :

$$\rho_a = k.R = k \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad \text{avec} \quad k = 2\pi \left(\frac{1}{P_1 C_1} - \frac{1}{P_1 C_2} - \frac{1}{P_2 C_1} + \frac{1}{P_2 C_2} \right)^{-1} \quad (1-19)$$

Le facteur géométrique k dépend du dispositif de mesure utilisé, c'est-à-dire de la disposition relative des électrodes de courant et de potentiel. Dans le cas d'un dispositif Wenner- α , où $a = C_1 P_1 = P_1 P_2 = P_2 C_2$, le facteur géométrique k équivaut à :

$$k = 2\pi \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{a} \right)^{-1} = 2\pi a \quad (1-20)$$

La Figure 1-20 présente plusieurs dispositifs de mesure différents et leur facteur géométrique associé. Les caractéristiques des plus couramment utilisés (Wenner α , Dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger) sont abordées ci-après.

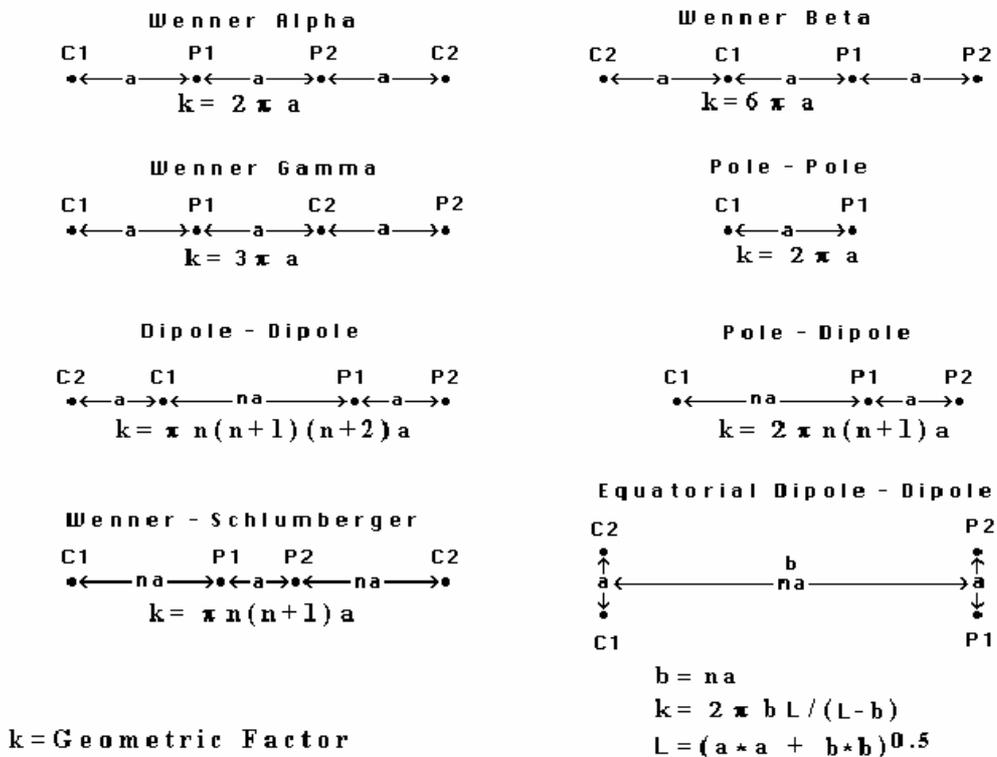


Figure 1-20. Différents dispositifs pour mesurer la résistivité électrique d'un sol. C1 et C2 représentent les électrodes de courant, P1 et P2 les électrodes de potentiel (d'après Loke, 1996 : Res2Dmod Manual).

1.4.1.1.3 La tomographie électrique

La tomographie électrique vise à imager la résistivité (réelle) du sol selon un plan vertical (2D) ou dans un volume de sol (3D). La première étape de cette méthode d'investigation consiste à réaliser une série de mesures individuelles grâce à des électrodes métalliques enfoncées dans le sol, généralement le long d'un profil (2D). Ces mesures sont réalisées selon une séquence prédéfinie. Les valeurs de résistivités apparentes ρ_n obtenues pour chacun des quadripôles de mesure sont reportées dans un plan vertical appelé pseudo-section (Figure 1-21). Dans cette représentation synthétique, le positionnement des valeurs de résistivité apparente est purement arbitraire (dans le cas de mesures en dispositif Wenner α , par exemple, l'abscisse représente généralement le centre du quadripôle et la profondeur est choisie égale à la moitié de l'espace inter-électrodes a).

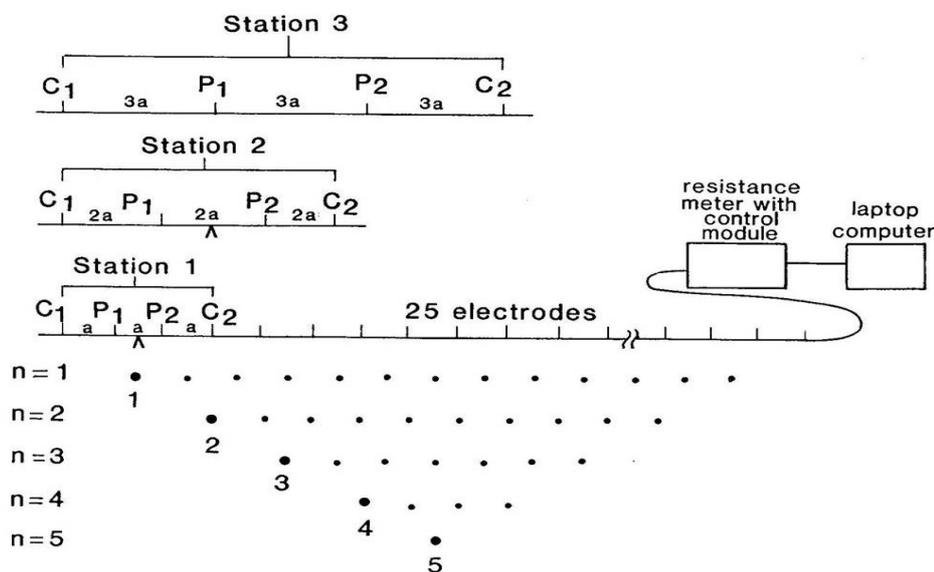


Figure 1-21. Instrumentation et séquence de mesure permettant nécessaires à l'obtention de la pseudo-section (ici en dispositif Wenner α) (Barker, 1979).

1.4.1.1.4 Inversion

Afin d'obtenir la résistivité réelle du sol en chaque point de la coupe verticale, les valeurs de résistivité apparente doivent être inversées (Reynolds, 1997). Le principe de l'inversion consiste à trouver des modèles de sol (résistivité réelle) permettant d'expliquer les résistivités apparentes mesurées (pseudo-section). L'objectif de l'inversion est de minimiser l'écart entre la pseudo-section calculée pour un modèle de sol et la pseudo-section mesurée, celui-ci étant généralement quantifié par une fonction RMS (Root Mean Square, équation 1- 21).

$$RMS (\%) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2} \quad (1- 21)$$

où x_i représente l'écart entre la résistivité apparente mesurée et la résistivité calculée en chaque point de la pseudosection. La fonction d'erreur (*RMS*) décrite par l'équation (1-21) correspond à la norme L2 ($\sim x_i^2$). La minimisation de cette fonction au cours du processus d'inversion a tendance à atténuer les contrastes, relativement à l'utilisation d'une fonction d'erreur de type norme L1 ($\sim x_i$). Divers algorithmes existent pour minimiser la fonction d'erreur (Loke & Barker, 1996 ; Loke & Dahlin, 2002) et tendre ainsi vers un modèle de sol permettant d'expliquer au mieux les mesures. Le modèle de sol obtenu au terme de l'inversion constitue une solution qui n'est pas nécessairement unique pour représenter la résistivité réelle du sol (Oldenburg & Li, 1994).

En comparant un modèle de sol prédéfini et l'image de ce modèle de sol obtenue après calcul de la pseudosection (Res2dmod) puis inversion de cette pseudosection calculée (Res2dinv), Loke & Barker (1996) ont mis en évidence la robustesse du processus d'inversion sur des cas simples, une des conséquence de l'inversion consistant en un lissage des gradients de résistivité.

1.4.1.1.5 *Influence du dispositif de mesure*

Le choix du dispositif de mesure dépend de l'objet géologique étudié et des objectifs recherchés (résolution spatiale, sensibilité au bruit,...). Chaque dispositif présente en effet des avantages et inconvénients qui lui sont propres (Reynolds, 1997) et qui sont liées à son diagramme de sensibilité (également appelé section de contribution au signal, Barker, 1979).

Le diagramme de sensibilité d'un dispositif de mesure, expression graphique de sa matrice de sensibilité dans le cas d'un milieu homogène, représente la contribution de chaque élément de volume du sol (ou de surface de la section en 2D) à la différence de potentiel totale mesurée ΔV_{P1P2} . La Figure 1-22 présente les diagrammes de sensibilité pour 10 dispositifs de mesure en 2D (Dahlin & Zhou 2004). La matrice de sensibilité du dispositif dipôle-dipôle montre que les mesures sont influencées par une surface importante (zone sombre), contrairement à celles effectuées selon le dispositif Wenner- α qui affectent une zone plus concentrée et mieux définie verticalement.

Par des simulations numériques de mesures électriques effectuées selon 10 dispositifs et sur 5 cas synthétiques différents, Dahlin & Zhou (2004) ont montré que les dispositif Wenner α et Wenner γ se caractérisaient par une bonne stabilité (faible sensibilité aux courants parasites) tandis que les dispositifs Dipôle-Dipôle, Pôle-Dipôle et Gradient permettent d'obtenir une très bonne résolution spatiale.

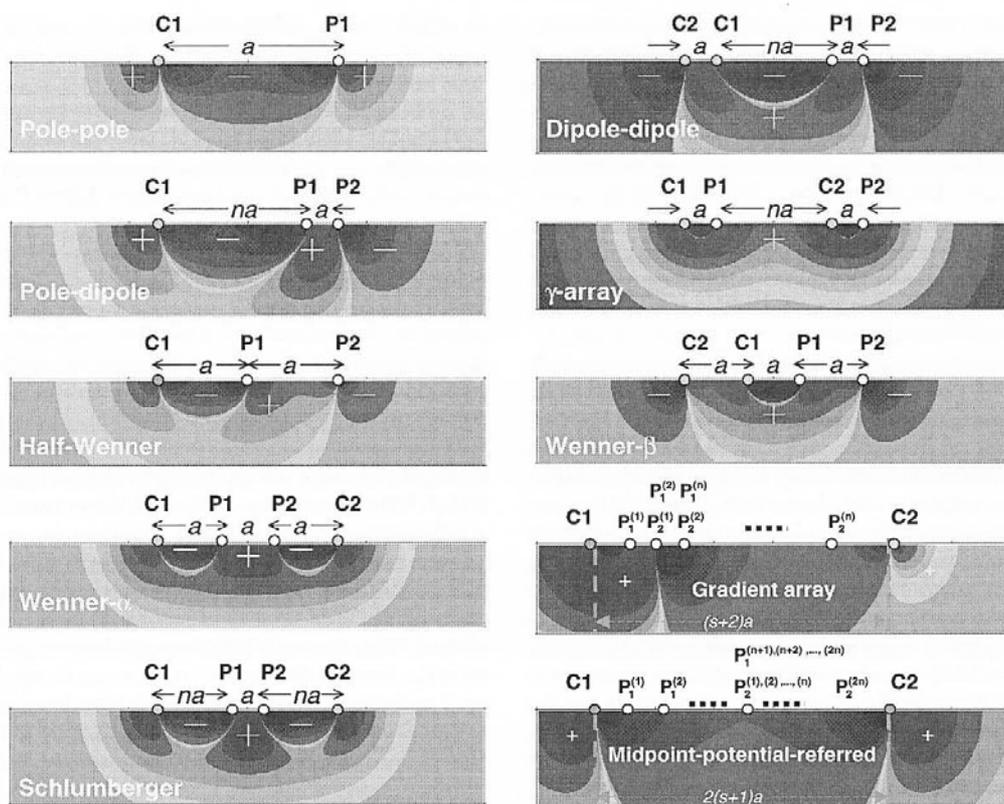


Figure 1-22. Diagramme de sensibilité des principaux dispositifs 2D utilisés pour mesurer la résistivité électrique d'un sol. Plus une zone est sombre, plus sa contribution à la mesure est importante. C1 et C2 représentent les électrodes de courant, P1 et P2 les électrodes de potentiel (*d'après Dalhin & Zhou, 2004*).

1.4.1.1.6 Mesures électriques en milieu anisotrope

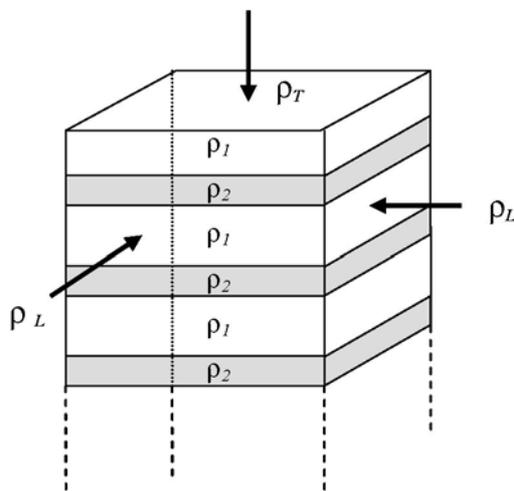
Dans le cas des géomatériaux, on rencontre dans la nature deux cas principaux d'anisotropie (outre le cas des milieux fracturés). Le premier cas, le plus évident, est celui d'un milieu stratifié formé par la superposition de couches de résistivité différentes (alternances marno-calcaires, par exemple). Le second est celui de dépôts sédimentaires ayant subi un transport par l'eau ou la glace (alluvions fluviaux, deltaïques, fluvio-glaciaires, laves torrentielles, moraine...), l'anisotropie étant due dans ce cas à une orientation préférentielle de particules allongées ou aplaties (non-sphériques) sous l'influence d'un écoulement (afin de minimiser la résistance à l'écoulement). Dans ces deux configurations, il existe une solution analytique pour exprimer la résistivité réelle du milieu, en fonction des résistivités individuelles de chacun des constituants du milieu, et selon les directions perpendiculaires ou parallèles aux structures (Telford *et al.*, 1990, Mendelson & Cohen, 1982).

Expression analytique de la résistivité réelle

Dans le cas d'un milieu stratifié, la résistivité réelle prend deux valeurs différentes selon que le courant circule parallèlement ou perpendiculairement aux couches (Figure 1-23) :

- la résistivité longitudinale ρ_L , parallèle à la surface de stratification
- la résistivité transversale ρ_T , perpendiculaire à la stratification.

Lorsque le milieu stratifié est formé par un empilement de couches de résistivités ρ_1 et ρ_2 dont les proportions sont respectivement C et $1-C$ (Figure 1-23), les résistivités longitudinale ρ_L et transversale ρ_T s'expriment selon les équations 1- 22 et 1-23 (Telford *et al.*, 1990) :



$$\rho_L = \frac{\rho_1 \rho_2}{\rho_1 (1-C) + \rho_2 C} \quad (\text{I- 22})$$

$$\rho_T = \rho_1 C + \rho_2 (1-C) \quad (\text{I- 23})$$

avec $\rho_T > \rho_L$

Figure 1-23. Anisotropie de la résistivité réelle due à une stratification.

Dans le cas d'un sol hétérogène, l'anisotropie peut être liée à la présence d'inclusions allongées ou aplaties orientées selon une même direction. Dans le cas 2D, la résistivité réelle se décompose alors comme précédemment en une composante longitudinale ρ_L parallèle à la direction d'allongement des inclusions et une composante transversale ρ_T perpendiculaire à la direction d'allongement des inclusions (Figure 1-24).

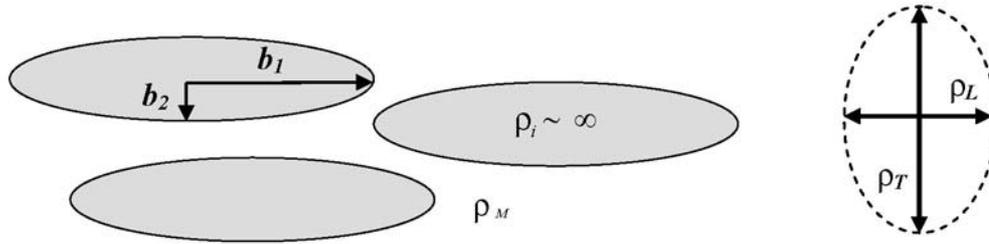


Figure 1-24. Anisotropie de la résistivité réelle due à la présence d'inclusions allongées et orientées. ρ_L et ρ_T représentent respectivement les résistivités longitudinales et transversales (par rapport à la direction d'allongement des inclusions)

Lorsque la résistivité des inclusions (ρ_i) peut être considérée comme infiniment grande par rapport à celle de la matrice (ρ_M), les composantes ρ_L et ρ_T s'expriment respectivement selon les équations 1-24 et 1-25 (Mendelson & Cohen, 1982) :

$$\rho_L = \frac{4\bar{\beta}^2}{\rho_M} \left[(\beta + \bar{\beta}) - (\beta - \bar{\beta})(1-C)^{\beta\bar{\beta}} \right]^2 (1-C)^{1+\beta\bar{\beta}} \quad (1-24)$$

$$\rho_T = \frac{4\beta^2}{\rho_M} \left[(\beta + \bar{\beta}) + (\beta - \bar{\beta})(1-C)^{\beta\bar{\beta}} \right]^2 (1-C)^{1+\beta\bar{\beta}} \quad (1-25)$$

Avec $\beta^2 = \langle b_1/b_2 \rangle$, $\bar{\beta}^2 = \langle b_2/b_1 \rangle$, le signe $\langle \rangle$ représentant la valeur moyenne, et C la proportion d'inclusions dans le milieu hétérogène. On note que $\rho_L > \rho_T$.

Mesure de la résistivité apparente dans un milieu anisotrope

L'expression analytique de la résistivité réelle étant connue, il convient d'établir son expression en terme de résistivité apparente mesurée.

La distribution du potentiel autour d'un point quelconque de la surface est obtenue en transposant l'équation de Laplace pour un milieu homogène isotrope au cas d'un milieu anisotrope bidimensionnel (Keller & Frischknecht 1966, Bhattacharya & Patra 1968, Watson & Barker 1999). Dans le système de coordonnées où θ représente l'azimut des couches et α leur pendage (Figure 1-25), le potentiel V en un point M quelconque, ayant pour origine une injection de courant I au point P, s'exprime selon l'équation 1-26.

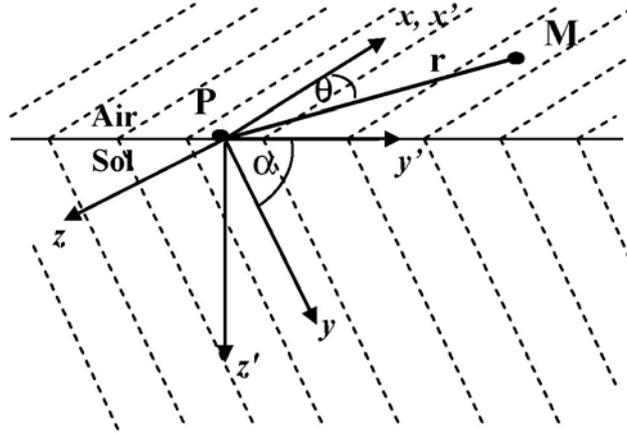


Figure 1-25. Système de coordonnées définissant un demi-espace anisotrope (d'après Watson & Barker, 1999).

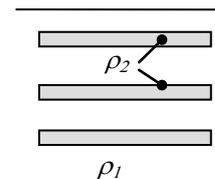
$$V = \frac{I \cdot \rho_{MOY}}{2 \pi r \left[1 + (\lambda^2 - 1) \sin^2 \theta \sin^2 \alpha \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (1-26)$$

$$\text{où } \lambda = \sqrt{\frac{\rho_T}{\rho_L}} \text{ et } \rho_{MOY} = \sqrt{\rho_T \cdot \rho_L} = \lambda \rho_L, \text{ avec } \lambda > 1.$$

Les équipotentielles sont des ellipsoïdes de révolution. La distribution du potentiel, donc la résistivité apparente mesurée, dépend de la géométrie du milieu et de l'orientation du dispositif de mesures (PM). Deux cas particuliers sont intéressants à examiner. Dans le cas d'une stratification horizontale ($\alpha = 0$), l'équation 1-26 se simplifie en :

$$V = \frac{I \cdot \rho_{MOY}}{2 \pi r} \quad (1-27)$$

$$\text{d'où : } \rho_{aL} = \rho_{MOY} = \lambda \cdot \rho_L \quad (1-28)$$

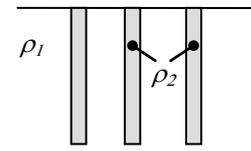


ρ_{aL} représente la résistivité apparente dans le cas où le dispositif de mesures est orienté longitudinalement par rapport aux structures allongées. Comme λ (Equation 1-26) est généralement compris entre 1 et 2 (soit $\rho_L > \rho_T$) dans les milieux anisotropes stratifiés (Keller & Frischknecht 1966), la résistivité apparente longitudinale ρ_{aL} est supérieure à la résistivité longitudinale vraie ρ_L .

Dans le cas d'une stratification verticale ($\alpha = \pi/2$) et avec un dispositif de mesure perpendiculaire à l'azimut des couches ($\theta = 0$), l'équation 1-26 se simplifie en :

$$V = \frac{I \cdot \rho_{MOY}}{2\pi \lambda r} = \frac{I \cdot \rho_L}{2\pi r} \quad (1-29)$$

$$\text{d'où : } \rho_{aT} = \frac{\rho_{MOY}}{\lambda} = \rho_L \quad (1-30)$$



ρ_{aT} représente la résistivité apparente dans le cas où le dispositif de mesures est transversal par rapport aux structures allongées. En conséquence la résistivité apparente transversale ρ_{aT} , mesurée lorsque les couches sont verticales (Equation 1-30), est inférieure à la résistivité apparente longitudinale ρ_{aL} (Equation 1-28) mesurée lorsque les couches sont horizontales $\rho_{aT} < \rho_{aL}$, alors que $\rho_T > \rho_L$ en terme de résistivité réelle. Ce phénomène est appelé le paradoxe de l'anisotropie. Il peut être utilisé pour estimer la direction de l'anisotropie à partir de mesures électriques sur le terrain.

Nous étudierons par des simulations numériques (au chapitre 3) l'influence sur les mesures de résistivité, d'une anisotropie liée à la présence de particules allongées et orientées dans un sol hétérogène.

1.4.1.2 Les méthodes électromagnétiques

Les méthodes électromagnétiques (EM) utilisent la réponse du sol à un champ électromagnétique incident (Grant & West, 1965). Ces méthodes, dites inductives présentent deux avantages principaux pour le type d'utilisation qui nous intéresse : d'une part elles ne nécessitent pas la mise en place de matériel fixe de type électrodes (certains systèmes de mesures peuvent même être aéroportés) et d'autre part les mesures intègrent naturellement l'information sur un volume de sol important.

Parmi les méthodes d'investigation électromagnétiques, deux types principaux existent : les méthodes fréquentielles (FDEM), généralement utilisées pour cartographier les variations latérales de résistivité, et les méthodes temporelles (TDEM), bien adaptées pour étudier les variations de la résistivité en profondeur (Reynolds, 1997). Seules les méthodes fréquentielles, mieux adaptées à notre utilisation (caractérisation du terrain en surface sur quelques mètres de profondeur), sont présentées ici.

1.4.1.2.1 Principe de mesure

Un champ électromagnétique incident, ou primaire, est créé par la circulation d'un courant alternatif à travers une boucle (ou bobine) émettrice située en surface. Ce champ se propage à la fois dans le sol et dans l'air. Lorsqu'un corps conducteur est présent dans le sol, des courants sont induits par la composante magnétique du champ primaire dans le corps conducteur (Figure 1-26). La circulation de ces courants induits crée à son tour un champ magnétique secondaire détecté par une boucle réceptrice. La réponse globale de la boucle réceptrice est la combinaison des champs primaires et secondaires. La présence de corps conducteurs au dessus de la surface du sol (voiture, objet métalliques...) peut induire de la même manière des champs secondaires. Les mesures devront donc être réalisées en l'absence de ce type d'objets.

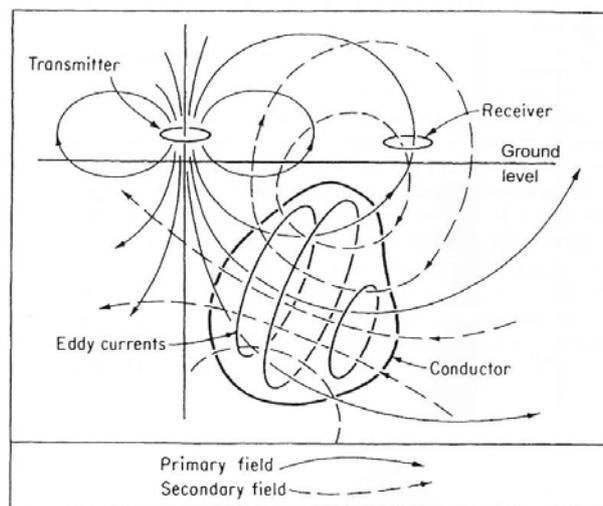


Figure 1-26. Principe général des méthodes électromagnétiques (d'après Grant & West, 1965)

1.4.1.2.2 Dispositifs utilisés

Lors de l'investigation des terrains de sub-surface, les méthodes fréquentielles (FDEM) utilisent deux boucles mobiles, l'une étant émettrice (Tx) et l'autre réceptrice (Rx). Ces deux boucles, séparées par une distance constante, sont généralement déplacées le long d'un profil.

Il existe divers modes de mesures, définis selon l'orientation des boucles de mesures (Figure 1-27a), dont la sensibilité varie avec la profondeur (Figure 1-27b) (Mc Neill, 1990).

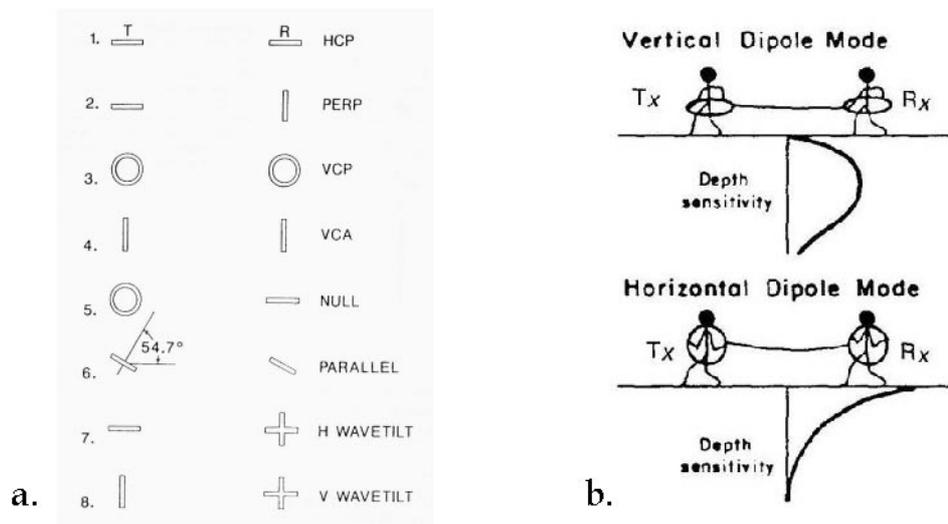


Figure 1-27. Modes de mesure utilisant deux boucles mobiles. (a) Différentes combinaisons de l'orientation des boucles. HCP= Horizontal coplanar, PERP= Perpendicular, VCR= Horizontal coplanar, VCA= Vertical coaxial, (b) Sensibilité en profondeur des 2 modes les plus couramment utilisés (d'après Mc Neill, 1990). T,Tx : Emetteur ; R, Rx : Récepteur.

La résistivité apparente mesurée par ce système (Reynolds, 1997) est proportionnelle au rapport de l'amplitude du champ secondaire sur l'amplitude du champ primaire (Equation 1-31) :

$$\frac{1}{\rho_a} = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \quad (1-31)$$

- Avec :
- ρ_a = résistivité apparente ($\Omega.m$)
 - s = distance séparant les boucles (m)
 - H_s = amplitude du champ magnétique secondaire
 - H_p = amplitude du champ magnétique primaire
 - $\omega = 2\pi f$, f étant la fréquence des ondes électromagnétiques (Hz)
 - μ_0 = permittivité de l'air

Généralement la fréquence des ondes électromagnétiques utilisées en géophysique de subsurface par ces méthodes inductives est relativement faible, de l'ordre de quelques milliers à quelques dizaines de milliers d'Hertz selon les techniques utilisées (soit des longueurs d'onde de l'ordre de 10 à 100 km).

1.4.1.2.3 Profondeur de pénétration

L'amplitude des ondes électromagnétiques incidentes décroît exponentiellement avec la profondeur. Par convention, on définit δ (« skin depth ») comme la profondeur à laquelle l'amplitude des ondes est égale à $1/e$. Cette profondeur δ dépend de la fréquence f des ondes incidentes et de la résistivité des terrains traversés (Equation 1-32).

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu}} = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (1-32)$$

Où δ est exprimée en mètres, f en Hz et ρ en Ohm.m.

En pratique, on considère que la profondeur d'enfouissement d'un corps conducteur doit être inférieure à $\delta/5$ pour engendrer une anomalie électromagnétique détectable (Reynolds, 1997).

1.4.1.2.4 Sensibilité en profondeur

Comme le montre qualitativement la Figure 1-27, la sensibilité varie en fonction de la profondeur. D'un point de vue quantitatif, la Figure 1-28 représente les réponses impulsionnelles ϕ_V , ϕ_H de dipôles respectivement verticaux ou horizontaux.

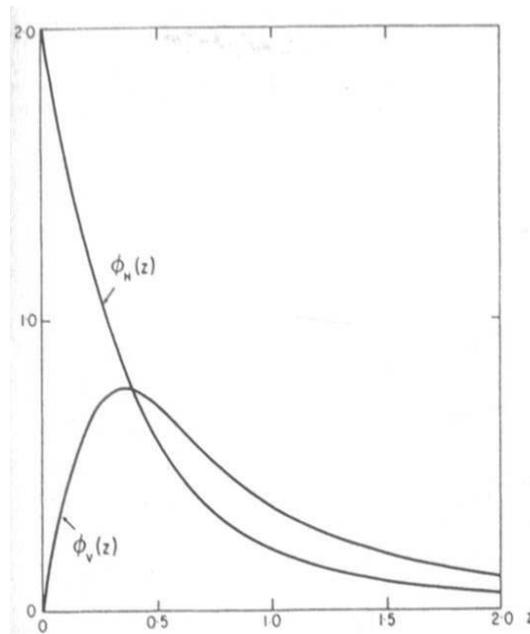


Figure 1-28. Réponse impulsionnelle ϕ_V pour un dipôle vertical (boucles horizontales) et ϕ_H pour un dipôle horizontal (boucles verticales), en fonction de la profondeur normalisée par la distance entre les boucles émettrices et réceptrices (d'après Mc Neill, 1980).

1.4.2 Mesure de la vitesse des ondes sismiques

1.4.2.1 Généralités sur les ondes élastiques

On distingue deux types d'ondes sismiques : les ondes de volume (onde de compression P, de cisaillement S) et les ondes de surface (ondes de Rayleigh, de Love) (Figure 1-29).

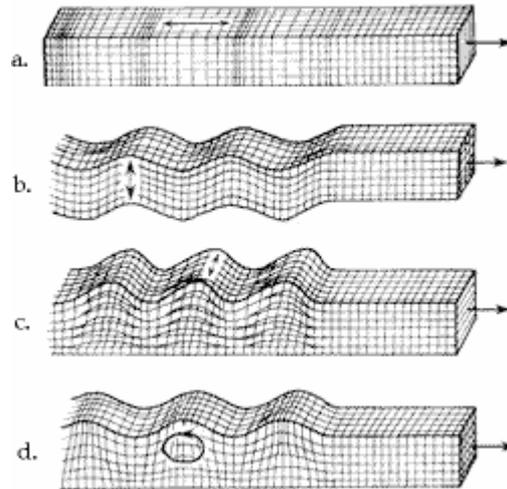


Figure 1-29. Ondes sismiques de volume en (a) compression P, (b) cisaillement S. Ondes de surface (c) Love, (d) Rayleigh.

Dans le cas des sols hétérogènes, la vitesse de propagation des ondes sismiques dans le milieu, notamment V_S , constitue une observable géophysique particulièrement intéressante permettant d'estimer la composition du sol investigué (Chammas *et al.*, 2003) (cf. § 2.1.1).

D'un point de vue plus large, la vitesse de propagation des ondes sismiques dans un sol renseigne sur ses caractéristiques mécaniques en domaine élastique. Pour des déformations de faible amplitude ($< 10^{-6}$), les différents modules élastiques du matériau (K , μ , E) peuvent être calculés en connaissant la masse volumique γ et la vitesse de propagation des ondes de compression (V_P) et de cisaillement (V_S), selon les équations suivantes :

- module d'incompressibilité K :
$$K = \gamma \left(V_P^2 - \left(\frac{4}{3} \right) V_S^2 \right) \quad (1-33)$$

- module de cisaillement μ (ou G) :
$$\mu = G = \gamma V_S^2 \quad (1-34)$$

- module d'Young E :
$$E = \gamma V_P^2 \frac{(1-2\nu)(1+\nu)}{(1-\nu)} \quad (1-35)$$

où le coefficient de Poisson ν est défini par :

$$\nu = \frac{(V_P^2 - 2V_S^2)}{2(V_P^2 - V_S^2)} \quad (1-36)$$

Par l'intermédiaire de corrélations empiriques (cf. § 1.5), les vitesses sismiques V_P et V_S dans un sol peuvent aussi permettre d'estimer certains de ses paramètres de nature géotechnique, comme la résistance en pointe d'un essai pénétrométrique (Boukovalas *et al.*, 1989 ; Baldi *et al.*, 1989 ; Mayne & Rix, 1993), certains paramètres granulométriques comme le D_{50} (Rucker, 1998) ou la teneur en argiles (Mavko *et al.*, 1998). Les vitesses V_P sont aussi utilisées pour définir les modalités de rippabilité d'un matériau (Reynolds, 1997).

Il existe au moins 3 méthodes différentes pour obtenir la vitesse de propagation des ondes sismiques P et S dans un terrain de sub-surface (Jongmans, 1992 ; Reynolds, 1997) :

- la sismique réfraction ou la tomographie sismique
- la sismique réflexion
- l'inversion des ondes de surface

Dans le domaine de l'investigation des sols de sub-surface, le mode d'acquisition des données sismiques est similaire pour chacune de ces trois méthodes : il consiste à enregistrer grâce à des géophones les signaux sismiques émis par une source artificielle (marteau, explosif...) et transmis par le sol. Les caractéristiques fréquentielles de la source et des géophones doivent être optimisées pour enregistrer soit les ondes de volume (sismique réfraction ou sismique réflexion), soit les ondes de surface (inversion), soit les deux.

Pour caractériser les terrains de sub-surface (de l'ordre de quelques mètres de profondeur), la sismique réflexion nécessite l'emploi de sources très hautes fréquences pour obtenir une résolution intéressante et ne sera donc pas utilisée dans le cadre de ce travail.

Suivant le type de source et les géophones utilisés, la sismique réfraction, basée sur l'enregistrement des premières arrivées, permet de mesurer soit la vitesse des ondes P soit celle des ondes S. En effet, une source multidirectionnelle ou verticale associée à des géophones verticaux permet d'enregistrer les ondes P et les ondes de Rayleigh, alors que l'emploi d'une source n'émettant que des ondes de cisaillement polarisées dans le plan horizontal (SH) associée à des géophones horizontaux permettra d'isoler les ondes S et les ondes de Love.

1.4.2.2 Sismique réfraction

Basée sur les propriétés de réfraction des ondes sismiques, similaires aux lois de Descartes en optique (Figure 1-30a), cette méthode permet d'identifier des interfaces séparant des zones de vitesse différentes. En pratique, elle consiste à pointer les premières arrivées sismiques sur les sismogrammes. Pour une couche homogène les premières arrivées s'alignent dans un diagramme temps-distance et forment une droite appelée hodochrone. En présence de plusieurs couches (Figure 1-30b et Figure 1-31), les caractéristiques des branches d'hodochrones (pente + ordonnée à l'origine) permettent d'interpréter la structure du sol en terme de vitesse et de profondeur selon différents modèles.

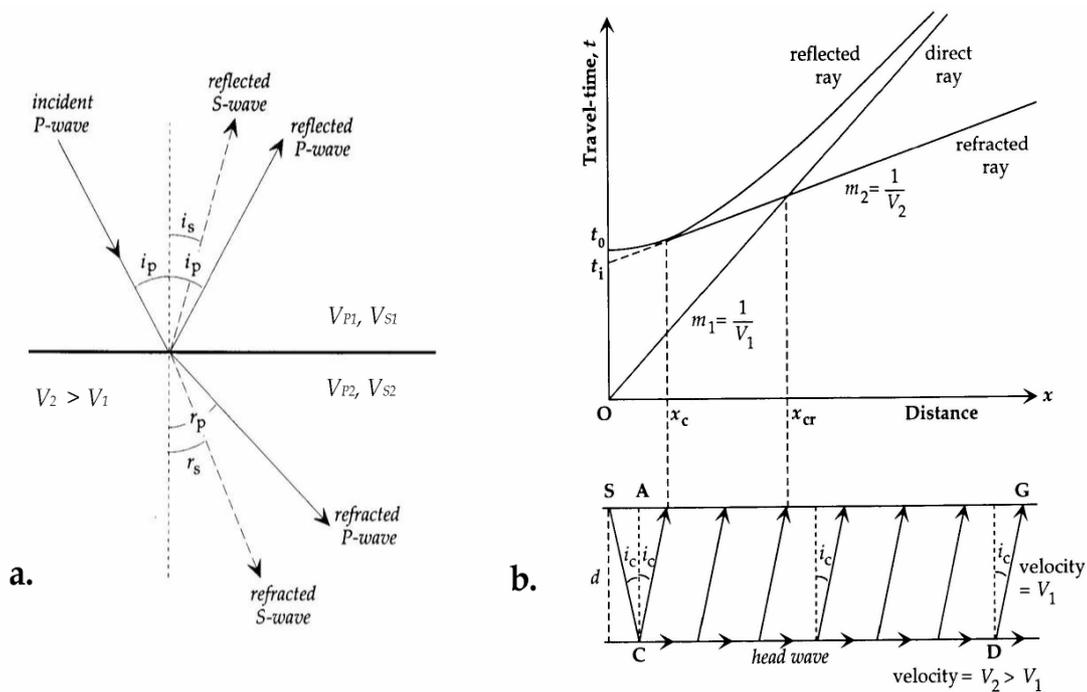


Figure 1-30. Réfraction (et réflexion) d'une onde incidente au passage d'un interface présentant un contraste de vitesse sismique. (a) Comportement d'une onde P incidente à l'interface, (b) Sismogramme obtenu en sismique réfraction.

Cette méthode est bien adaptée aux cas de géométries sub-horizontales, lorsque les formations présentent des contrastes marqués en terme de vitesse. Dans le cas des dépôts sédimentaires, et plus généralement des sols, où les variations verticales et horizontales de vitesse sont souvent progressives (dues à des changements latéraux de faciès ou à l'augmentation de la compaction avec la profondeur), la tomographie sismique peut constituer une alternative intéressante à l'interprétation en sismique réfraction.

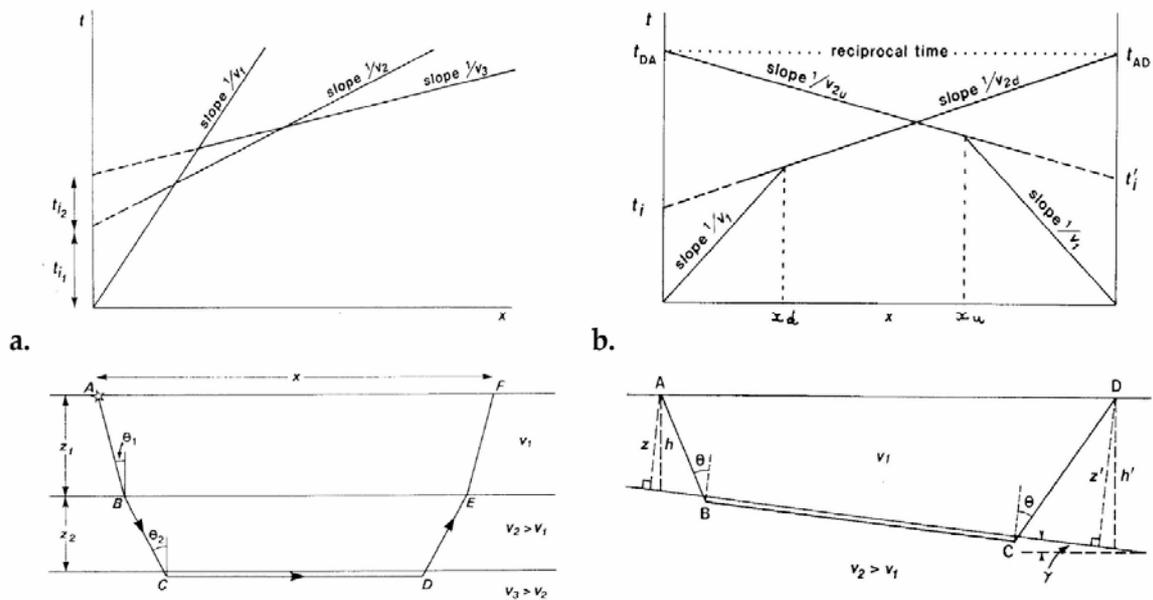


Figure 1-31. Hodochrones et modèles de sol associés pour deux géométries différentes (a) Cas d'un milieu tricouche plan, (b) Cas d'un milieu bicouche avec interface incliné.

1.4.2.3 Tomographie sismique

Comme la sismique réfraction, la tomographie sismique nécessite le pointé sur les sismogrammes, des premiers signaux ayant atteint les géophones. L'interprétation des données est basée sur l'inversion du temps de parcours des ondes sismiques au travers du sous-sol (Kearey & Brooks, 2000).

La tomographie sismique est classiquement utilisée pour interpréter les résultats d'essais « cross-hole » tels que décrits par la norme américaine ASTM D 4428, où sources et récepteurs se situent chacun dans deux forages subparallèles (Vafidis & Kanasewich, 1991 ; Jongmans, 1992 ; Pratt & Sams, 1996). La tomographie sismique permet d'obtenir une coupe en vitesses sismiques du sol contenu entre les deux forages. Cette méthode peut aussi être utilisée dans le cas d'une série de géophones plantés en surface du sol (Figure 1-32).

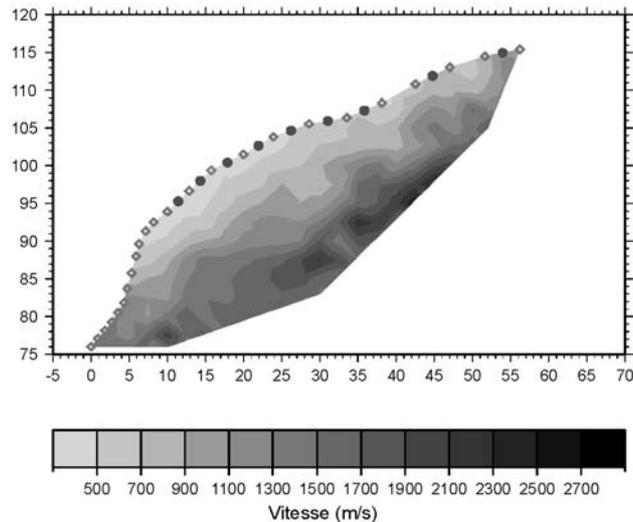


Figure 1-32. Image d'un glissement de terrain en vitesse sismique V_p . Les géophones sont représentés par les losanges vides et les sources sismiques par des ronds pleins.

Cette méthode consiste à discrétiser le terrain investigué en un réseau de mailles, chacune d'elle étant caractérisée par une vitesse de propagation. A partir d'un modèle de vitesse initial, le modèle inverse simule les tirs sismiques effectués et ajuste la vitesse au sein de chaque maille par itérations successives afin d'obtenir le modèle de vitesse le plus cohérent avec la totalité des temps de parcours source-géophone.

Contrairement à la sismique réfraction, cette méthode est bien adaptée à la détection de variations latérales de vitesse. En revanche, comme la plupart des méthodes d'inversion, son principal inconvénient est un lissage parfois excessif des discontinuités (Dussauge *et al.*, 2003).

1.4.2.4 Inversion des ondes de surface

Les ondes de surface, et notamment les ondes de Rayleigh, sont généralement très énergétiques et se propagent à la surface du sol. Elles mettent en mouvement les particules du sol sur une profondeur d'autant plus importante que leur longueur d'onde est élevée (Figure 1-33) et donc que leur fréquence est basse. Lorsque les caractéristiques mécaniques du milieu varient avec la profondeur (ex. compaction, milieu stratifié...), la vitesse de propagation des ondes de surface varie donc en fonction de leur fréquence (Figure 1-34) et ces ondes sont alors dites dispersives. La courbe de dispersion des vitesses de phase (ou de groupe) peut être calculée à partir des sismogrammes (Hermann, 1987 ; Socco & Strobbia, 2004).

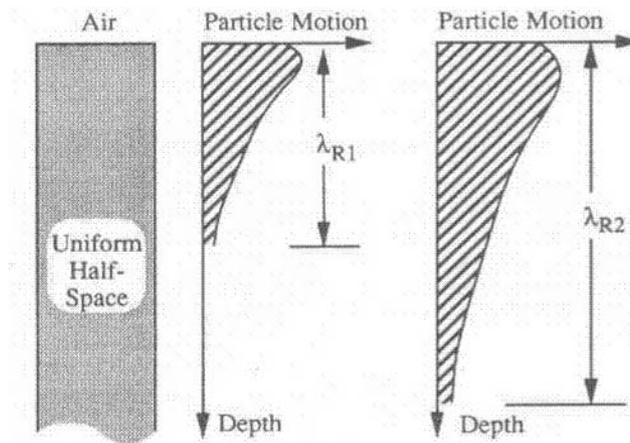


Figure 1-33. Distribution du mouvement vertical des particules dans un demi-espace homogène infini en fonction de la profondeur, pour deux ondes de Rayleigh de longueur d'onde différente ($\lambda_{R2} > \lambda_{R1}$).

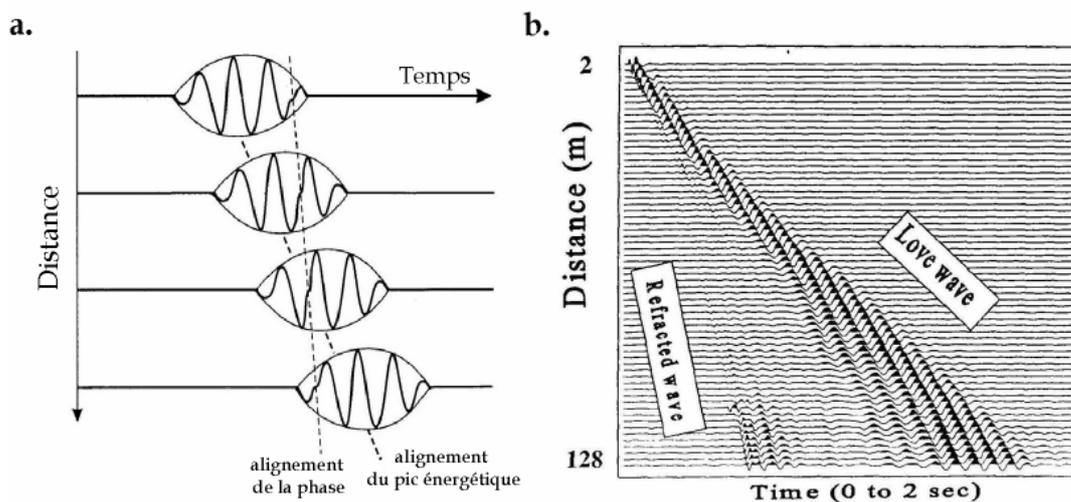


Figure 1-34. Propriétés dispersives des ondes de surface. (a) Vitesse de phase et vitesse de groupe (b) Onde de Love dispersive. (d'après Telford *et al.*, 1990)..

Le caractère dispersif des ondes de surface peut être utilisé dans des domaines très variés et à des échelles très différentes (Socco & Strobbia, 2004). En géophysique de sub-surface, l'inversion des courbes de dispersion permet d'obtenir un profil vertical de V_S (et éventuellement de V_P) en fonction de la profondeur (Hermann, 1987 ; Jongmans & Demanet, 1993, Wathelet *et al.*, 2004). La Figure 1-35 présente un exemple d'inversion de courbe de dispersion dans le cas simple d'un milieu bicouche, défini par un brusque accroissement de vitesse V_P et de V_S à une profondeur donnée (Figure 1-35 1a, 1b). Les courbes de dispersion théoriques (Figure 1-35 1c), calculées analytiquement pour le mode fondamental (en noir) et pour le premier mode supérieur de résonance de ce milieu bicouche (en gris) sont alors inversées au moyen d'un algorithme de voisinage (Wathelet *et al.*, 2004). Chaque profil de sol proposé par le programme (Figure 1-35 2a, 2b) est représenté avec un ton de gris

représentant l'erreur calculé (RMS) entre sa courbe de dispersion (Figure 1-35 2c) et la courbe de dispersion réelle (Figure 1-35 1c).

Les profils verticaux de vitesse obtenus après inversion, montre que V_P est nettement moins bien contrainte par l'inversion des ondes de surface que V_S . (ceci est bien visible sur la première couche).

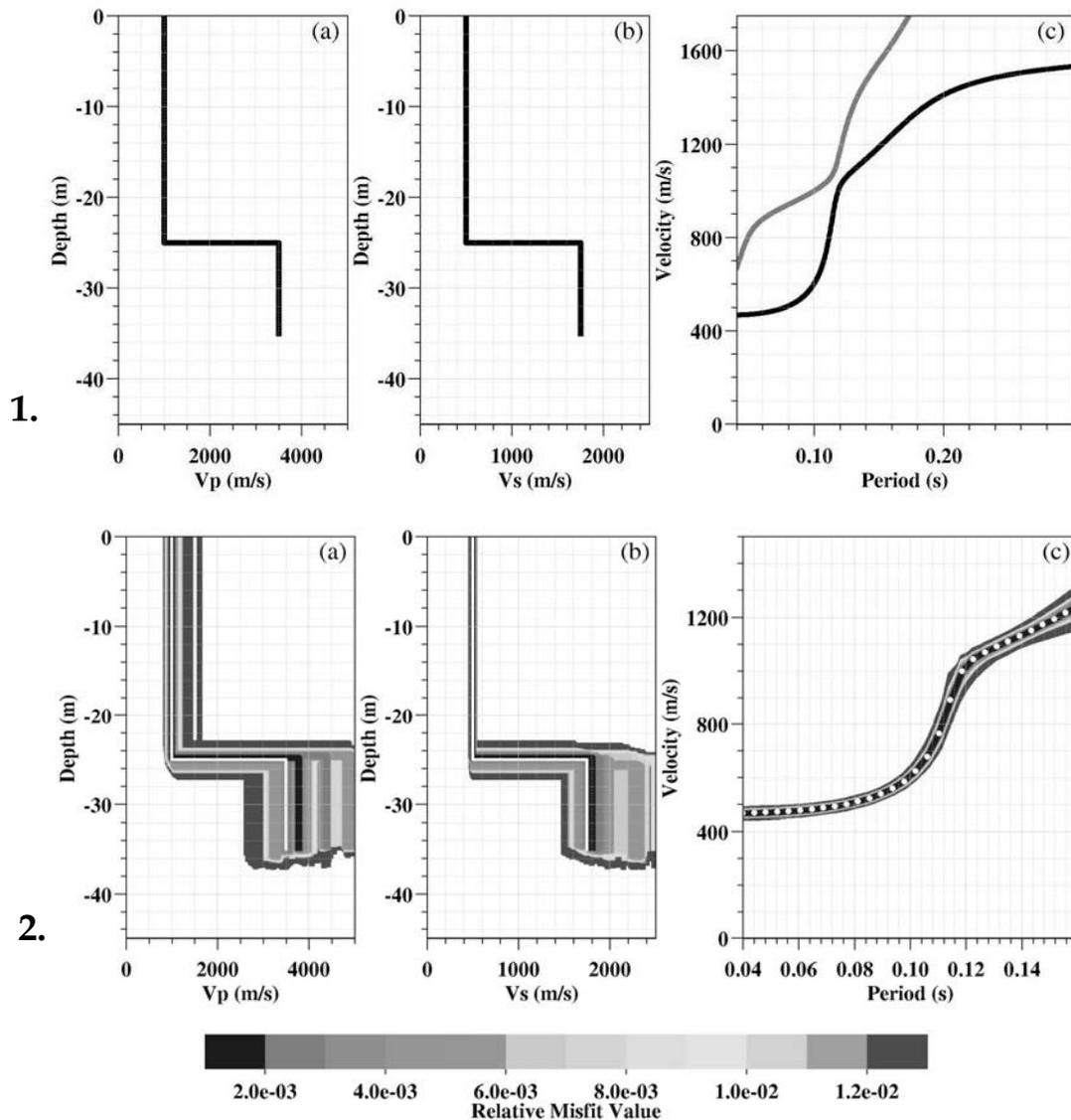


Figure 1-35. Inversion des ondes de surface dans le cas d'un milieu bicouche (d'après Wathelet *et al.*, 2004). 1). (1a, 1b) Modèles de vitesse du sol avant inversion, représentant V_P et V_S en fonction de la profondeur, (1c) Courbes de dispersion en vitesse de phase : en noir, mode fondamental ; en gris, premier mode supérieur. (2a, 2b) Modèles de sol obtenus après inversion, les plus probables étant représentés en noir, (2c) courbe de dispersion calculées. L'échelle de couleur représente l'erreur (type RMS) entre la courbe de dispersion calculée et la courbe de dispersion réelle.

Les longueurs d'ondes de Rayleigh générées par les sources sismiques sont généralement comprises généralement entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres (selon la fréquence de la source et les propriétés du terrain). Dans un sol hétérogène (cf. § 1.1.1.), ceci permet de mesurer les propriétés élastiques effectives (ou homogène équivalentes) du sol investigué (Chammas *et al.*, 2003). Dans le cas d'un sol à deux composants, cette méthode permet, connaissant les propriétés sismiques individuelles de chacun des constituants du sol, d'estimer la proportion de blocs rigides présents dans le terrain (cf. chapitre 2, § 2.2.1).

1.4.3 Géoradar

Le géoradar, aussi appelé radar géologique ou encore GPR (Ground Penetrating Radar), est une méthode d'imagerie à haute résolution pour investiguer les sols de surface et de subsurface. Il est utilisé pour déceler et imager les variations des propriétés diélectriques dans le sol. Basée sur la propagation d'ondes électromagnétiques situées dans la bande de fréquence 10-1000 MHz, cette méthode est plus proche dans son principe de la sismique réflexion que des autres méthodes EM présentées au §.14.1.2. basées sur la diffusion des ondes EM à relativement basses fréquences dans le terrain.

Le principe de fonctionnement du géoradar est relativement simple. Une antenne émettrice (Tx) transmet au milieu étudié une impulsion électromagnétique de très faible longueur d'onde spatiale. L'onde se propage dans le sol, en s'atténuant, et se réfléchit partiellement à chaque interface présentant un contraste de propriétés diélectriques (conductivité σ , permittivité relative ϵ_r). Une antenne réceptrice (Rx) enregistre les signaux réfléchis jusqu'à la surface. Chaque couple d'antenne fonctionne sur une bande de fréquence définie, que l'on caractérise par sa fréquence centrale.

On distingue deux types d'antennes, selon la présence ou non d'un blindage. Les antennes non blindées émettent par défaut aussi bien dans l'air que dans le sol et sont donc sensibles à la présence de réflecteurs au dessus de la surface du sol. Pour palier ces perturbations, des antennes dites blindées ont été développées de manière à focaliser l'énergie des ondes émises en direction du sol.

1.4.3.1 Profondeur d'investigation

La profondeur de pénétration des ondes électromagnétiques dans le sol dépend essentiellement de trois facteurs :

- la résistivité du terrain investigué, un sol conducteur étant plus atténuant,
- la fréquence des ondes EM, les ondes HF s'atténuant plus vite que les BF

On peut définir une profondeur de peau δ ("skin depth") comme la profondeur au-delà de laquelle l'amplitude des ondes chute au dessous de $1/e$ ($\ln e = 1$). Les valeurs de δ sont exprimées sur la Figure 1-36 en fonction de la résistivité des terrains rencontrés.

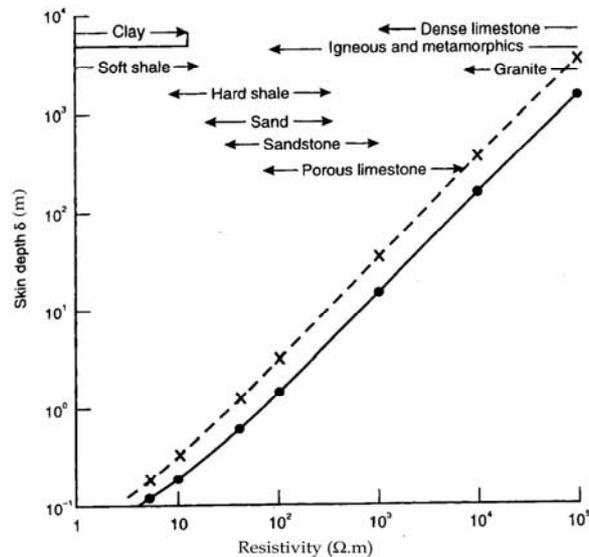


Figure 1-36. 'Skin depth' (en mètres) en fonction de la résistivité des matériaux géologiques (en Ohm.m) pour deux valeurs de permittivité relative du milieu : $\epsilon_r = 8$ (trait plein) et $\epsilon_r = 40$ (trait pointillé) (d'après Mc Cann, 1988).

Dans une argile ou une marne tendre (Figure 1-36), la 'skin depth' sera inférieure à 20 cm (ϵ_r faible) tandis qu'elle varie entre 1 et 100 m pour un calcaire poreux.

1.4.3.2 Vitesse de propagation

La vitesse de propagation des ondes radar est directement liée à la permittivité diélectrique relative ϵ_r du milieu où elle se propage (Figure 1-37a). La Figure 1-37b donne des ordres de grandeur de la permittivité relative ϵ_r et de la vitesse de propagation v des ondes radar dans les géomatériaux courants. Ainsi, la vitesse moyenne de propagation des ondes radar sera comprise entre 10 et 11.3 cm.ns⁻¹ pour un calcaire ou une marne, et entre 8.6 à 11 cm.ns⁻¹ pour une argile humide. La permittivité diélectrique relative de l'eau étant très élevée (81), la vitesse des ondes radar peut être un paramètre intéressant à mesurer suivre les variations de de teneur en eau dans le sol (Garambois *et al.*, 2002).

La vitesse de propagation moyenne des ondes radar dans un sol peut être mesurée par différentes techniques, selon le matériel utilisé et la géométrie du terrain. En présence d'un réflecteur plan situé en profondeur et lorsque les antennes émettrice et réceptrice sont indépendantes, la méthode classique du Common Mid Point (CMP) (Reynolds, 1997) peut être utilisée. Elle consiste à réaliser des mesures en écartant progressivement les antennes d'une distance $2x$ croissante, de part et d'autre d'un point central situé à la verticale du

réflecteur (Figure 1-38). Les temps de propagation successifs mesurés pour les ondes réfléchies (t_d , t_x sur la Figure 1-38) permettent de calculer la vitesse de propagation moyenne v_m des ondes radar dans le milieu.

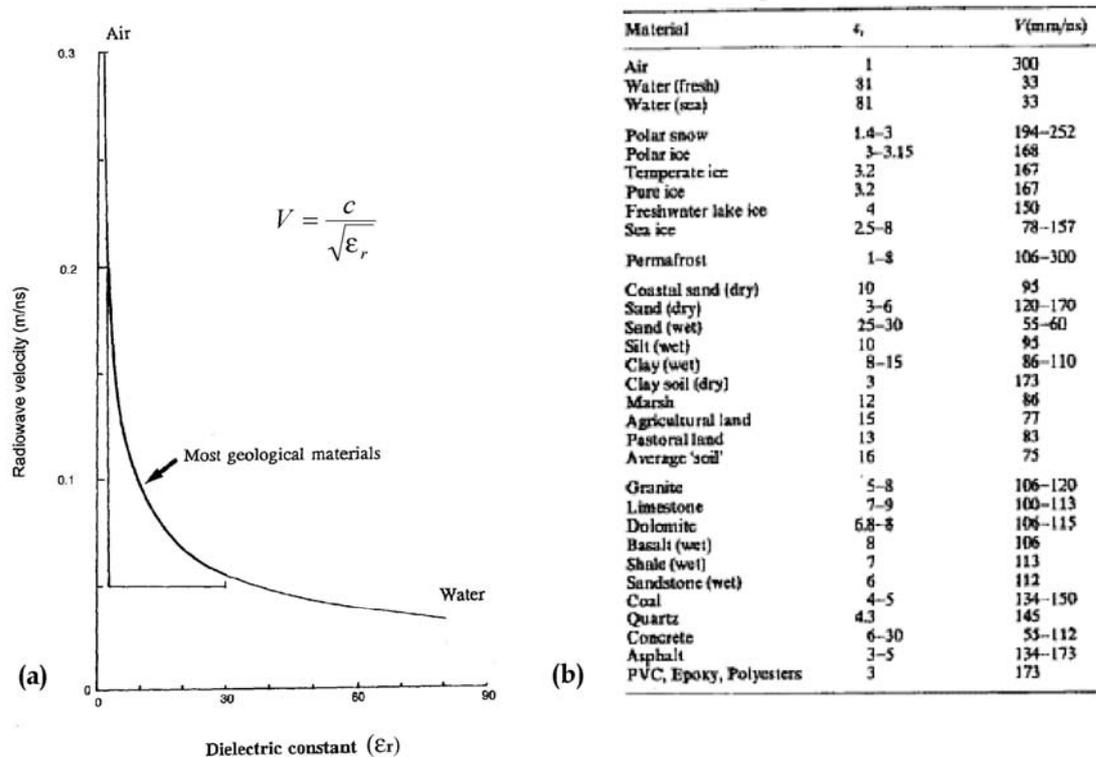


Figure 1-37. Vitesse des ondes radar. (a) Permittivité relative ϵ_r et vitesse des ondes radar pour différents géomatériaux, (b) Vitesse des ondes radar en fonction de la permittivité diélectrique du sol (d'après Reynolds, 1997).

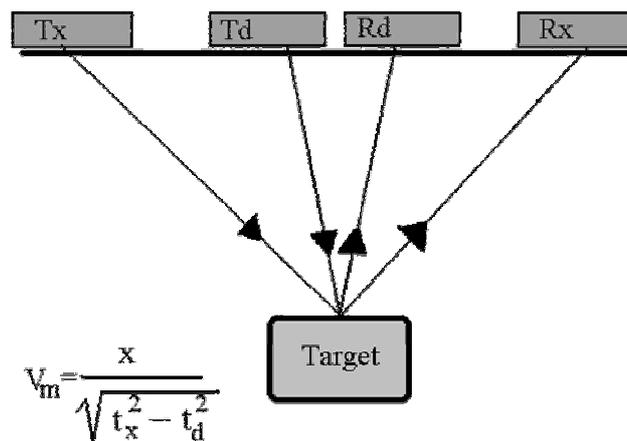


Figure 1-38. Principe de mesure de la vitesse moyenne de propagation des ondes radar dans un sol par la méthode du Common Mid Point (CMP).

En l'absence de réflecteur plan, ou lorsque les deux antennes émettrices et réceptrices sont solidaires (cas des antennes blindées), la vitesse dans le sol peut être déduite de la forme des hyperboles de diffraction visibles sur les profils (plan $x-t$).

La vitesse V est particulièrement intéressante car elle détermine, avec la fréquence centrale f de l'antenne utilisée, la longueur d'onde λ des signaux émis dans le sol, ($\lambda = v/f$). Elle permet également une conversion temps/profondeur des profils radar, ou encore leur migration.

1.4.3.3 Résolution

On considère généralement que la résolution verticale du géoradar est de l'ordre du quart de leur longueur d'onde utilisée. La Figure 1-39 propose un ordre de grandeur de la résolution des ondes radar en fonction de leur fréquence, et ce pour deux types de matériau classiques : une roche et un sol humide. Ainsi par exemple, l'utilisation d'antennes de fréquence centrale 100 MHz permet d'obtenir une résolution comprise entre 20 cm pour un sol humide et 60 cm pour une roche.

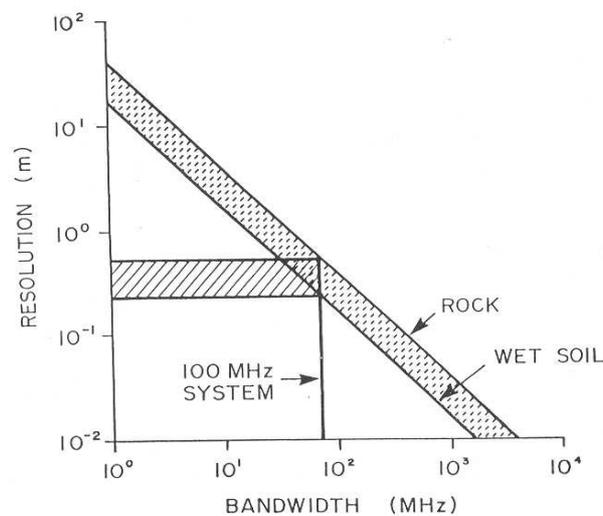


Figure 1-39. Résolution du géoradar en fonction de la fréquence (d'après Davis & Annan, 1989).

1.4.3.4 Diffraction des ondes radar

Les propriétés diffractantes des ondes radar constituent une piste intéressante pour caractériser les sols hétérogènes comportant de gros éléments. En effet, le phénomène de diffraction apparaît lorsque qu'une onde incidente se propageant dans un milieu rencontre une hétérogénéité dont la dimension caractéristique est du même ordre de grandeur que sa longueur d'onde.

Dérobert et Coffec (2001) ont utilisé cette propriété des ondes radar pour ausculter une poutre de béton armé précontraint contenant deux types d'armatures métalliques de diamètres différents (Figure 1-40a). La connaissance de la vitesse des ondes électromagnétiques permet à ces auteurs d'effectuer une migration des données radar. Ce traitement, qui transforme une coupe distance-temps ($x-t$) en une section verticale ($x-z$), focalise les hyperboles de diffraction en des points dont la taille apparaît est proportionnelle à celle de l'objet diffractant (Figure 1-40b). Cette propriété constitue une piste particulièrement intéressante dans un but de caractérisation des sols comportant différentes tailles de particules.

La Figure 1-40b met toutefois en évidence une diminution de la précision avec la profondeur, la couche d'armatures métalliques profonde apparaissant beaucoup moins nettement que la couche superficielle et sa localisation étant plus délicate. Ce phénomène peut s'expliquer d'une part par l'atténuation progressive des ondes radar avec la profondeur, et d'autre part par la superposition des deux couches d'armature métalliques, la première masquant partiellement la seconde en réfléchissant une partie non négligeable de l'énergie des ondes incidentes vers la surface.

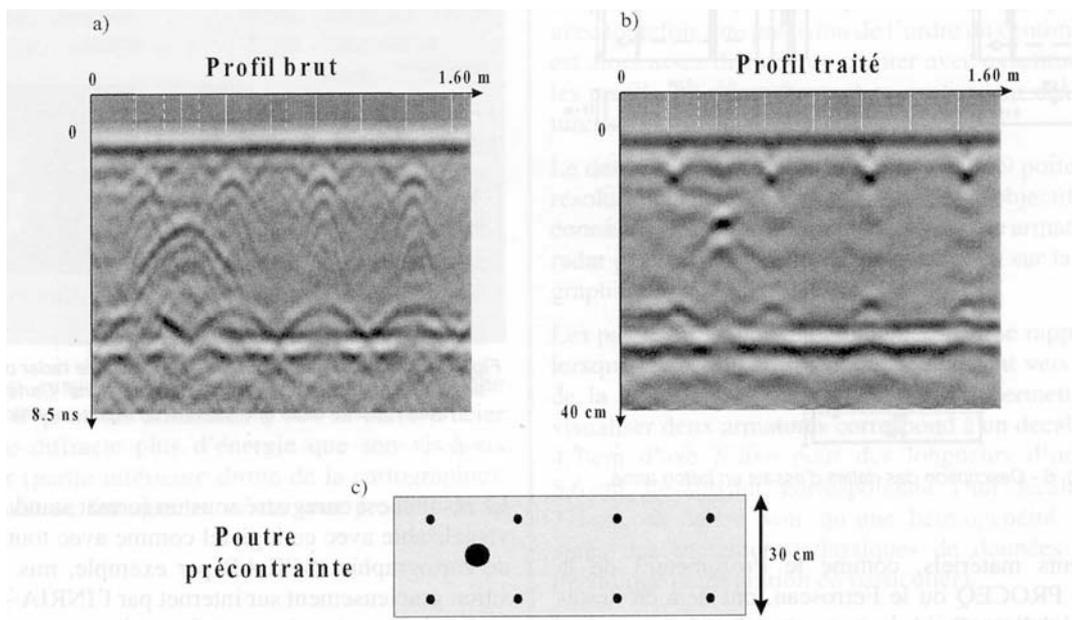


Figure 1-40. Âme de poutre en béton précontraint, auscultée à 1,5 GHz. (a) profil radar brut, (b) profil radar traité, (c) implantation des armatures dans la poutre (source Dérobert & Coffec, 2001).

Cet exemple, qui montre que la migration d'un profil radar peut focaliser les hyperboles en des points dont la taille est proportionnelle aux objets diffractants (Figure 1-40), concerne cependant un cas particulièrement favorable. En effet, la qualité des résultats peut s'expliquer par au moins quatre raisons :

- le fort contraste diélectrique entre les matériaux auscultés (acier / béton),
- la forme des inclusions métalliques est régulière et circulaire,
- une faible proportion d'hétérogénéités,
- la vitesse dans la matrice de béton est homogène et précisément connue (elle est déduite du temps de propagation des ondes réfléchies sur la face opposée de la poutre).

Dans le cas d'un sol réel, ces conditions sont rarement vérifiées, notamment la proportion d'hétérogénéités (blocs) qui peut être élevée et poser des problèmes liés à leur superposition. Par ailleurs, l'atténuation des ondes radar dans un sol réel peut être accrue par la présence d'argiles dont la résistivité est généralement beaucoup plus faible que celle du béton ($\rho_{\text{béton}} \sim 300 \text{ Ohm.m}$).

Dans le cas d'un sol réel comportant diverses tailles d'hétérogénéités (sol à granulométrie étendue), on peut envisager la méthode suivante.

Le comptage systématique des hyperboles de diffraction sur un profil radar réalisé à une fréquence f_i , renseigne sur le nombre d'hétérogénéités dont la dimension caractéristique (le diamètre) est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde utilisée λ_i . Cette dernière étant directement proportionnelle à sa fréquence ($\lambda_i = v_i.f_i$), l'utilisation de plusieurs antennes de fréquences croissantes, puis le comptage des hyperboles de diffraction sur chacune des sections obtenues doit permettre de remonter à la granulométrie du sol investigué, au moins en ce qui concerne sa fraction grossière.

Tableau 1-4 donne une estimation de la longueur des ondes radar émises par 5 antennes classiques, de fréquences centrales comprises entre 100 et 800 MHz. La vitesse moyenne de propagation des ondes radar dans le sol est supposée égale à $v = 10 \text{ cm.ns}^{-1}$. Les longueurs d'onde estimées, comprises entre 12,5 et 100 cm, sont du même ordre de grandeurs que les hétérogénéités que l'on souhaite mettre en évidence dans les matériaux étudiés.

Fréquence f (MHz)	v (cm.ns ⁻¹)	λ (cm)
100	10	100
200	10	50
250	10	40
500	10	20
800	10	12,5

Tableau 1-4. Longueur d'onde des ondes radar en fonction de la fréquence des antennes utilisées.

Les potentialités de cette méthode seront explorées au chapitre 5 sur des données radar réelles obtenues sur un matériau hétérogène réel à granulométrie très étalée.

1.5 Corrélations empiriques

On trouve dans la littérature un certain nombre de relations empiriques reliant les propriétés géophysiques des sols à leurs paramètres physiques ou géotechniques du sol (Rucker, 1986 ; Baldi et al., 1989 ; Mayne & Rix, 1993 ; Ghose, 2004). Le plus souvent établies dans un souci de dimensionnement de fondations, la plupart d'entre elles visent à estimer les caractéristiques élastiques (principalement G et V_s , éventuellement V_p) à partir de paramètres physiques ou géotechniques. De par leur nature empirique, ces corrélations ont un domaine d'application généralement limité au type de sol dans lequel elles ont été établies.

1.5.1 Relations propriétés géophysiques / physiques

Les sols à granulométrie très étendue étant peu étudiés, les corrélations de ce type sont particulièrement rares.

Rucker (1986) a mesuré par sismique réfraction la vitesse de propagation des ondes P dans des alluvions fluviales et torrentielles appartenant à 21 sites géographiques différents. Pour les matériaux pulvérulents dont la granulométrie est suffisamment étendue (coefficient d'uniformité $C_u > 6$), cet auteur a corrélié la vitesse V_p avec le D_{50} du sol. Deux corrélations ont été mises en évidence suivant que le sol investigué était saturé ou non (Figure 1-41). Ces relations permettent donc, en contexte alluvionnaire ou torrentiel, de donner une estimation du D_{50} des dépôts investigués à partir de V_p .

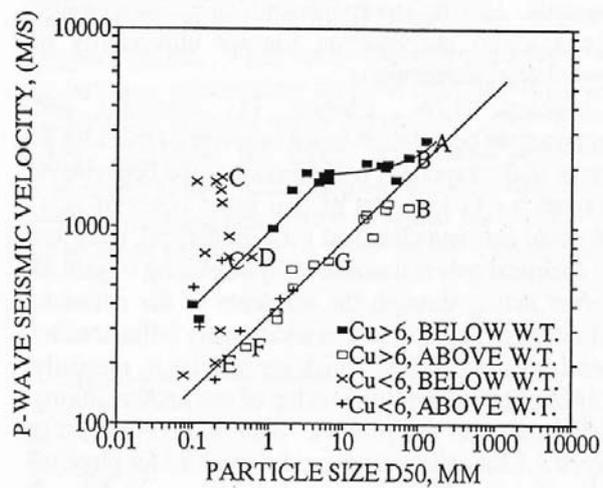


Figure 1-41. Relation empirique reliant V_p à D_{50} obtenue sur des matériaux grossiers sans cohésion, lorsque $C_u > 6$. W.T.= Water Table = toit de la nappe phréatique. (d'après Rucker, 1986).

Des corrélations ont été établies entre le module de cisaillement maximal G_{max} (pour des faibles déformations) et la compacité du matériau. Ainsi, toujours dans le cas des matériaux pulvérulents, Seed *et al.* (1986) ont proposé la relation empirique suivante :

$$G_{max} = 1000.K_2 (\bar{\sigma}_m)^{0.5} \quad (1-37)$$

$$\text{avec } \bar{\sigma}_m = \bar{\sigma}_v(1 + 2K_0)/3$$

où G_{max} et $\bar{\sigma}_m$ sont exprimés en psf (pounds per square foot). $\bar{\sigma}_m$ représente la contrainte effective moyenne dans le terrain, $\bar{\sigma}_v$ étant la contrainte effective à la profondeur voulue et K_0 le coefficient de poussée des terres. La constante K_2 , empirique, est liée à l'indice des vides, et reflète donc la compacité du sol. Elle varie entre environ 30 pour un sol lâche et 70 pour un sol compact.

Dans le cas des argiles, une formule similaire relie G_{max} à l'indice des vides e_0 . En se basant sur les données collectées sur 364 échantillons appartenant à 31 sites différents, Mayne & Rix (1993) proposent une relation empirique suivante :

$$G_{max} = 47.6/e_0^{1.544} \quad \text{avec } G_{max} \text{ en MPa} \quad (1-38)$$

Cette corrélation relativement est bien contrainte si l'on considère la large gamme d'indices des vides ayant servi à l'établir ($0.4 < e_0 < 10$). En revanche dans la gamme d'indice des vides des matériaux à granulométrie très étalée (0.5 à 1), cette corrélation est difficilement exploitable.

Dans le domaine des roches poreuses, les corrélations entre paramètres physiques et géophysiques sont plus nombreuses, notamment concernant des grès et les grès argileux qui constituent le cas le plus proche du cadre de notre étude. Ces relations empiriques relient V_p et V_s à la masse volumique γ , à la porosité ou encore au pourcentage d'argile (voir références dans Mavko *et al.*, 1998). Ces relations, établie dans le cadre de la géophysique pétrolière, ne sont toutefois généralement valables que pour des roches saturées sous de très fortes pressions ($\sim 30\text{-}40$ MPa). Leur applicabilité dans le domaine des sols de surface s'avère donc limité.

1.5.2 Relations propriétés géophysiques / géotechniques

Bien que les mesures de vitesse sismique et l'essai au pénétromètre à cône (CPT) soient réalisés à des niveaux de contrainte et de déformation très différents, des corrélations empiriques ont fréquemment été proposées entre V_s (ou le module élastique G) et la résistance en pointe q_c obtenue lors de l'essai pénétrométrique. Le Tableau 1-5 synthétise plusieurs corrélations de ce type, pour lesquelles la Figure 1-42 donne une représentation graphique de V_s en fonction de la résistance en pointe q_c .

Auteurs	Corrélation observée	Type de sol	Localisation
Jaime & Romo, 1988	$V_s \approx 0.1 q_c$	Argiles	Mexico
Boukovalas <i>et al.</i> , 1989	$G = 2.8(q_c)^{1.40}$	Argiles	Grèce
Mayne & Rix, 1993	$G = 2.87(q_c)^{1.335}$	Argiles	31 sites (Am. Nord, Europe)
Baldi <i>et al.</i> , 1989	$V_s = 277(q_c)^{0.13}(\sigma'_{vo})^{0.27}$	Sables	Italie

Tableau 1-5. Corrélations entre V_s (ou G) et q_c observées pour différents types de sol. V_s est exprimée en (m/s), et G , q_c et σ'_{vo} sont en (kPa).

La Figure 1-42 montre que les trois relations empiriques établies à partir d'argiles divergent dès que q_c excède 3 à 4 kPa, pour atteindre des écarts très significatifs ($580 < V_s < 1000$ m.s⁻¹) lorsque q_c est égal à 10 MPa (valeurs limite pour ce type de sol). Ces divergences soulignent le fait que chacune de ces corrélations empiriques reste fortement liée au contexte dans lequel elle a été établie. Concernant les sables, la vitesse des ondes S, calculée pour une contrainte verticale en surface (σ'_{vo}) unitaire, s'avère liée à q_c essentiellement lorsque la résistance en pointe reste inférieure à 5 MPa.

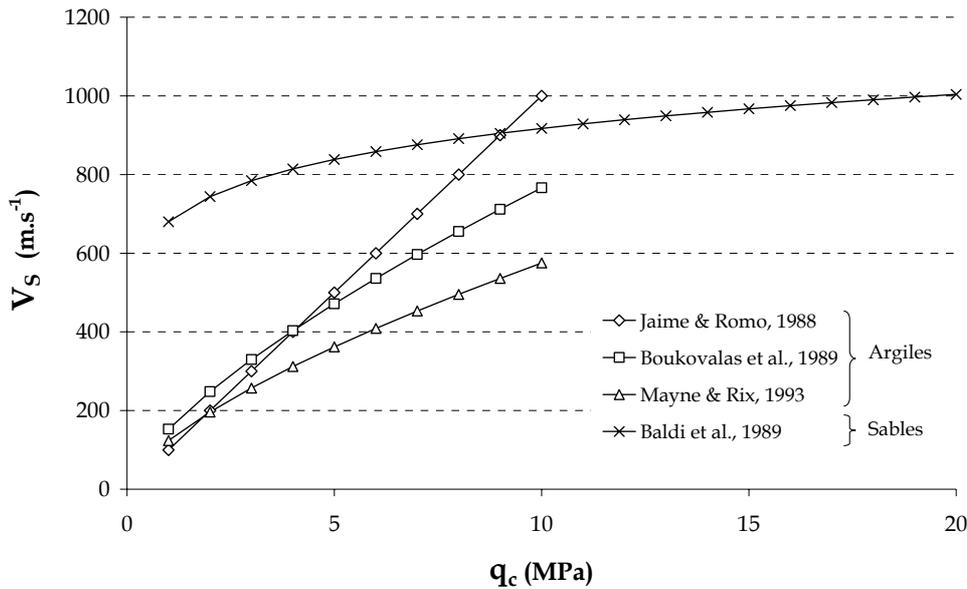


Figure 1-42. Corrélations entre V_s et la résistance en pointe q_c mesurée lors d'un essai de pénétration statique (par défaut, $\gamma=1900 \text{ kg.m}^{-3}$).

Comme tous les essais de caractérisation in-situ, l'essai pénétrométrique est, de par sa nature ponctuelle, peu adapté à la caractérisation des sols hétérogènes comportant des blocs de dimension importante. En effet, son utilisation sur de tels matériaux est limitée, pour au moins deux raisons :

- refus possible au contact des blocs
- faible volume de sol concerné par l'essai.

Pour ce type de sols, les corrélations empiriques présentées ci-dessus peuvent cependant être utilisées pour obtenir un ordre de grandeur de leurs caractéristiques géotechniques (q_c) à partir des mesures géophysiques (V_s) effectuées sur le terrain. Suivant la composition du sol hétérogène investigué, une hypothèse forte devra cependant être faite concernant le type de comportement du sol (proche du comportement d'un sable ou de celui d'une argile). Les propriétés géotechniques ainsi obtenues peuvent permettre de comparer les sols à granulométrie étendue avec d'autres matériaux plus conventionnels, et potentiellement être utilisées lors du dimensionnement d'ouvrages.

1.6 Analyse d'images

L'identification granulométrique par analyse d'image semble particulièrement intéressante dans le cas des sols comportant de gros éléments, dans la mesure où elle permet d'éviter de lourdes manipulations. L'intérêt d'une telle méthode réside aussi dans l'automatisation du traitement des données.

Le développement récent des méthodes d'analyse d'image (Geovision, 1999) permet de mesurer très rapidement la taille d'objets divers. A titre d'exemple, la division Méthodes et Matériels de Construction et d'Entretien des Routes, appartenant au LCPC (Laboratoire Central des Ponts et Chaussées) a mis au point le vidéogranulomètre, appareil capable d'analyser la granulométrie des granulats destinés à la construction des routes, au moyen de méthodes optiques (Descantes et al., 2000). Les granulats défilent sur un fond lumineux devant une caméra linéaire à haute résolution, et le traitement des données obtenues permet de reconstituer la courbe granulométrique du matériau.

Sur une coupe réalisée au sein d'un matériau granulaire, il est généralement admis que la concentration surfacique d'une classe granulométrique de sol (2D) est égale à sa concentration volumique (3D). Il est ainsi potentiellement possible de remonter à la répartition granulométrique d'un sol en se basant sur une photographie réalisée à l'affleurement (talus, tranchée) via les techniques de traitement et d'analyse d'image.

A partir de photographies réalisées sur des bétons après durcissement, Farssi *et al.* (1999) ont montré que l'analyse et le traitement d'images permettent d'isoler les granulats de la matrice fine et ainsi de s'assurer de la bonne répartition spatiale des grains dans le matériau.

Lorsqu'un sol grossier possède une granulométrie discontinue, il peut être représenté comme un sol hétérogène (cf. § 1.1.1), et l'analyse et le traitement d'image peuvent paraître attractifs pour identifier les hétérogénéités. Une telle méthode pourrait en effet permettre de palier au manque de représentativité des échantillons fréquent pour ce type de matériaux, dès lors D_{max} excède 100 à 150 mm.

1.6.1 Problèmes liés à l'acquisition des données

Dans le cadre d'une application de l'analyse d'image à la caractérisation granulométrique des sols à granulométrie étendue, la première étape consiste à obtenir une photographie du sol à l'affleurement. Les prises de vues peuvent être réalisées directement en surface du sol (plan horizontal), sur un talus, ou bien dans une tranchée (plan vertical). La qualité des images initiales est essentielle pour obtenir de bons résultats.

Le problème majeur rencontré lors de la prise de vue sur des affleurements naturels est lié au relief de la surface photographié (Lebourg *et al.*, 2001). L'éclairage doit être contrôlé au maximum dans le but d'éviter le phénomène d'ombres portées sur le plan photographié. Ceci nécessite souvent de s'affranchir de la lumière naturelle, rarement perpendiculaire à la surface photographiée.

Lebrun *et al.* (1999) ont développé un système prototype d'acquisition d'image spécifique à la photographie en tranchées (Figure 1-1). Ce système consiste en une large boîte (1.56 x 1 x 1.36 m) dont les parois internes sont enduites d'un revêtement blanc favorisant la diffusion de la lumière et permettant ainsi un éclairage indirect et multidirectionnel de la surface à photographier. Un système de volets permet d'isoler la surface photographiée de la lumière naturelle. L'acquisition est effectuée par une caméra numérique munie de filtres de couleurs (R,V,B) permettant de sélectionner une tranche de longueur d'onde spécifique. Afin de permettre une acquisition automatique et rapide, l'ensemble repose sur des rails permettant de se déplacer le long de la surface à photographier.

La non planéité de la surface photographiée doit être prise en compte lors du choix des optiques. En effet les irrégularités de la surface photographiée induisent des distances variables entre l'objectif et les objets visés. Les optiques utilisées doivent donc posséder une focale suffisamment faible pour garantir une profondeur de champ suffisante.

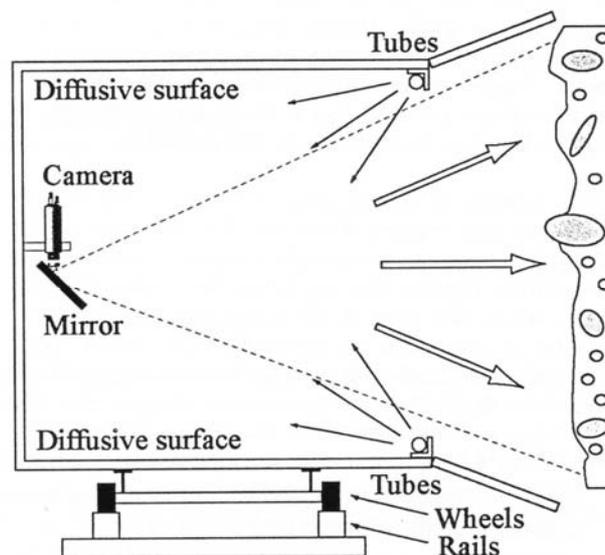


Figure 1-43. Schéma du système d'acquisition d'image pour la prise de vue sur affleurements naturels (d'après Lebrun *et al.*, 1999).

Un des problèmes spécifiques aux sols comportant des gros éléments est la présence fréquente de placages d'argile (et de fines) d'épaisseur variable à la surface des blocs que l'on cherche à déceler. Ceci provoque une diminution du contraste entre la matrice les hétérogénéités, ce qui les masque en partie voire totalement. Il en résulte une sous-estimation de la proportion des gros éléments (Rey, 2001). Afin d'éviter ce biais sur la granulométrie du matériau, un lavage ou une aspersion naturelle des blocs par la pluie peut s'avérer utile, mais avec le risque, sur un talus, de provoquer un déchaussement des blocs (et donc à nouveau d'entraîner une sous-estimation de leur proportion).

1.6.2 Démarche-type

La démarche classique consiste à isoler les grains constituant le sol par différents traitements, avant de déterminer leurs dimensions (analyse). En pratique, on adopte généralement le protocole suivant (Farssi *et al.*, 1999 ; Lebourg, 2000 ; Principato, 2001) :

- Prise de vue
- Numérisation en niveaux de gris
- Seuillage manuel (binarisation de l'image)
- Filtrage par aire minimale (seuls les groupes de pixels dont la surface est supérieure au seuil défini sont conservés. Il est en effet évident que toutes les tailles de particules ne seront pas identifiables par cette méthode).
- Séparation des grains « collés » par un traitement type LPE (=Ligne de Partage des Eaux)
- Exploitation des résultats (granulométrie, forme des éléments...)

Cette procédure ne constitue que l'ossature commune à la plupart des traitements d'images destinés à isoler des objets. Tout au long de ce protocole des traitements annexes de l'image peuvent être effectués afin d'améliorer la qualité et la finesse de l'analyse (ouverture, fermeture, accentuation, inversion, superposition, masques...)

Lebourg (2000) a appliqué des méthodes d'analyse d'image classiques sur des photographies d'affleurements, d'échantillons et de lames minces effectuées sur des moraines. Au terme de nombreuses expérimentations et en utilisant un algorithme consistant à répéter plusieurs fois la séquence présentée ci-dessus avec des paramètres différents (seuil de binarisation, ouverture ...) il a conclu qu'il était difficile de définir un protocole permettant d'isoler de façon automatique et évidente les grains et la matrice. Selon lui, c'est essentiellement la variabilité des niveaux de seuillage nécessaires pour optimiser l'analyse qui rend indispensable l'intervention de l'opérateur sur chaque image.

Malgré ces limites, une tentative de traitement et d'analyse d'image sera effectuée sur les dépôts hétérogènes formant le cône de déjection du torrent Manival (Chapitre 5), ce matériau semblant a priori bien adapté à cette méthode de part sa composition (blocs calcaires emballés dans une matrice fine limono-argileuse).

1.7 Conclusions

La présence dans un sol d'hétérogénéités de taille supérieure à 150 mm constitue un obstacle majeur à sa caractérisation directe par les méthodes d'identification physique ou mécanique. En effet, les protocoles normalisés et les matériels expérimentaux classiques sont peu adaptés aux volumes représentatifs importants de ces matériaux non conventionnels. Le prélèvement d'échantillons impose alors un écrêtage du matériau généralement effectué entre 20 et 100 mm. Ce procédé induit cependant un biais parfois important, lors de la caractérisation du sol, plus précisément lors des essais de résistance au cisaillement.

Dans ce contexte, les méthodes indirectes, et notamment les méthodes géophysiques, capables d'investiguer de larges volumes de sol peuvent présenter une alternative intéressante aux méthodes géotechniques classiques pour caractériser les sols comportant de gros éléments. Le chapitre 2, va consister à préciser l'apport des méthodes géophysiques sismiques et électriques dans le cadre de la caractérisation des sols hétérogènes.

CHAPITRE 2

APPLICATION DES LOIS D'HOMOGENEISATION A LA CARACTERISATION PHYSIQUE DES SOLS HETEROGENES

2	<i>Application des lois d'homogénéisation à la caractérisation physique des sols hétérogènes.</i>	76
2.1	Propriétés élastiques.....	77
2.2	Résistivité électrique.....	85
2.3	Sensibilité des propriétés effectives ρ^* , V_P^* , V_S^*	93
2.4	Conclusions	95

2 APPLICATION DES LOIS D'HOMOGENEISATION A LA CARACTERISATION PHYSIQUE DES SOLS HETEROGENES.

Au chapitre précédent, un certain nombre de corrélations ont été présentées entre certaines propriétés géophysiques (notamment V_p et V_s) et certains paramètres géotechniques (D_{50} , indice des vides, q_c). De par leur nature empirique, ces corrélations se limitent le plus souvent à un type de matériaux (par exemple les argiles, voire un type d'argiles), ou à un contexte précis (zone saturée ou non). Leur domaine d'application est donc relativement restreint, et ne concerne généralement pas les sols comportant des particules ou blocs de dimension décimétrique à métrique.

Lorsqu'un sol peut être considéré comme hétérogène (cf. § 1.1.1.), sa composition peut être théoriquement estimée grâce à certaines propriétés géophysiques, telles que la résistivité électrique ρ , ou la vitesse des ondes sismiques V_p ou V_s , à condition qu'il existe un contraste suffisant entre leurs différents composants.

En effet, des modèles d'homogénéisation (ou lois de mélange) permettent de relier les propriétés d'un matériau hétérogène considéré dans sa globalité, dites effectives, ou encore homogènes équivalentes, avec, d'une part, des propriétés individuelles de chacun de ses composants et, d'autre part, leurs proportions relatives. Connaissant les deux premiers éléments (par des mesures), on est capable, dans le cas d'un matériau biphasique, de calculer la proportion de chacun des deux constituants du milieu hétérogène grâce à un modèle d'homogénéisation adapté. L'applicabilité de cette méthode au cas de sols hétérogènes sera examinée dans cette étude.

De nombreux modèles d'homogénéisation ont été développés dans le cadre des recherches sur les matériaux composites et les alliages (par exemple Landauer, 1952 ; Hashin, 1979 ; Christensen, 1991). Dans le domaine des géosciences, l'industrie pétrolière utilise les lois de mélange pour décrire les propriétés physiques des roches poreuses, lesquelles constituent la majorité des réservoirs d'hydrocarbures (Archie, 1942 ; Kuster & Tocksöz, 1974 ; Berryman, 1995). Les roches poreuses peuvent en effet être assimilées à des matériaux hétérogènes, leurs pores pouvant être remplis d'air, d'eau, de gaz, ou d'hydrocarbures. Ces fluides, dont les propriétés (électriques, mécaniques...) sont très différentes de celles des minéraux formant le squelette rocheux, jouent un rôle prépondérant sur les caractéristiques globales du milieu poreux. Les théories d'homogénéisation jouent un rôle très important en prospection pétrolière pour interpréter les données géophysiques issues des forages (logs) et remonter ainsi à la composition des terrains investigués.

Dans le cas d'un sol hétérogène à deux composants (par exemple des blocs calcaires contenus dans une matrice argileuse), l'estimation précise de la composition du matériau par cette méthode repose sur la connaissance du modèle d'homogénéisation le mieux adapté pour décrire le milieu étudié. Au cours de ce travail, nous avons utilisé la simulation numérique pour définir le modèle le plus adéquat pour les sols hétérogènes.

Après une présentation rapide des travaux existants réalisés dans le domaine des propriétés élastiques des sols hétérogènes, ce chapitre recensera les principaux modèles d'homogénéisation capables de décrire la résistivité électrique effective des matériaux composites à deux phases. Les hypothèses ayant conduit à chacun des modèles seront précisées.

On peut distinguer trois types de résultats parmi les propriétés effectives calculées grâce aux lois de mélange (Berryman, 1995): des bornes, qui fournissent un encadrement des propriétés effectives, des estimations ou des résultats exacts. Dans le domaine des géomatériaux, les bornes sont généralement très peu précises, donc leur intérêt est relativement restreint. Les résultats exacts étant rares limités à des cas précis (voir par exemple Hill, 1965), les résultats de type estimation apparaissent donc les plus intéressantes dans ce domaine.

Dans cette étude, nous appliquerons les lois de mélange aux propriétés élastiques (V_p , V_s ou les modules correspondants) et à la résistivité électrique des matériaux. Les propriétés estimées (ρ , V_p , V_s) seront représentées par le symbole * (ρ^* , V_p^* , V_s^*).

2.1 Propriétés élastiques

2.1.1 Introduction

Dans la littérature, l'idée de caractériser les sols hétérogènes comportant de gros éléments au moyen de méthodes non-intrusives est apparue avec les travaux de Stockoe *et al.* (1988). Ces auteurs ont appliqué la méthode d'inversion des ondes de surface pour calculer la vitesse V_s dans différents dépôts hétérogènes (3 coulées de débris issues d'éruptions du Mont St-Helens, plus un sol de type graveleux). Ils ont alors estimé la densité de ces dépôts grâce à une corrélation empirique (équation 1-34).

La méthode d'inversion des ondes de surface est désormais classique pour obtenir le profil vertical de vitesse des ondes de cisaillement dans les terrains superficiels (McMechan *et al.*, 1981 ; Herman, 1987 ; Jongmans & Demanet, 1993). De par le volume de sol qu'elles affectent (volume d'autant plus important que leur fréquence est basse), les ondes de surface s'avèrent

intéressantes pour caractériser les sols comportant des hétérogénéités de taille décimétrique à métrique.

Les travaux de Yin *et al.* (1995) ont montré que les caractéristiques effectives d'un milieu hétérogène sont obtenues lorsque la longueur d'onde spatiale λ_R des ondes de Rayleigh est de l'ordre de 10 fois supérieure au rayon R des inclusions contenues dans ce milieu. Sur cette base, Chammas *et al.* (2003) ont utilisé la méthode des éléments finis (F.E.M.) pour simuler la propagation d'ondes de Rayleigh dans un sol hétérogène composé d'inclusions rigides de taille métrique réparties de façon aléatoire dans une matrice plus souple.

Deux exemples de sismogrammes obtenus par simulation numérique sont présentés, l'un sur un milieu homogène (Figure 2-1a), l'autre sur un milieu comportant 40% d'inclusions rigides réparties aléatoirement (Figure 2-1b). Le contraste entre la vitesse de cisaillement des inclusions V_{Si} et celle de la matrice V_{SM} est égal à 5.5.

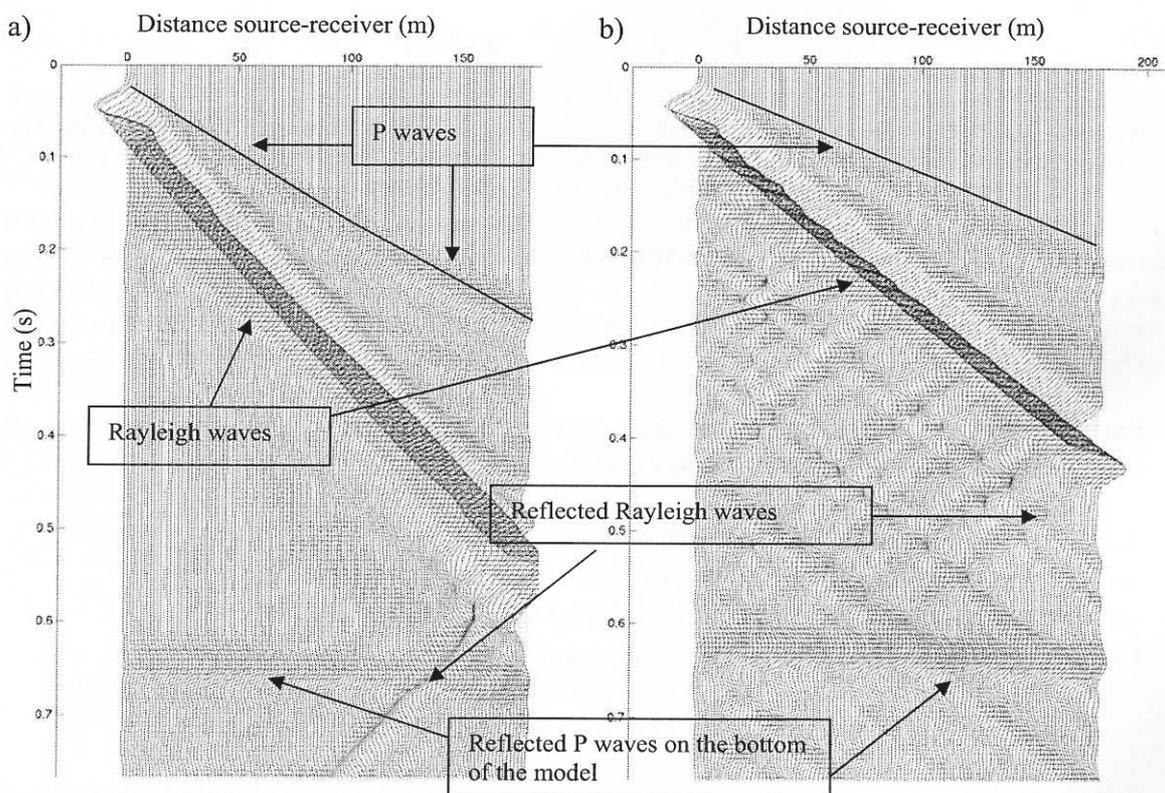


Figure 2-1. Sismogrammes simulés numériquement sur un milieu (a) homogène (b) hétérogène comportant 40 % d'inclusions avec un contraste 5.5 (d'après Chammas *et al.*, 2003).

Sur la Figure 2-1b, la pente des hodochrones, plus faible, montre que les vitesses des ondes P (premières arrivées) et des ondes de Rayleigh (plus énergétiques) sont nettement supérieures dans le milieu contenant les inclusions. Sur l'intervalle de concentration testé ($0 < C < 50 \%$), les auteurs ont mis en évidence une augmentation progressive de la vitesse des ondes P avec la concentration en inclusions (Figure 2-2). Les valeurs de V_P , mesurées à partir des

sismogrammes, peuvent être décrites en première approximation par un polynôme du second degré, cette corrélation étant utilisée par Chammas (2002) pour mieux contraindre l'inversion des ondes de Rayleigh. Les écarts observés sur cette figure entre les points et la courbe (écart-type de l'ordre de 5%), attribués à des erreurs de mesures sur les sismogrammes, se sont avérés avoir une faible influence sur la vitesse des ondes S obtenue par inversion des ondes de surface.

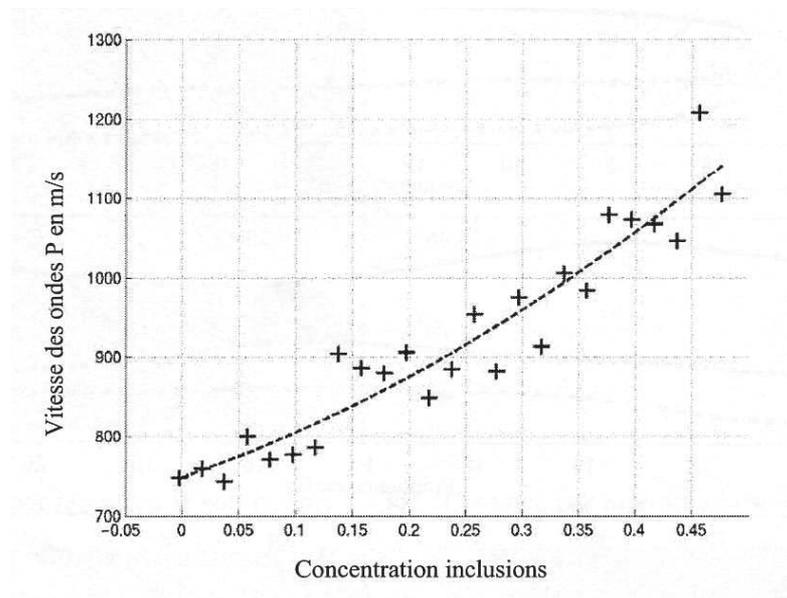


Figure 2-2. Vitesse des ondes de compression dans un milieu hétérogène en fonction de la concentration en inclusions rigides (d'après Chammas, 2002). Les résultats des simulations numériques (+) sont approximés par un polynôme d'ordre 2 (ligne pointillé).

Pour des longueurs d'onde de Rayleigh λ_R supérieures à 7.5 fois le rayon des inclusions rigides, Chammas (2002) a montré que ces ondes homogénéisent le sol de façon satisfaisante. L'inversion de leur vitesse de phase permet alors d'obtenir la vitesse effective des ondes de cisaillement V_S^* dans le sol hétérogène et ainsi de calculer le module de cisaillement élastique effectif ($G^* = \mu^* = \gamma \cdot V_S^{*2}$). Chammas *et al.* (2003) ont mis en évidence une augmentation de la vitesse V_S^* avec la concentration en inclusions rigides contenues dans le milieu hétérogène (Figure 2-3), en accord avec la théorie d'homogénéisation en dispersion multiple (« multiple-scattering ») (Christensen et Lo, 1979 ; Christensen, 1991*). Cette dernière est présentée en détail au paragraphe 2.1.2. La Figure 2-3 par ailleurs montre que, lorsque la concentration en inclusions est inférieure à 28 %, les résultats numériques peuvent être décrits également par une expression simplifiée du modèle d'homogénéisation (hypothèse de faible concentration, cf. Christensen 1991), compte tenu de l'incertitude d'environ 3% sur les résultats numériques.

* Une erreur s'étant glissée dans l'article original de Christensen & Lo (1979), il sera fait systématiquement référence par la suite à l'ouvrage de Christensen (1991).

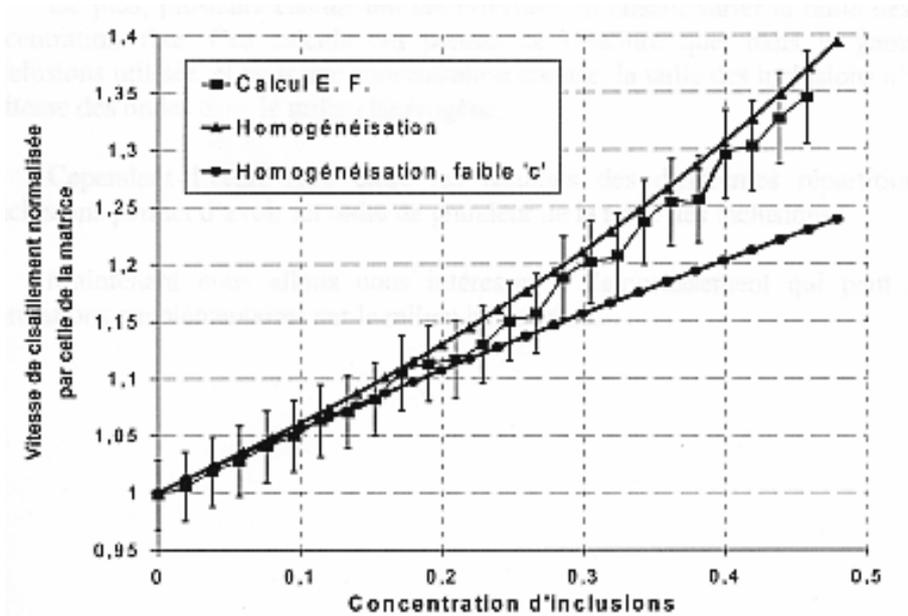


Figure 2-3. Vitesse des ondes de cisaillement dans un milieu hétérogène en fonction de sa concentration en inclusions rigides (d'après Chammas, 2002). Lorsque $C < 28\%$, les résultats numériques peuvent être ajustés aussi par le modèle d'homogénéisation de Christensen (1991) avec une hypothèse de faible concentration (courbe faible 'c').

Ces résultats numériques ont été validés sur un modèle réduit 2D constitué d'inclusions de brique contenues dans un gravier perméable. Pour les deux concentrations d'inclusions testées (19% et 35%) les résultats expérimentaux sont cohérents avec l'estimation de la vitesse effective issue de la théorie d'homogénéisation (Abraham *et al.*, 2004).

Ainsi, les essais numériques et expérimentaux (Chammas *et al.*, 2003, Abraham *et al.*, 2004) ont validé l'utilisation en 2D du modèle d'homogénéisation de Christensen (1991) pour estimer la concentration en inclusions contenue dans un milieu hétérogène.

2.1.2 Modèles d'homogénéisation en déformations élastiques

Dans le domaine élastique, certaines lois d'homogénéisation sont basées sur les modules élastiques des matériaux, notamment le module d'incompressibilité (K) et le module de cisaillement (G). Pour un matériau donné, ils peuvent être calculés à partir des vitesses de propagation des ondes sismiques (V_p , V_s) et de sa masse volumique γ , suivant les équations (1-33) et (1-34).

Dans le domaine élastique, il existe un ensemble relativement large de lois de mélange pour décrire les propriétés effectives des matériaux hétérogènes (Berryman, 1995 ; Mavko *et al.*, 1998). Chaque modèle d'homogénéisation repose sur un concept et des hypothèses variables quant à la géométrie du milieu représenté.

Seul le modèle auto-cohérent proposé par Christensen (1991) et validé par Chammas (2002) pour décrire les propriétés élastiques effectives des sols hétérogènes sera présenté ici. Dans un souci d'application aux sols réels (Chapitre 5), seule la formulation 3D de ce modèle (Christensen, 1991) sera exposée.

Ce modèle suppose l'existence de trois phases : des inclusions sphériques (rayon r_1), des coquilles sphériques (épaisseur $r_2 - r_1$) entourant les inclusions et dont les propriétés sont celles de la matrice, et un milieu externe infini dont les propriétés sont celles du matériau homogène équivalent (Figure 2-4).

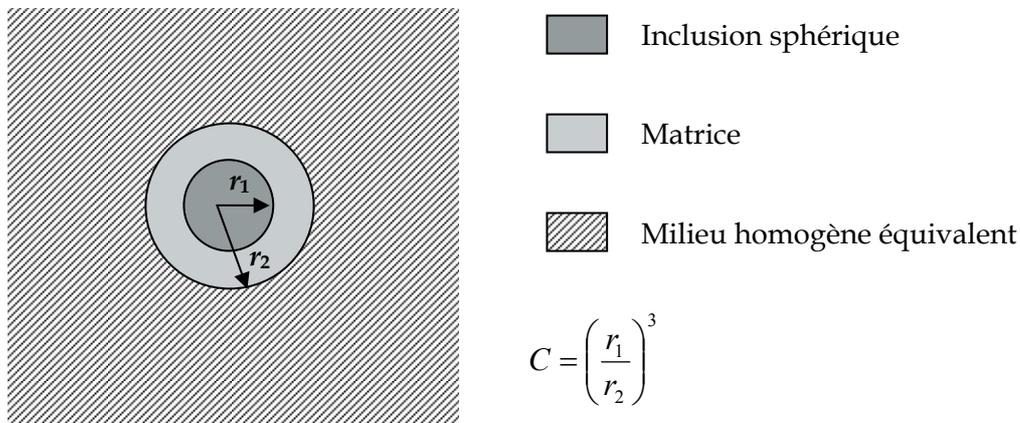


Figure 2-4. Modèle tri-phasique de Christensen (1991)

Les modules effectifs estimés d'incompressibilité K^* et de cisaillement μ^* sont calculés à partir de la forme généralisée des solutions élastiques aux équations d'équilibre et de continuité aux interfaces (Christensen, 1979). Leur expression est donnée par les équations 2-1 et 2-2 :

$$K^* = K_M + \frac{C(K_i - K_M)}{1 + \frac{4}{K_M + \frac{4}{3}\mu_M}(1 - C)(K_i - K_M)} \quad (2-1)$$

$$A \left(\frac{\mu^*}{\mu_M}\right)^2 + B \left(\frac{\mu^*}{\mu_M}\right) + D = 0 \quad (2-2)$$

où :

$$A = 8\eta(4 - 5\nu_M)\eta_1 C^{10/3} - 2(63\eta\eta_2 + 2\eta_1\eta_3)C^{7/3} + 252\eta\eta_2 C^{5/3} - 50\eta(7 - 12\nu_M + 8\nu_M^2)\eta_2 C + 4(7 - 10\nu_M)\eta_2\eta_3$$

$$B = -4\eta(1 - 5\nu_M)\eta_1 C^{10/3} + 4(63\eta\eta_2 + 2\eta_1\eta_3)C^{7/3} - 504\eta\eta_2 C^{5/3} + 150\eta(3 - \nu_M)\nu_M\eta_2 C + 3(15\nu_M - 7)\eta_2\eta_3$$

$$D = 4\eta(5\nu_M - 7)\eta_1 C^{10/3} - 2(63\eta\eta_2 + 2\eta_1\eta_3)C^{7/3} - 252\eta\eta_2 C^{5/3} + 25\eta(\nu_M^2 - 7)\eta_2 C - (7 + 5\nu_M)\eta_2\eta_3$$

et avec :

$$\eta = \left(\frac{\mu_i}{\mu_M} - 1 \right)$$

$$\eta_1 = \eta(49 - 50\nu_i\nu_M) + 35\frac{\mu_i}{\mu_M}(\nu_i - 2\nu_M) + 35(2\nu_i - \nu_M)$$

$$\eta_2 = 5\nu_i \left(\frac{\mu_i}{\mu_M} - 8 \right) + 7 \left(\frac{\mu_i}{\mu_M} + 4 \right)$$

$$\eta_3 = \frac{\mu_i}{\mu_M}(8 - 10\nu_M) + (7 - 5\nu_M)$$

Dans ces relations, C représente la concentration en inclusions présentes dans le milieu hétérogène, K_i, μ_i les modules d'incompressibilité et de cisaillement relatifs aux inclusions et K_M, μ_M modules d'incompressibilité et de cisaillement relatifs à la matrice. ν_i et ν_M sont les coefficients de Poisson respectivement des inclusions et de la matrice.

Le module de cisaillement obtenu par l'équation 2-2 est exact pour une géométrie telle que celle de la Figure 2-4. Dans le cas d'un milieu "infiniment" hétérogène (cf. Figure 2-5), tel qu'initialement décrit par Hashin & Shtrickman (1963), le module de cisaillement effectif calculé grâce à l'équation (2-3) n'est valable que dans le cas où l'hypothèse d'auto-cohérence est vérifiée. Cette dernière suppose que toutes les cellules du milieu, sauf une, peuvent être remplacées par le milieu homogène équivalent, sans modifier le comportement global du matériau. En d'autres termes, le comportement du sol montré à la Figure 2-4 est supposé rigoureusement identique à celui de la Figure 2-5.

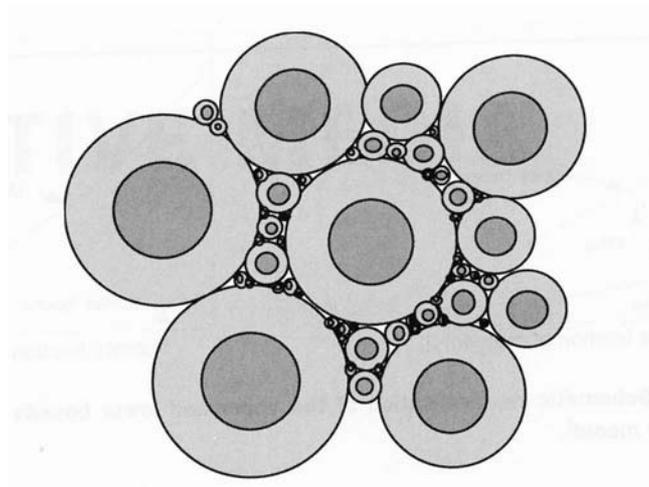


Figure 2-5. Milieu hétérogène. Le rapport r_1/r_2 (cf. Figure 2-4) est vérifié dans chacune des cellules ou sphères composites (Hashin & Shtrickman, 1963).

2.1.3 Sensibilité du modèle de Christensen

Concernant l'influence du contraste de rigidité entre matrice et inclusions, une analyse paramétrique du modèle d'homogénéisation de Christensen (1991), réalisée par Chammas (2002), a montré que, pour une concentration en inclusions donnée, les modules effectifs estimés K^* et μ^* se stabilisent rapidement lorsque les rapports K_i/K_M et μ_i/μ_M augmentent. Une estimation relativement grossière de ces rapports K_i/K_M et μ_i/μ_M s'avère donc suffisante pour obtenir une estimation correcte des caractéristiques élastiques effectives du milieu hétérogène (Chammas 2002 ; Abraham *et al.*, 2004).

Par ailleurs, contrairement à la définition générale du module de cisaillement ($G = \gamma \cdot V_s^2$), le calcul du module de cisaillement effectif d'un milieu hétérogène à partir des propriétés de ses constituants (Christensen, 1991) (équation 2-2), fait intervenir la vitesse des ondes de compression V_P de chacune des phases, via leurs coefficients de Poisson respectifs (cf. équation 1-33).

Dans le cas d'un sol hétérogène réel, comme dans le cas de tout milieux poreux, la vitesse des ondes P est très sensible à la saturation en eau (Bourbié *et al.* 1986). Des mesures expérimentales réalisées sur des grès ont montré en effet que la vitesse des ondes acoustiques pouvait augmenter très nettement lorsque la saturation en eau est très faible (Murphy, 1982 ; Bourbié *et al.* 1986) ou, à l'inverse, proche de 100 % (Gregory 1976 ; Domenico 1976).

Nous avons donc réalisé une étude de sensibilité pour mettre en évidence l'influence de V_{PM} (vitesse des ondes P au sein de la matrice) et de V_{Pi} (inclusions) sur la vitesse effective des ondes S estimée par le modèle de Christensen (1991) et normalisée par la vitesse des ondes de cisaillement de la matrice (V_s^*/V_{SM}). Ces résultats sont présentés à la Figure 2-6.

Alors qu'une variation importante du rapport V_{Pi} / V_{Si} n'a quasiment aucun effet sur V_S^* / V_{SM} (Figure 2-6a), la vitesse des ondes de compression dans la matrice V_{PM} influence de façon nette la vitesse effective estimée V_S^* (Figure 2-6b).

Ces résultats sont importants pour l'application des lois de mélange à des mesures in-situ. Ils montrent en effet qu'un soin particulier devra être apporté à la détermination des caractéristiques du matériau défini comme matrice lors des mesures sur sol réel.

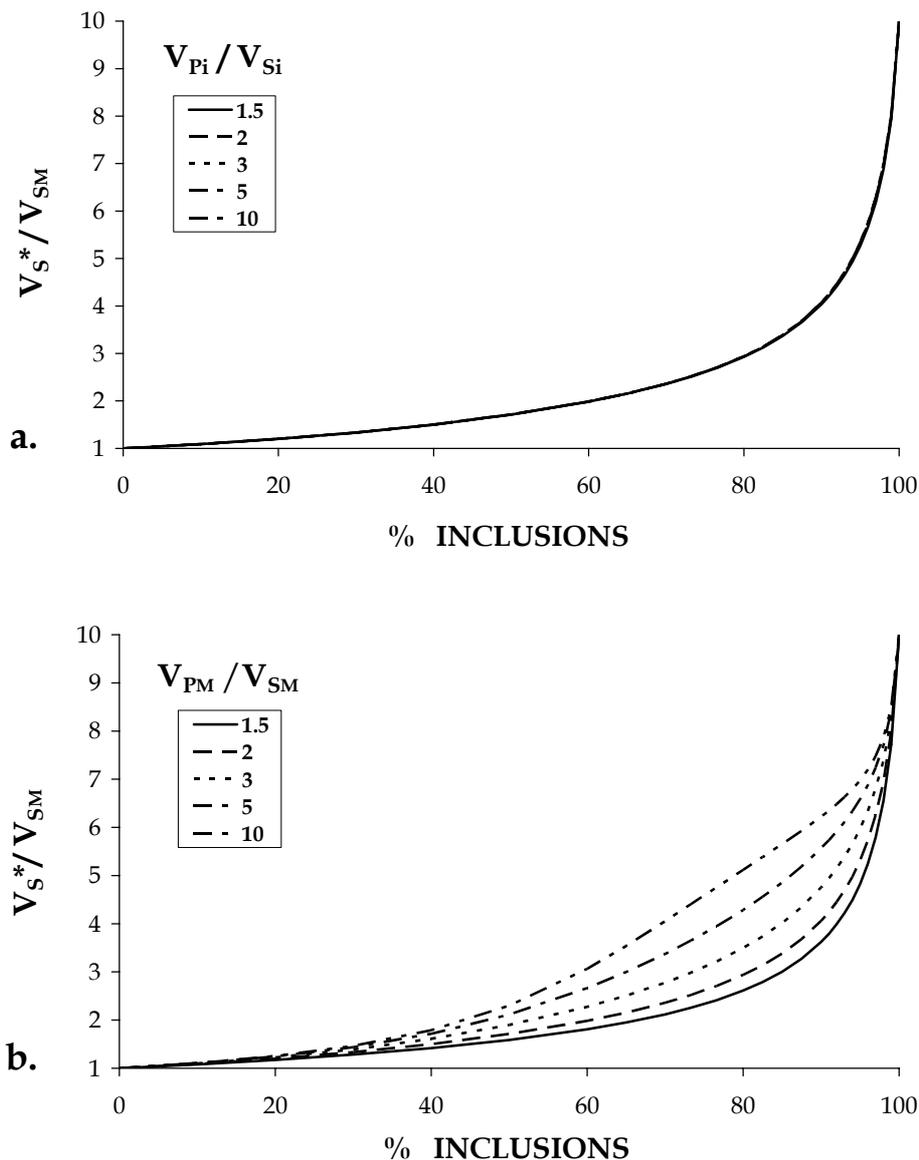


Figure 2-6. Vitesse de cisaillement effective V_S^* / V_{SM} en fonction de la concentration en inclusions rigides estimée selon l'équation 2-2, pour différentes valeurs du rapport V_{PM} / V_{SM} dans : (a) la matrice (b) des inclusions. Dans chaque cas (3D), $V_{Si} / V_{SM} = 10$, et la phase dont les caractéristiques élastiques ne varient pas a un rapport V_P / V_S égal à 2.

2.2 Résistivité électrique

La résistivité électrique d'un sol est un paramètre géophysique facile et rapide à mesurer en géophysique de sub-surface (§ 1.4.1). Dans la nature, la résistivité des sols montre un large éventail de valeurs, variant de quelques Ohm.m pour une argile ou un sol pollué à plusieurs dizaines de milliers d'Ohm.m pour les roches telles que le granite ou le calcaire (Reynolds, 1997). Comme nous le verrons au paragraphe 2.2.3, la résistivité électrique d'un matériau se révèle très sensible à la présence d'inclusions résistives ou conductrices.

En électrique, les lois d'homogénéisation sont généralement exprimées en terme de conductivité. Dans ce travail, ces lois sont présentées pour un milieu hétérogène à 2 phases (inclusions + matrice) dont les conductivités sont respectivement σ_i et σ_M . On note C la concentration de la phase i . Dans le cas des estimations, la conductivité effective estimée est notée σ^* . Sauf spécification, les modèles présentés ci-dessous sont valables pour des milieux hétérogènes tri-dimensionnels.

2.2.1 Modèles d'homogénéisation en électrique

2.2.1.1 Bornes de la conductivité effective

La conductivité effective exacte σ_{eff} d'un milieu hétérogène peut être encadrée par des bornes. L'encadrement le plus précis sans introduire d'information sur l'arrangement géométrique des phases qui coexistent est donné par les bornes de Hashin-Shtrickman σ_{HS}^- et σ_{HS}^+ (d'après Berryman, 1995) :

$$\left(\frac{C}{\sigma_i + 2\sigma_M} + \frac{1-C}{3\sigma_M} \right)^{-1} - 2\sigma_M = \sigma_{HS}^- \leq \sigma_{eff} \leq \sigma_{HS}^+ = \left(\frac{C}{3\sigma_i} + \frac{1-C}{\sigma_M + 2\sigma_i} \right)^{-1} - 2\sigma_i \quad (2-5)$$

Ces bornes sont relativement lâches, et délimitent donc avec peu de précision la résistivité effective. Elles sont cependant intéressantes pour vérifier la pertinence des estimations.

2.2.1.2 Estimations de la conductivité effective

2.2.1.2.1 Milieu effectif auto-cohérent ("Self-Consistent Effective Medium")

Cette approche repose sur l'hypothèse d'auto-cohérence présentée au paragraphe 2.1.2. La théorie du milieu effectif auto-cohérent a été développée successivement par Bruggeman (1935), Landauer (1952) et Berryman (1995). Ce dernier a proposé une formulation générale pour un milieu formé de N constituants :

$$\sum_{j=1}^N x_j (\sigma_j - \sigma^*) . R^{*j} = 0 \quad (2-6)$$

L'expression du paramètre R^{*j} dépend de la forme des inclusions :

$$\text{- Sphères :} \quad R^{*j} = \frac{1}{\sigma_j + 2\sigma^*} \quad (2-7)$$

$$\text{- Ellipsoïdes allongés :} \quad R^{*j} = \frac{1}{9} \left(\frac{1}{\sigma^*} + \frac{4}{\sigma_j + \sigma^*} \right) \quad (2-8)$$

$$\text{- Ellipsoïdes allongés :} \quad R^{*j} = \frac{1}{9} \left(\frac{1}{\sigma_j} + \frac{2}{\sigma^*} \right) \quad (2-9)$$

Si l'on souhaite obtenir σ^* à partir des conductivités et des concentrations de chacune des phases, il apparaît clairement que la solution doit être calculée par un processus itératif, d'où le nom de modèle auto-cohérent. Toutefois, dans le cas particulier d'un milieu diphasique, l'équation 2-6 peut s'écrire sous la forme :

$$C = \frac{(\sigma^* - \sigma_M) . R^{*M}}{(\sigma_i - \sigma^*) . R^{*i} - (\sigma_M - \sigma^*) . R^{*M}} \quad (2-10)$$

L'équation 2-10 permet d'estimer la concentration C des inclusions présentes dans le milieu, connaissant la conductivité effective d'un milieu hétérogène σ^* ainsi que les conductivités individuelles de chacun de ses constituants σ_i et σ_M (mesures en laboratoire ou in situ).

2.2.1.2.2 Milieu effectif différentiel (D.E.M. : "Differential Effective Medium") :

Basée initialement sur les travaux de Bruggeman (1935) et Hanai (1968), cette approche a été appliquée au cas des matériaux poreux notamment par Sen *et al.* (1981) et Bussian (1983). Contrairement au modèle auto-cohérent, l'une des deux phases, nommée matrice, est supposée continue (conductivité σ_M) et contient des inclusions dispersées de conductivité σ_i . La concentration C souhaitée est atteinte en ajoutant progressivement des incréments infinitésimaux d'inclusions dans le milieu hôte (matrice). La conductivité effective du milieu hétérogène σ^* est obtenue en résolvant l'équation différentielle suivante :

$$(1 - C) \frac{d}{dC} [\sigma^*(C)] = \frac{\sigma_i - \sigma^*(C)}{\sigma_i + 2\sigma^*(C)} [3\sigma^*(C)] \quad (2-11)$$

La solution analytique de l'équation 2-12, est donnée par :

$$\left(\frac{\sigma_i - \sigma^*(C)}{\sigma_i - \sigma_M} \right) \left(\frac{\sigma_M}{\sigma^*(C)} \right)^d = 1 - C \quad (2-12)$$

avec $\sigma^*(0) = \sigma_M$. Dans l'équation 2-13, dite équation d'Hanai-Bruggeman, d représente le facteur de dépolariation. Il varie entre 0 et 1 suivant la forme des inclusions. Une valeur de 0 correspond à des inclusions cylindriques infiniment longues dont les axes sont parallèles en tout point au champ électrique. Une valeur de 1 correspond au cas de cylindres infiniment courts (pastilles) dont les axes sont parallèles en tout point au champ électrique. Dans le cas de sphères, la valeur de d est de $1/3$. Cependant, une valeur de d ne correspond pas à une configuration géométrique unique (Mendelson & Cohen, 1982 ; Bussian, 1983).

Dans ce modèle, le choix du milieu continu (matrice) a une influence déterminante sur l'estimation de σ^* (Mavko *et al.*, 1998). Dans le cas d'une roche poreuse saturée par un fluide conducteur, l'approche originelle d'Hanai-Bruggeman considère la phase minérale comme étant le milieu continu (matrice) dans lequel on ajoute par incréments infinitésimaux des inclusions conductrices isolées. Si l'on considère que la roche ne contribue pas à la résistivité électrique en courant continu ($\sigma_M \approx 0$), la conductivité de l'ensemble est nulle car il n'existe pas de chemins pour le passage du courant électrique.

A l'inverse, en modélisant une roche poreuse par des inclusions minérales sphériques enduites de fluide conducteur ("Coated Spheres model"), Sen *et al.* (1981) obtiennent des valeurs de conductivité non nulles, même pour des proportions de fluide conducteur très faibles, celui-ci restant alors interconnecté (Mavko *et al.*, 1998). Les milieux hétérogènes formé d'inclusions résistives emballées dans une matrice conductrice,

2.2.2 Application aux milieux poreux

On trouve dans la littérature de nombreuses applications de ces modèles d'homogénéisation au cas des milieux poreux saturés, pour lesquels la phase minérale est généralement considérée comme très peu conductrice voire isolante. La conduction du courant est donc essentiellement assurée par la phase fluide contenue dans les pores dont la géométrie est déterminée par l'arrangement des grains du squelette rocheux. En l'absence de conductivité électrique de surface aux interfaces grains/fluide(s) et pour un volume représentatif du milieu poreux (V.E.R.), on peut définir le facteur de formation F comme le rapport entre la

conductivité du fluide conducteur σ_f et la conductivité macroscopique de la roche poreuse saturée σ (cf. par exemple Revil & Glover, 1997):

$$F = \frac{\sigma_f}{\sigma} = \frac{\rho}{\rho_f} \quad (2-13)$$

Le facteur de formation, adimensionnel, est une caractéristique intrinsèque du milieu poreux. D'un point de vue théorique, $1/F$ peut être interprété comme la porosité effective interconnectée du milieu (Avellaneda & Torquato, 1991 ; Revil & Cathles, 1999).

D'un point de vue empirique, la loi d'Archie (1942) (équation 2-14) décrit l'évolution de ce facteur en fonction de la porosité ϕ du milieu selon :

$$F = \phi^{-m} \quad (2-14)$$

L'exposant m , appelé facteur de cimentation, reflète l'arrangement géométrique des pores dans le matériau. Les différentes valeurs pouvant être attribuées à m seront discutées au paragraphe suivant.

Etablie à partir de mesures expérimentales sur des roches poreuses saturées ne contenant pas d'argile, la loi d'Archie (équation 2-14) considère que la conductivité du squelette formée par les grains rocheux est négligeable. Autrement dit la conduction du courant est assurée uniquement par la diffusion ionique dans le fluide poral. Cette approximation est bien adaptée pour des sables ou grès propres dont les grains sont bien triés.

Lorsque la conductivité de la phase minérale n'est pas nulle (cas des sables argileux par exemple), d'autres modèles doivent être utilisés pour estimer la conductivité effective de la roche. En se basant sur la relation d'Hanai-Bruggeman (équation 2-12) et en remplaçant le facteur de dépolarisation d par le facteur de cimentation m , défini par $m = 1/(1-d)$, Bussian (1983) a proposé la relation suivante :

$$\frac{\sigma_M}{\sigma^*} = \phi^{-m} \left(\frac{1 - \frac{\sigma_i}{\sigma_M}}{1 - \frac{\sigma_i}{\sigma^*}} \right)^{-m} \quad (2-15)$$

Valable pour tout milieu à deux composants formé d'inclusions dispersées au sein d'une matrice continue, l'équation (2-15) peut parfaitement s'appliquer dans le cas d'un sol hétérogène tel que décrit au paragraphe 1.1.1. La matrice considérée représente alors non pas le fluide mais la fraction fine du sol (qui contient éventuellement du fluide), les

hétérogénéités correspondant aux plus gros blocs. En remplaçant ϕ par (1-C) dans l'équation 2-15, on obtient directement l'expression de la concentration C en inclusions (Bussian, 1983), en fonction des résistivités ρ^* , ρ_i et ρ_M , relatives respectivement au milieu effectif, aux inclusions et à la matrice du milieu.

$$C = \frac{\left(\frac{\rho_M}{\rho_i}\right)\left(\frac{\rho^*}{\rho_M}\right)^{(m-1)/m} - \left(\frac{\rho^*}{\rho_M}\right)^{-1/m}}{1 - \left(\frac{\rho_M}{\rho_i}\right)} \quad (2-16)$$

Pour un contraste de résistivité donné, la concentration C en inclusions, estimée à partir de l'équation 2-16, ou encore la résistivité effective ρ^* estimée à partir de l'équation 2-15, vont dépendre de la valeur attribuée au facteur de cimentation m .

2.2.3 Valeurs du facteur de cimentation m

On trouve dans la littérature de nombreuses études expérimentales ou théoriques qui décrivent les variations du facteur de cimentation m en fonction des caractéristiques géométriques des matériaux poreux. Les principaux résultats sont brièvement présentés ci-dessous.

2.2.3.1 Résultats expérimentaux

Selon Archie (1942), la valeur du facteur de cimentation m varie de 1,3 pour les sables non consolidés jusqu'à 1,8 à 2 dans le cas de grès consolidés. En réalisant des mesures sur des sables marins non consolidés dont le facteur de formation peut être décrit par la loi d'Archie, Jackson *et al.* (1978) ont montré que la valeur de m dépend fortement de la forme des particules résistives. Leurs résultats témoignent d'une augmentation de m lorsque la sphéricité des grains diminue, m variant de 1.2 pour des grains sphériques à 1.9 pour des fragments de coquilles aplatis. Les auteurs expliquent cette augmentation de m par une augmentation de la tortuosité du milieu.

Les données expérimentales de Jackson *et al.* (1978) ont mis en évidence une très faible sensibilité de m à la taille moyenne des grains résistifs du matériau, ainsi qu'à l'étalement de sa granulométrie. Les auteurs observent qu'une granulométrie étalée provoque une légère augmentation de F (le facteur de formation) due à un arrangement optimal des grains dans les échantillons donc à une diminution de la porosité.

Dans le cas des roches volcaniques, Revil *et al.* (2002) ont montré que la valeur du facteur de cimentation m augmente avec le degré d'altération de la roche. Les valeurs de m évoluent de 1.5 pour des échantillons de lave non altérée à 2.5 pour des matériaux volcaniques modérément altérés, et jusqu'à 3.5 pour des roches formées par des débris de verre volcanique (volcanoclastites) en cours de diagénèse.

Suite à des mesures réalisées sur des échantillons de roches poreuses artificielles, obtenues par la fusion de billes de verre, Sen *et al.* (1981) ont attribué à m une valeur de 1.5, en parfait accord avec le modèle théorique qu'ils proposent.

2.2.3.2 Résultats théoriques

Par des considérations géométriques sur les facteurs de dépolarisation, Mendelson & Cohen (1982) ont démontré qu'en 3D, le facteur de cimentation m prenait une valeur minimale de 1.5 dans le cas d'inclusions sphériques (en accord avec Sen *et al.*, 1981). Lorsque les inclusions ne sont plus sphériques, les auteurs distinguent deux cas possibles : des ellipsoïdes de révolution allongés ou aplatis. Dans le premier cas, le facteur de cimentation s'accroît de 1.5 (sphères) jusqu'à un maximum de $5/3$ pour des ellipsoïdes infiniment allongés (type aiguille). Dans le cas d'inclusions aplatis (type disque), l'augmentation de m est plus nette, car les inclusions s'opposent de façon plus efficace que les aiguilles au passage du courant. Les valeurs de m les plus fortes observées expérimentalement dans la littérature (de l'ordre de 3.5 à 4) correspondent à des ellipsoïdes aplatis ayant une excentricité de l'ordre de 14.

De la même manière, en 2D, ces auteurs ont montré que le facteur de cimentation prenait une valeur minimale égale à 2 pour des inclusions circulaires, et que cette valeur augmentait lorsque les inclusions présentent une distribution aléatoire d'orientation et/ou de forme.

Ces résultats théoriques de Mendelson & Cohen (1982) sont particulièrement intéressants, puisque ces auteurs ont par ailleurs abordé la notion d'anisotropie de résistivité électrique dans un milieu hétérogène, due à la présence d'inclusions allongées et alignées dans une direction préférentielle. En 2D, ils ont en effet proposé deux relations permettant d'obtenir les résistivités vraies ρ_L et ρ_T dans les directions respectivement longitudinales et perpendiculaires à l'allongement des inclusions (équations 1-24 et 1-25). Ces résultats théoriques seront comparés aux résultats numériques obtenus au chapitre 3.

2.2.3.3 Synthèse

En conclusion, le facteur de cimentation m peut prendre des valeurs comprises entre 1.2 et 4 en 3D et supérieures ou égales à 2 en 2D. A noter que les valeurs extrêmes observées en 3D ($m > 2.5$) concernent plutôt des roches poreuses altérées ou micro-fracturées avec une tortuosité importante.

Le Tableau 2-1 résume les différentes valeurs de m en fonction de la géométrie étudiée (2D, 3D) et de la forme des inclusions. Dans le cas des sols et des sédiments non consolidés (3D), les variations du facteur de cimentation m sont généralement comprises entre 1.2-1.5 et 2-2.5, selon l'allongement des éléments.

	Inclusions Sphériques	Inclusions Allongées/Aplaties
2D	$m = 2$ Mendelson & Cohen (1982)	$m > 2$ Mendelson & Cohen (1982)
3D	$1.3 < m < 1.8$ Archie (1942) $m = 1.2$ Jackson <i>et al.</i> (1978) $m = 1.5$ Sen <i>et al.</i> (1981) $m = 1.5$ Mendelson & Cohen (1982)	$1.2 < m < 1.9$ Jackson <i>et al.</i> (1978) $1.5 < m < 5/3$ (aiguilles) $1.5 < m < 4$ (disques) Mendelson & Cohen (1982)

Tableau 2-1. Valeurs du facteur de cimentation m déterminées à partir de développements théoriques (en gras) ou de mesures expérimentales en laboratoires (normal).

Afin d'illustrer l'influence du facteur de cimentation sur la résistivité effective normalisée ρ^*/ρ_M , nous avons calculé cette dernière pour un rapport $\rho_i/\rho_M = 100$, et pour des valeurs de m égales à 1.2 et 2.5 (Figure 2-7). Les variations de ρ^*/ρ_M observées témoignent de l'importance du choix de la valeur de m pour déterminer un pourcentage d'inclusions à partir des valeurs de résistivité d'un sol.

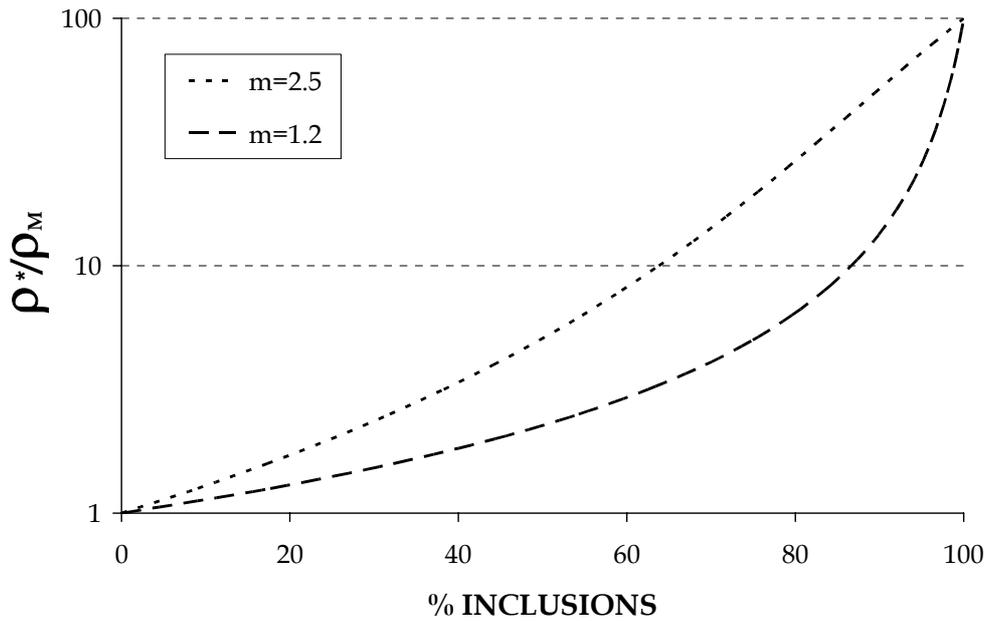


Figure 2-7. Résistivité effective normalisée en fonction de la concentration en inclusion, estimée grâce au modèle proposé par Bussian (1983) pour deux valeurs du facteur de cimentation m .

2.2.4 Comparaison des différents modèles d'homogénéisation

En guise de synthèse, la Figure 2-8 compare les résistivités effectives calculées selon chacun des modèles d'homogénéisation de la résistivité électrique, et ce, dans le cas d'un milieu hétérogène 3D comportant des inclusions sphériques.

Outre le très large encadrement de la résistivité effective fourni par les bornes supérieures et inférieures de Hashin-Shtrickman (1979), notées respectivement HS+ et HS-, la Figure 2-8 montre que la résistivité électrique estimée par les différents modèles d'homogénéisation est quasiment identique lorsque la concentration en inclusions n'excède pas 20%. Compte tenu de l'échelle verticale logarithmique de la Figure 2-8, une divergence relativement nette se dessine déjà lorsque $C = 40\%$ entre le modèle auto-cohérent (Landauer, 1952 ; Berryman, 1995), et les modèles D.E.M. (Bussian, 1983 ; Sen *et al.*, 1981). Pour les fortes concentrations ($C \geq 40\%$), la résistivité électrique estimée selon ces deux types de modèles devient complètement différente.

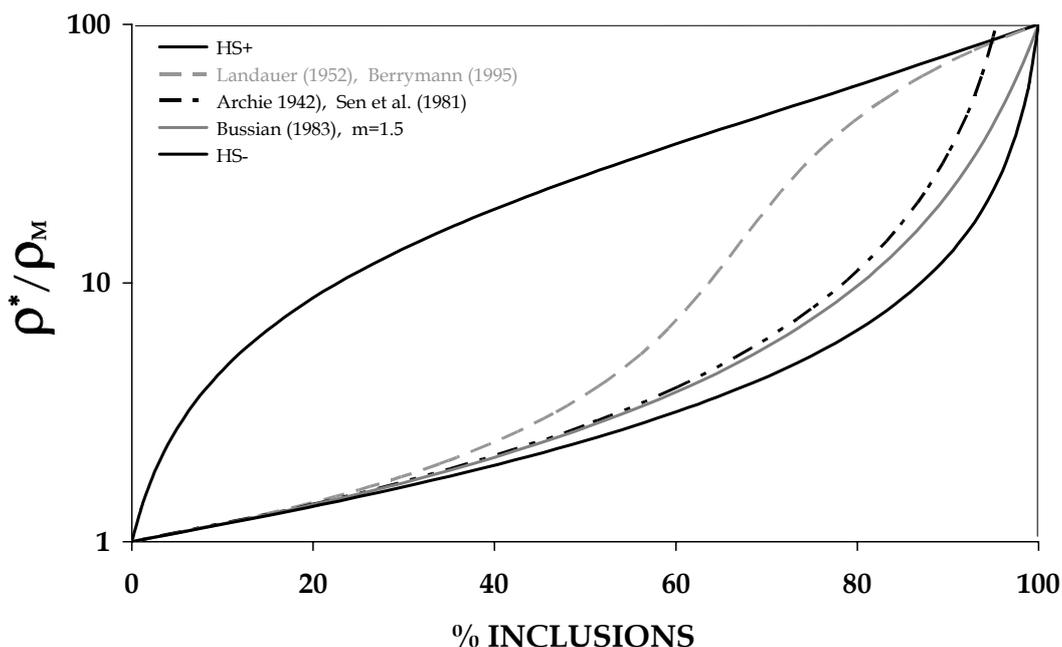


Figure 2-8. Résistivité effective normalisée en fonction de la concentration en inclusions sphériques, calculée dans un milieu 3D, selon les différents modèles. HS+ et HS- représentent les bornes de Hashin-Shtrickman (définies en terme de conductivité au § 2.2.1.1.)

Les différences observées entre ces différents modèles soulignent la nécessité de déterminer le modèle le plus adéquat pour déterminer la résistivité effective dans le cas des sols hétérogènes (granulométrie très étendue, type blocs + matrice fine). C'est notamment dans cette optique que nous avons réalisé les modélisations numériques et analogiques qui seront présentées aux chapitres 3 et 4.

2.3 Sensibilité des propriétés effectives ρ^* , V_P^* , V_S^*

Comme les méthodes sismiques et électriques vont être utilisées pour caractériser le matériau d'un cône de déjection torrentiel (blocs calcaires dans une matrice marneuse), une étude comparative des deux méthodes a été réalisée en terme de sensibilités respectives à la concentration en inclusions de deux caractéristiques effectives théoriques d'un milieu hétérogène.

La résistivité effective estimée par la relation théorique de Bussian (1983) (équation 2-16) et les vitesses effectives V_P et V_S estimées selon le modèle théorique d'homogénéisation proposé par Christensen (1991) sont représentées sur la Figure 2-9. Le milieu hétérogène 3D, est composé d'inclusions sphériques, résistives ou rigides, immergées dans une matrice conductrice ou souple. Afin de permettre la comparaison, le contraste entre les paramètres géophysiques des inclusions et de la matrice est semblable ($\rho_i/\rho_f = V_{Si}/V_{Sf} = V_{Pi}/V_{Pf} = 10$). La Figure 2-10 est analogue à la Figure 2-9, mais concerne des inclusions cylindriques infiniment allongées, le milieu hétérogène étant alors investigué en 2D.

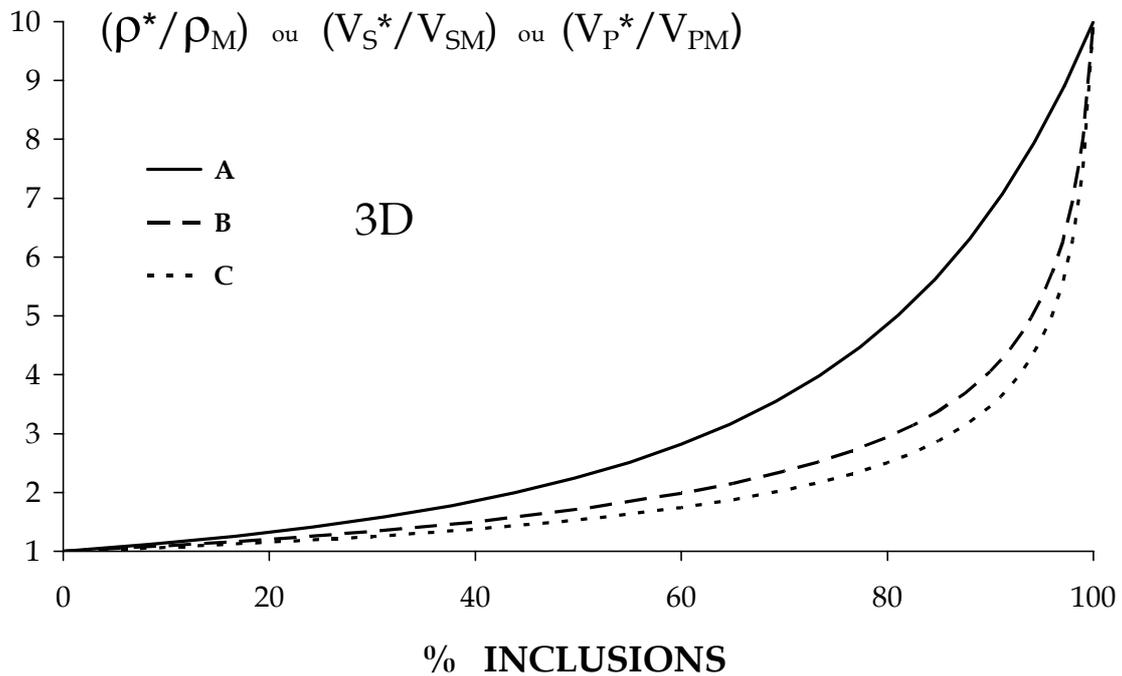


Figure 2-9. Sensibilité comparée à la concentration en inclusions de modèles d'homogénéisation basés sur les caractéristiques électriques (A) et élastiques (B,C) d'un milieu 3D composé d'inclusions sphériques résistives (ou rigides) disposées aléatoirement au sein d'une matrice conductrice (ou souple). Pour chacune des courbes présentées, le contraste est de 10 entre les propriétés géophysiques des inclusions et de la matrice. (A). ρ^*/ρ_M selon Bussian (1983) avec $m = 1.5$, (B). V_S^*/V_{SM} après homogénéisation de μ selon Christensen (1991), (C) V_P^*/V_{PM} après homogénéisation de K selon Christensen (1991). Dans chaque cas, $V_i/V_M = 2$, $\gamma_i = 2500 \text{ kg.m}^{-3}$, $\gamma_M = 2500 \text{ kg.m}^{-3}$ et $\gamma^* = (1-C)\gamma_M + C \gamma_i$.

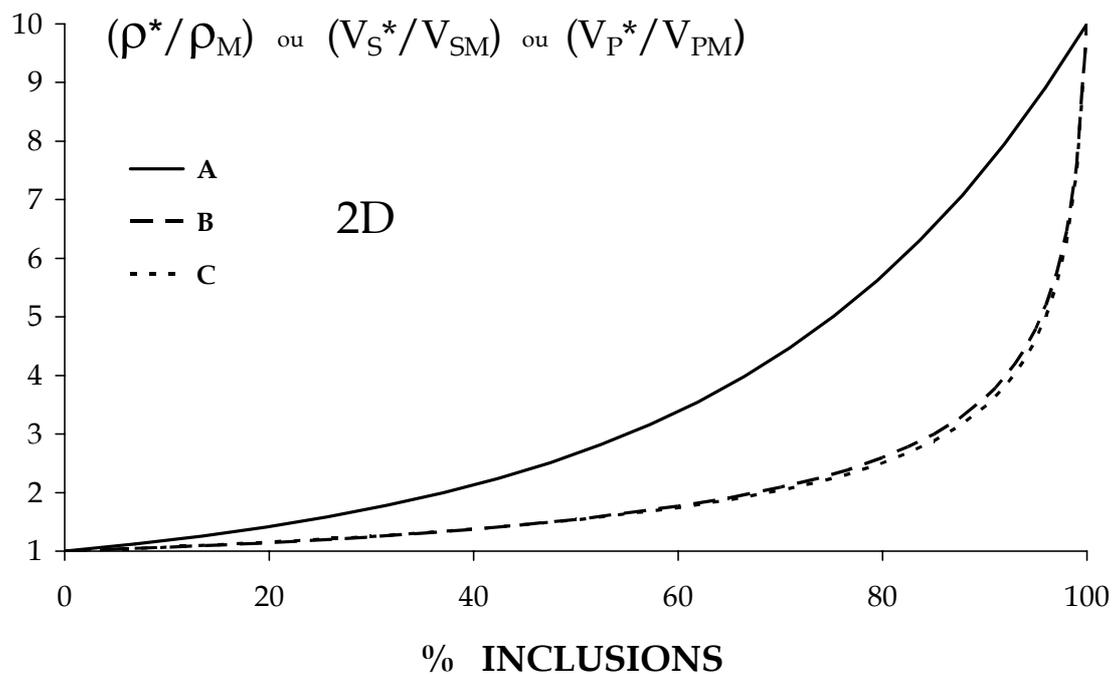


Figure 2-10. Légende identique à la Figure 2-9, dans le cas d'un milieu 2D (inclusions circulaires).

Quelle que soit la géométrie modélisée (2D ou 3D), ces deux figures montrent que, pour un contraste géophysique donné, la résistivité électrique effective du milieu hétérogène s'avère plus sensible à la présence d'inclusions que ses caractéristiques élastiques. En effet, dans le cas 3D, lorsque $C=50\%$, la résistivité effective normalisée est de 2.25 (Bussian, 1983) contre 1.71 pour la vitesse des ondes S effective normalisée, et 1.5 pour la vitesse des ondes P effective normalisée (Christensen, 1991). L'avantage de la méthode électrique apparaît encore plus nettement, si l'on prend en compte que les variations de résistivité observées dans la nature (de quelques Ohm.m à plusieurs dizaines de milliers d'Ohm.m) sont plus importantes que celles de la vitesse sismique (pour les géomatériaux, V_S est comprise entre 100 et 3000 ms^{-1}).

Cependant, c'est le contexte géotechnique et les propriétés respectives des matériaux en présence dans le sol hétérogène qui vont déterminer la méthode la plus adaptée, en fonction des contrastes géophysiques existants. Par exemple, dans le cas d'un sol issu de l'arénisation d'un substratum granitique ou gréseux, on utilisera de préférence la méthode sismique, compte tenu du contraste mécanique (a priori supérieur au contraste électrique) existant entre les blocs rigides granitiques ou gréseux et la matrice sableuse. A l'inverse, la méthode électrique sera mieux adaptée à la caractérisation d'un sol composé par exemple de blocs calcaires emballés dans une matrice argileuse comme celui constituant les dépôts du torrent Manival (chapitre 5).

2.4 Conclusions

Des travaux récents (Chammas, 2002 ; Chammas et al., 2003 ; Abraham et al. 2004) ont montré que les ondes de Rayleigh étaient bien adaptées pour homogénéiser un sol hétérogène (sous certaines conditions). La vitesse effective V_S^* des ondes de cisaillement, obtenue par l'inversion des ondes de surface, constitue une observable géophysique qui peut être corrélée au pourcentage d'inclusions rigides contenues dans le sol grâce au modèle d'homogénéisation de Christensen (1991).

Parmi les observables géophysiques fréquemment utilisées, la résistivité électrique est un paramètre facile et rapide à mesurer in-situ, et qui présente en outre une large variabilité entre les géomatériaux présents dans la nature (de quelques ohm.m à plusieurs milliers d'ohm.m). Les modèles d'homogénéisation dans le domaine de la résistivité électrique montrent en outre que, dans un milieu hétérogène de type matrice + inclusions, la résistivité effective ρ^* s'avère très sensible à la présence d'inclusions dans le milieu, plus sensible que la

vitesse effective de cisaillement V_S^* , à contraste géophysique égal. La résistivité électrique constitue donc une observable intéressante pour remonter à la composition des matériaux hétérogènes.

Compte tenu de ces observations, les chapitres suivants vont consister à préciser l'apport des mesures de résistivité électriques dans le cadre de la caractérisation physique des sols hétérogènes. Au chapitre 3, une étude paramétrique visant à préciser l'influence des différents paramètres du sol sur la résistivité mesurée en surface sera menée par simulation numérique. Certains des résultats obtenus seront testés sur un modèle réduit physique au chapitre 4. Enfin, une estimation de la composition d'un sol réel hétérogène sera réalisée à partir de mesures sur le site du cône de déjections du torrent Manival au chapitre 5.

CHAPITRE 3

MODELISATION NUMERIQUE DE LA METHODE ELECTRIQUE

3	<i>Modélisation numérique de la méthode électrique</i>	98
3.1	Introduction	98
3.2	Tests préliminaires	101
3.3	Condition d'homogénéisation	116
3.4	Résultats de l'étude paramétrique	122
3.5	Conclusions	148

3 MODELISATION NUMERIQUE DE LA METHODE ELECTRIQUE

3.1 *Introduction*

Dans un sol hétérogène formé d'inclusions résistives réparties de façon aléatoire dans une matrice conductrice (cf. notion de sol hétérogène, § 1.1.1), la distribution spatiale du potentiel électrique est beaucoup trop complexe pour être déterminée de façon analytique. Si l'on se place à une échelle suffisamment large par rapport aux hétérogénéités du milieu, les propriétés effectives (ou homogènes équivalentes) du milieu hétérogène peuvent être estimées grâce aux lois d'homogénéisation théoriques (cf. chapitre 2). Ces lois nécessitent la connaissance des caractéristiques individuelles de chacun des constituants du milieu, ainsi qu'éventuellement des informations (ou hypothèses) sur leur arrangement géométrique.

L'utilisation de ces lois d'homogénéisation théoriques pour estimer la résistivité effective du milieu induit deux questions. La première concerne le choix de la relation à utiliser. Il existe en effet un panel relativement large de lois de mélange, associées chacune à des modèles d'homogénéisation différents. La seconde concerne les conditions d'homogénéisation du milieu. En effet, lors de mesures électriques, certaines conditions concernant les dispositifs d'électrodes doivent être respectées afin de mesurer la résistivité effective (ou homogène équivalente) du milieu.

La simulation numérique va nous permettre de répondre à ces deux interrogations. Cette méthode permet en effet de modéliser la circulation du courant électrique dans un milieu complexe (hétérogène aléatoire). Elle permet en outre d'étudier l'influence de certains paramètres comme la forme ou la taille des inclusions sur la résistivité effective du sol.

3.1.1 **La méthode des éléments finis**

La méthode des éléments finis est bien adaptée pour simuler la circulation du courant électrique dans un sol continu. Elle consiste à discrétiser un milieu continu en un réseau de points, appelés nœuds, qui délimitent des polygones élémentaires appelés éléments finis (Sahbi, 1996 ; Mestat, 1997 ; Zienkewicz & Taylor, 2000). L'introduction de lois d'interaction relativement simples entre ces éléments finis (au niveau « microscopique ») permet, via un code de calcul, de simuler le comportement du système global (niveau « macroscopique »). Cette méthode est aujourd'hui très largement utilisée dans de multiples domaines, et notamment en géomécanique et en génie civil (Mestat, 1997 ; Balay *et al.* 1998 ; Semblat *et al.*, 2000). Les fondements théoriques de cette méthode sont détaillés dans de nombreux ouvrages (voir par exemple Zienkewicz & Taylor, 2000).

De nombreux codes de calcul ou logiciels de simulation par éléments finis existent à l'heure actuelle, avec des possibilités et des degrés de finition très variables. Nous avons choisi d'utiliser le code CESAR-LCPC (Humbert, 1989 ; Chammas et al., 2002) pour la robustesse de ses modules de calculs. Son interface de dialogue avec l'utilisateur, relativement peu conviviale par rapport aux standards actuels, nécessite l'introduction de toutes les opérations effectuées à l'écran sous forme de fichiers texte. Elle s'avère cependant très utile pour automatiser le tracé des maillages complexes et répétitifs, ainsi que pour le lancement automatique des calculs à la chaîne.

3.1.2 Le code de calcul CESAR-LCPC

Cet outil numérique a été développé par le LCPC et a remplacé son prédécesseur, le code ROSALIE, en 1986. Il est essentiellement utilisé dans le domaine du génie civil. La structure du code de calcul CESAR est modulaire, donc évolutive (Dubouchet, 1992). Ce code éléments finis peut simuler et résoudre des problèmes dans des domaines très divers, tels que la mécanique statique, dynamique, la diffusion linéaire ou non linéaire, en régime permanent ou transitoire, ainsi que les problèmes couplés (ex. comportement mécanique-thermique lors de la prise d'un béton frais) ...

La structure générale du logiciel est présentée sur la Figure 3-1. Le logiciel se compose d'un pré-processeur (MAX), du code de calcul sensu-stricto (CESAR) et d'un post-processeur (PEGGY). Le pré-processeur permet la création des maillages et l'introduction de tous les paramètres nécessaires aux calculs (lois de comportement, conditions aux limites, chargements...) tandis que le post-processeur a pour fonction la visualisation et le dépouillement des résultats.

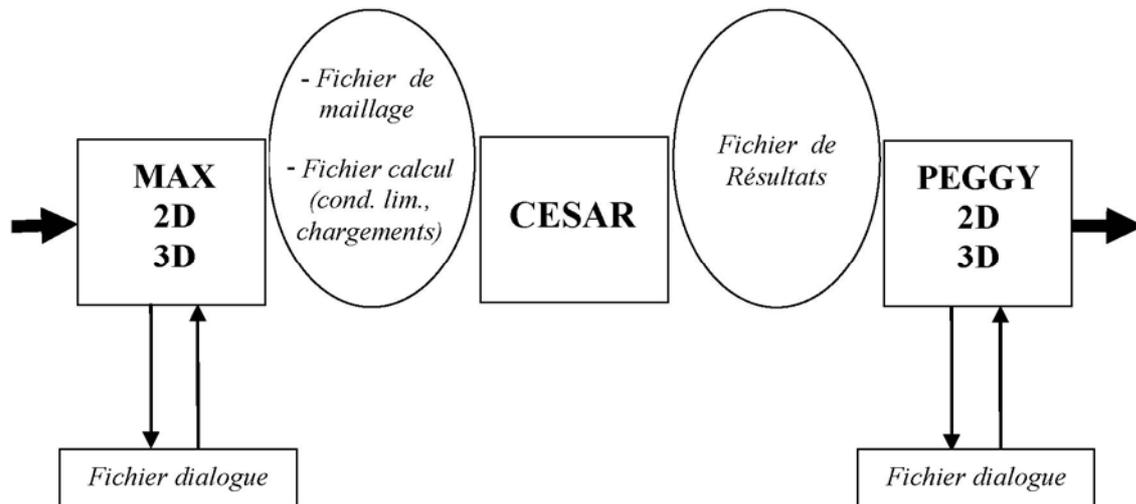


Figure 3-1. Structure générale du logiciel CESAR-LCPC.

Afin de simuler les mesures de tomographie électrique dans un sol en courant continu, nous avons utilisé le module DTLI (Diffusion Transitoire LInéaire) en régime permanent, le module LINE (diffusion LINEaire en régime permanent), a priori suffisant, ne fonctionnant pas sous la version Linux au moment de notre travail.

3.1.3 Analogie entre diffusion thermique et circulation du courant électrique

Le module de calcul DTLI, initialement développé pour la simulation des phénomènes de diffusion thermique, peut être utilisé pour simuler la circulation du courant électrique, compte tenu des similitudes existant entre ces deux phénomènes (Tableau 3-1).

DIFFUSION THERMIQUE	CIRCULATION DU COURANT ELECTRIQUE
$div(-k.\overrightarrow{grad}\theta) = r\delta(sources)$	$div(-\sigma.\overrightarrow{grad}V) = I\delta(sources)$
k conductivité thermique	σ conductivité thermique
θ température	V potentiel électrique
$-\overrightarrow{grad}\theta$ gradient de température	$-\overrightarrow{grad}V$ champ électrique
$-k.\overrightarrow{grad}\theta$ flux de chaleur	$-\sigma.\overrightarrow{grad}V = \vec{i}$ densité de courant
r source de chaleur	I source de courant
$\delta(sources)$ localisation des sources	$\delta(sources)$ localisation des sources

Tableau 3-1. Similitudes entre le phénomène de diffusion de la chaleur et la circulation du courant électrique (grandeurs physiques et équation fondamentale en régime permanent). θ , V , k et σ dépendent des coordonnées spatiales (x,y,z) .

3.2 *Tests numériques*

L'objectif de ce chapitre est de simuler l'effet d'inclusions (hétérogénéités) sur la résistivité électrique mesurée dans un sol hétérogène. Le dispositif d'électrodes Wenner α (§ 1.4.1.1.) a été retenu en raison de son utilisation très répandue et de sa faible sensibilité aux perturbations et courants parasites (Dahlin & Zhou, 2004). Cette stabilité va dans le sens d'une bonne homogénéisation du sol. Ce dispositif est cependant moins efficace que d'autres (ex. dipôle-dipôle) en terme de résolution latérale.

Le programme CESAR-LCPC a été peu utilisé jusqu'à présent pour simuler la circulation d'un courant électrique. Notre démarche de modélisation nécessite la réalisation d'une série de tests préliminaires visant à valider les hypothèses de calculs et les dimensions caractéristiques du modèle-type utilisé. Ces tests ont pour objectif d'une part de contrôler les erreurs numériques inhérentes à la méthode de calcul par éléments finis (finesse de discrétisation, conditions aux limites...) et d'autre part de concilier le nombre maximum d'éléments avec les exigences sur le maillage :

- Eloignement suffisant des frontières du maillage pour minimiser les effets de bords
- Discrétisation spatiale suffisamment fine pour assurer une bonne circulation du courant malgré les hétérogénéités du sol
- Nombre d'inclusions suffisant pour être représentatif.

En raison de la limitation sur le nombre maximum d'éléments pouvant être traités par le code de calcul CESAR (de l'ordre de 100 000), les simulations seront effectuées en 2D. Quelques exemples de calculs en 2.5D (structure 2D étendue latéralement) seront présentés à la fin de ce chapitre (§ 3.4.6).

3.2.1 **Distribution du potentiel en 2D**

La simulation de mesures de résistivité en 2D nécessite la reformulation du facteur géométrique k . Effectivement, lorsque l'on étudie le phénomène de circulation d'un courant électrique en 2D, chaque source représente une ligne de longueur infinie perpendiculaire au plan étudié. Les surfaces équipotentielles sont alors des demi-cylindres de longueur infinie représentés par des demi-cercles dans le plan étudié. L'équation (1-11) devient alors, dans un demi-espace homogène :

$$\frac{\partial V}{\partial r} = -\frac{\rho \cdot I}{\pi \cdot r} \quad (3-1)$$

où r représente la distance à la source, ρ la résistivité et I le courant injecté. On obtient ainsi, par intégration, l'expression du potentiel pour une source unique de courant en 2D :

$$V = -\frac{\rho \cdot I}{\pi} \int \frac{\partial r}{r} = -\frac{\rho \cdot I}{\pi} \ln r + C^{ste}. \quad (3-2)$$

Pour un dispositif à quatre électrodes, où C_1 et C_2 sont les électrodes de courant, et P_1 et P_2 les électrodes de potentiel, la mesure effectuée en surface est égale à :

$$\Delta V_{2D} = V_M - V_N = \frac{\rho \cdot I}{\pi} \ln \left(\frac{P_1 C_2 \times P_2 C_1}{P_1 C_1 \times P_2 C_2} \right) \quad (3-3)$$

D'où l'expression de la résistivité apparente mesurée en 2D :

$$\rho_{a2D} = \frac{\Delta V_{2D}}{I} \times \frac{\pi}{\ln \left(\frac{P_1 C_2 \times P_2 C_1}{P_1 C_1 \times P_2 C_2} \right)} \quad (3-4)$$

Dans le cas particulier du dispositif Wenner- α (où $C_1 P_2 = P_1 P_2 = P_2 C_2 = a$), l'équation 3-4 se simplifie en :

$$\rho_{a2D} = \frac{\pi}{2 \cdot \ln 2} \frac{\Delta V_{2D}}{I} \quad (3-5)$$

3.2.2 Conditions aux limites

3.2.2.1 Types de conditions aux limites

On distingue classiquement deux types de conditions aux limites :

- **Condition de Dirichlet** : Potentiel nul imposé aux frontières du maillage
- **Condition de Neumann** : Flux nul imposé aux frontières du maillage

Des conditions mixtes ont également été proposées (par exemple, Dey & Morrison, 1979) qui n'imposent pas d'hypothèse a priori (flux ou potentiel nul). Ce type de condition n'est pas pris en compte par le code de calcul CESAR-LCPC.

Les deux types de conditions aux limites se rencontrent dans la littérature, certains auteurs utilisant la condition de Dirichlet à potentiel nul imposé (Molano, 1990) alors que d'autres préfèrent la condition de Neumann ou la condition mixte (Queralt et al., 1991). La condition de Dirichlet peut aussi éventuellement être utilisée en imposant un potentiel non nul aux frontières du modèle. La valeur est alors calculée en chaque point en fonction de la distance aux sources de courant et de la résistivité supposée du modèle (Sahbi, 1996).

Qualitativement, Coggon (1971) a montré qu'un potentiel nul imposé aux frontières du maillage conduit à une sous-estimation des potentiels calculés en surface (donc de la résistivité apparente) par rapport à la solution analytique ; alors que la condition de flux nul tend à surestimer ces valeurs de potentiel, le courant se retrouvant alors confiné à l'intérieur du modèle. Quantitativement, il constate que la moyenne des résultats calculés numériquement pour les deux configurations différentes (potentiel ou flux nul) constitue une bonne estimation de la solution analytique exacte. Pour une distance source/frontières du maillage donnée, l'erreur obtenue avec les deux conditions aux limites est donc du même ordre de grandeur en valeur absolue.

La nature même des conditions imposées aux limites du maillage lors de la modélisation semble donc importer peu. Lors de mesures géoélectriques réelles, si l'on se trouve à une distance infinie des sources de courant, on peut en effet considérer comme nul à la fois le potentiel et la densité de courant (flux). L'une ou l'autre des conditions aux limites peut donc être indifféremment choisie.

En revanche, compte tenu de la décroissance du potentiel lorsque l'on s'éloigne des sources de courant (proportionnelle à $1/r$, r étant la distance à la source, cf. équation 1-14), la distance entre les sources de courant et les frontières du maillage a une influence importante sur les résultats numériques obtenus (Sahbi, 1996).

Dans notre étude, les calculs ont été réalisés en imposant un potentiel nul sur les frontières inférieures et latérales du maillage, en éloignant suffisamment ces dernières des sources de courant, pour pouvoir négliger l'influence des conditions aux limites sur les résultats numériques. En surface, la condition de Neumann a été imposée, la résistivité de l'air étant quasiment infinie donc le flux de courant nul.

3.2.2.2 *Eloignement des limites*

Une condition de potentiel nul étant imposée sur les frontières inférieures et latérales du maillage, il s'agit de déterminer l'éloignement minimal entre les sources de courant et les limites du maillage pour que l'erreur induite sur les résultats soit négligeable. En d'autres termes il nous faut définir la taille minimale du modèle.

Dans cette optique, un sondage électrique en dispositif Wenner- α ($AM=MN=NB=a$, a croissant) a été simulé au centre d'un maillage rectangulaire homogène de résistivité connue. Les dimensions du modèle sont telles que sa longueur L est égale à deux fois sa profondeur H (cf. Figure 3.3, paragraphe suivant). Au cours du sondage, l'espacement entre les électrodes a augmente progressivement et chaque mesure simulée est caractérisée par un rapport L/a entre la dimension totale du maillage et l'espacement des électrodes.

La modélisation des sources consiste à imposer un flux de courant d'intensité constante $\pm I$ sur les nœuds voulus du maillage. Plusieurs finesses de discrétisation en surface ont été testées de manière à s'affranchir de la source d'erreur correspondante sur les résultats. La Figure 3-2 représente l'erreur sur la résistivité calculée par le code CESAR-LCPC ($\Delta\rho/\rho$) pour la série de mesures simulées. Lorsque le rapport L/a est faible à modéré ($L/a < 30$), la résistivité calculée numériquement apparaît assez sensible à la condition de potentiel nul imposée aux limites du maillage.

En revanche, pour des rapports L/a supérieurs à 30, l'erreur relative sur les mesures, due à l'influence des conditions aux limites, reste inférieure à 1 %. Cette condition adimensionnelle ($L/a \geq 30$) sera toujours respectée sur les maillages utilisés par la suite.

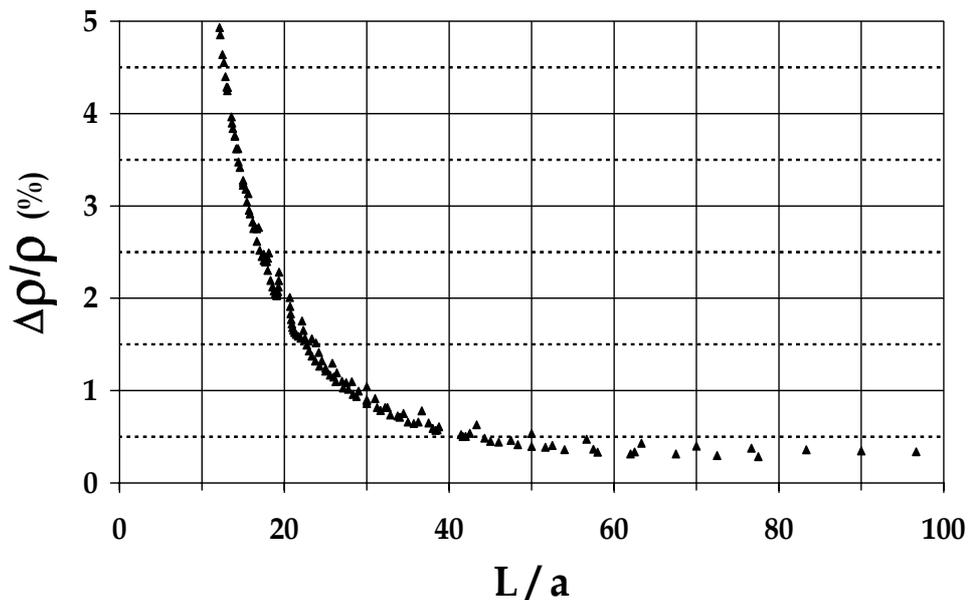


Figure 3-2. Erreur relative sur les mesures de résistivité en fonction du rapport L/a .

3.2.3 Présentation du maillage-type

Compte tenu du nombre d'éléments maximal possible pouvant être traités par le code de calcul ($\sim 100\ 000$), et de la distance minimale requise du centre du maillage aux frontières, il est très difficile de créer un modèle entièrement hétérogène tout en conservant une

discrétisation spatiale suffisamment précise pour assurer une circulation correcte du courant dans le milieu hétérogène.

La zone hétérogène étudiée, notée S0, se limite donc à la partie centrale du maillage global (Figure 3-3). Elle est constituée d'une matrice conductrice contenant des inclusions résistives, en vue de simuler les conditions du site expérimental du Manival (chapitre 5). Ses dimensions $l \times h$ sont définies au paragraphe 3.2.5.

Une zone homogène (S1→S6) encadre latéralement et en profondeur la zone hétérogène S0 (Figure 3-3). Son rôle est d'éloigner les limites du maillage à une distance suffisante des sources de courant ($L/a \geq 30$). La résistivité de cette zone homogène, fixée a priori par l'utilisateur, influence la résistivité recherchée de la zone hétérogène. Une correction sera proposée au paragraphe 3.2.4.

Compte tenu de la géométrie modélisée (répartition aléatoire d'inclusions au sein d'une matrice dans la zone S0) on ne peut pas utiliser de propriétés de symétrie pour réduire la surface du maillage.

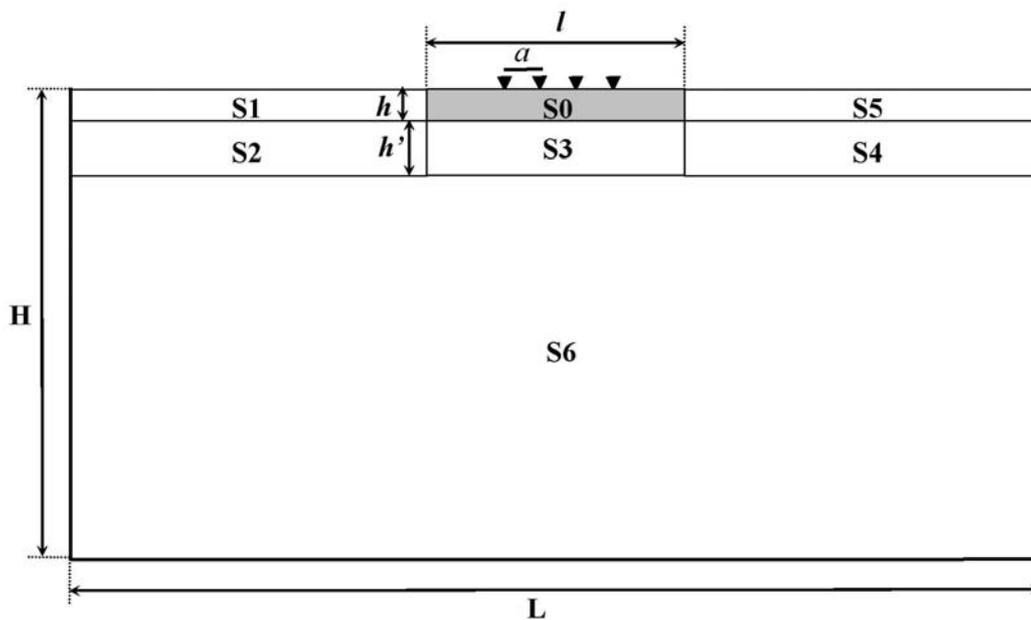


Figure 3-3. Dimensions du maillage-type. La zone hétérogène S0 est représentée en gris.

3.2.3.1 Séquence de mesures simulée

Les dimensions du maillage utilisé dans notre étude doivent être définies en accord avec le phénomène simulé. La grandeur caractéristique d'une mesure de résistivité électrique en mode Wenner- α est l'espacement inter-électrodes a (Figures 1-15 et 1-16). Une tomographie électrique en mode Wenner- α résulte d'une séquence de mesures dont les principales caractéristiques sont l'espacement minimal a_{min} et maximal a_{max} des électrodes. La séquence

de mesure simulée est la même pour tous les maillages et comporte 68 quadripôles de mesure (Figure 3-4). La résistivité moyenne ρ_o est calculée sur les 68 valeurs de résistivité de la pseudo-section puis normalisée par la résistivité de la matrice.

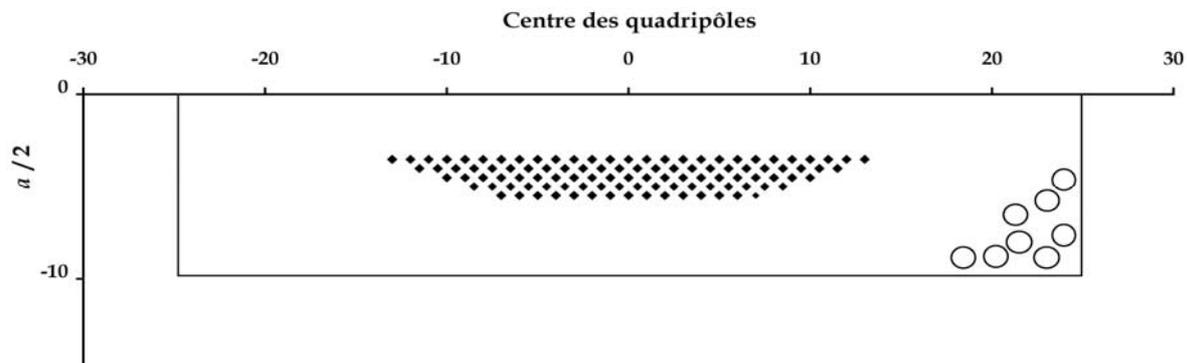


Figure 3-4. Séquence de mesures utilisée lors de la modélisation. Par convention, chaque mesure est localisée en un point dont l'abscisse correspond au centre du quadripôle de mesure et dont la profondeur est égale à $a/2$ (représentation de type pseudo-section, cf. Loke & Barker, 1996).

Les points matérialisant la séquence de mesures simulée (Figure 3-4) sont localisés dans la partie centrale de la zone S0 contenant les inclusions. Les caractéristiques de séquence de mesure simulée sont en effet étroitement liées à la zone hétérogène, les quadripôles devant être simultanément assez larges ($a > a_{min}$) pour homogénéiser le milieu (cf. § 3.3), et rester suffisamment resserrés ($a < a_{max}$) pour ne pas être trop influencés par la zone homogène sous-jacente (S3). Les dimensions du maillage sont donc définies en rapport avec cette séquence de mesure.

3.2.3.2 Dimensions caractéristiques du maillage

Les dimensions extérieures du maillage global ($L=2H$, cf. Figure 3-3) sont choisies suffisamment grandes pour pouvoir négliger l'effet des conditions aux limites. La condition à respecter lors de la fabrication d'un maillage est donnée par :

$$\frac{L}{a_{max}} = \frac{2H}{a_{max}} \geq 30 \quad (3-6)$$

Les dimensions $l \times h$ de la zone hétérogène S0 sont aussi définies en fonction de a_{max} . Afin de cibler les mesures sur cette région du maillage, les électrodes de courant doivent toujours être situées à l'intérieur de la zone hétérogène. La distance maximale entre les électrodes de courant ($3a_{max}$) doit donc être inférieure à la largeur l de la zone hétérogène, d'où l'inégalité adimensionnelle suivante :

$$\frac{l}{a_{\max}} \geq 3 \quad (3-7)$$

Par ailleurs, comme la profondeur investiguée par un dispositif Wenner- α correspond à environ $1/6^{\text{ème}}$ de la longueur du dispositif (Reynolds, 1997), il en résulte :

$$\frac{h}{a_{\max}} \approx \frac{1}{6} \frac{l}{a_{\max}} \quad \text{soit} \quad \frac{h}{a_{\max}} \geq \frac{1}{2} \quad (3-8)$$

3.2.3.3 Maillage des zones périphériques

La discrétisation spatiale de la zone hétérogène doit être particulièrement précise pour obtenir une bonne description numérique du phénomène de circulation du courant. L'optimisation de cette discrétisation est exposée dans la partie 3.2.4., pour les deux zones les plus sensibles (compte tenu des fortes variations de potentiel qui s'y rencontrent) : la surface du sol où a lieu l'injection et la zone de contact entre les inclusions et la matrice.

A mesure que l'on s'éloigne de la zone hétérogène S0 où ont lieu les injection de courant, les variations du potentiel électrique sont de plus en plus faibles et régulières (décroissance logarithmique). D'une manière générale, la taille des éléments peut donc augmenter progressivement lorsqu'on s'éloigne de cette zone S0 centrale et superficielle.

Les zones S1 et S5 (Figure 3-3), situées latéralement par rapport à S0, ont pour fonction d'éloigner les limites du maillage de la zone étudiée. Des tests numériques, effectués sur un milieu homogène, ont permis d'optimiser la discrétisation spatiale des zones S1 et S5. Les résultats obtenus ont montré que la largeur des mailles pouvait augmenter progressivement du centre aux limites du maillage, suivant une raison géométrique égale à 1.1.

Sous la couche superficielle formée par S0, S1 et S5, les trois zones sous-jacentes (S2, S3, S4) forment une couche de transition de hauteur h' égale à $1,5 h$, ayant pour fonction un élargissement progressif de la discrétisation spatiale tout en limitant le nombre total d'éléments du maillage. En effet, la présence d'une seule zone entre la partie supérieure finement discrétisée et la limite inférieure du maillage entraînerait une multiplication inutile du nombre d'éléments dans tout le corps central du maillage.

La zone S6 présente une discrétisation de l'ordre de a_{\min} en partie supérieure et $2.a_{\max}$ en profondeur. Compte tenu de l'éloignement des sources de courant et de la proximité conjointe des limites inférieures et latérales du maillage (stabilité relative du potentiel aux

abords des limites du maillage), les tests réalisés ont montré qu’une telle discrétisation spatiale était suffisante.

3.2.3.4 Positionnement des inclusions

Les inclusions sont positionnées de façon aléatoire (Chammas, 2002). De forme circulaires (2D), leurs dimensions sont fixées par l’utilisateur qui peut en faire varier la concentration. Une distance minimale entre les inclusions et les bords de la zone hétérogène est imposée, ainsi qu’entre deux inclusions voisines afin de s’assurer de leur non-jointivité (cf. § 3.2.5.4). L’optimisation de la discrétisation spatiale des inclusions est abordée au paragraphe 3.2.5.

Compte tenu de leur nombre d’éléments conséquent (~100 000) et de leur complexité (positionnement aléatoire des inclusions), les maillages sont générés automatiquement par l’intermédiaire d’un programme écrit sous Linux en TC-Shell. Ce dernier lance l’algorithme de placement des inclusions (traduit en C++), récupère les coordonnées des inclusions et les inclut dans un fichier dialogue qui est envoyé au pré-processeur MAX2D pour construire le maillage. Toutes ces opérations s’enchaînent automatiquement, et le temps nécessaire à la réalisation d’un maillage comportant 250 inclusions est de l’ordre de 10 minutes environ, au lieu d’une demi-journée lorsque réalisé manuellement. La Figure 3-5 synthétise les dimensions caractéristiques du maillage-type utilisé lors de l’étude.

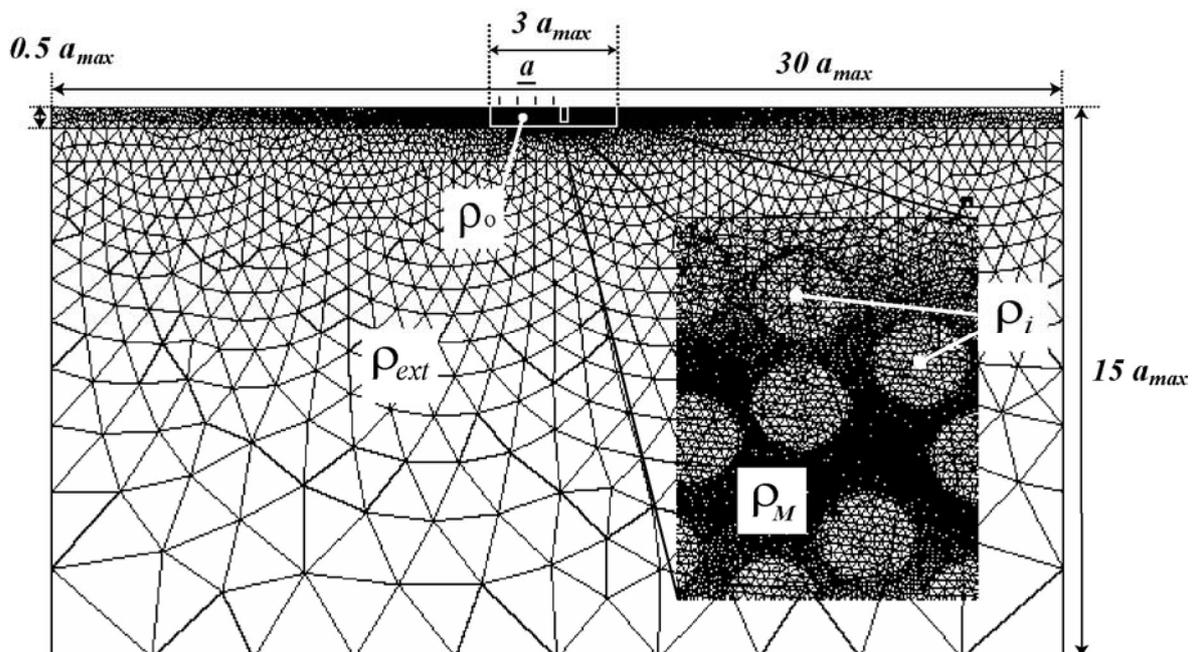


Figure 3-5. Dimensions du maillage type exprimées en fonction de a_{max} . La zone hétérogène, dont le maillage est très dense, est délimitée par un rectangle blanc. ρ_i , ρ_M , ρ_o et ρ_{ext} représentent les résistivités respectives des inclusions, de la matrice, de la zone centrale et de la zone externe.

3.2.4 Influence de la zone externe

Afin de perturber le moins possible la résistivité moyenne ρ_o de la zone centrale hétérogène que l'on recherche (Figure 3-5), la résistivité de la zone externe ρ_{ext} a été choisie égale à la résistivité effective estimée par la loi théorique d'homogénéisation de Bussian (1983). La valeur du facteur de cimentation m a été choisie égale à 2, cette valeur théorique étant préconisée par Mendelson & Cohen (1982) pour des inclusions circulaires en 2D (voir § 2.2.3).

La résistivité ρ_{ext} fixée par l'utilisateur, diffère généralement de la résistivité vraie recherchée de la zone hétérogène ($\rho_o \text{ vraie}$). Cette différence induit une légère perturbation sur la résistivité calculée numériquement pour la zone hétérogène $S0$ ($\rho_o \text{ calculée}$).

Afin de quantifier cette perturbation, nous nous sommes placés dans une configuration identique aux simulations qui seront effectuées par la suite sur les modèles hétérogènes, mais en simulant des mesures de résistivité (séquence présentée au § 3.2.3.1) sur une zone centrale parfaitement homogène, de résistivité $\rho_o \text{ vraie}$ déterminée. Une perturbation a été volontairement introduite sur ρ_{ext} , cette valeur variant dans la l'intervalle $\rho_o \text{ vraie} \pm 20 \%$.

La Figure 3-6 représente, pour le modèle géométrique utilisé, l'erreur induite sur la résistivité moyenne calculée ($\rho_o \text{ calculée}$) en fonction de la perturbation volontairement introduite (sur ρ_{ext}). Ces perturbations, en entrée et en sortie du modèle, peuvent s'exprimer respectivement par :

$$\begin{cases} x = \frac{\rho_{ext} - \rho_o \text{ vraie}}{\rho_o \text{ vraie}} \\ y = \frac{\rho_o \text{ calculée} - \rho_o \text{ vraie}}{\rho_o \text{ vraie}} \end{cases} \quad (3-9)$$

Dans cet intervalle de variation, la relation entre la perturbation introduite sur ρ_{ext} et son effet sur la résistivité calculée $\rho_o \text{ calculée}$ est linéaire, de type $y = bx + c$. La Figure 3-6 montre que ρ_{ext} a une influence non négligeable sur les résultats, une perturbation de 10 % engendrant une erreur de 3% sur $\rho_o \text{ calculée}$. Une correction a donc été proposée.

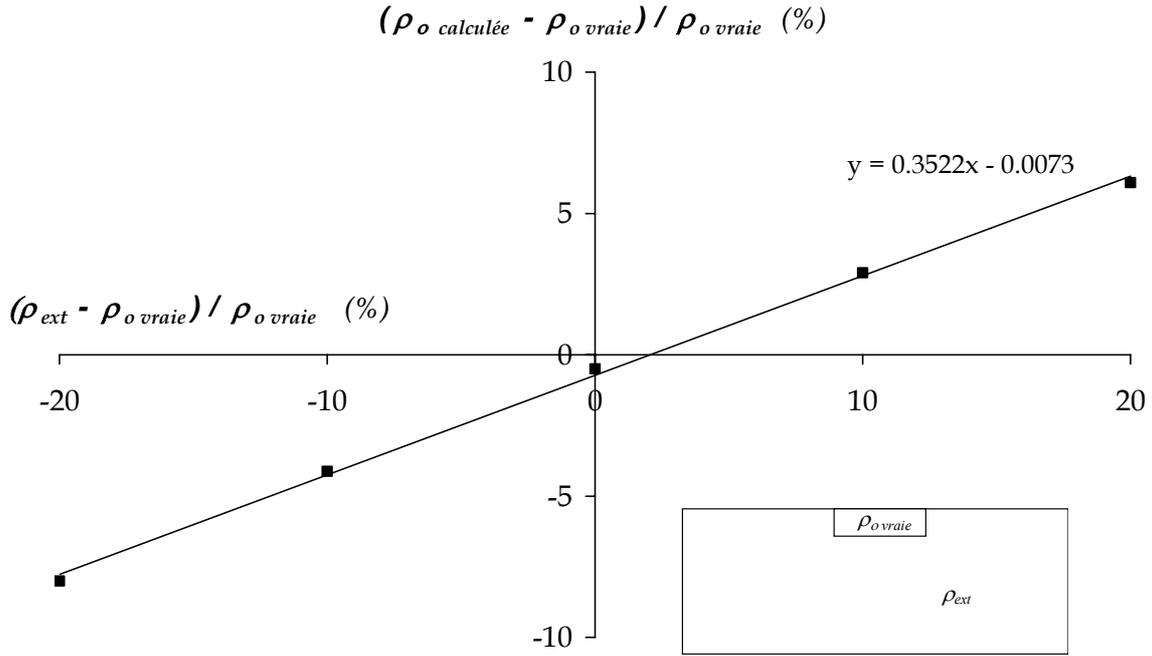


Figure 3-6. Erreur induite sur les résultats (résistivité moyenne calculée $\rho_{o\text{ calculée}}$) en fonction d'une valeur de ρ_{ext} volontairement différente de $\rho_{o\text{ vraie}}$. La valeur non nulle pour $\rho_{ext} = \rho_{o\text{ vraie}}$ est due aux potentiels nuls imposés aux frontières du maillage.

En introduisant les expressions de x et y (équation 3-9) dans la relation linéaire ($y = bx + c$) obtenue par modélisation numérique sur un milieu comportant une zone centrale S_0 homogène (Figure 3-6), on obtient :

$$\left(\frac{\rho_{o\text{ calculée}} - \rho_{o\text{ vraie}}}{\rho_{o\text{ vraie}}} \right) = b \cdot \left(\frac{\rho_{o\text{ ext}} - \rho_{o\text{ vraie}}}{\rho_{o\text{ vraie}}} \right) + c \quad (3-10)$$

La correction suivante peut alors être proposée :

$$\rho_{o\text{ vraie}} = \frac{\rho_{o\text{ calculée}} - b \cdot \rho_{ext}}{1 - b + c} \quad (3-11)$$

L'équation (3-11) permet d'accéder à $\rho_{o\text{ vraie}}$ à partir de la résistivité mesurée $\rho_{o\text{ calculée}}$ sur la zone hétérogène. Dans la gamme de variation de ρ_{ext} étudiée, on corrige a posteriori l'influence de la résistivité de la zone externe introduite a priori dans le modèle.

3.2.5 Discrétisation spatiale de la zone hétérogène

3.2.5.1 Choix de la famille d'éléments utilisés

L'élément le plus simple n'introduisant pas d'orientation préférentielle pour la circulation du courant est l'élément isoparamétrique triangulaire à 3 nœuds. Les fonctions d'interpolation sont de type linéaire sur l'élément. Ce type d'élément donne de bons résultats lors de la modélisation de phénomènes à comportement linéaire (Mestat, 1997), à condition que le maillage soit suffisamment dense. L'élément isoparamétrique triangulaire à 3 nœuds sera donc utilisé pour la réalisation des maillages. Une étude paramétrique concernant la discrétisation spatiale a été effectuée.

3.2.5.2 Discrétisation en surface

Afin de s'assurer que la circulation du courant injecté est correctement décrite à proximité des sources, un maillage fin a été défini dans ces zones. Des simulations numériques ont été effectuées pour des éléments finis de dimension croissante à la surface du maillage. La taille de la maille en surface est désignée par dx_s (Figure 3-7).

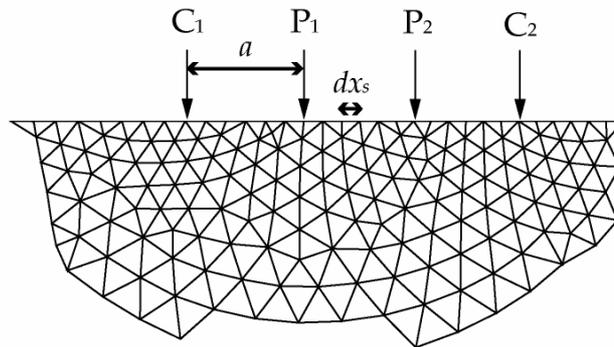


Figure 3-7. Discrétisation à la surface du maillage.

L'espacement inter-électrodes a étant fixé, la Figure 3-8 exprime l'erreur relative sur la résistivité calculée en fonction du rapport a/dx_s . Ce rapport équivaut au nombre d'éléments contenus entre deux électrodes consécutives.

La Figure 3-8 montre que, sur un sol parfaitement homogène, l'erreur engendrée par la discrétisation en surface est inférieure à 0.5 % dès lors que le nombre d'éléments présents entre deux électrodes est supérieur ou égal à 2. Lors des calculs ultérieurs, la condition $a_{min}/dx_s \geq 2$ sera donc conservée pour définir la discrétisation en surface.

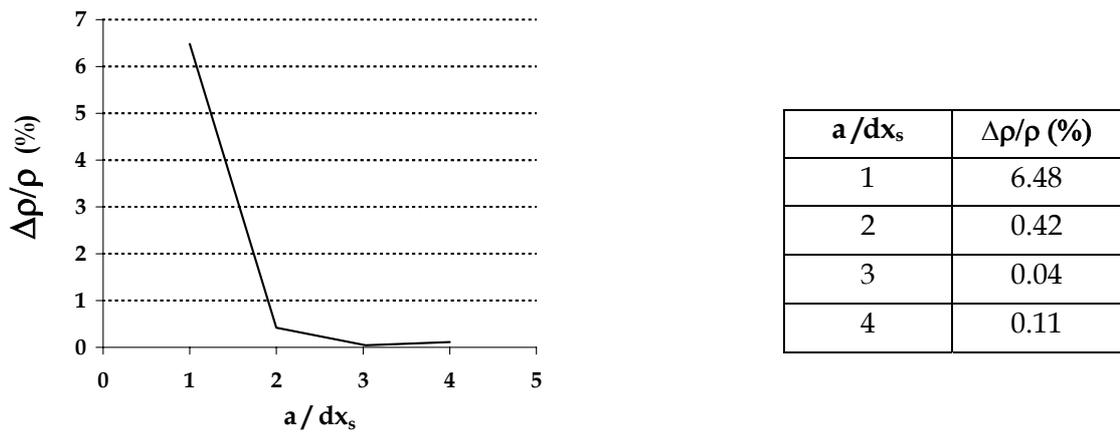


Figure 3-8. Erreur relative sur la résistivité calculée en fonction du rapport a/dx_s représentant le nombre d'éléments entre deux électrodes en surface.

3.2.5.3 *Discretisation au contact matrice - inclusions*

Les contacts entre matrice et inclusions se caractérisent par la présence d'un fort gradient de résistivité entre les propriétés de deux éléments voisins ($\rho_i / \rho_M \sim 10$ à 1000). Dans ces zones, le potentiel subit des variations particulièrement brusques qui peuvent induire des erreurs numériques importantes sur les résultats si la discrétisation spatiale n'est pas suffisante.

Afin d'optimiser le maillage au niveau de ces contacts, sans multiplier de façon démesurée le nombre total d'éléments, une couche de contact finement discrétisée (couronne d'épaisseur $0,1 R$) a été définie en périphérie de chacune des inclusions (Figure 3-9). Sa présence permet de concilier économie d'éléments (en partie interne des inclusions) et une meilleure description du phénomène de circulation du courant aux contacts matrice/inclusions (partie externe des inclusions).

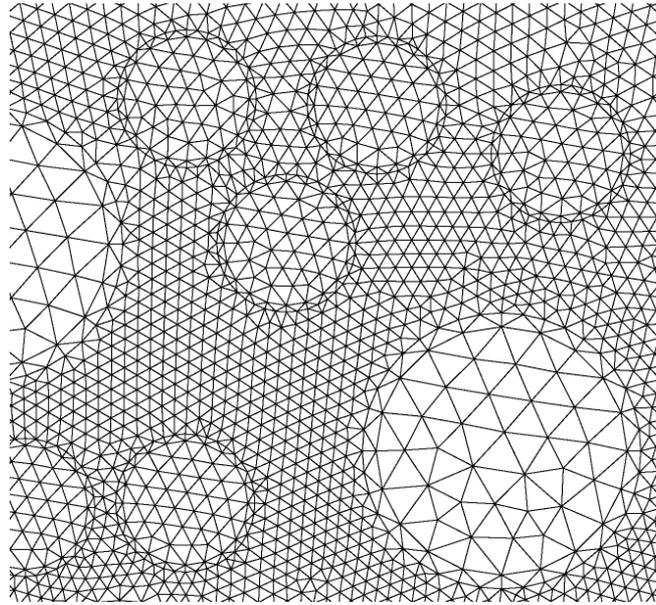


Figure 3-9. Maillage comportant deux tailles d'inclusions. L'épaisseur de la couche de contact est égale à 10 % du rayon de l'inclusion.

Pour déterminer la discrétisation minimale nécessaire pour que l'erreur numérique sur les mesures de résistivité soit négligeable, des simulations ont été répétées sur une distribution aléatoire d'inclusions identique en faisant varier la discrétisation spatiale des inclusions sur leur périphérie. Soit dx_i la longueur de la maille en périphérie des inclusions, le rapport $2\pi R/dx_i$ représente alors le nombre de mailles sur la périphérie d'une inclusion. La Figure 3-10 représente les valeurs de résistivité calculées pour 8 quadripôles choisis au hasard dans la séquence de mesures définies précédemment. Les valeurs de résistivité semblent se stabiliser lorsque le rapport $2\pi R/dx_i$ atteint une valeur de l'ordre de 40. Ce résultat est confirmé par la Figure 3-11 qui exprime l'erreur numérique relative due à la discrétisation spatiale, en prenant comme valeur de référence pour chaque quadripôle la résistivité calculée lorsque la finesse de discrétisation est maximale ($2\pi R/dx_i=60$). Cette erreur reste inférieure à 1% lorsque $2\pi R/dx_i \geq 30$, c'est-à-dire lorsque la périphérie des inclusions comporte plus de 30 éléments finis. Cette discrétisation spatiale minimale sera toujours respectée lors des calculs ultérieurs.

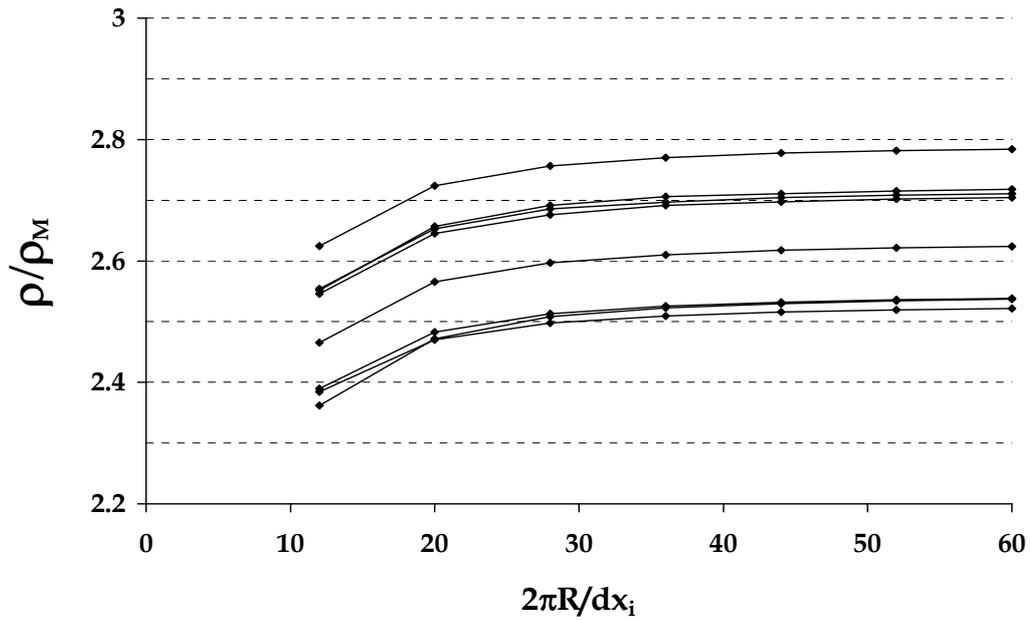


Figure 3-10. Evolution des valeurs de résistivité calculées pour 8 quadripôles différents avec une finesse de discrétisation spatiale croissante. Le rapport $2\pi R/dx_i$ représente le nombre de mailles en périphérie externe des inclusions. Le milieu modélisé comporte 40% d'inclusions résistives avec un espacement minimal de $0,2.R$.

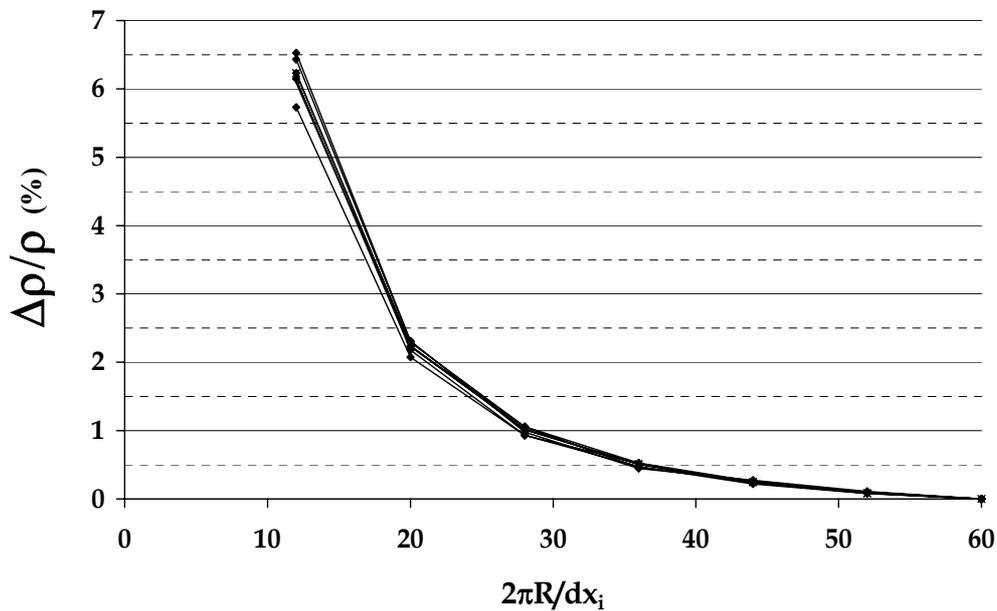


Figure 3-11. Variation relative de la résistivité calculée pour 8 quadripôles différents en fonction du rapport $2\pi R/dx_i$ représentant le nombre d'éléments finis en périphérie externe des inclusions. La valeur de référence est la résistivité calculée pour la discrétisation la plus fine ($2\pi R/dx_i = 60$).

3.2.5.4 *Espacement minimal entre les inclusions*

Dans le cas d'un sol hétérogène réel, compte tenu de la géométrie convexe des hétérogénéités, ces dernières présentent un faible nombre de points de contact entre elles. On peut donc toujours considérer que les inclusions sont non jointives, et toujours séparées par une couche de sol (même peu épaisse) constituant la matrice.

Lors des simulations par éléments finis, une condition d'espacement minimal entre les inclusions a donc été introduite afin de s'assurer de leur non jointivité. Le sol hétérogène étudié étant composé d'inclusions résistives emballées dans une matrice conductrice, la circulation du courant électrique est préférentiellement assurée par la matrice. Il s'agit donc de s'assurer que l'espacement minimal e séparant deux inclusions voisines est suffisant pour ne pas entraver la circulation du courant.

Quatre valeurs différentes d'espacement minimal e entre des inclusions de rayon R ont été testées, soit un rapport e/R successivement égal à 0.05, 0.10, 0.15 et 0.20. Ces simulations ont été réalisées pour deux concentrations d'inclusions élevées ($C=35\%$, 40%) afin d'augmenter la probabilité d'avoir des inclusions proches. Pour chaque couple (C,e) la résistivité effective ρ_o^* est calculée à partir de 10 résistivités moyennes ρ_o obtenues à partir de 10 tirages aléatoires différents du positionnement des inclusions. Cette méthode d'obtention de la résistivité effective ρ_o^* est présentée en détails au § 3.3.1.

La Figure 3-12 représente la résistivité effective calculée normalisée ρ_o^*/ρ_M en fonction du rapport e/R , chaque valeur étant assortie de barres d'erreur égales à ± 2 fois la valeur de l'écart type calculée sur les 10 valeurs de ρ_o . Cette figure montre que l'espacement minimal entre deux inclusions semble avoir très peu d'influence sur les résultats des calculs en terme de résistivité effective ρ_o^* (variation relative maximale $\sim 3\%$). Cette stabilité des valeurs s'explique par une discrétisation spatiale suffisamment fine pour décrire la circulation du courant dans le milieu hétérogène de façon précise.

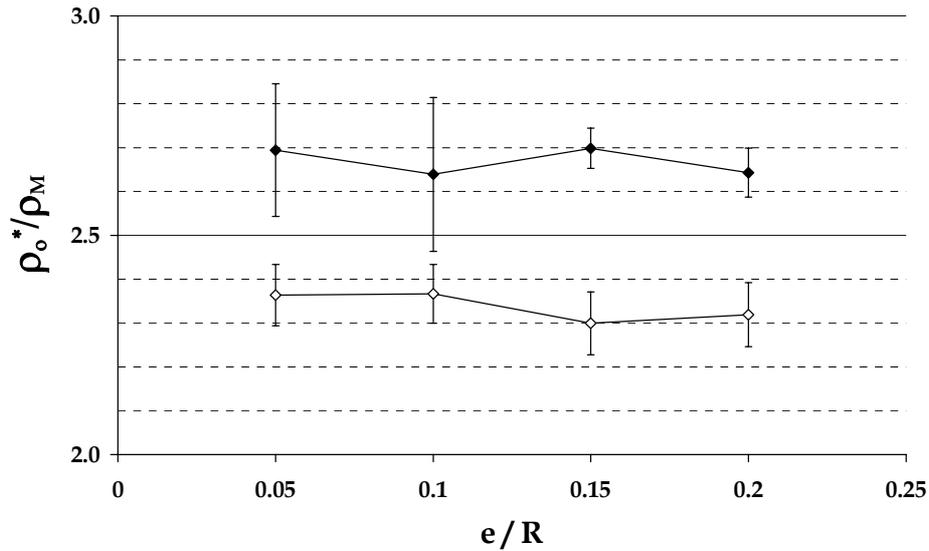


Figure 3-12. Résistivité effective normalisée ρ_o^*/ρ_M en fonction de l'espacement minimal e imposé entre deux inclusions circulaires de rayon R (une seule taille d'inclusions présente). Les valeurs moyennes (losanges noirs lorsque $C=40\%$ et blancs lorsque $C=35\%$) sont assortis de barres d'erreur représentant ± 2 écart-types sur les 10 valeurs servant à établir la moyenne.

3.3 Condition d'homogénéisation

La détermination de la résistivité effective d'un matériau hétérogène suppose que le volume investigué par la méthode de mesure est suffisamment important pour être représentatif. Il est donc essentiel de préciser les conditions d'homogénéisation du milieu hétérogène. Ces dernières sont liées d'une part à la méthode de mesure utilisée (type de dispositif) et d'autre part à la taille des hétérogénéités.

Afin de préciser ces conditions d'homogénéisation, une séquence de mesures comportant plus de 1000 points a été testée sur un maillage comportant un nombre important d'inclusions circulaires de rayon identique. Deux concentrations différentes ont été testées (20% et 40 %, soit respectivement 356 et 713 inclusions) avec un espacement entre les inclusions égal à $0.2 R$. A chaque quadripôle de mesure simulé est associé un rapport a/R entre l'espacement inter-électrodes a et le rayon des inclusions R .

La Figure 3-13a représente les résultats de chaque mesure de résistivité simulée en fonction du rapport a/R ($C=40\%$). On note une dispersion importante des mesures lorsque les quadripôles simulés sont petits par rapport au rayon des inclusions (rapport a/R faibles). Afin de quantifier l'évolution de cette dispersion, l'écart type a été calculé pour chaque valeur de a/R (Figure 3-13b). Après une décroissance rapide, l'écart type présente un palier pour les valeurs de a/R comprises entre 8 et 20. Au-delà de cette valeur, l'influence de la zone

homogène sur les mesures devient plus forte, provoquant une diminution rapide de l'écart type.

Parallèlement, la résistivité moyenne (calculée sur tous les quadripôles de même rapport a/R) montre une stabilisation lorsque l'espacement des quadripôles de mesure simulés augmente. Cette stabilisation apparaît plus explicitement sur la Figure 3-13b où l'on observe que les variations relatives de la résistivité moyenne deviennent négligeables ($< 1\%$) lorsque a/R est supérieur ou égal à 8. Une autre représentation de ces résultats est proposée sur la Figure 3-14 où l'écart type apparaît sous forme de barres d'erreur statistiques.

Les mêmes tests ont été réalisés pour deux contrastes de résistivité complémentaires (10, 1000) à 40% de concentration, puis pour trois contrastes de résistivité différents (10, 100, 1000), à 20% de concentration en inclusions. Dans tous les cas étudiés, les résultats montrent qu'une résistivité moyenne stable est obtenue lorsque a/R est supérieur ou égal à 8 (Figure 3-15).

Ces exemples nous permettent de conclure que la résistivité moyenne normalisée se stabilise lorsque l'espacement a des quadripôles de mesure est supérieur ou égal à $8R$. Une condition concernant la taille minimale des quadripôles de mesure doit donc être ajoutée sur la séquence de mesure :

$$\frac{a_{\min}}{R} \geq 8 \quad (3-12)$$

Cette condition (équation 3-12), nécessaire à une bonne homogénéisation du matériau, devra être respectée aussi bien dans le cas des simulations numériques ultérieures que dans le cas des mesures de tomographie électrique réalisées sur modèle réduit ou sur le terrain.

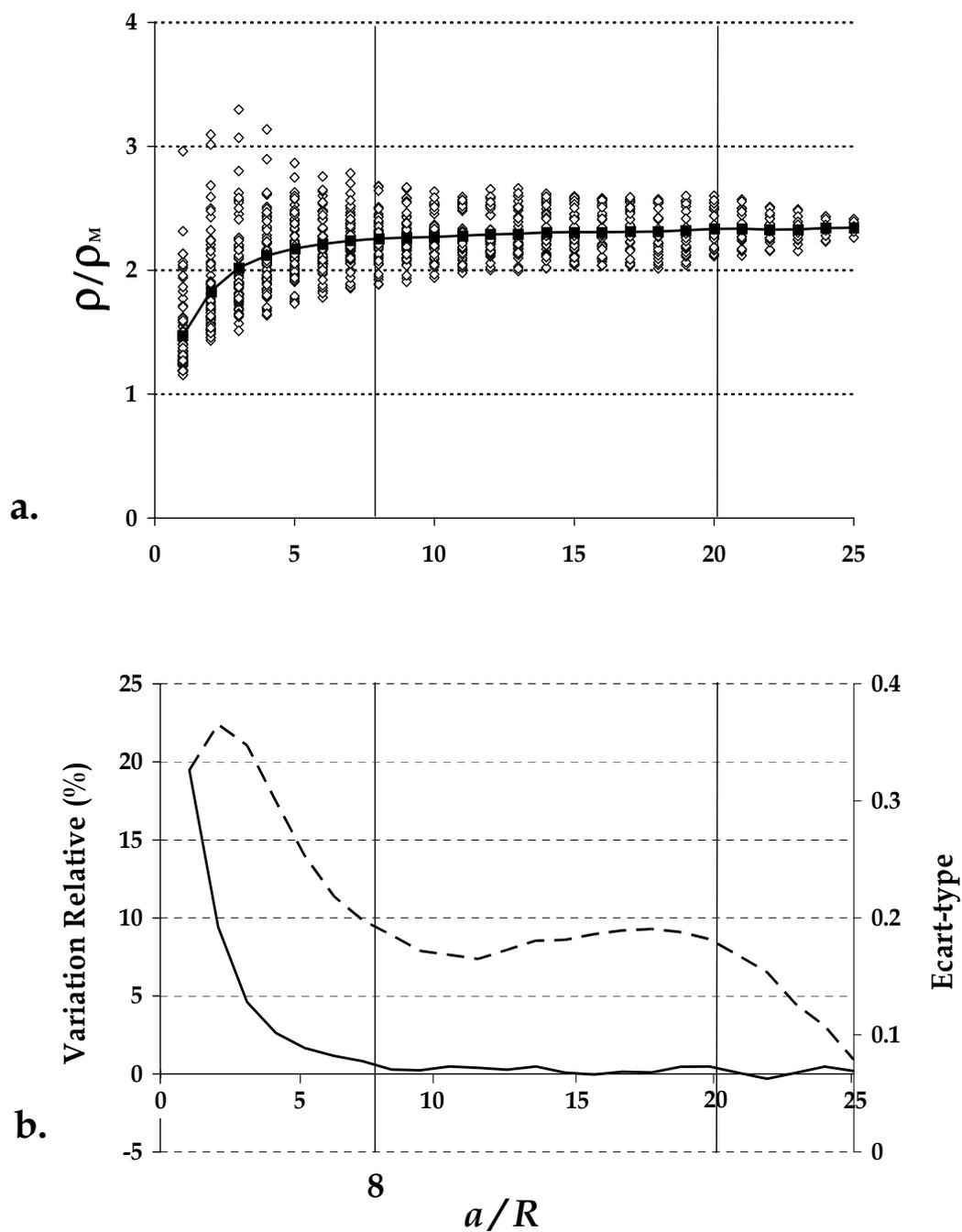


Figure 3-13. Valeurs de résistivité (normalisées) calculées sur un maillage comportant 40% d'inclusions toutes de taille identique ($\rho_i/\rho_M = 100$) et exprimées en fonction du rapport a/R , (a) Mesures individuelles et valeur moyenne (b) Variation relative (trait plein) et écart-type (trait pointillé).

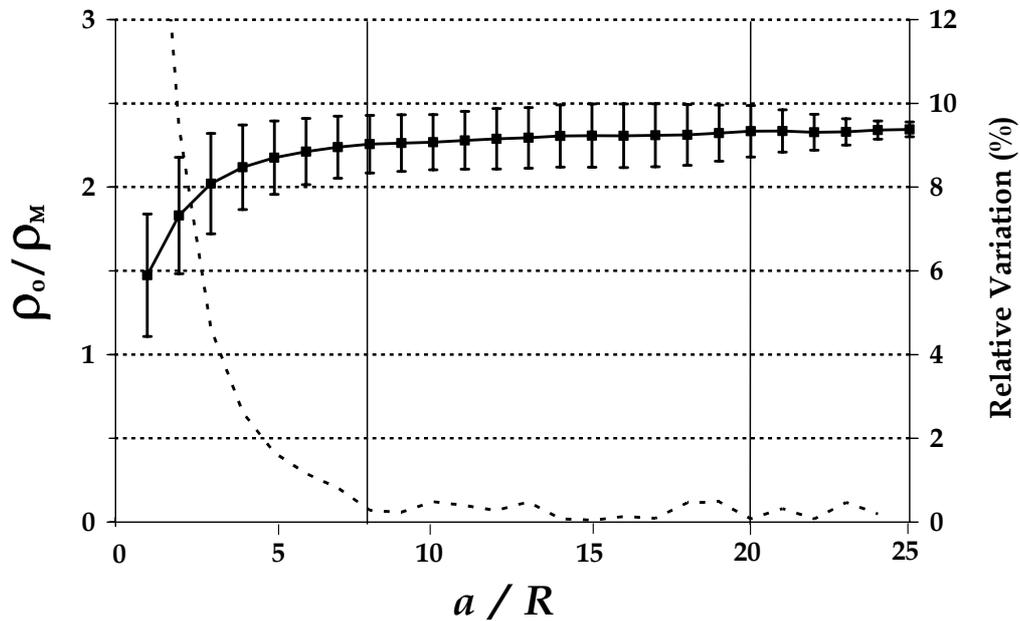


Figure 3-14. Résistivité moyenne normalisée et sa variation relative (pointillé), en fonction du rapport a/R . Les barres d'erreur représentent l'écart-type sur valeurs de même rapport a/R . Résultats identiques à ceux présentés en figure 3-13.

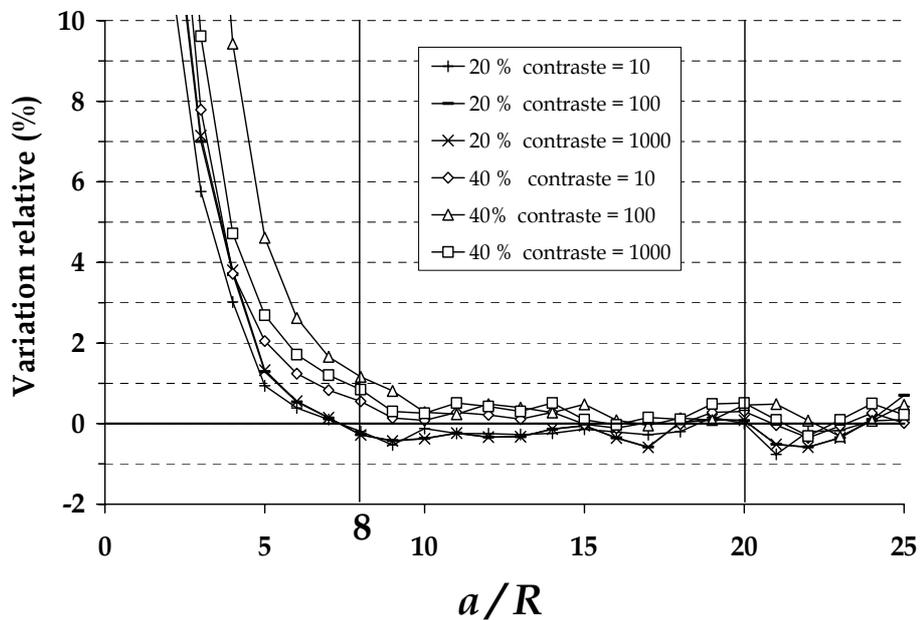


Figure 3-15. Variation relative de la résistivité moyenne normalisée en fonction du rapport a/R , obtenue pour 2 concentrations en inclusions différentes (20 et 40 %) et 3 contrastes de résistivité différents (10, 100, 1000).

3.3.1 Récapitulatif des conditions sur le modèle

A la suite de tous les tests numériques effectués, le

Tableau 3-2 récapitule les conditions adimensionnelles à respecter dans le cadre d'une simulation numérique (F.E.M.) de mesures électriques à la surface d'un milieu hétérogène.

Caractéristiques	Condition
Dimensions du maillage	$\frac{L}{a_{\max}} = \frac{2H}{a_{\max}} \geq 30$
Dimensions de la zone hétérogène	$\frac{l}{a_{\max}} \geq 3 \quad ; \quad \frac{h}{a_{\max}} \geq 0.5$
Discrétisation	$\frac{2\pi R}{dx_i} \geq 30$ $\frac{a_{\min}}{dx_s} \geq 2$
Homogénéisation	$\frac{a_{\min}}{R} \geq 8$

Tableau 3-2. Récapitulatif des conditions à respecter lors de la simulation numérique de mesures électriques sur dans un milieu hétérogène de type matrice + inclusions.

3.3.2 Calcul de la résistivité effective du milieu hétérogène

Pour chaque combinaison de paramètres (concentration, taille, forme...), 10 tirages aléatoires de la position des inclusions sont effectués. Chacun de ces tirages donne lieu à la construction d'un nouveau maillage sur lequel est simulée la séquence de mesures décrite au § 3.2.3.1. Cette dernière respecte les conditions précédemment définies au

Tableau 3-2 ($a_{\max} \leq L/30$ et $a_{\min} \geq 8R$). Pour chaque maillage la résistivité moyenne ρ_o de la zone hétérogène est calculée à partir des 68 valeurs de la pseudo-section. On considère que la résistivité effective calculée ρ_o^* est la moyenne des 10 résistivités moyennes ρ_o ainsi calculées. Sur les figures, ρ_o^* est représentée entachée d'une barre d'erreur statistique égale à deux écart-types déterminés sur les 10 valeurs de résistivités calculées précédemment. De telles barres d'erreur couvrent 95% des variations possibles de la résistivité. Une méthode de calcul similaire a été utilisée pour étudier l'influence de la valeur de l'espacement minimal des inclusions au § 3.2.5.4.

Afin d'isoler l'influence des hétérogénéités, la résistivité effective calculée ρ_o^* est normalisée par la résistivité de la matrice conductrice ρ_M . Cette résistivité effective normalisée ρ_o^*/ρ_M est

l'équivalent du facteur de formation introduit par Archie (1942) dans le cas des roches poreuses saturées (cf. § 2.2.3).

3.3.3 Effet de l'inversion

La méthode de résistivité électrique permet de mesurer la résistivité apparente ρ_a du sol qui, lorsque le terrain n'est pas homogène, diffère de la résistivité réelle ρ_r . Une inversion des mesures de ρ_a (pseudo-section) est alors nécessaire pour obtenir ρ_r . Dans le cas où le sol est homogène, les résistivités apparente et réelle sont identiques.

Cette propriété est utilisée pour tester l'homogénéisation du terrain par la méthode de mesure simulée en comparant la résistivité moyenne apparente calculée avant inversion (pseudo-section) et la résistivité moyenne sur la section obtenue après inversion.

Un tirage aléatoire de la répartition des inclusions a été effectué pour 12 concentrations différentes variant entre 5 et 40%. Après simulation des mesures de tomographie électrique, une inversion de chaque pseudo-section a été réalisée avec le logiciel Res2dinv (Loke & Barker, 1996) en utilisant la norme L2 qui a tendance à atténuer les contrastes (cf. §1.4.1.1.4.). La Figure 3-16 compare les résistivités moyennes calculées d'une part sur la pseudo-section avant inversion et d'autre part sur le modèle de sol obtenu après inversion. Une légère différence est observée entre les valeurs obtenues avant et après inversion, la résistivité moyenne après inversion pouvant être indifféremment augmentée ou diminuée lors de l'inversion. Ces différences observées peuvent toutefois s'expliquer par le fait que, lors de l'inversion, le logiciel Res2Dinv extrapole les données superficielles (volontairement) manquantes (quadripôles non représentatifs pour lesquels $a \leq 8R$). Même si ces valeurs ont été écartées lors du calcul de la résistivité moyenne ρ_o après inversion, elles ont une influence, au cours du processus d'inversion, sur la résistivité des points situés plus en profondeur.

Sur les 12 concentrations testées (Figure 3-16) l'écart entre les résistivités moyennes calculées avant et après inversion a une amplitude moyenne de +/- 3,3 %. L'effet de l'inversion sur la résistivité moyenne ρ_o reste donc faible et sera donc négligé par la suite.

En conclusion, on peut considérer que le sol est homogénéisé par les mesures. Lors des simulations suivantes les données ne seront plus inversées et la résistivité effective ρ_o^* du sol homogénéisé sera prise égale à la moyenne des résistivités apparentes.

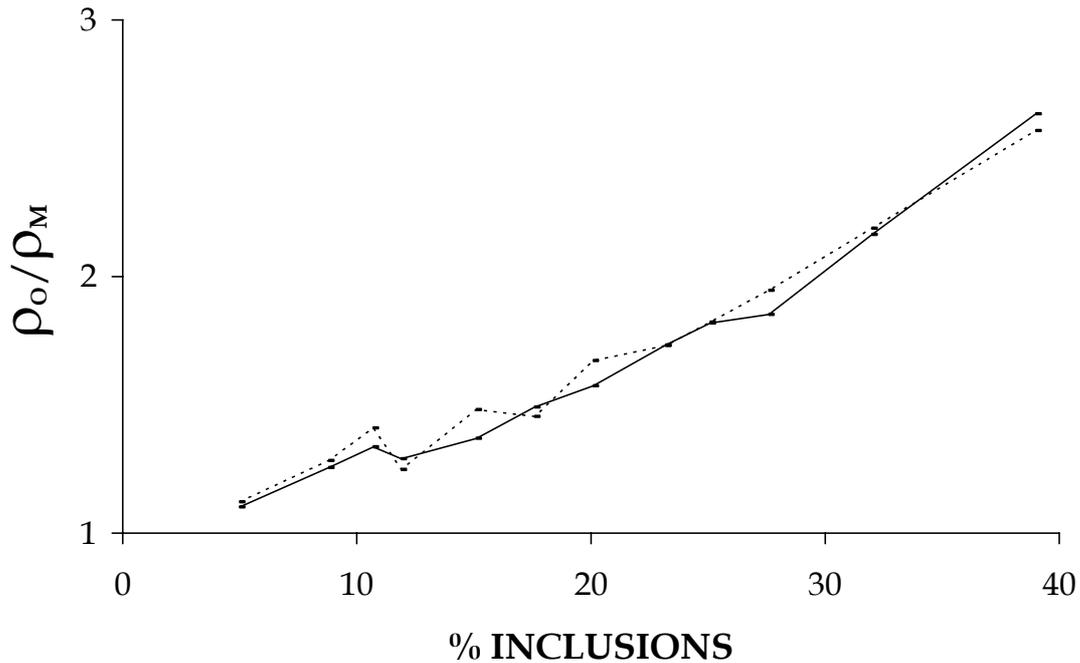


Figure 3-16. Effet de l'inversion sur les résultats numériques (contraste $\rho_i / \rho_M = 100$). Les résistivités moyennes calculées sur les données avant inversion sont reliées par un trait plein et après inversion par un trait pointillé.

3.4 Résultats de l'étude paramétrique

Les erreurs numériques sur le maillage ayant été quantifiées et les conditions nécessaires à l'homogénéisation du sol hétérogène étant connues, une étude paramétrique peut être abordée. L'influence des paramètres suivants sur la valeur de la résistivité effective ρ_o^* du milieu a été testée :

- concentration en inclusions
- contraste de résistivité inclusions / matrice
- taille des inclusions
- forme
- orientation

L'influence des 4 derniers paramètres a été abordée en lien avec la concentration en inclusions dans le milieu hétérogène, des simulations ayant été effectuées à concentration croissante.

3.4.1 Influence de la concentration en inclusions

Comme le montrent toutes les lois de mélange (chapitre 2), la proportion relative des inclusions résistives dans un milieu hétérogène a une influence déterminante sur sa résistivité effective. Afin de quantifier cet effet de la concentration, la résistivité effective d'un milieu hétérogène diphasique a été calculée numériquement pour des concentrations en inclusions augmentant par incréments de 5% entre 0 et 40 % (limite géométrique liée au positionnement aléatoire d'inclusions non jointives et de taille unique). Dans un premier temps, les inclusions résistives modélisées ont toutes le même rayon (R) et se caractérisent par un contraste de résistivité avec la matrice égal à $\rho_i / \rho_M = 100$.

La Figure 3-17 présente les résultats numériques 2D obtenus pour un contraste de résistivité $\rho_i / \rho_M = 100$, ainsi que les courbes correspondant à plusieurs lois de mélange (ou d'homogénéisation 2D ou 3D), présentées au chapitre 2. Les résultats numériques témoignent d'un accroissement non linéaire de la résistivité ρ_o^* avec la concentration en inclusions résistives. Cette augmentation est en effet d'autant plus nette que la concentration est importante.

La comparaison de ces résultats numériques avec les lois d'homogénéisation théoriques présentées au paragraphe 2.2 montre en premier lieu que ceux-ci sont contenus entre les bornes supérieure (+) et inférieure (-) de Hashin-Strickman (1962). Le modèle qui décrit le mieux les résultats numériques est celui proposé par Bussian (1983) avec un facteur de cimentation m égal à 2. Cette valeur du facteur de cimentation est celle recommandée par Mendelson & Cohen (1982) dans le cas d'inclusions circulaires en deux dimensions. L'application des expressions théoriques de Mendelson & Cohen (1982) (équations 1-24 ou 1-25) au cas d'inclusions circulaires fournit aussi une bonne approximation des résultats numériques pour la valeur de contraste testée ($\rho_i / \rho_M = 100$). Le léger écart observé avec nos résultats est probablement dû à l'hypothèse de résistivité infinie des inclusions faite par les auteurs. On peut noter, dans ce cas particulier, que les équations 1-24 ou 1-25 sont alors analogues à la loi d'Archie utilisée avec un facteur de cimentation $m=2$, si l'on considère la matrice conductrice dans notre modèle hétérogène comme l'équivalent du fluide saturant dans la loi d'Archie ($\phi = 1-C$).

En revanche, le modèle auto-cohérent introduit par Landauer (1952), généralisé par Berryman (1995) pour les milieux à plus de deux phases, sous-estime nettement les résistivités effectives calculées numériquement dans la gamme de concentration testée. Ce résultat peut s'expliquer par le fait que ces modèles ont été établis uniquement pour des géométries tridimensionnelles, ainsi que la relation de Bussian lorsque $m = 1.5$ (Figure 3-17).

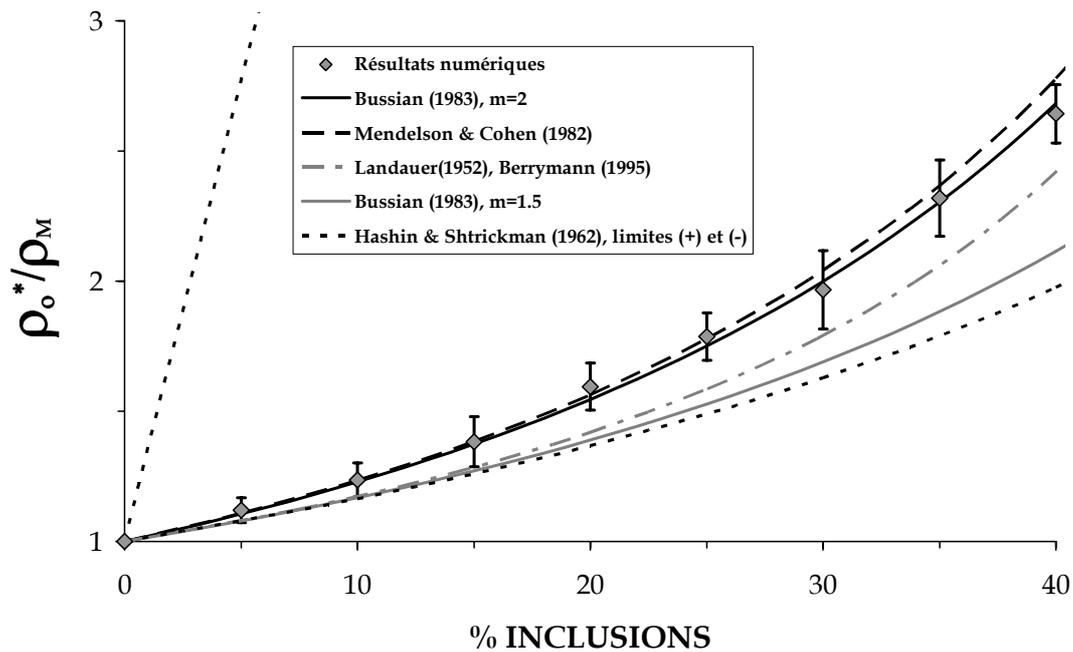


Figure 3-17. Valeurs de résistivité effective normalisée obtenues par simulation numérique pour un contraste $\rho_i / \rho_M = 100$, et comparées avec les lois théoriques issues de l'homogénéisation.

3.4.2 Influence du contraste de résistivité

Des simulations ont ensuite été réalisées pour 3 contrastes de résistivité (10, 100 et 1000). Les résultats sont présentés sur la Figure 3-18 où ils sont comparés aux lois théoriques. De nouveau, tous les résultats numériques sont bien décrits par la loi d'homogénéisation théorique de Bussian avec un facteur de cimentation $m=2$. La corrélation entre les résultats numériques et la loi d'homogénéisation semble meilleure lorsque le contraste de résistivité est important (100 ou 1000). En effet, lorsque le contraste de résistivité est égal à 10, la résistivité ρ_o^* calculée numériquement est légèrement supérieure à la résistivité ρ^* effective estimée par la loi de Bussian (1983), notamment pour des concentrations supérieures à 30%, où les valeurs de la loi d'homogénéisation sont en limite des barres d'erreur statistiques. Cependant, l'écart entre la courbe et les résultats numériques reste inférieur à 5% et on peut considérer que les résistivités effectives obtenues par homogénéisation (Bussian, 1983) et par simulation numérique sont cohérentes.

Lorsque le contraste de résistivité devient très élevé ($\rho_i / \rho_M = 1000$), les modèles théoriques de Mendelson & Cohen (1982) et de Bussian (1983) sont confondus et fournissent une bonne estimation des résultats numériques. En revanche, pour un contrastes plus faibles ($\rho_i / \rho_M =$

10), le modèle de Mendelson & Cohen (1982), limité au cas d'inclusions infiniment résistives est alors incapable d'expliquer les résultats numériques.

L'ajustement des résultats numériques avec la loi de Bussian (1983) est particulièrement intéressant puisqu'il valide l'utilisation future de l'équation (2-17) pour estimer directement la concentration en inclusions d'un sol à partir de sa résistivité effective (et des valeurs de résistivité de chacun de ses constituants).

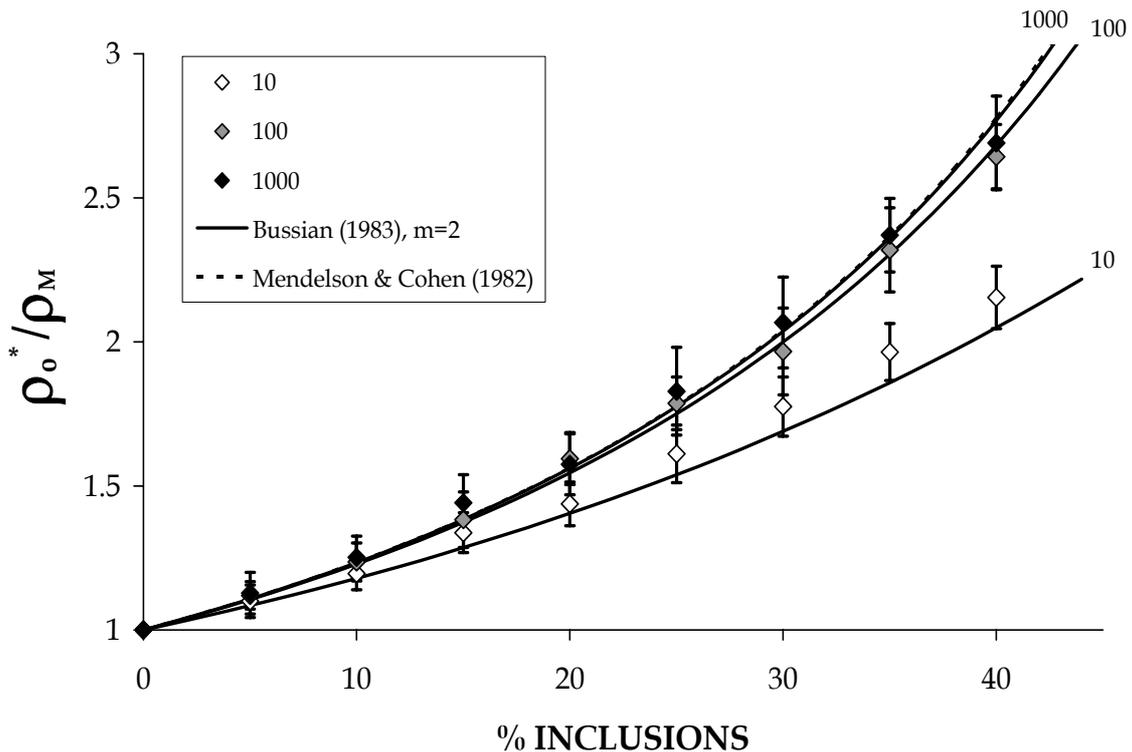


Figure 3-18. Résistivité effective normalisée en fonction de la concentration en inclusions résistives pour 3 valeurs de contraste $\rho_i / \rho_M = 10, 100, 1000$. Les résultats numériques sont indiqués par des losanges.

3.4.3 Influence de la taille des inclusions

La taille des inclusions est un paramètre intéressant à connaître dans l'optique de reconstituer la courbe granulométrie d'un sol hétérogène. Afin d'étudier l'influence éventuelle de la taille des inclusions sur la résistivité effective du milieu, deux nouvelles séries de simulations ont été réalisées à concentration en inclusions croissante sur deux milieux hétérogènes différents comportant :

- une seule population d'inclusions circulaires de rayon $R' = 0.5 R$
- deux populations d'inclusions circulaires de rayons différents (R et R') en proportions égales ($C=C'=0.5 C_{totale}$).

Dans ce dernier cas, les deux populations d'inclusions étant représentées de manière égale en concentration, le nombre n' des petites inclusions est tel que $n' = 4n$ (Figure 3-19). Compte tenu du nombre d'éléments finis minimum nécessaire en périphérie des inclusions pour assurer une bonne circulation du courant (cf. paragraphe 3.2.5.3), on peut s'attendre à ce que la discrétisation spatiale devienne rapidement insuffisante lorsque le nombre d'inclusions s'accroît fortement, le nombre total d'éléments étant limité à 100 000. En effet, à concentration égale, le nombre d'éléments maximum est atteint plus rapidement pour des inclusions de rayon R' car leur nombre n' est 4 fois supérieur à n . Chaque maillage a été réalisé afin d'utiliser un nombre d'éléments le plus proche possible du maximum.

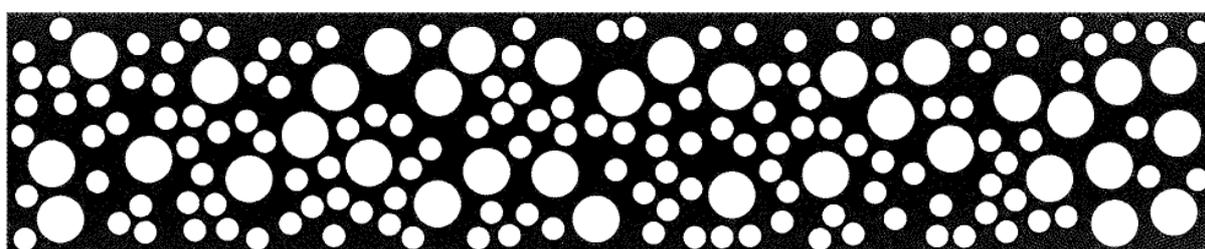


Figure 3-19. Maillage comportant deux tailles d'inclusions (R et $R' = 0.5R$) en proportions égales (concentration totale : 45.1%).

La Figure 3-20 compare les résistivités ρ_o^* calculées sur des modèles de sols comportant des inclusions de taille R , R' et $R+R'$. Pour les concentrations inférieures ou égales à 30%, les résultats sont parfaitement similaires dans ces 3 cas, ce qui est en accord avec les résultats expérimentaux de Jackson *et al.* (1978) concluant à l'insensibilité du facteur m , d'une part à la taille des éléments et d'autre part à l'étalement de la granulométrie.

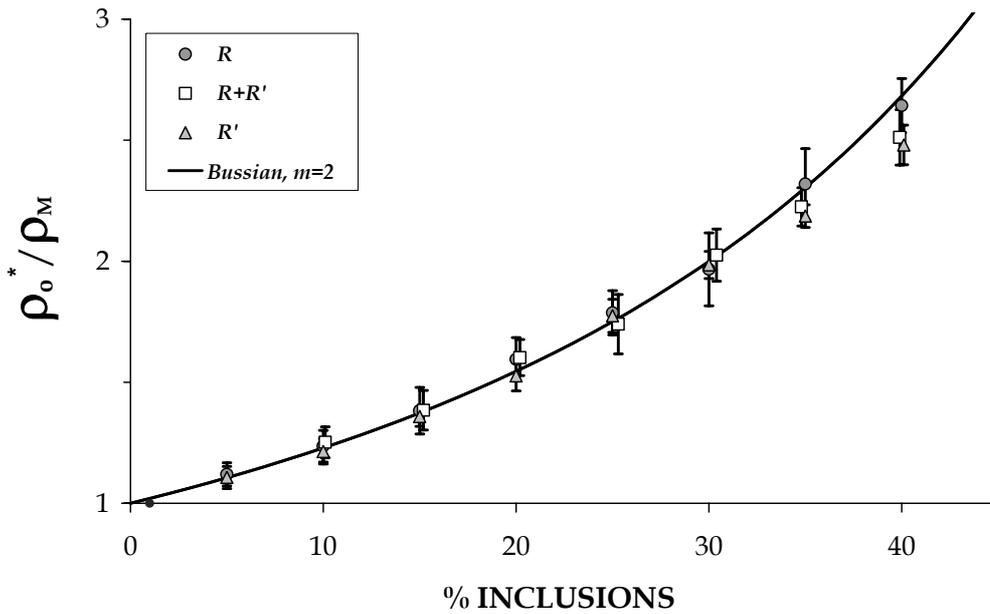


Figure 3-20. Résistivité effective normalisée en fonction de la concentration d'inclusions, obtenue avec 1 ou 2 tailles d'inclusions différentes (R , R' , $R+R'$). Les barres d'erreur représentent 2 fois l'écart-type des valeurs calculées sur les 10 tirages aléatoires de la répartition des inclusions. $R'=0.5 R$.

Au-delà de 30 à 35%, les résistivités ρ_o^* calculées lorsque les deux tailles d'inclusions coexistent ($R+R'$) sont légèrement inférieures à celles calculées pour une seule taille d'inclusions de rayon R . Cette diminution est également observée lorsque le maillage ne contient que des petites inclusions de rayon R' . Cette légère divergence, qui s'accroît avec la concentration en inclusions, s'explique sans doute par l'insuffisance de la discrétisation spatiale par rapport au nombre ($n'=4n$) et à la taille des inclusions. Cette hypothèse est soutenue par la Figure 3-21 qui présente la résistivité calculée pour 5 quadripôles de mesure individuels sur un maillage comportant 40% d'inclusions de rayon R' . Ces mesures, réalisées pour des discrétisations spatiales dx_i de plus en plus fines, montrent que les valeurs de résistivité ne sont pas encore stabilisées lorsque la discrétisation maximale possible est atteinte. En effet, dans le cas d'un maillage comportant 40% d'inclusions de rayon R' , le nombre d'éléments maximal ($\sim 10^5$) est atteint pour une discrétisation spatiale égale à $2\pi R'/dx_i = 16$. Ce chiffre est inférieur à la discrétisation requise pour observer une stabilisation des valeurs de résistivité ($2\pi R'/dx_i = 30$, dans le cas d'un maillage comportant 40% d'inclusions de rayon R) (Figure 3-11), compte tenu du nombre supérieur d'inclusions lorsque le rayon des inclusions est égal à R' ($n'=4n$).

Néanmoins, dans la mesure où plusieurs configurations conduisent à une résistivité effective du milieu identique (au moins dans la gamme 0 à 30%), les simulations numériques permettent de conclure que la résistivité électrique effective apparaît insensible à la taille des hétérogénéités, en accord avec les lois théoriques et les résultats expérimentaux.

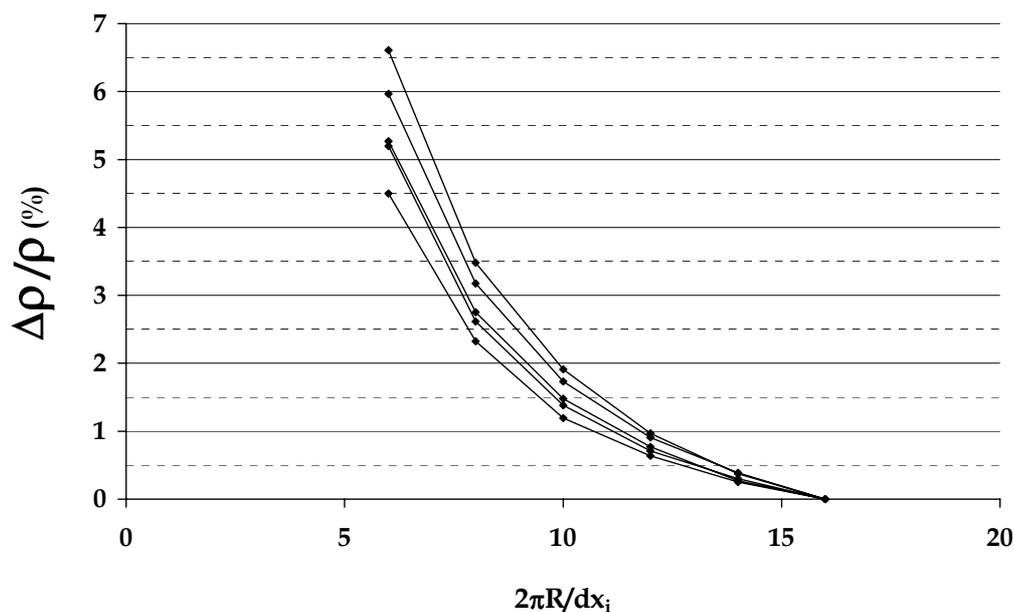


Figure 3-21. Erreur relative sur 5 mesures de résistivité différentes en fonction du rapport $2\pi R/dx_i$ représentant le nombre d'éléments finis en périphérie externe des inclusions. La valeur de référence est la résistivité calculée pour la discrétisation la plus fine ($2\pi R/dx_i = 16$).

3.4.4 Influence de l'anisotropie

Seuls des milieux hétérogènes isotopes comportant des inclusions réparties aléatoirement et toujours circulaires ont été étudiés jusqu'alors. La présence d'inclusions allongées et orientées selon une direction préférentielle introduit une anisotropie dans le milieu. Cette configuration peut s'observer par exemple dans le cas de matériaux déposés par des courants à forte énergie (alluvions, laves torrentielles, pavages torrentiels), ou encore dans des moraines ayant subi des déformations importantes liées au mouvements des glaciers (Rappol, 1985 ; Dowdeswell & Sharp, 1986 ; Fabre *et al.*, 1999).

Cette étude a pour objectif de simuler l'influence d'inclusions résistives d'allongement et d'orientation variables sur les mesures de résistivité électrique effectuées sur un milieu hétérogène.

Afin de comprendre l'effet de l'anisotropie sur les mesures de résistivité électrique, un modèle géométrique a été introduit : le modèle de type "éprouvette" (Figure 3-22a), en complément du modèle géométrique de type "in-situ" simulant les mesures de résistivité électrique à la surface d'un sol selon un dispositif Wenner α (Figure 3-22b).

Ce nouveau modèle géométrique 2D (Figure 3-22a) simule des mesures de résistivité sur éprouvettes (laboratoire). Les électrodes de courant C_1 et C_2 , non ponctuelles, sont placées

aux extrémités de l'échantillon et induisent une circulation préférentielle du courant selon la direction horizontale. P_1 et P_2 se trouvent à la surface de l'échantillon, et le facteur géométrique est recalculé pour chaque valeur d'espacement ($k = 1/P_1P_2$).

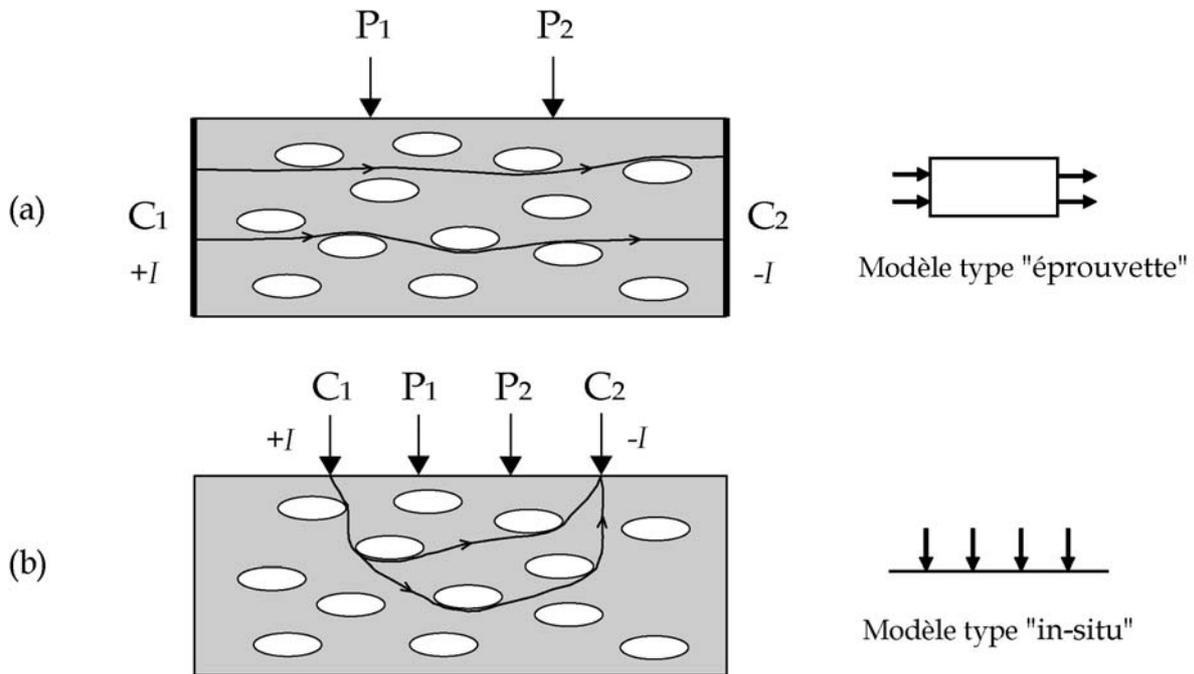


Figure 3-22. Les deux types de modèles simulés dans cette étude et leur symbole associé : (a) Modèle de type "épreuve" (b) Modèle de type "in-situ".

L'objectif de ce modèle géométrique de type épreuve, est de mesurer les variations de résistivité en fonction de l'orientation des inclusions, celle-ci pouvant être définie par rapport à l'orientation préférentielle horizontale des lignes de courant. Ces résultats nous permettront de faire le lien avec les résultats théoriques et expérimentaux existants dans la littérature.

Avant de modéliser des inclusions allongées dans ce nouveau modèle géométrique, il convient de s'assurer que les deux configurations différentes (Figure 3-22) conduisent à des résultats identiques dans le cas d'un milieu hétérogène comportant uniquement des inclusions circulaires. La Figure 3-23 représente sur un même graphe la résistivité ρ_o^*/ρ_M calculée pour les deux modèles géométriques et pour des concentrations en inclusions croissantes. Ces simulations ont été effectuées pour un contraste de résistivité très important ($\rho_i/\rho_M = 1000$) afin de pouvoir comparer les résultats numériques obtenus avec les relations théoriques de Mendelson & Cohen (1982) pour lesquelles les inclusions sont supposées infiniment résistives. L'intérêt de ces relations théoriques (équations 1-24 et 1-25) réside dans la prise en compte de l'anisotropie du milieu hétérogène. Elles seront donc largement utilisées par la suite, bien qu'elles ne prennent pas en compte le contraste de résistivité.

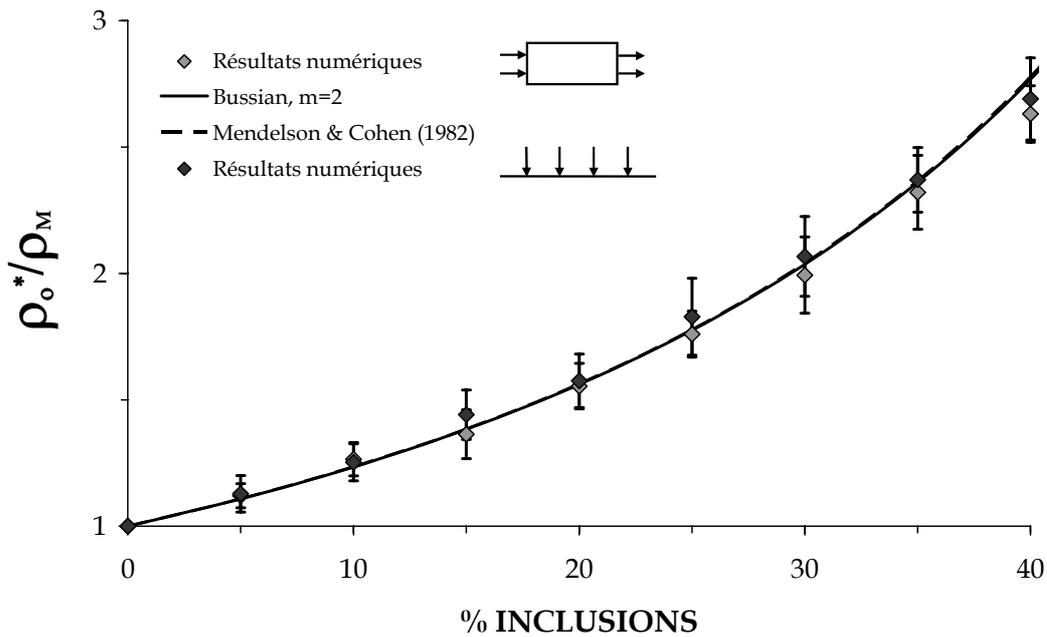


Figure 3-23. Valeurs de résistivité effective normalisée ρ_o^* / ρ_M calculées pour les deux géométries présentées à la Figure 3-22. Le contraste de résistivité ρ_i / ρ_M est égal à 1000, et les résultats numériques (losanges) sont comparés aux courbes théoriques de Bussian (1983) et de Mendelson & Cohen (1982).

Les résultats numériques obtenus par les deux types de modèles géométriques sont tout à fait comparables (Figure 3-23), montrant ainsi que, pour un milieu isotrope, la résistivité effective ρ_o^* peut être calculée indifféremment par l'un ou l'autre de ces modèles. Ceci étant, une anisotropie due à la présence d'inclusions allongées et orientées selon une direction préférentielle va pouvoir être introduite dans le milieu hétérogène.

3.4.4.1 *Forme des inclusions*

L'anisotropie du milieu hétérogène est introduite par la présence d'inclusions allongées de forme ogivale, la définition de formes elliptiques étant actuellement impossible avec CESAR. Les inclusions sont définies par deux arcs de cercle sécants (Figure 3-24), et leur allongement El (*Elongation*) est égal au rapport du grand axe sur le petit axe. En plus des inclusions circulaires pour lesquelles $El = 1$, deux valeurs d'allongement ont été testées : $El=2,5$ et $El=5$ (Figure 3-24 à Figure 3-27), les inclusions gardant la même longueur selon leur grand axe.

Les simulations ont été réalisées sur des populations d'inclusions de forme identique, et toujours alignées selon une même direction. L'influence de l'allongement a été abordée à travers trois orientations différentes : inclusions horizontales, verticales et obliques (45°). La concentration des inclusions varie entre 0 et 40%, pour chaque couple allongement/orientation étudié.

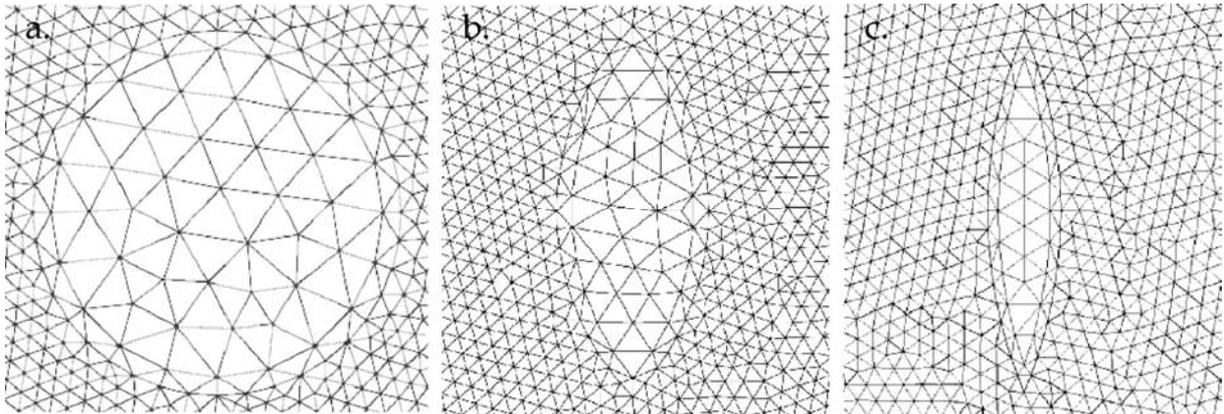


Figure 3-24. Maillage des inclusions allongées. (a). $El = 1$, (b) $El = 2.5$, (c) $El = 5$.

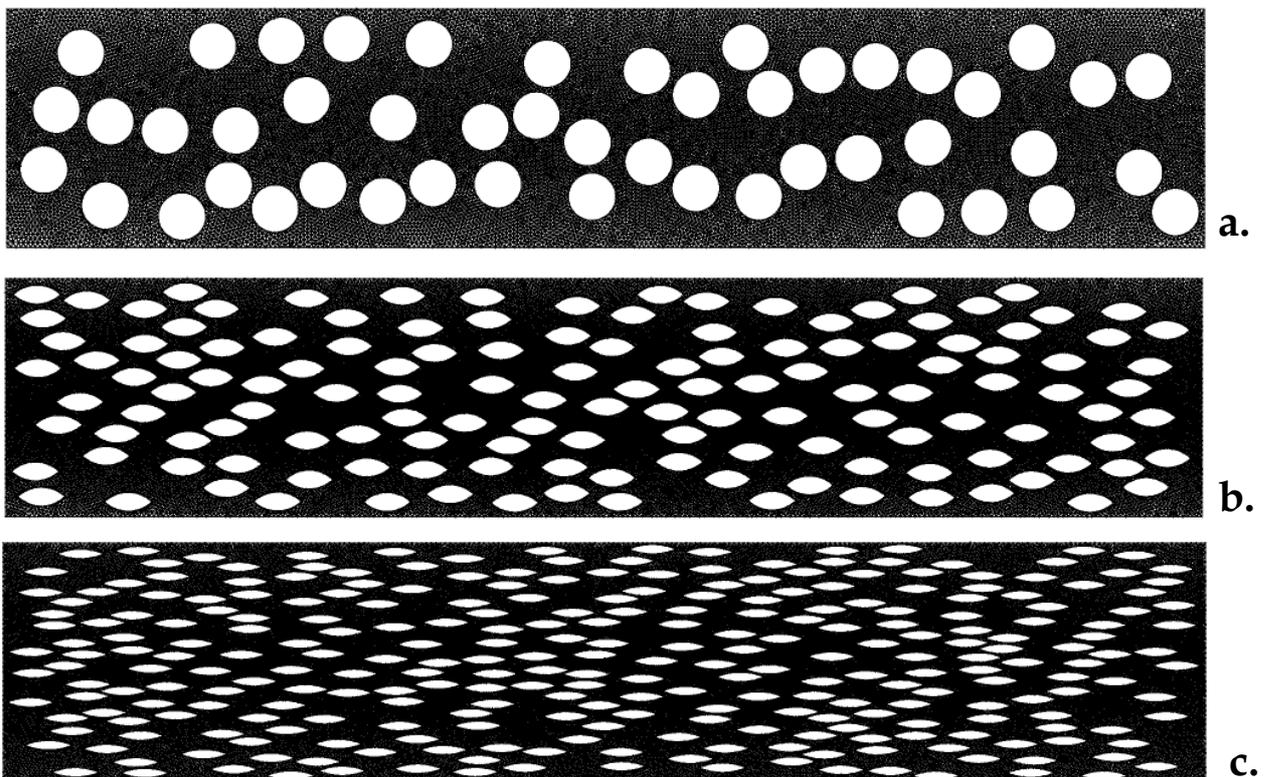


Figure 3-25. Exemples de maillages comportant 30 % d'inclusions horizontales pour trois valeurs d'allongement différentes : (a). $El = 1$, (b) $El = 2.5$, (c) $El = 5$. Les mailles situées à l'intérieur des inclusions ayant été retirées pour une meilleure clarté.

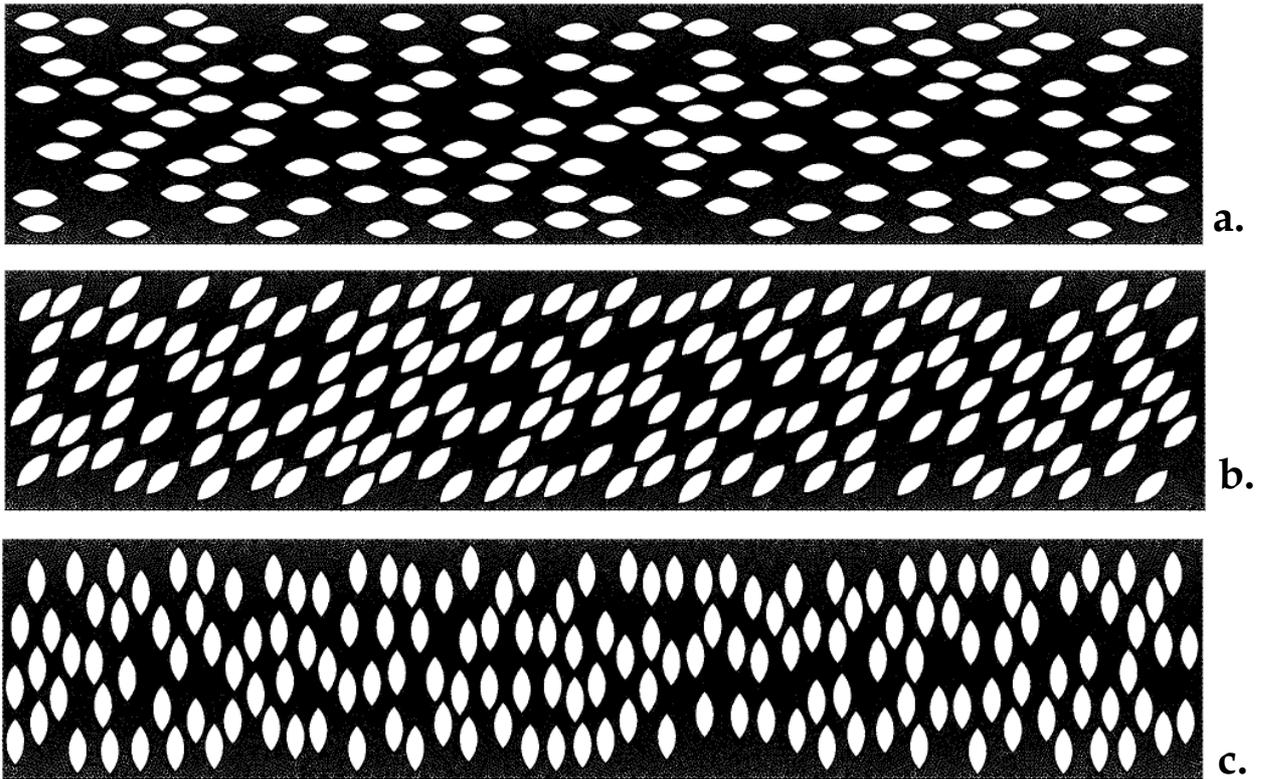


Figure 3-26. Exemples de maillages comportant des inclusions d'allongement 2,5 ; (a). horizontales, $C=30\%$; (b). obliques, $C=35\%$; (c). verticales, $C=35\%$.

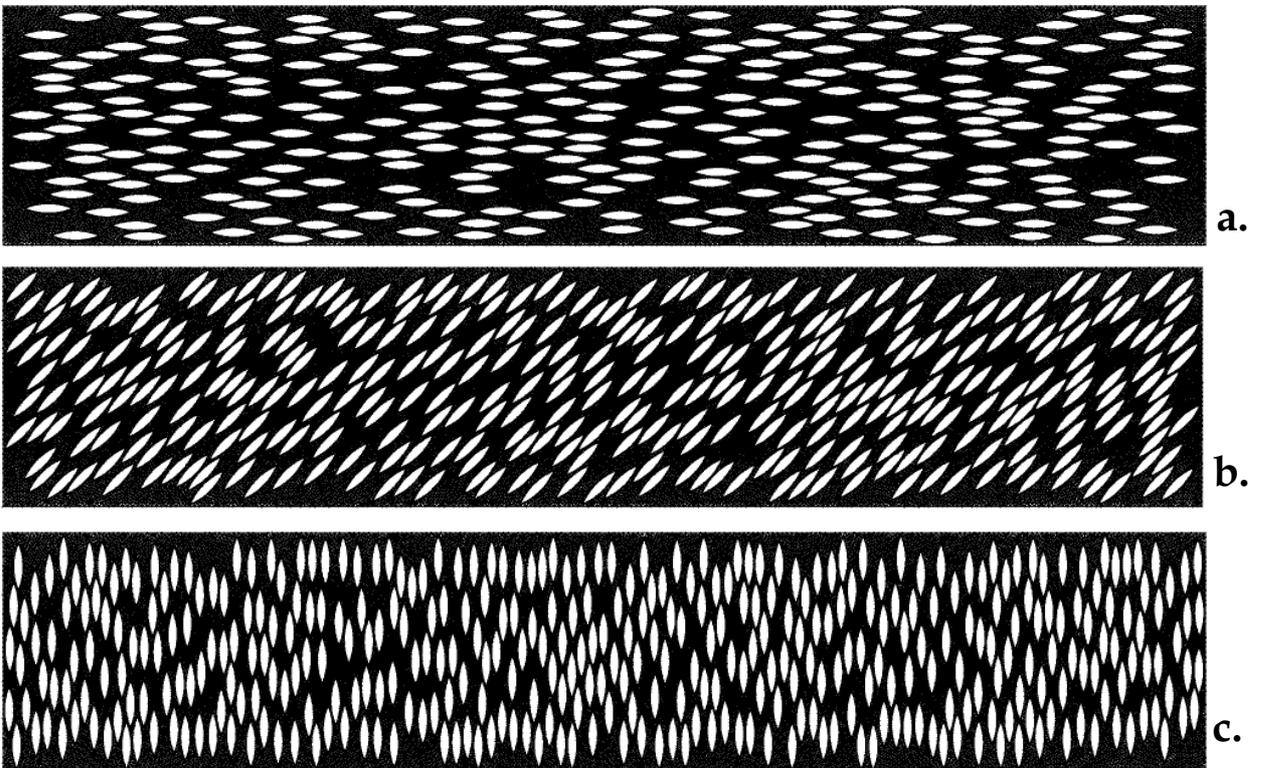


Figure 3-27. Maillages comportant des inclusions d'allongement 5 ; (a). horizontales, $C=30\%$; (b). obliques, $C=35\%$; (c). verticales, $C=40\%$.

Avant de simuler des mesures de tomographie électrique à la surface du sol (modèle type in-situ), dans lesquelles la circulation du courant est relativement complexe (direction variable), l'influence de l'anisotropie due aux inclusions a été modélisée dans le cas d'un modèle géométrique de type éprouvette (Figure 3-22a) où la circulation du courant a lieu préférentiellement selon une direction connue (horizontale).

Le contrôle de l'orientation des inclusions par rapport à la direction préférentielle de circulation du courant, permet alors de comparer les résultats numériques obtenus avec les résultats théoriques existant dans la littérature (notamment Mendelson & Cohen, 1982).

3.4.4.2 Simulations 2D sur modèle de type "éprouvette"

Afin de souligner l'influence de l'anisotropie due à l'allongement des inclusions, des simulations numériques 2D ont été réalisées sur un matériau hétérogène contenant des inclusions infiniment résistives ($\rho_i / \rho_m = 1000$) avec des valeurs d'allongement croissantes ($El = 1, 2.5$ et 5), et toutes alignées dans une même direction (horizontale, oblique ou verticale). L'utilisation d'un tel contraste est destinée à comparer nos résultats avec ceux de Mendelson & Cohen (1982). Les résultats sont présentés sur la Figure 3-28.

Lorsque les inclusions sont orientées horizontalement, donc parallèlement à la direction de circulation du courant (Figure 3-28a), la résistivité moyenne normalisée ρ_o^* / ρ_m diminue lorsque leur allongement augmente, les inclusions opposant de moins en moins de résistance à la circulation du courant. Si intuitivement ce résultat pouvait être prévisible, la Figure 3-28 montre que, en outre, les valeurs numériques s'ajustent parfaitement avec la relation analytique (équation 1-24) développée par Mendelson & Cohen (1982) pour des inclusions infiniment résistives de forme ellipsoïdale.

Dans le cas d'inclusions obliques par rapport à la direction de circulation du courant (Figure 3-28b), une légère augmentation de la résistivité ρ_o^* / ρ_m est observée lorsque l'allongement des inclusions croît de 1 à 2.5. Cette accroissement est plus net lorsque El passe de 2.5 à 5, les inclusions s'opposant d'autant plus efficacement au flux de courant électrique que leur allongement est important.

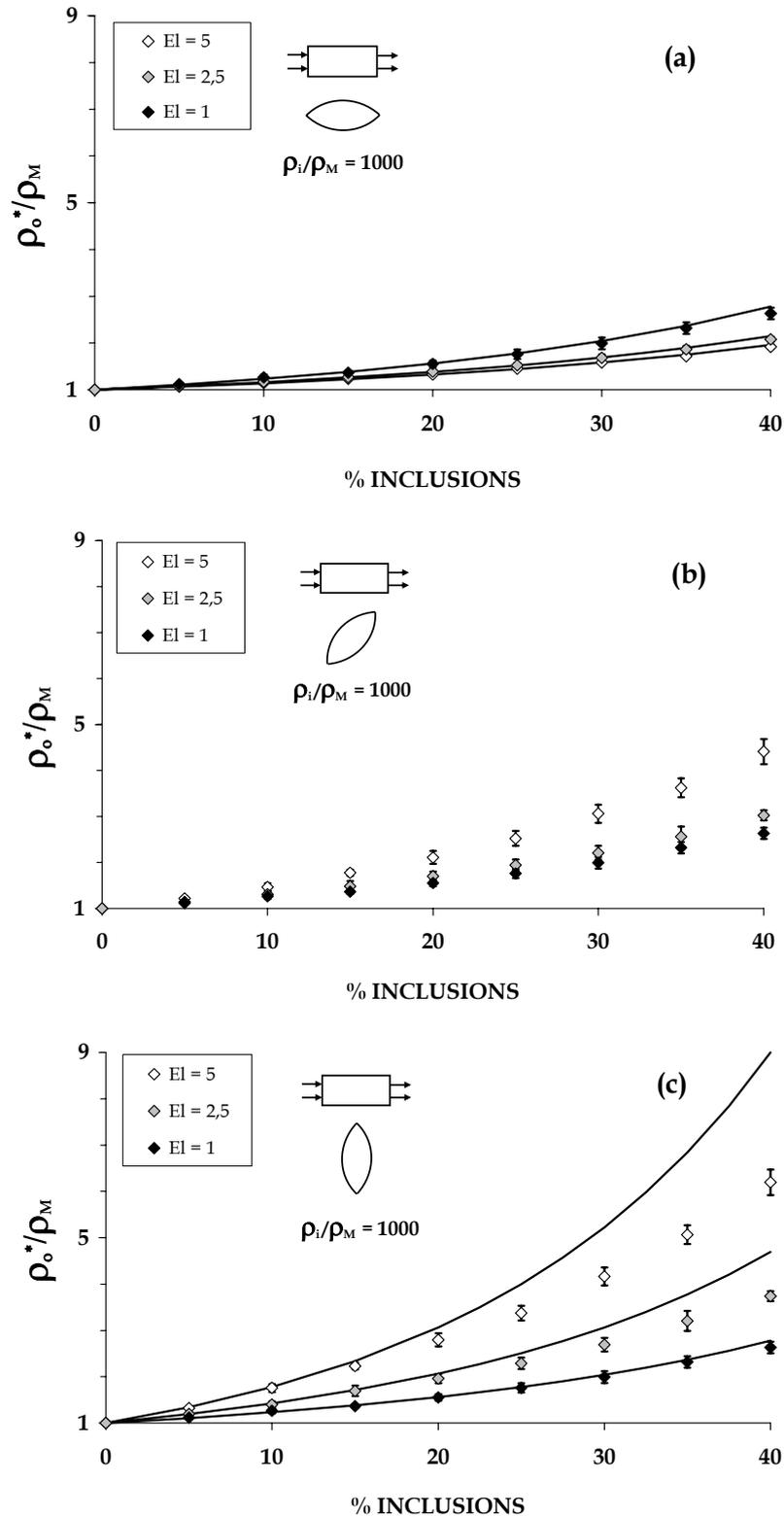


Figure 3-28. Résistivité moyenne normalisée en fonction du pourcentage d'inclusions résistives ($\rho_i/\rho_M = 1000$), pour trois valeurs d'allongement différentes ($El = 1, 2.5$ et 5), et dans le cas d'inclusions : (a) horizontales, (b) obliques, (c) verticales. Les résultats analytiques (équations 1-24 et 1-25, d'après Mendelson & Cohen, 1982), valables pour des inclusions infiniment résistives, sont représentés par un trait noir.

Les résultats sont analogues dans le cas d'inclusions verticales (Figure 3-28c), avec une augmentation de la résistivité effective plus marquée que dans le cas précédent. La comparaison de ces résultats numériques avec les prévisions théoriques de Mendelson & Cohen (équation 1-25) traduit une sous-estimation de la résistivité ρ_v^* calculée numériquement par rapport aux valeurs analytiques obtenues avec des inclusions ellipsoïdales. Ce décalage, qui s'accroît avec l'allongement des inclusions, n'est pas lié à la modélisation, mais peut s'expliquer par la différence de forme des inclusions (ellipsoïdales ou ogivales). Contrairement au cas des inclusions horizontales (Figure 3-28a) où les résultats numériques et théoriques sont pratiquement identiques, lorsque les inclusions sont verticales (donc perpendiculaires à la direction préférentielle du courant), l'épaisseur plus faible des inclusions ogivales à leurs extrémités (Figure 3-29) leur confère, à allongement égal, une résistance au passage du courant moindre par rapport à celle d'inclusions parfaitement ellipsoïdales (équation 1-25). Les ogives s'opposant moins efficacement au passage du courant, la résistivité résultante du milieu hétérogène est moins élevée.

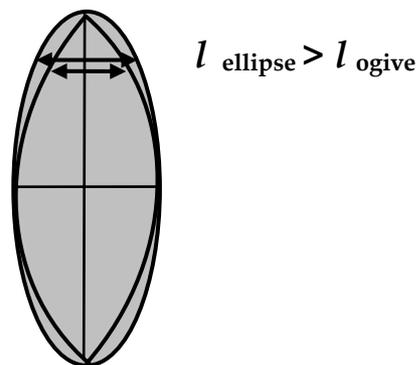


Figure 3-29. Différence d'épaisseur aux extrémités entre inclusion ogivale et inclusion ellipsoïdale.

Un ajustement des résistivités effectives calculées grâce à la relation d'homogénéisation de Bussian (1983) avec les résultats numériques peut être obtenu en faisant varier le facteur de cimentation m (Figure 3-30). L'effet de l'allongement des inclusions résistives sur le facteur de cimentation est différent selon l'orientation des inclusions. Dans le cas d'inclusions horizontales, le facteur de cimentation diminue lorsque l'allongement augmente, passant de $m = 2$ dans le cas d'inclusions circulaires à $m = 1.3$ lorsque $El = 5$.

Dans le cas d'inclusions verticales (Figure 3-30c) ou obliques (Figure 3-30b) les valeurs de m augmentent avec l'allongement des inclusions. Cette observation est tout à fait cohérente avec les résultats expérimentaux obtenus par Jackson *et al.* (1978) sur des éprouvettes de sable contenant des débris de coquillages de forme aplatie. Selon ces auteurs, la croissance de m lorsque la sphéricité des grains diminue (§ 2.2.3) traduit une augmentation de la tortuosité du milieu hétérogène.

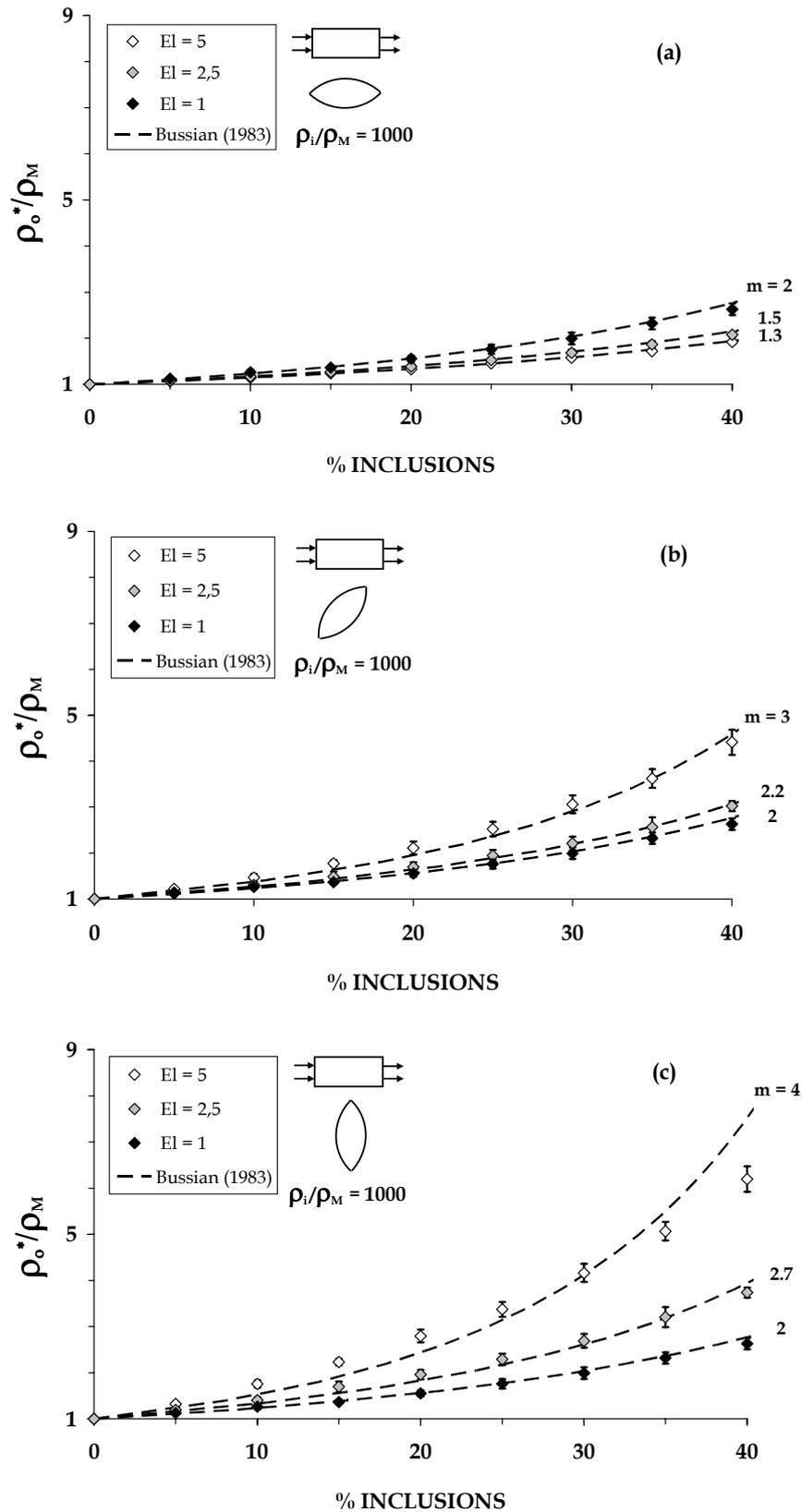


Figure 3-30. Influence de l'allongement des inclusions sur le facteur de cimentation m . L'ajustement des résultats numériques est réalisé au moyen de la relation d'homogénéisation proposée par Bussian (1983) (équation 1-16).

Les valeurs de m obtenues par ajustement de la relation de Bussian (1983) avec les résultats numériques sont indépendantes du contraste de résistivité, comme le met en évidence la Figure 3-31. Cette dernière représente la résistivité moyenne normalisée ρ_o^*/ρ_M d'un milieu hétérogène contenant des inclusions allongées ($El=5$) en fonction de l'orientation des inclusions, et pour 3 valeurs de contraste différentes ($\rho_i/\rho_M = 10, 100, 1000$). Cette invariance de m par rapport au contraste de résistivité a aussi été observée pour un allongement $El=2.5$ (non présenté).

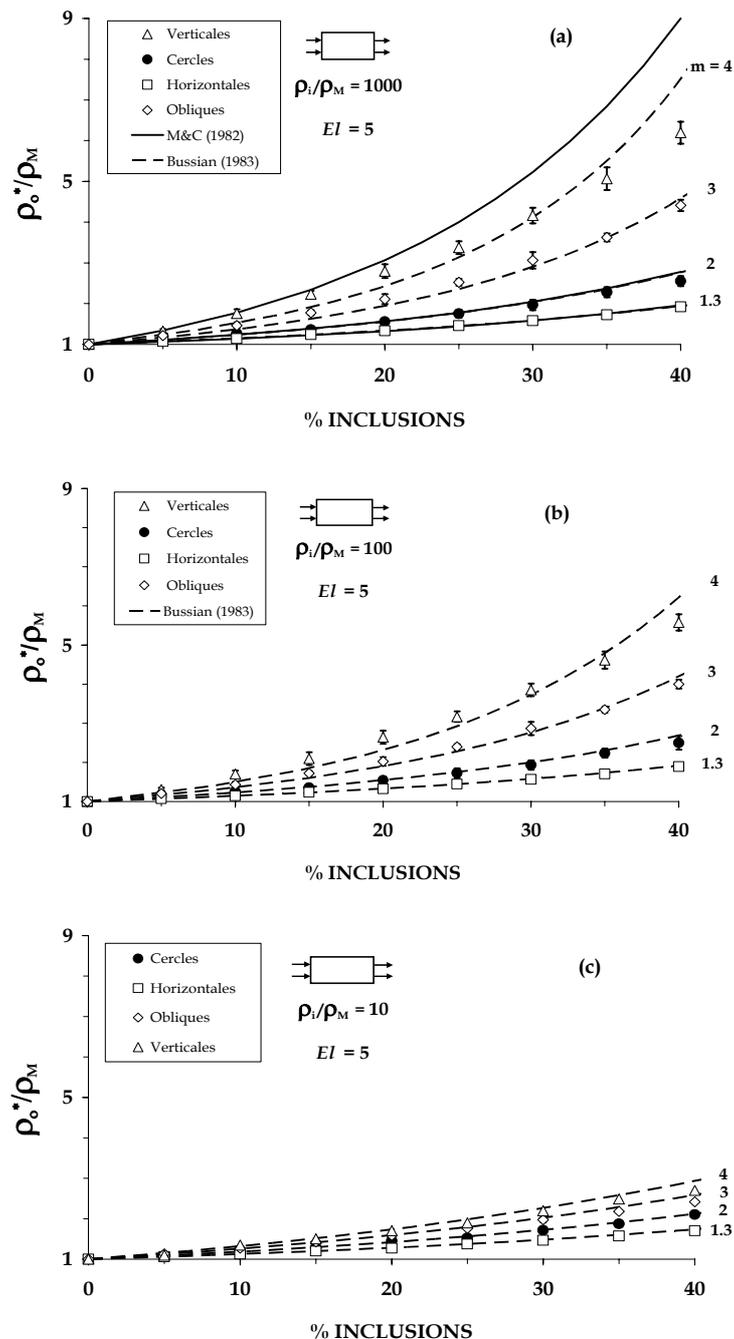


Figure 3-31. Résistivité moyenne normalisée en fonction de la concentration en inclusions et de leur orientation, pour 3 contrastes de résistivité différents ($\rho_i/\rho_M = 10, 100, 1000$). L'ajustement des résultats calculés par la relation d'homogénéisation de Bussian (1983) (en pointillé) est obtenu en faisant varier la valeur de m .

Ces simulations numériques sur modèle géométrique de type éprouvette ont mis en évidence des variations de la résistivité du matériau hétérogène dues à son anisotropie, cette dernière étant liée à l'allongement des inclusions résistives et à leur orientation par rapport à la direction préférentielle de circulation du courant. En résumé, pour une concentration donnée, la résistivité moyenne normalisée augmente avec l'allongement des inclusions lorsque ces dernières sont positionnées obliquement ou perpendiculairement à la direction préférentielle de circulation du courant, et diminue lorsque les inclusions sont orientées parallèlement à cette direction. Sur l'intervalle de concentrations testé ($0 < C < 40\%$), ces changements de la résistivité s'accompagnent d'une variation du facteur de cimentation m nécessaire à l'ajustement de la relation de Bussian (1983) avec les résultats numériques. Le sens, ainsi que l'ordre de grandeur des variations du facteur de cimentation sont en accord avec les résultats de la littérature.

3.4.4.3 Simulations 2D sur modèle de type "in-situ"

Dans le cas de simulations de mesures électriques in-situ, où des électrodes sont situées à la surface du sol, le courant ne représente plus un flux unidirectionnel horizontal (Figure 3-22b). Les lignes de courant obtenues par injection ponctuelle de courant électrique à la surface d'un milieu hétérogène sont présentées à la Figure 3-32 pour des inclusions résistives ($\rho_i / \rho_M = 100$), allongées ($El = 2.5$) et orientées verticalement (Figure 3-32a) ou horizontalement (Figure 3-32b).

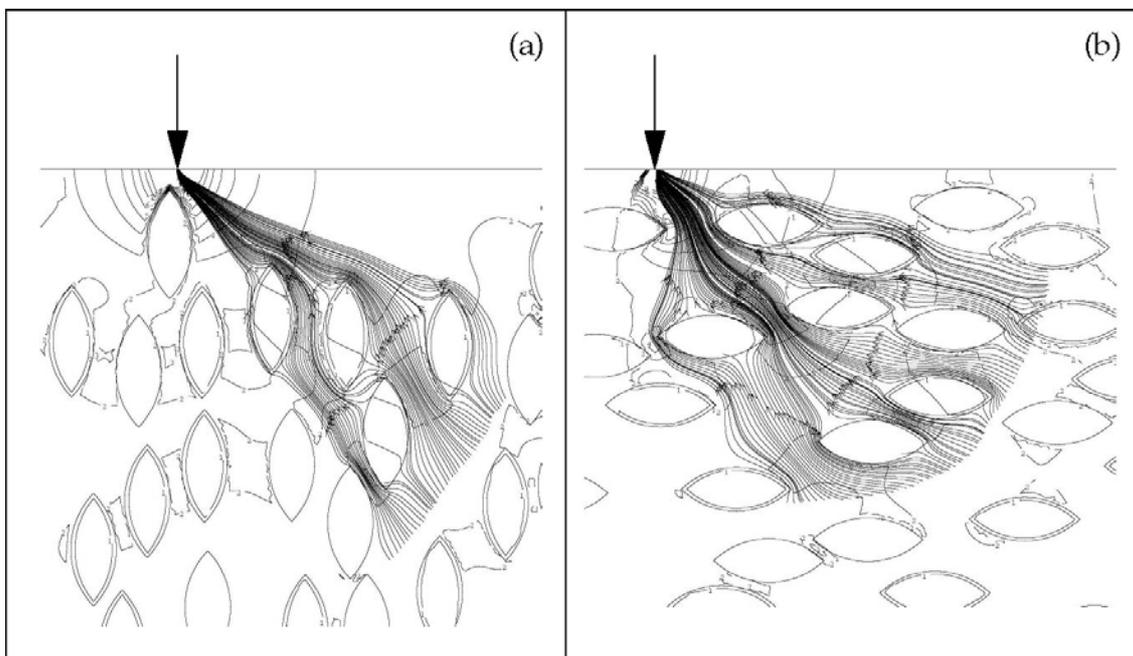


Figure 3-32. Lignes de courant simulées dans un milieu hétérogène comportant des inclusions résistives allongées ($El = 2.5$, $\rho_i / \rho_M = 100$) orientées (a) verticalement, (b) horizontalement. (simulation CESAR-LCPC). Les courbes, en plus des contours d'inclusions et des lignes de courant, représentent les équipotentielles.

Cette figure montre que les lignes de courant évitent majoritairement les inclusions résistives et se concentrent dans les zones où les inclusions sont rapprochées. La circulation préférentielle du courant dans ces zones provoque un étalement des lignes équipotentielles. Par ailleurs, le doublement fréquent du contour des inclusions par une ligne équipotentielle témoigne des brusques variations du potentiel électrique aux alentours des inclusions résistives, et justifie à posteriori la finesse de la discrétisation à ces endroits.

Dans le cas du modèle géométrique de type "in-situ", et selon une démarche analogue à la précédente (§ 3.4.4.2), des simulations ont été effectuées pour des inclusions d'allongement croissant ($El=1, 2.5$ et 5), et orientées selon trois directions différentes. Les résultats, présentés dans le cas d'un contraste intermédiaire ρ_i / ρ_m égal à 100 (Figure 3-33), montrent une croissance de la résistivité moyenne normalisée ainsi que du facteur m avec l'allongement des inclusions. Contrairement aux résultats obtenus sur le modèle de type éprouvette, cette augmentation a lieu quelle que soit l'orientation des inclusions.

Pour des faibles valeurs d'allongement ($1 < El < 2.5$) la résistivité effective du milieu apparaît peu sensible à la forme des inclusions. En effet, la valeur du facteur de cimentation est relativement stable puisqu'elle passe de $m=2$ lorsque les inclusions sont circulaires ($El=1$) à $m=2.1$ à 2.2 lorsque $El=2.5$. Cette stabilité relative de m dans cette gamme d'allongement ($1 < El < 2.5$) est observée quelle que soit l'orientation des inclusions. En revanche, lorsque l'allongement des inclusions passe de 2.5 à 5 , la résistivité effective du milieu s'accroît beaucoup plus nettement, ainsi que le facteur de cimentation m qui atteint des valeurs comprises entre $2,5$ et $3,1$ lorsque $El=5$.

La Figure 3-34 met en évidence l'influence de l'orientation des inclusions grâce à une présentation différente de ces mêmes résultats numériques. Pour une concentration donnée et un allongement constant ($El=5$, Figure 3-34a ; $El=2.5$, Figure 3-34b), la résistivité moyenne normalisée est maximale pour des inclusions orientées horizontalement, minimale pour des inclusions orientées verticalement, et intermédiaire pour des inclusions orientées obliquement. De même, le facteur de cimentation m atteint sa valeur maximale lorsque les inclusions sont alignées horizontalement ($m=3.1$), minimale lorsque les inclusions sont alignées verticalement ($m=2.5$) et intermédiaire pour des inclusions alignées obliquement ($m=2.9$). Ce rôle de l'orientation des inclusions constitue une différence essentielle avec le cas précédent simulant des mesures électriques sur échantillon, et résulte de la direction variable des lignes de courant dans le milieu hétérogène.

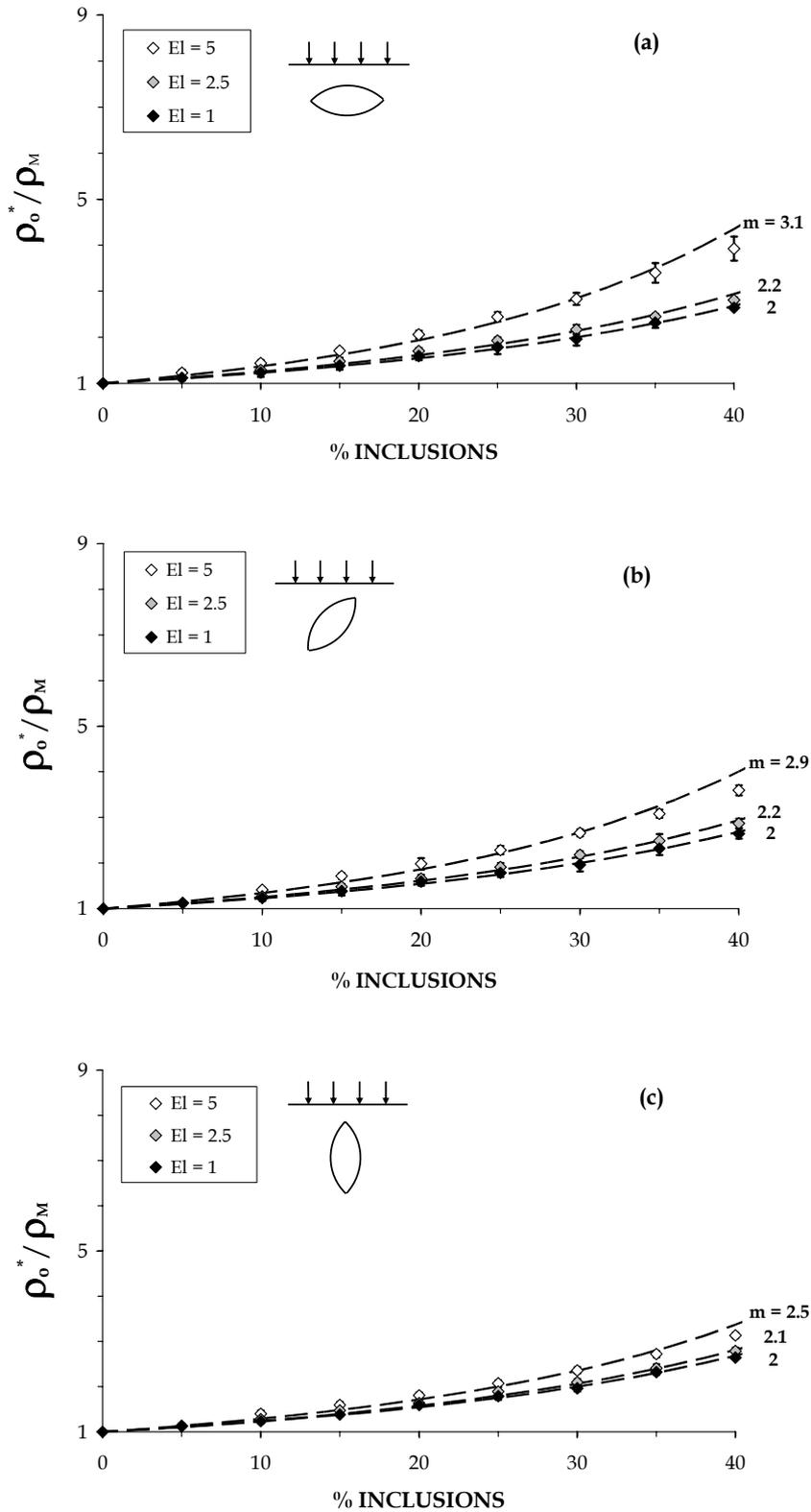


Figure 3-33. Résistivité moyenne normalisée en fonction du pourcentage d'inclusions résistives, pour trois valeurs d'allongement différentes ($EI = 1, 2.5$ et 5), pour un contraste égal à $\rho_i / \rho_M = 100$, et dans le cas d'inclusions : (a) horizontales, (b) obliques, (c) verticales. L'ajustement des résultats numériques (en pointillé) est réalisé au moyen de la relation d'homogénéisation proposée par Bussian (1983) (équation 1-16), en adaptant la valeur du facteur de cimentation m .

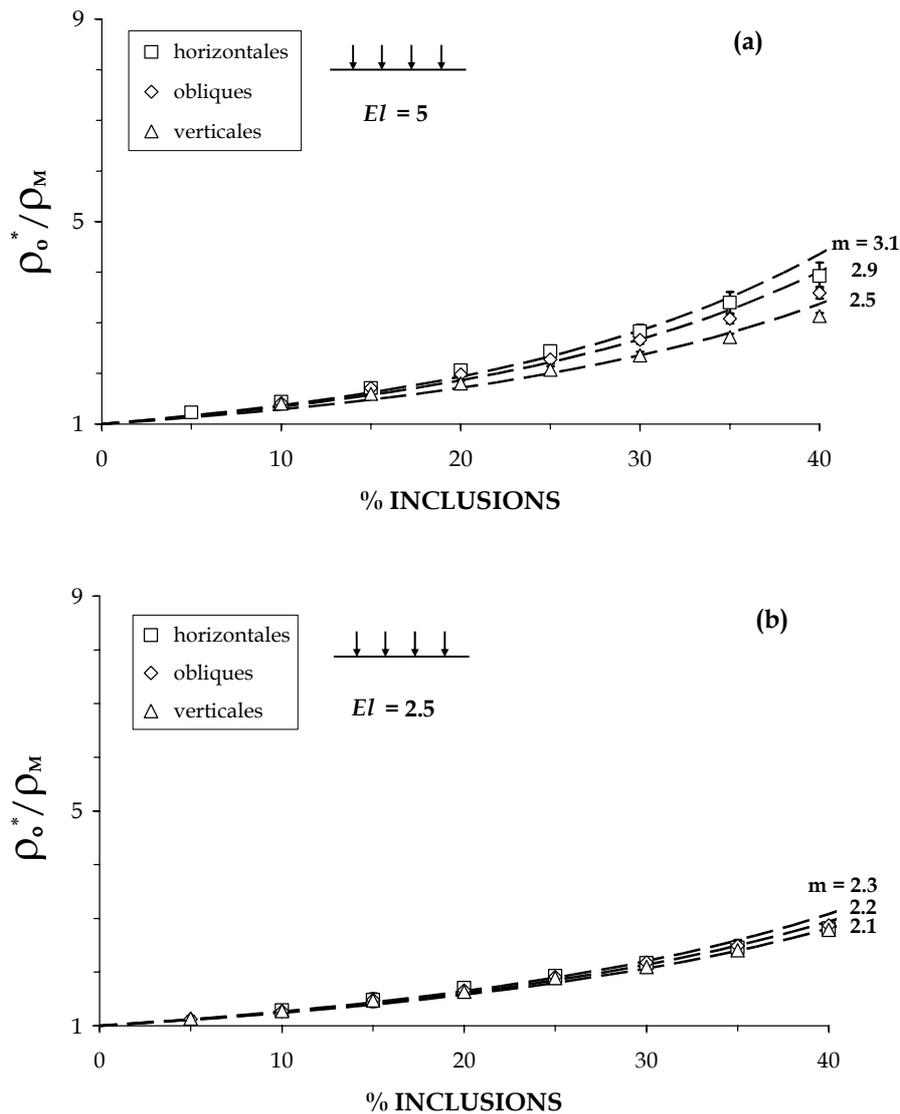


Figure 3-34. Influence de l'orientation des inclusions résistives ($\rho_i / \rho_M = 100$), pour deux valeurs d'allongement (2.5, 5) : (a) inclusions horizontales, (b) obliques, (c) verticales. Les courbes en traits pointillés correspondent à la loi d'homogénéisation théorique de Bussian, les valeurs du facteur de cimentation m indiquées à droite étant choisies pour obtenir un ajustement optimal des résultats numériques.

3.4.4.4 Comparaison et interprétation des résultats

Pour une orientation donnée, l'augmentation de la résistivité ρ_o^*/ρ_M liée à l'orientation apparaît beaucoup plus nette dans le cas du modèle de type éprouvette, que dans le cas du modèle type in-situ (Figure 3-35). En revanche, dans cette dernière configuration, l'augmentation de résistivité a lieu quelle que soit l'orientation des inclusions, et contrairement au modèle géométrique de type éprouvette, la résistivité mesurée est maximale lorsque les inclusions résistives sont orientées horizontalement.

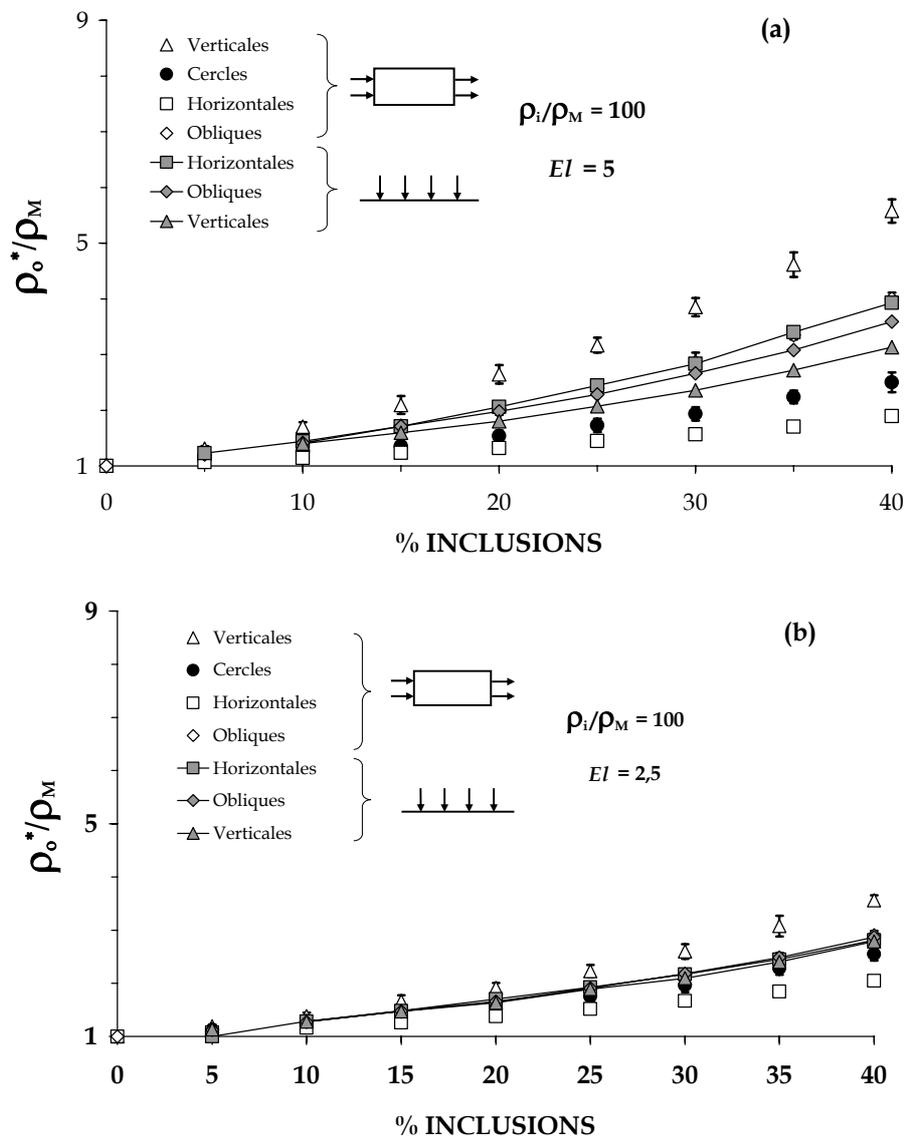


Figure 3-35. Comparaison des résultats obtenus sur les deux types de modèles étudiés.

Les résultats obtenus sur le modèle de type in-situ, et notamment le fait que la résistivité apparente calculée soit maximale lorsque les inclusions sont orientées horizontalement, s'expliquent par le paradoxe de l'anisotropie (développé dans le cas d'un milieu stratifié au § 1.4.1.1.6.). Ce paradoxe montre que l'ellipsoïde de résistivité apparente dans un milieu anisotrope diffère de l'ellipsoïde de résistivité réelle (Watson & Barker, 1999). La Figure 3-36 synthétise les résultats obtenus dans le cas d'une anisotropie bidimensionnelle due à la présence d'inclusions allongées toutes alignées selon une même direction.

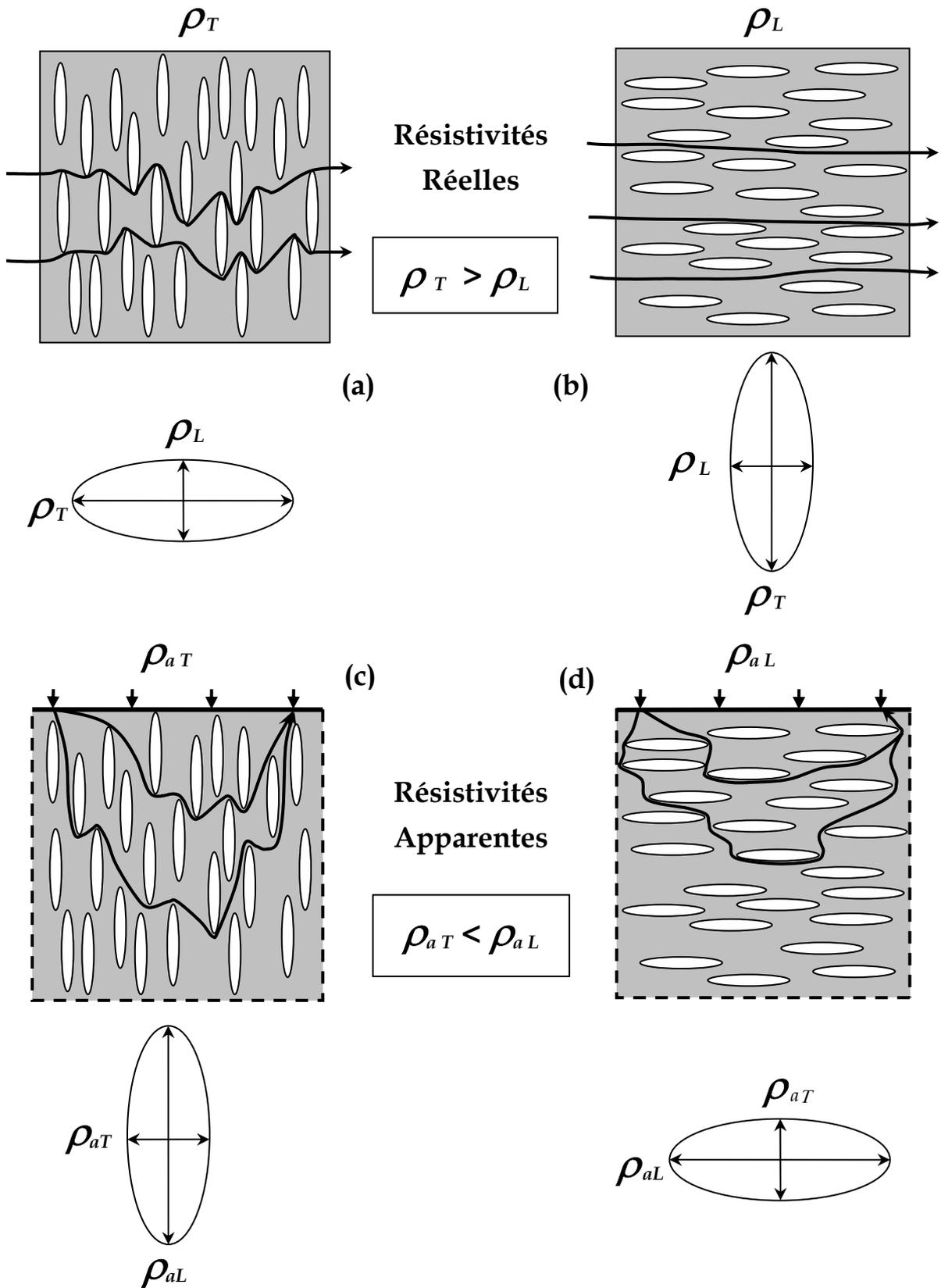


Figure 3-36. Positions des ellipses (2D) de résistivité vraie (ρ_T, ρ_L) et apparentes (ρ_{aT}, ρ_{aL}) illustrant le paradoxe de l'anisotropie. (a) et (b) Lignes de courant dans le modèle de type éprouvette, pour des inclusions de direction respectivement verticale ou horizontale. (c) et (d) Lignes de courant dans le modèle in-situ, pour des inclusions de direction verticale ou horizontale.

Pour le modèle de type éprouvette (Figure 3-36 a,b), les équations 1-24 et 1-25 (Mendelson & Cohen, 1982) présentées au chapitre 1 permettent de calculer les résistivités réelles transversales ρ_T et longitudinales ρ_L . En considérant le paradoxe de l'anisotropie, on peut alors calculer analytiquement les résistivités apparentes (ρ_{aT}, ρ_{aL}) à partir des valeurs de résistivités réelles (ρ_L, ρ_T), telles que : $\rho_{aT} = \rho_L < \rho_{aL} = \sqrt{\rho_T \cdot \rho_L}$ (cf. § 1.4.1.1.6.).

Ces valeurs de résistivité apparente calculées analytiquement dans le cas d'inclusions positionnées verticalement ou horizontalement sont comparées sur la Figure 3-37 aux résistivités apparentes obtenues par simulation numérique dans une configuration identique (inclusions verticales ou horizontales). Lorsque les inclusions sont alignées horizontalement, les deux types de résultats (analytiques et numériques) sont très cohérents.

En revanche, ils présentent une nette divergence lorsque les inclusions sont alignées verticalement. Cette différence est probablement liée à la tortuosité qui augmente la résistivité apparente obtenue in-situ dans le cas d'inclusions allongées. Cette résistivité calculée numériquement est alors supérieure à celle obtenue dans le cas d'inclusions circulaires (Figure 3-37). Une synthèse des résultats concernant l'anisotropie est présentée dans la conclusion de ce chapitre.

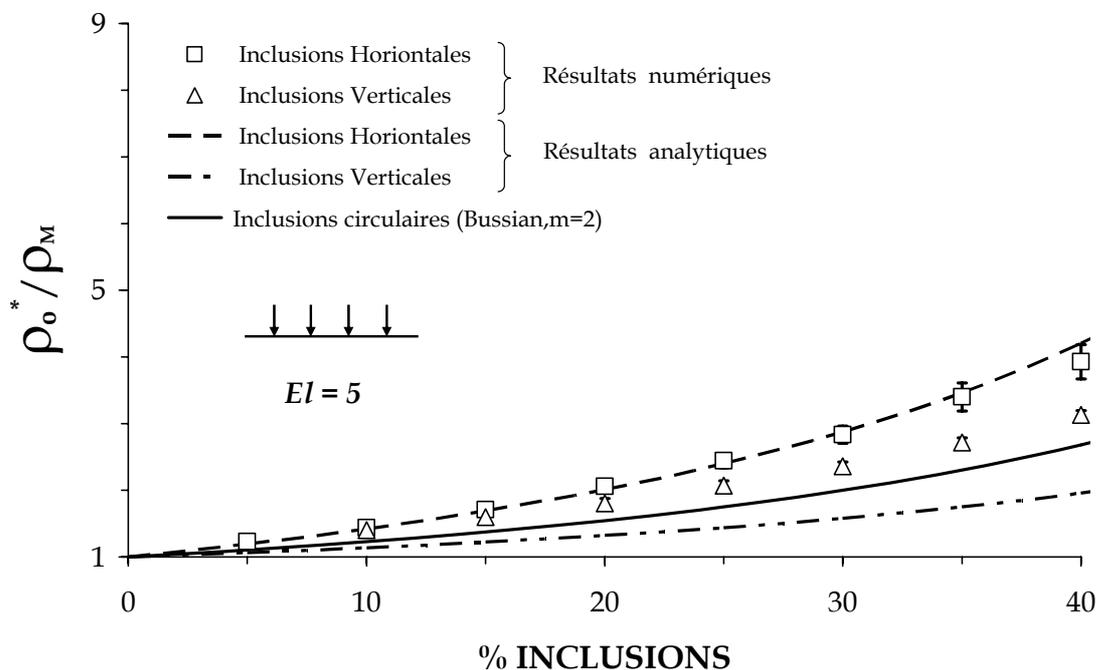


Figure 3-37. Résistivité effective (apparente) normalisée par la résistivité de la matrice, calculée selon 2 méthodes (numérique et analytique), dans le cas d'un milieu hétérogène contenant des inclusions d'allongement égal à 5, 100 fois plus résistives que la matrice, et alignées horizontalement ou verticalement.

3.4.5 Simulations numériques en 2.5 D

La modélisation d'inclusions de forme sphérique, correspondant à une vraie structure 3D (de type sol), est actuellement impossible à simuler avec CESAR, sans même évoquer le problème d'une discrétisation spatiale suffisante compte tenu des limitations sur le nombre d'éléments total. Cependant, afin de se rapprocher du cas réel, ou tout au moins du modèle réduit étudié au chapitre 4, des simulations numériques en 2.5D ont été effectuées. Une telle géométrie sous-entend la circulation du courant en 3D dans une structure 2D (étendue).

Les maillages 2.5D sont construits par N_t translations latérales incrémentales d'un maillage 2D (Figure 3-38a). Afin de limiter les erreurs numériques liées aux conditions aux limites (potentiel nul), la largeur L' totale du maillage (dans la direction perpendiculaire à celle du maillage 2D source) doit être équivalente à sa longueur L (longueur du maillage 2D source). La condition sur l'éloignement des bornes du maillage par rapport aux points d'injection de courant définie à l'équation 3-6 est ainsi respectée.

Afin d'augmenter progressivement la taille des éléments finis lorsque l'on s'éloigne du centre du maillage (lieu d'injection du courant), pour un N_t donné, les valeurs de chaque translation (T_1, T_2, \dots, T_n) (Figure 3-38a) correspondent aux termes d'une suite géométrique de raison adaptée.

Une première série de tests a été menée sur un milieu homogène, visant à optimiser le nombre N_t de translations latérales nécessaires pour construire le maillage 2.5D à partir d'un modèle 2D source. L'objectif est de minimiser l'erreur numérique liée à cette discrétisation propre à la troisième dimension. La Figure 3-38b représente l'erreur numérique sur la résistivité calculée dans le cas d'un milieu homogène, selon la séquence de mesures définie au § 3.2.3.1., pour un nombre de translations N_t croissant. Les résultats montrent que l'erreur numérique, principalement liée à la discrétisation dans la nouvelle dimension introduite, est de l'ordre de 2% lorsque $N_t = 14$. Une telle discrétisation a été utilisée lors des simulations avec inclusions.

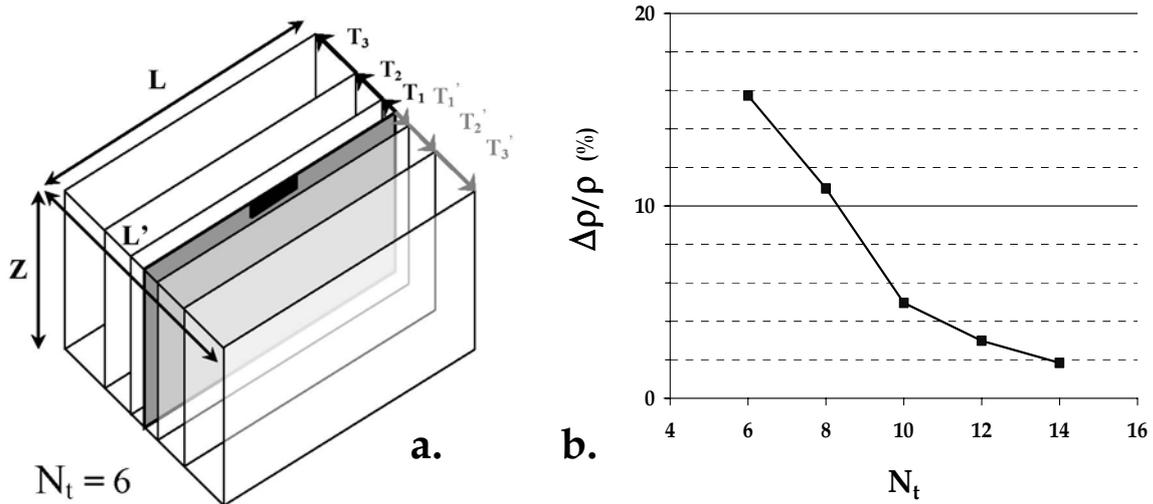


Figure 3-38. Construction du maillage 3D à partir d'un maillage 2D. (a). Vue schématique du maillage 2.5D (ensemble) et du maillage 2D source (en grisé). (b). Erreur numérique sur la résistivité calculée dans le cas d'un milieu homogène, en fonction du nombre de translations N_t utilisées pour la construction du maillage 2.5D.

La Figure 3-39 compare les résultats obtenus pour des concentrations en inclusion de 40 % en fonction de la géométrie 2D ou 2.5D testée. Pour les maillages 2D finement discrétisés, tels que ceux utilisés plus haut, la résistivité effective normalisée obtenue est telle que le facteur de cimentation nécessaire à un bon ajustement de la loi de Bussian (1983) avec les résultats numériques est de l'ordre de 2.

Chaque maillage 2.5D est construit à partir de 14 translations latérales d'un maillage 2D source (donc 15 sections 2D au total). Afin de rester dans la limite du nombre d'éléments maximum possibles (~100 000) le maillage 2D source (du maillage 2.5D) comporte donc 15 fois moins d'éléments que le maillage 2D précédent (nommé "2D fin" sur la Figure 3-39). En conséquence, la discrétisation spatiale des maillages 2.5D ne permettra pas une description optimale de la circulation de courant dans la zone hétérogène (cf. § 3.2.5.3).

Des simulations numériques 2D effectuées sur les maillages 2D source (des maillage 2.5D), présentent une sous-estimation d'environ 10% de la résistivité effective, liée au manque de finesse de la discrétisation spatiale (Figure 3-39). Le facteur de cimentation correspondant est égal à 1.8.

Lors des simulations numériques en 2.5D, la Figure 3-39 montre qu'un facteur de cimentation m légèrement supérieur à 1.5 est requis pour ajuster les résultats numériques avec la relation de Bussian (1983). Cependant, compte tenu de la discrétisation spatiale insuffisante (au sein du maillage 2D source), les valeurs calculées constituent plutôt une borne inférieure qu'un résultat exact. Si, comme dans le cas 2D, on suppose qu'une discrétisation optimale conduirait à augmenter la résistivité effective normalisée de 10 %, la valeur correspondante obtenue pour m serait alors légèrement supérieure à 1.7 (Figure 3-40).

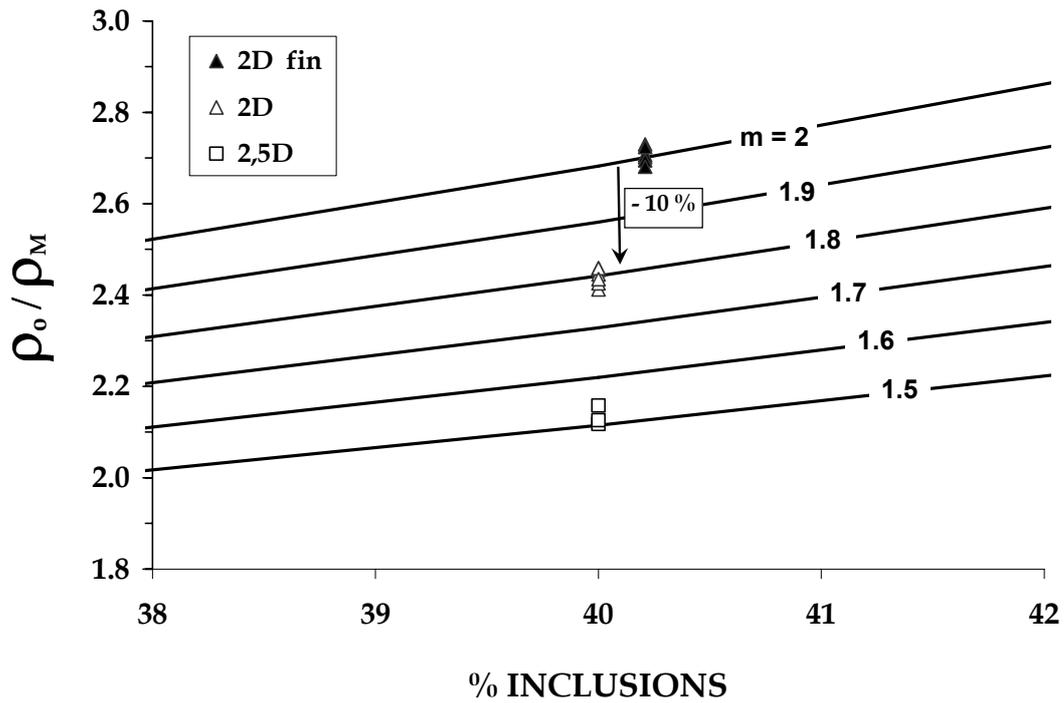


Figure 3-39. Comparaison des résistivités effectives normalisées calculées en 2.5D et en 2D pour deux finesses de maillages différentes. Les courbes en noir représentent la relation de Bussian (1983) pour un contraste $\rho_i / \rho_m = 100$ et différentes valeurs de m .

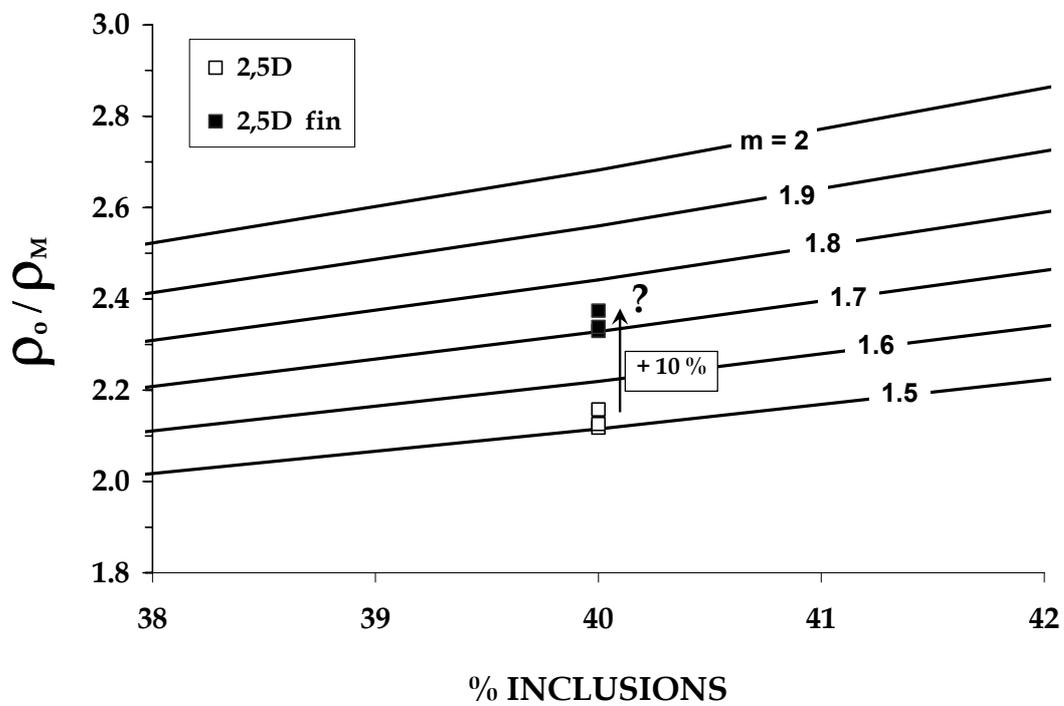


Figure 3-40. Estimation de la résistivité effective normalisée en 2.5D si la discrétisation était optimale.

3.5 Conclusions

Une série de tests préliminaires nous a permis de maîtriser et de minimiser les erreurs numériques inhérentes à la méthode des éléments finis (code CESAR-LCPC). Compte tenu de la géométrie du maillage utilisé, l'effet des conditions aux limites sur la résistivité électrique simulée a pu être négligé. De même, la discrétisation spatiale de la zone hétérogène a été optimisée.

Les premières simulations numériques 2D effectuées sur milieu hétérogène ont permis de déterminer une condition adimensionnelle nécessaire à l'homogénéisation. Ainsi dans le cas de mesures électriques sur un sol hétérogène à l'aide d'un dispositif Wenner- α (mesures réelles ou simulées), la résistivité effective ou homogène équivalente du milieu est obtenue lorsque l'espacement inter-électrodes a est supérieur ou égal à 8 fois le rayon des inclusions résistives.

La simulation d'une séquence de mesures électriques sur un milieu hétérogène 2D contenant des inclusions circulaires résistives en concentrations croissantes ($0 < C < 40\%$) et réparties aléatoirement dans le milieu a montré que la relation d'homogénéisation proposée par Bussian (1983) et utilisée avec un facteur de cimentation adéquat ($m=2$ en 2D) permettait une bonne description de la résistivité effective du milieu.

Ce résultat est important car il permet, en extrapolant les résultats de Mendelson & Cohen (1982) du 2D au 3D ($m=1.5$ en 3D), d'estimer directement la concentration en inclusions résistives présentes dans un sol hétérogène biphasique à partir de sa résistivité effective, si la résistivité de chacune des phases est connue. Dans le cas d'une géométrie 2.5D, telle que celle du modèle réduit étudié au chapitre suivant, le facteur de cimentation est alors compris entre 1.5 et 2. En se basant sur les résultats 2D, on peut l'estimer à 1.7 (en 2.5D).

La résistivité électrique s'est avérée insensible à la taille des inclusions résistives présentes dans le milieu, plusieurs configurations en terme de taille des inclusions menant à une résistivité effective identique pour milieu hétérogène. Ce résultat est en accord avec les observations expérimentales de Jackson *et al.* (1978).

En 2D, lorsque l'allongement des inclusions reste faible à modéré ($El < 2.5$), les résultats numériques ont montré qu'il influait très peu sur la résistivité effective du milieu. Les inclusions ou blocs contenus dans les terrains naturels étant la plupart du temps peu allongés, l'estimation de leur concentration dans un sol hétérogène n'est donc pas perturbée par leur forme. Ce résultat témoigne d'une certaine robustesse de la méthode.

Cependant, en cas de forte anisotropie du terrain investigué, dû à un alignement préférentiel d'inclusions présentant un allongement élevé ($2.5 < EI < 5$) et toutes alignées dans une même direction, une augmentation très nette de la résistivité effective peut avoir lieu. Elle s'accompagne d'une croissance du facteur de cimentation m qui, de 2 en présence d'inclusions circulaires passe alors à 2.5 voire 3.1 suivant l'orientation des inclusions. En effet, la résistivité apparente est maximale lorsque les inclusions résistives sont alignées horizontalement, minimale lorsque l'alignement est vertical et intermédiaire lorsque l'alignement est oblique. Ces résultats sont en accord avec le paradoxe de l'anisotropie décrit au paragraphe 1.4.1.1.6., et initialement mis en évidence dans le cas de milieux stratifiés. Cette influence de l'anisotropie est d'autant plus importante que les sols fortement anisotropes présentent le plus souvent une orientation préférentielle dans le plan horizontal (pavage horizontal dans les lits de cours d'eau, litages horizontaux ou obliques dans des dépôts de lave torrentielle, fabrique préférentielle sub-horizontales dans le cas de moraines déformées par l'abrasion glaciaire, alluvions grossières déposées par un courant à forte énergie). En présence, sur le terrain, d'inclusions fortement allongées ou aplaties, leur allongement ainsi que leur orientation par rapport au profil de mesure, devront être estimés (visuellement ou par analyse d'image) afin de déterminer le facteur de cimentation adapté pour estimer la proportion des blocs.

L'ensemble des résultats numériques obtenus montre qu'en présence d'inclusions (ou blocs) d'allongement modéré, la résistivité effective du milieu varie principalement en fonction de leur concentration. La résistivité s'avère donc une observable géophysique relativement robuste pour déterminer le pourcentage d'inclusions contenues dans un sol hétérogène.

CHAPITRE 4

MODELISATION ANALOGIQUE DE LA METHODE ELECTRIQUE

4	<i>Modélisation analogique de la méthode électrique</i>	151
4.1	Description du modèle expérimental	151
4.2	Résistivité du mélange	153
4.3	Résistivité individuelle de chaque composant	157
4.4	Interprétation des résultats	163
4.5	Conclusions - Cohérence avec les résultats numériques	167

4 MODELISATION ANALOGIQUE DE LA METHODE ELECTRIQUE

Afin de se rapprocher des conditions réelles et de valider la méthode d'estimation du pourcentage d'inclusions dérivant des résultats du chapitre 3, un modèle réduit physique a été construit en laboratoire. Il consiste en un sol hétérogène artificiel (tasseaux de bois dans un sable limoneux) mis en place dans une large caisse de bois. Connaissant la résistivité des deux matériaux qui composent ce sol de synthèse, la résistivité effective du mélange (mesurée grâce à un dispositif spécifique de tomographie électrique de taille réduite spécifique) permet d'estimer la concentration en inclusions résistives contenues dans le modèle par relation d'homogénéisation de Bussian (1983). Cette valeur pourra être comparée à la concentration réelle introduite dans le modèle. Ces mesures sur modèle réduit vont nous permettre de valider le choix de la relation d'homogénéisation ainsi que la pertinence des conditions d'homogénéisation définies grâce aux calculs numériques.

4.1 Description du modèle expérimental

4.1.1 Structure

Le matériau hétérogène est reconstitué à l'intérieur d'une caisse en contre-plaqué marine d'épaisseur 15 mm et de dimensions internes $L \times l \times h = 2 \times 1 \times 0.5$ m (figure 4.1), soit un volume total d'un mètre cube. Le matériau est composé d'inclusions résistives (tasseaux en bois de pin d'un mètre de longueur) emballées dans une matrice plus conductrice (sable limoneux). Pour des raisons pratiques de mise en place, et afin de garantir un remplissage optimal de tous les espaces inter-inclusions par le sable limoneux (absence de vides) des tasseaux à section carrée (27 x 27 mm) ont été utilisés.

Les tasseaux sont mis en place avec leur grand axe orienté selon la largeur de la caisse et forment un empilement vertical de 12 couches disposées en quinconce (Figure 4-1). Chaque couche se compose de 50 tasseaux espacés régulièrement (espacement latéral 13 mm) et est séparée de la suivante par une couche de sable limoneux (espacement vertical 13 mm). Au total, 600 tasseaux ont donc été mis en place, répartis en 12 couches d'épaisseur individuelle 40 mm (y compris l'épaisseur intercalaire de sable limoneux). La hauteur totale du modèle est égale à 0.48 m.

La répartition spatiale des inclusions est parfaitement uniforme avec une concentration volumique égale à 44.3 %. Initialement, des essais avaient été prévus pour deux valeurs de concentration différentes (44.3% et 22.1%). Toutefois, en raison des difficultés rencontrées lors de la mise en œuvre, et de problèmes rencontrés lors des mesures de résistivité, seule une valeur de concentration (44.3%) a pu être testée.

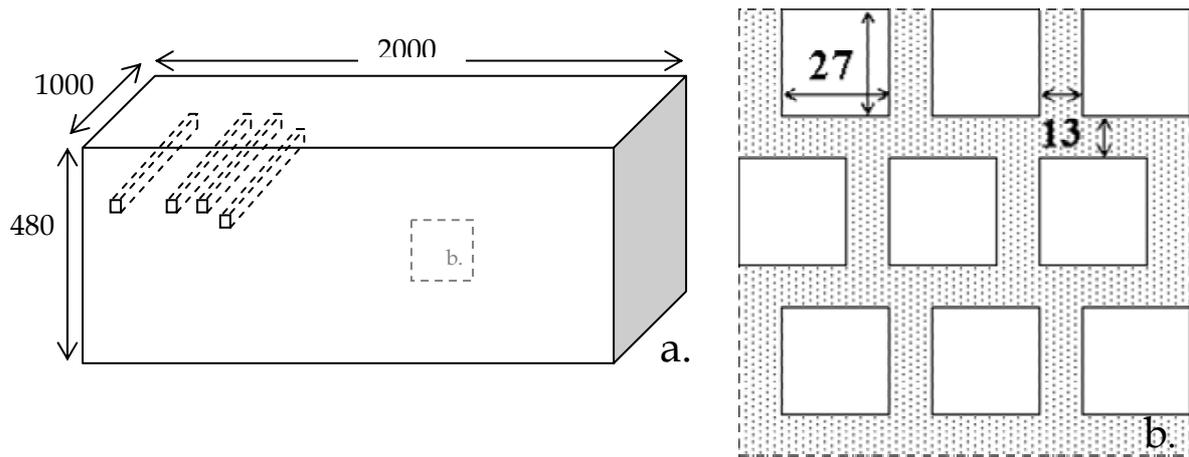


Figure 4-1. (a) Géométrie du modèle réduit montrant quelques tasseaux. (b) Coupe schématique longitudinale. La structure est bidimensionnelle. Les dimensions sont en millimètres.



Figure 4-2. Construction du modèle réduit. (a) Début du remplissage de la caisse: mise en place de la première couche de tasseaux. (b) Remplissage des espaces inter-inclusions par le sable limoneux. (c) La couche intercalaire de sable limoneux, d'épaisseur 13 mm, est mise en place à épaisseur constante, sans compactage. (d) Mise en place de la 12^{ème} (et dernière) couche.

4.1.2 Le sable limoneux

Le sable limoneux formant la matrice conductrice provient de la carrière d'Authevernes, dans l'Eure. Il est issu du concassage d'un calcaire gréseux fournissant un matériau pouvant contenir des éléments d'un diamètre atteignant 40 mm. Pour les besoins de l'expérience il a été écrêté à 5 millimètres. La courbe granulométrique obtenue par tamisage (Figure 4-3) témoigne d'un pourcentage de fines relativement important (passant à 80 μm ~ 32%) avec une proportion d'argiles qui reste cependant modérée, compte tenu de la valeur au bleu de méthylène (VBS) égale à 0.6 (Norme Française NF P 094-068). Lors de la construction du modèle réduit, le sable limoneux a été saturé afin d'augmenter sa conductivité. La teneur en eau est contrôlée par des mesures réalisées à la suite des essais.

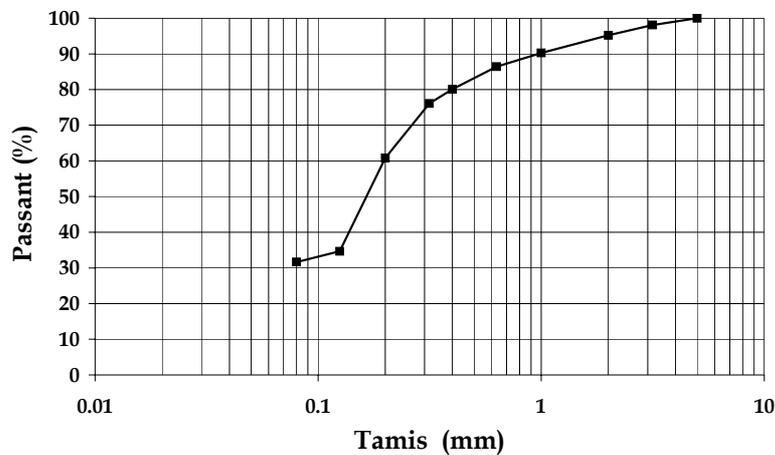


Figure 4-3. Courbe granulométrique du sable limoneux écrêté à 5 mm.

4.2 Résistivité du mélange

4.2.1 Dispositif de mesure

Un dispositif de mesure spécifique à échelle réduite a été développé pour cette expérience (Figure 4-4). Il est constitué d'un support en bois percé à intervalles réguliers et de 16 électrodes en laiton de 150 mm de long et 4 mm de diamètre, taillées en pointe à leur extrémité. Des vis latérales de serrage permettent de limiter l'enfoncement des électrodes dans la couche supérieure de sable limoneux à une profondeur de 10 mm.

L'espacement des électrodes est fixé à 110 mm (Figure 4-4b), de manière à respecter la condition d'homogénéisation du sol définie numériquement ($a_{min} / R \geq 8$), en assimilant les tasseaux de section carrée (27 mm de côté) à des cylindres de section équivalente. Les mesures ont été réalisées en mode Wenner- α (dispositif étudié par simulations numérique),

selon une séquence comportant un total de 35 quadripôles de mesures pour un dispositif de 16 électrodes. La profondeur investiguée est de l'ordre de 25 cm (environ le sixième de la longueur totale du dispositif de mesures).

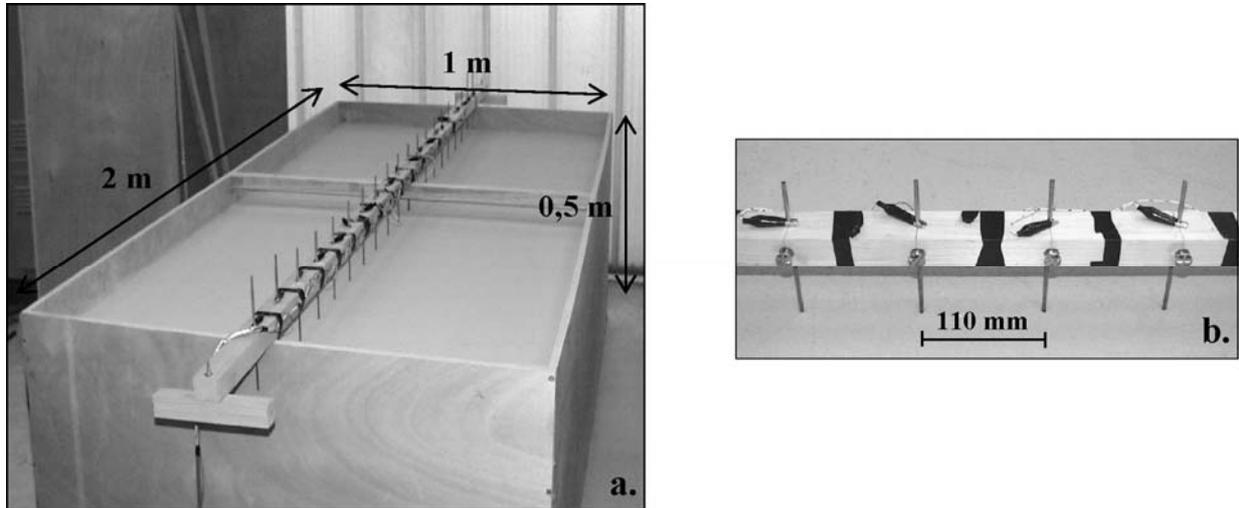


Figure 4-4. (a) Vue générale du modèle réduit en cours de mesure. Le tasseau transversal (au centre du modèle) sert à renforcer la caisse. (b) Zoom sur le dispositif de tomographie électrique à échelle réduite.

4.2.2 Résultats

La pseudo-section obtenue (Figure 4-5) montre un important gradient vertical de résistivité avec des valeurs de résistivité croissantes lorsque la profondeur augmente. Une légère augmentation des valeurs de résistivité est aussi visible latéralement pour les mesures les plus proches des bords de la caisse (Figure 4-5). Ces augmentations de résistivité en profondeur et latéralement s'expliquent par l'effet des dimensions limitées du modèle. La caisse, environ 1000 fois plus résistive que son contenu (cf. § 4.3.5) induit des effets de bord importants et conduit à une surestimation des valeurs de résistivité apparente mesurées.

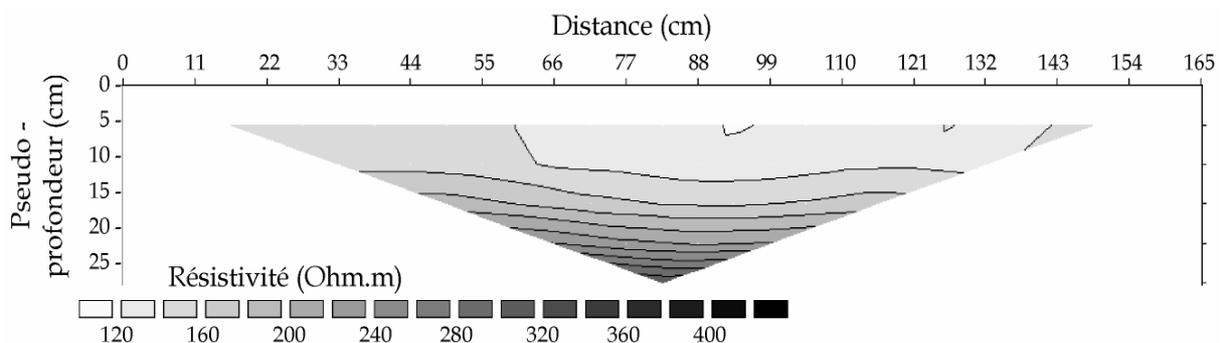


Figure 4-5. Résistivité apparente mesurée sur le modèle réduit (pseudo-section brute).

4.2.2.1 Correction de la perturbation liée aux effets de bord

Cette perturbation tridimensionnelle a été simulée à l'aide du programme éléments finis CESAR-LCPC. Après reconstitution de la géométrie de la caisse, la même séquence de mesures que celle réalisée sur le modèle réel a été simulée numériquement sur un milieu homogène de résistivité fixée, contenu dans une caisse 1000 fois plus résistive d'épaisseur 15 mm. Une condition de potentiel nul a été appliquée sur la surface extérieure de la caisse.

Les mesures correspondant à chaque quadripôle de la séquence réelle sont simulées grâce au code éléments finis. Après normalisation par la résistivité du sol, les valeurs de résistivité apparente reflètent la seule influence de la caisse résistive sur les mesures. Pour chaque point de la pseudosection, on dispose donc d'un facteur correctif (Figure 4-6) qui va pouvoir être appliqué sur les mesures réelles afin de les affranchir de l'influence de la caisse.

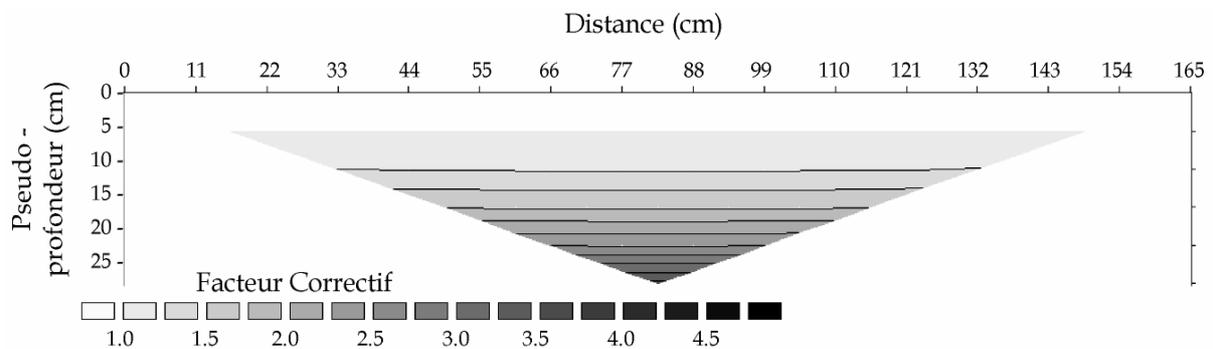


Figure 4-6. Valeurs du facteur correctif à appliquer sur la pseudo-section de la figure 4-5.

4.2.2.2 Effet de l'inversion

La pseudo-section corrigée de la perturbation liée aux dimensions limitées du modèle est présentée en Figure 4-7a. Elle montre un léger gradient négatif de résistivité lorsque la profondeur augmente, sans doute dû à des teneurs en eau légèrement plus importantes au fond du modèle (gravité).

Afin d'accéder à la une image en réelle, la pseudo-section est inversée à l'aide du logiciel Res2DInv (Figure 4-7b). Après chaque itération, la résistivité moyenne et l'écart-type sont calculés sur le modèle inversé. La Figure 4-8 montre que la résistivité moyenne évolue très peu au cours du processus d'inversion (écart relatif entre la valeur initiale et le minimum obtenu après 3 itérations inférieur à 3.5%).

La principale conséquence de l'inversion est un accroissement de la dispersion des valeurs de résistivité. En effet l'écart type, calculé sur les 35 mesures de la pseudo-section après chaque itération, augmente au cours du processus d'inversion (voir barres d'erreur, Figure

4-8). Cette augmentation de la dispersion est probablement liée au processus d'inversion qui cherche des modèles de résistivité plus contrastés pour diminuer le RMS. Quoiqu'il en soit, compte tenu du faible écart entre les résistivités moyennes calculées avant et après inversion (déjà observé en modélisation numérique), ces résultats montrent de nouveau que la méthode de mesure homogénéise le sol hétérogène.

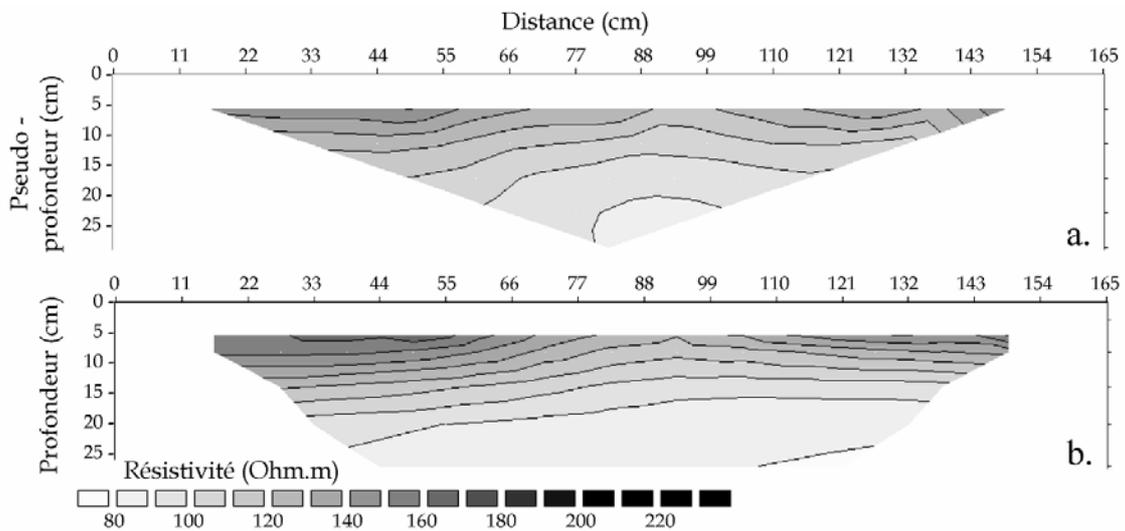


Figure 4-7. Résultats des mesures effectuées sur le modèle réduit. (a) Pseudo-section corrigée de l'effet de la caisse. (b) Modèle de résistivité après inversion. (RMS=3.4% après 1 itération)

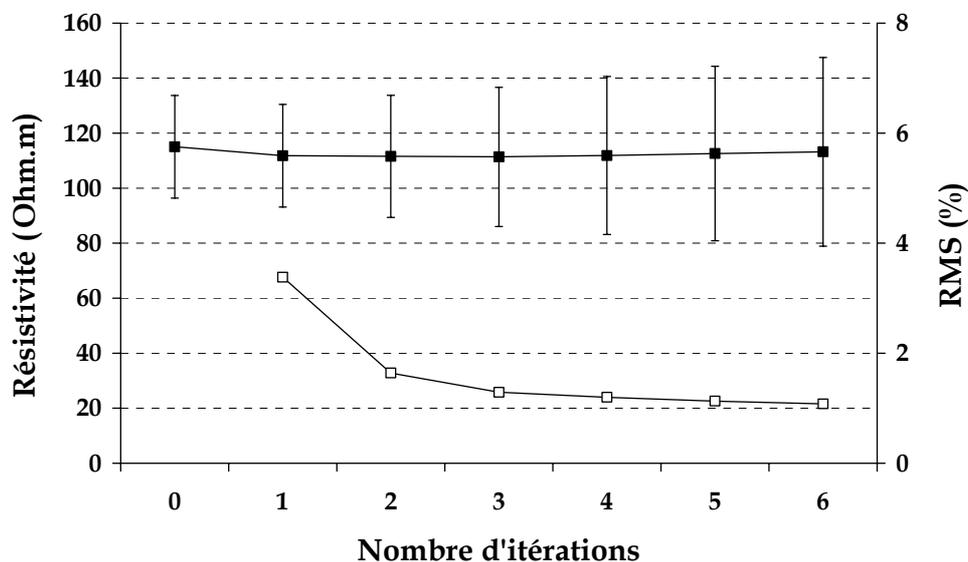


Figure 4-8. Evolution de la résistivité moyenne en fonction du nombre d'itérations (carrés noirs). Les barres d'erreur représentent l'écart-type calculé sur la totalité des valeurs de résistivité de l'image en résistivité obtenue après inversion. Les valeurs du RMS sont représentées par les carrés blancs.

4.3 Résistivité individuelle de chaque composant

Une fois les mesures de résistivité effectuées sur le modèle, la boîte a été vidée séquentiellement 3 couches par 3 couches dans le but de prélever des échantillons de chacun des matériaux constitutifs du modèle. Ces prélèvements ont permis la réalisation de mesures de résistivité sur chacun des composants, indispensables pour interpréter les résultats mesurés plus haut (Figure 4-7) en terme de concentration d'inclusions.

4.3.1 Echantillonnage

A chaque étape de la vidange du modèle, le sable limoneux extrait a été homogénéisé par mélange dans une caisse avant d'en prélever un échantillon. Parallèlement 5 tasseaux de bois ont été prélevés à chaque étape. Au total, 20 tasseaux ont été prélevés de façon à être les plus représentatifs possibles des inclusions du modèle (bonne répartition spatiale). La partie centrale de chacun, située à l'aplomb du profil de mesures, a été découpée et les cubes de bois ainsi obtenus (27 mm de côté) ont été emballés hermétiquement afin de préserver leur teneur en eau jusqu'à l'étuvage.

4.3.2 Principe et réalisation des mesures sur échantillons

La résistivité de chacune des phases a été mesurée au CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement) situé à Aix-en-Provence, grâce à la collaboration d'André Revil. L'appareil utilisé pour ces mesures est un impédance-mètre Hewlett Packard 34410 dont la résistance interne est supérieure à 10 GΩ. Les échantillons sont placés entre deux électrodes en aluminium plates et circulaires, la qualité du contact étant assurée par un papier filtre humidifié (Figure 4-9).

Le principe d'obtention de la résistivité en courant continu ρ_{DC} est présenté sur la Figure 4-10. L'impédance mètre mesure la résistance complexe des échantillons pour des fréquences croissantes, généralement comprises entre 100 et 20 000 Hz. A chaque mesure est associé un angle de déphasage. La courbe de l'angle de déphasage présente un minimum local (en valeur absolue) pour une fréquence donnée qui dépend des caractéristiques de chaque échantillon. En ce point, la partie imaginaire de la résistivité est négligeable et l'on mesure directement la résistance de l'échantillon au courant continu R_{DC} . La résistivité correspondante ρ_{DC} est obtenue en corrigeant cette valeur du facteur de forme (ou facteur géométrique) de l'échantillon, défini par le rapport de la section S de l'échantillon sur sa longueur L (équation 4-1).

$$\rho_{DC} = \frac{S}{L} \cdot R_{DC} \quad (4-1)$$

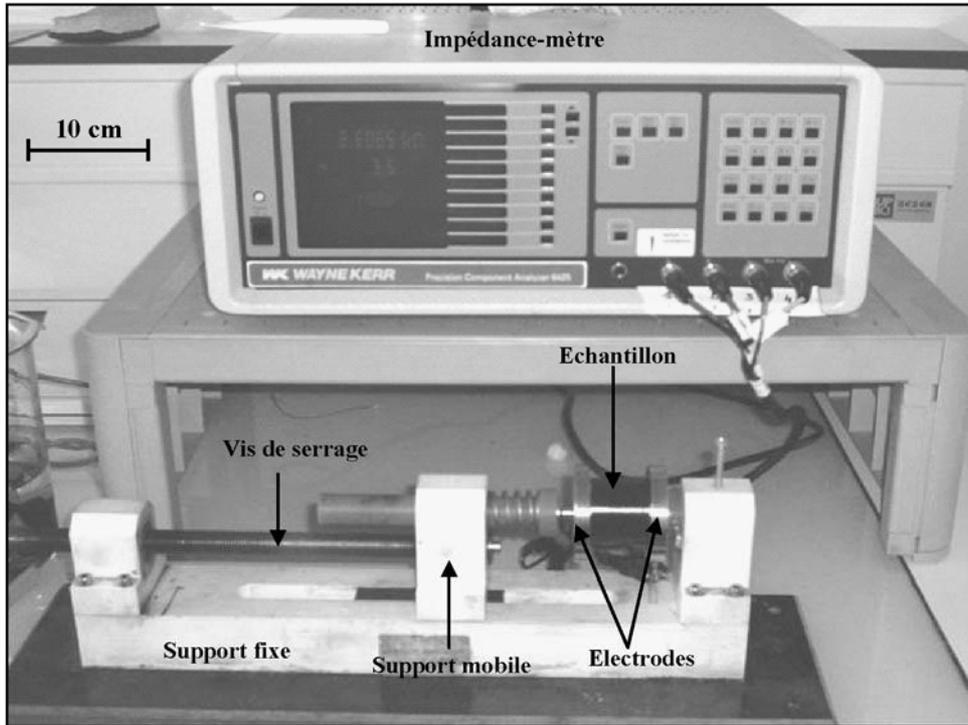


Figure 4-9. Vue générale du dispositif expérimental utilisé au CEREGE (Aix-en-Provence) pour mesurer la résistivité d'échantillons de taille centimétrique contenus entre deux électrodes cylindriques en inox (vues ici de profil).

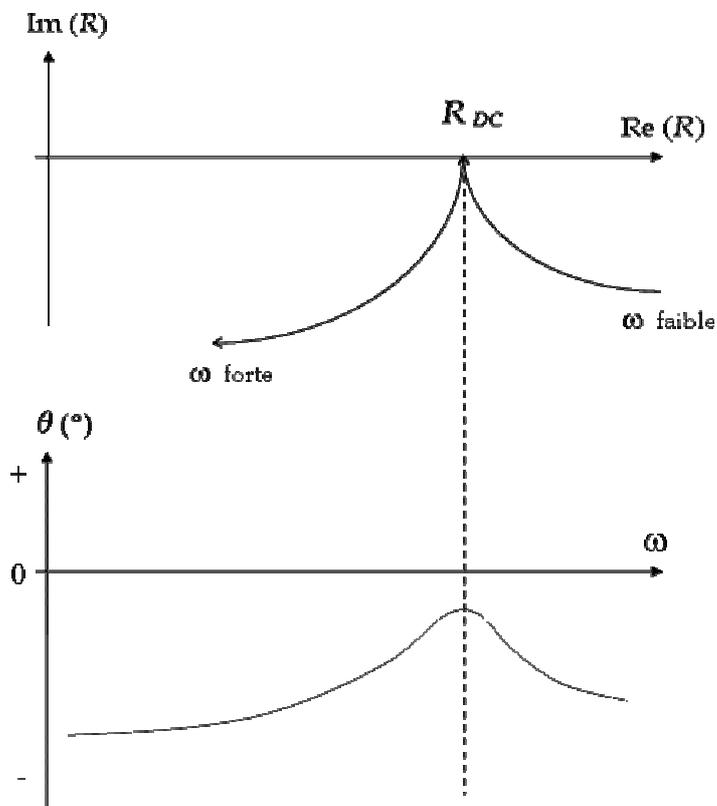


Figure 4-10. Mesures sur échantillons. Principe de mesure de la résistance d'un échantillon en courant continu R_{DC} . ω représente la fréquence de mesure (A. Revil, communication orale).

4.3.3 Mesures de la résistivité des inclusions

Comme le bois est un matériau fortement anisotrope, sa résistivité a été mesurée selon les 3 directions possibles, qui peuvent être décrites par rapport à l'orientation des échantillons dans le modèle réduit : direction horizontale (H) ou verticale (V) dans le plan défini par la pseudo-section, et direction normale à ce plan (N). Cette dernière direction représente la longueur des tasseaux, donc celle des fibres du bois. La résistivité correspondante (ρ_N) est généralement inférieure aux résistivités mesurées dans les deux autres directions (ρ_H, ρ_V).

Dans un premier temps, comme le courant peut circuler dans ces trois directions (H, V, N) au sein du modèle réduit, la résistivité de chaque échantillon de bois a été calculée comme la moyenne des trois valeurs ρ_H, ρ_V, ρ_N mesurées.

La résistivité moyenne des échantillons (Figure 4-11a) montre une dispersion importante (de 270 à 1250 $\Omega.m$) qui n'apparaît pas liée à leur profondeur dans le modèle. La teneur en eau pondérale des échantillons (Figure 4-11b) présente également des variations importantes, comprises entre 40 et 90%, qui résultent sans doute de porosités très différentes selon les échantillons. Ces variations de teneur en eau semblent pouvoir expliquer les importantes variations de résistivité mesurées sur les échantillons de bois (Figure 4-11a) comme le montre la corrélation obtenue à la Figure 4-12.

Sur la couche investiguée par les mesures électriques (0-25cm), la résistivité moyenne du bois est égale à 638 +/- 165 Ohm.m, l'incertitude étant égale à deux écart-types calculés sur la population de mesures concernées. Cette valeur sera utilisée pour estimer la concentration moyenne en inclusions résistives dans le modèle.

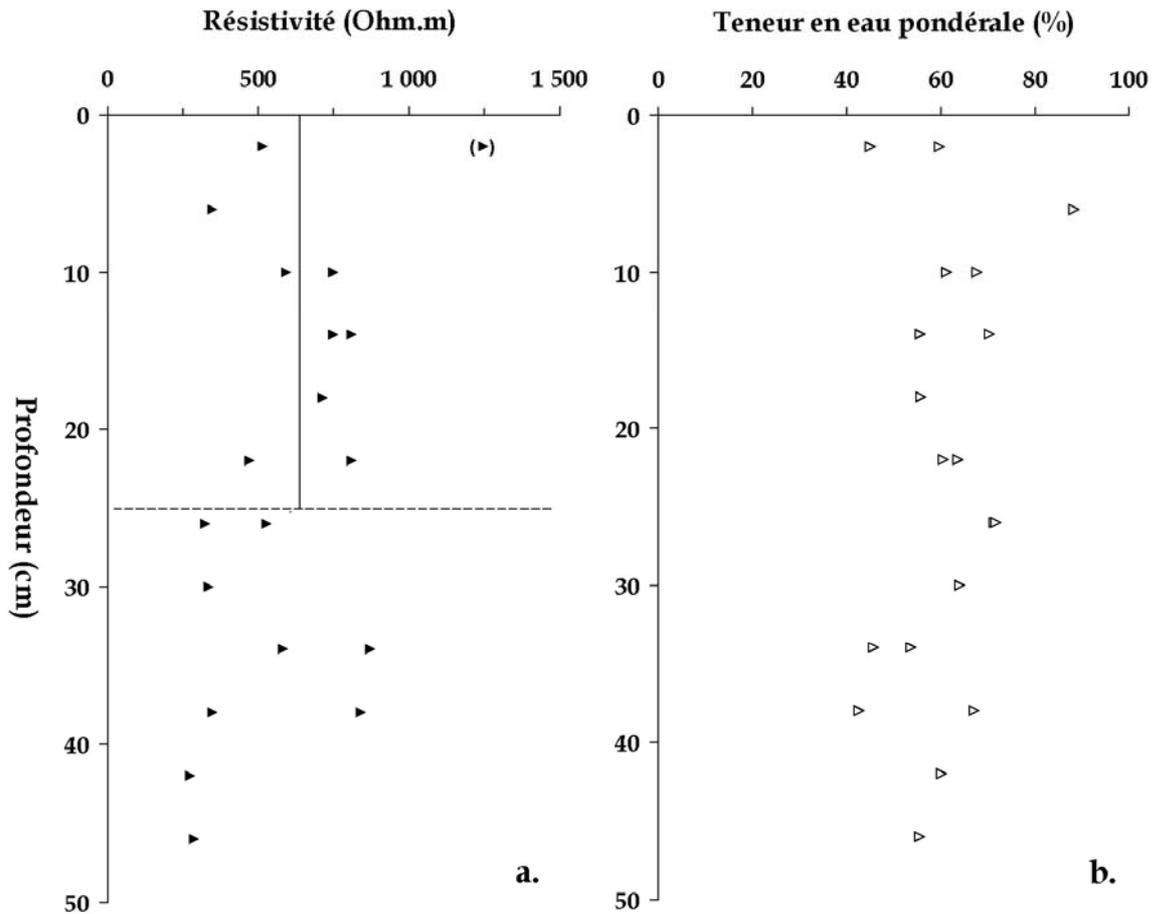


Figure 4-11. Mesures sur les inclusions de bois en fonction de leur profondeur dans le modèle : (a) Résistivité des échantillons (moyenne dans les 3 directions H, V, N) et résistivité moyenne sur la couche investiguée (trait noir) (638 Ohm.m), (b). Teneur en eau pondérale des échantillons.

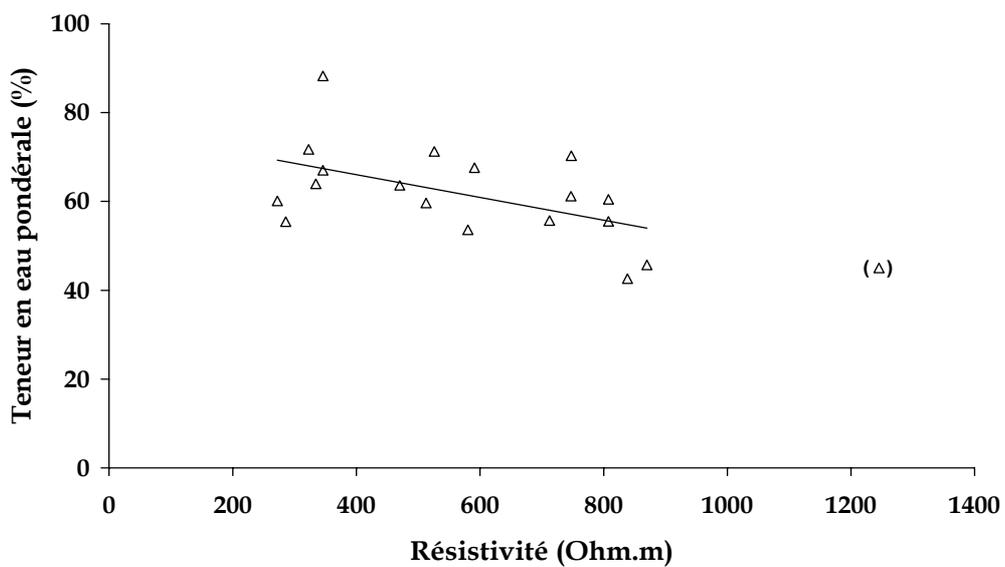


Figure 4-12. Corrélation entre la teneur en eau pondérale des échantillons et leur résistivité.

4.3.4 Mesure de la résistivité du sable limoneux

Les mesures de résistivité du sable limoneux ont été réalisées sur des échantillons cylindriques contenu dans un étui cylindrique en PVC (Figure 4-13). Pour chaque prélèvement de sol récupéré dans le modèle réduit, au moins trois échantillons cylindriques ont été réalisés, afin de s'assurer de la reproductibilité des essais. L'énergie de compactage nécessaire à la mise en place du matériau dans l'étui PVC est en effet difficilement quantifiable.

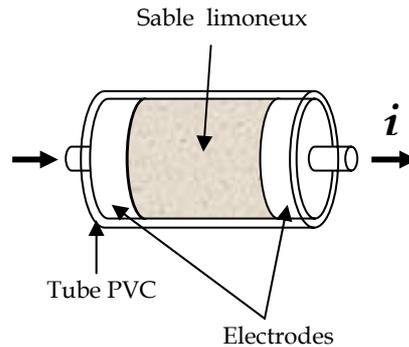


Figure 4-13. Schéma d'un échantillon de sable limoneux pour la réalisation des mesures de résistivité en laboratoire.

Les mesures de résistivité sont présentées à la Figure 4-14a. Pour chaque tranche de profondeur, la résistivité moyenne est entachée d'une barre d'erreur représentant les variations observées d'un essai à l'autre. La reproductibilité des mesures s'avère relativement bonne (écart type : +/- 4 % sur les 3 couches situées en profondeur, localement jusqu'à +/- 10% sur la couche 0-12 cm).

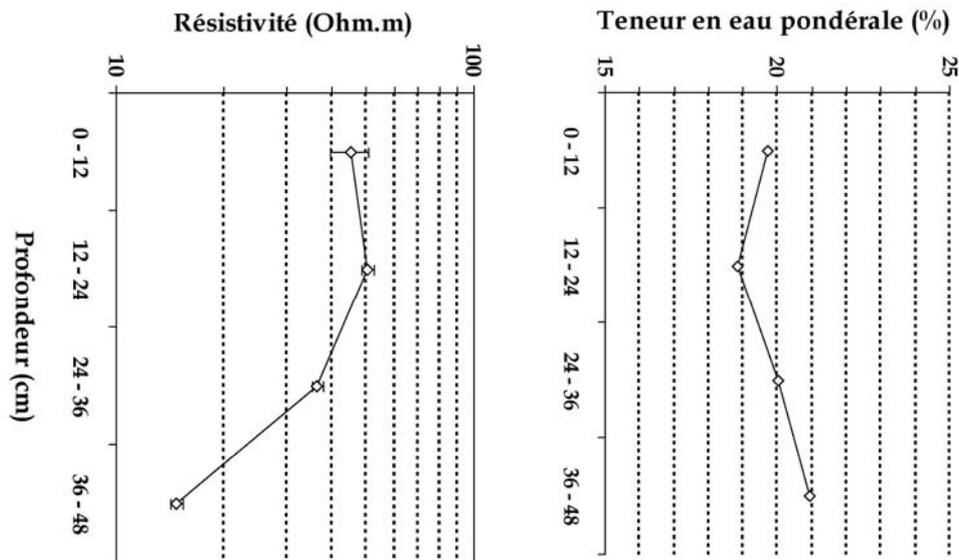


Figure 4-14. Mesures sur le sable limoneux. (a) Résistivité, (b) Teneur en eau pondérale.

La résistivité diminue nettement en profondeur. Ces variations de résistivité du sable limoneux semblent liées aux variations de teneur en eau mesurées sur ces mêmes échantillons (figure 4-14b), même si ces dernières sont de faible amplitude. Cette relation entre la teneur en eau et la résistivité du sable limoneux est montrée sur la Figure 4-15.

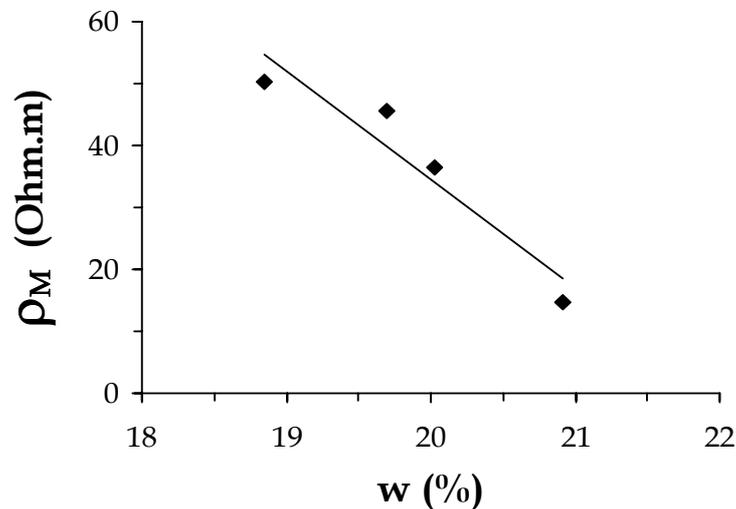


Figure 4-15. Relation entre la résistivité du limon et sa teneur en eau.

Malgré cette corrélation, les seules variations de la teneur en eau ne sont pas suffisantes pour comprendre la faible résistivité mesurée au fond du modèle (15 Ohm.m pour la couche 36-48 cm), car la résistivité de l'eau seule, comprise entre 20 et 23 Ohm.m, est supérieure à cette valeur. Cette faible valeur ne peut s'expliquer que par des phénomènes de conductivité ayant lieu à la surface des particules solides (principalement les argiles), la conductivité de surface pouvant conduire un matériau poreux à être plus conducteur que son fluide interstitiel (Revil *et al.* 2002).

Afin d'étayer cette hypothèse, deux analyses granulométriques précises ont été réalisées sur deux échantillons prélevés l'un en surface (couche 0-12 cm) et l'autre au fond du modèle (couche 36-48 cm). Les courbes granulométriques obtenues par tamisage (Figure 4-16) montrent une proportion de fines (diamètre < 80 μm) supérieure pour la couche profonde (36-48 cm). Cette migration des fines en profondeur a sans doute pour origine la saturation du modèle (effectuée par le haut).

Une confrontation de ces résultats avec les différents modèles existant pour décrire la résistivité des matériaux poreux nécessiterait des mesures complémentaires concernant les propriétés électro-chimiques de la fraction fine du sable limoneux (C.E.C., ...) qui dépassent l'objectif de notre présent travail.

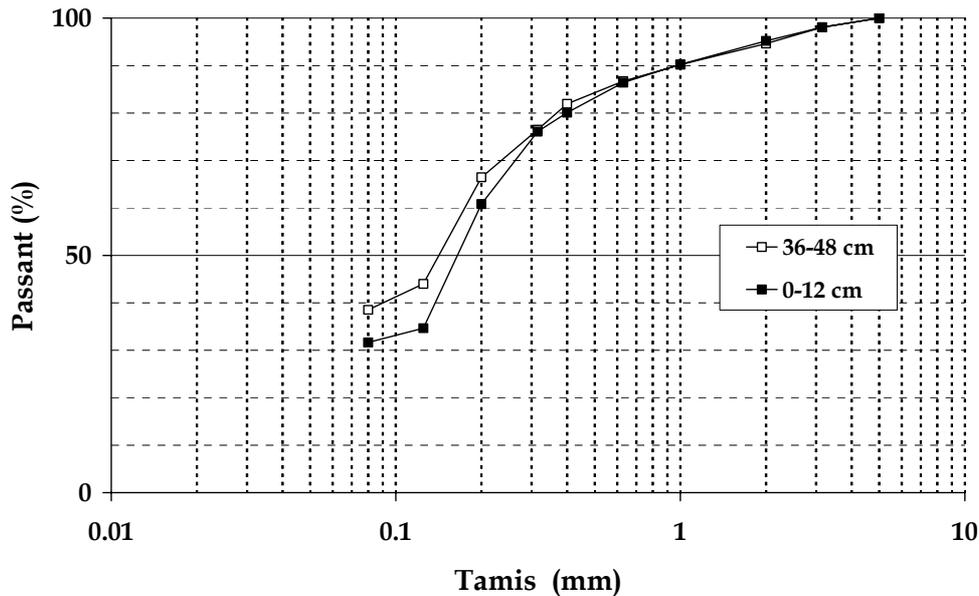


Figure 4-16. Granulométrie comparée des échantillons prélevés en surface (0-12 cm) et en partie profonde du modèle (36-48 cm).

Sur la tranche de profondeur 0-24 cm, la résistivité moyenne du sable limoneux est relativement stable. Comme cette couche correspond à la profondeur investiguée par les mesures de tomographie électrique, la valeur moyenne sur cette tranche (48 ± 5 Ohm.m) sera conservée pour interpréter la résistivité effective mesurée sur le mélange.

4.3.5 Résistivité de la caisse de bois

Des échantillons de contre-plaqué marine ont été prélevés en plusieurs endroits de la caisse composant le modèle réduit. Ce matériau présente une résistivité très importante perpendiculairement aux faces de la caisse, de l'ordre de 50 000 Ohm.m. Ces valeurs de résistivité, environ 100 fois plus élevées que celles du bois de pin formant les inclusions, sont dues aux 4 couches de colle nécessaires à l'assemblage des 5 couches de bois formant le contreplaqué.

4.4 Interprétation des résultats

4.4.1 Concentration en inclusions estimée

Dans la moitié supérieure du modèle concernée par les mesures de résistivité (tranche de profondeur 0-24 cm), la résistivité moyenne du mélange est égale à 115 ± 19 Ohm.m, celle du sable limoneux est de 48 ± 5 Ohm.m, et celle du bois (moyenne dans les 3 directions de l'espace) est égale à 638 ± 165 Ohm.m. Comme l'a montré la simulation numérique, la relation d'homogénéisation de Bussian (1983) (équation 2-16) permet d'estimer la

concentration des inclusions résistives présentes dans le modèle avec un facteur de cimentation m adapté à la géométrie considérée.

Compte tenu de la géométrie du modèle réduit (2D étendue, ou 2.5 D), les résultats obtenus au § 3.4.6 ont permis d'estimer la valeur du facteur de cimentation à 1.7. Toutefois, compte tenu de l'incertitude sur cette valeur, le Tableau 4-1 présente les estimations de la concentration en inclusions dans le modèle, pour des valeurs extrêmes variant entre $m = 1.5$ (3D) et $m = 2$ (2D).

	$m=1.5$	1.7	2	$C=44.3, si m=.$
ρ_o après 0 itération	51.4	47.9	43.7	1.95
ρ_o après 3 itérations	49.9	46.5	41.7	1.85

Tableau 4-1. Concentrations en inclusions résistives estimées (en %) à partir de l'équation de Bussian en fonction de la valeur de m et de ρ_o qui représente la résistivité moyenne du mélange brute ou inversée après 3 itérations.

Les concentrations estimées, présentées dans le Tableau 4-1, montrent une variation des résultats en fonction de la valeur de m utilisée. La concentration estimée à partir de la pseudo-section (0 itération) varie entre 44 et 51% lorsque m passe d'une valeur de 2 à 1.5 ($2 > m > 1.5$). Dans les 2 cas (0 et 3 itérations), les concentrations extrêmes estimées procurent un bon encadrement de la concentration réelle introduite dans le modèle (44.3%).

4.4.2 Discussion

Lorsque m est égal à 1.7, on observe une légère surestimation de la concentration en inclusions calculée (+2.2 à +3.6% suivant le cas). Deux hypothèses peuvent expliquer ce résultat. La première concerne la section carrée des inclusions, qui peut provoquer une légère augmentation de m par rapport à cette valeur de 1.7, due à une tortuosité accrue (cf. § 2.2.3 et 3.3.4). La dernière colonne du Tableau 4-1 montre en effet qu'un facteur de cimentation compris entre 1.85 et 1.95 est requis pour obtenir la concentration exacte en inclusions contenues dans le modèle.

La deuxième hypothèse possible pour expliquer cette légère surestimation de la concentration estimée par les mesures électriques par rapport à celle réellement introduite dans le modèle réduit, est une sous-estimation de la résistivité du bois. En effet, la prise en compte de ρ_N (résistivité du bois dans la direction normale à la pseudo-section) dans le calcul de la résistivité moyenne de chaque échantillon de bois a pour conséquence une diminution significative de cette valeur (généralement $\rho_N < \rho_H, \rho_V$) (cf. § 4.3.3.). Cette dernière entraîne indirectement, pour une résistivité du mélange donnée, une augmentation de la proportion estimée des inclusions.

Dans un second temps, seules les valeurs de résistivité ρ_H et ρ_V ont été utilisées pour déterminer la résistivité moyenne de chaque échantillon de bois. En effet, la circulation du courant ayant lieu principalement parallèlement au plan défini par la pseudo-section (plan vertical contenant le dispositif de mesure), on peut considérer en première approximation que la résistivité ρ_N , de direction normale à ce plan, joue un rôle secondaire par rapport à ρ_H et ρ_V . On peut alors écarter les valeurs de ρ_N , et considérer une résistivité moyenne pour bois égale à 898 ± 240 Ohm.m.

Les concentrations obtenues (Tableau 4-2) sont alors plus proches de la concentration réelle, et les valeurs du facteur de cimentation nécessaires à l'obtention de la concentration exacte varient entre 1.70 et 1.78, suivant la valeur de résistivité retenue pour le mélange. Ces bons résultats, obtenus malgré une incertitude parfois assez forte sur les valeurs de résistivité, montre la robustesse du processus d'homogénéisation.

	1.5	1.7	2	$C=44.3, si m=..$
ρ_o après 0 itérations	49.2	45.6	41.2	1.78
ρ_o après 3 itérations	47.8	44.2	39.9	1.70

Tableau 4-2. Concentrations en inclusions résistives estimées (en %) à partir de l'équation II-16 en fonction de la valeur de m et de ρ_o qui représente la résistivité du mélange. La résistivité du bois, égale à 898 Ohm.m, est calculée en excluant les valeurs mesurées perpendiculairement à la section.

Les Tableaux 4-1 et 4-2 montrent par ailleurs une sensibilité importante de la concentration en inclusions estimée par cette méthode par rapport à la résistivité effective ρ_o du mélange. En effet, pour des concentrations de l'ordre de 45%, une variation relative de 3.5% sur la valeur de ρ_o (suivant le nombre d'itérations effectuées lors du processus d'inversion) entraîne une variation relative équivalente (environ 3%) sur la concentration estimée. Cette sensibilité relative de la méthode, liée à la pente de la courbe issue de la relation de Bussian, varie en fonction de la concentration et du contraste de résistivité entre matrice et inclusions.

En revanche, cette méthode s'avère relativement peu sensible à la résistivité des inclusions, une variation relative de 41% sur la valeur de ρ_i (de 638 à 898 Ohm.m) ayant pour conséquence une variation relative de seulement 5% sur la concentration en inclusions résistive estimée par cette méthode ($m=1.7$, ρ_o calculée après 0 itération). Ce résultat est important car il témoigne d'une certaine robustesse de la méthode malgré l'incertitude importante sur la résistivité du bois. En effet la connaissance de l'ordre de grandeur de la résistivité des inclusions est suffisant pour obtenir une estimation correcte de la concentration en inclusions dans le milieu.

4.4.3 Incertitude sur la concentration estimée

Une méthode classique de calcul d'incertitude repose sur la prise en compte pour chaque paramètre d'un intervalle de variation uniquement défini par ses valeurs extrêmes. Par défaut, toutes les valeurs possibles du paramètre sur son intervalle de variation sont généralement supposées équiprobables sur l'intervalle du paramètre. Cette méthode est très sécuritaire.

Une méthode plus réaliste pour le calcul d'incertitude consiste à considérer, pour chaque paramètre, une répartition gaussienne (loi normale) des valeurs utilisées pour calculer la moyenne, les valeurs proches de la moyenne ayant une probabilité d'apparition supérieure à celles situées aux extrémités de l'intervalle.

Un programme en C++ a donc été développé en ce sens, capable d'effectuer automatiquement le tirage pseudo-aléatoire d'un grand nombre de jeu de paramètres (ρ_o , ρ_i , ρ_M) et de calculer pour chacun la concentration en inclusions contenues dans le sol à partir de la relation de Bussian. A chaque tirage, chacun des paramètres est supposé obéir à une répartition de type loi normale, définie par sa moyenne et son écart type, si bien que les valeurs proches de la valeur moyenne de chaque paramètre ont une probabilité d'apparition plus importante. Une fois que le nombre de tirage n (défini par l'utilisateur) est atteint, le programme effectue une moyenne statistique de toutes les concentrations calculées, et propose une incertitude égale à +/- 2 fois l'écart type sur cette population (un tel intervalle décrit 95 % de la variance observée sur cette population).

Pour différentes combinaisons de m et de ρ_i , de nombreux tests ont été réalisés pour un nombre de tirages pseudo-aléatoires croissant progressivement de 10 à 10^5 . La Figure 4-17 représente l'incertitude relative sur la concentration C en inclusions résistives calculée par la relation de Bussian ($m = 1.7$, $\rho_i = 898 \pm 240$ ohm.m) en fonction du nombre de tirages effectués. Cette incertitude relative se stabilise rapidement aux alentours de 2.4 % dès que le nombre de tirage est supérieur à 100. Les calculs effectués pour les autres combinaisons possibles ($1.5 < m < 2$, $\rho_i = 898 \pm 240$ ou $\rho_i = 638 \pm 165$ Ohm.m) montrent une incertitude variant entre 2.2 et 2.5 selon les cas. De tels intervalles d'incertitude témoignent de la stabilité de la méthode.

En conclusion, la concentration en inclusions résistives présentes dans le modèle réduit peut être estimée à 45.6 ± 2.4 %, avec un indice de confiance de 95 %.

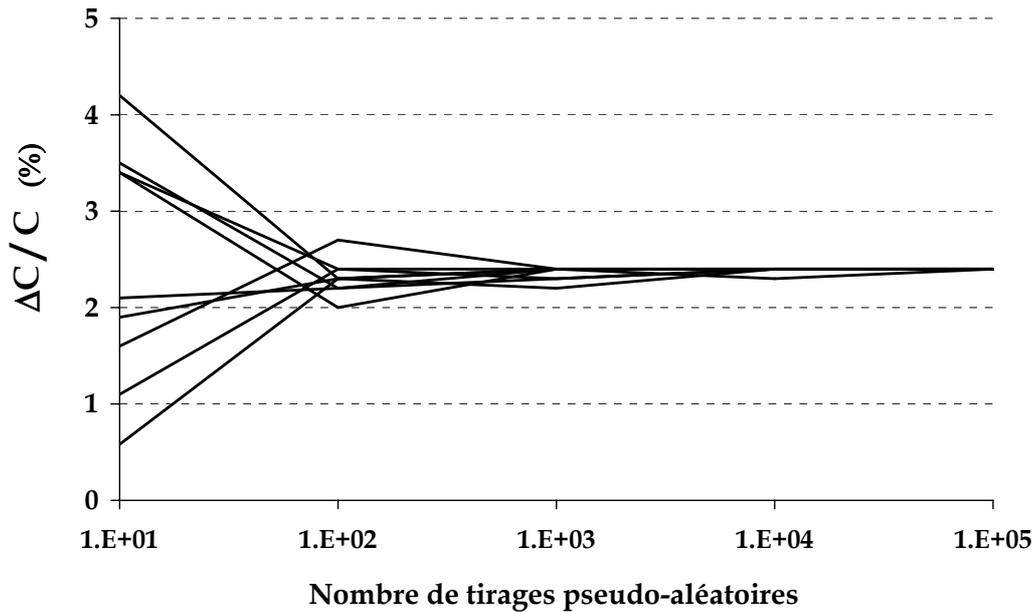


Figure 4-17. Incertitude relative (en %) sur la concentration C estimée par la relation de Bussian ($m = 1.7$, $\rho_i = 898 \pm 240$ ohm.m), en fonction du nombre de tirages pseudo-aléatoires effectués.

4.5 Conclusions - Cohérence avec les résultats numériques

Les résultats obtenus sur le modèle réduit confirment l'utilisation d'un facteur m compris entre 1.5 et 2, pour une géométrie 2.5D. Une valeur de m égale à 1.7, telle que proposée à l'issue des simulations numériques (§ 3.4.6), permet une estimation très réaliste de la concentration en inclusions présentes dans le milieu (45.6 \pm 2.4 % pour une concentration réelle de 44.3%). Compte tenu de l'incertitude importante sur la résistivité du bois (liée à son anisotropie), les résultats expérimentaux obtenus sur le modèle réduit ne permettent pas d'affiner la valeur de m à utiliser dans une telle configuration (2.5D).

Les estimations de la concentration effectuées pour deux valeurs de résistivité des inclusions très différentes ($\rho_i = 638$ ou 898 Ohm.m) ont par ailleurs permis de mettre en évidence la faible sensibilité de cette méthode à ρ_i .

Cette méthode s'est avérée cependant assez sensible aux variations de la résistivité du mélange. Il est donc par conséquent important de s'assurer que la résistivité moyenne (calculée sur la pseudo-section ou les modèles de sol obtenus après inversion) est stable au cours du processus d'inversion. Cette stabilité généralement est garantie lorsque la condition d'homogénéisation du sol est respectée (espacement inter-électrodes des plus petits quadripôles de la séquence de mesure supérieur ou égal à 8 fois le rayon des inclusions).

En conclusion, il s'avère que la relation d'homogénéisation (Bussian, 1983) validée par les simulations numériques présentées au chapitre 3, peut être utilisée pour estimer la concentration en inclusions résistives dans le cas d'un mélange réel à deux composants avec une bonne précision. Ce résultat concerne une géométrie 2.5D. Le chapitre suivant va consister à tester la méthode d'estimation de la concentration en inclusions dans le cas d'un sol hétérogène réel (cas 3D).

CHAPITRE 5

ETUDE MULTI-METHODES D'UN SOL REEL : LES DEPOTS DU CONE DE DEJECTION DU TORRENT MANIVAL

5	<i>Etude multi-méthodes d'un sol réel : les dépôts du cône de déjection du torrent du Manival</i>	170
5.1	Site expérimental	170
5.2	Mesures préliminaires.....	180
5.3	Campagne de mesures de l'été 2003	191
5.4	Méthode électrique	195
5.5	Méthode sismique	211
5.6	Géoradar	226

5 ETUDE MULTI-METHODES D'UN SOL REEL : LES DEPOTS DU CONE DE DEJECTION DU TORRENT DU MANIVAL

Ce chapitre consiste à tester sur un sol hétérogène réel la méthode d'estimation de la concentration en inclusions basée sur la mesure de la résistivité électrique, et présentée aux chapitres précédents (2, 3, 4). Parallèlement, l'apport d'autres méthodes géophysiques (sismique, radar) sera aussi examiné en terme de caractérisation du sol.

Une campagne de mesures conjointe géophysique/géotechnique a été menée en juin 2003 sur un site de la région grenobloise : le cône de déjection du torrent Manival. Ce site a été retenu en raison de sa proximité géographique, et parce que ses dépôts hétérogènes avaient déjà fait l'objet d'études géotechniques antérieures visant à étudier les modalités de leur réemploi comme matériau de remblai.

Des mesures électriques, sismiques et radar ont été réalisées selon plusieurs profils situés en partie amont du cône de déjection. Suite à ces mesures géophysiques, des échantillons de sol ont été prélevés à l'aplomb des profils grâce à la réalisation d'une tranchée à la pelle mécanique. Ces prélèvements ont fait l'objet d'essais de caractérisation in situ et au laboratoire, l'objectif étant de comparer la granulométrie réelle du sol avec les prédictions issues de ses propriétés géophysiques effectives.

5.1 *Site expérimental*

5.1.1 Localisation

Le cône de déjection du torrent Manival se situe dans la vallée du Grésivaudan, à une vingtaine de kilomètres au NE de Grenoble (Figure 5-1a), en limite des communes de Saint-Ismier et Saint-Nazaire-les-Eymes (Isère, 38). Cette vallée d'orientation NE-SO constitue le sillon glaciaire subalpin qui sépare les formations cristallines internes de la chaîne de Belledonne au SE, des massifs subalpins d'origine sédimentaire situés à l'ouest (Figure 5-1a).

Le torrent Manival incise la bordure SE du Massif de la Chartreuse par érosion régressive au niveau du Bec Charvet (Figure 5-1b). Ce cours d'eau intermittent, de direction nord-sud, rejoint l'Isère dans la vallée du Grésivaudan après un court trajet d'une longueur totale d'environ 7 kilomètres.

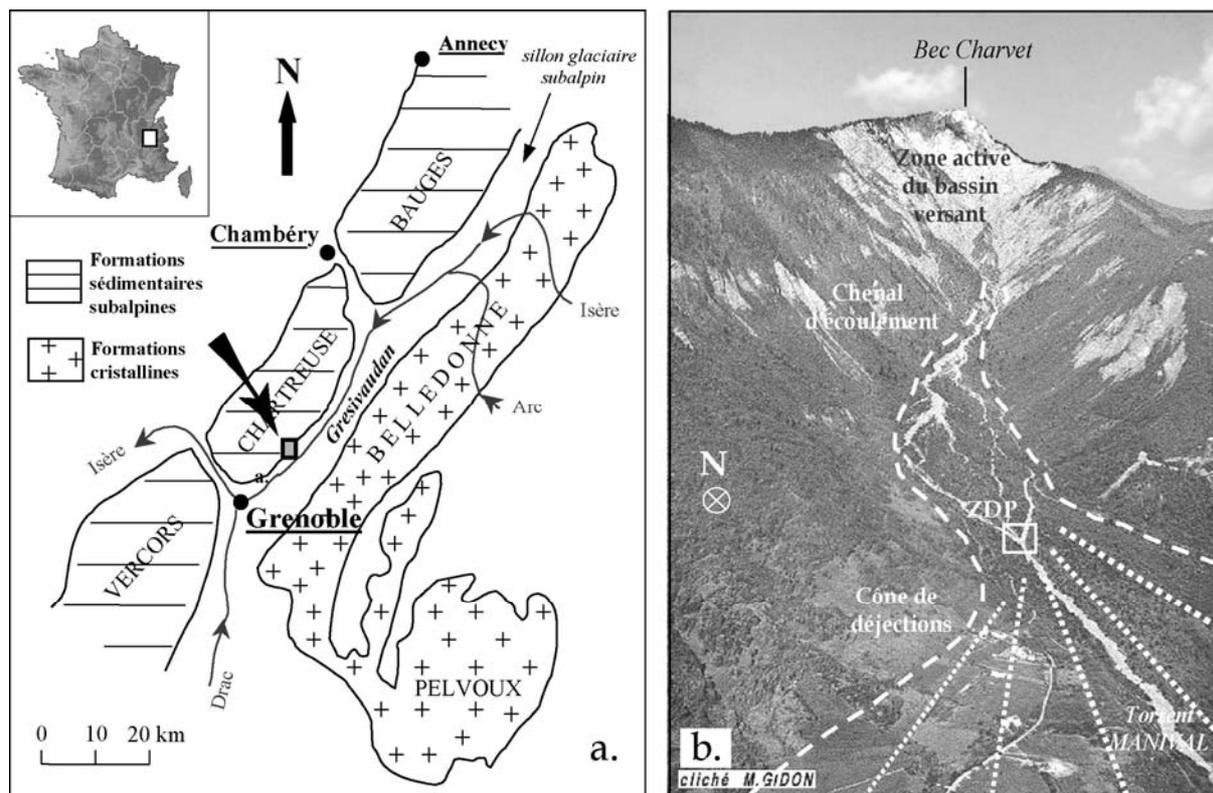


Figure 5-1. (a) Localisation géographique du site du torrent Manival, (b). Vue aérienne du bassin versant du torrent Manival (ZDP : Zone de Dépôt Principale). (photo : M. Gidon, www.geol-alp.com)

5.1.2 Formation des dépôts

Le débit du torrent est très irrégulier et peut donner naissance, en cas de fortes précipitations, à un transport solide important, voire à des laves torrentielles dévastatrices (Veyrat-Charvillon 2003). L'ensemble de ces dépôts constitue le cône de déjection étudié (Figure 5-1b).

Le lit actuel du torrent est stabilisé par la présence de plus d'une centaine d'ouvrages de correction torrentielle (Veyrat-Charvillon, 2003). Ces constructions ont pour fonction de casser l'énergie de l'écoulement du torrent et de favoriser le dépôt des matériaux solides à l'amont de chaque barrage. Une zone de dépôt, dite principale (ZDP), a été aménagée en partie amont du cône de déjections (Figure 5-1b) dans le but de pouvoir stocker les matériaux transportés en cas de lave torrentielle exceptionnelle. C'est à cet endroit qu'a été réalisée la majorité des mesures.

5.1.3 Composition des dépôts

Les dépôts du cône de déjection proviennent de l'érosion des deux formations géologiques carbonatées du Jurassique, qui constituent l'essentiel de la surface active du bassin versant (Figure 5-2) :

- *l'Argovien* :
Marno-calcaires à patine brunâtre en bancs métriques, mal délimités, alternant avec des marnes à pâte gris-bleue. Cette formation, généralement pauvre en fossiles, peut atteindre une épaisseur totale de 400 à 500 m.
- *le Séquanien* :
Cette formation, épaisse d'environ 150 à 200 m, est constituée d'une succession de petits bancs de calcaire plus ou moins marneux brun ou gris sombre et pauvre en fossiles.

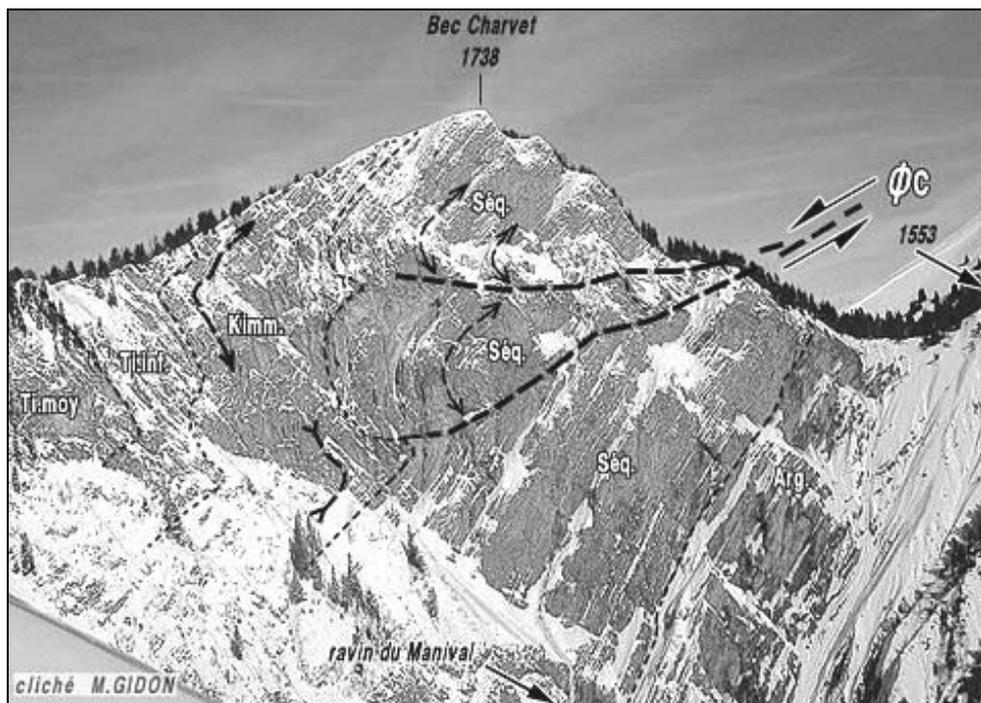


Figure 5-2. Vue de la zone active du bassin versant. De droite à gauche : Arg. = Argovien, Séq. = Séquanien, Kimm.= Kimméridgien, Ti.inf. et Ti.moy = Tithonique inférieur et moyen (source M. Gidon, www.geol-alp.com).

La fracturation des calcaires marneux du Séquanien produit des blocs rocheux de dimension décimétrique à métrique, tandis que les marnes argoviennes, en se désagrégant et s'altérant, donnent naissance à des particules plus fines, argileuses et silteuses. Les dépôts du cône de déjection du torrent Manival ont donc une granulométrie très étendue. Ils peuvent être

représentés comme un sol hétérogène constitué de blocs de calcaire marneux emballés dans une matrice fine argilo-silteuse (Figure 5-3).



Figure 5-3. Le sol hétérogène du cône de déjection du torrent Manival.

5.1.4 Etudes antérieures

En août 1993, une étude géotechnique a été réalisée à la demande de la commune de Saint-Nazaire-les-Eymes par le bureau d'étude S.A.G.E. (Gières, 38) visant à définir les modalités de réemploi des matériaux constitutifs du cône de déjection du torrent Manival en tant que sol de remblai. Par la suite, ces matériaux ont été étudiés tant du point de vue de leurs caractéristiques physiques par le CEMAGREF Grenoble (Stupnicki, 1994) que de leur comportement mécanique par le LIRIGM (Saury, 1997 ; Aboura, 1999).

Au niveau hydrogéologique, l'implantation relativement récente d'un piézomètre par la DDA (nov. 2000), afin d'examiner les potentialités du cône de déjection du torrent Manival en tant qu'aquifère naturel, a permis de connaître les conditions hydrologiques régnant dans le terrain investigué (cf. § 5.2.4).

5.1.4.1 Granulométrie

Lors des études réalisées précédemment, sept prélèvements de sol effectués sur le site du torrent Manival ont donné lieu à des analyses granulométriques. La Figure 5-4 donne la localisation de ces prélèvements (notés A à G), dont les principales caractéristiques sont récapitulées dans le Tableau 5-1.

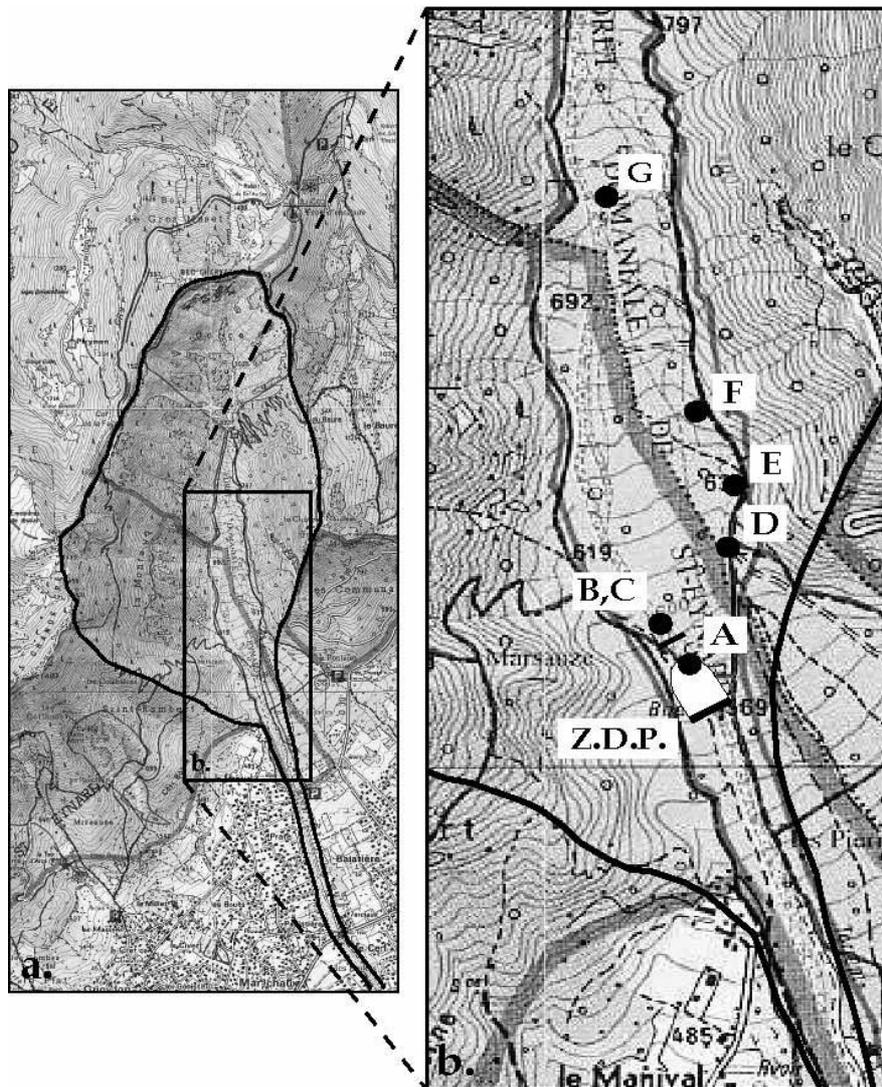


Figure 5-4. (a) Vue générale des limites du bassin versant du torrent Manival (trait noir), (b). Localisation géographique des prélèvements A à G (points noirs) ayant donné lieu à une analyse granulométrique (cf. **Tableau 5-1**)

Symbole	Réf. étude	D_{max} estimé (mm)	D_{max} prélevé (mm)	Masse prélevée (kg)	Profondeur (m)	Date	Source
A	N° 60	500	350	209.2	0.35	06/05/94	CEMAGREF
B	N° 61	500	150	174.1	0.35	06/05/94	CEMAGREF
C	N° 62	500	500	?	?	05/01/93	CEMAGREF
D	TP 1	400	50	> 20 kg	2.80	08/93	S.A.G.E.
E	TP 2	300	50	> 20 kg	2.40 - 3.20	08/93	S.A.G.E.
F	TP 3	250	50	> 20 kg	2.50	08/93	S.A.G.E.
G	TP 5	200	50	> 20 kg		08/93	S.A.G.E.

Tableau 5-1. Caractéristiques des prélèvements ayant donné lieu à une analyse granulométrique lors d'études antérieures.

Parmi les trois prélèvements réalisés par le CEMAGREF Grenoble, un seul se situe au niveau de la ZDP, en partie amont (prélèvement A). Les deux autres ont été réalisés juste en amont du premier barrage se trouvant au dessus de la ZDP (prélèvements B et C). Les analyses granulométriques sur ces trois échantillons témoignent d'une granulométrie très étalée du matériau (Figure 5-5), avec un coefficient d'uniformité C_u variant de 45 pour le prélèvement B à environ 2100 pour le prélèvement C.

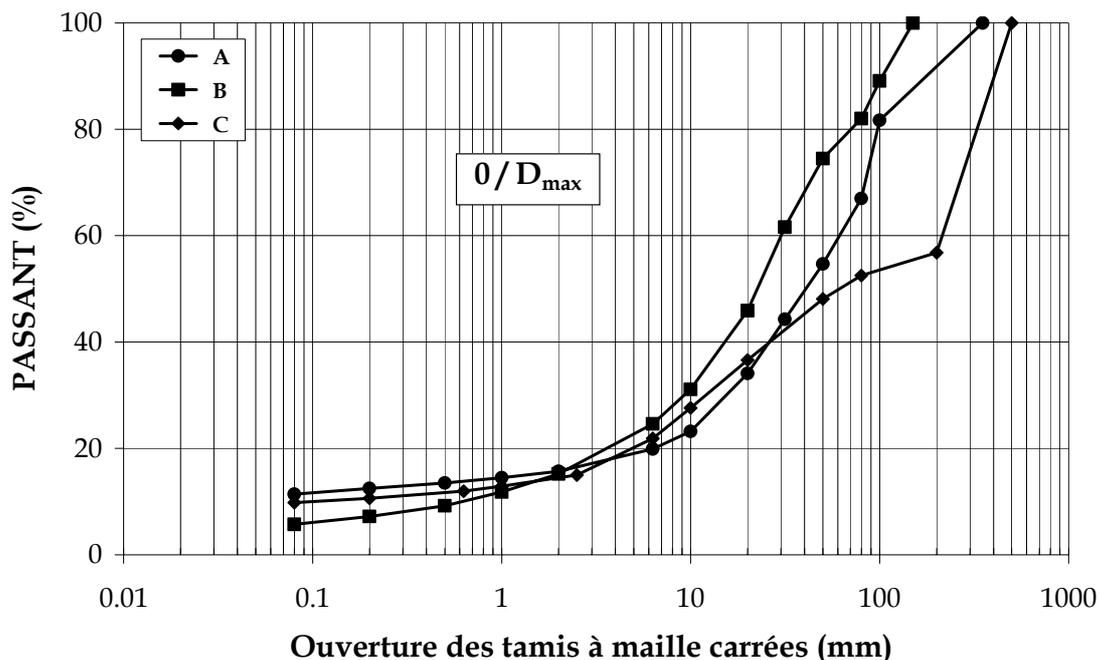


Figure 5-5. Courbes granulométriques correspondant aux prélèvements A, B, C (source CEMAGREF Grenoble).

Ces trois courbes en pourcentage cumulé (Figure 5-5) ont une forme générale sensiblement analogue et présentent une assez nette augmentation de la pente à partir des tailles de grains comprises entre 2 et 10 mm. Le palier observé pour les faibles tailles de particules témoigne du fait que la classe (80 μm à 2 mm) est très peu représentée au sein du matériau. Pour cette raison, la granulométrie, discontinue, peut être considérée comme pratiquement bimodale, le sol étant constitué de particules fines de taille inférieure à 2 à 10 mm coexistant avec grains centi- à décimétriques. Autrement dit, ce sol peut être considéré comme un matériau hétérogène composé d'inclusions calcaires (diamètre > 2 à 10 mm) contenues dans une matrice argilo-silteuse en proportion variable.

On observe toutefois une divergence des courbes dans le domaine des grosses particules (diamètre > 30 mm), qui s'explique vraisemblablement par la non représentativité des masses prélevées (cf. (§ 1.1.2)). La forme de la courbe C illustre bien ce phénomène. En effet la présence au sein de l'échantillon d'une seule particule de taille supérieure à 200 mm,

représentant à elle seule près de 45 % de la masse totale de l'échantillon, vient perturber la continuité de la courbe.

Lors de l'étude réalisée par la SAGE (1993), 7 sondages à la pelle mécanique ont été effectués dans la partie située en amont de la ZDP (Figure 5-4), jusqu'à des profondeurs variant de 2.50 à 3.70 m. Parmi ces excavations, 4 ont donné lieu à des prélèvements pour analyse granulométrique (échantillons D, E, F, G). Le matériau a été écrêté in-situ à 50 mm pour des raisons pratiques. Exceptée la courbe F, les courbes granulométriques obtenues pour la fraction 0/50 mm (Figure 5-6) présentent une allure tout à fait similaire aux précédentes (Figure 5-5), avec une rupture de pente localisée aux environs de 10 mm et la présence d'une matrice fine en proportion très variable suivant le lieu de prélèvement. La forme de la courbe F est due à la présence d'une lentille limono-argileuse à l'emplacement du sondage. De tels variations restent cependant très localisées (cf. § 5.1.4.3).

Selon la classification de la norme NF P 11-300 (Recommandations pour les Terrassements Routiers), ces études conduisent à proposer la dénomination C₁B₄ à C₂B₅ pour les matériaux du cône de déjection du torrent Manival (Stupnicki, 1994 ; Saury 1997) ou encore C₁B_{6m} selon le rapport d'étude S.A.G.E. (1993).

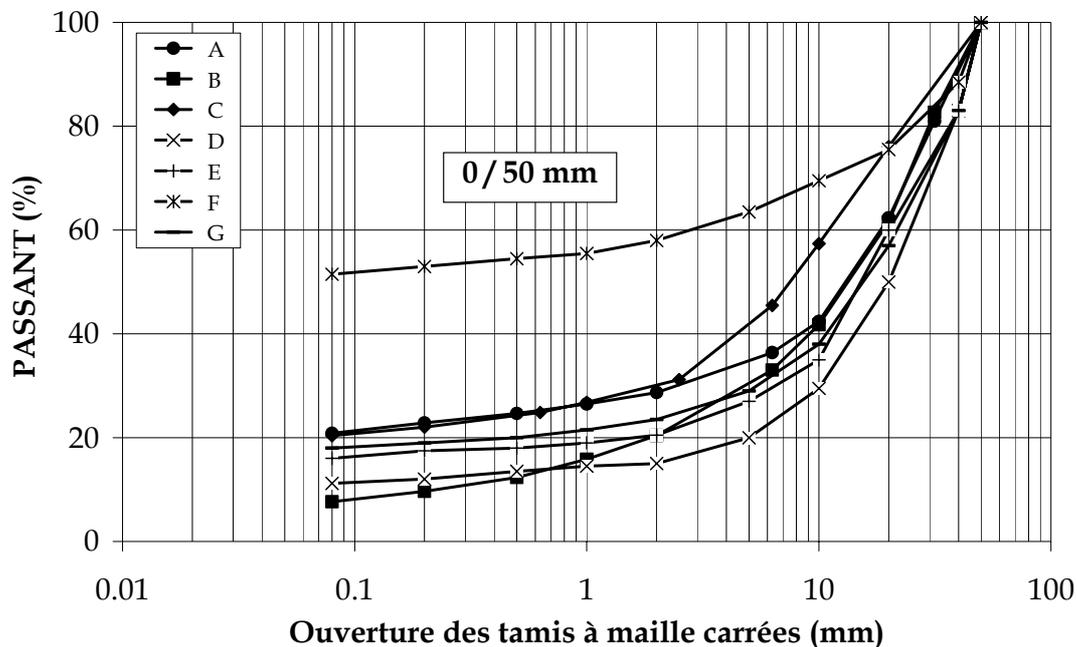


Figure 5-6. Courbes granulométriques de la fraction 0/50 mm des prélèvements A à G effectués sur le site du cône de déjection du torrent Manival. Sources : Rapport d'étude SAGE (1993 et CEMAGREF Grenoble (Stupnicki, 1994).

5.1.4.2 Autres caractéristiques physiques

Outre les analyses granulométriques, d'autres mesures ont été réalisées à partir des prélèvements de sol effectués par le CEMAGREF, en particulier des déterminations de masse volumique (humide) en place (γ_h) et des mesures de teneur en eau (w) au niveau des prélèvements A et B (protocole détaillé au § 1.2.4). Ces mesures ont permis de déduire des caractéristiques physiques du matériau, telles que sa masse volumique sèche en place (γ_d) son indice des vides (e), sa porosité (n) et son degré de saturation (Sr). Les résultats correspondants sont présentés dans le Tableau 5-2.

Symb.	Localisation	γ_h (Kg.m ⁻³)	γ_d (Kg.m ⁻³)	e	n (%)	w (%)	Sr (%)
A	ZDP	2.14	2.02	0.33	25	5.14	43%
B	1 ^{er} seuil amont ZDP	2.22	2.11	0.28	22	6.20	50%

Tableau 5-2. Données géotechniques existantes sur le sol du torrent Manival (source CEMAGREF, Stupnicki, 1994).

Les porosités obtenues, de l'ordre de 20 à 25 %, sont relativement faibles, probablement à cause de l'étalement de la granulométrie du matériau (bonne interpénétration des grains). Les indices de saturation calculés montrent que l'on se trouve en milieu non saturé, donc au dessus du niveau de la nappe phréatique (cf. § 5.1.4.4.). On observe une légère variabilité en terme de teneur en eau et de degré de saturation entre les deux échantillons A et B. Cette différence peut être attribuée à la localisation des prélèvements, l'échantillon B ayant été prélevé à proximité (amont) du premier barrage de correction torrentielle situé au dessus de la zone de dépôt principale.

Les limites d'Atterberg mesurées sur la fraction fine des matériaux prélevés (fraction 0-400 μm) sont de l'ordre de 31.5 % pour la limite de liquidité (w_L) et de 20 % pour la limite de plasticité (w_P). L'indice de plasticité correspondant ($I_P = w_L - w_P = 11.5$), relativement faible, est caractéristique de matériaux peu plastiques. Par ailleurs, les valeurs au bleu de méthylène (VBS) mesurées sur la fraction 0/5 mm du matériau (norme NF P 094-056) varient de 0.27 à 0.56, ce qui témoigne d'une surface spécifique relativement modérée, typique de sols limoneux. Ces résultats permettent de conclure quant à la nature limoneuse voire limono-argileuse de la fraction fine du matériau. Une analyse granulométrique plus détaillée de la fraction 0/80 μm a été réalisée par sédimentométrie sur les prélèvements effectués en juin 2003 (cf. § 5.3.2.2.).

Des essais de compactage ont été réalisés à l'INSA de Lyon au moyen d'un moule Proctor de diamètre 300 mm sur différentes fractions du sol (Guichard, 1994). Le Tableau 5-3 résume les résultats obtenus sous forme des valeurs de teneur en eau à l'optimum Proctor (w_{OPN}) et des masses volumiques sèches maximales correspondantes (γ_{dmax}). En cas d'écrêtage important du matériau testé, seules les valeurs de teneur en eau sont cependant significatives (norme NF 094-093). Les teneurs en eau in-situ (Tableau 5-2) apparaissent assez proches de la teneur en eau optimale w_{OPN} mesurée sur la fraction 0/31.5. Les dépôts étudiés sont donc a priori relativement compacts.

Fraction du sol	Moule utilisé	w_{OPN} (%)	γ_{dmax} (kg.m ⁻³)
0 / 10 mm	Proctor 300 mm	7.8	2170
0 / 20 mm	Proctor 300 mm	7.5	2170
0 / 31.5 mm	Proctor 300 mm	6.4	2230

Tableau 5-3. Résultats des essais de compactage réalisés sur différentes fractions du sol Manival.

5.1.4.3 Lithologie des dépôts

La géométrie des dépôts, irrégulière, reflète le mode de mise en place des matériaux par des crues successives du torrent. Cet empilement de laves torrentielles, en alternance avec des dépôts issus d'un transport solide plus progressif donc plus fin, peut être à l'origine de variations importantes en terme de granulométrie (cf. par exemple courbe F à la Figure 5-6).

Un forage de reconnaissance destructif a été réalisé dans le cadre d'une étude hydrogéologique visant à explorer les potentialités aquifères du cône de déjection du torrent Manival. Ce forage est situé en bordure de la piste RTM qui longe le torrent, environ 200 m en aval de la ZDP (Coordonnées exactes en Lambert II étendu : $x=874.40$, $y=335.83$, $z\sim 550$ m). Il a donné lieu à la mise en place d'un piézomètre et a été réalisé fin novembre 2000, à la demande de la commune de Saint-Nazaire-les-Eymes, sous la maîtrise d'œuvre de la D.D.A. de l'Isère (Biju-Duval, 2002), et par le Bureau d'Etudes Géogéophy.

Le relevé des formations lithologiques rencontrées (Tableau 5-4), effectué par le sondeur, montre que le substratum marno-calcaire a été atteint à une profondeur de 48,5 m, témoignant ainsi d'une épaisseur relativement importante des dépôts dans cette zone. Globalement, les dépôts rencontrés sont de nature gravelo-argileuse. Si leur composition apparaît relativement irrégulière à l'échelle du forage, leur lithologie semble en revanche présenter peu de variations, à l'endroit investigué, sur la tranche superficielle comprise entre 0 -7.50 m.

Profondeur :	Formations lithologiques :
0 - 7.50 m	Grave argileuse grise, galets, blocs
- 7.50 à -15.50 m	Argile graveleuse marron
-15.50 à -16.70 m	Blocs
-16.70 à -32.00 m	Argile sableuse marron, graviers, galets, avec arrivée d'eau à -21.00 et -27.80 m
-32.00 à -43.00 m	Sables légèrement argileux avec graviers, galets, et blocs
-43.00 à -48.50 m	Graviers et galets argileux gris
-48.50 à -51.00 m	Marne calcaire grisâtre

Tableau 5-4. Relevé des formations lithologiques rencontrés par le forage destructif (source : rapport d'étude Geogéophy, pour la commune de Saint-Nazaire-les-Eymes, 38).

La réalisation de 36 sondages électriques dans la zone située en amont par rapport à la ZDP, par le bureau d'étude S.A.G.E. (août 1993), a permis de mettre en évidence des variations verticales et latérales de la résistivité électrique des dépôts investigués. Les mesures de résistivité effectuées ont donné lieu à une interprétation sous la forme de 5 profils de résistivité obtenus par extrapolation des valeurs de résistivité électrique entre les différents sondages. Si les valeurs extrêmes à l'échelle de la zone investiguée varient entre 50 et quelques milliers d'Ohm.m, les valeurs les plus fréquemment mesurées sont comprises en moyenne entre 150 et 250 Ohm.m. La définition de 4 lithologies correspondant à 4 intervalles de résistivité ($\rho < 100$, $100 < \rho < 200$, $200 < \rho < 500$ et $\rho > 500$ Ohm.m) a permis aux auteurs de cette étude de proposer une interprétation en terme de géométrie des dépôts. Les coupes de résistivité obtenues mettent ainsi en évidence la présence de dépôts en forme de biseau, de lentilles et plus généralement de dépôts dont l'extension latérale peut être limitée.

Par ailleurs, certains sondages à la pelle mécanique réalisés lors de cette étude (prélèvement F), ont mis en évidence l'existence de variations de lithologie à une échelle très locale, sous forme par exemple de lentilles argileuse d'extension et d'épaisseur très limitée. Compte tenu du manque de représentativité de ces échantillons dû à leur faible volume, ces variations de lithologie peuvent s'exprimer en terme de granulométrie, tout en restant trop locales pour être détectées par les mesures de résistivité effectuées par les sondages électriques. Cette situation apparaît notamment au niveau des prélèvements E et F, dont les résistivités sont comparables, mais pour lesquels les pourcentages de fines sont très différents.

5.1.4.4 Conditions hydriques

Les relevés effectués sur le piézomètre implanté à la suite du forage de reconnaissance destructif présenté précédemment figurent dans le Tableau 5-5. Ces mesures, réalisées entre les mois de novembre 2000 et mars 2002, mettent en évidence un fort battement saisonnier de la zone saturée, la surface libre de la nappe phréatique variant, par exemple, au cours de la seule année 2001, de -21,60 m mois de février à -49 m au mois d'août. Par ailleurs, sur la période étudiée, le niveau statique de la nappe n'est jamais monté au-delà de -18,50 m. Compte tenu de ces informations, on peut conclure que seule la zone non saturée sera investiguée par les mesures réalisées dans cette étude.

Date	Profondeur de la nappe (m)
29 / 11 / 2000	-18,50
01 / 02 / 2001	- 21,61
20 / 07 / 2001	- 38,94
31 / 07 / 2001	- 48,52
22 / 08 / 2001	- 48,98
04 / 10 / 2001	- 34,23
25 / 01 / 2002	- 40,98
21 / 03 / 2002	- 28,45

Tableau 5-5. Relevés piézométriques effectués à proximité de la zone de dépôts.

5.2 Mesures préliminaires

Au printemps 2002, plusieurs mesures préliminaires ont été réalisées dans l'optique de préciser la géométrie et l'épaisseur des dépôts en différents endroits du cône de déjections. Ces premières mesures ont permis aussi de fournir un ordre de grandeur des paramètres géophysiques recherchés (ρ , V_P , V_S).

A ce stade, les potentialités de la caractérisation granulométrique par analyse d'images ont aussi été explorées, afin de définir leur éventuelle utilisation lors de la phase de mesure ultérieure.

5.2.1 Zone de dépôts principale (ZDP)

Au niveau de la ZDP, des mesures préliminaires ont été réalisées avec pour objectif de caractériser les dépôts et de tester la présence éventuelle d'un radier en béton qui aurait été construit lors de l'aménagement de cette aire de stockage, afin de lui servir de niveau de base. Un premier profil d'implantation N-S (P0a), a été défini au fond de la ZDP. Sur ce profil d'une soixantaine de mètres de longueur, ont été effectuées des mesures électriques, sismiques et radar. Les données radar seront présentées et discutées au paragraphe 5.6.

5.2.1.1 Mesures électriques

Les mesures électriques ont été réalisées le 27 mars 2002, environ 15 jours après un épisode pluvieux qui avait ennoyé la plage de dépôt principale (présence de quelques centimètres d'eau stagnante). Au moment des mesures, aucun écoulement en surface n'était visible. Une séquence de 651 quadripôles en dispositif Wenner- α été appliquée avec 64 électrodes équidistantes de 1 m sur le profil P0a. La pseudo-section obtenue (Figure 5-7a) montre globalement une bonne homogénéité des valeurs de résistivité apparente à l'échelle du profil, les valeurs mesurées étant toutes comprises entre 150 et 210 ohm.m, si l'on excepte les valeurs les plus superficielles. On observe en effet, à proximité de la surface, des variations latérales de résistivité parfois importantes, notamment les quelques valeurs de résistivité relativement fortes situées en partie supérieure gauche du profil. Ces valeurs élevées correspondent au pavage de la piste d'accès située en rive droite de la zone de dépôts (faible proportion de fines). Par ailleurs, une zone conductrice ($\rho = 120-150$ Ohm.m) est visible dans la partie supérieure, entre 15 et 22-23 m, avant et après inversion (Figure 5-7c). A cet endroit, le profil recoupe le lit du torrent, a priori plus humide que les parties alentours.

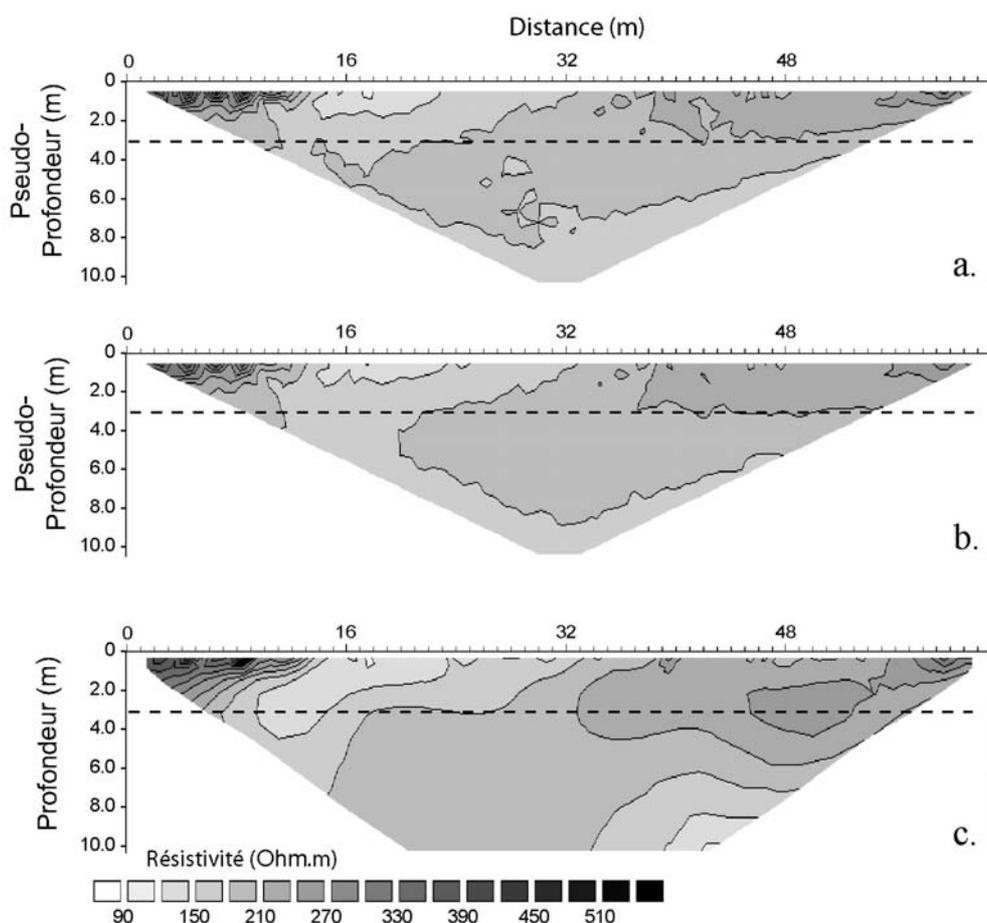


Figure 5-7. Mesures électriques effectuées le 27/03/2002 sur le profil P0a, situé au fond de la plage de dépôts : (a) Pseudo-section, (b) Pseudo-section calculée par Res2DInv, (d) Modèle de sol après inversion (RMS = 3.4%, 1 itération).. Le trait pointillé délimite la profondeur de représentativité des mesures.

L'absence d'un contraste net de résistivité en profondeur sur ces données écarte l'hypothèse de la présence d'un radier de béton sous la ZDP. Ces mesures permettent aussi de conclure à une épaisseur des dépôts hétérogènes supérieure à 10 mètres sous la ZDP, ce qui est cohérent avec les données du forage destructif situé environ 200 m en aval et ayant atteint le substratum à 48.50 m de profondeur (cf. § 5.2.4).

5.2.1.1.1 Résistivité du sol hétérogène

Les résultats numériques présentés dans le chapitre 3 ont montré que la résistivité effective d'un matériau hétérogène pouvait être obtenue à partir des valeurs de résistivité apparente de la pseudosection, à condition d'écarter les valeurs non représentatives correspondant aux quadripôles pour lesquels $a \geq 8R$ (condition nécessaire à l'homogénéisation). Dans le cas du sol hétérogène du torrent Manival, des observations visuelles réalisées en surface au niveau de la ZDP ont permis d'estimer D_{max} (diamètre des plus gros éléments) égal à 0.8 m (soit $R_{max} = 0.4m$). La résistivité moyenne apparente a donc été calculée sur les valeurs mesurées avec un espacement inter-électrodes a supérieur ou égal à 3.2, ce qui revient à écarter les trois premières couches de mesures situées au dessus du trait pointillé sur la pseudo-section (Figure 5-7a). La résistivité moyenne apparente du sol hétérogène est ainsi égale à 185 +/- 16 Ohm.m, l'incertitude étant égale à l'écart type calculé sur les valeurs de la pseudosection servant à établir la moyenne.

5.2.1.1.2 Influence de l'inversion

Afin de s'assurer de la bonne homogénéisation du sol réel par les mesures électriques réalisées, l'influence de l'inversion a été testée sur les données du profil P0a. La Figure 5-8 présente l'évolution de la résistivité moyenne calculée sur l'image en résistivité obtenue après inversion (norme L2), en fonction du nombre d'itérations réalisées. Chaque valeur de résistivité est assortie d'une incertitude égale à l'écart type calculé sur la section. Sur ces données, la résistivité moyenne et l'incertitude augmentent légèrement et de façon progressive au cours du processus d'inversion. La stabilisation du RMS (variation relative inférieure à 5% entre deux itérations successives) est atteinte après 5 itérations, pour une résistivité moyenne égale à 199 Ohm.m, sa valeur initiale (apparente) étant égale à 185 Ohm.m. Cette variation relative de la résistivité moyenne, de l'ordre de 7.5% après 5 itérations, reste cependant inférieure à 5% si l'on stoppe le processus d'inversion après une itération, la valeur du RMS étant alors égale à 2.5%. On admet généralement qu'un modèle de sol répondant à un tel critère (RMS < 5%) décrit convenablement les mesures effectuées.

En conséquence, et comme l'avaient déjà montré l'inversion des données numériques et des mesures sur modèles réduit, les données de résistivité apparentes pourront être utilisées directement pour calculer la résistivité effective moyenne sur les pseudo-sections ultérieures.

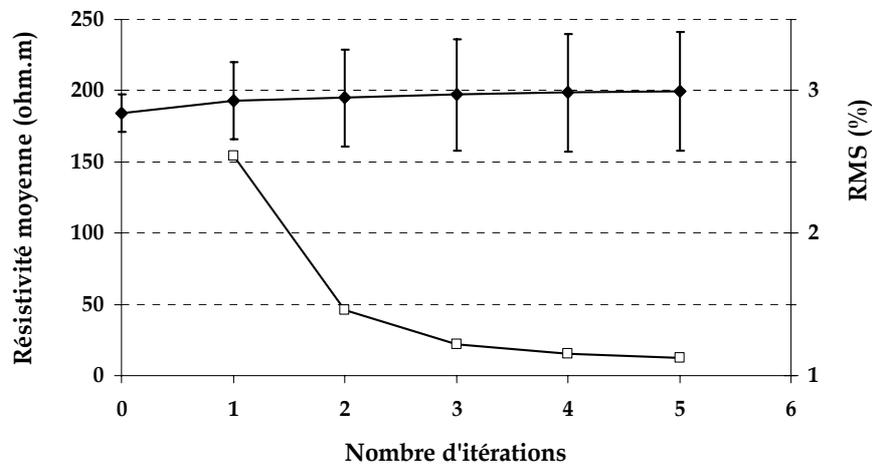


Figure 5-8. Influence du processus d'inversion (nombre d'itérations) sur la résistivité moyenne. Les barres d'erreur représentent l'écart type calculé sur la population de valeurs de la section.

5.2.1.2 Mesures sismiques

L'absence de contraste suffisamment net en profondeur pour être attribué à la présence d'un radier en béton, déjà observé sur les données électriques, a été confirmée par les données sismiques sur ce même profil P0a. Ces signaux ont été enregistrés par 24 géophones verticaux de fréquence 4.5 Hz, espacés de 2m, soit une longueur totale du profil de 46m. Les sismogrammes obtenus lors des tirs effectués aux extrémités du profil P0a (Figure 5-9a,b) ont été interprétés en sismique réfraction. Le pointé des premières arrivées (ondes P) témoigne d'une croissance progressive de la vitesse apparente des ondes P avec la profondeur (Figure 5-9c). Une interprétation selon un modèle tri-couche a été proposée (Figure 5-9d) pour rendre compte de cette augmentation de V_P , cette dernière variant progressivement de 760 à 2050 m.s⁻¹ environ sur la couche investiguée par ce profil (0-10m).

Les valeurs de V_P de l'ordre de 1900 à 2200 m.s⁻¹ en profondeur ne résultent pas d'un contact tranché et sont insuffisantes pour traduire la présence de béton ($V_{P \text{ béton}} > 3000 \text{ m.s}^{-1}$). Ces variations de vitesse reflètent sans doute l'augmentation continue de la compacité du sol avec la profondeur.

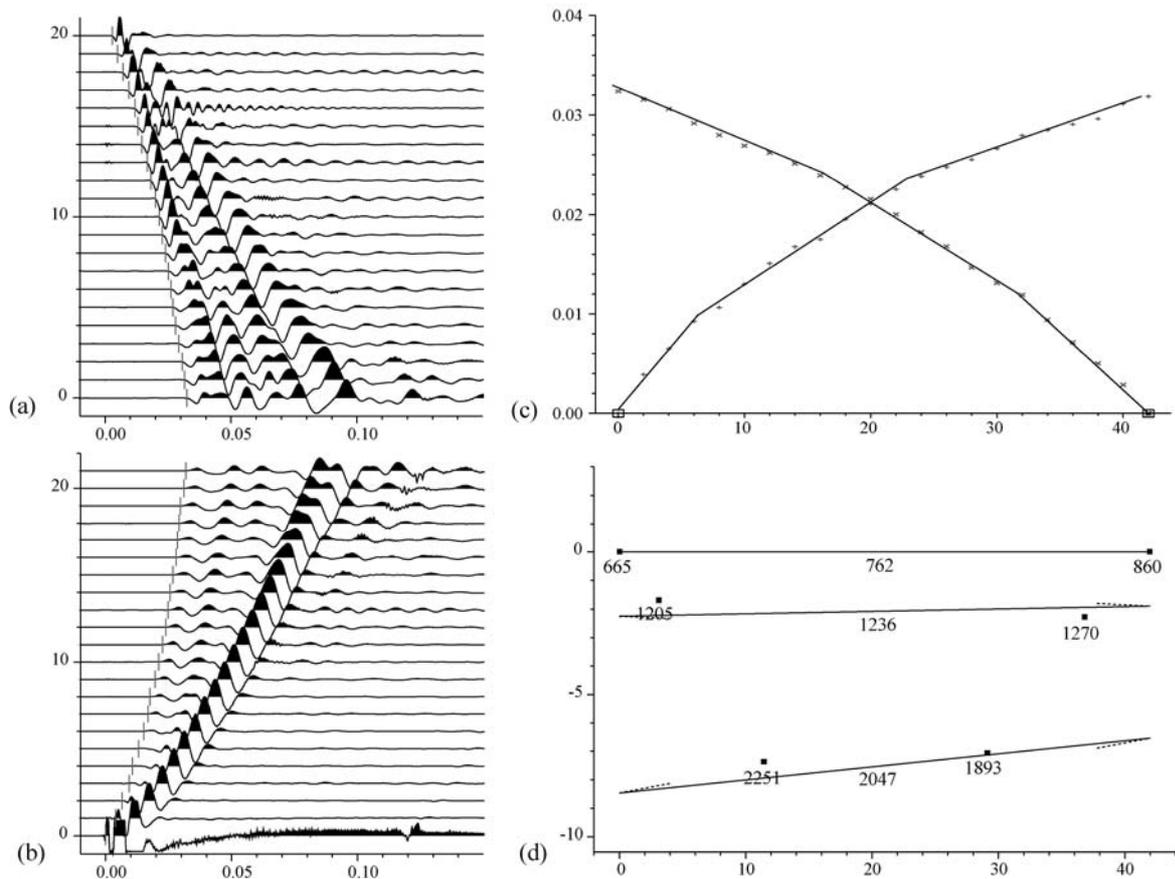


Figure 5-9. Interprétation en sismique réfraction des sismogrammes (a,b) obtenus aux extrémités du profil P0a. (c) Hodochrones, (d) Interprétation selon un modèle de sol tri-couche.

5.2.2 Granulométrie par analyse d'images

L'analyse des courbes granulométriques obtenues par tamisage (§ 5.1.4.1) a montré une sensibilité relativement nette par rapport à la présence de blocs au sein des prélèvements. Dans le cas des sols à granulométrie très étalée, l'analyse granulométrique par analyse d'images pourrait s'avérer très intéressante pour palier au manque de représentativité des échantillons prélevés. Son attrait principal réside dans la possibilité d'un traitement automatique des images.

Dans le cas des sols hétérogènes étudiés, les images sont des photographies prises à l'affleurement. La nature hétérogène de ces matériaux les rend à priori bien adaptés à l'analyse d'image (blocs calcaires clairs dans une matrice limono-argileuse plus foncée).

Lors de la première visite sur le site, effectuée le 4 décembre 2001, une série de prises de vues a été réalisée sur des talus sub-verticaux. Ces clichés nous ont semblé favorables au traitement et à l'analyse d'image, compte tenu d'une part de l'absence d'ombres portées (éclairage diffus dû à une météo grise et brumeuse) et d'autre part d'un contraste

relativement net existant entre la matrice fine et les blocs calcaire, ces derniers ayant pour la plupart été nettoyés de leurs placages d'argiles et de fines par de récents épisodes pluvieux.

Sur ces photographies un certain nombre de traitements ont été testés sur la base d'un algorithme-type (Lebourg, 2002), avec comme objectif de mettre en évidence et de quantifier les blocs calcaires (clairs) par rapport à la matrice limono-argileuse (foncée). La démarche adoptée peut se décomposer ainsi :

- Transformation de la photographie en niveaux de gris
- Traitements divers (ouverture, fermeture, accentuation, inversion, superposition, masques...)
- Seuillage : binarisation de l'image
- Filtrage par aire minimale (seuls les groupes de pixels dont la surface est supérieure à un seuil prédéfini sont conservés).
- Identification des objets
- Comptage automatique des objets en fonction de leurs dimensions
- Exploitation des résultats (courbe granulométrique)

Cette séquence de traitements constitue le squelette commun aux différents essais effectués. Tout au long de ce protocole, des traitements annexes peuvent être ajoutés afin d'améliorer la qualité et la finesse de l'analyse :

- Décomposition de la photographie selon les différentes composantes de couleur : (Cyan, Magenta, Jaune ou Noir, si l'on se base sur le modèle quadrichromique CMJN, ou Rouge Vert ou Bleu selon le modèle RVB),
- Séparation des grains juxtaposés par un traitement type LPE (Ligne de Partage des Eaux).

Pour les traitements d'images, les logiciels CorelPhotoPaint version 10 et Image Tool version 2.02 ont été utilisés. Ce dernier, disponible gratuitement sur internet (<http://ddsdx.uthscsa.edu.digitdesc.html>), a été développé à des fins biomédicales par l'UTHSCSA (University of Texas Health Science Center in San Antonio). Il s'est avéré très bien adapté pour les opérations d'analyse d'image, notamment en ce qui concerne le seuillage (binarisation de l'image), l'identification des objets (blocs calcaires) et leur comptage automatique en fonction de leur dimension. Le comptage des grains par classes est effectué sur la base du diamètre équivalent à l'aire (d_A) défini comme le diamètre du cercle ayant une aire équivalente à la surface de la particule sur l'image étudiée (Figure 5-10).

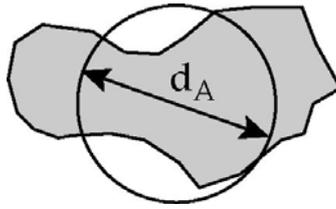


Figure 5-10. Signification du diamètre équivalent à l'aire d_A .

D'une manière générale, les images analysées doivent faire l'objet d'un compromis entre la surface photographiée qui doit être la plus importante possible pour des raisons de représentativité, et une résolution suffisante pour discerner les particules de taille faible à modérée. Si l'on se réfère à la figure 1-3 exprimant le nombre de particules de diamètre $d_m \sim D_{max}$ contenues dans un échantillon représentatif, la surface couverte par la photographie n°32 (Figure 5-11a) n'est pas représentative par rapport au diamètre maximal observé sur le site ($D_{max} \sim 800$ mm). En revanche la surface couverte par cette photo est suffisante par rapport au D_{max} des particules visibles sur la photo (~ 150 mm). Elle permet en outre une bonne résolution pour les particules de l'ordre de 2 mm (cf. résultats des analyses effectuées).

La Figure 5-11 illustre un exemple d'analyses effectuées sur une photographie de sol (n°32) réalisée le 04/12/01 sur le talus situé au niveau de la zone de dépôt principale. Après décomposition de la photographie initiale (Figure 5-11a) selon le modèle colorimétrique CMJN, l'une des composantes est sélectionnée (Magenta, Figure 5-11b) sur la base de l'amélioration du contraste qu'elle présente entre les blocs calcaires et la matrice fine (cf. Figure 5-11a / Figure 5-11b). Le contenu de cette image, après transformation en niveaux de gris (8 bits, soit 256 tons de gris), peut être analysé sous forme d'un histogramme de fréquences représentant le nombre de pixels pour chaque ton de gris compris entre 0 et 255 (Figure 5-12). La comparaison des courbes de fréquence obtenues sur l'image complète (compressée) et sur sa composante Magenta montre que cette dernière apparaît plus favorable à l'analyse d'image de part son étalement plus important sur la gamme des tons de gris. Cependant il apparaît difficile d'identifier deux populations distinctes de pixels qui soient caractéristiques l'une des blocs calcaires et l'autre de la matrice. Dans ces conditions, l'utilisation d'un algorithme de seuillage automatique semble particulièrement délicate. Les essais réalisés en ce sens avec le logiciel Image Tool version 3.00 se sont avérés infructueux.

Quatre seuils de binarisation différents ont toutefois été testés manuellement : 150, 160, 170, 180 (Figure 5-12). Les 4 images binaires correspondantes sont présentées à la Figure 5-11 (c,e,g,i, partie gauche). Les blocs, initialement représentés en blanc (matrice en noir), sont ensuite identifiés automatiquement par le programme et comptés selon 16 classes de diamètre équivalent d_A prédéfinies par l'utilisateur et comprises entre 1 et 160 mm. Les Figure 5-11 (d,f,h,j) représentent les résultats de ces comptages, chaque bloc étant coloré en un ton de gris différent selon sa catégorie de taille.

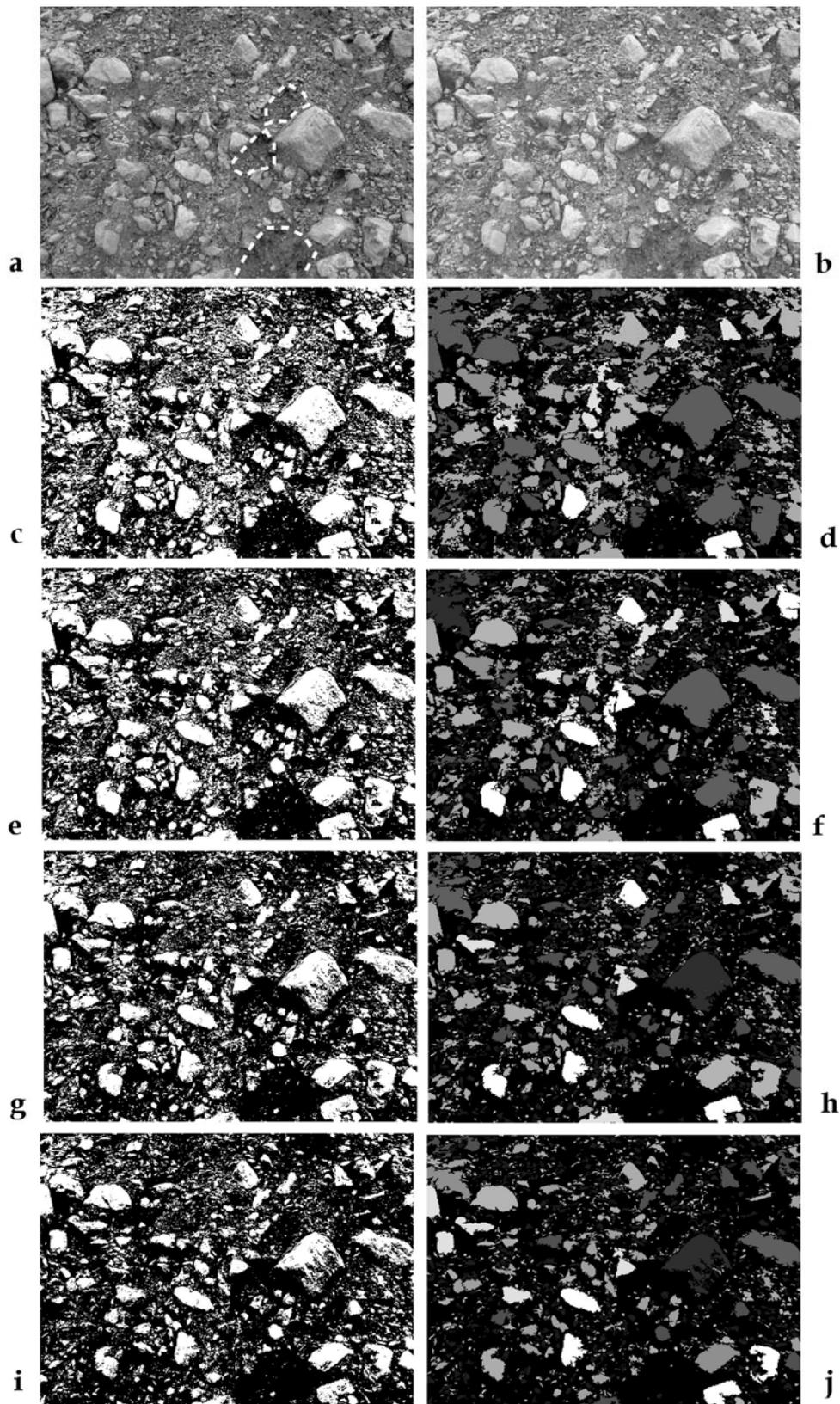


Figure 5-11. Traitement et analyse de la photographie n°32 prise le 04/12/2001. (a) photo initiale (les pointillés matérialisent les empreintes laissées par le déchaussement des blocs). (b) composante Magenta obtenue après décomposition de l'image selon un modèle colorimétrique CMJN et transformation en niveaux de gris, (c,d) binarisation de l'image de part et d'autre d'un seuil fixé manuellement (150) et comptage des grains représentés avec un ton de gris différent selon leur diamètre d_A , (e,f) Idem pour seuil à 160, (g,h) seuil à 170, (i,j) seuil à 180.

Les 4 images binaires obtenues (Figure 5-11 c,e,g,i), qui apparaissent relativement semblables, montrent que la détermination du seuil de binarisation idéal est délicate par contrôle visuel a posteriori entre l'image binaire et l'image d'origine. En comparant visuellement les résultats obtenus après identification et comptage des objets (Figure 5-11 d,f,h,j) avec la photo source, il apparaît clairement que le premier seuil choisi (150) est trop bas compte tenu des nombreux contacts existant entre les blocs, et le dernier trop élevé (180) du fait de la sous-estimation de la surface des blocs. Il semble en revanche plus difficile de trancher entre les deux niveaux de seuillage intermédiaires (160 et 170).

Le même type de problème s'est posé lors du traitement d'autres photographies réalisées sur ce même sol.

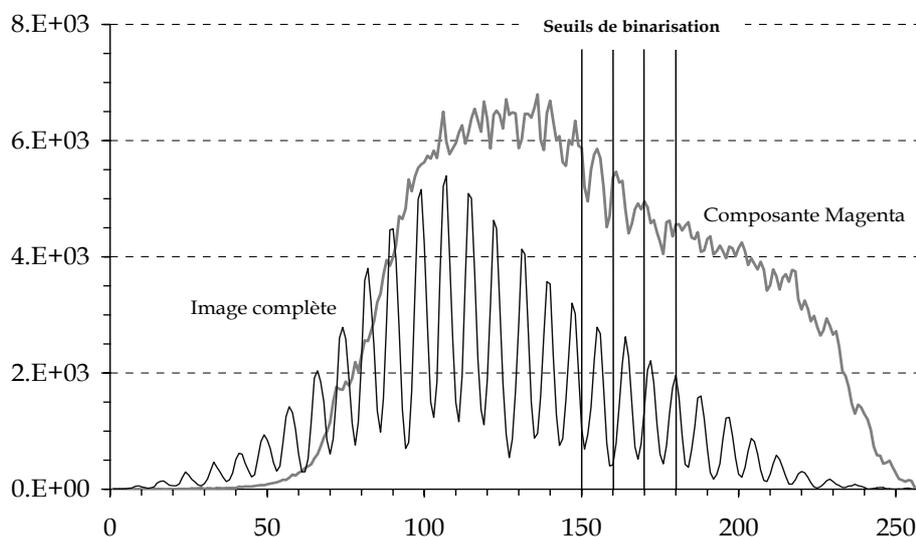


Figure 5-12. Courbe de fréquence en niveau de gris correspondant à la photographie n° 32 (composante magenta). L'axe des ordonnées représente le nombre de pixels pour chaque ton de gris représenté en abscisse (compris entre 0 et 255) et les lignes verticales matérialisent les différents seuils de binarisation testés à la Figure 5-11 (150, 160, 170, 180).

La Figure 5-13 présente les 4 courbes granulométriques du sol obtenues à l'issue de ces analyses. Les variations en terme de granulométrie en fonction du seuillage ne sont pas négligeables, le pourcentage d'éléments de diamètre inférieur à 2 mm variant de 53 à 73% entre les seuils de binarisation extrêmes choisis précédemment et de 61.5 à 68 % entre les deux seuils intermédiaires plus litigieux.

Les courbes granulométriques obtenues par analyse d'image montrent une nette surestimation du pourcentage de fines par rapport aux courbes existantes obtenues par tamisage sur le même site (Figure 5-5) (de l'ordre de 40% pour le pourcentage de passant à 2 mm).

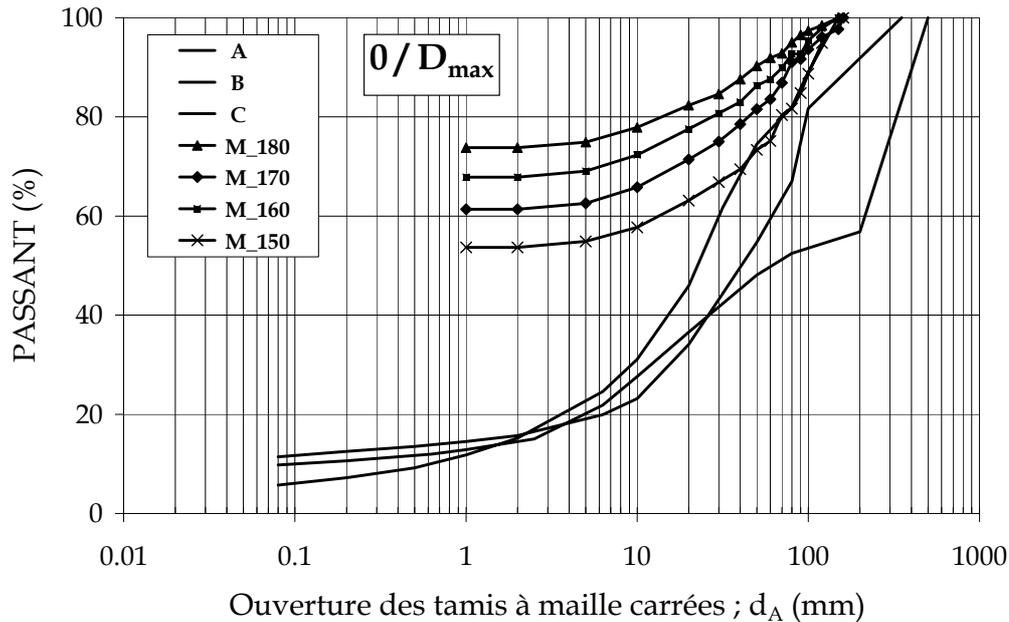


Figure 5-13. Granulométrie obtenue par analyse d'image sur la photographie n°32 (composante Magenta) pour les quatre seuils de binarisation entre les grains et la matrice (cf. Figure 5-11).

Plusieurs facteurs peuvent être à l'origine de cette surestimation de la matrice. Une première explication est liée à la méthode même de traitement. En effet, le filtrage effectué sur les images attribue automatiquement à la matrice les particules dont le nombre de pixel n'est pas suffisamment significatif (inférieur à 10).

La seconde d'explication est liée aux prises de vues elles-mêmes. La trace de blocs manquants apparaît en effet nettement par exemple dans la partie centrale basse des images (en pointillés, Figure 5-11a). Ceux-ci ont été déchaussés sous l'effet de la gravité et se retrouvent au bas du talus lorsque la photographie a été prise. Par ailleurs, le relief des blocs peut être à l'origine de zones d'ombres, comme en témoigne l'évolution au fur et à mesure du seuillage de la forme du gros bloc se trouvant sur la photographie n° 32 à mi-hauteur en partie droite (Figure 5-11).

En résumé, les résultats obtenus sur cette photographie mettent en évidence la difficulté à définir le niveau de seuillage idéal permettant d'isoler blocs et matrice sur ce matériau hétérogène. Différents seuils de binarisation estimés visuellement comme étant les plus favorables ont toutefois été testés. Les résultats obtenus à l'issue de ces tests montrent une nette sous-estimation de la proportion des blocs dans le matériau, qui peut s'expliquer par différentes raisons liées essentiellement aux ombrages qui masquent partiellement les blocs les plus en relief, ainsi qu'au déchaussement par gravité de certains blocs avant la photographie (talus).

Sur les autres photographies testées, les conclusions sont analogues, avec une explication supplémentaire à la sous-estimation de la proportion des blocs, souvent liée à la présence de placages argileux qui masquent certains éléments (repérés par des pointillés sur la Figure 5-14). Cette figure met en évidence par ailleurs l'effet du traitement de type LPE, qui peut conduire à diviser arbitrairement une même particule en plusieurs éléments de taille inférieure. Ce phénomène est visible notamment dans le cas des particules allongées, telles que celle située dans le coin en bas à gauche (Figure 5-14) ou encore la plus allongée matérialisée par des pointillés. Ce traitement nécessite donc un contrôle visuel détaillé post-traitement (confrontation de la photo traitée par rapport à la photo initiale) afin de ne pas introduire un biais sur la granulométrie du matériau. Il n'a donc pas été utilisé lors des différents tests réalisés.

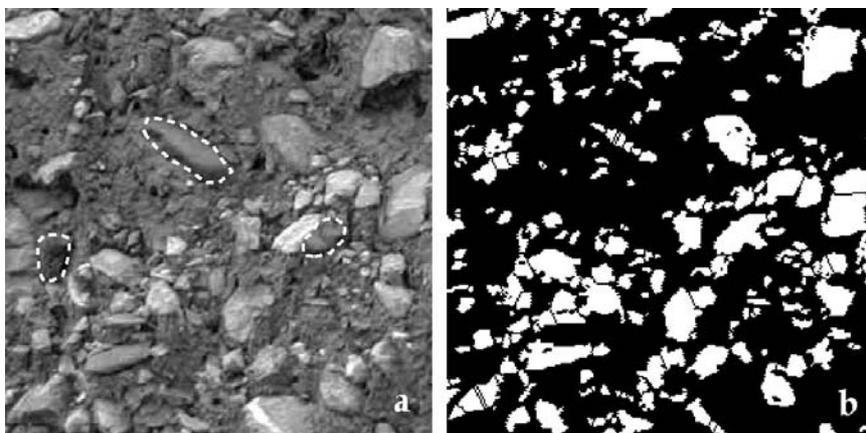


Figure 5-14. Effet du traitement de type Ligne de partage des Eaux. (a) photo initiale, les blocs masqués par des placages de fines étant entourés par des pointillés blancs, (b) image binaire obtenue après binarisation et traitement LPE.

En conclusions, la décomposition des images en composantes principales et le traitement séparé d'une composante de couleur apparaissent susceptibles d'améliorer la méthode de granulométrie par analyse d'images. En effet, cette décomposition peut conduire à un étalement accru de la courbe de fréquence en niveau de gris, et ainsi permettre une distinction plus précise entre les blocs et la matrice.

Malgré cela, la proportion des blocs est généralement nettement sous-estimée. Ceci s'explique par un masquage partiel (ou total) de certains blocs qui peut être dû à des phénomènes d'ombrages (éclairage non diffus) ou encore à la présence de placages de fines et d'argiles sur les gros éléments. En outre, dans le cas de photographies prises sur talus fortement pentés voire sub-verticaux, certains blocs peuvent être manquants car déchaussés.

Si l'analyse granulométrique par traitement d'images constitue un outil efficace lorsque le contraste est très élevé (ex. vidéogranulomètre, où des blocs isolés défilent en ombre devant une surface lumineuse), cette technique rencontre de nombreuses difficultés dans le cadre d'investigations sur des prises de vue réalisées à l'affleurement (éclairage réfléchi).

5.3 Campagne de mesures de l'été 2003

La campagne de mesures principale s'est déroulée au mois de juin 2003, sur un laps de temps relativement court (environ 10 jours). Durant cette période, la météo est restée au beau fixe, d'où une stabilité relative des conditions hydrologiques dans le sol.

Quatre profils de mesures ont été définis. Dans un premier temps, des mesures géophysiques (sismique, électrique et radar) ont été effectuées le long de ces profils sur le sol en place.

Dans un second temps, une fois les mesures géophysiques terminées, le terrain a été excavé à l'aide d'une pelle mécanique (cf. photos Annexe 1), jusqu'à obtenir un talus sub-vertical à l'aplomb exact de chacun des profils. Ces excavations, sur toute la longueur des profils P1 et P2, et partielles sur les profils P3 et P4, ont permis un contrôle visuel du sol au droit des profils de mesures (réalisation de photographies numériques sur toute la surface mise à nu). Le prélèvement de 5 échantillons de sol a été réalisé pour déterminer en laboratoire la distribution granulométrique en 5 points.

5.3.1 Localisation des mesures

Pour des raisons pratiques d'accès et d'absence de couvert végétal, la totalité des mesures effectuées au cours de cette campagne a été réalisée au niveau de la zone de dépôt principale (ZDP). Cette plage de dépôt, située à la cote 570, présente des dimensions relativement importantes (environ 50 x 60 m) en terrain dégagé. Comme elle est curée régulièrement afin de conserver un volume de stockage suffisant, les travaux d'excavation nécessaires pour visualiser et échantillonner le matériau à l'aplomb des profils ne posent aucun problème en terme de sécurité.

Quatre profils géophysiques ont été définis en rive gauche au niveau de la zone de dépôts du torrent (figure V-13 c,d). Les trois premiers (P1, P2, P3) sont globalement orientés E-W et se situent sur une terrasse surélevée d'environ 3 mètres par rapport au fond de la plage de dépôts (figure V13 b). Ceci permet de s'affranchir des fortes teneurs en eau possibles dans cette zone en cas d'épisode pluvieux. L'emplacement de ces profils (P1, P2, P3) a été choisi proche du talus séparant la terrasse du fond de la plage afin de faciliter les opérations d'excavation.

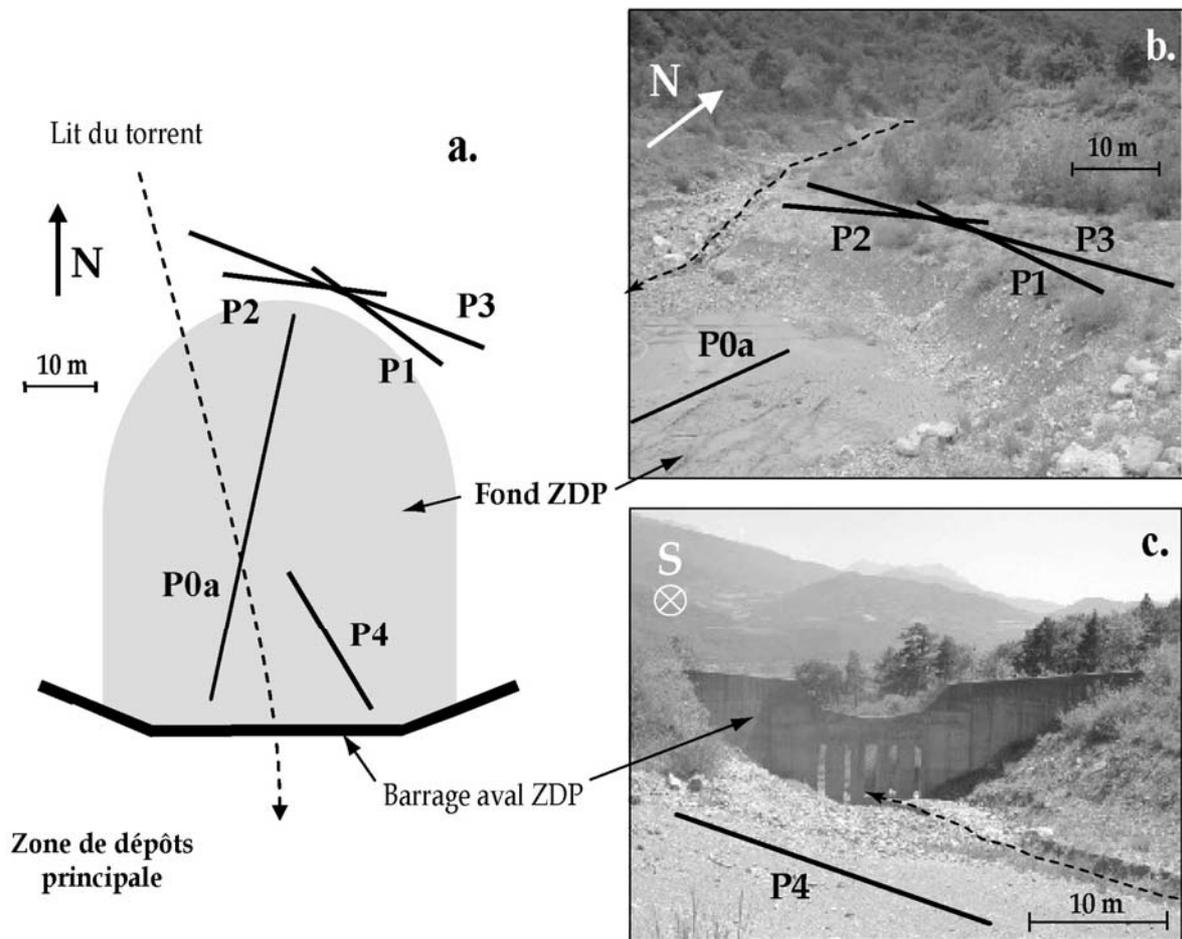


Figure 5-15. (a). Schéma de la zone de dépôts principale et localisation des profils de mesures de la campagne de l'été 2003. (b) Partie amont de la ZDP (c) Partie aval.

Les profils P1 et P2 mesurent 24 mètres de long et le profil P3 a une longueur de 48 m. Le quatrième profil, P4, est orienté NW-SE et se situe juste en contrebas du talus de la piste d'accès au fond de la zone de dépôt (figure 13c). Comme P1 et P2, ce profil a une longueur totale de 24 mètres. Lors de mesures électriques en dispositif Wenner- α , ces longueurs permettent une reconnaissance jusqu'à environ 4 m de profondeur ($\sim 1/6^{\text{ème}}$ de la longueur totale du profil).

5.3.2 Données Géotechniques

5.3.2.1 Protocole d'échantillonnage

Compte tenu de la dimension des plus gros blocs observés en surface au niveau de la zone de mesures ($D_{max} = 800$ mm), le prélèvement d'une masse de sol représentative apparaît d'emblée impossible (masse supérieure à 250 tonnes, selon les normes géotechniques françaises, cf § 1.1.2). Par conséquent, pour chaque échantillon, une masse réduite a été prélevée selon le protocole suivant :

- Extraction d'un volume d'environ 2 à 3 mètres cubes (~ 5 t) à la verticale du profil, à l'endroit souhaité,
- Prélèvement par quartage d'une portion de ce premier volume de matériau,
- Tamisage in situ du matériau prélevé à l'aide d'une grille d'acier à maille carrée (cf. Figure 1-1) jusqu'à obtention d'une masse représentative de fraction 0/100 mm (125 kg selon les prescriptions normatives),
- Pesée du refus et du passant à 100 mm,
- Prélèvement par quartage d'une portion de la fraction 0/100 mm
- Tamisage in situ du matériau prélevé à 50 mm (avec broissage des particules écrêtées) jusqu'à obtention d'une masse représentative d'environ 20 kg, ramenée au laboratoire pour mesures de teneur en eau et analyse granulométrique complète,
- Pesée du refus et du passant à 50 mm.

Au total, 5 échantillons ont été prélevés au droit des profils géophysiques. Leur localisation précise par rapport aux profils de mesures est indiquée dans le Tableau 5-6.

n° éch.	1	2	3	4	5	
Date	24-juin	25-juin	24-juin	25-juin	25-juin	
Heure	9h	10h	14h30	12h	14h	
Profil	P2	P1	P2	P4	P4	
Cote (m)	20 à 21	20-23	5.5 à 8.5	2 à 3	17 à 18.5	9 à 12
Prof. (m)	0 à 3	0 à 3	0 à 3	0 à 3	0 à 3	0 à 3

Tableau 5-6. Localisation des échantillons par rapport aux profils géophysiques.

5.3.2.2 Données granulométriques

Une analyse granulométrique par tamisage (voie humide, norme NF P94-056) a été réalisée sur la fraction 0.08/50 mm de chacun des 5 échantillons prélevés. La composition granulométrique de la fraction fine du sol ($< 80 \mu\text{m}$) est obtenue par sédimentométrie (norme NF P 094-57), cette méthode permettant d'obtenir le diamètre équivalent (à des sphères) des particules. L'ensemble des courbes granulométriques disponibles sur la fraction $0/D_{max}$ est représenté sur la Figure 5-16a, qui regroupe les courbes obtenues par le Cemagref (A, B, C) et les courbes correspondant aux 5 échantillons prélevés en juin 2003. La Figure 5-16b synthétise ces données sous la forme d'un fuseau granulométrique et d'une courbe correspondant à la moyenne arithmétique des pourcentages de passant cumulés pour chaque taille de tamis. Le décalage vertical des courbes est vraisemblablement dû à la non représentativité des échantillons, ce qui se traduit par la présence en proportion variable, selon les échantillons, de blocs de diamètre (donc de masse) importante.

Les courbes obtenues ont cependant des formes semblables. Elles présentent une granulométrie très étalée. Le rapport entre le diamètre des plus gros éléments et celui des plus fins est de l'ordre de 10^5 à 10^6 . Les coefficients d'uniformité C_u des échantillons 1 à 5 sont particulièrement importants puisqu'ils varient entre 1380 et 8360. Ces résultats montrent que la granulométrie est discontinue (bimodale), le net radoucissement de la pente (presque un palier) observé sur les courbes cumulées entre 0.05 et 2 à 10 mm (Figure 5-16) traduisant la quasi-absence d'éléments sur cet intervalle. Le sol étudié peut donc être considéré comme un milieu diphasique hétérogène où coexistent une fraction fine ($D < 0.05-0.08$ mm) avec des blocs de taille supérieure à 2-10 mm.

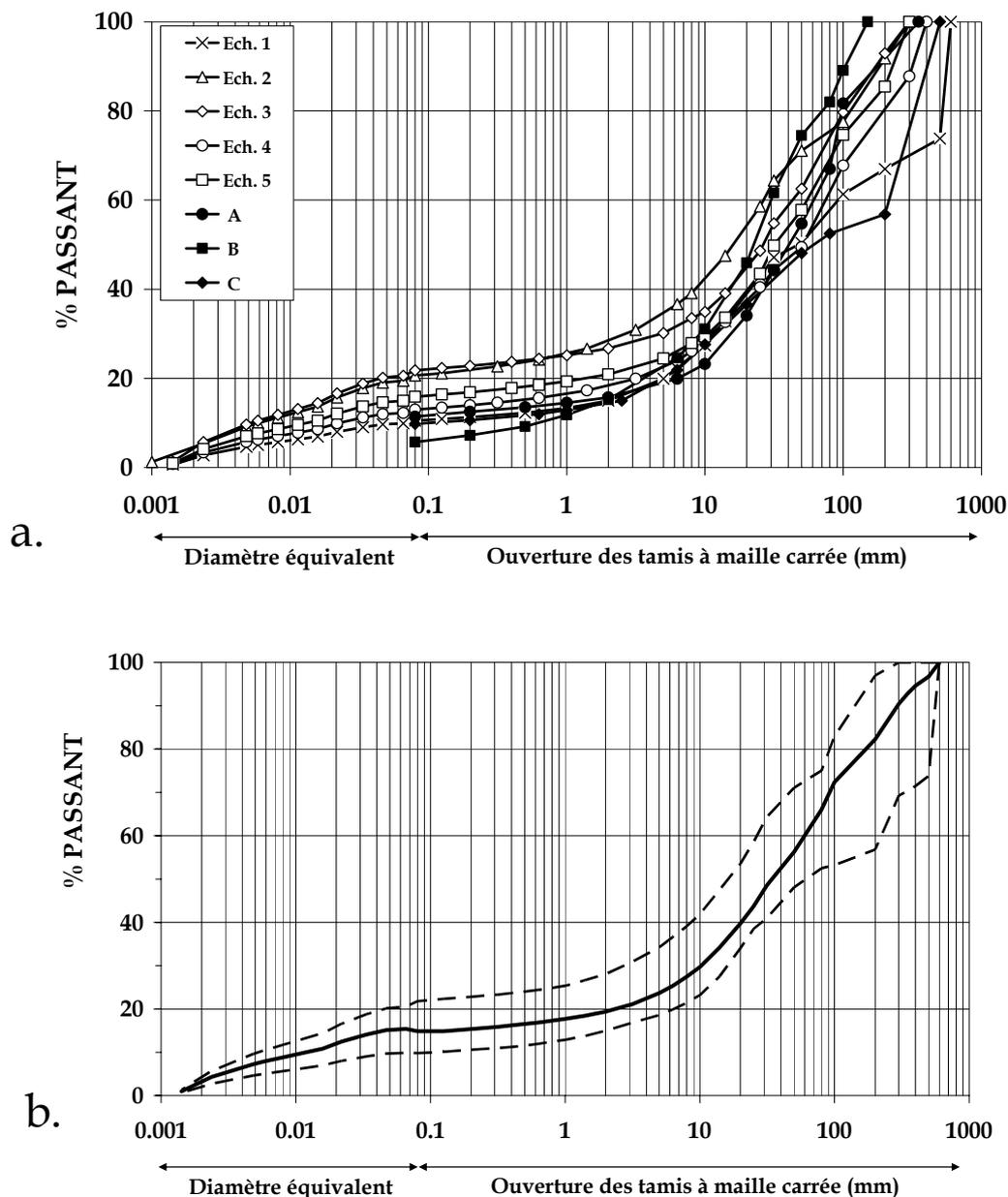


Figure 5-16. Données granulométriques sur le site d'étude: (a) Regroupement des données issues de la campagne de mesures de juin 2003 (Ech. 1 à 5) et données antérieures (A à C), (b) Représentation sous forme d'un fuseau granulométrique (enveloppe) et d'une courbe moyenne.

Le décalage vertical des courbes est vraisemblablement dû à la non représentativité des échantillons, ce qui se traduit par la présence en proportion variable, selon les échantillons, de blocs de diamètre (donc de masse) importante.

5.3.2.3 Teneur en eau

La teneur en eau, a été mesurée sur la fraction 0/50 mm, puis extrapolée à la fraction 0/ D_{max} en fonction de la granulométrie du matériau ($w_{0/D_{max}} = w_{0/50} * \text{proportion de la fraction 0/50 dans la fraction 0/}D_{max}$). Ces résultats sont présentés sur la Figure 5-17.

Les valeurs de teneur en eau ramenées à la totalité du matériau semblent relativement stables. Elles varient entre 4.5 et 5.2% sur les 5 échantillons prélevés, soit une valeur moyenne de 4.8% à l'échelle du site. Ces valeurs sont très proches de la valeur de 5.1%, mesurée au même endroit (partie amont de la zone de dépôt), le 6 mai 1994, par le CEMAGREF (échantillon A).

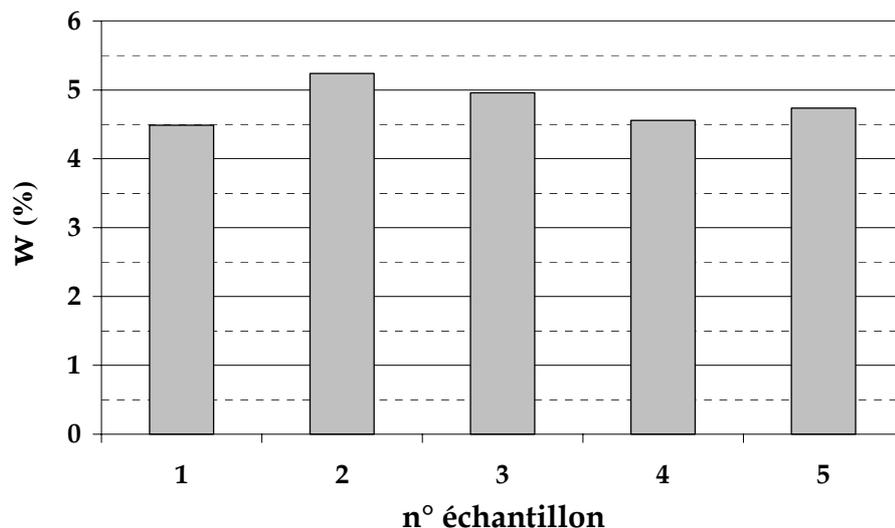


Figure 5-17. Teneurs en eau mesurées sur les échantillons 1 à 5.

5.4 Méthode électrique

Les résultats numériques (chapitre 3) et expérimentaux sur modèle réduit (chapitre 4) ont montré que la résistivité effective d'un matériau hétérogène bi-composant de type matrice/inclusions peut permettre d'estimer sa proportion en inclusions, à condition que la résistivité des deux composants est connue. Cette démarche a été appliquée sur les dépôts hétérogènes du cône de déjection du torrent Manival.

La résistivité effective des dépôts a été mesurée par deux méthodes différentes : des mesures de résistivité électrique en courant continu (tomographie électrique) et des mesures électromagnétiques (EM 31) qui homogénéisent par intégration sur les 3 à 6 premiers mètres (dipôles verticaux). La résistivité individuelle de chacun des constituants du sol hétérogène, la matrice limono-argileuse et les blocs calcaires, a par ailleurs été mesurée.

5.4.1 Résistivité des différents constituants

Les valeurs de résistivité varient généralement de 30 à 70 Ohm.m pour les marnes, de 1 à 100 Ohm.m pour les argiles, et de 50 à 5.10^7 Ohm.m pour les calcaires, (Reynolds, 1997). Afin de préciser ces valeurs de résistivité, des mesures ont été effectuées sur chacun des constituants du sol. Deux échelles de mesures ont été retenues :

- échelle métrique (formations géologiques)
- échelle centimétrique (échantillons)

5.4.1.1 Mesures à l'échelle des formations géologiques

Des mesures ont été effectuées sur chacune des formations à l'origine des dépôts : d'une part la matrice marno-argileuse (Argovien) et d'autre part les blocs calcaires (Séquanien). Ces formations affleurent à proximité de la partie active du bassin versant, sur le versant situé de l'autre côté de la ligne de crête, à quelques centaines de mètres à l'ouest du Col du Coq (Figure 5-4).

Ces mesures en place présentent l'avantage d'utiliser le même matériel pour mesurer la résistivité du sol hétérogène et la résistivité de chacune des phases (résistivimètre IRIS Syscal R1+), ce qui évite un biais éventuel dû à des différences d'appareillage ou de fréquence.

5.4.1.1.1 Résistivité de la matrice

Un profil de 32 électrodes équidistantes de 0.5m a été mis en place à même la formation marneuse affleurante. Ce dispositif a permis d'effectuer 153 mesures de résistivité apparente. La pseudosection obtenue (Figure 5-18a) montre un gradient vertical, la résistivité diminuant progressivement lorsque l'on se rapproche de la surface. Cette variation peut être attribuée à l'altération des marnes à proximité de la surface, le lessivage progressif des minéraux solubles (calcite) provoquant une concentration relative des argiles, insolubles et plus conductrices à faible profondeur. L'amplitude de ces variations reste toutefois relativement limitée, les valeurs étant comprises entre 50 Ohm.m en surface et 65 à 70 Ohm.m vers 4 m de profondeur.

La résistivité moyenne apparente calculée sur la pseudosection est égale à 57 ± 6 Ohm.m et de 56 ± 10 Ohm.m sur le modèle de sol après inversion (RMS=2.1% après 1 itération). La formation argovienne étant composée d'une succession de couches marneuses plus ou moins argileuses, sa résistivité constitue plutôt une limite supérieure pour la résistivité de la matrice fine des dépôts du Manival.

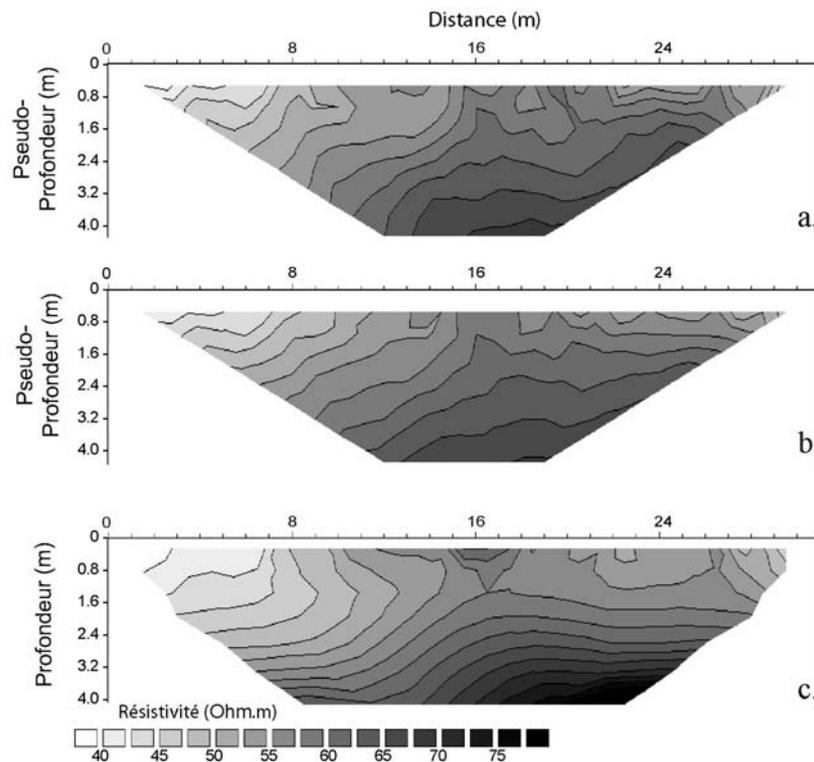


Figure 5-18. Mesures de résistivité effectuées sur un affleurement de marnes argoviennes (a) Pseudo-section mesurée, (b) Pseudo-section calculée, (c) Modèle de sol après inversion (RMS = 2,1%)

5.4.1.1.2 Résistivité des inclusions calcaires

De façon analogue, la résistivité du calcaire Séquanien à l'origine des blocs a été mesurée sur un affleurement situé à quelques centaines de mètres au nord du précédent. Un profil de 32 électrodes équidistantes de 1m a été mis en place le long d'un chemin creusé dans les calcaires du Séquanien.

Les valeurs de résistivité mesurées montrent une dispersion relativement importante, avec une moyenne apparente calculée sur les valeurs de la pseudo section est égale à 690 ± 150 Ohm.m, l'intervalle d'incertitude équivalent à un écart-type calculé sur la population de valeurs de la pseudosection. Après inversion (1 itération, RMS=5%), la résistivité moyenne calculée sur le modèle de sol reste quasiment inchangée, à 5 % près, puisqu'égale à 660 ± 180 Ohm.m. L'effet de l'inversion semble donc consister essentiellement, comme dans le cas

du modèle réduit et du profil P0a, à augmenter la dispersion des valeurs autour de la moyenne.

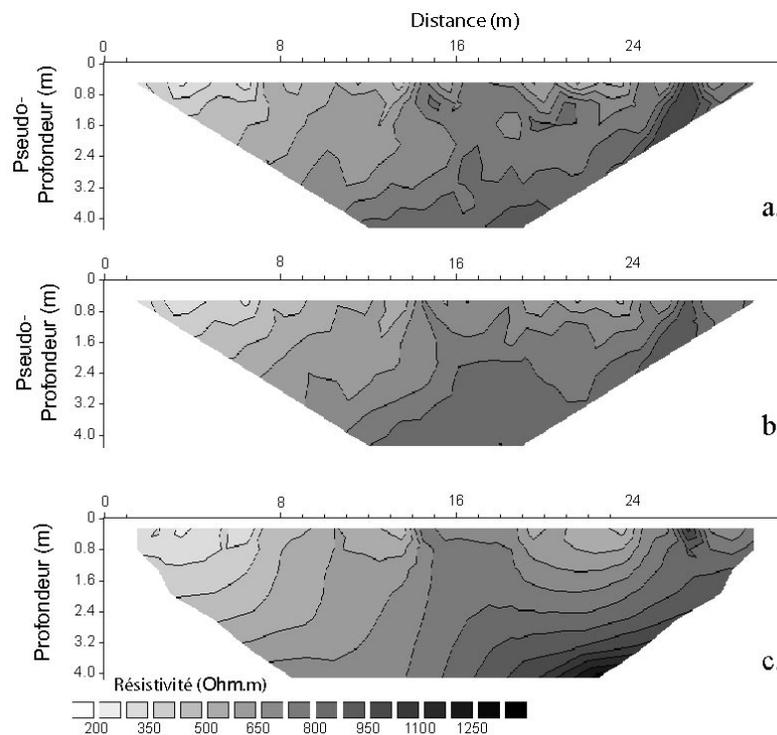


Figure 5-19. Mesures de résistivité effectuées à l’affleurement sur le calcaire marneux du Séquanien. (a) Pseudo-section mesurée, (b) Pseudo-section calculée, (c) Modèle de sol après inversion (RMS= 5%).

Sur le calcaire affleurant au niveau du talus de la piste, une mesure complémentaire a été effectuée sur un quadripôle unique, en plantant les électrodes à même la formation rocheuse, dans des fissures parallèles parfois remplies d’argile. La valeur obtenue (680 Ohm.m) est très proche des valeurs de résistivité moyennes obtenues précédemment. Etant donné que le calcaire visible à l’affleurement est découpé par plusieurs familles de fissures d’espacement pluridécimétrique, parfois remplies d’argile, ces valeurs de résistivité mesurées à l’échelle métrique constituent plutôt une borne inférieure pour la résistivité des blocs calcaires.

En conséquence, le contraste de résistivité électrique entre matrice et inclusions, obtenu à partir des mesures sur les formations géologiques, présente une valeur minimum de 12.1 si l’on se base sur les données brutes et 11.8 si l’on considère les données inversées.

5.4.1.2 Mesures à l'échelle centimétrique

5.4.1.2.1 Résistivité de la matrice

La résistivité de la matrice fine a pu être mesurée directement in-situ sur un dépôt de matériaux fins présents au fond de la ZDP au moment de la campagne de mesure de juin 2003. Ces matériaux ($D_{\max} \sim 1$ mm) ont été transportés puis déposés par le torrent lors d'un épisode pluvieux prolongé ayant eu lieu quelques jours avant la campagne de mesures. D'une épaisseur de 15 à 20 cm, cette couche repose sur le sol hétérogène compact formant le fond de la plage de dépôts.

Quatre électrodes équidistantes de 20 cm et reliées directement au résistivimètre (Figure 5-20), ont permis de mesurer la résistivité de cette couche superficielle constituée de matériaux fins. Les trois valeurs de résistivité mesurées (48, 49 et 53 Ohm.m) conduisent à une résistivité moyenne de la matrice égale à 50 Ohm.m⁻¹, légèrement inférieure aux mesures sur la marne argovienne.



Figure 5-20. Photographie du dispositif mis en place pour mesurer la résistivité de la matrice silto-argileuse. L'espace des électrodes est égal à 20 cm; les craquelures visibles à la surface du sol sont peu profondes (de l'ordre de 1 à 2 centimètres).

5.4.1.2.2 Résistivité des inclusions calcaires

La résistivité des blocs calcaires a été mesurée au laboratoire à l'échelle centimétrique sur trois éprouvettes de roche taillées à partir d'échantillons (blocs) récoltés sur le site. Les mesures de résistivité ont été réalisées au CEREGE d'Aix-en-Provence selon la méthode présentée au paragraphe 4.3.2.

Pour les roches, la résistivité mesurée sur des échantillons secs a peu de signification, la teneur en eau naturelle des grains et blocs calcaires dans ce type de matériaux n'étant généralement pas nulle (de l'ordre de 1 à 2%) (Rey, 2001). De plus les mesures sur

échantillons secs posent des problèmes de contacts au niveau des électrodes du dispositif de mesures (A. Revil, communication personnelle).

Le protocole expérimental consiste donc à réaliser des mesures sur échantillons saturés. La saturation des roches est obtenue en immergeant les échantillons parfaitement secs (étuvage) dans une solution aqueuse de NaCl à 0,1 mol.l⁻¹ (résistivité de la solution égale à 0,8 Ohm.m). Afin de favoriser la saturation, l'ensemble (solution + échantillon) est maintenu sous une dépression importante par une cloche à vide.

Après cinq semaines d'immersion, une première série de mesures sur les blocs calcaires a fourni des valeurs de résistivité respectivement égales à 580, 595 et 820 Ohm.m selon les échantillons. L'incertitude relative sur chacune de ces mesures, liée à la méthode de mesures, est environ égale à 5% (A. Revil, communication personnelle). La moyenne sur ces trois valeurs est égale à 665 Ohm.m. Même si la dispersion est importante, ces mesures sont du même ordre de grandeur que la résistivité mesurée à l'échelle de l'affleurement sur le calcaire Séquanien (690 Ohm.m).

Afin de se rapprocher des conditions naturelles, les éprouvettes rocheuses ont ensuite été immergées pendant une durée d'environ 5 semaines dans l'eau du robinet, moins saline, donc plus résistive que la solution précédente (19 Ohm.m). Malgré cette durée d'immersion relativement longue, il semble que la solution saline contenue dans les pores n'ait pas été complètement renouvelée, puisque les résistivités mesurées au terme de cette étape sont très inégales (valeurs comprises entre 710 et 2920 Ohm.m) et inférieures aux valeurs attendues. En effet, étant donné qu'en première approximation la résistivité d'une roche poreuse saturée est directement proportionnelle à celle du fluide saturant (Archie, 1942), un renouvellement total de la solution saline contenue dans les pores par de l'eau du robinet, plus résistive, aurait dû conduire à des nouvelles mesures de l'ordre de 10000 Ohm.m. Les valeurs effectivement mesurées, moins élevées, témoignent donc vraisemblablement du renouvellement incomplet de la solution porale par l'eau du robinet.

Quoi qu'il en soit, l'accès à la résistivité exacte des blocs calcaires sur le site nécessite la connaissance précise de la résistivité de l'eau se trouvant en équilibre avec les blocs rocheux au moment des mesures, ce qui est particulièrement difficile à réaliser. On conservera donc comme des minima les valeurs de résistivité du calcaire lorsqu'il est saturé par une solution saline, valeurs proche de celles mesurées in-situ.

5.4.1.3 Récapitulatif des mesures

L'ensemble des valeurs de résistivité est récapitulé dans le Tableau 5-7. Ces valeurs constituent des bornes pour déterminer le contraste minimal de résistivité existant entre les deux phases constituant le sol hétérogène. La valeur du contraste (rapport entre la résistivité des blocs calcaires et celle de la matrice silto-argileuse) est de 12 ± 4 .

	Calcaire (blocs)	Argile (matrice)
Formations géologiques (échelle métrique)	$\rho = 690 \pm 150 \text{ Ohm.m}$ (<i>Séquanien</i>)	$\rho = 57 \pm 6 \text{ Ohm.m}$ (<i>Argovien</i>)
Echantillons (échelle centimétrique)	$\rho = 580, 595, 820 \text{ Ohm.m}$ moyenne = 665 Ohm.m	$\rho = 50 \pm 3 \text{ Ohm.m}$ (<i>matrice fine</i>)

Tableau 5-7. Récapitulatif des valeurs de résistivité mesurées sur les différentes phases composant le sol hétérogène du torrent Manival.

5.4.2 Résistivité du sol hétérogène

5.4.2.1 Tomographie électrique

La résistivité du sol hétérogène a été mesurée au niveau des profils P1, P2 et P4. Sur chacun d'eux, 32 électrodes ont été mises en place, permettant la réalisation d'une séquence de 153 mesures de résistivité apparente. L'espacement entre les électrodes a été choisi égal au D_{max} estimé visuellement, soit 0.80 m.

Sur chaque profil, deux dispositifs de mesure ont été utilisés : Wenner- α et dipôle-dipôle. Bien que ces deux types de mesures donnent des résistivités moyennes très proches (cf. § 5.4.2.3, Tableau 5-8.), seuls les résultats obtenus avec le dispositif Wenner- α ont été exploités, ce dernier ayant été étudié d'un point de vue numérique, notamment en ce qui concerne la représentativité des mesures. En effet, selon ce dispositif, la résistivité effective est obtenue facilement, compte tenu de l'espacement des électrodes, en éliminant les mesures les plus superficielles pour lesquelles $a = 2R_{max}, 4R_{max}, 6R_{max}$, afin de respecter la condition d'homogénéisation précédemment définie ($a > 8R_{max}$).

La Figure 5-21 présente les mesures électriques effectuées en dispositif Wenner- α sous forme de pseudosections, en parallèle avec les mesures électromagnétiques (cf. § 5.4.2.2) pour chacun des 3 profils (P1, P2 et P4). Sur chaque pseudosection, la pseudo-profondeur est égale à $a/2$ (en mètres), a représentant l'espacement inter-électrodes.

A l'échelle de chacun des profils, les données de résistivité apparente les plus proches de la surface ($a/2 < 1.6$, en grisé sur la Figure 5-21) montrent une variabilité importante. Ces valeurs, qui correspondent aux plus petits quadripôles de mesures, n'intègrent pas un volume de sol suffisant pour homogénéiser le sol (sur le site $R_{max} = 0.4\text{m}$). En revanche, lorsque $a/2 > 1.6$ mètres, les mesures apparaissent plus homogènes, ce qui est cohérent avec la condition déterminée par modélisation numérique. Sur chacun des trois profils, la résistivité moyenne apparente a été calculée en retirant les valeurs de surface non représentatives pour lesquelles $a/2 < 1.6$.

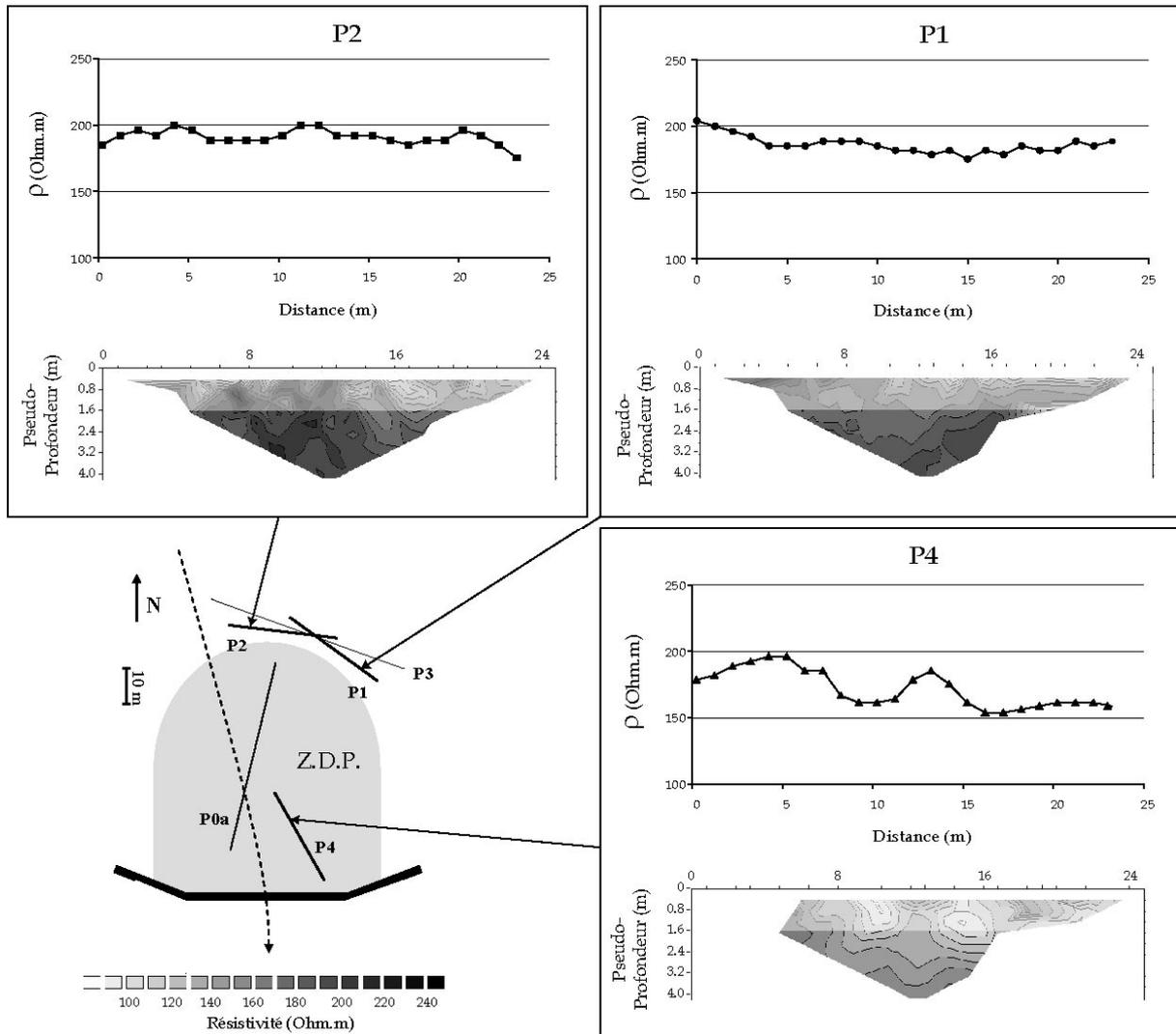


Figure 5-21. Données électriques et électromagnétiques mesurées sur chacun des profils P1, P2, P4. Sur les images en résistivité apparente, la pseudo-profondeur représente $a/2$, et la zone en grisé concerne les mesures non représentatives.

A l'échelle du site, les sections présentées à la Figure 5-21 montrent des résistivités relativement comparables sur les profils P1 et P2 (de l'ordre de 200 Ohm.m), et légèrement moins élevées sur le profil P4 (~160 ohm.m).

5.4.2 Mesures électromagnétiques

Des mesures électromagnétiques ont été réalisées sur les mêmes profils (P1, P2, P4) au moyen d'un dispositif Geonics EM 31. Cette méthode, décrite au chapitre 1, fournit des valeurs de résistivité apparente et présente l'avantage de ne pas nécessiter la mise en place de matériel dans le sol (rapidité). Ces mesures électromagnétiques, effectuées en mode dipôle vertical (boucles horizontales), intègrent directement les propriétés du sol sur une profondeur totale de l'ordre de 1.5 fois l'espacement des boucles émettrices et réceptrices. Ce dernier étant égal à 3.66 m, la profondeur maximale investiguée par cette méthode est d'environ 5.50 mètres, et la sensibilité maximale de l'appareil se situe à une profondeur d'environ 0.4 fois l'espacement inter-boucles, soit 1.40 m de profondeur.

La Figure 5-22 synthétise sur un même graphe les mesures EM réalisées le long des 3 profils. Si ces valeurs restent du même ordre de grandeur sur les trois profils (160 à 200 ohm.m), elles sont cependant très stables et comprises entre 180 à 200 Ohm.m le long des profils P1 et P2 alors qu'elles apparaissent légèrement inférieures sur le profil P4 (160 à 190 ohm.m), en accord avec les mesures électriques.

Du point de vue des variations latérales, on observe une relativement bonne corrélation entre les mesures électromagnétiques et électriques, comme le montre la Figure 5-21 qui juxtapose les deux types de données. Cette comparaison doit être faite en considérant la profondeur de sensibilité maximale des mesures EM (1.4 m).

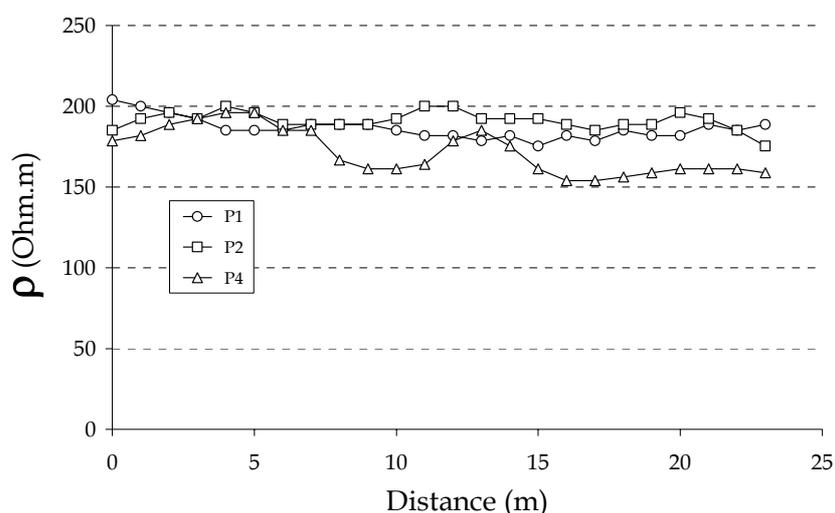


Figure 5-22. Résultats des mesures électromagnétiques effectuées sur les profils P₁, P₂, P₄.

5.4.2.3 Synthèse des mesures

Le Tableau 5-8 récapitule les valeurs de résistivité moyenne obtenues le long des 3 profils réalisés au cours de la campagne de l'été 2003, à partir des mesures EM et des mesures de tomographie électrique.

	P1	P2	P4	Site
Résistivité apparente (Wenner)	192 +/- 12	201 +/- 13	151 +/- 14	181 +/- 26
Résistivité apparente (EM 31)	186 +/- 7	191 +/- 5	172 +/- 14	183 +/- 12
Résistivité apparente (les 2)	191 +/- 9	199 +/- 13	156 +/- 17	182 +/- 23
Résistivité après inversion (nb itérations), RMS (%)	204 +/- 14 (1) 2.5 %	209 +/- 26 (1) 2.9 %	169 +/- 18 (1) 3.4 %	193 +/- 40
Dipôle-Dipôle	190 +/- 35	187 +/- 51	131 +/- 36	

Tableau 5-8. Récapitulatif des mesures de résistivité moyenne effectuées sur le sol hétérogène du torrent Manival. Les intervalles d'incertitude représentent l'écart type calculé sur les sections.

Sur chacun des profils étudiés, les résistivités moyennes calculées sont proches quelle que soit la méthode de mesure utilisée (EM, tomographies électrique en Wenner, dipôle-dipôle). Ce tableau montre par ailleurs qu'à l'échelle du site, les résistivités moyennes apparentes (moyenne des résistivités obtenues sur chacun des trois profils) sont pratiquement identiques en tomographie électrique et en électromagnétique, soit 182 ohm.m. Une légère augmentation de la résistivité moyenne est obtenue après inversion (193 ohm.m).

Malgré des valeurs moyennes proches de celles obtenues en Wenner- α et en EM, la variabilité importante (écart-type) sur les mesures effectuées dispositif dipôle-dipôle, confirme le fait que ce dispositif est moins bien adapté à l'homogénéisation que le dispositif Wenner- α .

Les résistivités mesurées plus d'un an auparavant (27 mars 2002) sur le profil P0 situé au fond de la plage de dépôts (Figure 5-15), sont exactement du même ordre de grandeur que les valeurs mesurées sur P1 et P2 (valeur moyenne sur P0a = 186 +/- 16 Ohm.m). Les variations saisonnières de la teneur en eau, sans doute faibles, semblent donc avoir peu d'influence sur la résistivité moyenne du terrain.

5.4.3 Interprétation en terme de concentration d'inclusions

5.4.3.1 Concentration estimée

Le milieu étant tridimensionnel, la concentration en inclusions contenues dans le sol hétérogène peut être calculée grâce à la relation de Bussian (équation 2-6) en attribuant au facteur de cimentation m une valeur de 1.5.

Pour les raisons énoncées plus haut, les valeurs de résistivité minimale pour la matrice (50 Ohm.m) et maximale pour les inclusions calcaires (690 Ohm.m) ont été retenues pour estimer la proportion d'inclusions calcaires contenues dans le sol. A partir de la résistivité moyenne apparente mesurée à l'échelle de la zone de dépôts, selon les méthodes électromagnétiques et électriques (183 ohm.m), le pourcentage de blocs calcaires contenus dans le sol a été estimé à 67 % (Figure 5-23). L'incertitude sur la concentration en inclusions estimée est discutée au paragraphe suivant.

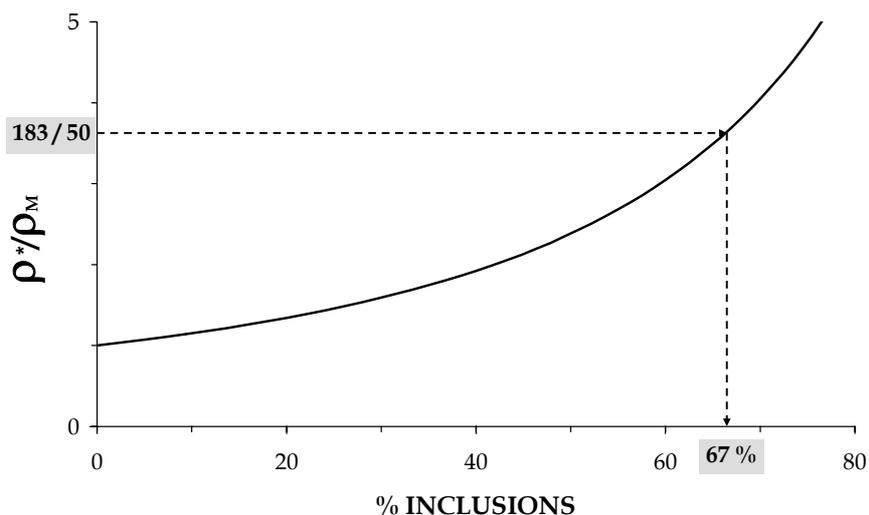


Figure 5-23. Estimation du pourcentage d'inclusions contenues dans le sol hétérogène par la relation de Bussian ($m=1.5$, $\rho_i=690$ ohm.m, $\rho_M = 50$ ohm.m).

5.4.3.2 Incertitude sur la concentration estimée

Les valeurs de résistivité utilisées pour estimer la concentration en inclusion présentes dans le sol sont entachées d'une incertitude relativement importante (Tableau 5-8).

Un calcul d'incertitude sur la concentration en inclusions estimée a été effectué avec la méthode présentée au paragraphe 4.4.3., dans le cas du modèle réduit. En résumé, cette méthode consiste à considérer pour chaque valeur de résistivité utilisée, la répartition réelle des valeurs de résistivité autour de la moyenne. Les valeurs proches de la moyenne ont en effet une probabilité d'apparition supérieure à celles situées aux extrémités de l'intervalle.

La Figure 5-24 représente les diagrammes de fréquence des valeurs des résistivités obtenues respectivement pour la matrice, les inclusions et le sol hétérogène. En première approximation, les valeurs de résistivité suivent une répartition de type loi normale.

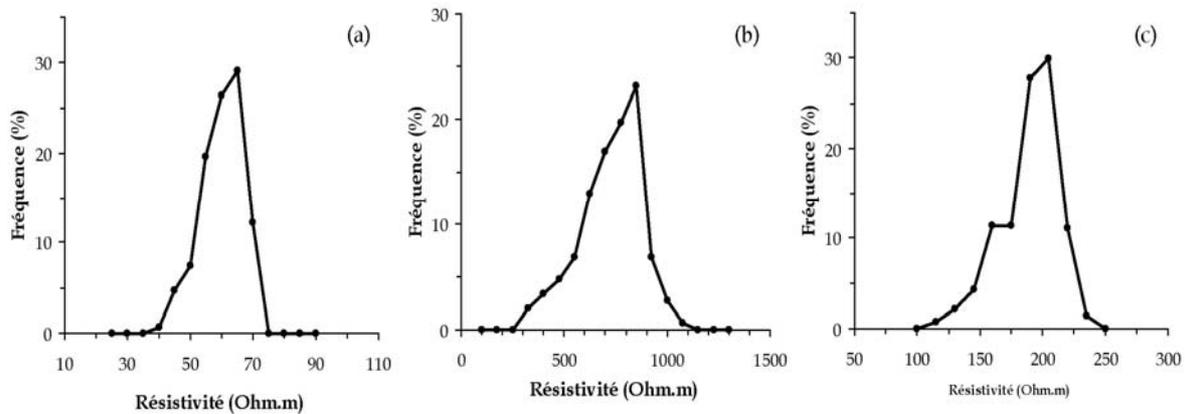


Figure 5-24. Répartition des valeurs de résistivité pour : (a) la matrice, b) les blocs calcaires, c) le sol hétérogène.

Selon la méthode utilisée dans le cas du modèle réduit physique (chapitre 4), un calcul d'incertitude sur la concentration en inclusions a été réalisé en tenant compte de la répartition gaussienne des valeurs de résistivité, les valeurs proches de la moyenne ayant une probabilité d'apparition supérieure.

De nombreux tests ont été réalisés pour un nombre de tirages pseudo-aléatoires croissant progressivement de 10 à 10^5 . La Figure 5-25 représente l'incertitude relative sur la concentration en inclusions résistives, calculée en fonction du nombre de tirages effectués. Cette dernière se stabilise aux alentours de 0.6 % lorsque le nombre de tirages devient supérieur à 100.

A l'échelle du site, la concentration moyenne en inclusions calcaires dans les dépôts hétérogènes étudiés peut être estimée à 67 ± 1 %, cet intervalle d'incertitude représentant 95 % de la variance sur la concentration.

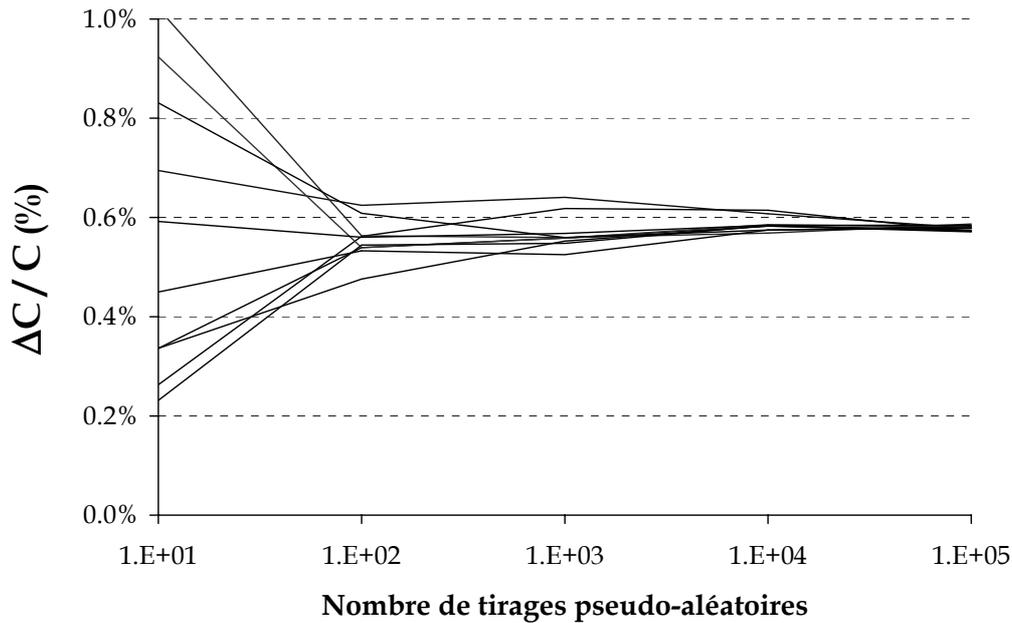


Figure 5-25. Incertitude relative (en %) sur la concentration C en inclusions estimée, en fonction du nombre de tirages pseudo-aléatoires effectués.

Ce résultat montre que l'incertitude relativement forte sur la résistivité des blocs calcaires a peu d'influence sur la valeur de concentration estimée dans le milieu.

5.4.3.3 *Interprétation en terme de granulométrie*

La concentration en blocs calcaires estimée précédemment (67%) a été positionnée sur le faisceau granulométrique caractéristique du sol du torrent Manival, avec sa valeur d'incertitude associée (+/- 1 %). Les données granulométriques obtenues par tamisage étant représentées en pourcentage de passant en fonction du diamètre des particules, c'est la proportion de matrice complémentaire au pourcentage d'inclusions trouvé qui doit être reportée sur la courbe de la Figure 5-16b, soit 33%.

Le report de ce pourcentage de fines sur la courbe granulométrique moyenne (Figure 5-26) montre que la limite de taille entre les inclusions calcaires et matrice fine se situe aux alentours de 12 mm. Une telle taille de grain coïncide approximativement avec la rupture de pente observée sur les courbes granulométriques cumulées. Cette observation permet de valider a posteriori la méthode de caractérisation proposée, sur un matériau naturel tel que le sol du torrent Manival.

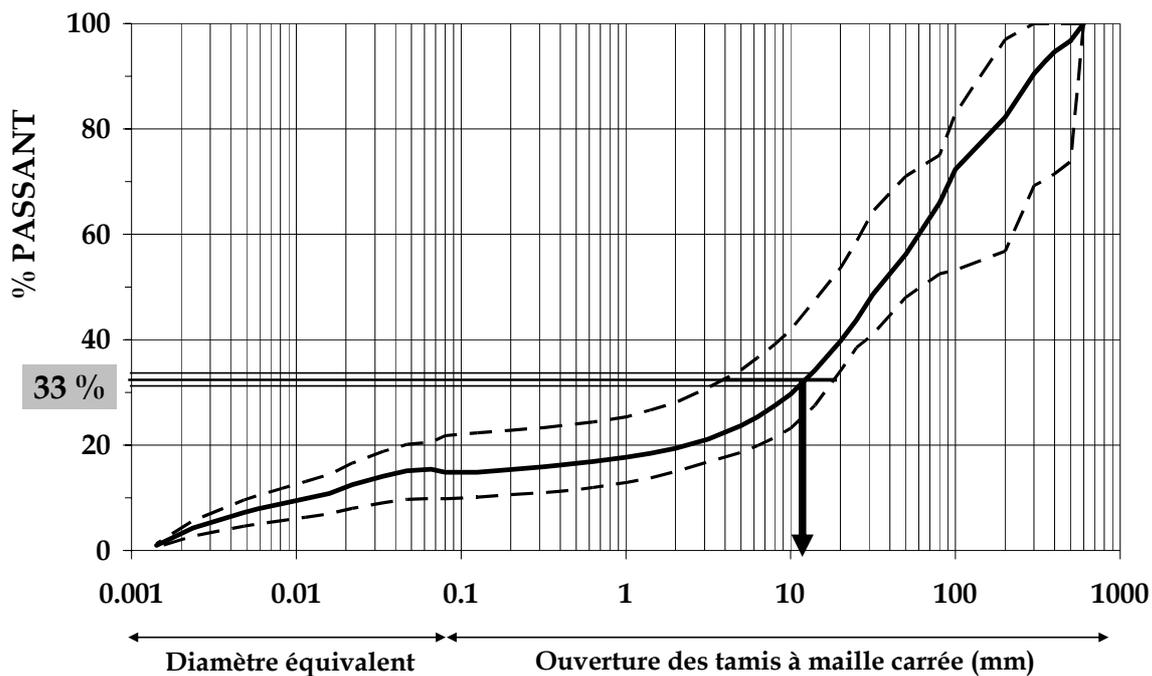


Figure 5-26. Report la concentration estimée (67 % de blocs calcaires, soit 33 % de matrice fine) sur les courbes granulométriques obtenues par tamisage.

Si la méthode de caractérisation basée sur la résistivité électrique donne de bons résultats lorsqu'on l'applique sur les valeurs moyennes (électriques et granulométriques) mesurées à l'échelle d'un site pluri-décamétrique, l'étape suivante consiste à essayer de détecter d'éventuelles variations latérales de composition du matériau hétérogène à partir des variations de résistivité observées sur les mesures.

5.4.3.4 Variations latérales de résistivité

Ce paragraphe a pour objectif de mettre en évidence à partir des données réelles recueillies lors de la campagne de mesures de juin 2003, l'existence d'une éventuelle corrélation entre les variations de résistivité observées sur les mesures et les variations de composition granulométrique du matériau hétérogène étudié. En effet, les mesures de résistivité effectuées par tomographie électrique et électromagnétique sur le site du torrent Manival, ont montré qu'il existait des variations de résistivité entre les différents profils réalisés, voire au sein même de ces profils (Figure 5-21 et Tableau 5-8). De même, les analyses granulométriques par tamisage effectuées sur les 5 échantillons prélevés ont mis en évidence des variations concernant la proportion de la fraction fine présente au sein des prélèvements (Figure 5-16), donc indirectement sur leur pourcentage de blocs calcaires.

Les échantillons de sol ont été prélevés à l'aplomb des profils géophysiques. Les coordonnées d'un prélèvement (abscisse, profondeur, cf. Tableau 5-6) permettent de lui

associer une surface déterminée sur les images en résistivité. La résistivité moyenne associée à chaque échantillon, peut alors être calculée sur la surface correspondante. Afin de prendre en compte l'emplacement exact des échantillons, ces valeurs moyennes doivent être calculées à partir de l'image en résistivité obtenue après inversion, malgré la tendance de ce processus à augmenter les contrastes.

Parmi les 5 échantillons de sol récoltés, deux concernent un nombre de points de valeurs de résistivité trop limité pour être pris en compte (< 10) car situés trop proches de l'extrémité des profils (éch. n°1 et n°3). Ils n'ont donc pas été pris en compte. La Figure 5-27a localise les échantillons sur les images en résistivité obtenues après inversion pour les profils P2 et P4. Pour trois tailles de grains différentes (80 μ m, 14 mm et 100 mm, cf. Figure 5-27b), la résistivité moyenne associée à la surface représentative de chaque échantillon (n° 2, 4, 5) a été représentée en fonction du pourcentage de passant. On observe une légère corrélation entre ces deux paramètres (Figure 5-27c), la résistivité augmentant avec le pourcentage de passant, pour les trois tailles testées. Ce résultat est surprenant étant donné que les fines sont plus conductrices que les blocs calcaires (cf. mesures plus haut). Il doit toutefois être considéré avec précaution compte tenu du nombre très limité d'échantillons (3) et du faible nombre de valeurs donnant lieu au calcul de la résistivité associée à chaque échantillon.

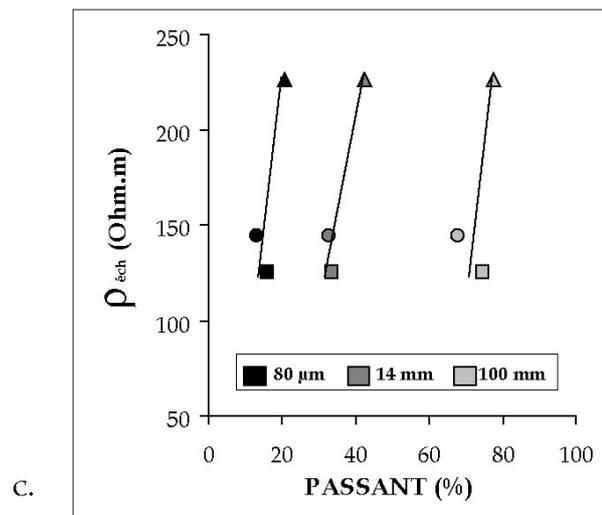
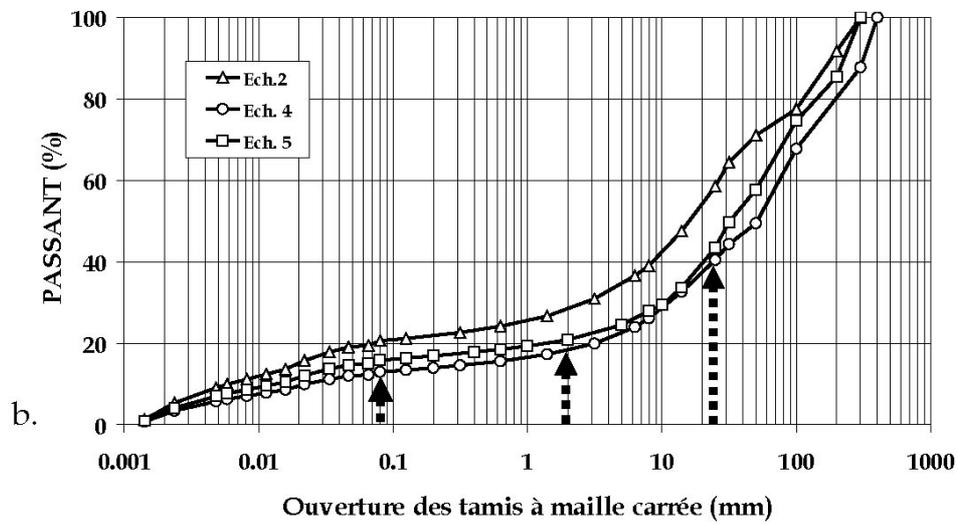
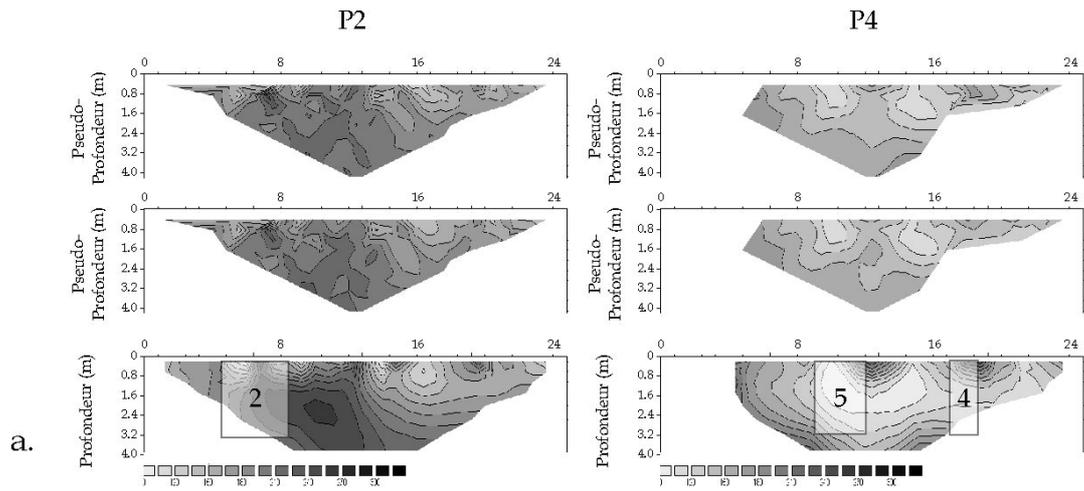


Figure 5-27. Corrélation entre résistivité et données granulométriques pour les échantillons n° 2, 4 et 5. (a) Localisation des échantillons sur les profils P2 et P4, (b) Données granulométriques, (c) Relation entre la résistivité moyenne des échantillons et leur pourcentage de passant pour 3 tailles différentes : 80 μ m, 14 mm et 100 mm.

Les résistivités calculées pour ces trois prélèvements ont été comparées aux valeurs de teneurs en eau (Figure 5-28). La résistivité semble influencée par la teneur en eau, mais la corrélation observée est dans le sens contraire à celui attendu, la résistivité augmentant pour des teneurs en eau croissantes. Quoi qu'il en soit, ces variations entre les teneur en eau mesurées semblent trop faibles (de 4.6% à 5.2%) pour expliquer de telles variations de résistivité entre les différents prélèvement.

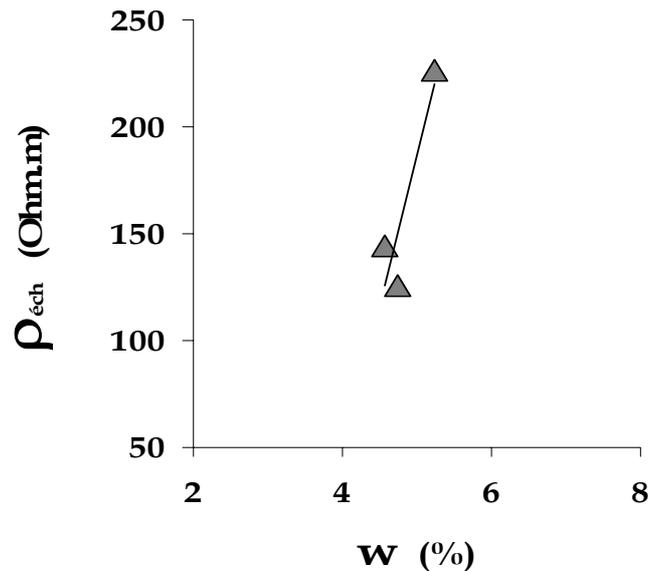


Figure 5-28. Résistivité correspondant aux différents échantillons en fonction de leur teneur en eau.

En conclusions, les variations en terme de résistivité observées sur les 3 échantillons représentatifs (en terme de nombre de valeurs de résistivités) semblent difficiles à expliquer, que ce soit par le pourcentage de fines dans les échantillons prélevés, ou par leur teneur en eau. Ceci s'explique sans doute par le manque de représentativité des échantillons prélevés in-situ. D'autre part, le nombre particulièrement restreint de données, rend leur interprétation délicate.

5.5 Méthode sismique

Selon une démarche identique à la méthode électrique, la connaissance des propriétés élastiques effectives d'un sol hétérogène peut permettre d'estimer la proportion d'inclusions présentes dans le sol (Chammas et al., 2003 ; Chammas, 2002 ; Abraham et al. 2004). Une telle estimation repose sur la connaissance des propriétés élastiques de chacune des phases constitutives du matériau hétérogène.

Des mesures de vitesse des ondes sismiques ont été réalisées au moyen de dispositifs linéaires de surface successivement au niveau des profils P₁, P₂ et P₃. Les données obtenues ont été interprétées selon 3 méthodes différentes : réfraction, tomographie sismique et inversion des ondes de surface. Les résultats obtenus par ces méthodes sont comparés et une estimation du pourcentage de blocs rigides contenus dans le terrain est proposée et discutée à la fin de ce paragraphe.

5.5.1 Acquisition des données

Le dispositif d'acquisition se compose d'un sismographe de marque Geometrics relié à 24 géophones de 4.5 Hz de fréquence propre, répartis sur deux flûtes.

5.5.1.1 Sources

Les ondes P et des ondes de Rayleigh ont été générées simultanément par une source verticale de type marteau, consistant en une masse de 5 kg percutant verticalement un disque en acier ($\phi = 30$ cm) posé sur le sol. Les fréquences produites sont comprises entre 30 et 100 Hz.

Pour déterminer la vitesse des ondes de cisaillement (V_S) en réfraction ou en tomographie, on utilise une source d'ondes SH constituée par une poutre de bois d'environ un mètre de long, disposée perpendiculairement au profil de mesures et chargée pour assurer un bon couplage avec le sol. Une masse vient percuter la poutre à son extrémité, tangentiellement à la surface du sol afin de ne générer que des ondes de cisaillement. A chaque emplacement de tir, la poutre est frappée successivement à chacune de ses extrémités. L'inversion de polarité correspondante permet de s'assurer que les premières arrivées pointées correspondent à des ondes S. Les fréquences obtenues sont du même ordre de grandeur que pour les ondes P.

Dans chaque cas, l'enregistrement des signaux est déclenché par un capteur piézoélectrique situé sur le manche de la masse.

5.5.1.2 Géophones

Les géophones verticaux ont une fréquence minimale d'enregistrement égale à 4.5 Hz (fréquence de résonance amortie), de manière à enregistrer des ondes de surface dans les basses fréquences. Les géophones horizontaux sont disposés transversalement par rapport au profil de mesures, comme la source SH. Leur fréquence de coupure est égale à 14 Hz.

Le couplage des géophones avec le sol s'est souvent révélé problématique à cause de la consistance granulaire du sol en surface (résultat de la sécheresse et quasi-absence des fines

due à leur lessivage par les précipitations). L'adjonction d'un plot d'argile humide (prélevé au fond de la plage de dépôt) entre les géophones et le sol (Figure 5-29) a nettement amélioré le couplage entre géophones et sol et donc la qualité des enregistrements.

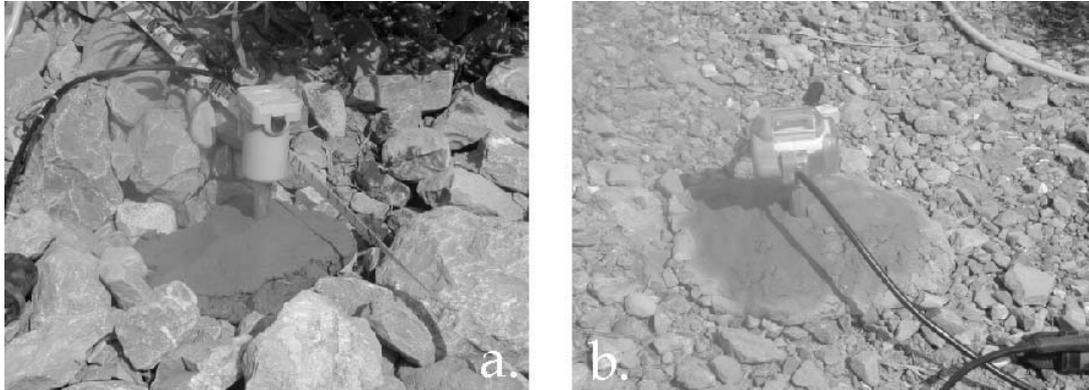


Figure 5-29. Couplage des géophones avec le sol au moyen d'argile humide. (a) géophone vertical, (b) géophone horizontal

5.5.1.3 Récapitulatif des mesures

Les enregistrements effectués sur les différents profils de mesure sont récapitulés dans le Tableau 5-9.

Profil	P1		P2		P3	
	P	S	P	S	P	S
Ondes	P	S	P	S	P	S
Géophones	verticaux	horizont.	verticaux	horizont.	verticaux	horizont.
Nombre	24	24	24	24	24	24
Espacement	1 m	1 m	1 m	1 m	2 m	2 m
Nb Sources (avec offset)	9 (2)	9 (2)	10 (3)	6 (2)	9 (2)	4 (0)
Distance moy. inter-sources	4 m	4 m	4 m	7 m	8 m	16 m

Tableau 5-9. Récapitulatif des mesures sismiques réalisées.

5.5.2 Vitesses sismiques dans le sol hétérogène

5.5.2.1 Sismique réfraction

5.5.2.1.1 Interprétation

L'interprétation des données sismiques en réfraction a été réalisée grâce au logiciel Sardine v. 1.0 développé à l'Université de Liège par D. Demanet. Afin d'investiguer le terrain en profondeur et dans un souci de lisibilité des résultats, seuls les tirs effectués à l'extrémité de chacun des profils ont été interprétés en sismique réfraction.

Les données sismiques interprétées sont présentées sur la Figure 5-30 pour le profil P1 en ondes P, et en Annexes pour les profils P1 (ondes S), P2 et P3. Sur cette figure, les premières arrivées (ondes P) ont été pointées sur les tirs effectués aux extrémités du profil (sismogrammes en haut de la figure). La visualisation dans un repère distance-temps adapté (Figure 5-30 c,d) témoigne d'une augmentation progressive de la vitesse V_P avec la profondeur. Un tel cas de figure se présente aussi dans le cas du profil P3. Compte tenu de la forme des hodochrones, deux interprétations de ces données sismiques peuvent alors être proposées, selon que l'on suppose la structure du terrain bicouche (à gauche) et en tricouche (à droite).

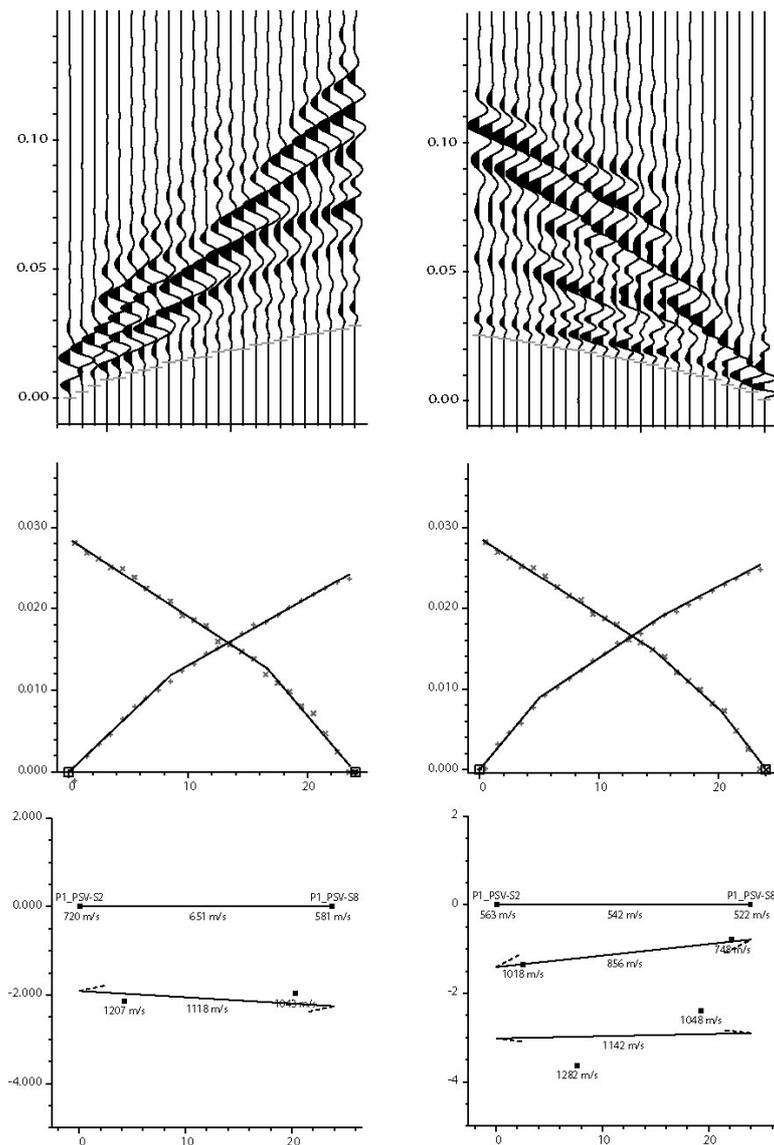


Figure 5-30. Sismique réfraction sur le profil P1 (géophones verticaux).. Sismogrammes et interprétation des vitesses d'ondes P selon un modèle bicouche (à gauche) ou tricouche (à droite).

Quelle que soit l'option choisie, la vitesse moyenne entre la surface du sol et la profondeur $z = 3\text{m}$ peut être calculée pour chaque modèle de sol, selon la relation suivante :

$$V_{\text{moy}} = \frac{1}{z} \int_0^z V_i \cdot dz \quad (5-1)$$

Les valeurs de vitesse moyenne estimées pour chaque profil sur la couche 0-3m sont récapitulées dans le Tableau 5-10. Les vitesses moyennes sur cette tranche de profondeur s'avèrent légèrement plus élevées sur le profil P2. Le même ordre de grandeur est toutefois conservé à l'échelle du site.

Profil	P1		P2		P3	
Interprétation	bicouche	tricouche	bicouche	tricouche	bicouche	tricouche
V_P (m.s ⁻¹)	730	791	914	-	-	786
V_S (m.s ⁻¹)	339	393	456	-	414	-

Tableau 5-10. Résultats de l'interprétation des données en sismique réfraction.

5.5.2.2 Tomographie sismique

Seules les données en ondes P ont été interprétées en tomographie sismique, le pointé précis des ondes SH sur certains sismogrammes étant rendu difficile par la présence de bruit. La Figure 5-31 représente l'image en V_P obtenue après inversion des temps de propagation (tomographie sismique) sur le profil P1.

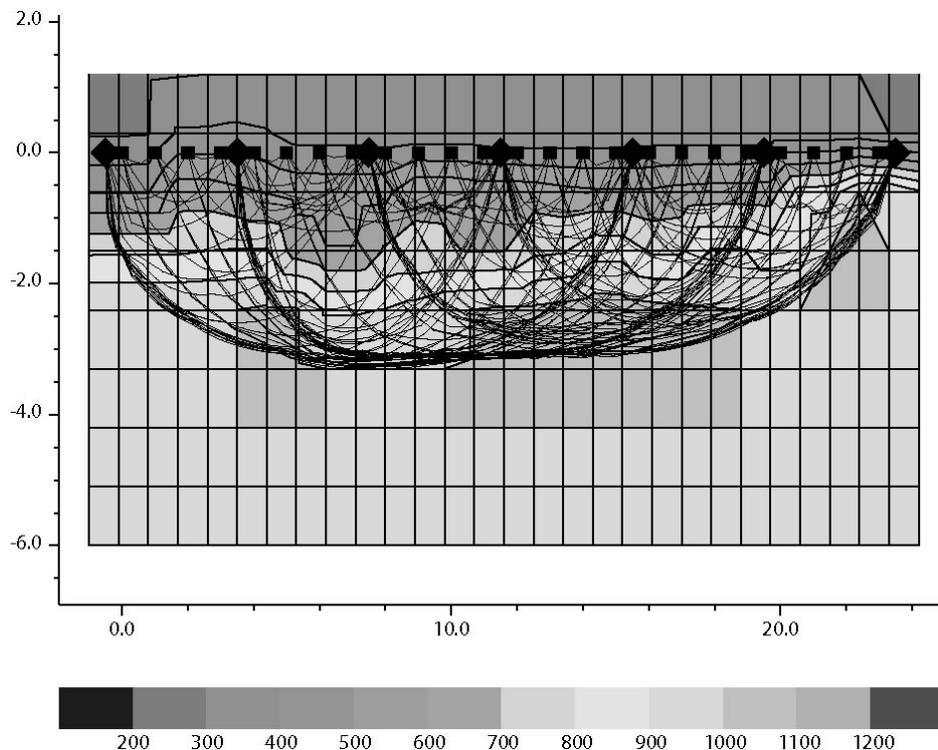


Figure 5-31. Tomographie sismique effectuée sur le profil P1. Les carrés noirs représentent les géophones et les losanges noirs les sources. Tous les rais sismiques ont été représentés. L'image a été obtenue après 5 itération, avec un RMS égal à 2.9%.

Globalement l'image en vitesse V_P (Figure 5-31) montre une croissance progressive de la vitesse avec la profondeur. La forme des courbes iso-vitesses, relativement irrégulière, semble influencée par la densité des rais sismiques au sein de chacune des mailles. En effet des ondulations peuvent avoir lieu de par et d'autre des zones à forte densité qui sont les mieux contraintes.

A chaque profil, une valeur de V_P a été calculée en moyennant les valeurs de vitesses obtenues en chaque point du maillage, sur la tranche de profondeur comprise entre 0 et 3m correspondant à la zone de prélèvement des échantillons. Les résultats obtenus (Tableau 5-11) montrent que les vitesses moyennes ainsi obtenues pour chaque profil sont proches de celles issues de l'interprétation en sismique réfraction, avec une vitesse moyenne pour le site de l'ordre de 844 m.s⁻¹.

Profil	P1	P2	P3	Site
V_P moy (m.s ⁻¹)	773	899	860	844

Tableau 5-11. Vitesses moyennes V_P obtenues par tomographie sismique sur les profils P1, P2, P3.

5.5.2.3 Inversion des ondes de surface

Comme l'ont montré Chammas *et al.* (2003) les ondes de Rayleigh sont bien adaptées pour l'homogénéisation des sols hétérogènes (cf. chapitre 2).

5.5.2.3.1 Calcul et inversion des courbes de dispersion

Le calcul de la courbe de dispersion ainsi que son inversion ont été réalisées au moyen du logiciel GEOPSY développé au LIRIGM par Marc Wathelet (Wathelet *et al.*, 2004). dans le cadre du projet de recherche européen SESAME (= Site EffectS AssessMent using ambient Excitation). L'inversion de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh est basée sur la génération aléatoire d'un grand nombre de modèles de vitesses. Pour chacun des modèles, la courbe de dispersion théorique est calculée et comparée à la courbe issue des données réelles par une fonction d'erreur (type RMS). La recherche des modèles de vitesse permettant un ajustement optimal entre les courbes de dispersion calculée et réelle, est assurée par un algorithme de voisinage (Sambridge, 1999). Ce programme permet en outre d'introduire des contraintes à priori concernant la structure du sol, concernant notamment :

- le nombre de couches,
- leur épaisseur,
- le rapport V_P/V_S pour chaque couche,
- la densité du sol,
- l'augmentation de vitesse entre deux couches successives.

5.5.2.3.2 Résultats

Dans un premier temps, les ondes de Rayleigh ont tout d'abord été analysées par profil. Pour chacun d'eux, la courbe de dispersion est calculée à partir des tirs effectués aux deux extrémités du profil. Les courbes de dispersion obtenues sont alors inversées pour obtenir un modèle de vitesse des ondes sismiques dans le sol.

Dans un second temps, toutes les courbes de dispersion issues des différents enregistrements d'ondes de surface (Figure 5-32) ont été synthétisées en une seule courbe, en calculant pour chaque fréquence la moyenne arithmétique des différentes valeurs de vitesses disponibles. Les propriétés dispersives du terrain ainsi obtenues permettent de proposer, après inversion, des modèles de sol en terme de V_P et V_S à l'échelle du site (Figure 5-32 b,c).

Deux paramétrisations différentes ont été utilisées pour guider le processus d'inversion. La paramétrisation n°1 impose comme seule contrainte un gradient de vitesse positif lorsque la profondeur augmente. Les résultats correspondants (Figure 5-32b) témoignent d'une augmentation progressive des vitesses V_P et V_S jusqu'à une stabilisation progressive au-delà d'une profondeur de 3m environ. La vitesse V_S est beaucoup mieux contrainte par cette méthode que V_P (Figure 5-32b), un grand nombre de modèles $V_P(z)$ pouvant expliquer la courbe de dispersion. Ces résultats semblent tout à fait réalistes ($300 < V_S < 450$ m.s⁻¹ en surface) mais difficiles à exploiter dans le cadre de notre étude, la tranche de sol correspondant au prélèvement des échantillons (0-3m) étant difficile à caractériser par une seule valeur de vitesse.

Le but étant de caractériser la tranche de sol 0-3m par une vitesse moyenne, une seconde paramétrisation (n°2) a été définie en imposant une première couche homogène de 3 mètres d'épaisseur. Les résultats de l'inversion sont représentés sur la Figure 5-32c. Malgré cette contrainte forte imposée lors de l'inversion, il est possible de déterminer des modèles de sol permettant d'obtenir un bon ajustement de la courbe de dispersion avec des valeurs d'erreur acceptables (RMS ~ 0.08) mais plus élevées que pour la paramétrisation n°1 (RMS ~ 0.4)

Les valeurs de vitesse V_S (paramétrisation n°2), obtenues successivement à partir des courbes de dispersion issues de chacun des trois profils P1, P2, P3, puis à partir simultanément des courbes issues de ces trois profils (Figure 5-32) sont synthétisées dans le Tableau 5-12. Elles sont relativement homogènes, avec pour la zone investiguée, une vitesse égale à 360 m.s⁻¹ pour la couche comprise entre 0 et 3m.

Profil	P1	P2	P3	Site
V_S (m.s ⁻¹)	370	400	360	360

Tableau 5-12. Vitesses sismiques V_S calculées pour la couche 0-3m selon la paramétrisation n°2.

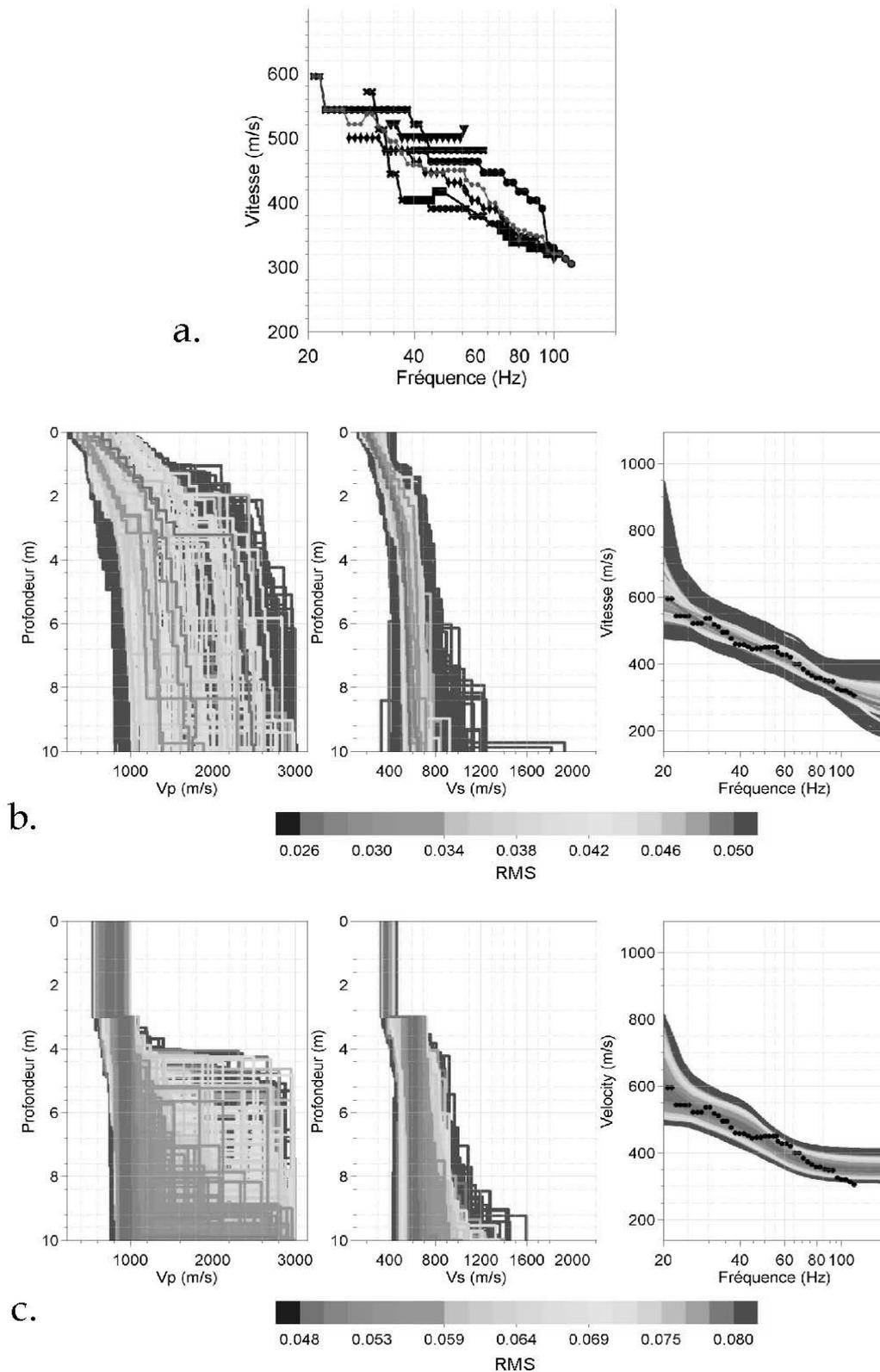


Figure 5-32. Inversion des ondes de surface à l'échelle du site (a) Courbes de dispersions correspondant aux tirs extrêmes de chacun de 3 profils (b) et (c) Résultats de l'inversion selon les paramétrisations n° 1 et 2. De gauche à droite : modèle de vitesse en V_p , modèle de vitesse en V_s , courbes de dispersions correspondant à chaque modèle (tons de gris) + courbe de dispersion moyenne issue des données réelles (moyenne arithmétique des données présentées en a.) (points noirs). Les courbes et les modèles sont présentés avec la couleur de la valeur de RMS correspondante.

5.5.2.3.3 *Synthèse des résultats obtenus par les 3 méthodes*

Les vitesses sismiques V_P et V_S obtenues par les différentes méthodes sur la couche 0-3m sont synthétisées dans le Tableau 5-13. Pour chaque profil, les vitesses obtenues sont assez homogènes quelle que soit la méthode utilisée. On observe cependant de légères variations d'un profil à l'autre, V_P étant comprise entre 767 m.s⁻¹ sur P1 et 906 m.s⁻¹ sur P2. De même, la vitesse des ondes de cisaillement sur le profil P1 est inférieure à celle du profil P2 (368 m.s⁻¹ contre 428 m.s⁻¹ pour P2).

Pour chaque méthode de mesure, la vitesse moyenne calculée à l'échelle de la zone investiguée (P1, P2, P3) varie peu en fonction de la méthode utilisée ($820 < V_P < 844$ m.s⁻¹). Ces valeurs sont généralement proches (à 5% près) des valeurs mesurées sur le profil P3, ce dernier reprenant en partie le tracé des profils P1 et P2. Les vitesses moyennes V_P et V_S mesurées par les trois méthodes à l'échelle du site sont respectivement égales à 832 m.s⁻¹ et 386 m.s⁻¹ pour les ondes P et S.

	V_P	P1	P2	P3	Moyenne
a. Réfraction		761	914	786	820
Tomographie		773	899	860	844
a. Moyenne		767	906	823	832

	V_S	P1	P2	P3	Moyenne
b. Réfraction		366	456	414	412
Inversion ondes de surface		370	400	360	360
b. Moyenne		368	428	387	386

Tableau 5-13. Vitesses sismiques mesurées au moyen des différentes méthodes. (a) V_P , (b) V_S .

5.5.3 Propriétés élastiques de chaque constituant

Afin de pouvoir estimer la proportion relative de blocs calcaires contenus dans le sol, il est nécessaire de connaître la vitesse de propagation des ondes sismiques P et S dans chacune des phases en présence.

La masse volumique de chaque phase doit aussi être connue car elle intervient dans le calcul des modules de cisaillement. Cependant son influence est moindre que celle de la vitesse et elle peut être assez facilement estimée. Pour les blocs de calcaire marneux, la masse volumique sera prise égale à 2 600 kg.m⁻³ et celle de la matrice fine est supposée égale à 1800 kg.m⁻³ (Philipponnat & Hubert, 2002).

Pour chacune des phases (calcaire marneux + matrice fine), des mesures de vitesse ont été réalisées au laboratoire. L'instrumentation utilisée se compose d'un couple émetteur/capteur fonctionnant à une fréquence de 1 MHz. Un oscillographe permet de visualiser l'ondelette émise et transmise par l'échantillon. Les valeurs de V_P et V_S sont déduites du temps de propagation d'ondes P ou S au travers d'éprouvettes cylindriques de taille centimétrique (Figure 5-33).

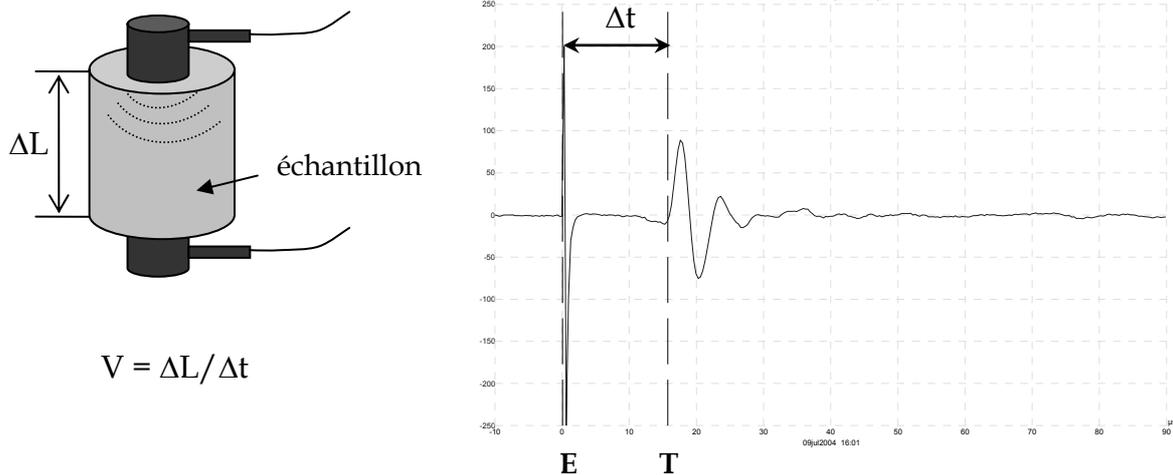


Figure 5-33. Mesures de vitesses sismiques sur échantillons centimétriques. L'enregistrement obtenu à l'oscilloscope montre les signaux émis (E) et transmis par l'échantillon (T).. Le décalage temporel entre ces deux signaux (Δt) permet de calculer la vitesse de propagation des ondes sismiques dans le matériau.

Deux modes de préparation des échantillons ont été adoptés selon la nature rocheuse ou meuble du matériau testé.

5.5.3.1 Blocs calcaires

Cinq blocs calcaires ont été prélevés sur le site dans le lit du torrent, puis carottés ($\phi = 40$ mm) afin d'obtenir des échantillons de longueur pluricentimétrique. Des mesures de la vitesse de propagation des ondes de compression ou de cisaillement ont été effectuées sur ces échantillons d'une part dans le sens transversal (V_T) et d'autre part dans le sens longitudinal (V_L). Les résultats sont présentés au Tableau 5-14. Les vitesses mesurées selon ces deux directions perpendiculaires sont très proches, aussi bien en V_P qu'en en V_S . Les échantillons peuvent donc être considérés comme isotropes.

Les vitesses moyennes obtenues sont de l'ordre de $5740 \pm 170 \text{ m.s}^{-1}$ pour V_P et de $3170 \pm 110 \text{ m.s}^{-1}$ pour V_S , soit un coefficient de Poisson moyen égal à 0,28.

N° Ech.	Dimensions (mm)		Ondes P (m.s ⁻¹)			Ondes S (m.s ⁻¹)			v
	Diamètre	Longueur	V _T	V _L	moy	V _T	V _L	moy	
N°1	40.0	90.7	5797	5602	5700	3187	3109	3148	0.28
N°2	39.5	35.9	5636	5720	5678	3220	3211	3216	0.26
N°3	40.0	80.9	5922	5988	5955	3262	3172	3217	0.29
N°4	40.0	129.4	5792	5698	5745	3148	3203	3176	0.28
N°5	39.8	29.8	5418	5853	5636	2893	3262	3078	0.29
	Moyenne		5713	5772	5743	3142	3192	3167	0.28

Tableau 5-14. Valeurs de vitesses mesurées sur les échantillons de calcaire marneux séquanien.

Ces vitesses sismiques sont tout à fait cohérentes avec les valeurs trouvées dans la littérature concernant les calcaires compacts en général (Reynolds, 1997) et avec les vitesses mesurées sur les calcaires des Préalpes françaises (Virlovet 1997).

5.5.3.2 Matrice fine

Un prélèvement de la fraction fine du sol a été récolté lors de la campagne de juin 2003 avec pour objectif de mesurer les vitesses sismiques V_P et V_S propres à la matrice. De retour au laboratoire, ce matériau meuble et naturellement écrêté au-delà de 1 mm environ, a été mis en place par compactage manuel dans un moule métallique cylindrique de dimensions $L=27.5$ mm et $\phi=35.5$ mm. Les mesures ont été réalisées sur l'échantillon compacté après retrait du moule.

Les résultats des mesures réalisées figurent dans le Tableau 5-14. Les vitesses sismiques mesurées dans la matrice sont de l'ordre de $V_S=175$ m.s⁻¹, tandis que V_P varie entre 1700 et 1800 m.s⁻¹. Le rapport entre ces deux vitesses est particulièrement élevé ($V_P/V_S \sim 10$), ce qui équivaut à un coefficient de Poisson de 0.495 proche de la valeur extrême de 0.5.

Matrice	d (mm)	t_p (μ S)	V_P	t_s (μ S)	V_S
1	28.6	16.19	1767	163.43	175
	35.4	19.50	1815	198.88	178
2	27.4	16.12	1700	160.23	171
	35.5	20.08	1768	200.56	177
Moyenne			1760		175

Tableau 5-15. Vitesses mesurées sur la matrice fine prélevée sur site ($D_{max} \sim 1$ mm) .

Les mesures de V_P sur ce matériau ont été refaites plusieurs fois, sur des échantillons de dimensions parfois différentes. Les résultats sont très stables, les légères variations de l'énergie de compactage d'un échantillon à l'autre semblant avoir peu d'influence sur V_P .

De telles valeurs de V_P ne peuvent s'expliquer que par un état hydrique proche de la saturation, la vitesse des ondes de compression dans les milieux poreux augmentant brusquement lorsque l'indice de saturation tend vers 100 % (Bourbié *et al.* 1986, Gregory 1976, Domenico 1976).

Afin de confirmer ces vitesses, certains matériaux fins, déposés dans le lit du torrent, ont été auscultés in-situ (Figure 5-34). Ces mesures ont été réalisées d'une part avec le matériel présenté précédemment et d'autre part au moyen d'un "Pundit" (Portable Ultrasonic Non-destructive Digital Indicating Tester), appareil classiquement utilisé pour mesurer la vitesse des ondes acoustiques dans les bétons (Daigle *et al.*, 2005). Le dispositif de mesure en contact avec le sol se compose de deux capteurs (émetteur + récepteur) de taille plus importante que les précédents et fonctionnant à une fréquence d'environ 20 kHz.

Avec le matériel de laboratoire, les vitesses V_P mesurées in-situ au fond de la plage de dépôts, sont du même ordre de grandeur que précédemment ($V_P \sim 1700-1800 \text{ m.s}^{-1}$).

Avec le Pundit, des vitesses très variables ont été obtenues, comprises entre 450 et 1500 m.s^{-1} . De telles variations ont lieu d'une part en fonction des matériaux investigués, et d'autre part en fonction de la disposition relative des capteurs (coaxiaux ou axes parallèles). En effet, la difficulté majeure liée à cet appareil, consiste en l'absence de contrôle visuel sur le signal enregistré par le récepteur qui rend l'identification de l'onde mesurée très délicate (ondes P, ondes de surface...).

La mesure de la vitesse des ondes de compression dans la matrice (V_{PM}) apparaît donc particulièrement délicate, dépendant à la fois de l'appareil de mesure utilisé et des dépôts testés. Compte tenu de ces difficultés, et des variations observées entre les différentes mesures, la concentration des blocs calcaires dans le sol sera estimée pour 2 valeurs différentes du coefficient de Poisson ν_M relatif à la matrice fine. La première, extrême, $\nu_M=0.495$, correspond à la vitesse mesurée avec l'appareillage de laboratoire $V_{PM}=1760 \text{ m.s}^{-1}$, et la seconde est une valeur classique pour ce type de matériaux, $\nu_M=0,33$, le coefficient de Poisson étant généralement compris entre 0.2 et 0.4 pour des argiles silteuses ou sableuses. Un tel coefficient correspond à un rapport V_{PM}/V_{SM} égal à 2.

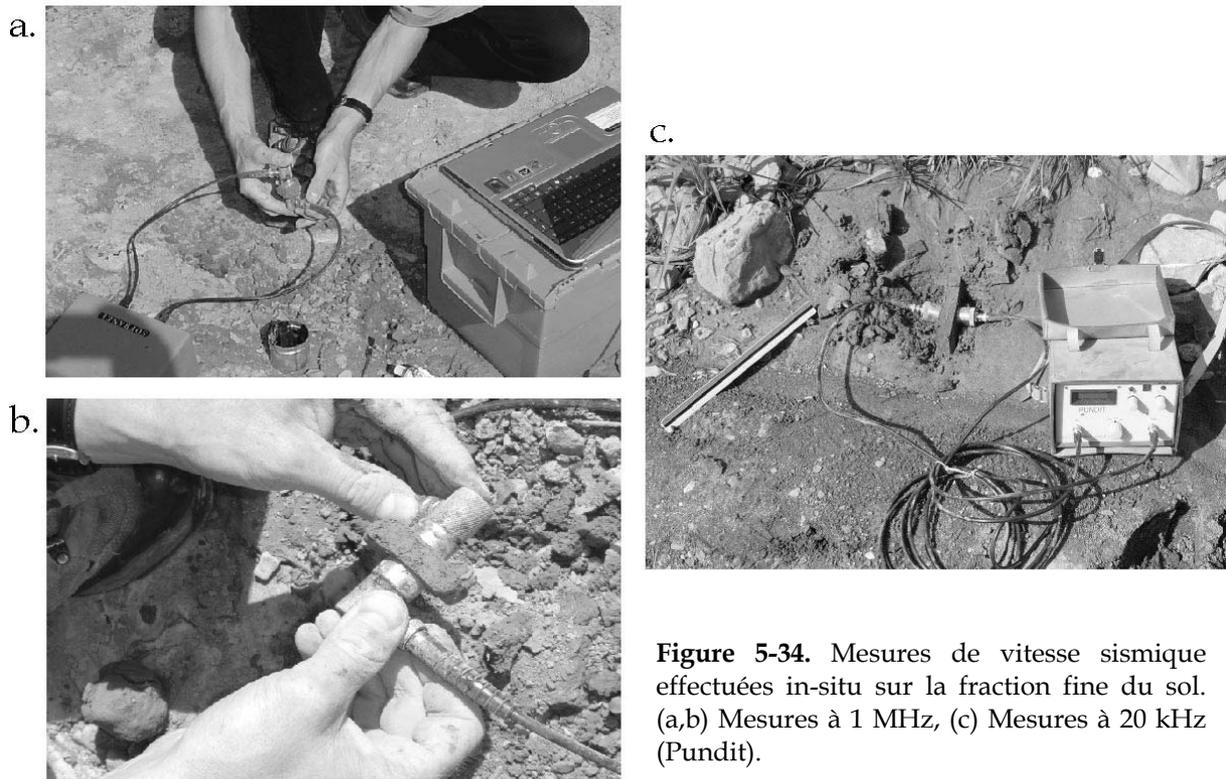


Figure 5-34. Mesures de vitesse sismique effectuées in-situ sur la fraction fine du sol. (a,b) Mesures à 1 MHz, (c) Mesures à 20 kHz (Pundit).

5.5.4 Estimation du pourcentage de blocs calcaires

A partir des données mesurées précédemment, le pourcentage d'inclusions calcaires rigides présentes dans le sol peut être estimé grâce à la relation d'homogénéisation 3D de Christensen (1991), basée sur le calcul du module de cisaillement effectif μ^* .

Bien que ce modèle d'homogénéisation fasse intervenir principalement V_S , l'estimation du module de cisaillement effectif du matériau hétérogène (μ^*) reste très sensible à la vitesse de propagation des ondes de compression dans la matrice (V_{PM}), comme le met en évidence la Figure 2-6 présentée au paragraphe 2.1.3.

Concernant le sol hétérogène du torrent Manival, les vitesses sismiques mesurées plus haut sont récapitulées dans le Tableau 5-16. A partir de ces valeurs, la Figure 5-35 représente V_S^*/V_{SM} (vitesse effective des ondes S dans le sol hétérogène, estimée par la relation d'homogénéisation de Christensen (1991) et normalisée par celle de la matrice), en fonction de la concentration en inclusions rigides. Les différentes courbes correspondent à des valeurs de coefficient de Poisson de la matrice (ν_M) variant entre 0 et 0.495. En réalité, les valeurs de ν_M reflètent uniquement les variations de V_{PM} , les autres vitesses (V_P , V_S , V_{Pi} , V_{Si} et V_{SM}) étant bien contraintes par les mesures.

Si l'on attribue à la matrice fine le coefficient de Poisson $\nu_M = 0.495$, calculé à partir des mesures de laboratoire ($V_{PM} = 1760 \text{ m.s}^{-1}$), le pourcentage de blocs calcaires est estimé à 47% (Figure 5-35).

La prise en compte d'une vitesse des ondes P dans la matrice plus modérée (et sans doute plus réaliste), correspondant à une valeur du coefficient de Poisson classique égale à 0,33 ($V_{PM} = 350 \text{ m.s}^{-1}$), conduit à une concentration en inclusions rigides égale à 66%, proche de celle obtenue en électrique. Compte tenu de la variabilité des valeurs sur V_{PM} , nous n'avons pas effectué de calcul d'incertitude sur la concentration estimée.

	Sol hétérogène	Blocs calcaires	Matrice fine
$V_P \text{ (m.s}^{-1}\text{)}$	815	5740	1760 ($\nu_M=0.495$) / 350 ($\nu_M=0.33$)
$V_S \text{ (m.s}^{-1}\text{)}$	386	3170	175

Tableau 5-16. Vitesses sismiques au sein du sol hétérogène et de ses différents constituants.

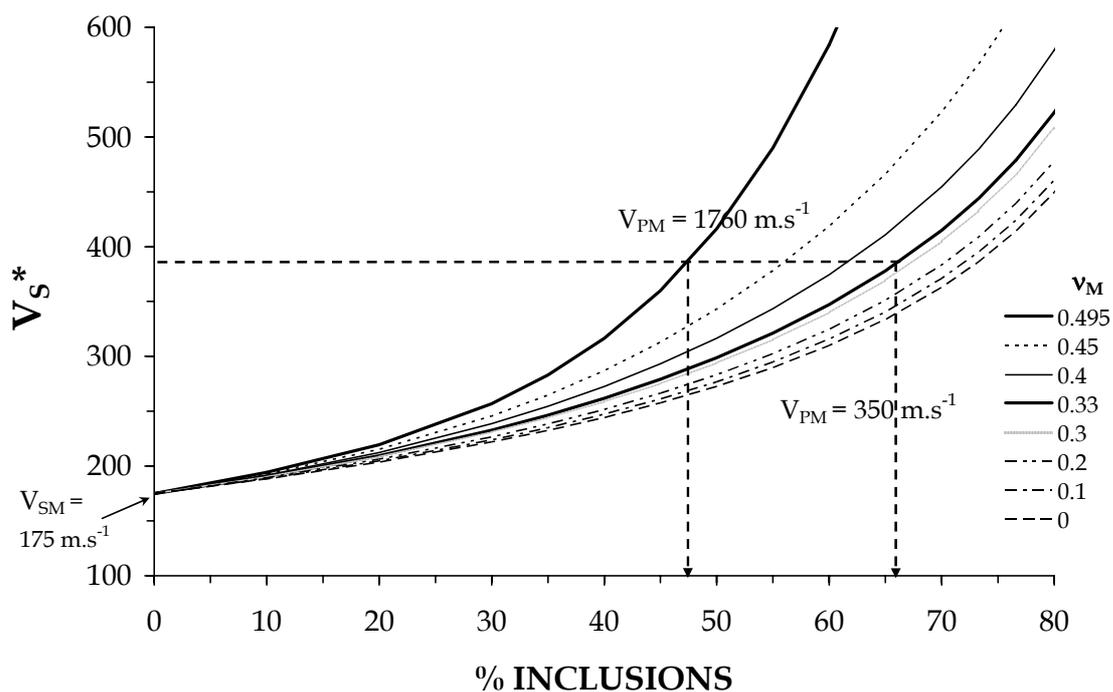


Figure 5-35. Estimation de la concentration en blocs calcaires dans le sol hétérogène du torrent Manival. Les courbes correspondant au modèle d'homogénéisation 3D (Christensen, 1991) sont représentées pour différentes valeurs du coefficient de Poisson de la matrice (ν_M).

5.5.5 Conclusions sur la méthode sismique

L'estimation du pourcentage de blocs rigides dans un sol hétérogène nécessite la mesure d'au moins 6 paramètres (V_{Pi} , V_{PM} , $V_{P'o}$, V_{Si} , V_{SM} , $V_{S'o}$), éventuellement 9 si l'on souhaite connaître les masses volumiques avec précision (γ_i , γ_M , γ_o).

Compte tenu de la difficulté à mesurer les caractéristiques élastiques de la matrice fine (notamment V_{PM}), les résultats des estimations ont montré qu'il semblait préférable d'attribuer à la matrice fine un coefficient de Poisson égal à 0.33. La proportion des blocs calcaires présents dans le sol peut alors être estimée à 66% à partir des données sismiques. Cette estimation est cohérente avec celle obtenue par la méthode électrique (67%), et donc avec la forme des courbes granulométriques obtenues par tamisage (cf. Figure 5-26). Il semble cependant illusoire d'adjoindre un intervalle d'incertitude à ce résultat, étant données l'amplitude des variations observées sur V_{PM} (mesures réalisées in situ avec les différents types de capteurs).

En résumé, l'utilisation de cette méthode pour estimer la concentration des blocs calcaires dans le sol s'avère relativement délicate, compte tenu du nombre de mesures à réaliser et des difficultés rencontrées.

5.5.6 Comparaison méthodes sismique et électrique

Deux méthodes géophysiques ont donc été testées pour déterminer la concentration des blocs calcaires présents dans les dépôts hétérogènes du torrent Manival.

La méthode basée sur la résistivité électrique est relativement simple puisqu'elle nécessite la mesure de 3 paramètres seulement (ρ_i , ρ_M , ρ_o). L'acquisition de ces valeurs de résistivité est relativement rapide et nécessite peu de traitements et d'interprétation, que ce soit les mesures de résistivité classiques (sondage électrique, tomographie), ou encore, a fortiori, les mesures électromagnétiques. Un ordre de grandeur des propriétés électriques de chacun des composants du sol hétérogène peut être par ailleurs obtenu directement à partir les formations géologiques sources, à condition que ces dernières soient proches et facilement accessibles.

Le mode d'acquisition des données électriques permet d'associer à chaque résistivité moyenne (ρ_i , ρ_M , ρ_o) une incertitude statistique calculée comme l'écart-type sur la population de mesures effectuée. Bien que ces valeurs d'incertitude soient souvent assez fortes, la répartition quasi-normale des valeurs autour de la moyenne, conduit à une erreur relative sur la concentration en blocs calcaire relativement limitée (de l'ordre de 1%).

La méthode sismique requiert la mesure de 6 paramètres au minimum (V_{Pi} , V_{PM} , V_{P0} , V_{Si} , V_{SM} , V_{S0}). L'obtention de ces paramètres n'est pas immédiate puisqu'elle nécessite une interprétation des données mesurées. Elle est donc légèrement plus complexe à mettre en œuvre.

La principale limitation de cette méthode est liée au fait que le modèle d'homogénéisation utilisé pour estimer la composition du matériau hétérogène (Christensen, 1991) présente une sensibilité non négligeable par rapport à la vitesse des ondes P au sein de la matrice (V_{PM}). Or il s'avère que cette vitesse des ondes de compression est particulièrement délicate à déterminer, du fait de la sensibilité à l'état de compacité du matériau, ou encore à son état de saturation.

Dans le cas des dépôts hétérogènes du torrent Manival étudiés dans ce chapitre, une estimation réaliste de la proportion des blocs calcaires est toutefois possible en se basant sur un coefficient de Poisson classique égal à 0.33.

5.6 Géoradar

Comme l'ont montré les simulations numériques effectuées au chapitre 3, la résistivité effective d'un matériau hétérogène ne renseigne pas sur la taille des hétérogénéités qu'il contient (§ 3.4.3). Cette observation est en accord avec les résultats expérimentaux et théoriques trouvés dans la littérature (Jackson *et al.*, 1978).

L'objectif des mesures radar est d'obtenir des informations sur la taille des blocs contenus dans le sol hétérogène étudié. En effet, compte tenu de leurs propriétés diffractantes et de leur faible longueur d'onde, les ondes radar peuvent constituer a priori une piste potentielle pour obtenir des renseignements sur le diamètre des blocs contenus dans le matériau.

Dans le cas d'un sol à granulométrie étendue comportant diverses tailles d'hétérogénéités, on peut envisager de remonter à la courbe granulométrique du sol en effectuant un comptage systématique des hyperboles de diffraction sur les images obtenues à différentes fréquences sur un même profil (cf. chapitre 1, § 1.4.3.4).

Sur un profil radar réalisé à une fréquence f_i , le comptage du nombre d'hyperboles de diffraction nous renseigne sur le nombre d'hétérogénéités dont la taille est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde λ_i (avec $\lambda_i = v_i/f_i$). En utilisant plusieurs antennes de fréquences croissantes, on peut ainsi espérer remonter à la courbe granulométrique cumulée du sol hétérogène investigué, par des comptages successifs réalisés sur chacune des sections obtenues.

5.6.1 Profondeur de pénétration des ondes radar

Afin d'estimer la profondeur de pénétration des ondes radar dans les dépôts étudiés, des mesures préliminaires ont été réalisées au géoradar le 18/02/04, en rive gauche de la zone de dépôt principale (emplacement proche du profil P3 présenté précédemment), avec deux couples d'antennes non blindées de fréquences égales successivement à 100 et 200 MHz. La Figure 5-36 représente les images obtenues après différents traitements (filtre Butterworth + gain de type AGC).

Sur le profil radar effectué à 200 MHz (Figure 5-36a), les signaux comportent des informations jusqu'à environ 40 ns (temps double). La vitesse moyenne de ondes radar dans ce sol est de l'ordre de 0.1 m.ns^{-1} , compte tenu des vitesses de ses différents constituants (cf. Figure 1-33) : silt humide : $v=9.5 \text{ cm.ns}^{-1}$, argile humide : 8.6 - 11, calcaire : 10 - 11.3 (Reynolds, 1997). On est ainsi en mesure d'estimer la profondeur de pénétration des ondes radar dans le sol investigué à $z = v*t = 0.1 * 40/2 = 2$ mètres.

De la même manière, à 100 MHz (Figure 5-36b), compte tenu de la présence d'informations jusqu'à 70-75 ns, la profondeur de pénétration des ondes radar peut être estimée à 3.50 m environ. Toutefois, eu delà de 50 ns, les informations contenues dans les signaux deviennent difficiles à interpréter en terme d'hyperboles de diffraction.

Ces profondeurs de pénétration maximale des ondes radar dans les dépôts investigués sont relativement faibles, à cause de la présence d'argiles conductrices. Sur ces profils préliminaires, l'identification d'hyperboles de diffraction est délicate et leurs formes sont irrégulières.

5.6.2 Hyperboles de diffraction

En juin 2003, des mesures radar ont été effectuées sur chacun des profils précédemment étudiés (P1 à P4) en utilisant des antennes non-blindées de fréquences 100 et 200 MHz, et des antennes blindées de fréquences respectives 250, 500 et 800 MHz.

Les profils obtenus avec les antennes non-blindées diffèrent peu de ceux présentés à la Figure 5-36 et ne sont donc pas montrés. Les profils radar obtenus avec les fréquences de 250 à 800 MHz sont présentés à la Figure 5-37. Sur chaque profil les hyperboles de diffraction les plus évidentes ont été soulignées, chacune d'elles étant accompagnée d'une valeur de vitesse de propagation des ondes radar dans le sol, obtenue à partir de leur forme.

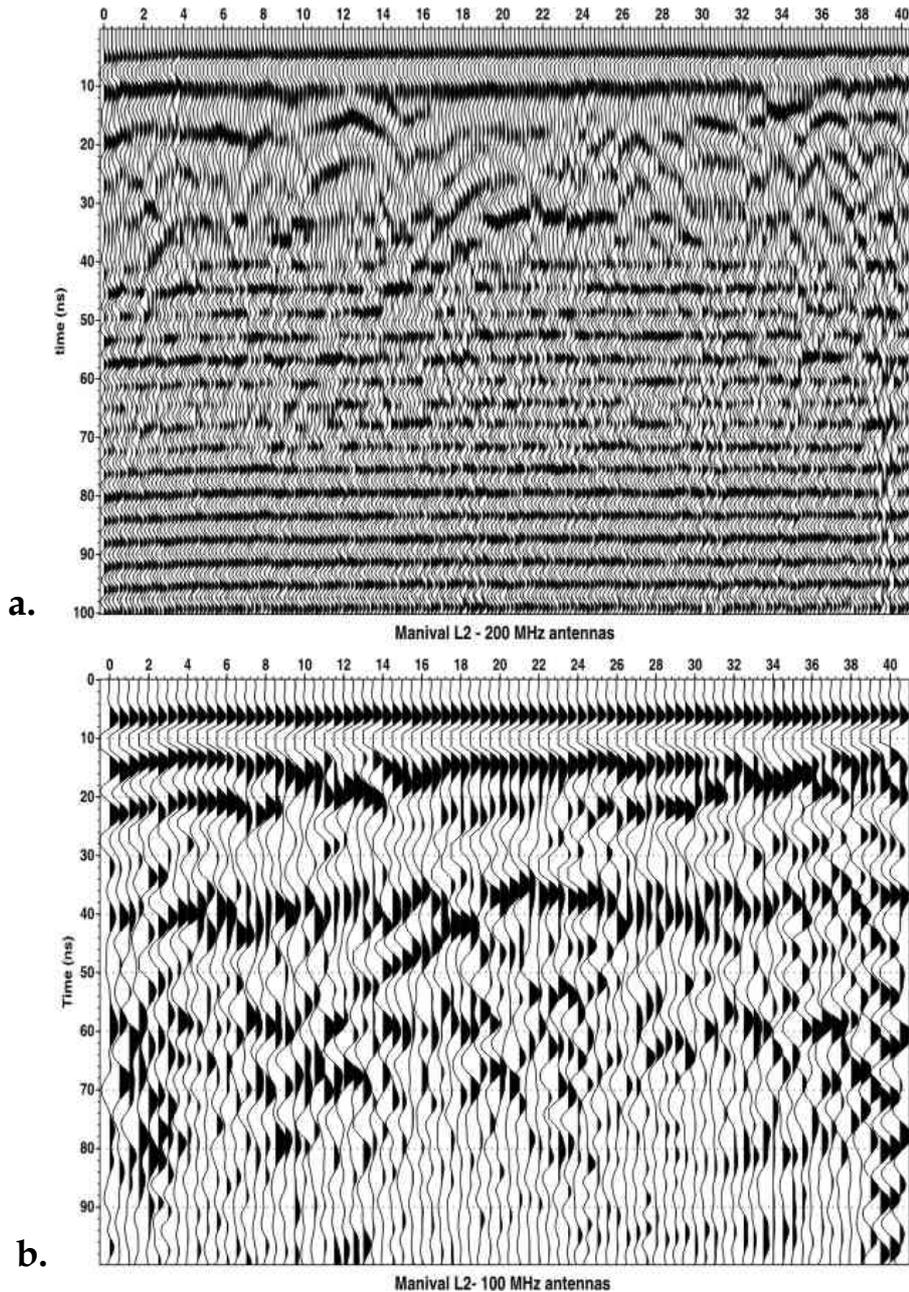


Figure 5-36. Profils radar obtenus au niveau de la terrasse située en rive gauche de la ZDP (proche P3) pour deux fréquences différentes : (a) 200 MHz, (b) 100 MHz.

Concernant les données de juin 2003, le profil réalisé à 250 MHz (Figure 5-37 a) semble comporter au premier abord très peu d'hyperboles de diffraction, les signaux montrant peu de continuité latérale. En revanche, sur les données obtenues à 500 et 800 MHz (Figure 5-37 b et c), les hyperboles apparaissent plus nombreuses. Cette observation, selon laquelle le nombre d'hyperboles semble augmenter avec la fréquence utilisée, est a priori cohérente avec la granulométrie du matériau. En effet, le nombre de particules diminue lorsque leur taille augmente, la pente des courbes granulométriques cumulées étant régulière au-delà de 10-20 mm.

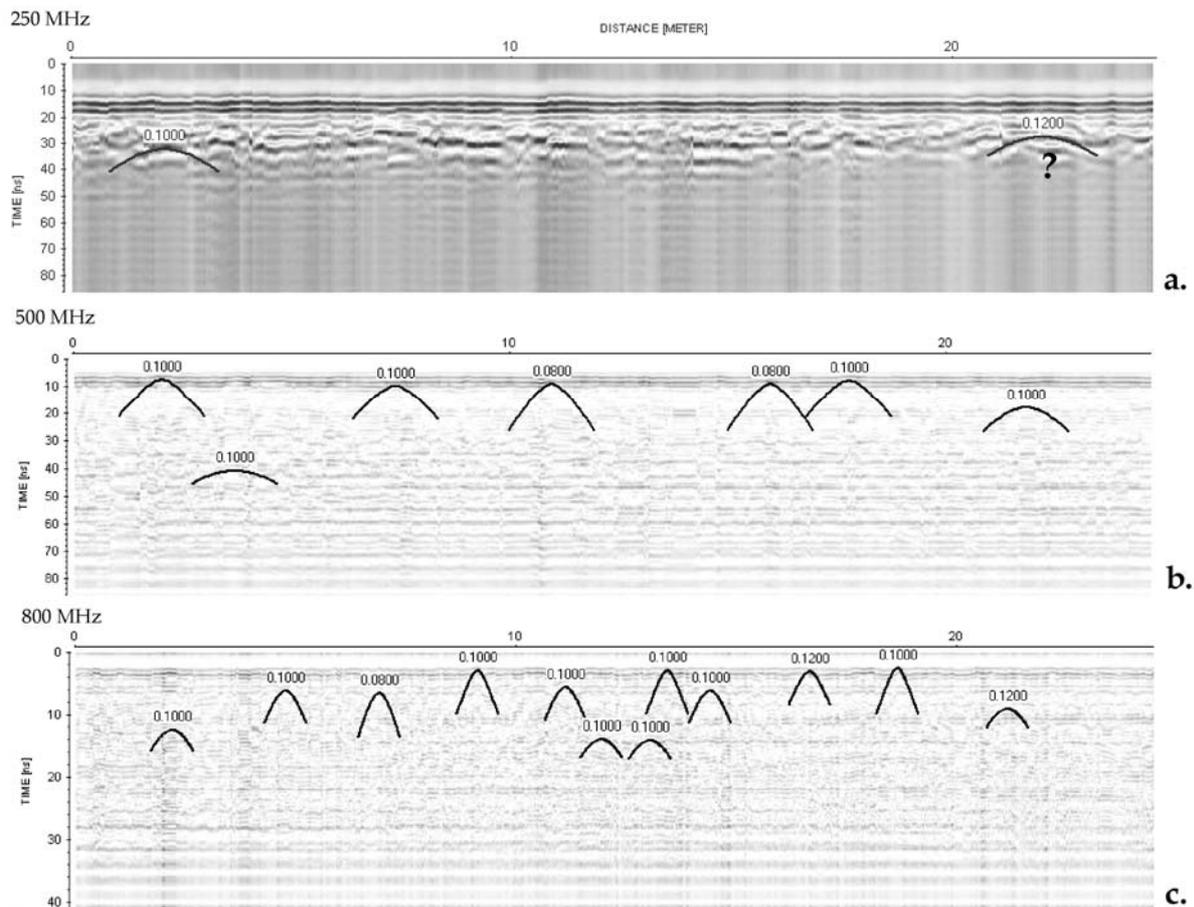


Figure 5-37. Profils radar obtenus sur le profil P1 pour trois fréquences différentes : (a) 250 MHz, (b) 500 MHz, (c) 800 MHz.

L'identification et le comptage systématique des hyperboles de diffraction apparaît cependant très aléatoire lorsque l'on observe ces profils en détail, compte tenu de la qualité très irrégulière des données.

5.6.3 Développements et perspectives

Dans l'optique de réaliser un comptage systématique des hyperboles de diffraction, les techniques de traitement et d'analyse d'image pourraient s'avérer particulièrement intéressantes. Ceci constitue cependant une étude à part entière qui dépasse le cadre de ce travail de thèse.

Une première piste de recherche pourrait consister à réaliser des simulations numériques sur des modèles comportant des d'inclusions situées à différentes profondeurs, afin d'observer en premier lieu les phénomènes de masque des particules profondes par les particules situées à proximité de la surface du sol, et de définir rapidement ainsi les potentialités d'une

telle méthode. Une démarche de modélisation (numérique ou physique) pourrait alors être entreprise sur des modèles comportant une ou plusieurs tailles de particules.

En ce sens, des mesures radar ont été réalisées sur le modèle réduit physique présenté au chapitre 4, parallèlement aux mesures électriques. Cependant les fréquences des antennes se sont avérées inadaptées (trop faible) par rapport à la taille des inclusions (longueur d'onde correspondant à une antenne 800 MHz \sim 12,5 cm, cf. tableau 1.5).

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Au terme de cette étude, les mesures géophysiques, et notamment les mesures de résistivité électrique, s'avèrent une alternative intéressante aux essais géotechniques traditionnels, généralement inopérants pour caractériser les sols contenant des particules de dimension décimétrique à métrique.

Dans le cas d'un sol hétérogène à deux composants qui peut être représenté sous forme d'inclusions contenues dans une matrice, les lois d'homogénéisation permettent d'estimer la composition du milieu à partir de la mesure de ses propriétés effectives (ou homogène équivalentes) et de la connaissance des propriétés individuelles de chacun de ses composants.

Parmi les propriétés géophysiques, la résistivité électrique a été particulièrement étudiée, compte tenu de sa large gamme de variation parmi les géomatériaux présents dans la nature (de quelques Ohm.m à plusieurs dizaines de milliers d'Ohm.m). Cette observable géophysique, si elle ne renseigne pas directement sur les propriétés mécaniques du sol, s'avère particulièrement sensible à la présence d'inclusions ou blocs résistifs présents dans un sol hétérogène.

La simulation numérique de mesures de tomographie électrique sur un sol hétérogène de type matrice/inclusions a permis de déterminer une condition adimensionnelle nécessaire à l'homogénéisation. Ainsi, avec le dispositif Wenner- α , la résistivité mesurée se stabilise lorsque l'espacement inter-électrodes a est supérieur ou égal à 8 fois le rayon des inclusions résistives. Sur un milieu hétérogène bidimensionnel contenant des inclusions circulaires réparties aléatoirement dans le milieu, les simulations numériques réalisées à concentration croissante ont montré que la relation d'homogénéisation proposée par Bussian (1983) procurait une bonne estimation de la résistivité effective du milieu moyennant l'utilisation d'un facteur de cimentation m égal à 2. Ce résultat valide les résultats théoriques de Mendelson & Cohen (1982) dans le cas bidimensionnel. Le passage au cas tridimensionnel nécessite l'emploi d'un facteur de cimentation m adapté, égal à 1.5. La simulation numérique montre ainsi que dans le cas d'un sol hétérogène biphasique, on est capable d'estimer la concentration en inclusions résistives qu'il contient à partir de sa résistivité effective et de la résistivité individuelle de chacun de ses constituants.

Si elle reflète la concentration d'un sol hétérogène en inclusions résistives, la résistivité électrique s'avère insensible à leur taille. La modélisation numérique montre en effet que plusieurs configurations en terme de taille des inclusions mènent à une résistivité effective identique.

En présence d'inclusions résistives faiblement allongées et toutes alignées selon une même direction, les résultats numériques bidimensionnels ont montré que l'allongement influait peu sur la résistivité effective du milieu. L'estimation de la concentration en inclusions d'un sol hétérogène est donc peu perturbée par leur forme, et ce résultat témoigne donc d'une certaine robustesse de la méthode, les blocs étant la plupart du temps faiblement allongés dans les sols hétérogènes étudiés (terrains naturels).

En cas de forte anisotropie du terrain investigué, due à la présence d'inclusions fortement allongées et toutes alignées dans une même direction, on observe une augmentation nette de la résistivité effective s'accompagnant d'une croissance du facteur de cimentation m . L'orientation des inclusions résistives joue alors un rôle prépondérant sur la résistivité apparente du matériau hétérogène, qui est alors maximale lorsque les inclusions résistives sont alignées horizontalement, minimale lorsque l'alignement est vertical et intermédiaire lorsque l'alignement est oblique. Ces observations sont en accord avec le paradoxe de l'anisotropie décrit dans le cas de milieux stratifiés. Cette influence de l'orientation sur la résistivité effective du sol est importante à prendre en compte, les sols fortement anisotropes présentant le plus souvent une orientation préférentielle dans le plan horizontal : pavage torrentiel, fabrique sub-horizontale des moraines déformées par les glaciers, litages horizontal ou obliques dans des dépôts de lave torrentielle, dans des alluvions grossières déposées par des courants à forte énergie. Sur le terrain, en présence d'inclusions fortement allongées ou aplaties, l'allongement et l'orientation des inclusions par rapport au profil de mesure, doivent être estimés afin de choisir un facteur de cimentation adapté pour estimer la proportion des blocs.

L'ensemble des résultats numériques montre que la résistivité effective du milieu varie principalement en fonction de la concentration en inclusions et que cette mesure est relativement robuste pour déterminer le pourcentage d'inclusions ou hétérogénéités contenues dans un sol.

Les perspectives en terme de modélisation numérique, concernent la simulation d'autres dispositifs de mesures, comme le dispositif dipôle-dipôle dont la résolution spatiale peut constituer un atout intéressant, mais pour lequel les conditions d'homogénéisation doivent être précisément définies. Des modélisations en 3D pourraient aussi permettre de préciser les valeurs du facteur de cimentation dans le cas d'inclusions sphériques, aplaties ou allongées.

La résistivité électrique effective d'un sol hétérogène peut être obtenue directement en calculant la moyenne des valeurs de résistivité apparente de la pseudo-section. Comme l'ont montré les résultats obtenus en simulation numérique, sur modèle réduit, et sur le sol réel du

torrent Manival, le processus d'inversion des données électriques semble avoir peu d'influence sur la résistivité moyenne, lorsque la condition d'homogénéisation du sol est respectée ($a \geq 8.R$).

A l'échelle du modèle réduit de laboratoire :

Sur le modèle réduit physique, les mesures de résistivité ont montré que la relation proposée par Bussian (1983) permettait une estimation réaliste de la concentration réelle des inclusions résistives en utilisant d'un facteur de cimentation égal à 1.7, adapté à la géométrie étudiée. Ces résultats sont en accord avec ceux des simulations numériques pour une géométrie bidimensionnelle étendue (2.5D).

Afin de conforter ces résultats, il serait intéressant de réaliser des mesures électriques sur un modèle identique mais pour une concentration en inclusions différente (de l'ordre de 20 %, comme prévu initialement) et, si possible, sur un matériau résistif différent de celui utilisé, afin de s'affranchir des difficultés liées à l'anisotropie du bois. Dans un second temps une géométrie entièrement tridimensionnelle comportant des inclusions sphériques pourrait être mise en œuvre afin de tester, sur un cas 3D concret et bien maîtrisé, l'utilisation d'un facteur de cimentation égal à 1.5.

A l'échelle du site :

Sur les dépôts du cône de déjection du torrent Manival (Isère), les mesures de résistivité effectuées d'une part sur les dépôts hétérogènes et d'autre part sur chacun de ses composants séparément (blocs calcaires + matrice fine), ont permis d'estimer la proportion moyenne des blocs calcaires présents dans le sol à l'échelle du site. Cette concentration, estimée à 67 +/- 1% grâce à la relation d'homogénéisation de Bussian en utilisant un facteur de cimentation égal à 1.5, est cohérente avec la forme des courbes granulométriques obtenues par tamisage. La limite entre matrice et inclusions peut ainsi être positionnée entre 10 et 15 mm, ce qui correspond à la rupture de pente observée sur le fuseau granulométrique.

Si cette méthode de caractérisation a donné de bons résultats à l'échelle du site de mesure, la détection des variations latérales de composition granulométrique s'avère en revanche plus délicate. Le manque de représentativité des échantillons prélevés, ainsi que leur nombre limité, n'ont pas permis de corréliser leur résistivité avec la proportion des blocs calcaires. Le prélèvement d'échantillons affectant une surface plus large sur les images en résistivité (donc plus de points pour calculer la résistivité associée à chaque échantillon) pourraient s'avérer une piste intéressante.

Investigation par d'autres méthodes :

Parallèlement à la méthode électrique, les mesures sismiques ont permis aussi une estimation de la composition des dépôts hétérogènes du torrent Manival. Si les mesures de vitesse sismique peuvent permettre une estimation du module de cisaillement effectif du sol (G^* ou μ^*), leur utilisation pour déterminer le pourcentage de blocs contenu dans un sol hétérogène est rendue complexe par la nécessité de mesurer 6 paramètres (V_{Pi} , V_{PM} , V_{Po} , V_{Si} , V_{SM} , V_{So}) au lieu de trois dans le cas de la méthode électrique (ρ_i , ρ_M , ρ_o). De plus, ces paramètres, contrairement à la résistivité, ne sont accessibles qu'après un traitement des données (inversion, interprétation...).

La relation d'homogénéisation utilisée pour estimer le pourcentages de blocs calcaires présents dans le sol hétérogène (Christensen, 1991) est par ailleurs relativement sensible à la vitesse des ondes P au sein de la matrice fine, or il s'est avéré que cette vitesse (V_{PM}) était particulièrement délicate à mesurer sur la sol étudié. L'attribution d'un coefficient de Poisson standard à la matrice fine a toutefois permis une estimation réaliste du pourcentage des blocs présents dans les dépôts du torrent, en accord avec celle obtenue par la méthode électrique, et avec les courbes granulométriques obtenues par tamisage.

Dans le cas des dépôts du torrent Manival, la méthode électrique semble fournir de meilleurs résultats que la méthode sismique pour estimer la composition du matériau. Dans un cadre plus général, le contexte géotechnique et les propriétés respectives des différents constituants du sol hétérogène vont être déterminant concernant le choix de la méthode la plus appropriée. Une autre étude comparative de ce type mériterait être menée dans un contexte géologique/géotechnique tout à fait différent.

Les mesures radar semblent constituer une piste intéressante pour obtenir des informations sur la dimension des blocs présentes dans les matériaux hétérogènes. Une telle étude nécessite vraisemblablement une première phase de modélisation numérique ou physique dans des conditions bien maîtrisées.

Dans un cadre plus général, les résultats obtenus sont encourageants et vont dans le sens d'une meilleure interprétation des données géophysiques de sub-surface. Ces méthodes sont en effet à l'heure actuelle largement utilisées en ingénierie mais les informations qu'elles contiennent sont souvent sous-exploitées.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Chapitre 1

- Aboura A. (1999).** Etude expérimentale du comportement mécanique de matériaux granulaires non-conventionnels. Thèse de doctorat, Université de Grenoble I.
- Azimi C., Desvarreux P., Guerpillon Y., Keime F. (1983).** Reconnaissance des sols non carotables à gros éléments. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, n° 26-27.
- Baldi G. (1989).** Modulus of Sands from CPT and DMT. *12th Int. Conf. on Soils Mechanics and Foundations Engineering*. Vol. 1, Rio de Janeiro, Balkema, Rotterdam, 191-194.
- Boukovalas G., Kalteziotis, N., Sabatakakis, N., Zervogiannis C. (1989)** Shear wave velocity in a very soft clay. *12th Int. Conf. on Soils Mechanics and Foundations Engineering*. Vol. 1, Rio de Janeiro, Balkema, Rotterdam, 191-194.
- Bhattacharya B.B. & Patra H.P. (1968).** Direct methods in geoelectrical soundings. *Ed. Elsevier*.
- Barker R. (1979).** Signal contribution section and their use in resistivity studies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 59(1), 123-129.
- Bonnet-Staub (1999).** Définition d'une typologie des dépôts de lave torrentielles et identification de critères granulométriques et géotechniques concernant les zones sources. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 57, 359-367.
- Bourdeau Y. (1997).** Le comportement des alluvions du Rhône dans une grande boîte de cisaillement direct. *Revue Française de Géotechnique* 79, 45-57.
- Cailleux A., Tricart J. (1959).** Initiation à l'étude des sables et galets. 3 tomes, *Editions C.D.U.*, Paris.
- Cambou B. (1972).** Compressibilité d'un milieu pulvérulent, influence de la forme et de la dimension sur les propriétés mécaniques d'un milieu pulvérulent. Thèse de doctorat, Université Grenoble I.
- Castany G. (1979).** Principes et méthodes de l'Hydrogéologie. Ed. Dunod, 238 p.

- Coussy O., Fleureau J.M. (2002).** Mécanique des sols non-saturés. Editions Hermès Sciences Publications, Paris.
- Daigle M., Fratta D., Wang L.B. (2005).** Ultrasonic and X-ray Tomographic Imaging of Highly Contrasting Inclusions in Concrete Specimens. GeoFrontier 2005 Conference. Austin, TX.
- Dahlin T., Zhou B. (2004).** A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, 379-398.
- Davis J.L., Annan A.P. (1989).** Ground penetrating radar for high resolution of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, 37, 531-551.
- Dendani H. (1988).** Comportement des matériaux de barrage en terre. Thèse de doctorat, Université de Grenoble I.
- Derobert X., Coffec O. (2001).** Localisation des armatures des ouvrages d'art en béton armé ou précontraint par les techniques de radar. *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 230, 57-65.
- Descantes Y., Delalande G., Mishellany A. (2000).** Use of the VDG 40 videograder as a grading control device for French highways construction. *Proceedings of the 8th annual ICAR symposium*, 12-14th of april, Denver (CO).
- Dowdeswell, J.A., and Sharp, M.J. (1986).** Characterization of pebble fabrics in modern terrestrial glacial sediments, *Sedimentology*, 33, 699-710.
- Dussauge-Peisser C., Wathelet M., Jongmans D., Hantz D., Couturier B., Sintès M. (2003).** *Near Surface Geophysics*, 161-170.
- Fabre R., Lebourg T., Riss J. (1999).** Textural characteristics of till formations, *Colloque Geovision*, Liège, Belgique, 6-7 mai 1999, p.85-88.
- Fagnoul A. et Bonnechere F. (1969).** Shear strength of porphyry materials. *Proceedings of the 7th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering. Special session Mexico*, 23-28 august 1969, 13, E1, 61-65.

- Farssi S.M., Ciss A., Sissoko G. (2000).** Contribution à l'étude d'un béton durci par traitement d'images. *Bull. Eng. Geol. Env.*, 59, 149-155
- Frossard (1978).** Caractérisation pétrographique et propriétés mécaniques des sables. Thèse de doctorat, Paris VI et ENSMP, 144 p.
- Fumagalli E. (1969).** Tests on cohesionless materials for rock fill dams. *Journal of the geotechnical engineering division, ASCE*, vol. 95, SM1, 313-332
- Garambois S., Sénéchal P., Perroud H. (2002).** On the use of combined geophysical methods to access water content and water conductivity of near surface formations. *J. of Hydrology*, 259, 32-48.
- Gaillot P., Darrozes J., Ouillon G., de Saint Blanquat M. (1997).** The Normalised Optimised Anisotropic Wavelet Coefficient (NOAWC) Method: an image processing tool for multi-scale analysis of rock fabrics. *Geophysical Research Letters*, Vol. 23, 14, 1819-1822.
- Geovision (1999).** Proceedings of International Symposium on Imaging Applications in Geology. Liège, Belgium.
- Gotteland P., Tacnet J.M., Aboura A. (2000).** Caractérisation des sols grossiers. Application aux sols de torrents. *Revue Française de Génie Civil*, Vol. 4 - n°2-3/200, pp.325 à 338.
- Guichard, J.C. (1995).** La résistance au cisaillement des sols grossiers : étude des alluvions du Rhône. DEA Génie Civil, INSA Lyon.
- Hermann R. (1987).** Computer programs in seismology, Saint Louis University, Mo., USA.
- Holtz W.G. (1961).** Triaxial shear characteristics of clayey gravel soils. *Proceedings of the 5th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Paris*, 143-149.
- Jain S.P., Gupta R.C. (1974).** In situ shear tests for rock fills. *Journal of Geotechnical Engineering Division, ASCE*, n° GT9, 1031-1050.
- Jaime A., Romo M.P. (1988).** The Mexico earthquake of September 19, 1985 - Correlations between Dynamic and Static Properties of Mexico City Clays. *Earthquake Spectra*, Vol. 4, n°4, 787-804.

- Jongmans D. (1992).** The application of seismic methods for dynamic characterization of soils in earthquake engineering, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 46, 63-69.
- Jongmans D., Demanet D. (1993).** The importance of surface waves in vibration study and the use of Rayleigh waves for estimating the dynamics characteristics of soils. *Engineering geology* 34, 105-113.
- Jongmans D., Hemroulle P., Demanet D., Renardy F. and Vanbrabant Y. (2000).** Application of 2D electrical and seismic tomography techniques for investigating landslides, *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 5, 75-89.
- Kearey P. & Brooks M. (2000).** An introduction to Geophysical Exploration, second edition, Blackwell Science.
- Keller G. V., Frischknecht F. C. (1966).** Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon press.
- Krumbein W.C., Sloss L.L. (1963).** Stratigraphy and Sedimentation. 2nd ed., James Gilluly and A.O. Woodford Editors. 660 p.
- Mamba M. (1989).** Résistance au cisaillement des enrochements et matériaux grossiers : Application au calcul des barrages. Thèse de doctorat de l'université de Lille.
- Laréal P., Bourdeau Y., Lambert (1973).** Essais de cisaillement in-situ des sols alluvionnaires de la vallée du Rhône. *Travaux*, Vol.55, n°459, 52-59.
- Lebourg T. (2000).** Analyse géologique et mécanique des glissements de terrain dans des moraines des Pyrénées centrales et occidentales (France). Thèse de doctorat, Université Bordeaux I.
- Lebourg T., Riss J., Fabre R., Clement B. (2001).** Morphological characteristics of till formations in relation with mechanical parameters. *Mathematical geology (sous presse)*.
- Lebrun V., Nivart J.-F., Bonino E., Pirard E. (1999).** Development of specific acquisition techniques for field imaging- Application to outcrops and marbles. *Proceedings of International Symposium on Imaging Applications in Geology, Geovision 1999*, Liège, Belgium.

- Leslie (1963).** Large scale triaxial tests on gravely soils. *2^{ème} conférence PANAM, SMFE, Brésil.* Vol. 1, 181-202.
- Loke M.H., Barker R.D. (1996).** Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting* 44, 131-152.
- Loke M.H., Dalhin T. (2002).** A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton method in resistivity imaging inversion. *Journal of Applied Geophysics* , 49, 149-162.
- Lowrie W. (1997).** Fundamental of Geophysics, Cambridge University Press.
- Mamba M. (1989).** Résistance au cisaillement des enrochements et des matériaux grossiers : application au calcul des barrages. Thèse de doctorat, Université Lille I.
- Mars J. I., Glangeaud F., Mari J. L. (2004).** Advanced signal processing tools for dispersive Waves. *Near Surface Geophysics*, vol. 2, n°4, 199-210.
- Marsal R.J. (1967).** Large scale testing of rockfill materials. *Journal of Soil Mechanics and Foundations Division*, ASCE, vol. 93, SM, pp. 27-43.
- Mavko, G., Mukerji T., Dvorkin J. (1998).** The rock physics handbook. Cambridge University Press, 329 p.
- Mayne P.W., Rix G.J. (1995).** Correlations between shear wave velocity and cone tip resistance in natural clays . *Soil and Foundations* 35, n°2, 107-110.
- Mc Neill (1990).** Use of electromagnetic methods for groundwater studies. In Ward, S.H.(Ed.), *Geotechnical and Environmental Geophysics. Vol.1 :Review and Tutorial.* Tusla : Societyof Explo Geophysicists,191-218.
- Menard L. (1955).** Pressiomètre. *Brevet Français d'Invention*, N° 1.117.983, déposé le 19 janvier 1955.
- Mendelson K. S., Cohen M.H. (1982).** The effect of grain anisotropy on the electrical properties of sedimentary rocks to the dielectric constant of fused glass beads. *Geophysics*, 47, 257-263.

- Monnet J., Allagnat D. (2001).** Contribution de la reconnaissance pressiométrique au dimensionnement d'un grand mur de soutènement. *Revue Française de Géotechnique*, n°95-96.
- Monnet J., Khlif J. (1994).** Etude théorique de l'équilibre élasto-plastique d'un sol pulvérulent autour du pressiomètre. *Revue Française de Géotechnique*, n°65.
- Murphy W.F.III. (1982)** Effects of partial water saturation on attenuation in sandstones. *J. Acoust. Soc. Am.*, 71, 1458-1468.
- Nedjat N., Fry J.J. (1992).** Une banque de données pour le calcul de barrage. *Revue Française de Géotechnique*, n° 72, 71-81
- Norme Américaine ASTM D 4428.** " Standard Test Methods for Crosshole Seismic Testing" *ASTM-International*.
- Norme Française NF P 94-056, (1996).** Sols : Reconnaissance et essais - Analyse granulométrique - Méthode par tamisage à sec après lavage. *Ed. AFNOR*, T1, 15p.
- Norme Française NFP 94-068, (1998).** Sols : Reconnaissance et essais - Mesure de la quantité d'adsorption de bleu de méthylène d'un sol ou d'un matériau rocheux. Détermination de la valeur au bleu de méthylène d'un sol ou d'un matériau rocheux par l'essai à la tache. *Ed. AFNOR*, T1, 6p.
- Norme Française NFP 94-120, (1997).** Sols : Reconnaissance et essais - Essai de cisaillement au phicomètre. *Ed. AFNOR*, T2, 33 p.
- Oldenburg D.W., Li Y., 1994.** Inversion of induced polarization data. *Geophysics*, Vol. 59, n°9, 1327-1341.
- Philipponnat G. (1986).** Le phicomètre : essai de cisaillement in situ. *Revue Française de Géotechnique*, n° 35, 3-28.
- Philipponnat G., Zerhouni M. (1993).** Interprétation de l'essai au phicomètre. *Revue Française de Géotechnique*, n° 65, 3-28.
- Philipponnat G., Hubert B. (2002).** Fondations et ouvrages en terre. Editions Eyrolles, 3^{ème} édition, 548 p.

- Poczeck, F. (1997).** A shape factor to assess the shape of particles using image image analysis. *Powder technology*, n°93, 47-53.
- Pratt R.G., Sams M.S. (1996).** Reconciliation of crosshole seismic velocities with well informations in a layered sedimentary environment, *Geophysics*, 61, 549-560.
- Principato S.M. (2001).** A multifaceted approach to understanding the depositional environment of diamicton units from the Iceland shelf. *GSA (Geological Society of America) Annual Meeting, November 5-8, 2001, Boston, Massachusetts*. Paper n° 133-0.
- Rappol, M. (1985).** Clast-fabric strength in tills and debris flows compared for different environments, *Geologie en Mijnbouw*, 64, 327-332.
- Rathee R.K. (1981).** Shear strength of granular soils and its prediction by modelling techniques. *J. Inst. Eng. India CH*, Issn 0020-3351, vol. 62, 64-70.
- Rey E. (2001).** Contribution à la caractérisation des sols à granulométrie étalée. Mémoire de DEA, Université Grenoble I.
- Rey E., Garambois S., Jongmans D., Gotteland P. (2003).** Characterisation of coarse materials using geophysical methods. *Proceedings of the 9th Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Prague*, O-061.
- Rey E., Jongmans D., Gotteland P., Garambois S. (2005).** Characterisation of soils with stony inclusions using geoelectrical measurements. *J. of Appl. Geophys. (accepté)*.
- Reynolds J. (1997).** An introduction to applied and environmental geophysics. *Ed. Wiley, John & Sons, Inc.* 749 p.
- Rittenhouse G. (1943).** A visual method for estimating two dimensional sphericity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 13, 79-91.
- Seed, H.B., Wong, R.T., Idriss, I.M., and Tokimatsu, K. (1986).** "Moduli and Damping Factors for Dynamic Analysis of Cohesionless Soils," *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE*, Vol. 112, No. 11, 1016-1031.
- Sen P.N., Scala C., Cohen M.H., 1981.** A self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads. *Geophysics*, 46, 781-795.

Shirdam R. (1998). Comportement mécanique des matériaux superficiels des versants naturels. Thèse de doctorat, INSA Lyon.

Shclosser F. (1988). Eléments de mécanique des sols. *Presses de l'E.N.P.C.*

Socco L.V., Strobbia C. (2004). Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial, *Near Surface Geophysics*, vol. 2, n°4, 165-186.

Stokoe K.H., Nazarian S., Rix G.J., Sanchez-Salinero. I., Sheu J-C. and Mok Y.J. (1988). In situ seismic testing of hard-to-sample soils by surface wave method. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II – Recent Advances in Ground Motion evaluation*, Geotechnical special publication, 20, J.L. Von Thun, Ed. ASCE, New York, 64-278.

Stupnicki P. (1994). Etude géotechnique des sols de torrent – Contribution à la connaissance des caractéristiques physiques et mécanique. Rapport de fin d'études. *Cemagref Grenoble*.

Taquet B. & Fry J.J. (1988). Terres grossières dans les barrages des Alpes Françaises. Rapport interne EDF.

Telford W.M., Geldart L.P., Sherif R.E., Keys D.A. (1990). Applied Geophysics, *Cambridge University Press*.

Vafidis A., Kanasewich E.R. (1991). Modelling crosshole seismic data in steam injections problems with finite differences. *Canadian Journal of Exploration Geophysics*, 27, 22-33.

Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M. (2004). Surface wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*. *Near Surface Geophysics*, vol. 2, n°4, 211-222.

Watson K. H., Barker R. D. (1999). Differentiating anisotropy and lateral effects using azimuthal resistivity offset Wenner soundings. *Geophysics*, 64, 739-745.

Zehrhouni M., Dhouib A., Perello D. (2002). Résistance au cisaillement mesurée en place au phicomètre dans des sols et matériaux particuliers. *Actes du symposium PARAM 2002*, Paris, Ed. Ponts et Chaussées.

Zhang J., Xiong G. (1997). Mechanical characteristics of debris flow deposits. *Proceedings of the first International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*, ASCE, San Francisco, August 7-9, 1997, 373-381.

Zienkewicz O.C., Taylor R. (2000). The Finite Element Method. 3rd Edition, McGraw-Hill.

Chapitre 2

Avellaneda M., Torquato S. (1991). Rigorous link between permeability, electrical conductivity, and relaxation times for transport in porous media. *Phys. Fluids A*, 3, 2529-2540.

Abraham O., Chammas R., Côte P., Pedersen H.A., Semblat J-F. (2004). Mechanical characterisation of heterogeneous soils with surface waves: experimental validation on reduced-scale physical models. *Near Surface Geophysics*, Vol. 2, n°4, 247.

Archie G. E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Petr. Tech.* 1, 55-62.

Berryman J. (1995). Mixture theories for rock properties, in *AGU Handbook of Physical Constants*, edited by T. J. Ahrens (AGU, New York, 1995), 205-228.

Bourbié T., Zinszner B. (1985). Hydraulic and acoustic properties as a function of porosity in Fontainebleau sandstone. *J. Geophys. Res.*, 90, 11524-11532.

Bourbié T., Coussy O., Zinszner B. (1986). *Acoustique des milieux poreux*. Editions Technip, 339 p.

Bruggeman D.A.G. (1935). Berechnung verschiedener physikalischer Konstanten von Heterogenen Substanzen. *Annalen der Physik* (Leipzig), 24, 636-679.

Bussian A.E. (1983). Electrical conductance in a porous medium. *Geophysics*, v.48, pp 1258-1268.

Chammas R. (2002). *Caractérisation mécanique de sols hétérogènes par ondes de surface*. Thèse de doctorat. Ecole Centrale de Nantes.

Chammas R., Abraham O., Cote P., Pedersen H.A., Semblat J.-F. (2003). Characterization of Heterogeneous Soils Using Surface Waves : Homogenization and Numerical Modelling. *Int. J. Geomech.*, 3, 55.

- Christensen R.M., Lo K.H. (1979).** Solution for effective shear properties in three phase sphere and cylinder models. *J. Mech. Phys. Solids* 27, 315-330.
- Christensen R.M. (1991).** Mechanics of Composite Materials. Reprinted by Krieger Publishing Company, Malabar Florida. Original edition by John Wiley & Sons, New York, 1979.
- Domenico S. N. (1976).** Effect of brine-gas mixture on velocity in a unconsolidated sand reservoir. *Geophysics*, 41, 882-894.
- Gregory A.R. (1976).** Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks, 41, 895-921.
- Hashin Z., Shtrickman S. (1963).** A variational approach to the elastic behaviour of multiphase materials. *J. Mech. Phys. Solids*, 11, 127-140.
- Hashin Z. (1979).** Analysis of properties of fiber composites with anisotropic constituents. *J. Mech. Phys. Solids*, 46.
- Hermann R. (1987).** Computer programs in seismology, Saint Louis University, Mo., USA.
- Hill R. (1965).** A self-consistent mechanics of composites materials. *J. Mech. Phys. Solids*, 13, 213-222.
- Jackson P. D., Taylor Smith D., Stanford P. N. (1978).** Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands. *Geophysics* 43, 1250-1268.
- Landauer R. (1952).** The electrical resistance of binary metallic mixtures. *J. Appl. Phys.*, 23, 779-784.
- Mavko, G., Mukerji T., Dvorkin J. (1998).** The rock physics handbook. *Cambridge University Press*, 329 p.
- McMechan G.A., Yeldin M.J. (1981).** Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, 46, 869-874.
- Mendelson K. S., Cohen M.H. (1982).** The effect of grain anisotropy on the electrical properties of sedimentary rocks to the dielectric constant of fused glass beads. *Geophysics* 47, 257-263.

- Revil A., Cathles III L.M. (1999).** Permeability of shaly sands. *Water Resources Research*, 35, 651-662.
- Revil A., Glover P.W.G. (1997).** Theory of ionic-surface electrical conduction in porous media, *Phys. Rev. B*, 55, 1757-1773.
- Revil A., Hermitte D., Spangenberg E., Cochemé J.J. (2002).** Electrical properties of zeolitized volcanoclastic materials. *J. Geophys. Res.*, 107 (B8), doi:10.1029/2001JB000599
- Sen P.N., Scala C., Cohen M.H. (1981).** A self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads. *Geophysics* 46, 781-795.
- Stokoe K.H., Nazarian S., Rix G.J., Sanchez-Salinero. I., Sheu J-C. and Mok Y.J. (1988).** In situ seismic testing of hard-to-sample soils by surface wave method. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II – Recent Advances in Ground Motion evaluation*, Geotechnical special publication, 20, J.L. Von Thun, Ed. ASCE, New York, 64-278.
- Yin H., Mavko G., Mukerji T., Nur A. (1995).** Scale effects on dynamic wave propagation in heterogeneous media. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, n°23, 3163-3166.

Chapitres 3 et 4

- Balay J., Gomes Correia A., Jouve P., Hornych P., Paute J.L. (1998).** Étude expérimentale et modélisation du comportement mécanique des graves non traitées et des sols supports de chaussées. Dernières avancées. *Bulletin des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 216, 3-18.
- Berryman J. (1995).** Mixture theories for rock properties, in *AGU Handbook of Physical Constants*, edited by T. J. Ahrens (AGU, New York, 1995), 205-228.
- Coggon J. H. (1971).** Electromagnetic and electrical modelling by the finite element method. *Geophysics*, 36, 132-155.
- Dahlin T., Zhou B. (2004).** A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52, 379-398.
- Dey A., Morrison H. F. (1979).** Resistivity modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, 106-136.

- Dubouchet A. (1992).** Développement d'un pôle de calcul : CESAR-LCPC. *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, n° 178, 77-84.
- Humbert P. (1989).** CESAR-LCPC : un code général de calcul par éléments finis. *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 160, 112-115.
- Loke M.H. & Barker R.D. (1996).** Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method, *Geophysical Prospecting* 44, 131-152.
- Mendelson K. S., Cohen M.H. (1982).** The effect of grain anisotropy on the electrical properties of sedimentary rocks to the dielectric constant of fused glass beads. *Geophysics* 47, 257-263.
- Landauer R. (1952).** The electrical resistance of binary metallic mixtures. *J. Appl. Phys.*, 23, 779-784.
- Mestat P. (1997).** Maillages d'éléments finis pour les ouvrages de géotechnique. Conseils et recommandations. *Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 212, 39-64.
- Molano C. E., Salamanca M., Van Overmeeren R. A. (1990).** Numerical modelling of standard and continuous vertical electrical soundings. *Geophysical Prospecting*, 38, 705-718.
- Queralt P., Pous J., Marcuello A. (1991).** 2D Resistivity modelling : an approach parallel to the strike direction. *Geophysics*, 56, 941-950.
- Sahbi H. (1996).** Contribution à la modélisation des effets topographiques en prospection électrique. Thèse de doctorat de l'Université de Liège (Belgique).
- Semblat J.-F., Duval A. M., Dangla P. (2000).** Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments. *Soils Dynamics and Earthquake Engineering*, V.19, n°5, 347-362.

Chapitre 5

- Biju-Duval P. (2002).** Hydrogéologue DDA. Communication personnelle.
- Bourbié T., Coussy O., Zinszner B. (1986).** Acoustique des milieux poreux. *Ed Technip*, 339 p.

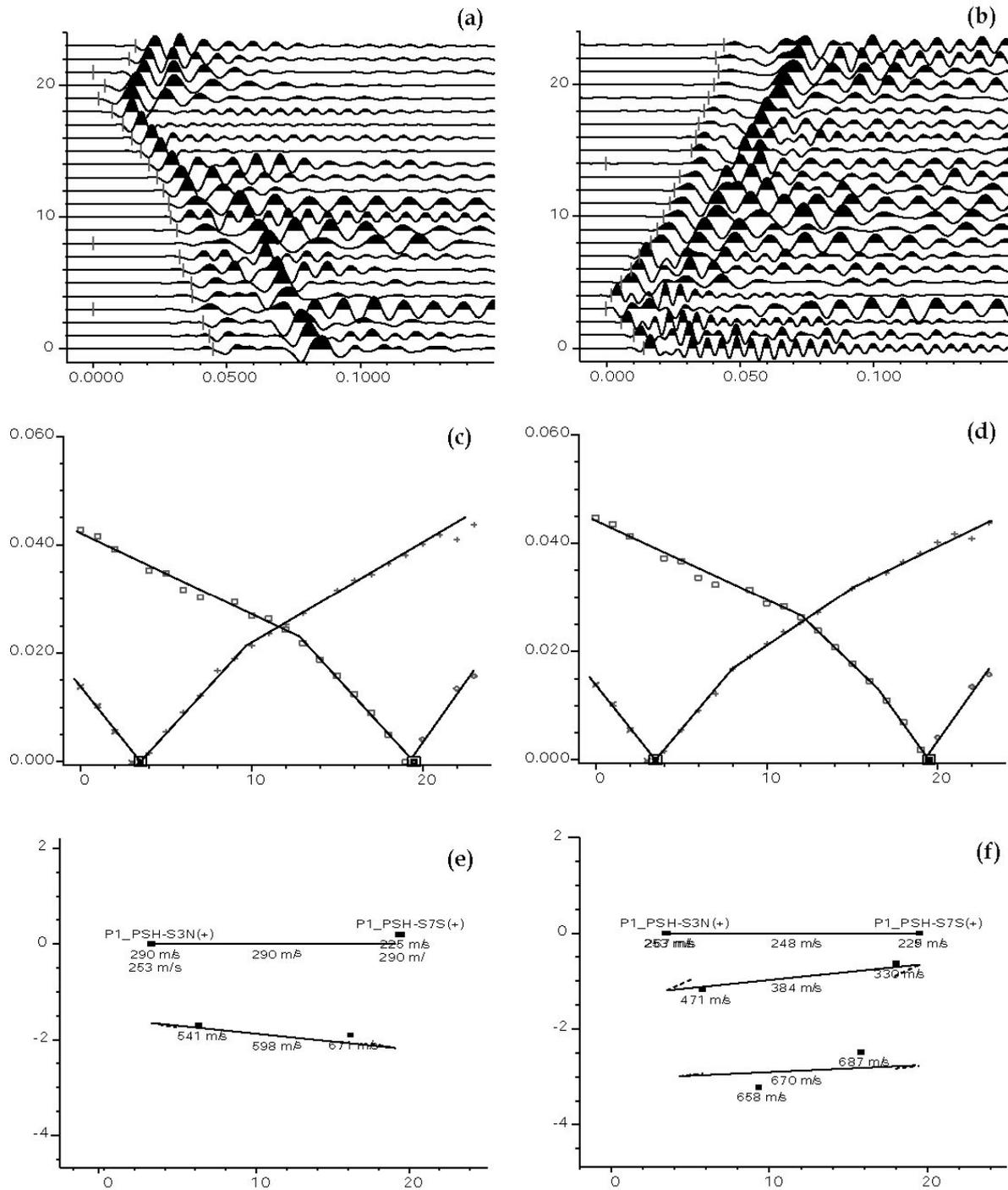
- Domenico S.N. (1976).** Effect of brine-gas mixture on velocity in a unconsolidated sand reservoir. *Geophysics*, 41, 882-894.
- Géogéophys (2000).** Forage de reconnaissance. *Rapport interne d'intervention*. Auteur : J.M. Ragot.
- Gregory A.R. (1976).** Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks, 41, 895-921.
- Guichard J.C. (1995).** La résistance au cisaillement des sols grossiers : étude des alluvions du Rhône. DEA Génie Civil, INSA Lyon.
- Norme AFNOR NF P 11-300 (1992).** Exécution des terrassements. Classification des matériaux utilisables dans la construction des remblais et des couches de forme d'infrastructures routières. *Ed. AFNOR*, T3, 21 p.
- S.A.G.E. (1993).** Etude des potentialités d'extraction dans les dépôts du Manival. Rapport interne. Auteurs : Debernardi A. et Azimi C.
- Sambridge M. (1999).** Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm : I. Searching a parameter space. *Geophys. J. Int.*, 138, 479-494.
- Saury G. (1997).** Caractérisation géomécanique d'un sol de torrent. Mémoire de DEA, Université Grenoble 1, 71 p.
- Stupnicki P. (1994).** Etude géotechnique des sols de torrent - Contribution à la connaissance des caractéristiques physiques et mécanique. *Rapport de fin d'études ISTG-Cemagref Grenoble*.
- Veyrat-Charvillon S. (2003).** Prédiction globale de la production de sédiments des bassins versants torrentiels - Bilans sédimentaires et application d'une méthode d'estimation des volumes de laves torrentielles. *Rapport du Pôle Grenoblois Risques Naturels*, 16 p.
- Virlouvet B. (1997).** Etude géologique et modélisation sismique d'une coupe de la bordure méridionale de la plateforme urgonienne du Vercors (France) ; contribution à la caractérisation sismique du réservoir carbonaté. Thèse de doctorat. Université Joseph Fourier. 197 p.

ANNEXES

Profil P1

Sismique réfraction

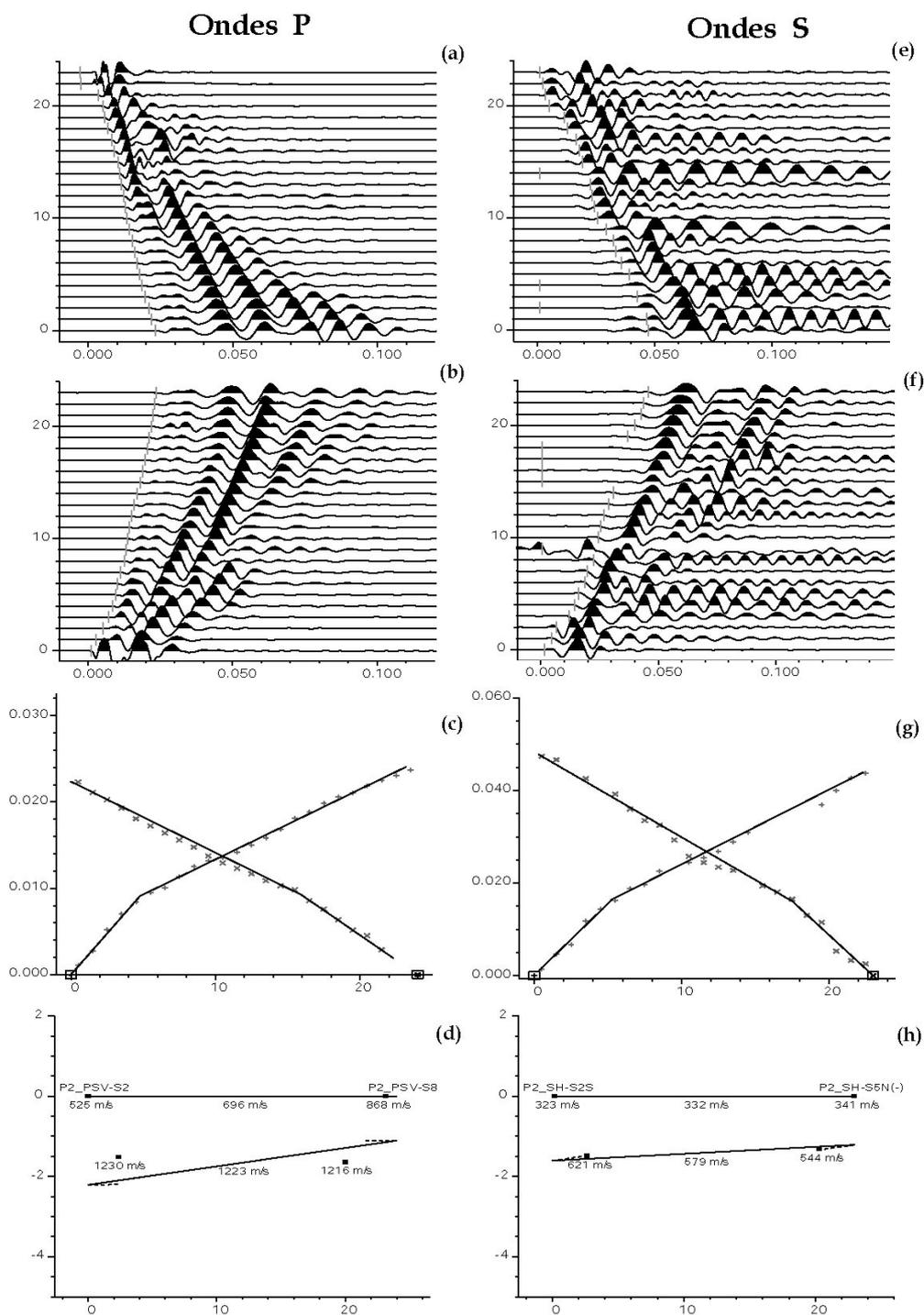
Ondes S



- (a), (b) Sismogrammes obtenus avec des géophones horizontaux et pointé des ondes S
- (c) Interprétations des pointés selon un modèle bicouche
- (d) Idem selon un modèle tricouche
- (e) Modèle de vitesse V_S dans le sol correspondant à l'interprétation (c)
- (f) Modèle de vitesse V_S dans le sol correspondant à l'interprétation (d)

Profil P2

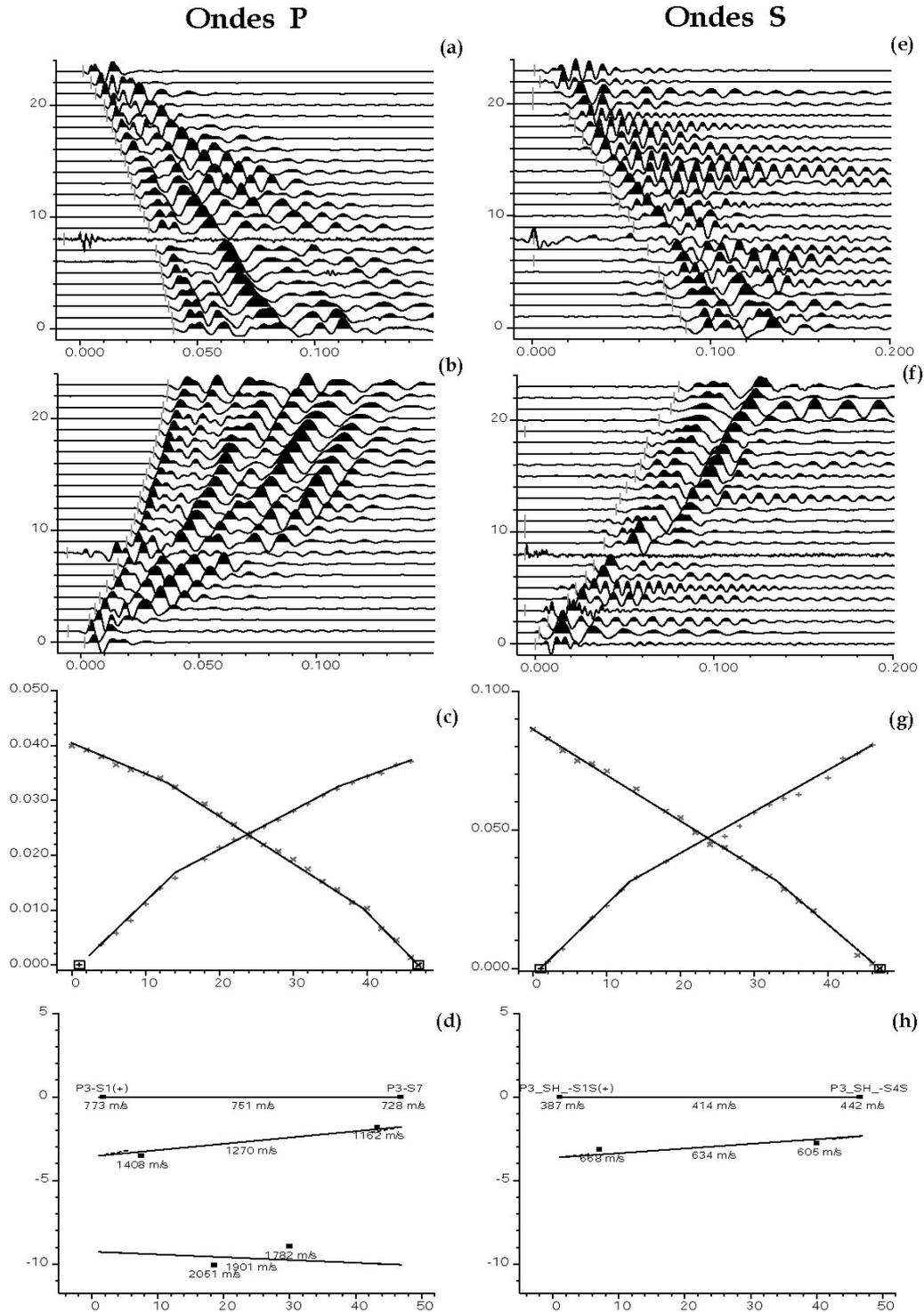
Sismique réfraction



- (a), (b) Sismogrammes obtenus avec des géophones verticaux et pointés des ondes P.
(c), (d) Interprétations des pointés selon un modèle bicouche et modèle de vitesse V_P dans le sol correspondant
(e), (f) Sismogrammes obtenus avec des géophones verticaux et pointés des ondes S.
(g), (h) Interprétations des pointés selon un modèle bicouche et modèle de vitesse V_S dans le sol correspondant

Profil P3

Sismique réfraction



(a), (b) Sismogrammes obtenus avec des géophones verticaux et pointé des ondes P.
 (c), (d) Interprétations des pointés selon un modèle tricouche et modèle de vitesse V_P dans le sol correspondant
 (e), (f) Sismogrammes obtenus avec des géophones verticaux et pointé des ondes S.
 (g), (h) Interprétations des pointés selon un modèle bicouche et modèle de vitesse V_S dans le sol correspondant.

CARACTERISATION DE SOLS HETEROGENES PAR DES METHODES GEOPHYSIQUES

RESUME. La caractérisation et l'échantillonnage des sols à granulométrie étendue (alluvions, éboulis, moraines...) s'avère difficile voire impossible avec les méthodes géotechniques traditionnelles dès lors que ces matériaux contiennent des hétérogénéités de dimension décimétrique à métrique. Les méthodes géophysiques, non-destructrices et intégrant des informations sur un volume de sol important, apparaissent comme une alternative intéressante aux essais in-situ. Parmi les observables géophysiques, la résistivité électrique présente une très large gamme de variation selon les géomatériaux ($1-10^4 \Omega.m$). L'objectif de cette étude est de préciser l'apport des mesures géophysiques, et plus particulièrement des mesures électriques, dans le cadre de la caractérisation des sols hétérogènes. Cette problématique a été abordée selon 3 approches : modélisation numérique, expérimentations sur modèle réduit au laboratoire, et mesures sur site réel. Des mesures de tomographie électrique ont été simulées sur un modèle numérique contenant des inclusions aléatoirement réparties et en proportion variable au sein d'une matrice plus conductrice. Les résultats obtenus ont permis d'une part de déterminer une condition nécessaire à l'homogénéisation du matériau, et d'autre part, de décrire l'augmentation de la résistivité effective avec la concentration du milieu en inclusions résistives, en accord avec les lois théoriques d'homogénéisation. Ces résultats ont été utilisés pour estimer avec précision la proportion d'inclusions résistives mises en place dans un modèle réduit développé au laboratoire. Enfin, sur un site réel, une campagne de mesure a été menée associant méthodes géophysiques (électriques, sismiques, radar) et méthodes géotechniques. Le pourcentage de blocs dans le sol, estimé grâce aux données électriques et sismiques, s'est avéré en accord avec la granulométrie réelle du sol.

MOTS-CLÉS : résistivité, homogénéisation, sol hétérogène, éléments finis, modèle réduit, mesure géophysique.

CHARACTERISATION OF HETEROGENEOUS SOILS USING GEOPHYSICAL MEASUREMENTS

ABSTRACT. Characterisation and sampling of coarse heterogeneous soils is often impossible using common geotechnical in-situ tests once the soil contains particles with a diameter larger than a few decimetres. In this situation geophysical techniques - and particularly electrical measurements - can act as an alternative method for obtaining information about the ground characteristics. This paper deals with the use of electrical tomography on heterogeneous diphasic media consisting of resistive inclusions embedded in a conductive matrix. The adopted approach articulates in three steps: numerical modelling, measurements on a small-scale physical model, and field measurements. Electrical measurements were simulated using finite element analyses, on a numerical model containing randomly-spread resistive inclusions with a concentration varying from 0 to 40 %. It is shown that for electrode spacing 8 times greater than the radius of inclusions, the equivalent homogeneous resistivity is obtained. In this condition, average measured resistivity is a function of the concentration of inclusions, in agreement with the theoretical laws. To apply these results on real data, a small-scale physical model has been built, where electrical measurements were conducted both on the model and on each phase. From these laboratory measurements, a very satisfying estimation of the percentage of inclusions has been obtained. Finally, the methodology was applied to a real experimental site composed of alluvial fan deposits made of limestone rocks embedded in a clayey matrix. The estimated percentage of rock particles obtained via electrical measurements was in accordance with the real grain size distribution.

KEYWORDS : resistivity, homogenisation, heterogeneous soil, finite element, small-scale model, geophysical measurements.