Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques

Konstantinos Chalikakis

▶ **To cite this version:**

Konstantinos Chalikakis. Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2006. Français. NNT : . tel-00193513

HAL Id: tel-00193513
https://theses.hal.science/tel-00193513

Submitted on 3 Dec 2007

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 de DOCTORAT de l'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité :
Hydrogéophysique

Pour obtenir le grade de DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ de PARIS 6

Sujet de la thèse :

Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques

Présenté par
M. Konstantinos CHALIKAKIS

Soutenue le 21 décembre 2006
devant le jury composé de :

M. Pierre ANDRIEUX	Professeur émérite, Paris 6	Examinateur
M. Michel BAKALOWICZ	Chargé de Recherche, CNRS	Rapporteur
M. Roger GUERIN	Maître de Conférences, Paris 6	Directeur de thèse
M. Olivier KAUFMANN	Professeur, Fac. Polytechnique de Mons	Rapporteur
M. Nikolaos LAMBRAKIS	Professeur, Université de Patras	Examinateur
M. Anatoly LEGCHENKO	Directeur de Recherche, IRD	Examinateur
Mme Valérie PLAGNES	Maître de Conférences, Paris 6	Co-directrice de thèse
M. Alain TABBAGH	Professeur, Université Paris 6	Président du jury

« Διαμαρτύρονται και τα παρατάνε όσοι δεν καταλαβαίνουν ότι ο μόνος δρόμος για την ανάσταση είναι η σταύρωση »

Ν. Καζαντζάκης

« Ils se plaignent et abandonnent tous ceux qui ne comprennent pas que le seul chemin pour la résurrection est la crucifixion »

N. Kazantzakis

Remerciements

Depuis le début de la rédaction de ce mémoire, j'avoue que je rêvais le moment où je devrais rendre hommage à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de cette thèse.

Il faut certainement commencer par les initiateurs de cette riche expérience, Pierre Andrieux qui a permis à cette thèse de prendre forme et substance par son inestimable soutien scientifique et morale, et Yves Albouy pour son attention, ses précieux et sincères conseils, son humour et sa sympathie. Deux grands scientifiques qui m'ont communiqué leur passion pour la géophysique appliquée et deux grands hommes qui m'ont appris, depuis mon arrivée en France, de ne jamais abandonner et de vivre les bons et les mauvais moments en plein optimisme et enthousiasme. Je vous en remercie.

Je ne sais pas comment exprimer ma reconnaissance et ma profonde gratitude à Roger Guérin qui a accepté de prendre en charge la direction de cette thèse. Il a toujours assuré son rôle malgré les innombrables problèmes rencontrés le long de ces années. Il a fait preuve de ces qualités humaines et scientifiques par son aide précieuse et ses conseils judicieux. Il a fait preuve également de beaucoup de patience en ayant supporté un tel « têtu » que je suis. J'espère de ne l'avoir pas trop déçu parfois. Peut-être le plus grand remerciement pour lui c'est une promesse : Roger, je ne ferais plus jamais une autre…

Je trouve difficilement les mots qui vont contribuer à remercier ma co-directrice Valérie Plagnes. Grâce à sa disponibilité quotidienne, son soutien au plan scientifique et humain et à sa contribution lors de l'interprétation de résultats géophysiques, elle m'a transmis certains « secrets » du karst. Son esprit de synthèse et sa précision d'expression m'ont considérablement aidé à certains moments cruciaux de ce travail.

Au terme de cette étude, je tiens à remercier Michel Bakalowicz et Olivier Kaufmann pour l'intérêt qu'ils ont montré pour mon travail, d'avoir accepté de juger ce mémoire et de voyager depuis loin pour faire partie du jury de cette thèse.

Je voudrais remercier également Anatoly Legchenko pour son aide dans la compréhension et l'utilisation de la RMP et pour sa participation au jury de cette thèse. De même je remercie Nikolaos Lambrakis d'avoir accepté de voyager depuis la Grèce pour la participation au jury de cette thèse.

J'exprime ma reconnaissance à Alain Tabbagh de m'avoir soigneusement accueilli à l'UMR Sisyphe et de faire partie du jury de cette thèse.

J'adresse mes sincères remerciements à mes collègues géophysiciens et bons amis Frank Bosch et Marcus Gurk d'avoir participé physiquement et « matériellement » avec

l'équipement FDEM, à plusieurs missions de terrain en Grèce. Sans eux une grande partie de ces travaux n'aurait pu se faire. Danke meine freunde.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Giorgos Stournaras pour sa contribution à la direction du programme PLATON qui nous a permis de réaliser les missions en Grèce.

Je remercie Reggina Koutsi pour les moments passés ensemble sur le terrain et les problèmes administratifs que nous avons réussi à dépasser grâce à notre excellente communication.

Ma vive reconnaissance va également à Denis Sorel pour son aide précieuse sur la géologie de Loussoi et pour ses nombreux conseils.

Un grand merci à l'équipe BRGM, Jean-Michel Baltassat, Jean-François Girard et Marie Boucher pour les moments passés sur le terrain et mon apprentissage à l'utilisation de la RMP.

Il faut rendre hommage aux deux fondations grecques, Leventis et Bardinogiannio Idryma qui m'ont permis de mener à bien ma vie d'étudiant à Paris avec leurs aides financières. De même je remercie les gérants, la direction et le reste de l'équipe du Musée du Vin de Paris de m'avoir bien accueilli et de m'avoir permis ainsi de finaliser mon travail.

Je dois rendre un grand merci à Fayçal Rejiba qui a su toujours écouter et me conseiller lors de moments très difficiles. Ma gratitude va également à Christian Camerlynck pour sa disponibilité quotidienne, son aide précieuse et pour l'expérience que nous avons partagée lors d'une mission au Proche-Orient.

Ma vive reconnaissance va aussi aux autres membres de l'UMR Sisyphe pour leur disponibilité, leur soutien et leur bonne humeur quotidienne!

Merci à mes camarades thésards et ex-thésards du bureau : Ahmad, Cécilia, Julien, Stéphane, Laurent, Véronique, Solenne, Jean-Patrice, Marie et Cyril et bon courage pour la suite.

Et ce n'est pas tout !

Je dois remercier mes chers amis de la communauté grecque de Paris pour leur soutien et pour notre vie commune. Mon collocateur Giorgos et mes amis Giannis, « Viki », un autre Giorgos, Dionysis, Tzina, Basilis, Katerina, Anestis, Nikos, Alkis, Stelios et Lambros…

Une pensée spéciale à Iliana pour son sourire quotidien, son soutien et son amour.

J'ai gardé pour la fin ceux qui me sont les plus chers : ma famille. Je vous dédie ce travail en vous remerciant de tout mon cœur pour tous les sacrifices consentis.

SOMMAIRE

Résumé 9

Abstract 10

Synthèse des activités de recherche 11

i) Introduction générale 11

ii) Problématique 11

iii) Financements 12

iii.a) PLATON 12

iii.b) HYKAR et WATERSCAN 13

iii.c) Fondation Leventis et fondation Bardinogianneio 14

iii.d) Musée du vin de Paris 14

iv) Plan de ce mémoire 15

CHAPITRE I

Système karstique et ses ressources en eau

Introduction 19

I.A. Karst et système karstique 19

I.A.1. Karstification et types de karst 20

I.A.2. Morphologie karstique 22

I.A.3. Structure et fonctionnement 22

I.A.4. Extension du karst 26

I.A.4.a. Le karst dans le monde 26

I.A.4.b. Le karst dans le bassin Méditerranéen 26

I.A.5. Ressources – exploitation – méthodologie d'étude 27

I.B. Géophysique sur le karst 28

I.C. Objectifs de la thèse 30

CHAPITRE II

Sites expérimentaux :

présentation de chaque site - objectifs de la géophysique

Introduction 35

II.A. Limnes Kastrion (site de Loussoi) 35

II.A.1. Localisation 35

II.A.2. Contexte géologique 37

II.A.2.a. Géologie régionale 37

II.A.2.b. Géologie locale 38

II.A.3. Climat 42

II.A.4. Hydrogéologie – système karstique 43

II.A.5. Suivi hydrogéologique (Université d'Athènes) 45

II.A.6. Rôle de la géophysique 46

II.B. Rocamadour (site de Poumeyssen) 47

II.B.1. Localisation 47

II.B.2. Contexte géologique 48

II.B.2.a. Géologie régionale 48

II.B.2.b. Géologie locale 49

II.B.3. Hydrogéologie – système karstique de l'Ouysse 49

II.B.4. Climat 53

II.B.5. Suivi hydrogéologique - qualité des eaux 54

II.B.6. Objectifs de la géophysique 55

II.C. Paralio Astros (site de Paralia Agiou Andrea) 56

II.C.1. Localisation 56
II.C.2. Contexte géologique 57
II.C.3. Climat 59
II.C.4. Contexte hydrogéologique – formation de sources sous-marines 59
II.C.5. Rôle de la géophysique 61

CHAPITRE III
Méthodes géophysiques : principes et choix pour chacun des sites expérimentaux

Introduction 67

III.A. Prospection géophysique appliquée à l'hydrogéologie – hydrogéophysique. 67
III.A.1. Méthodes géophysiques et techniques de mesures 67
III.A.2. Paramètres hydrogéologiques 70
III.A.3. Choix des méthodes 71

III.B. Méthodes électriques 73
III.B.1. Principe général 73
III.B.2. Dispositifs de mesure 76
III.B.3. Polarisation spontanée (PS) 77
III.B.3.a. Principe 77
III.B.3.b. Dispositif de mesure et mise en œuvre 79
III.B.4. Mise–à–la–masse 82
III.B.4.a. Principe 82
III.B.4.b. Dispositif de mesure et mise en œuvre 82
III.B.5. Panneau électrique 85
III.B.5.a. Principe 85
III.B.5.b. Dispositif de mesure et mise en œuvre 87

III.C. Méthodes électromagnétiques (EM) 88
III.C.1. Principe général 88
III.C.2. Méthodes électromagnétiques temporelles (TDEM – Time Domain ElectroMagnetic ou TEM – Transient ElectroMagnetic) 91
III.C.2.a. Principe 91
III.C.2.b. L'équipement TEM-fast 32 92
III.C.3. Méthodes électromagnétiques fréquentielles (FDEM – Frequency Domain ElectroMagnetic) 94
III.C.3.a. Principe 94
III.C.3.b. Les équipements RMT, RF-EM et VLF-Gradient 95
III.C.3.a.i. Radiomagnétotellurique (RMT) 96
III.C.3.a.ii. Radio Frequency Electro-Magnetic (RF-EM) 97
III.C.3.a.iii. Very Low Frequency Gradient (VLF – Gradient) 99
III.C.4. Radar 101

III.D. Méthodes sismiques 101

III.E. Résonance magnétique des protons (RMP) 103
III.E.1. Principe 103
III.E.2. Mise en œuvre 105
III.E.3. L'équipement NUMIS ^{plus} 111

III.F. Microgravimétrie 113

III.G. Prospection Radon 114

CHAPITRE IV
Résultats géophysiques

Introduction 117

IV.A. Limnes Kastrion (site de Loussoi) 117

IV.A.1. Historique des missions réalisées 117
IV.A.2. TDEM 120
IV.A.2.a. Détermination du substratum calcaire 123
IV.A.2.b. Signature géophysique du calcaire de Tripolis sur les courbes TDEM 127
IV.A.2.c. Présence d'une couche argileuse 129
IV.A.3. FDEM 133
IV.A.3.a. Profil L1 133
IV.A.3.b. Comparaison des résultats des techniques FDEM et TDEM 136
IV.A.3.c. Gouffre réactivé 137
IV.A.4. Conclusions 142

IV.B. Rocamadour (site de Poumeyssen) 143
IV.B.1. Historique des missions réalisées 143
IV.B.2. Cartographie spéléologique 143
IV.B.3. Résonance magnétique des protons 145
IV.B.3.a. Modélisation 146
IV.B.3.b. Résultats obtenus sur le terrain 151
IV.B.4. Panneau électrique 156
IV.B.5. Topographie 157
IV.B.6. Polarisation Spontanée 159
IV.B.7. Mise-à-la-masse 161
IV.B.7.a. Modélisation 162
IV.B.7.b. Résultats obtenus sur le terrain 165
IV.B.8. Tomographie sismique de vitesses P 170
IV.B.9. Hypothèse d'évolution du conduit karstique 171
IV.B.10. Conclusions 172

IV.C. Paralio Astros (site de Paralia Agiou Andrea) 173
IV.C.1. Historique des missions réalisées 173
IV.C.2. TDEM 174
IV.C.3. FDEM 176
IV.C.4. Polarisation Spontanée 178
IV.C.5. Résonance Magnétique des Protons 179
IV.C.6. Conclusions 181

CHAPITRE V
Conclusions générales et perspectives

Conclusions générales 185

Perspectives 190

Petit Glossaire 192

Bibliographie 195

Annexe I 212

Annexe II 213

Table des illustrations

Figure 1 : Représentation du système karstique avec les différents éléments de sa structure (conduits ou drains, lieux de stockage ou « système annexe au drainage », épikarst, formes de surface), et les différentes modalités d'écoulement associées (Mangin, 1975). 20
Figure 2 : Bloc diagramme représentant un paysage karstique synthétique (Bakalowicz, 1999) 22
Figure 3 : Les différentes configurations des karsts, selon la nature d'impluvium et la position du drain principal par rapport à l'exutoire (Marsaud, 1996) 23
Figure 4 : Schéma représentatif de la zone épikarstique (Mangin, 1975) 24
Figure 5 : Modèle conceptuel du karst noyé (Marsaud 1996) 25
Figure 6 : Carte des affleurements des ensembles karstiques (en bleu) autour de la Méditerranée (Bakalowicz and Dörfliger 2005) 27
Figure 7 : Localisation géographique de la zone d'étude de Loussoi 35
Figure 8 : Site de Loussoi 36
Figure 9 : Vue panoramique, vers le sud, de la dépression de Loussoi 36
Figure 10 : Localisation du site de Loussoi sur la carte tectonique du Péloponnèse (Dounas and Morfis, 1986) 38
Figure 11 : Carte géologique de la zone d'étude (Koutsi and Stournaras, 2005) 39
Figure 12 : Stratigraphie de la zone géotectonique Tripolis (IGME, 1978) 40
Figure 13 : Stratigraphie de la zone géotectonique Olonos-Pindos (IGME, 1978) 41
Figure 14 : Moyennes mensuelles de la pluviométrie pour les années 1965-1994 de la station de Kalavryta 42
Figure 15 : Gouffre au pied du calcaire de Tripolis aménagé par les paysans afin d'éviter qu'il se bouche lors des inondations 44
Figure 16 : Schéma représentatif de la forme de la dépression, contenant la localisation et le log des forages réalisés 44
Figure 17 : Localisation géographique de la région d'étude ; photo de la cité médiévale de Rocamadour 47
Figure 18 : Site de Poumeyssen 47
Figure 19 : Vue panoramique, vers le nord, du site de Poumeyssen 48
Figure 20 : Synthèse géologique et hydrogéologique du système karstique de l'Ouysse (d'après Beaudoing et al., 1989) 50
Figure 21 : Principales caractéristiques hydrogéologiques des terrains concernés par le système de l'Ouysse (d'après Astruc et al., 1994, Beaudoing et al., 1989) 52
Figure 22 : Pluviométrie mensuelle de la station de Gramat-Park pour la période de janvier 2001 à juillet 2005 53
Figure 23 : Variation de la conductivité des eaux de la source de Cabouy 54
Figure 24 : Regard noyé de Poumeyssen sur le conduit karstique, avec l'échelle posée par les spéléologues pour accéder au conduit karstique 55
Figure 25 : Localisation géographique de la zone d'étude 56
Figure 26 : La grande source (a) et la petite source (b). L'eau qui jaillit apparaît comme un « œil » dans la mer 56
Figure 27 : Carte géologique d'IGME et la localisation de deux sources 58
Figure 28 : Coupe géologique positionnée sur la carte de la figure24 (IGME, 1970) 58
Figure 29 : Distribution du courant créée par une électrode dans un sol homogène et isotrope (Astier, 1971, in Chapelier, 2000) 74
Figure 30 : Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope (Astier, 1971, in Chapelier, 2000) 75

Figure 31 : Différentes configurations pour la méthode électrique, ainsi que le coefficient géométrique K (d'après Parasnis, 1986) 77
Figure 32 : Profil PS au–dessus d'un corps sulfurique (Sato and Mooney, 1960, Telford et al., 1990) 78
Figure 33 : Mise en œuvre de mesures PS sur le site de Rocamadour ; le voltmètre utilisé, à haute impédance d'entrée, a été conçu à l'IRD de Bondy 80
Figure 34 : Mise en œuvre de la PS sur le littoral calcaire à la proximité de sources karstiques sous–marines (site de Paralia Agiou Andrea) 82
Figure 35 : Principe de la mise-à-la-masse (Chapelier, 2000) 83
Figure 36 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse (croix bleue : électrode d'injection) et coupe de terrain (flèche bleue : électrode d'injection). (a) sur un terrain homogène à 5000 Ω.m, (b) au-dessus d'un conduit conducteur 20 Ω.m dans un encaissant homogène à 5000 Ω.m 84
Figure 37 : Schéma représentatif du dispositif de mesure et de la mise en œuvre de la mise-à-la-masse sur le site de Poumeyssen 85
Figure 38 : Principe du panneau électrique pour la configuration wenner-α. A, B sont les électrodes d'injection et M, N les électrodes de potentiel. A chaque couleur du dispositif de mesure (AMNB) correspond une mesure 86
Figure 39 : Schéma représentatif du dispositif de mesure et de la mise en œuvre du panneau électrique, lors de mesures sur le site de Poumeyssen 87
Figure 40 : Schéma représentatif d'un sondage TDEM en dispositif central 91
Figure 41 : Appareil TEM-fast 32 lors de la réalisation d'un sondage sur le site de la dépression de Loussoi 93
Figure 42 : Principe de la technique RMT (Turberg et al., 1994) 97
Figure 43 : Principe des méthodes RF-EM et VLF-Gradient au-dessus d'un dyke conductrice (Bosch and Müller, 2001) 99
Figure 44 : Appareils (a) RMT, (b) RF-EM et (c) VLF-gradient lors de leur utilisation sur le site de la dépression de Loussoi 100
Figure 45 : Principe de la méthode sismique 102
Figure 46 : Principe de la mesure RMP (Legchenko, 2001, Legchenko and Valla, 2002) 104
Figure 47 : Présentation d'une séquence d'émission-réception d'un signal RMP en fonction du temps (Legchenko et al., 1997) 106
Figure 48 : Présentation d'une séquence d'émission-réception d'un signal RMP, à deux pulses, en fonction du temps pour la mesure du T_1 (Legchenko et al., 2002) 108
Figure 49 : Intensité totale du champ géomagnétique en 2005 (en nT) au niveau de la mer, isolignes tous les 2500 nT, d'après l'IGRF 109
Figure 50 : Inclinaison du champ géomagnétique en 2005 (en degré) au niveau de la mer, isolignes tous les 5°, d'après l'IGRF 110
Figure 51 : Equipement NUMIS^{plus} lors de mesures sur le site de Poumeyssen 112
Figure 52 : Zone d'étude géophysique, le profil L1 positionnés sur la carte géologique (Koutsi and Stournaras, 2005) du site de Loussoi 119
Figure 53 : Photo panoramique de la partie est de la dépression et positionnement du profil L1 120
Figure 54 : Positionnement des sondages TDEM sur une carte géologique simplifiée de la zone d'étude ; le profil L1 et le gouffre réactivé l'hiver 2004 sont signalés 121
Figure 55 : Exemple des courbes TDEM, sur le même point géographique pour différentes boucles de mesures : a) 10 m x 10 m, b) 25 m x 25 m et c) 50 m x 50 m 122
Figure 56 : Coupe géoélectrique du profil L1, obtenue avec le logiciel TEM-res 124

Figure 57 : Coupe géoélectrique du profil L1, obtenue avec le logiciel Zonge 124
Figure 58 : Coupe géoélectrique du profil L2, obtenue avec le logiciel TEM-res 125
Figure 59 : Coupe géoélectrique du profil L6, obtenue avec le logiciel TEM-res 125
Figure 60 : Coupe géoélectrique du profil T1, obtenue avec le logiciel TEM-res 126
Figure 61 : Vue 3D du toit du calcaire de Tripolis dans la partie est de la dépression de Loussoi, d'après les résultats TDEM 126
Figure 62 : Deux exemples de courbes TDEM (sondages L13 et L15) près de l'affleurement du calcaire de Tripolis 128
Figure 63 : Génération de l'effet PP dans une couche argileuse 130
Figure 64 : Inversion du sondage TDEM L2-15 (point carré bleu), modèle à trois couches (ligne bleu continue) a) sans effet PP, b) avec effet PP 131
Figure 65 : Brève remontée et descente sur les résistivités apparentes notées par une « bosse » sur la courbe mesurée (au centre du cercle) 132
Figure 66 : Coupe géoélectrique de la partie sud-ouest du profil L2 132
Figure 67: Coupe géoélectrique du profil L1, issue des inversions 1D de chaque sondage RMT 134
Figure 68 : Résultats du profil L1 pour les différences fréquences en phase et en résistivité apparente pour la RMT et en phase et en quadrature pour la RF-EM et le VLF-gradient 135
Figure 69 : Comparaison des coupes géoélectriques TDEM (a et b obtenues à l'aide de deux logiciels d'inversion) et RMT (c) le long du profil L1 136
Figure 70 : Localisation des profils de mesures FDEM à la proximité du gouffre réactivé ; photo du gouffre 137
Figure 71 : Résultats du VLF-Gradient sur les profils S3, S2 et S1 en phase et en quadrature 138
Figure 72 : Coupes géoélectriques RMT (modèle à deux couches) 139
Figure 73 : Coupes géoélectriques RMT (modèle à trois couches) 140
Figure 74 : Procédure de réactivation d'un gouffre 141
Figure 75 : (a) Plan de localisation du site d'étude, (b) Cartographie spéléologique et sections du conduit ; en rouge le fil d'Ariane des plongeurs (avec le numéro des crochets) 144
Figure 76 : Réponse RMP à l'aplomb d'un conduit karstique (Boucher et al., 2005) 146
Figure 77 : Schéma représentatif du modèle utilisé, pour la modélisation RMP 147
Figure 78 : Influence sur le signal RMP de la forme du conduit et de la surface de la section (Boucher et al., 2005) 147
Figure 79 : Influence de la teneur en eau de la matrice carbonatée sur la détection du conduit karstique (Boucher et al., 2005) 148
Figure 80 : Influence du champ géomagnétique sur la focalisation de la réponse RMP sous la boucle, a) plan de déplacement de la boucle dans une zone avec une cavité remplie d'eau située au centre, b) cartographie du maximum de temps T1 à l'équateur, c) à 60° d'inclinaison magnétique, d) aux pôles magnétiques (Boucher et al., 2005) 149
Figure 81 : Influence de l'orientation du profil RMP par rapport à l'orientation du conduit karstique (Boucher et al., 2006). 150
Figure 82 : Détectabilité d'un conduit horizontal infini (structure 2D) (Boucher et al., 2005) 151
Figure 83 : Disposition des sondages RMP des deux campagnes de mesures ainsi que le positionnement du panneau électrique 152
Figure 84 : (a) Principe du dispositif de l'antenne de mesure liée avec une antenne de compensation et (b) Signal enregistré associé (carrés noirs 1er pulse, cercles rouges 2ème pulse, croix bleus bruit EM) 153

Figure 85 : (a) Localisation des sondages sur le plan du conduit et Coupes (b) d'amplitudes et (c) de temps T_1 mesurées 154
Figure 86 : Inversion 2D de mesures RMP ; (a) : mesures et signaux théoriques le long du profil RMP, (b) : erreur résiduel (RMS) en fonction de la position de la cavité et de sa section, (c) : résultat de l'inversion 2D comparée à la section reconnue par les spéléologues – plongeurs (Boucher et al. 2006) 156
Figure 87 : Résultats du panneau électrique et position du conduit karstique d'après les spéléologues 157
Figure 88 : MNT 3D du site de Poumeyssen 158
Figure 89 : Positionnement du conduit sur la carte topographique du site de Poumeyssen 158
Figure 90 : Carte de potentiel spontané superposée à la topographie 159
Figure 91 : Exemple de comparaison de mesures PS et de la topographie sur le profil du panneau électrique 161
Figure 92 : Schéma représentatif du modèle utilisé 162
Figure 93 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse et coupe de terrain sur un terrain homogène à 5000 Ω.m 163
Figure 94 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse (croix bleue : électrode d'injection) et coupe de terrain (flèche bleue : électrode d'injection), au-dessus d'un conduit conducteur 20 Ω.m dans un encaissant homogène à 5000 Ω.m (a) le toit du conduit à 10 m, (b) à 15 m, (c) à 20 m et (d) à 25 m 164
Figure 95 : Détectabilité d'un conduit d'une section de 36 m^2, pour la technique de la mise-à-la-masse, d'après les résultats de la modélisation 165
Figure 96 : Zone de mesures mise-à-la-masse superposée à la topographie et à la localisation du conduit 166
Figure 97 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse superposée à la topographie 167
Figure 98 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse corrigé en 1/r, superposée à la topographie 168
Figure 99 : Carte de résistivité apparente issue de la mise-à-la-masse, superposée à la topographie 169
Figure 100 : Section de vitesses sismiques avec la position de la section du conduit karstique proposée par les spéléologues 170
Figure 101 : Schéma simplifié correspondant à la genèse du conduit karstique de Poumeyssen 171
Figure 102 : Localisation des mesures TDEM et FDEM et positionnement des deux sources sous-marines 174
Figure 103 : Courbes TDEM sur l'affleurement du calcaire de Tripolis ; a) sondages R5, R6, R7, et R8, b) sondage R9 175
Figure 104 : a) Résultats en quadrature pour la RF-EM et le VLF-gradient sur les profils A1, A2 et A3 et b) Position de l'anomalie observée par la RF-EM 177
Figure 105 : Electrode de mesures PS off-shore 178
Figure 106 : Carte de potentiel spontané mesuré à l'intérieur de la baie ; position de la grande source karstique sous-marine et des deux sources littorales 179
Figure 107 : Détectabilité d'un conduit horizontal infini d'après la modélisation RMP pour deux boucles de mesures de 37.5 et 56 m de côté 180

Liste des Tableaux

Tableau 1 : Mesures du niveau piézométrique dans les puits de la dépression de Loussoi pendant les périodes les plus sèches au cours de deux années consécutives (Koutsi and Stournaras, 2005) 45
Tableau 2 : Méthodes et techniques géophysiques usuelles pour l'hydrogéologie (d'après Vouillamoz, 2003 et Kearey and Brooks, 1984) 69
Tableau 3 : Porosité, perméabilité et résistivité électrique (Chapellier, 2000) 71
Tableau 4 : Résumé de méthodes géophysiques choisies ainsi que les techniques de mesures appliquées à chacun de sites expérimentaux 72
Tableau 5 : Résistivité des eaux et de roche (d'après Astier, 1971) 76
Tableau 6 : Valeurs du temps de décroissance de quelques formations aquifères (Schirov et al., 1991) 107
Tableau 7 : Paramètres du signal RMP sur un système karstique (Vouillamoz et al., 2003a) 145
Tableau 8 : Adéquation de méthodes et techniques géophysiques de surface pour la reconnaissance des différentes parties d'un système karstique ainsi que leur efficacité et rendement.....189

« Applications de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques »

Résumé

Les méthodes d'investigation actuellement proposées concernant la reconnaissance et la protection des aquifères en milieu karstique ne font que rarement appel aux mesures géophysiques. Le but des présents travaux de recherche est de démontrer que la combinaison de diverses méthodes géophysiques (TDEM, FDEM, RMP) permet de tirer du sous-sol l'information nécessaire à caractériser, en partie et à différentes échelles spatiales, la géométrie des réservoirs et la distribution des zones de haute perméabilité dans les milieux karstiques.

Trois sites expérimentaux, caractéristiques de régions karstiques observées autour du bassin Méditerranéen, ont été choisis. Le site de Loussoi (nord-est du Péloponnèse – Grèce), le site de Poumeyssen (Lot - France) et le site de Paralia Agios Andreas (est du Péloponnèse – Grèce). Des techniques géophysiques adaptées au contexte géologique et aux questions hydrogéologiques ont été sélectionnées et utilisées.

Des résultats nouveaux ont été obtenus dans trois domaines : (1) la connaissance géologique des sites étudiés, (2) des développements spécifiques des techniques géophysiques et (3) la définition d'une approche méthodologique d'application des méthodes géophysiques à l'étude des karsts.

Mots clés : karst, dépression, regard noyé, gouffre, conduit karstique, Loussoi, Poumeyssen, Paralia Agiou Andrea, géophysique, TDEM, FDEM, RMP

« Geophysical methods applied to water exploration and protection in karstic environments »

Abstract

The investigation methods currently suggested concerning the recognition and the protection of the karstic aquifers call only seldom upon geophysical measurements. The goal of these research tasks is to show that the combination of various geophysical methods (TDEM, FDEM, RMP) makes it possible to draw from the sub surface, the necessary information to characterize, partly and on various space scales, the geometry of the tanks and the distribution of the zones of high permeability in the karstic mediums.

Three experimental sites, characteristic of karstic areas observed around the Mediterranean basin, were selected: the site of Loussoi (north-eastern of the Peloponnese - Greece), the site of Poumeyssen (Lot - France) and the site of Paralia Andreas Agios (eastern Peloponnese - Greece). Geophysical techniques adapted to the geological context and the hydrogeological questions were selected and used.

New results were obtained in three fields: (1) the geological knowledge of the studied sites, (2) the specific developments of the geophysical techniques and (3) the definition of a methodological approach using geophysics to the study of the karsts.

Key words: karst, depression, sinkhole, karstic conduit, Loussoi, Poumeyssen, Paralia Agiou Andrea, geophysics, TDEM, FDEM, MRS

Synthèse des activités de recherche

i) Introduction générale

Les présents travaux de recherche s'intéressent à l'application des méthodes géophysiques en milieu karstique et ils sont focalisés sur les aspects hydrogéologiques tels que la reconnaissance et la protection de ses ressources en eau. Néanmoins, les résultats de cette thèse pourront être généralisés et appliquer à l'étude du domaine karstique en général et en particulier à la réalisation des grands travaux et la géotechnique.

De nombreux travaux de recherche ont été effectués afin de synthétiser les méthodes d'évaluation de ressources en eau du karst du point de vue hydrodynamique et hydrogéochimique. Ces approches méthodologiques fondées sur l'analyse des chroniques de débits et des écoulements souterrains d'origine karstique ont établi les démarches qu'on doit suivre pour la compréhension du fonctionnement d'un aquifère karstique et l'évaluation de ses ressources en eau. Néanmoins, elles ne fournissent pas assez d'informations pour localiser les zones les plus favorables à l'implantation de forages pour le contrôle et le captage des eaux des aquifères karstiques. De plus, les méthodes de cartographie de la vulnérabilité à la pollution des aquifères karstiques (méthodes EPIK, RISKE,…) supposent une bonne connaissance de la distribution des perméabilités au sein de ces réservoirs et une vue synthétique sur la nature et l'épaisseur de la couverture meuble protectrice ainsi que sur la densité et l'organisation de la fracturation de la roche (Dörfliger *et al.*, 1999, Bakalowicz and Dörfliger, 2005).

ii) Problématique

Définir les ressources en eau, c'est donc analyser les systèmes aquifères, décrire leur structure et leur dynamique, estimer les quantités et la qualité d'eau en jeu (flux et stocks), enfin comprendre leur comportement, apprécier leur sensibilité et connaître les conditions de leur exploitation et de leur conservation.

Pour des raisons économiques, les méthodes d'investigation actuellement proposées concernant la connaissance et la protection des aquifères en milieu karstifié ne font que très rarement appel aux mesures géophysiques, car les hydrogéologues sont persuadés que ces investigations sont longues, coûteuses et semblables à des forages, ne renseignant que très

ponctuellement sur les paramètres recherchés. L'évaluation de l'épaisseur et la nature de la couverture meuble se fait par quelques sondages avec des forages, même si on sait certainement que l'importante hétérogénéité spatiale de celle-ci rendra les conclusions quelque peu incertaines.

Le but des présents travaux de recherche est d'attirer l'attention des praticiens de l'eau, tout autour de la Méditerranée et surtout en ce qui concerne les aquifères karstiques, sur les récents développements des méthodes de prospection géophysique. De démontrer ainsi que la combinaison de diverses méthodes géophysiques permet de tirer du sous-sol l'information nécessaire à caractériser en partie et à différentes échelles spatiales la géométrie des réservoirs et la distribution des zones de haute perméabilité.

Afin de fournir de l'information utile, relative à la stratégie pour la recherche et la protection des aquifères karstiques, les méthodes géophysiques doivent pouvoir prouver leur efficacité dans le profilage des zones hétérogènes hautement perméables que l'on rencontre dans les roches carbonatées. Trois conditions doivent être remplies simultanément : haute résolution horizontale et verticale, grand rendement en terme de superficie explorée et coût peu élevé.

iii) Financements

Les travaux de cette thèse de doctorat, « fruits » d'un chemin peu ordinaire et surtout bien déconseillé aux éventuels chercheurs qui auront envie de réaliser une thèse de doctorat, ont été achevés grâce à plusieurs financements. Premièrement les programmes PLATON des PAI financé par l'EGIDE, et HYKAR et WATERSCAN du ECCO/PNRH financés par l'INSU et le FNS, qui ont intégré et cofinancé, soit entièrement soit en partie, les présents travaux de recherche. Dans un deuxième temps les Fondations LEVENTIS et BARDINOGIANNEIO ont permis grâce à leur aide financière de mener jusqu'à la fin cette thèse de doctorat.

iii.a) PLATON

Les programmes d'actions intégrées (PAI) s'inscrivent dans le cadre de la politique de soutien aux échanges scientifiques et technologiques internationaux du ministère des Affaires Etrangères. Ils sont mis en œuvre avec le soutien du ministère de l'Education Nationale, de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche et sont gérés par l'EGIDE (Centre français pour l'accueil et les échanges internationaux). Une "action intégrée" est un

projet de recherche, établi conjointement par deux équipes de recherche, l'une française, l'autre étrangère, qui bénéficient après évaluation du soutien financier des deux pays.

L'objectif des PAI est de développer les échanges scientifiques et technologiques entre les laboratoires de recherche des deux pays, en favorisant les nouvelles coopérations. Les soutiens alloués sont destinés à financer le "surcoût international" des projets, c'est-à-dire la mobilité entre les deux pays des chercheurs engagés dans les actions intégrées.

Sous la direction du professeur Pierre ANDRIEUX (UPMC – UMR Sisyphe) et du professeur Georgios STOURNARAS (UKA – Laboratoire de Géologie Appliquée), un projet de recherche commun, visant les applications de méthodes géophysiques à des zones karstiques du continent grec, a été établi. Grâce au soutien de l'EGIDE et du Secrétariat Général pour la Recherche et la Technologie en Grèce le programme PAI, de coopération franco-hellénique, PLATON, a financé toutes les missions de terrain qui ont eu lieu en Grèce entre janvier 2002 et décembre 2004 et qui font partie de cette thèse de doctorat.

Les objectifs étaient d'apporter les outils géophysiques nécessaires à des hydrogéologues grecs pour l'étude des aquifères karstiques. Il s'agissait de démontrer notamment l'intérêt des applications de techniques géophysiques, couplées aux approches géologiques et hydrogéologiques, pour pouvoir améliorer la connaissance et la compréhension sur le fonctionnement et la structure des systèmes karstiques. Ces notions sont indispensables pour la recherche et la protection des ressources en eau dans ces milieux géologiques complexes renfermant la quasi-totalité des aquifères grecs.

iii.b) HYKAR et WATERSCAN

Le projet HYKAR (description géopHYsique de KARst par la méthode de résonance magnétique des protons (RMP)), sous la direction de Roger GUERIN (UPMC – UMR Sisyphe), a été soutenu par ECCO/PNRH (Programme Ecosystemes Continentaux / Programme National de Recherche en Hydrologie) début novembre 2003. Ce projet était destiné à développer une méthodologie géophysique « non-destructive » basée sur la RMP et appliquée au contexte karstique pour optimiser l'implantation des forages sur les drains noyés dans une optique de gestion de la ressource en eau, et la protection des secteurs « vulnérables » (circulations rapides entre la surface et l'exutoire et absence de filtration des eaux dans les conduits karstiques). La localisation notamment, dans l'espace et en profondeur, des conduits karstiques noyés, par la mise en évidence de structures, dans lesquelles les caractéristiques RMP (teneur en eau et surtout temps de relaxation) sont particulièrement élevées par rapport à l'encaissant carbonaté non karstifié

A la suite des recommandations faites par le comité scientifique du PNRH un projet fédérateur d'hydrogéophysique WATERSCAN, coordonné par Pascal SAILHAC (EOST Strasbourg), a été soutenu pour 3 ans par l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) du CNRS dans le cadre du Fond National pour la Science (FNS). Ce projet regroupe des équipes de Paris 7, l'IRD – LTHE Grénoble, UPMC – UMR Sisyphe, BRGM, EOST Strasbourg et Pau.

Le projet WATERSCAN (prospection et modélisation hydrogéophysique 4D), toujours en cours, réalise une étude pluridisciplinaire contribuant à développer une méthodologie de caractérisation des circulations hydriques en proche surface et dans le sous-sol tirant profit de mesures géophysiques « non-destructives » de différents types : résonance magnétique des protons (RMP), tomographie de permittivité électrique (GPR et HYMENET), tomographie de résistivité électrique, et potentiels électriques spontané (PS) et provoqué (PP). Cette approche intègre des développements de méthodes d'inversion pour l'interprétation, des expériences de laboratoire et des observations in situ.

Dans le cadre de ces deux projets, tous les travaux de recherche sur le site de Rocamadour présentés dans cette thèse, ont eu lieu.

iii.c) Fondation Leventis et fondation Bardinogianneio

Intéressées par le sujet de recherche de la présente thèse de doctorat, la Fondation chypriote A.G. Leventis et la Fondation crétoise Bardinogianneio Idryma, l'ont cofinancée avec des bourses partielles, depuis 2002 et jusqu'à fin 2005. Ces bourses ont permis de mener à bien la vie d'étudiant à Paris, durant les deux premières années de thèse. Toutefois, le coût élevé de la vie dans la capitale et le manque de financement complet pour effectuer le travail de recherche, a nécessité un supplément de fonds.

iii.d) Musée du vin de Paris

Depuis octobre 2005 et jusqu'à la fin des présents travaux, un contrat CDI (Contrat de Durée Indéterminée) au sein du Musée du vin de Paris, à temps partiel, en tant que responsable de restauration et sommelier, a permis de prolonger mon séjour en France et notamment à Paris. Néanmoins, et malgré les avantages de cette alternative pour le financement de cette thèse de doctorat, un ralentissement très important sur l'achèvement de ce mémoire a été entraîné.

iv) Plan de ce mémoire

Le chapitre I présente le milieu karstique et ses particularités en rappelant son importance en vue de l'exploitation de ses ressources en eau. Le rôle de la géophysique y est également évoqué.

Le chapitre II expose les sites expérimentaux choisis pour la réalisation des présents travaux de recherche et les principales questions hydrogéologiques et géologiques adressées aux géophysiciens.

Le chapitre III introduit aux principes de chaque méthode géophysique choisie pour chacun des sites et justifie ce choix.

Les résultats sont exposés dans le chapitre IV et enfin le chapitre V procure une synthèse des potentialités des méthodes géophysiques utilisées pour la reconnaissance et à la protection de ressources en eau dans le milieu karstique.

CHAPITRE I

Système karstique et ressources en eau

Introduction

Nous allons débuter ce chapitre par une présentation générale du karst et du système karstique (SK), de sa structure et de son fonctionnement, de ses ressources en eau ainsi que des problèmes liés à leur exploitation. Le rôle de la géophysique pour la connaissance de ce milieu hétérogène et anisotrope ainsi que les objectifs de cette thèse de doctorat y seront ensuite présentés.

I.A. Karst et système karstique

Plusieurs définitions ont été proposées pour désigner convenablement le processus qui résulte de l'action dissolvante de l'eau sur certains types de roches. Dans ce mémoire nous allons utiliser la définition proposée par Bakalowicz (1999) : *le karst est l'ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde de carbone ; par extension, l'ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite).*

L'origine du mot karst est allemande et provient de la dénomination géographique d'une région s'étendant de Trieste en Italie, jusqu'au mont Snežnik à l'est en Slovénie ; cette région était souvent étendue à une région située plus au nord, le karst de la Carniole jusqu'à Ljubljana, avec la célèbre grotte de Postojna, Adelsberg (Cvijic, 1960). Le mot « karst » s'est répandu dans l'Europe centrale et occidentale. On désigne sous le nom de « phénomènes karstiques » les formes du relief, les caractères morphologiques et les processus hydrographiques particuliers aux terrains calcaires ou salins sur toute la surface de la Terre. En effet, le paysage du karst résulte des écoulements souterrains particuliers qui se mettent en place progressivement dans les roches carbonatées (calcaires et dolomies) et dans les roches salines (gypse et parfois sel gemme) et constitue également un aquifère puisque l'eau souterraine est totalement impliquée dans sa formation et dans son fonctionnement (Mangin, 1975, Bakalowicz, 1999).

Le système karstique est l'ensemble de formes de surface et souterraines organisées les unes par rapport aux autres pour constituer une unité de drainage. L'eau de pluie infiltrée se charge en gaz carbonique lors de son passage à travers le sol et, sous l'effet d'un gradient hydraulique, circule dans les fractures de la roche. Par la suite, l'eau élargit les fissures par lesquelles elle circule, les transformant progressivement en conduits. Des conduits organisés en réseau se forment et drainent les eaux depuis la surface jusqu'à une

source généralement unique tandis que des zones de stockage connectées au réseau de conduits prennent place dans la zone saturée (Mangin, 1975, Bakalowicz and Dörfliger, 2005). Le résultat final se traduit par une hétérogénéité considérable du milieu avec une organisation des vides déterminée par les écoulements souterrains (Mangin, 1975) (*Figure 1*).

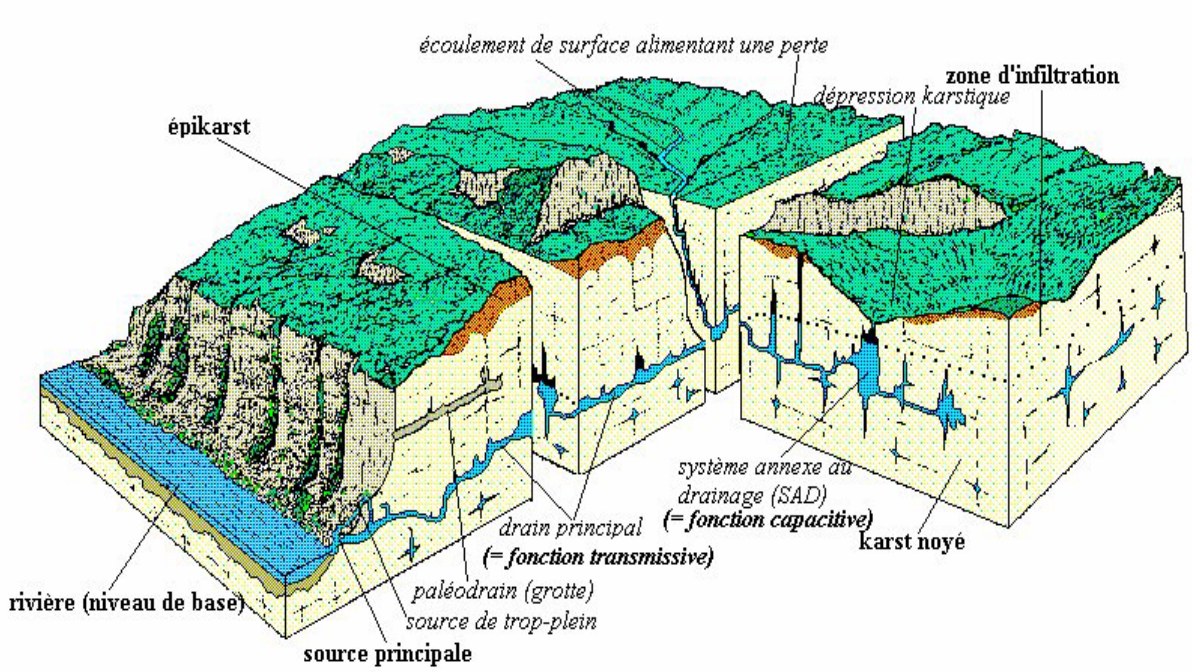


Figure 1 : Représentation du système karstique avec les différents éléments de sa structure (conduits ou drains, lieux de stockage ou « système annexe au drainage », épikarst, formes de surface), et les différentes modalités d'écoulement associées (Mangin, 1975).

I.A.1. Karstification et types de karst

La karstification est conditionnée par deux facteurs :

1. *le potentiel de la karstification*, qui est lié à :
    a) l'existence d'un ***solvant*** : $H_20 + CO_2$ pour les karsts classiques. La dissolution de la roche est fonction de la solubilité des minéraux qui la composent (les constantes de dissociation des minéraux définissent leur capacité à être dissous). Pour que cette dissolution ait lieu, il faut l'intervention du CO_2 :
        i. *Hydratation et formation de l'acide carbonique :*

$$CO_{2(gaz)} \rightarrow CO_{2(aq)}$$

$$CO_{2(aq)} + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3$$

ii. *Dissociation de l'acide carbonique :*

$$H_2CO_3 \leftrightarrow H^+ + HCO_3^-$$

iii. *Dissociation de l'ion hydrogéno-carbonate :*

$$HCO_3^- \leftrightarrow H^+ + CO_3^{2-}$$

iv. *Dissociation de la calcite :*

$$CaCO_3 \leftrightarrow Ca^{2+} + CO_3^{2-}$$

et de la dolomie :

$$CaMg(CO_3)_2 \rightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_3^{2-}$$

La nature de ce solvant est liée aux conditions climatiques directement par l'intensité des précipitations et indirectement par le développement de la végétation qui produit le CO_2.

b) l'existence d'un ***gradient hydraulique*** entre la zone de recharge et le niveau de base. Ce gradient est le moteur de la dissolution car il permet l'évacuation des matières dissoutes ainsi que le renouvellement de l'eau. Il est contrôlé soit par les mouvements tectoniques verticaux soit par variations eustatiques.

2. *l'état initial du massif* carbonaté (fracturation, porosité, lithologie).

La formation d'un réseau karstique, si les conditions évoquées sont présentes, peut être très rapide à l'échelle des temps géologiques, soit 10 000 à 20 000 ans (Bakalowicz, 1979).
Selon le processus de genèse (karstogenèse), on peut distinguer différents types de karst (Bakalowicz, 1996, Plagnes, 1997) :

- Les karsts *classiques* qui ont pour origine des écoulements gravitaires et du CO_2 d'origine pédologique.
- Les karsts *profonds ou hydrothermaux* qui sont d'origine hydrothermale. Les moteurs de la karstification sont le dégagement de CO_2 d'origine profonde et les gradients thermiques élevés.
- Les karsts *sulfuriques* qui ont pour origine des écoulements gravitaires ou sont liés à des gradients de température, et la présence d'acide sulfurique (H_2S).
- Les karsts *littoraux* qui sont formés par l'interaction eau douce – eau salée sur la roche carbonatée. Les écoulements sont produits en partie par gradient de densité avec la possibilité de dissoudre grâce au mélange. Ils ne doivent pas être confondus avec les sources karstiques d'eau douce sous-marines (cf. *infra II.C.*).

I.A.2. Morphologie karstique

Une grande diversité morphologique et hydrographique est constatée dans les différentes régions karstiques (*Figure 2*). Certaines formes karstiques très développées dans une région manquent complètement dans une autre. La composition chimique de la roche et le climat, sa couverture sédimentaire, la tectonique de la région, la présence et l'épaisseur de couches imperméables intercalées, sont des facteurs qui peuvent déterminer des différences morphologiques considérables entre les régions karstiques.

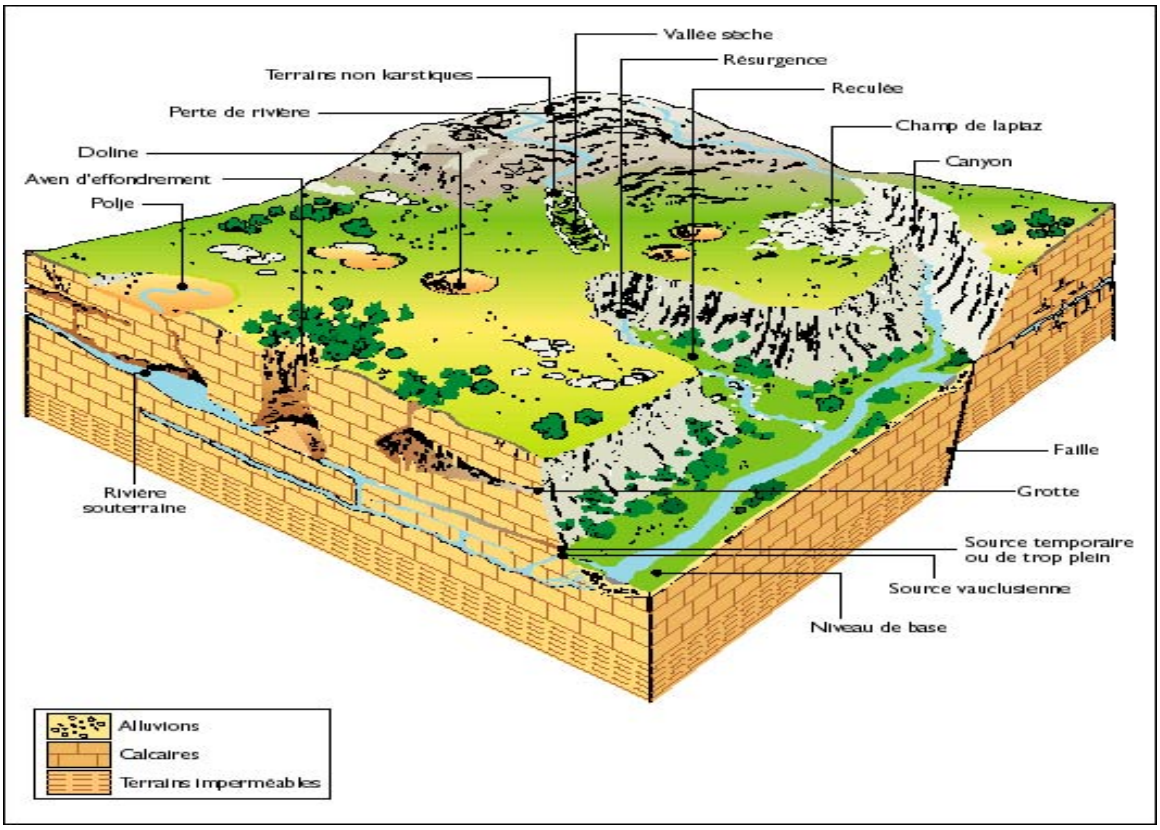


Figure 2 : Bloc diagramme représentant un paysage karstique synthétique (Bakalowicz, 1999)

I.A.3. Structure et fonctionnement

La grande majorité des karsts étudiés correspond aux karsts dits classiques. Ces aquifères présentent différentes configurations selon la nature de l'impluvium et la position du drain principal par rapport à l'exutoire (Marsaud, 1996) (*figure 3*).

En fonction de la nature de l'impluvium, on distingue :

- Les karts *unaires* pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques.
- Les karsts *binaires* qui possèdent dans leurs bassins d'alimentation des terrains non karstiques et imperméables.

En fonction de la position du drain principal, on distingue :

- Les karsts *jurassiens* où le réseau de drainage s'organise à proximité du niveau de l'exutoire.
- Les karsts *vauclusiens* où la karstification se développe en profondeur sous le niveau de base.

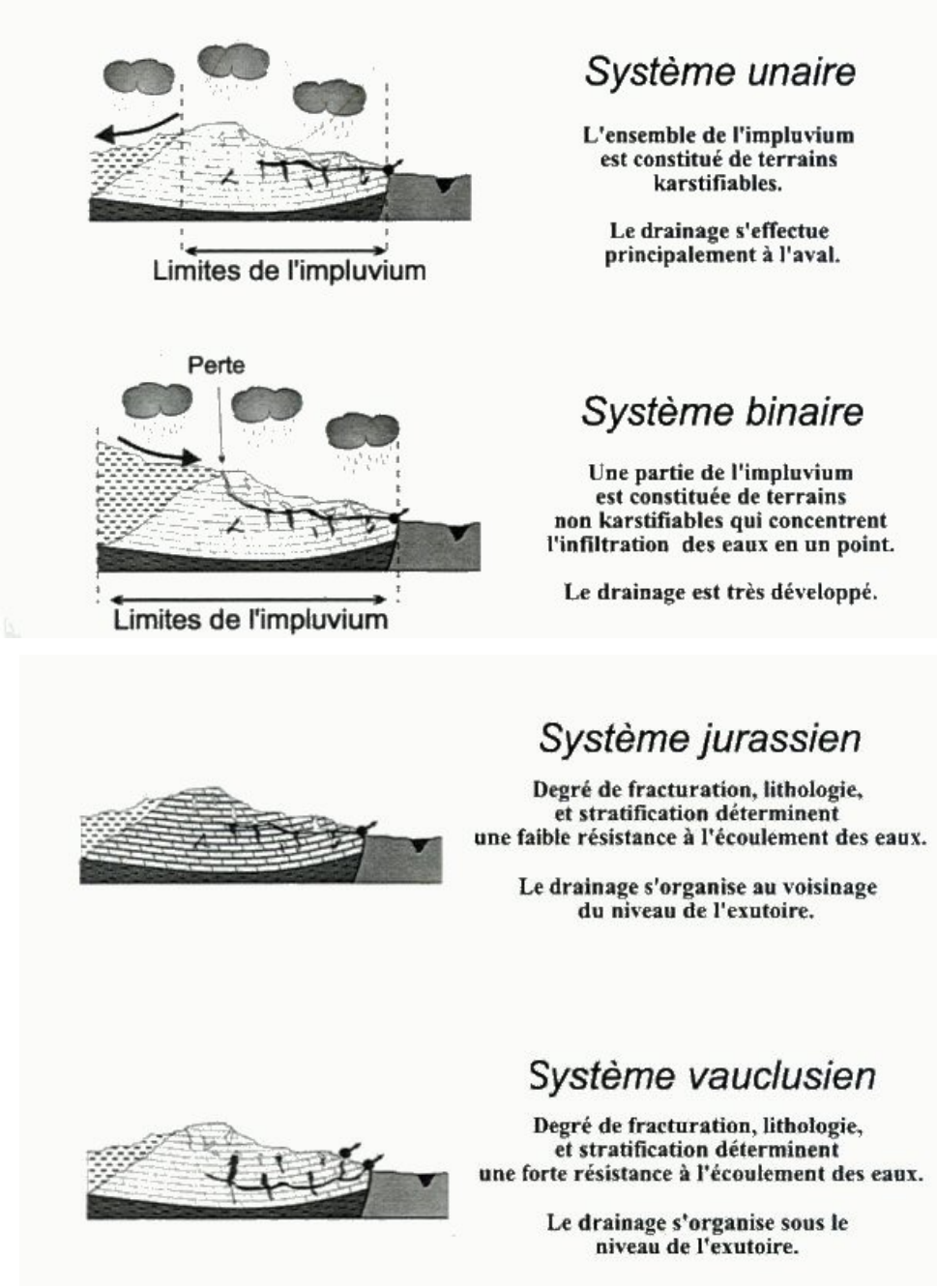


Figure 3 : Les différentes configurations des karsts, selon la nature d'impluvium et la position du drain principal par rapport à l'exutoire (Marsaud, 1996)

L'aquifère karstique proprement dit, comporte trois zones principales : l'épikarst, la zone d'infiltration (zone non saturée) et la zone noyée (zone saturée) (Mangin, 1975, Bakalowicz, 1979).

Dans la partie la plus proche de la surface, les eaux de l'infiltration peuvent être momentanément retenues en formant un petit réservoir temporaire perché : l'épikarst. Cette partie est caractérisée par un fort degré de fracturation et d'altération, lui conférant une porosité de 5 à 15 %, alors que la porosité de la partie, plus profonde, est limitée de 1 à 3 % (Plagnes, 1997). Cette zone saturée temporaire et discontinue, constitue l'aquifère épikarstique, elle assure l'interface entre le karst sous-jacent et les phénomènes externes et une alimentation permanente de l'infiltration lente vers la zone noyée (Bakalowicz, 1995) (*figure 4*). Les eaux y sont soumises à l'évapotranspiration.

Zone d'infiltration (zone non saturée)

La zone d'infiltration représente la partie non saturée de l'aquifère karstique. L'écoulement des eaux vers la zone saturée est assuré par : 1) les microfissures des blocs (infiltration lente), 2) des fractures plus ou moins ouvertes (infiltration rapide) et 3) des conduits verticaux (infiltration rapide) (*figure 4*).

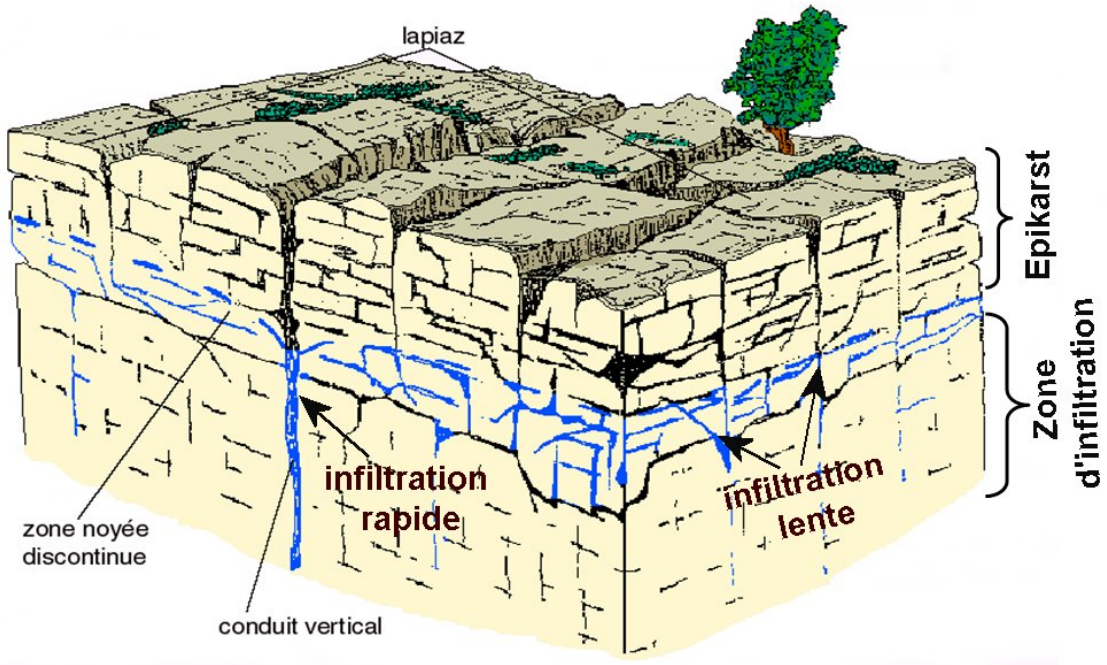


Figure 4 : Schéma représentatif de la zone épikarstique (Mangin, 1975)

Zone noyée (zone saturée)

C'est la partie la plus importante de l'aquifère karstique du point de vue de son exploitation. Sans être nécessairement présente dans tout l'ensemble du système karstique, elle se développe principalement à son aval. Le karst noyé est constitué des drains ou axes de drainage et des systèmes annexes au drainage (Mangin, 1975, Bakalowicz, 1995) (*figure 5*).

Les drains ou axes de drainage sont constitués d'un ensemble de conduits autour duquel s'organise la zone noyée. Ils peuvent se développer dans la partie supérieure de la zone noyée ou en profondeur, en assurant la fonction transmissive du système, les écoulements y étant très rapides (>100 m/h).

Les systèmes annexes au drainage (SAD) sont des vides de grande taille, situés de part et d'autre des drains auxquels ils sont connectés hydrauliquement. Ils assurent la fonction capacitive (stockage) de l'aquifère. Les écoulements y sont très lents et les temps de séjours longs.

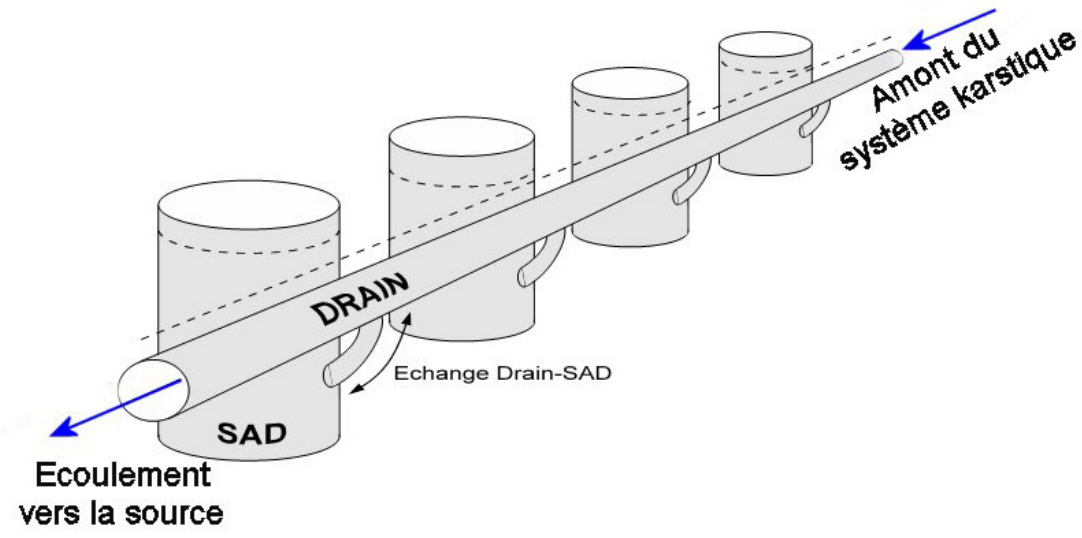


Figure 5 : Modèle conceptuel du karst noyé (Marsaud 1996)

I.A.4. Extension du karst

I.A.4.a. Le karst dans le monde

A l'échelle mondiale, la superficie des formations carbonatées susceptibles à la karstification est de 40 millions de km^2, soit environ 10 % des surfaces émergées. Les principales régions karstiques dans le monde sont :

- L'Europe et le bassin méditerranéen avec 3 millions de km^2 (cf. *infra I.A.4.b.*) où nous allons concentrer l'ensemble de notre étude.
- L'Asie du sud-ouest avec plus de 2 millions de km^2 et l'extrême Orient avec 1,2 millions de km^2.
- L'Amérique du nord représentée par les Etats-Unis avec 1,4 millions de km^2.
- L'Amérique centrale et le golfe du Mexique avec une superficie de 0,5 million de km^2.

I.A.4.b. Le karst dans le bassin Méditerranéen

Les roches carbonatées sont très présentes dans le bassin méditerranéen et affleurent selon les pays sur 30 à 70 % de la surface (*figure 6*) (Bakalowicz and Dörfliger, 2005). De plus, ces régions ont été soumises à des mouvements tectoniques (phase Pyrénéenne) et des variations du niveau de la mer très importantes (variations au cours du Quaternaire, crise de salinité au Messinien). Donc les conditions sont réunies pour que les aquifères karstiques de la région méditerranéenne renferment une partie importante des ressources en eau.

Ils peuvent ainsi offrir des ressources de l'ordre de quelques dizaines de m^3/s à plusieurs centaines de l/s. Toutes ces quantités d'eau peuvent satisfaire les agglomérations du pourtour méditerranéen qui souffrent, surtout lors de la période estivale, d'une importante pénurie d'eau. Bien que les formations karstiques constituent la principale formation aquifère de ces pays, le cas d'exploitation par gestion active, méthode d'exploitation durable qui veille à respecter les conditions de reconstitution des réserves, restent des exceptions (Bakalowicz *et al.,* 2003). Il est donc primordial de bien connaître ces systèmes pour pouvoir protéger et exploiter leurs ressources en eau.

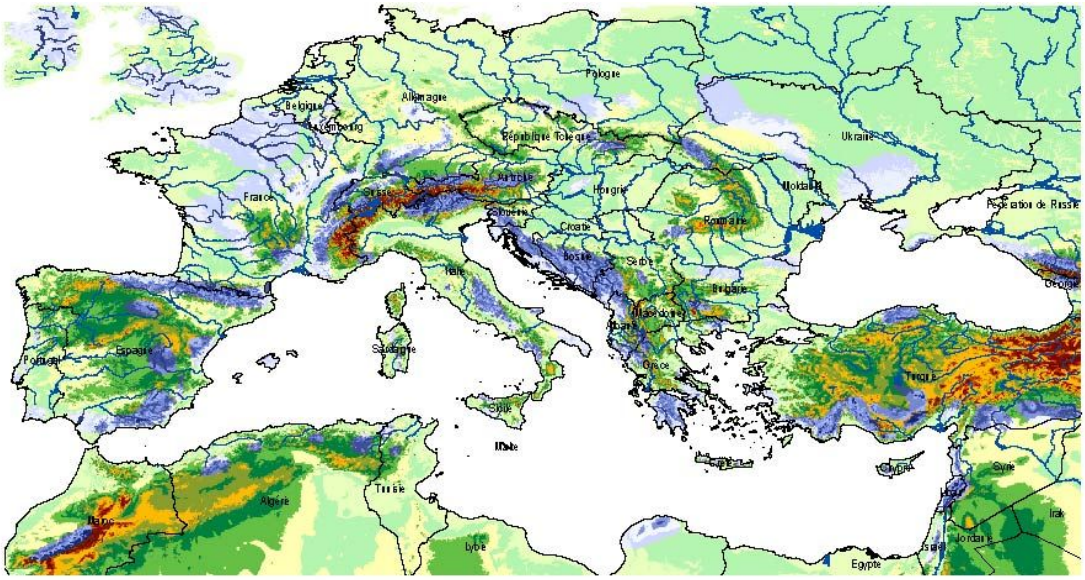


Figure 6 : Carte des affleurements des ensembles karstiques (en bleu) autour de la Méditerranée (Bakalowicz and Dörfliger 2005)

I.A.5. Ressources – exploitation – méthodologie d'étude

Alors que les nappes alluviales et les aquifères profonds commencent à présenter des indices de surexploitation et/ou de contamination, et dans un contexte de besoin en eau toujours croissant, les sollicitations des réserves en eau des aquifères karstiques, encore peu faibles, deviennent de plus en plus importantes. Néanmoins, il s'agit du milieu qui pose le plus de problèmes en hydrogéologie car ces aquifères présentent de fortes potentialités mais le manque de connaissances hydrogéologiques et géologiques limite leur exploitation.

La principale difficulté réside dans l'évaluation des ressources disponibles. Celles-ci dépendent de la géométrie du système (disposition des vides, présence d'une zone noyée, localisation des réserves) et de son organisation. Par conséquent, une gestion durable de ses ressources ne peut pas être envisagée, compte tenu également des fortes variations de stocks entre les périodes de crue et d'étiage. De plus, à la difficulté de connaître dans le détail la structure de ces aquifères s'y ajoute le problème de la localisation des zones les plus favorables pour l'implantation de forages ou d'ouvrages de captage d'eau.

Une stratégie d'étude des aquifères karstiques à partir des méthodes hydrodynamiques a été proposée par Mangin (1975) et Marsaud (1996) et une autre par la géochimie des eaux par Bakalowicz (1979) et Plagnes (1997). Celles–ci, ont été réunies

pour élaborer une méthodologie spécifique pour l'exploitation des eaux des karsts (Bakalowicz and Dörfliger, 2005), qui repose sur l'analyse, la surveillance et l'exploitation de l'aquifère à l'intérieur ou à proximité de la source principale. Cette démarche est organisée en quatre étapes (Marsaud, 1996) :

- Les deux premières étapes concernent l'évaluation et la caractérisation des systèmes karstiques. Le caractère karstique est établi sur la base de critères de fonctionnement en s'appuyant sur des données hydrodynamiques, le traçage naturel ainsi que sur les approches couplées hydrologie-hydrochimie (Pinault *et al.*, 2001).
- Les deux autres phases sont la démonstration par des essais conduisant à choisir le meilleur dispositif de captage pour mesurer les impacts et définir le schéma d'exploitation et de gestion, et la cartographie de la vulnérabilité du système à l'aide d'une approche multicritère (Dörfliger, 1996, Pételet - Giraud *et al.*, 2000, Action Cost 620, 2004). La carte de la vulnérabilité constitue un outil pour la gestion de l'aménagement du territoire et pour la délimitation de périmètres de protection des captages.

Lors des 2ème et 3ème étapes de cette démarche pour la connaissance hydrogéologique des systèmes karstiques, la géophysique peut jouer un rôle majeur. Les méthodes de la géophysique appliquée qui ne modifient en rien le milieu (non invasives), où les mesures peuvent être bien échantillonnées, présentent un intérêt potentiel intéressant, à condition que l'on soit capable de les exploiter en terme d'hydrogéologie (Guérin, 2004).

I.B. Géophysique sur le karst

Les méthodes de prospection géophysique ont pour objectif de caractériser les variations de certains paramètres physiques des terrains du sous-sol, afin d'obtenir des informations géologiques sur leur nature et leurs propriétés. Ces méthodes constituent un des outils les plus utilisés pour définir les ressources en eau dans des milieux poreux et fissurés. Tandis que plusieurs études ont montré l'intérêt des applications de la géophysique à des structures karstiques, ces méthodes ne sont toujours pas systématiquement utilisées aux études hydrogéologiques.

Quelle est la démarche que la géophysique doit suivre pour l'exploration de ce milieu hétérogène et anisotrope ?

Tout d'abord, cela consiste à développer et tester des outils de modélisation qui pourraient donner la réponse de techniques géophysiques avant leurs applications à des cas

réels. Cette partie reste très limitée car le manque de connaissances sur la structure et le fonctionnement du karst, à l'échelle des mesures géophysiques, entraine des erreurs importantes. Il faut y ajouter les difficultés liées à la complexité du milieu. La modélisation ne peut étudier que des cas simples qui représentent rarement la réalité géologique.

Ensuite la démarche consiste à appliquer diverses techniques à des zones connues, en essayant de déterminer celles qui apporteront le maximum de compléments afin de décrire des zones du système karstique (épikarst, zone d'infiltration, zone noyée et drains karstiques). Il s'agir d'établir ainsi une approche méthodologique qui à la suite sera testée sur des zones non explorées, pour pouvoir vérifier ses performances et sa mise en œuvre.

Sans exposer en détails tous les travaux géophysiques réalisés sur le milieu karstifié, cette partie du mémoire fera référence, avec un ordre chronologique, aux principales études qui ont été réalisées jusqu'à présent.

Kaspar and Pecen (1975) ont développé une sonde électromagnétique de forage adapté pour détecter un karst proche du forage. Militzer *et al.* (1979) ont modélisé la réponse théorique de formes karstiques par méthodes électriques et à la suite, Douglas (1986) et Noel and Xu (1992) utilisant le panneau électrique ont pu détecter des anomalies électriques qui correspondaient à des cavités karstiques. Vogelsang (1987) a cartographié des fractures karstiques et des zones de failles, qui favorisent la circulation d'eau par méthodes électromagnétiques (Slingram et VLF). Ogilvy *et al.* (1991) ont modélisé et ensuite détecté une cavité remplie d'air par électromagnétisme VLF. Guérin and Benderitter (1995) par prospection électromagnétique VLR-résistivité ont pu cartographier des anomalies liées à un conduit karstique. Doolittle and Colins (1998) et McMechan *et al.* (1998) ont utilisé le radar pour mettre en évidence des zones fracturées et karstifiées. Kaufmann et Quinif (1999) ont cartographié des zones d'effondrement liées à un paléokarst réactivé en utilisant le trainé et le panneau électrique. Gautam *et al.* (2000) ont cartographié des formes karstiques en couplant le panneau électrique et la technique gamma-ray. Bosch and Müller (2001, 2005) ont démontré l'intérêt de l'utilisation des techniques VLF-LF pour la détection des fractures et des failles peu profondes dans les réseaux karstiques. Sumanovac and Weisser (2001) ont combiné des mesures électriques et sismiques pour localiser des zones fracturées. Beres *et al.* (2001) et Al-Fares *et al.* (2002) ont illustré l'application du radar pour l'exploration des zones karstifiées peu profondes. Szalai *et al.* (2002) ont proposé l'emploi d'un dispositif électrique en configuration « null array » pour mettre en évidence les directions superficielles préférentielles des réseaux karstiques. McGranth *et al.* (2002) ont utilisé la microgravimétrie et le panneau électrique pour la détection de cavités d'une taille importante et peu profondes. Zhou *et al.* (2002) ont

démontré l'efficacité d'un dispositif de mesures électriques en configuration « effective array » pour la cartographie de zones de vulnérabilité à l'effondrement dans les formations karstiques. Van Shoor (2002) a délimité des zones de gouffres formées dans les dolomies en utilisant le panneau électrique. Vouillamoz *et al.* (2003) ont pu localiser la zone noyée d'un aquifère karstique en employant la méthode RMP et le panneau électrique. Deceuster *et al.* (2006) ont appliquée le panneau électrique dans des forages pour mettre en évidence des zones d'effondrement liées à un paléokarst. Debeglia *et al.* (2006) ont combiné la microgravimétrie et l'analyse des ondes de surface pour caractériser des cavités karstiques peu profondes.

Il faut certainement mentionner les résultats de la thèse d'Al-Fares (2002) pour la caractérisation de la zone d'infiltration et notamment de l'épikarst. Ces travaux ont démontré une démarche méthodologique pour l'étude de la partie superficielle du karst sans recouvrement conducteur en surface qui consiste à i) une prospection de détail de la surface par une prospection électromagnétique Slingram, ii) une prospection radar et iii) des sondages RMP.

Toutes ces études ont démontré que l'application de certaines méthodes à des cas spécifiques, peut donner des informations du sous-sol très intéressantes pour les géologues et/ou les hydrogéologues. Malgré leurs résultats, l'utilisation de la prospection géophysique reste restreinte. En effet, le point commun de la plupart de ces travaux reste l'application de méthodes géophysiques sur des zones karstiques largement connues et bien explorées. Tout cela ne suffit pas, à juste titre, à convaincre les hydrogéologues sur l'utilité de la géophysique.

I.C. Objectifs de la thèse

Etant conscient de l'application très restreinte de la géophysique dans un milieu hétérogène et anisotrope tel que le karst, les objectifs fixés pour ces présents travaux de recherche sont :

- De confirmer et de démontrer l'intérêt et l'importance des informations géologiques et hydrogéologiques extraites de la géophysique pour la connaissance de la structure des formations fracturées et karstifiées. En particulier :
    - A l'amont d'un système karstique, d'obtenir l'information nécessaire à comprendre sa structure et son évolution et à

caractériser sur de grandes étendues et à l'échelle locale la distribution des zones de haute vulnérabilité à la pollution.

- A l'aval et auprès des exutoires karstiques, d'adapter des techniques géophysiques qui apporteront le maximum d'informaions afin de localiser les zones les plus favorables à l'implantation de forages ou d'ouvrages de captages d'eau.

- D'établir une approche méthodologique, constituée de la combinaison de diverses techniques géophysiques, pour la recherche, la reconnaissance et la protection des aquifères dans différents contextes karstiques.

CHAPITRE II

Sites expérimentaux :

Présentation de chaque site – objectifs de la géophysique

Introduction

Dans ce chapitre nous allons présenter les trois sites expérimentaux : celui de Limnes Kastrion (site de Loussoi) en Grèce, de Rocamadour (site de Poumeyssen) en France et de Paralio Astros (site de Paralia Agiou Andrea) en Grèce. Nous allons exposer leurs caractéristiques géologiques et hydrogéologiques, la spécificité de leur système karstique, et expliquer les objectifs de la géophysique pour chacun d'eux.

II.A. Limnes Kastrion (site de Loussoi[1])

II.A.1. Localisation

La région d'étude est une vaste dépression, de 7 km de long et de 5 km de large, qui se situe dans le Péloponnèse, au département d'Achaïa, à l'ouest des montagnes Aroania (Chelmos) (*figures 7 et 8*). Les coordonnées géographiques sont : longitude 22°05'E jusqu'à 22°09'E, latitude 37°56'N jusqu'à 38°00'N. La dépression se trouve à une distance de 18 km au sud de la ville de Kalavryta, à une altitude moyenne de 980 m, et elle contient les villages de Loussoi, Kato Loussoi, Loussiko, Sigounion et Lefka (*figures 8 et 9*).

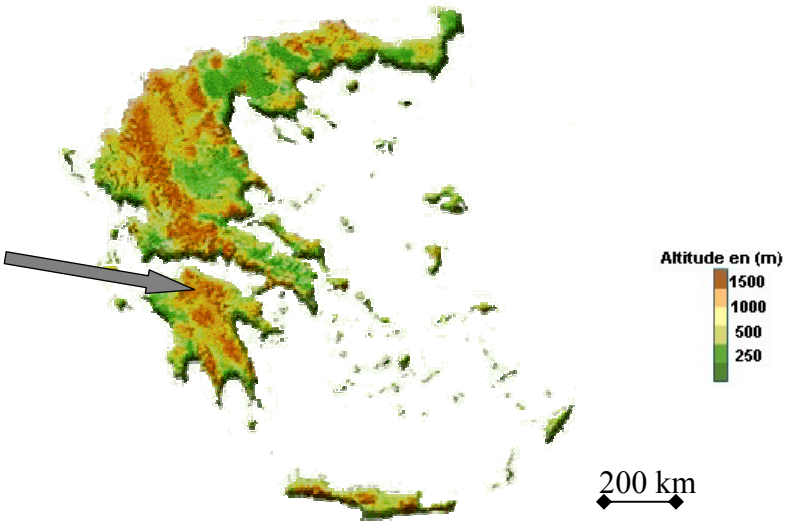


Figure 7 : Localisation géographique de la zone d'étude de Loussoi

[1] Dans ce présent mémoire, tous les noms des sites grecs seront écrits en caractères latins, suivant la phonétique de la langue grecque ; ex. Loussoi se prononce Loussi en français.

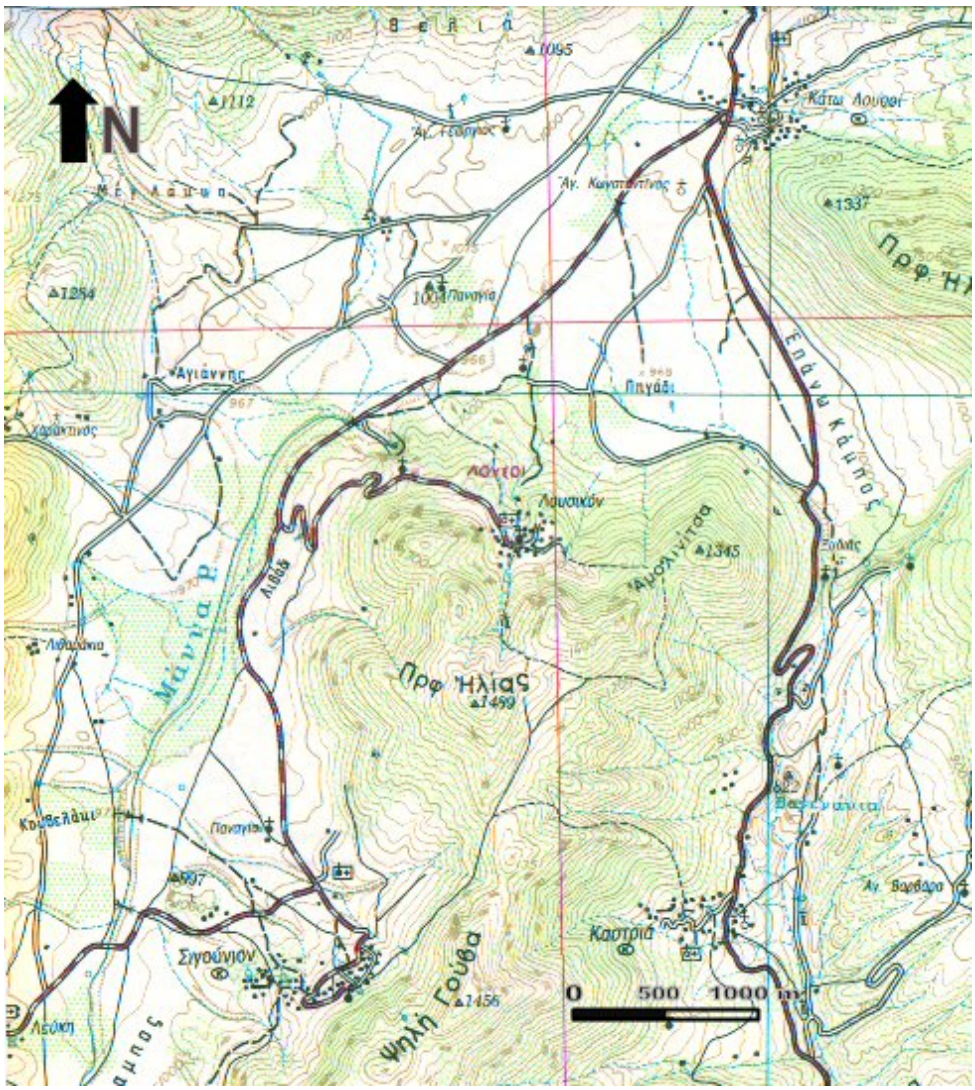


Figure 8 : Site de Loussoi

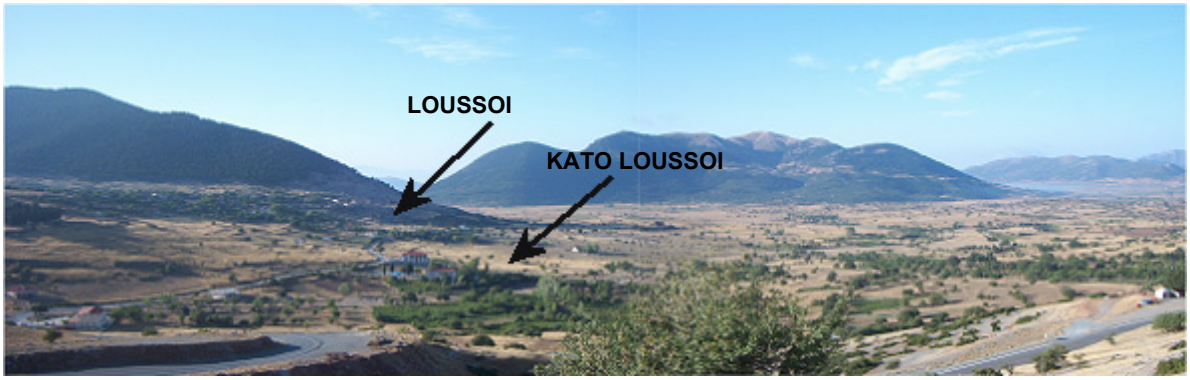


Figure 9 : Vue panoramique, vers le sud, de la dépression de Loussoi

II.A.2. Contexte géologique

II.A.2.a. Géologie régionale

La géologie de la Grèce fait partie du prolongement des Dinarides vers le sud (ligne tectonique de Scoutari (Albanie) – Pek (Serbie)). Elle est divisée en neuf zones géotectoniques, appelées les Hellénides (Aubouin *et al.*, 1963) :

Hellénides internes

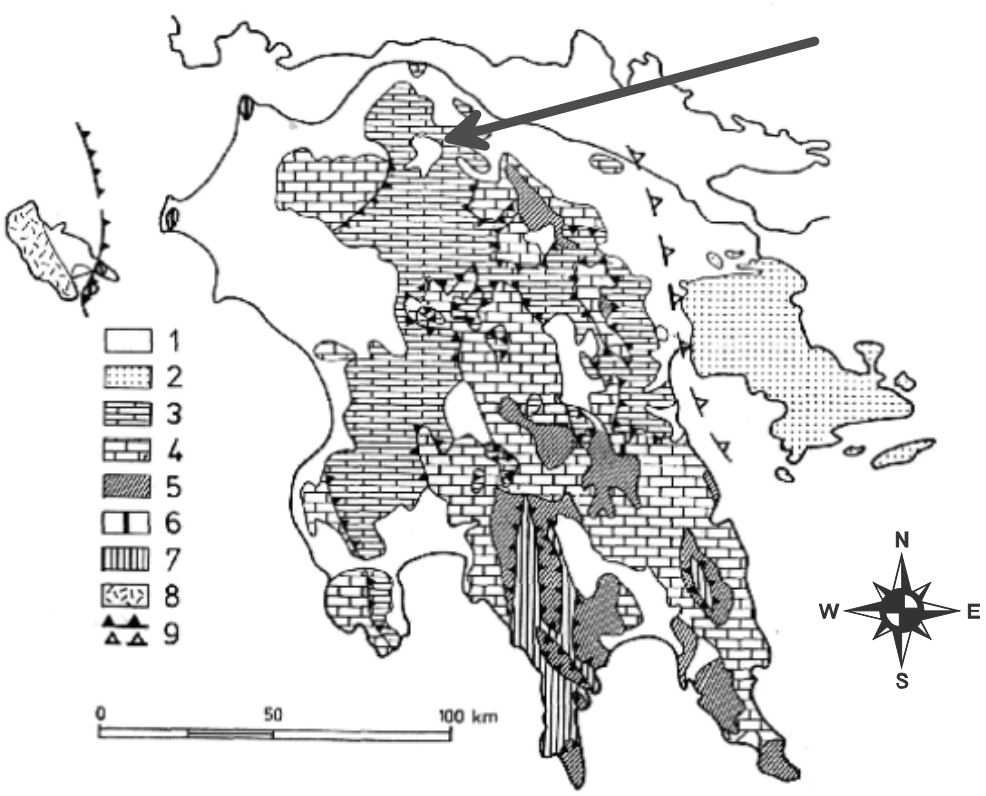
- Zone de Rhodopis
- Axios Zone qui est divisée en sous zones de Paeonis et Almopia
- Zone Pélagonienne
- Zone sous Pélagonienne

Hellénides externes

- Zone de Parnassos–Ghiona
- Zone d'Olonos-Pindos
- Zone de Tripolis
- Zone Ionienne
- Zone de Paxos

Les formations géologiques qui sont présentes dans le Péloponnèse appartiennent aux zones de Parnassos, Olonos-Pindos, Tripolis et Ionienne et son substratum est constitué par le complexe phyllites-quartzites (*figure 10*) (Dounas and Morfis, 1986). Ce complexe métamorphique puissant de plusieurs kilomètres affleure dans la vallée de Krathis (formation de Zaroukla) (Zelilidis, 2000).

Dans la région d'étude, seulement les formations des zones de Tripolis et d'Olonos-Pindos sont présentes.



1: Neogène-Quaternaire, 2: unités d'Argolis,
3: zone d'Olonos-Pindos, 4: calcaires de la zone de Tripolis,
5: couches de Tyros et le complexe métamorphique des phyllites-quartzites,
6: zone Ionienne, 7: séries calcaires autochtones, 8: série Pre-Apulian,
9: plan du chevauchement, certain/incertain

Figure 10 : Localisation du site de Loussoi sur la carte tectonique du Péloponnèse (Dounas and Morfis, 1986)

II.A.2.b. Géologie locale

Le site de Loussoi appartient au massif montagneux du Chelmos. Il s'agit d'une large dépression qui occupe une vallée morte (endoréique). Il constitue un bon exemple de l'holokarst (cf. *supra I.A.3.a.*) car toutes les formes karstiques y sont présentes et se situent aux amonts d'un système karstique bien développé et de taille importante. Le caractère essentiel de cette dépression est d'être un bassin fermé, avec deux gouffres principaux connus et une grotte de grande dimension : la grotte de Limnes Kastrion (*figure 11*).

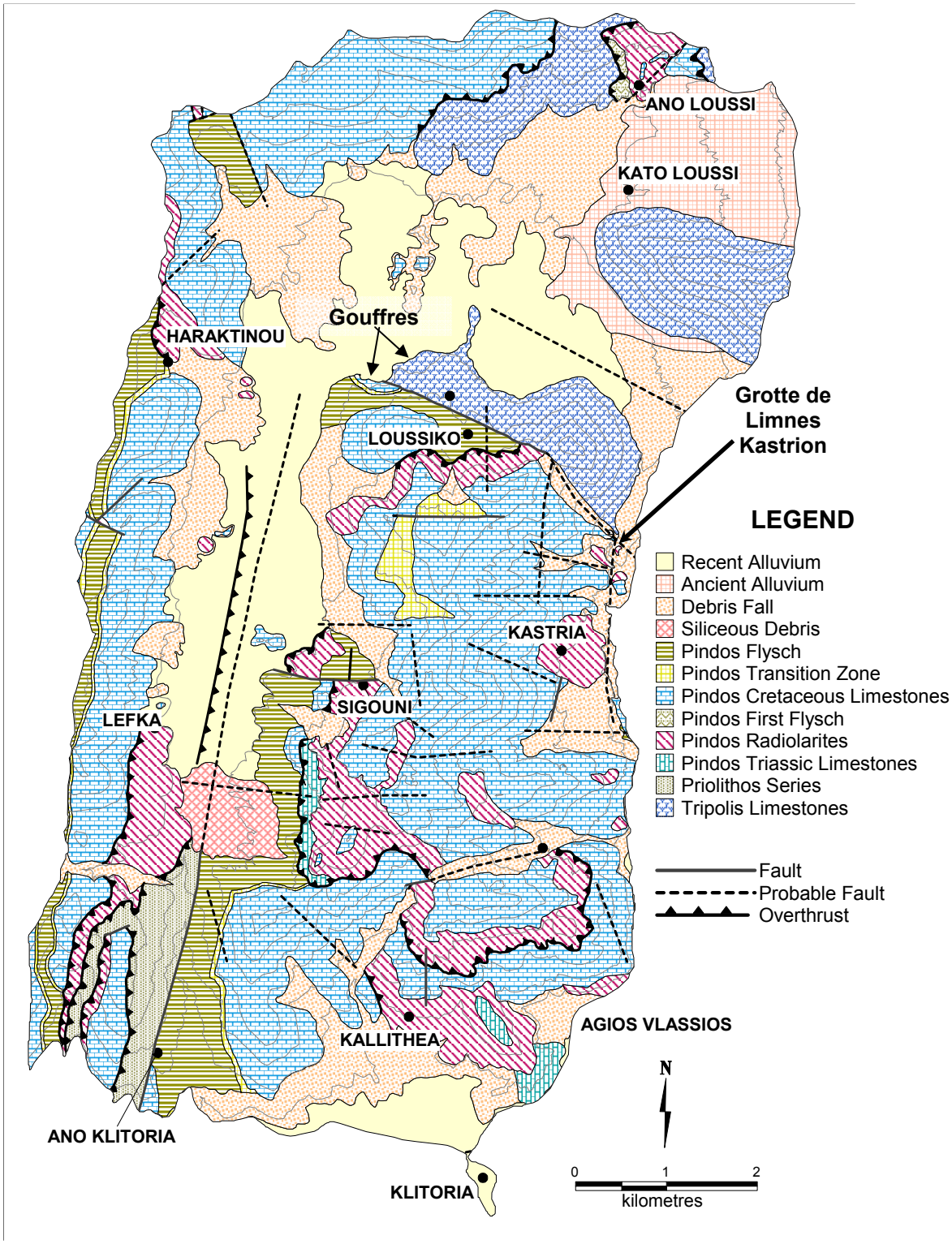


Figure 11 : Carte géologique de la zone d'étude (Koutsi and Stournaras, 2005)

Le substratum ante-quaternaire est constitué de bas en haut par :

a) ***La série de Tripolis*** :

Avec une épaisseur qui varie de 800 à 1500 m environ selon l'érosion tectonique de sa base et de son sommet, cette série de calcaires massifs et de dolomies grises non métamorphiques s'est accumulée du Trias à l'Eocène (*figure 12*). Le sommet de la série de

Tripolis a été aplani par le charriage de la série d'Olonos-Pindos. Les calcaires et les dolomies du Crétacé (Pc-Em.k, K_9-d[2]) affleurent sur la zone d'étude. Ces formations carbonatées présentent une karstification très développée et ont à ce titre un intérêt hydrogéologique majeur.

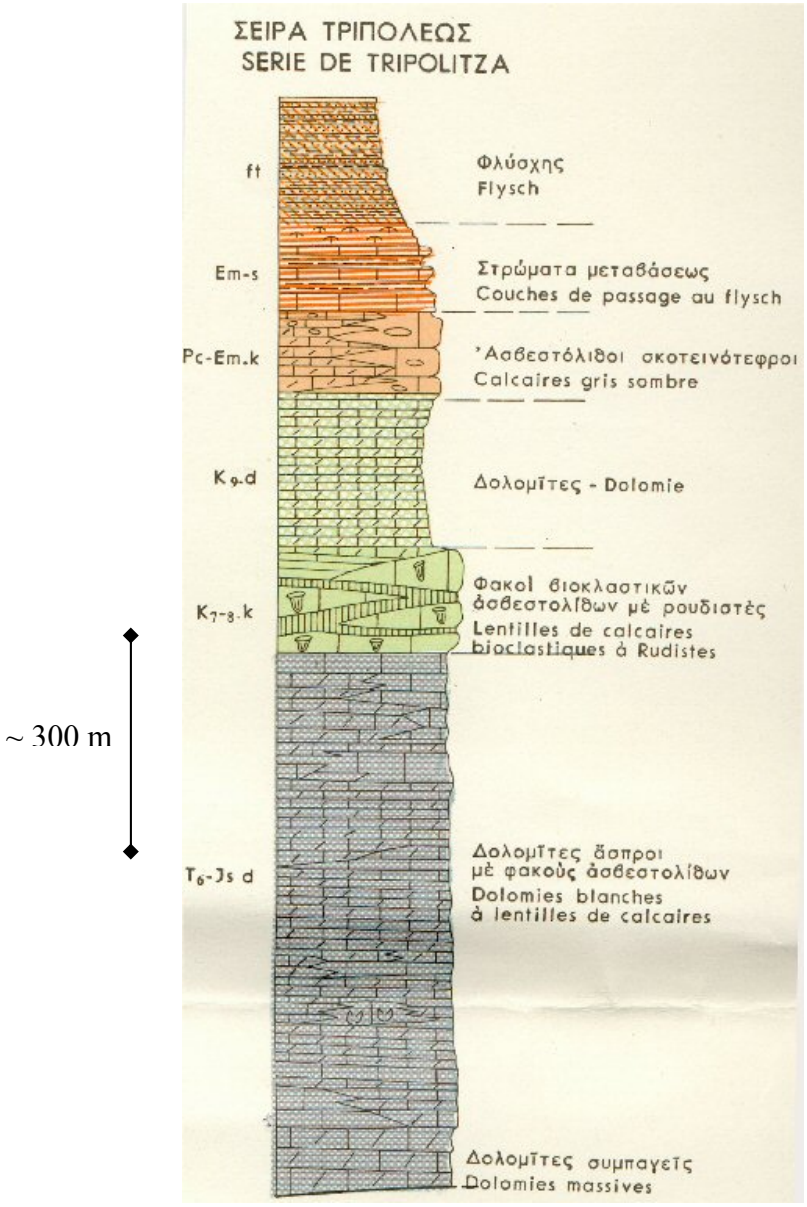


Figure 12 : Stratigraphie de la zone géotectonique Tripolis (IGME, 1978)

b) ***La série d'Olonos-Pindos*** :

Quatre formations géologiques de la série stratigraphique (*figure 13*) sont représentées :

[2] Référence qui correspond à la carte géologique de l'IGME (Institut Géologique et Minier de la Grèce) (*cf. figure 12*).

i. Le flysch (fo), d'âge d'Eocène, avec une prédominance de grès. Il est constitué d'altérnances de grès, de schistes et de marnes.

ii. Les formations de transition (K_9-P_C), du flysch vers les calcaires, présentent une épaisseur de l'ordre de 5 à 10 m.

iii. Les calcaires (K_{8-9}.k et K_9-P_C), sous la forme de bancs de faible épaisseur, sont d'âge Crétacé supérieur. Il s'agit des fines couches de calcaire pélagique, avec des intercalations de très fines couches siliceuses, fortement tectonisées. Ces formations carbonatées présentent un intérêt hydrogéologique, grâce à leur contact avec les radiolarites

iv. Les radiolarites (J-Kl), au dessous des calcaires, sont caractérisées par des intercalations de pélites.

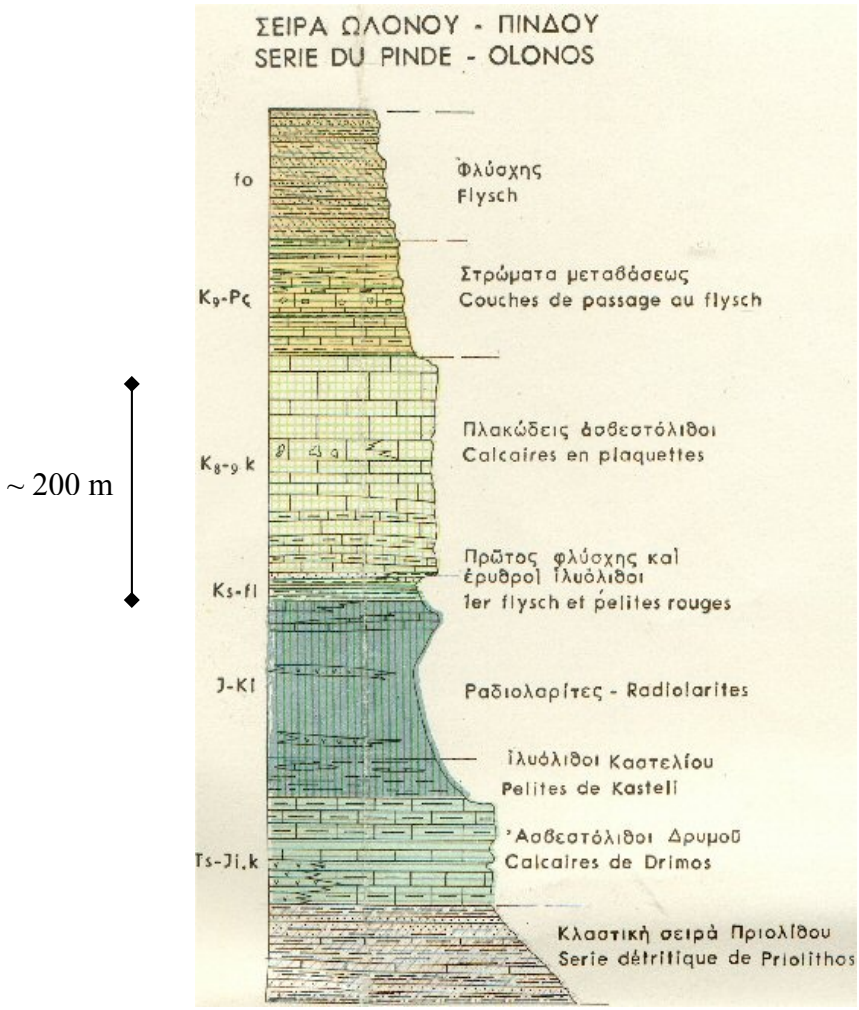


Figure 13 : Stratigraphie de la zone géotectonique Olonos-Pindos (IGME, 1978)

Le ***Quaternaire*** affleure sous la forme d'éboulis, de brèches et d'alluvions provenant de l'érosion de formations mésozoïques. Toutes les brèches calcaires que l'on peut observer dans toute la région sont très cimentées et karstifiées et minent les calcaires

gris de Tripolis. Leur forte cimentation indique un climat humide et chaud comme celui qui a formé le tablier de brèches du Xirokambos, qui se seraient formées durant le premier refroidissement majeur du Quaternaire (Dufaure, 1977). Sur le côté est du site, les brèches sont recouvertes par de longues nappes d'éboulis caillouteux et de cônes de déjections (Flotté, 2003).

La tectonique qui domine dans cette région est celle de l'orogenèse alpine. Le stade tectonique, le plus ancien, est celui, des chevauchements et des charriages, de l'Eocène. Toute la zone d'Olonos-Pindos est chevauchante sur la zone de Tripolis. La direction générale des failles est NO-SE. La tectonique la plus récente est représentée par le jeu de la faille de détachement (E-O) du Péloponnèse du nord (Flotté, 2003).

II.A.3. Climat

A cause de la grande altitude et de l'existence de grands massifs montagneux d'altitude élevée à proximité, le climat de la région peut être considéré comme un climat continental. La pluviosité et l'enneigement sur les points les plus hauts, sont intenses. Pendant l'hiver le climat est très humide avec une humidité relative de 65 % à 85 % et sec l'été avec une humidité relative de 45 % à 50 % (source EMY).

D'après les observations pluviométriques de la station de Kalavryta (source EMY), la moyenne annuelle pluviométrique de la période 1965-1994 (seule période disponible) est de 892 mm (*figure 14*). Le mois le plus pluvieux est le mois de janvier, avec une moyenne mensuelle pour la même période (1965-1994) égale à 160 mm. Le mois le moins pluvieux est juillet avec une moyenne mensuelle de 11 mm. Les vents de direction nord sont les plus fréquents dans la région.

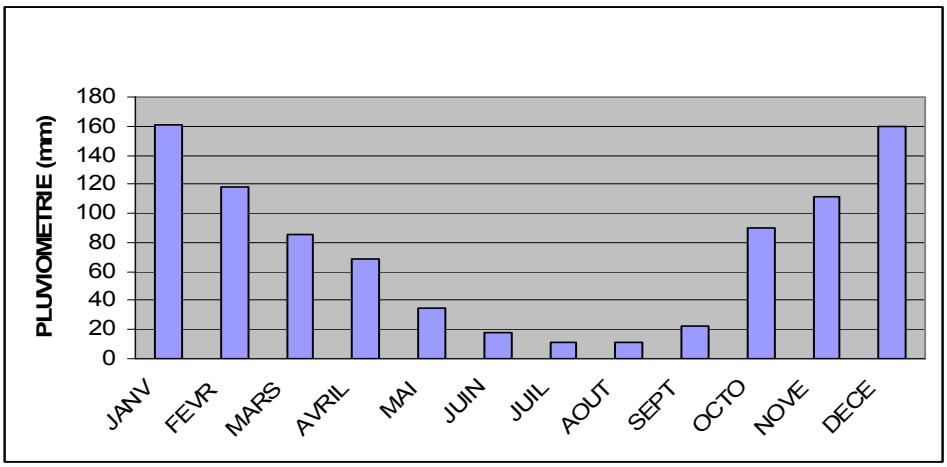


Figure 14 : Moyennes mensuelles de la pluviométrie pour les années 1965-1994 de la station de Kalavryta

II.A.4. Hydrogéologie – système karstique

Les formations calcaires sont les aquifères essentiels. L'infiltration et la circulation souterraine, en ce qui concerne les calcaires de Tripolis, se fait essentiellement par les formes karstiques, tandis que les calcaires d'Olonos-Pindos présentent une porosité secondaire assurée essentiellement des discontinuités stratigraphiques (stratification) ou tectoniques (diaclases) (Stournaras *et al.*, 1992).

Les différences entre les deux types de calcaires concernent surtout l'épaisseur des bancs. Les calcaires d'Olonos-Pindos présentent des bancs d'épaisseur relativement faible (<30 m) par rapport à l'épaisseur des calcaires de Tripolis. Leur perméabilité est contrôlée par la stratification et les diaclases, et l'intercalation de radiolarites et de flysch favorise l'émergence des eaux souterraines autour de la dépression.

Par contre, la continuité des calcaires de Tripolis en profondeur et leur karstification intense (l'eau s'infiltre par un réseau de karstification bien développé à des grandes profondeurs vers des altitudes plus faibles, en relation avec le niveau de base actuel qui est la mer Egée), ne permettent pas l'émergence de sources karstiques dans la zone de Tripolis. D'après les traçages réalisés sur les poljés au centre du Péloponnèse (Gospodaric and Leibungut, 1986) les eaux aboutissent aux sources karstiques du littoral est.

Dans la dépression, les alluvions ont des épaisseurs très variables (de 5 à 100 m) et une grande hétérogénéité de composition (fluviales, lacustres et cônes de déjection). Elles constituent un aquifère secondaire qui a été exploité par plusieurs puits artisanaux (à une profondeur maximale de 13-15 m). Deux grands gouffres au sud de la dépression et au pied du calcaire de Tripolis drainent les eaux superficielles qui ruissellent dans la vallée (*figure 15*). Seule une partie des eaux de la dépression est acheminée vers les gouffres car une autre partie s'infiltre vers l'aquifère karstique plus profond en différents points dans la vallée, d'où l'intérêt de créer une carte de vulnérabilité de l'aquifère karstique (projet de thèse de Regina KOUTSI, cf. *infra II.A.5.*).

Dans les années '90 une dizaine de forages a été implanté (profondeur moyenne 100 m) en bordure de la dépression (*figure 16*), afin d'exploiter l'aquifère karstique plus profond. Une minorité de ces forages ont pu être exploités, les autres présentent un débit faible ou sont négatifs. De plus, la plupart de ces forages est mal décrit géologiquement due à l'absence de géologues pendant la foration. Ce fait restreint encore plus les informations pour les formations du sous-sol de la dépression de Loussoi.

Figure 15 : Gouffre au pied du calcaire de Tripolis aménagé par les paysans afin d'éviter qu'il se bouche lors des inondations

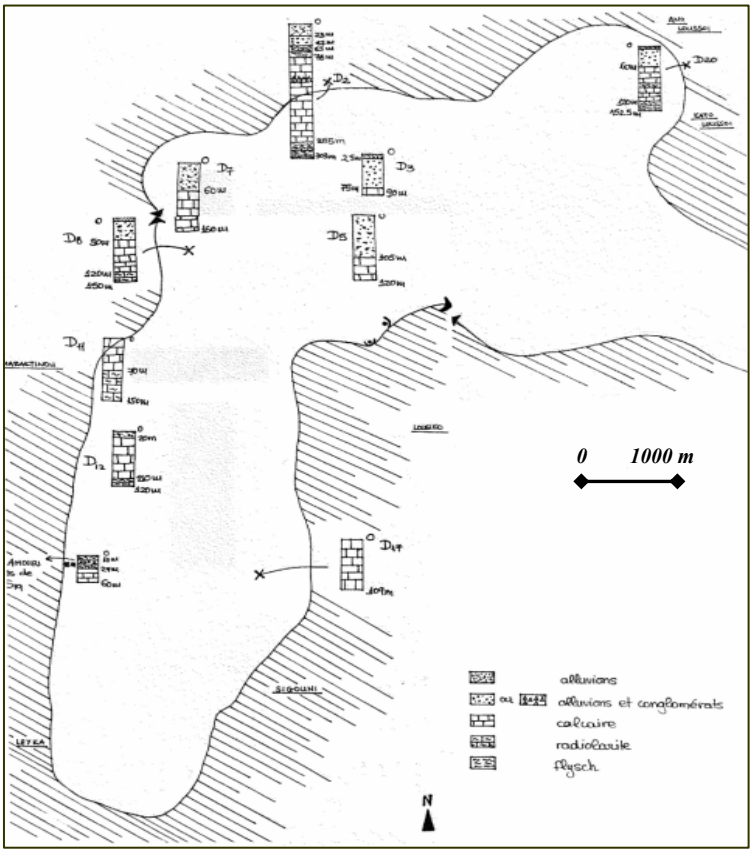


Figure 16 : Schéma représentatif de la forme de la dépression, contenant la localisation et le log des forages réalisés

II.A.5. Suivi hydrogéologique (Université d'Athènes)

Le site de la dépression de Loussoi a déjà été choisi par l'Université d'Athènes dans le cadre du programme COST (action 621) de la Commission Européenne (protection des aquifères karstiques souterrains), pour appliquer de nouvelles méthodes de cartographie de la vulnérabilité de l'aquifère karstique à la vulnérabilité intrinsèque.

Une étude hydrogéologique complète du site, est donc réalisée à l'Université d'Athènes, dans le cadre de la thèse de Regina KOUTSI, sous la direction du professeur Georgios STOURNARAS. Un suivi hydrogéologique de longue durée est effectué (mesures mensuelles du débit de chaque source et suivi chimique mensuel de l'eau de plusieurs résurgences). En parallèle, à chaque période de l'année, le niveau piézométrique de chaque puits (*tableau 1*), présent dans la dépression, a été mesuré

					juil-02	août-03	
	SYMBOLES	NOM DE PUIT	ALTITUDE (m) NGF	NIVEAU dans les puits (m)	NIVEAU PIEZOMETRIQUE (m) NGF	NIVEAU dans les puits (m)	NIVEAU PIEZOMETRIQUE (m) NGF
1	W_1	Πιλαλίστρες 2	988,20	0,50	**987,70**	0,62	987,58
2	W_2	Πιλαλίστρες	988,00	0,55	**987,45**	0,80	987,20
3	W_3	Πηγάδι 4	-				
4	W_4	Πηγάδι 5	-				
5	W_5	Πηγάδι 3	-				
6	W_6	Πηγάδι 2	982,00	1,30	**980,70**	1,21	980,79
7	W_7	Πηγάδι 1	986,00	0,55	**985,45**	0,60	985,40
8	W_8	Πηγάδι (Μύλος)	-			3,23	
9	W_9	Αγία Βαρβάρα	1015,00	1,00	**1014,00**	0,90	1014,10
10	W_{10}	Πηγάδι ΔΕΣΗ	964,00	3,00	**961,00**	2,80	961,20
11	W_{11}	$\Pi_{\Gamma\text{IANNEZOS}}$	983,00	1,00	**982,00**	0,65	982,35
12	W_{12}	ΠΗΓΑΔΙ Λιθαράκι	988,00	4,00	**984,00**	3,84	984,16
13	W_{13}	1	980,00	3,55	**976,45**	1,72	978,28
14	W_{14}	3	975,20		**975,20**		
15	W_{15}	2	976,20	1,00	**975,20**	0,78	975,42
16	W_{16}	5	984,00	1,80	**982,20**	0,83	983,17
17	W_{17}	4	989,00	5,00	**984,00**	1,27	987,73
18	W_{18}	ΠΑΠΑΣΤΑΜΑΤΟΠΟΥΛΟΣ	965,10		**965,10**		
19	W_{19}	Π_{M3}	969,00	3,10	**965,90**	2,90	966,10
20	W_{20}	Π_{M2}	984,00	0,50	**983,50**	bouché	
21	W_{21}	Π_{M1}	989,00	0,88	**988,12**	0,90	988,10
22	W_{22}	Γ	970,30	0,80	**969,50**	1,90	968,40
23	W_{23}	Β	969,30	1,60	**967,70**	1,55	967,75
24	W_{24}	Α	968,10	1,90	**966,20**	1,60	966,50
25	W_{25}	Ε	967,90	1,10	**966,80**	0,90	967,00
26	W_{26}	Δ	967,50	0,70	**966,80**	0,58	966,92
27	W_{27}	Πηγάδι ΜΠΕΗ	1062,00		**1062,00**		
28	W_{28}	9	966,70	1,90	**964,80**	1,47	965,23
29	W_{29}	8	966,00	1,00	**965,00**	0,82	965,18
30	W_{30}	1α	975,50	1,70	**973,80**	1,54	973,96

Tableau 1 : Mesures du niveau piézométrique dans les puits de la dépression de Loussoi pendant les périodes les plus sèches au cours de deux années consécutives (Koutsi and Stournaras, 2005)

Des injections de traceurs fluorescents (uranine et rhodamine) dans les gouffres ont été réalisées afin de déterminer les exutoires des eaux absorbées et de caractériser le cheminement des eaux souterraines dans le réseau karstique (Koutsi and Stournaras, 2005).

Les résultats ont montré que les eaux infiltrées dans un des deux gouffres ressortent à une source située à 6,5 km de la dépression vers le sud-est (sources de Planitero), à -250 m par rapport à l'altitude du gouffre. La vitesse d'écoulement souterrain calculée est de l'ordre de 0,191 km/h ou 4,6 km/jour. Les traceurs injectés dans la deuxième source n'ont pas pu être détectés. Les résultats du traçage démontrent la présence d'un système karstique bien développé et très étendu.

II.A.6. Rôle de la géophysique

La complexité structurale du site, l'absence d'études géologiques et tectoniques détaillées, l'absence de forages profonds qui atteignent le substratum calcaire dans la dépression et le manque de description géologique précise, de la coupe des quelques forages, sont des éléments qui rendent l'étude hydrogéologique encore plus compliquée et par conséquent le rôle de la géophysique plus restreint. En effet, la géophysique a besoin d'informations primaires, afin d'avancer avec précision sur l'interprétation des données acquises sur le terrain. Sans elles, les résultats obtenus risquent de ne pas correspondre à la réalité géologique.

Le site de Loussoi appartenant aux amonts d'un système karstique bien développé et de taille importante, se prête pour démontrer l'importance des informations géophysiques pour une meilleure connaissance et compréhension de la structure et de l'évolution aux amonts d'un système karstique mal exploré. Ainsi nous avons fixé comme objectifs à la prospection géophysique, avec une combinaisons de différentes techniques, de : i) positionner le toit du calcaire de Tripolis sous les sédiments, ii) délimiter, si possible, le contact des différents calcaires (calcaire de Tripolis et calcaire de Olonos-Pindos), iii) définir les épaisseurs des sédiments et éventuellement distinguer les différentes formations sédimentaires et iv) positionner tous les endroits sensibles (du type gouffre) couverts par les sédiments qui pourraient faciliter la circulation des eaux entre les sédiments et l'aquifère karstique, les gouffres et l'aquifère karstique et les arrivées d'eau dans la grotte de Limnes Kastrion.

II.B. Rocamadour (site de Poumeyssen)

II.B.1. Localisation

Le site karstique de Poumeyssen se situe sur le Causse de Gramat, dans le département du Lot (sud-ouest de la France) et à une distance de 4 km au sud-ouest de la cité médiévale de Rocamadour (*figures 17, 18 et 19*). Les coordonnées géographiques sont : longitude 1°34'E jusqu'à 1°35'E, latitude 44°47'N jusqu'à 44°48'N. Il s'agit d'une résurgence qui fait partie du système karstique de l'Ouysse.

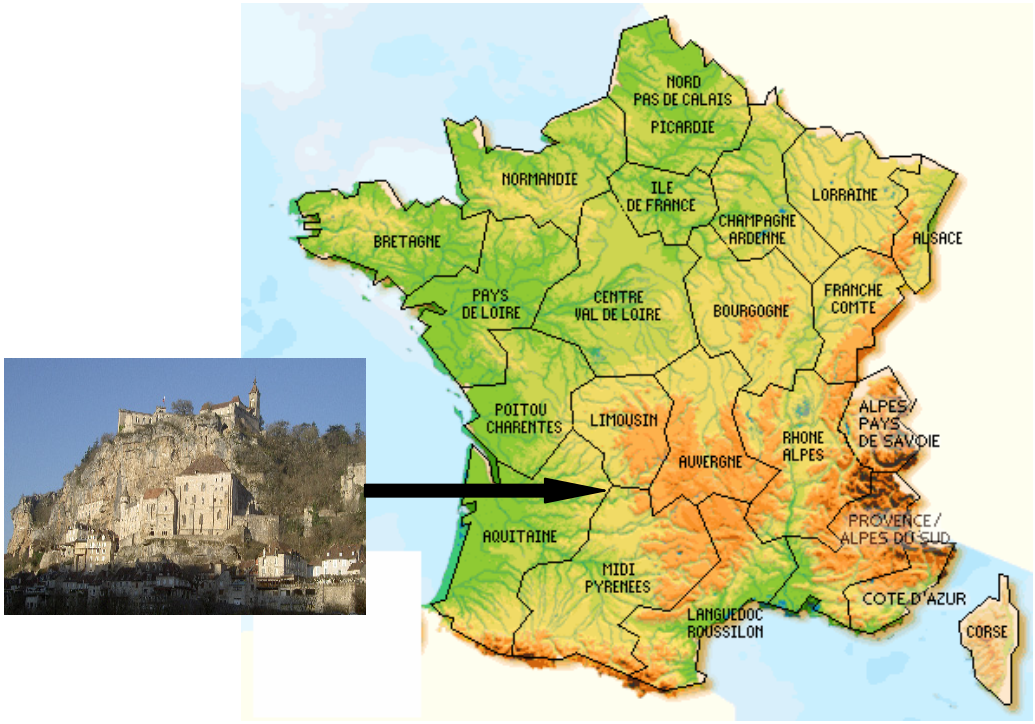


Figure 17 : Localisation géographique de la région d'étude ; photo de la cité médiévale de Rocamadour

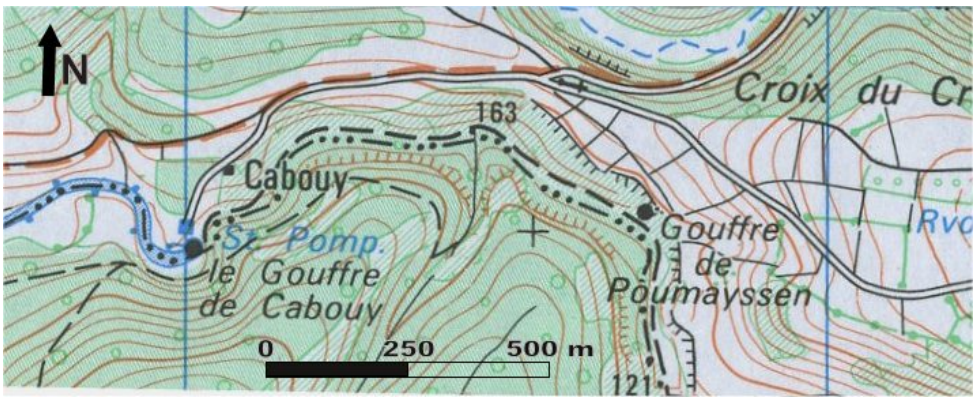


Figure 18 : Site de Poumeyssen

Figure 19 : Vue panoramique, vers le nord, du site de Poumeyssen

II.B.2. Contexte géologique

II.B.2.a. Géologie régionale

Les Causses de France sont des vastes plateaux calcaires du Jurassique, qui s'étendent sur la bordure méridionale du Massif Central. Ils se distinguent en deux groupes : les Grands Causses et les Causses du Quercy. Ils sont séparés par un rélief de leur substratum de socle autour de Viviers et d'Antin.

Les Causses sont constitués de plateaux calcaires séparés par des vallées profondes en forme de canyon ou de gorge (Clozier, 1940). Les différences morphologiques qui existent entre les divers blocs calcaires du type de transition proviennent de la composition chimique du calcaire, de l'altitude des plateaux et de la phase d'évolution dans laquelle se trouvent les phénomènes karstiques. Leur surface est plus ou moins aplanie par l'érosion fluviale antérieure à la karstification. Il existe ordinairement un contraste entre les formes de l'intérieur et celles de la surface. Les premières, les grottes et les avens sont très développées et en général plus âgées ; elles ont commencé à se former au début de la karstification, au moment où l'érosion normale est remplacée par l'érosion karstique (Coustou, 1977).

Les Grands Causses s'étendent sur 4500 km^2, à une altitude moyenne de 700 à 1000 m, et ils sont coupés par quatre rivières allogènes dont les bassins de réception se trouvent à l'est dans la zone de schistes cristallins et de granit du Massif Central : le Lot, le Tarn, la Jonte et la Dourbie. Ils forment ainsi de profonds canyons qui isolent quatre unités principales. Du nord vers le sud on distingue : le Causse de Sauveterre entre le Lot et le Tarn, le Causse Méjean entre le Tarn et la Jonte, le Causse Noir entre la Jonte et la Dourbie et au sud de la Dourbie le Causse du Larzac qui se prolonge jusqu'aux gorges de l'Aveyron.

Les Causses du Quercy forment un ensemble de plateaux calcaires, qui s'étende sur environ 8000 km^2, traversé par les vallées de la Dordogne, du Lot et de l'Aveyron. Du

nord au sud on distingue : le Causse de Martel au nord de la Dordogne, le Causse de Gramat entre la Dordogne et le Lot et le Causse de Limogne entre le Lot et l'Aveyron. Les Causses du Quercy ont une altitude moyenne d'à peu près 350 m.

II.B.2.b. Géologie locale

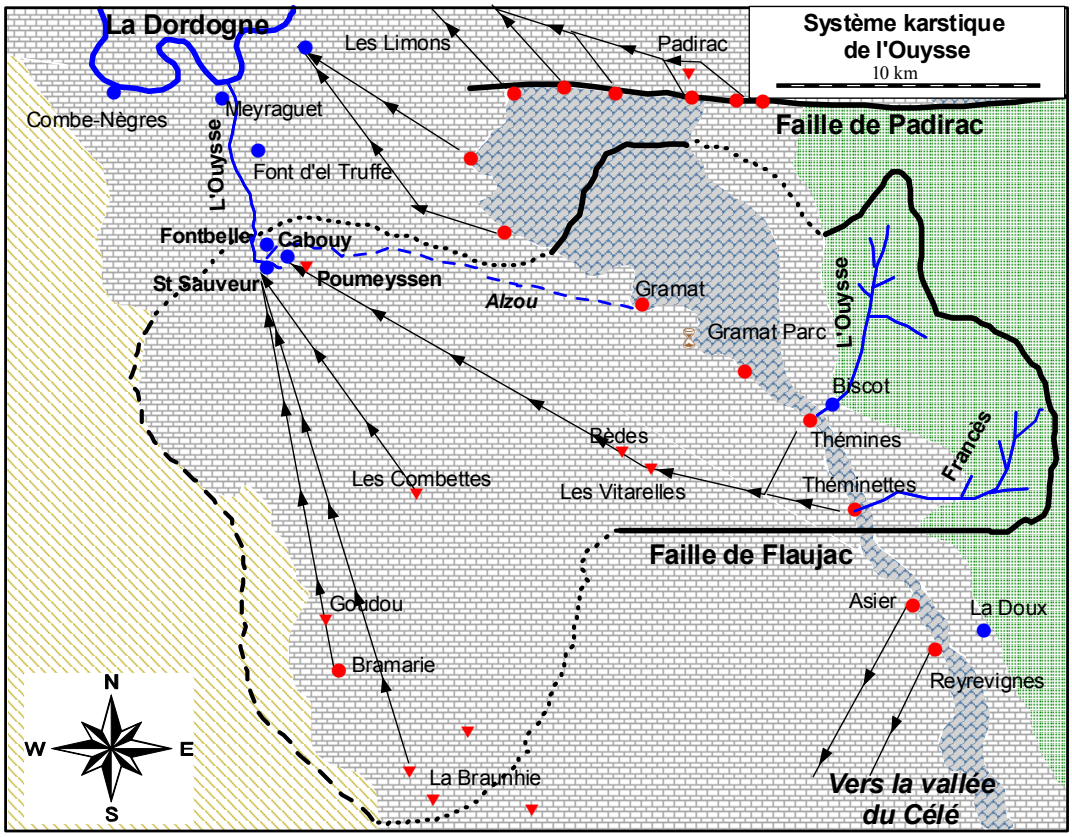
Le Causse de Gramat est constitué de calcaires du Jurassique moyen et supérieur, reposant sur des marnes du Lias, sus-jacentes à des calcaires du Lias inférieur (*figures 18, 19*). Toutes ces formations reposent elles-mêmes sur les terrains gréseux imperméables de l'Hettangien inférieur et du Trias, et cristallophylliens du Ségala, bordure occidentale du Massif central (Astruc *et al.*, 1994).

Le contact entre les formations secondaires et le socle, toujours discordant, se fait généralement par des failles normales, de direction armoricaine (Clozier, 1940). Vers l'ouest, les calcaires du Causse de Gramat sont recouverts par les formations marno-calcaires du Kimméridgien. La zone d'étude (Poumeyssen) est une résurgence qui fait partie du système karstique de l'Ouysse sur le causse de Gramat.

II.B.3. Hydrogéologie – système karstique de l'Ouysse

Différentes études ont porté sur le système karstique de l'Ouysse en sorte que certains aspects de sa structure et de son fonctionnement sont connus (Clozier, 1940, Coustou, 1974, 1977, Beaudoing *et al.*, 1989, Dzikowski *et al.*, 1995). Néanmoins, il n'existe pas de chroniques de mesures suffisamment longues sur les débits et les niveaux pour pouvoir définir, avec précision, son fonctionnement globale et par conséquent, pour pouvoir caractériser les conditions d'écoulement et de transport de matière dans cet aquifère et définir les impacts des activités humaines sur la qualité de l'eau souterraine.

Le système karstique de l'Ouysse est un système dit « binaire » (cf. *supra I.A.3.*), possédant dans son bassin versant des terrains non karstiques et imperméables (*figure 20*). Après un parcours souterrain de plus de 25 km environ, ces eaux réapparaissent à différentes sources (les sources de l'Ouysse) de type vauclusien (Dzikowski *et al.*, 1995): Cabouy, Saint Sauveur, Fontbelle et les Fruitières, formant la partie aval de l'Ouysse.



Calcaires du Dogger et du Malm et du Lias inférieur

Marno-calcaires du Kimméridgien

Trias et Paléozoïque

Marno-calcaires du Lias moyen et supérieur

Station météorologique

Traçage

Perte

Gouffre

Emergence

Limite approximative du système d'après les traçages effectués

Limite précise du système dans la zone de ruissellement et d'infiltration

Limite occidentale de la zone d'infiltration du système karstique

Figure 20 : Synthèse géologique et hydrogéologique du système karstique de l'Ouysse (d'après Beaudoing et al., 1989)

La superficie de ce système (*figure 20*) est d'environ 540 km^2, dont 360 sont occupés par le Causse de Gramat. Les écoulements superficiels qui drainent la partie amont

du système (Lias argilo-calcaire et gréseux et terrains cristallophylliens) se perdent dès leur arrivée sur le Causse. Les pertes les plus importantes sont les pertes totales de Thémines (ruisseau l'Ouysse) et de Théminettes (ruisseau le Francès) (Coustou, 1977). Plusieurs pertes ont été repérées dans le lit de l'Alzou, au niveau et à l'aval immédiat de Gramat. Ce cours d'eau reste néanmoins temporaire et draine le nord du bassin versant de l'Ouysse. Les exutoires du système de l'Ouysse, dits « sources de l'Ouysse », sont constitués par les trois résurgences que sont les vasques de Cabouy, Saint-Sauveur et Fontbelle. Il faut y ajouter les résurgences des Fruitières plus diffuses et moins importantes, situées dans le cours même de l'Ouysse (Astruc *et al.*, 1994).

La *figure 21* présente les principales caractéristiques hydrogéologiques des terrains concernés par le système de l'Ouysse, du Paléozoïque au Kimméridgien supérieur (Beaudoing *et al.*, 1989). Parmi ses formations géologiques, on peut distinguer 3 types d'horizons : karstiques, semi-imperméables et imperméables. La position stratigraphique des principaux phénomènes karstiques (pertes, gouffres et résurgences) est également précisée.

Le réseau souterrain de l'Ouysse, bien identifié par des traçages (Beaudoing *et al.*, 1989, Dzikowski *et al.*, 1995), puis inventorié grâce aux explorations spéléologiques est connu actuellement sur environ 25 km, soit approximativement le tiers du développement estimé des cavités (Coustou, 1974, 1977, 1980). Il est principalement pénétrable en trois points:

a) *Les pertes de Thémines* possèdent un ensemble souterrain développant 6 km de galeries et formé de deux rivières pérennes reliées par une galerie supérieure entrecoupée de gours. Ces conduits étagés témoignent de l'enfouissement progressif de l'Ouysse. Les eaux du Francès disparaissent totalement au contact des calcaires de la bordure nord-est du Causse par les pertes de Théminettes et elles confluent avec les eaux des Thémines pour constituer l'Ouysse souterrain.
b) *Le gouffre des Vitarelles,* profond de 130 m, donne accès à la rivière souterraine de même nom. Cette dernière est constituée d'un conduit principal long de plus de 7 km, entrecoupé de grandes salles chaotiques remontant parfois à plus de 80 m au-dessus de la rivière et se terminant par un siphon, à 6,3 km de l'entrée sous la doline du Loze, à Flaujac (Coustou, 1974). Latéralement à cette imposante galerie, constituant la partie médiane de l'Ouysse souterrain, des affluents sont visibles et drainent les ruissellements internes vers la rivière. L'affluent de la Méduse, proche de l'entrée, est lui seul un véritable réseau de plus de 4 km de conduits parfois

concrétionnés et établis sur trois niveaux, témoins de trois stades d'enfoncement de l'Ouysse.

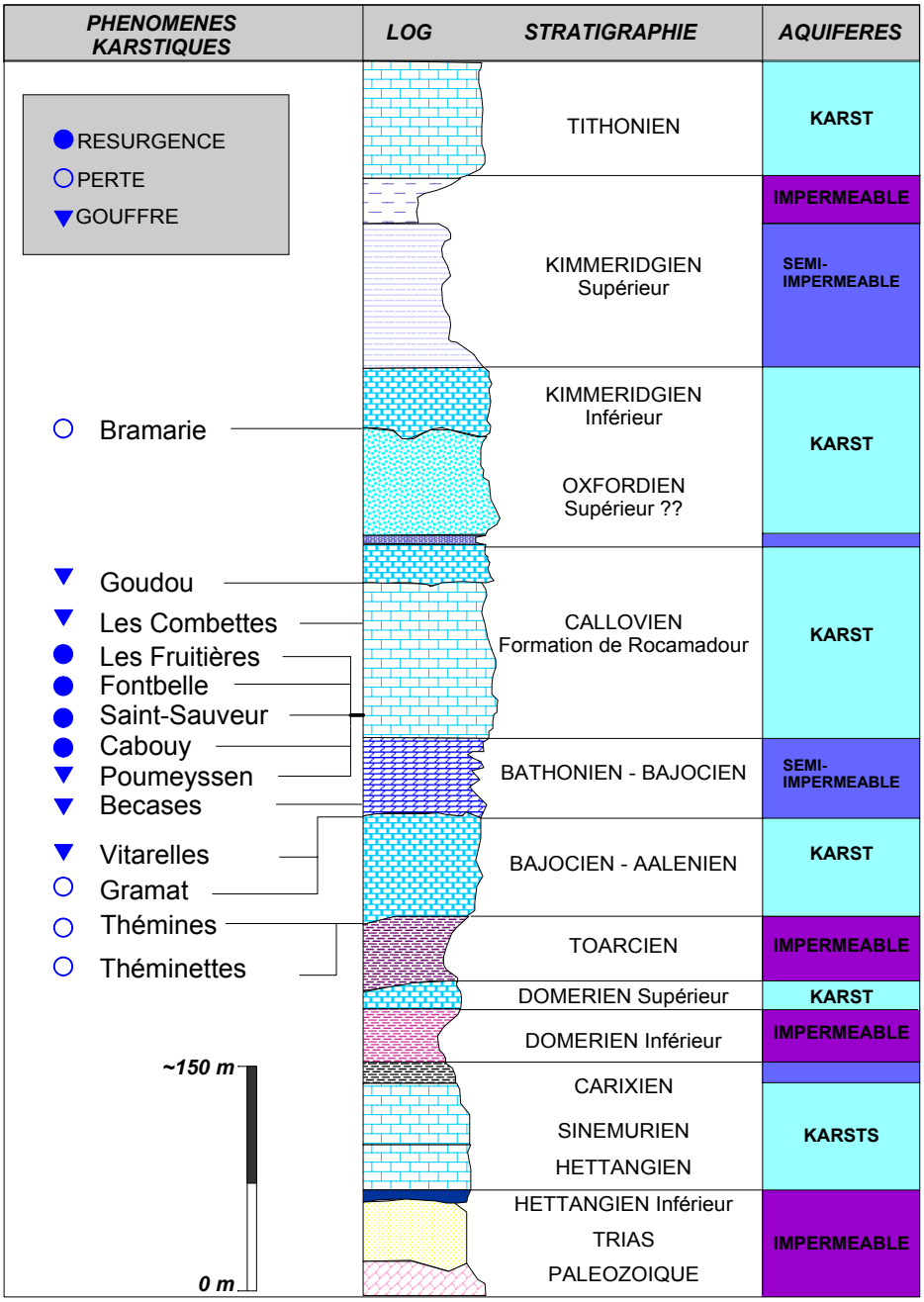


Figure 21 : Principales caractéristiques hydrogéologiques des terrains concernés par le système de l'Ouysse (d'après Astruc et al., 1994, Beaudoing et al., 1989)

c) *La résurgence de Cabouy* exutoire principal de l'Ouysse (et le gouffre de Poumeyssen[3]), 890 m en amont, sont établis sur une grande galerie noyée explorée

[3]*N.a. : le terme gouffre – voir petit glossaire de cet ouvrage, ne permet pas de très bien caractériser cette morphologie karstique et pour cette raison durant la suite de ce mémoire nous allons utiliser le terme : regard noyé de Poumeyssen*

sur environ 3 km en direction de Magès, jusqu'à l'aplomb de la doline de Flatou. Durant les présents travaux de recherche, une cartographie spéléologique sur la partie inexplorée de l'Ouysse souterrain, entre Poumeyssen et Cabouy, a été réalisée. Faisant partie de l'étude que nous avons effectuée sur le site de Poumeyssen, nous allons la présenter dans le chapitre IV de ce mémoire.

II.B.4. Climat

Le climat, de type aquitain méridional, reçoit des influences venues du Massif central particulièrement sensibles sur les plateaux. La température varie beaucoup entre l'été et l'hiver. Les variations annuelles peuvent atteindre 35°C.

Parmi les trois stations météorologiques qui se situent dans le bassin versant de l'Ouysse, *Gramat, Gramat-Parc et La Bastite*, seule la station de *Gramat-Parc* (*figure 20*), réalise de mesures quotidiennes de précipitations. Pour pouvoir comparer et comprendre la variation de la résistivité de l'eau (mesurée à la source de Cabouy et considérée par la suite comme celle du conduit karstique), nous avons obtenu les mesures de cette station de Gramat-Parc pour la même période janvier 2001 à juillet 2005 (*figure 22*). Les précipitations dans cette zone assez irrégulières, ont une moyenne annuelle de 786 mm.

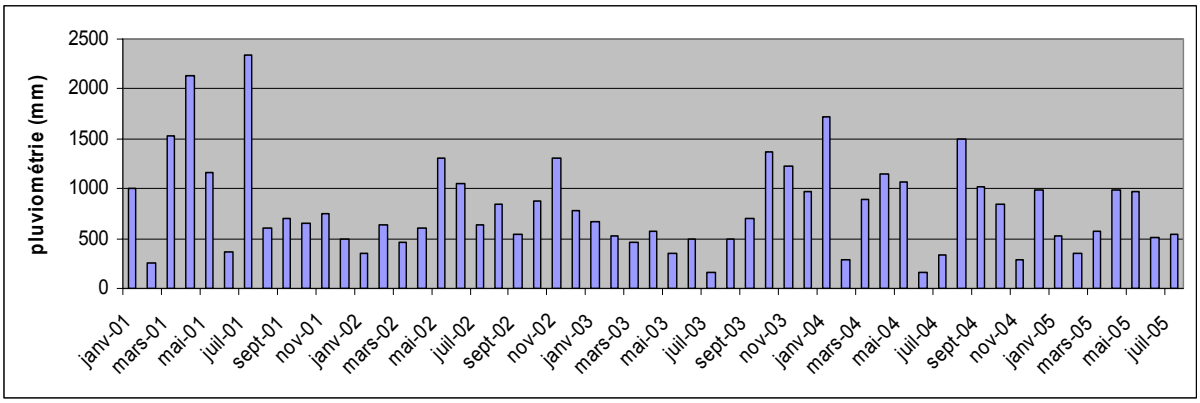


Figure 22 : Pluviométrie mensuelle de la station de Gramat-Park pour la période de janvier 2001 à juillet 2005

La région n'est pas très ventée, les vitesses supérieures à 10 km/h ne représentent que 40% des enregistrements. Le vent souffle souvent du secteur ouest, associé généralement aux périodes pluvieuses, et plus fréquemment encore du sud-est, on parle alors de "vent d'Autan". Ce dernier précède la pluie dans la plupart des cas et représente la direction privilégiée des vents les plus forts.

II.B.5. Suivi hydrogéologique - qualité des eaux

Depuis 2000, les puits de Lacave, exploitant les alluvions de la Dordogne et la source de Cabouy, principal exutoire de l'Ouysse, approvisionnent en eau potable la commune de Rocamadour et les communes voisines. Le traitement et la distribution de ces eaux sont assurés par le syndicat SIAEP Lacave – Rocamadour.

La qualité des eaux de la source de Cabouy est variable en fonction des saisons. Les principaux défauts de qualité rencontrés sont :

- les fortes turbidités lors des crues,
- la bactériologie en période de hautes eaux,
- la matière organique en étiage à cause du développement d'algues dans la vasque de l'exutoire karstique.

Pour pouvoir supprimer cette matière organique en étiage, le SIAEP a lancé en 2001 un programme pour le captage de l'eau dans le conduit un peu plus en amont de l'exutoire (SOLEN, 2002).

En parallèle, le Conseil Général du Lot a assigné un suivi mensuel de la qualité des eaux de la source de Cabouy au SATESE, apportant ainsi une assistance technique aux exploitants de la station de traitement. Ce suivi nous a été aimablement procuré par le SATESE, pour la période de mars 2001 à avril 2005, afin de compléter au mieux notre étude.

Parmi toutes les variations de la qualité de ces eaux, c'est la variation de la résistivité de l'eau (15 à 24 Ω.m, i.e. conductivité de 700 à 450 µS/cm)) (*figure 23*) qui est d'une grande importance pour certaines méthodes géophysiques. Nous allons nous rapporter de nouveau à ces variations dans le chapitre IV de cet ouvrage.

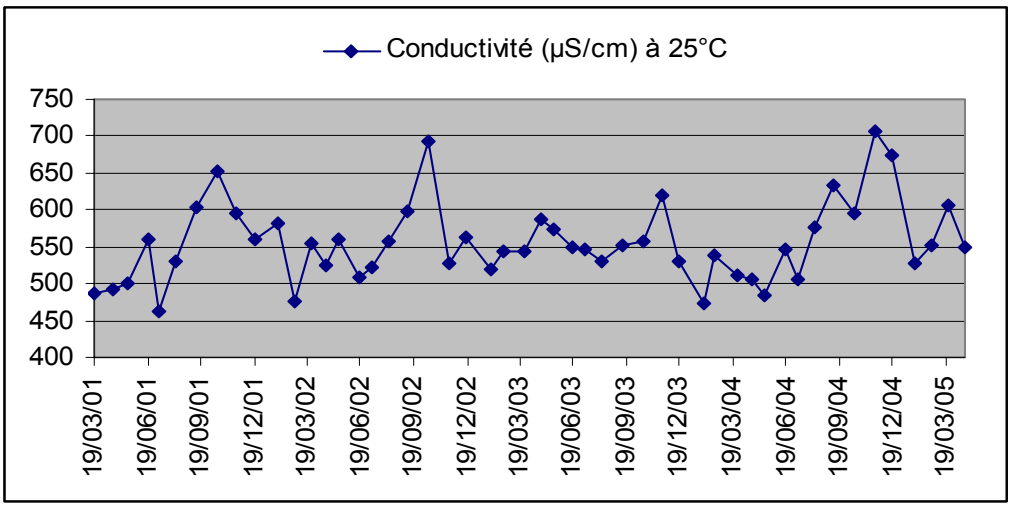


Figure 23 : Variation de la conductivité des eaux de la source de Cabouy

II.B.6. Objectifs de la géophysique

Le site de Poumeyssen, situé en amont de la source de Cabouy, éloigné de signaux parasites (lignes à haute tension, industrie, agglomération…), a été initialement choisi par les ingénieurs du BRGM, afin de tester les performances, les différentes mises en œuvre et configurations de la méthode RMP (Résonance Magnétique des Protons) (c.f. *infra III.E.*) pour l'étude de karst. La particularité du site consiste en la présence d'un conduit toujours noyé (l'Ouysse souterrain), à une faible profondeur (entre 8 et 15 m) et accessible par le regard noyé de Poumeyssen (*figure 24*)

Figure 24 : Regard noyé de Poumeyssen sur le conduit karstique, avec l'échelle posée par les spéléologues pour accéder au conduit karstique

Ensuite le site a été étudié dans le cadre des projets PNRH et WATERSCAN (c.f. *supra iii).b.*), et cette étude est complétée par des mesures électriques (panneau électrique, polarisation spontanée et mise-à-la-masse) et sismiques, pour valider les résultats RMP et en vue de connaître les réponses de diverses méthodes géophysiques pour la localisation et la caractérisation du conduit karstique et établir une méthodologie géophysique qui pourrait être testée sur d'autres sites à proximité d'exutoires karstiques importants (site de Paralia Agiou Andrea, cf. *infra III.C.*).

II.C. Paralio Astros (site de Paralia Agiou Andrea)

II.C.1. Localisation

Le site d'étude se situe dans l'est du Péloponnèse est, dans le département d'Arkadia (*figure 25*). Les coordonnées géographiques sont : longitude de 22°45'E à 22°50'E, latitude de 37°20'N à 38°25'N. Ce site est constitué par deux sources karstiques sous-marines qui se trouvent à une distance de 4 km à l'est de la ville d'Astros et à 2 km du village d'Agios Andreas. La petite source se trouve à 300 m et la grande source à une distance de 1 km du village Paralia Agiou Andrea (*figure 26*).

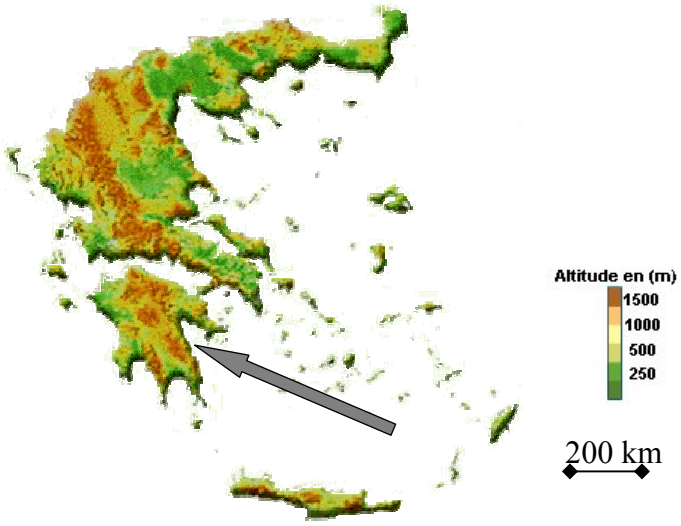
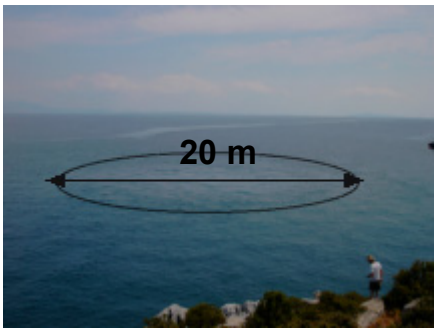
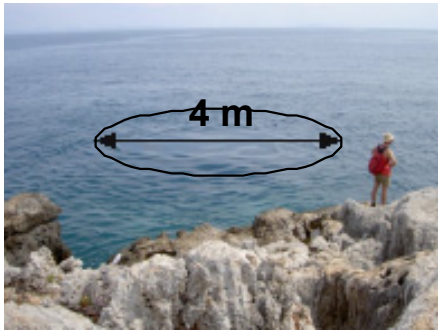


Figure 25 : Localisation géographique de la zone d'étude



(a)



(b)

Figure 26 : La grande source (a) et la petite source (b). L'eau qui jaillit apparaît comme un « œil » dans la mer

II.C.2. Contexte géologique

Sur ce site on rencontre les mêmes unités stratigraphiques que celles du site de la dépression de Loussoi (c.f. *supra II.A.2.*). Il s'agit de la zone d'Olonos – Pindos qui chevauche la zone de Tripolis. Les sources qui jaillissent dans la mer, correspondent aux exutoires de l'aquifère karstique du calcaire de Tripolis (Marinos *et al.*, 1985). La carte et la coupe géologique (*figures 27* et *28*) présentent des symboles différents pour les mêmes formations que celles de la région de la dépression de Loussoi, en raison des années différentes de réalisation des cartes géologiques.

Les formations les plus anciennes, qui correspondent au substratum de la zone de Tripolis, sont constituées de roches semi-métamorphiques (phyllites, schistes, schistes quartzeux et quartzites, P_C). Il s'agit d'une partie de ce qu'on appelle les couches de « Tyros » (*figure 27*) (Papakis, 1966, Tataris and Maragoudakis, 1966).

La zone de Pindos est représentée essentiellement par de petits bancs de calcaires du Crétacé supérieur (Ks), qui chevauchent les formations de la zone de Tripolis.

La zone de Tripolis est représentée par des calcaires et des calcaires dolomitiques du Jurassique inférieur (Ji), du Jurassique moyen-inférieur (Jmi), et du Jurassique supérieur (Js), des dolomies et des calcaires du Crétacé (K), des calcaires dolomitiques de l'Eocène (e) et du flysch de l'Eocène moyen-supérieur (Fr).

Les formations les plus récentes sont les alluvions du Quaternaire dans la plaine au nord des villages d'Agios Andreas et de Paralia Agiou Andrea.

Figure 27 : Carte géologique d'IGME et la localisation de deux sources

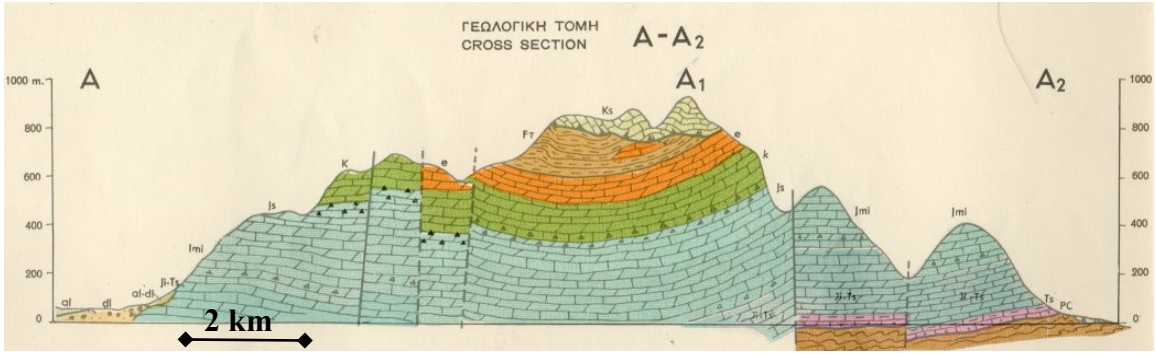


Figure 28 : Coupe géologique positionnée sur la carte de la figure24 (IGME, 1970)

Les failles qui dominent la région sont de direction NO-SE (Tataris and Maragoudakis, 1966).

II.C.3. Climat

Le climat de la région est le climat typique méditerranéen : hiver doux et pluvieux, été chaud et sec. On peut diviser l'année en deux périodes principales : la période pluvieuse et froide de mi-octobre jusqu'à fin mars et la période chaude et sèche, d'avril à octobre. Pendant l'hiver la température baisse rarement en dessous de 5°C, et son maximum varie, pendant la période estivale, entre 30 et 35°C.

Les précipitations ont lieu presque entièrement durant les mois d'hiver. Le détail des conditions météorologiques n'a pas pu être considéré au cours des présents travaux, car le bassin d'alimentation de ces sources est très mal délimité et l'absence de stations météorologiques à proximité ne permet pas d'évaluer les paramètres météorologiques.

II.C.4. Contexte hydrogéologique – formation de sources sous-marines

Les sources sous-marines sont pour la plupart connues depuis longtemps des pêcheurs et marins. La mer change d'aspect dans leur voisinage, à cause des différences de densité entre eau douce et eau de mer, et aussi à cause des variations de leur débit. Ainsi se forme ce que les populations locales appellent « l'œil » dans la mer, à cause de sa forme circulaire (*figure 24*). Dans l'Antiquité, les marins grecs se ravitaillaient en eau douce, en récupérant l'eau douce des sources sous-marines grâce à des amphores retournées et lestées (Doerpinghaus, 1996).

A ce stade, et avant de mentionner l'importance de ces ressources en eau en terme d'hydrogéologie, il est utile d'évoquer les mécanismes de formation des sources karstiques sous-marines du pourtour méditerranéen, ainsi que leur mode d'apparition.

Du point de vue hydrodynamique du système, ces sources d'eau douce en mer ne peuvent exister que si la charge d'eau douce dans l'aquifère est suffisamment élevée pour pousser la colonne d'eau de mer, plus dense (Arfib, 2001). Par exemple, pour une source sous-marine située à 30 m sous le niveau marin, à l'équilibre entre l'eau douce et l'eau de mer, c'est-à-dire sans écoulement, il faut que les deux colonnes aient la même masse, soit : *masse = hauteur x section x densité* (Bakalowicz *et al.*, 2003).

La densité de l'eau de mer est 1,031, alors que celle de l'eau douce est 1. Pour que les deux colonnes s'équilibrent, la hauteur de la colonne d'eau douce doit donc être supérieure à (hauteur x 1.031) pour que se produise un écoulement d'eau douce sous la mer, soit, pour une profondeur de la source d'eau douce de 30 m, une colonne de 30,93 m

d'eau douce est nécessaire, soit une charge de +0,93 m de l'aquifère au-dessus du niveau marin (Bakalowicz *et al.*, 2003). Par conséquent, pour qu'existent des charges suffisantes pour vaincre la masse d'eau de mer, la source doit être alimentée par des écoulements la mettant en charge.

Dans le cas des sources karstiques d'eau douce sous-marines, la mer représente le niveau de base jouant le rôle de couche imperméable (Mijatovic, 1961). En effet, l'eau douce circule dans l'aquifère karstique littoral, forme et emprunte des conduits situés près du niveau de la mer pour établir les sources côtières. L'aquifère karstique côtier enregistre grâce au développement d'un drainage associé à chaque niveau marin les variations du niveau de base à l'endroit où est localisée la source (Drogue and Bidaux, 1986, Drogue, 1989). Une fois la source côtière formée deux évolutions peuvent avoir lieu (Fleury, 2005) :

- Soit le niveau de la mer s'abaisse et on parle de régression marine ayant la source « perchée » au-dessus du niveau marin. Par conséquent, un second réseau de drainage plus profond se met en place en relation avec le nouveau niveau de base.
- Soit le niveau de la mer remonte et on parle de transgression marine et la source se trouve submergée. Dans ce cas et en fonction des conditions hydrauliques, le réseau submergé peut, soit continuer à drainer l'eau du massif calcaire, en formant les sources sous-marines, soit absorber l'eau de la mer.

Les glaciations du Quaternaire (début à -1,75 Ma ; fin à -10 ka) ont provoqué des abaissements de l'ordre de 100 à 150 m du niveau marin ; le plus important a eu lieu au cours de la dernière glaciation, le Würm (entre -80 et -10 ka), avec un niveau bas presque -120 m vers -20 ka. Des réseaux karstiques ont pu se développer sur ce niveau bas, mais seulement dans les régions où le climat n'était pas trop froid et permettait l'écoulement des eaux (régions méditerranéennes chaudes et régions tropicales). Ailleurs, le gel empêchait l'infiltration et donc les écoulements souterrains.

En Méditerranée, il s'est produit un phénomène extraordinaire, au Messinien, (-5,5 Ma, fin du Miocène). Une importante chute du niveau marin, appelée « crise de salinité du Messinien », a été engendrée suite à la fermeture de détroits qui traversaient des régions aujourd'hui localisées dans les chaines bétique (Espagne) et rifaine (Maroc) (Rouchy, 1999). Le creusement de vallées profondes, les dépôts évaporitiques au fond de la mer ainsi que la présence de réseaux karstiques profonds sont rattachés à cet événement géologique.

Le niveau de la Méditerranée, ne recevant plus l'eau de l'Atlantique, s'est abaissé très vite de plus de 1000 m (Clauzon, 1978, Clauzon *et al.*, 1987). Toutes les rivières avaient creusé des gorges très profondes qui ont ensuite été remplies de sédiments détritiques, surtout des argiles et des limons, après la remontée de la mer, environ 500 000 ans plus tard. Les conduits du karst s'étaient développés jusqu'au niveau les plus bas des calcaires (Drogue, 1989). Une fois l'eau remontée, les galeries se sont retrouvées sous le niveau marin, certaines ont été bouchées par les sédiments, d'autres sont restées béantes (Bakalowicz *et al.*, 2003, Bakalowicz and Dörfliger, 2005).

Sur toute la zone côtière de l'est du Péloponnèse, on peut observer plusieurs sources karstiques sous-marines. Peu d'entre elles sont même répertoriées ou investiguées. Certaines études ont porté sur ces sources karstiques sous-marines (Papakis, 1966, Tataris and Maragoudakis, 1966, Marinos *et al.*, 1985, Gospodaric and Leibungut, 1986, Tavitian and Tiniakos, 1997), mais les données provenant de ces travaux sont difficilement exploitables. En effet on possède rarement de valeurs fiables des paramètres physico-chimiques et les données restent en général ponctuelles (absence de suivi en continu). De plus, la complexité tectonique rend difficile la délimitation des bassins d'alimentation (différents essais de traçage ont eu lieu (Gospodaric and Leibungut, 1986) démontrant que les eaux karstiques acheminées dans la mer le long du littoral de cette partie du Péloponnèse, circulent depuis plusieurs kilomètres à l'ouest dans les massifs continentaux). Il faut y ajouter la difficulté de mesurer le débit d'une source sous l'eau afin d'évaluer ses paramètres hydrodynamiques. Actuellement le programme européen MEDITATE vise à construire l'instrumentation nécessaire pour l'identification et l'évaluation des panaches d'émergences karstiques sous-marines.

II.C.5. Rôle de la géophysique

Sur toute cette partie du Péloponnèse, un grand nombre de sources d'eau douce sous-marines émergent dans la mer Egée. Tous ces aquifères karstiques sont mal connus ou tout au moins mal évalués et largement mal utilisés. Des quantités inestimables d'eau douce se perdent chaque année. Cette situation ne peut pas se prolonger, compte tenu de l'augmentation de la demande d'eau douce pendant les périodes de grande sécheresse (surtout durant la période estivale) et l'extension de l'urbanisation vers les zones littorales.

Le site de Paralia Agiou Andrea a été choisi, parmi les autres sources karstiques de l'est du Péloponnèse, sur la suggestion de l'IGME. Estimée à un débit important et sans variations saisonnières, la grande source karstique sous-marine de Paralia Agiou Andrea,

présente un fort potentiel d'exploitation de ses ressources en eau surtout pour l'approvisionnement en eau douce des îles proches (Ydra et Spetses) qui durant la période estivale souffrent d'une importante pénurie d'eau. Mais comment étudier et exploiter ces ressources en eau quand on ne peut pas établir de suivis de longue durée aux exutoires de ces aquifères pour évaluer leurs paramètres hydrodynamiques ?

Le rôle de la géophysique, est d'essayer de localiser, si possible, à l'échelle métrique, les zones les plus favorables à l'implantation de forages pour que les hydrogéologues, dans un premier temps, établissent un suivi de contrôle et d'évaluation des ressources en eau (en attendant que la technologie sur la mesure du débit d'une source karstique sous-marine se développe), en vue de leur exploitation dans les années à venir. Pour pouvoir atteindre ces objectifs les résultats géophysiques obtenus sur le site de Poumeyssen ont été utilisés.

CHAPITRE III

Méthodes géophysiques :

principes et choix pour chacun des sites expérimentaux

Introduction

Dans ce chapitre nous allons brièvement exposer les principes des méthodes géophysiques de surface appliquées à l'hydrogéologie et présenter les techniques de mesures et les instruments que nous avons utilisés durant les missions de terrain, réalisées le long de cette thèse, ou qui sont susceptibles d'être employées pour étudier un site karstique.

III.A. Prospection géophysique appliquée à l'hydrogéologie – hydrogéophysique

Les méthodes géophysiques mesurent les variations spatiales et temporelles des propriétés physiques du sous-sol (Kearey and Brooks, 1984). En fait, le géophysicien mesure certains paramètres physiques du sous-sol afin d'en obtenir une image qu'il essaie ensuite de traduire en terme géologique. Quand la prospection géophysique vise à définir des paramètres qui sont en liaison directe ou indirecte avec les ressources en eau souterraine, il s'agit de l'hydrogéophysique (Guérin, 2004).

III.A.1. Méthodes géophysiques et techniques de mesures

Les quatre principaux paramètres physiques sont la résistivité électrique, la densité, la vitesse de propagation des ondes élastiques et la susceptibilité magnétique. Chacun de ces paramètres détermine une méthode[4] fondamentale de prospection géophysique : électrique, gravimétrique, sismique et magnétique. Le nombre de méthodes est donc restreint, mais les techniques de mesures sont nombreuses et utilisent parfois conjointement deux méthodes. Ainsi, on peut encore élargir les méthodes en ajoutant la méthode électromagnétique.

Il faut distinguer de ces méthodes géophysiques dites « traditionnelles », la RMP qui mesure un signal émis par des noyaux atomiques de la molécule d'eau. Dans le cadre d'applications hydrogéologiques, cette propriété de sélectivité sur la molécule d'eau conduit à qualifier la RMP de méthode géophysique directe (Vouillamoz, 2003). Nous allons présenter en détail cette méthode à la suite de ce chapitre (c.f. *infra III.E.*).

En employant les diverses techniques géophysiques, le géophysicien cherche à mettre en évidence des contrastes, ou anomalies, qui lui permettent d'imaginer les

[4] Les méthodes sont liées au phénomène physique et les techniques sont liées à la mise en œuvre. Par exemple, les méthodes électriques recouvrent les techniques de sondage, traîné et panneau...

structures (modèles) susceptibles de produire les variations mesurées. Mais la solution n'est pas unique, car plusieurs modèles peuvent reproduire les mêmes valeurs du paramètre enregistré. Pour dépasser cette ambiguïté, il utilise des connaissances géologiques et hydrogéologiques et mesure plusieurs grandeurs physiques, utilisant diverses méthodes, lui permettant ainsi de réduire l'indétermination (Vouillamoz, 2003).

Le choix de la méthode ou des combinaisons de méthodes géophysiques à mettre en œuvre est fonction de (Chapelier, 2000) :

- La nature de la cible recherchée qui doit provoquer une anomalie suffisante pour être mesurée,
- La précision recherchée, qui doit être en adéquation avec le pouvoir de résolution de la méthode et de l'équipement sélectionné,
- L'objectif des travaux de prospection et notamment l'échelle à laquelle elle est entreprise, qui conditionne le cadre de la mise en œuvre des mesures sur le terrain.

Les méthodes traditionnelles ne sont pas toutes sensibles directement à la présence de l'eau souterraine. Sa présence est la plupart du temps supposée de façon indirecte. Parmi toutes les méthodes géophysiques, les méthodes électriques et électromagnétiques sont les plus employées pour l'hydrogéologie car le principal paramètre cible de ces méthodes (la résistivité ou son inverse la conductivité) est influencé par la nature des roches mais également par la quantité et la qualité d'eau d'imbibition (McNeill and Labson, 1991, Guérin, 2005).

Le tableau suivant illustre les principales méthodes et techniques géophysiques habituellement appliquées à l'hydrogéologie ainsi que leurs paramètres physiques et l'influence de l'eau souterraine.

Méthode géophysique	Technique de mesures	Paramètre géophysique mesuré	Propriété physique opérationnelle	Influence de l'eau souterraine
Electrique	Traîné	Différence de potentiel due aux courants de conduction	Résistivité électrique	Oui
	Sondage			
	Panneau			
	Polarisation Spontanée	Variation du potentiel électrique naturel	Conductivité électrique, différence de pression	Oui
Electromagnétisme	VLF (mode inclinaison et résistivité)	Signaux électromagnétiques dus à l'induction	Conductivité électrique (susceptibilité magnétique et permittivité électrique)	Oui
	Slingram			
	TDEM			
	Radar	Temps de propagation d'impulsions électromagnétiques	Permittivité diélectrique (susceptibilité magnétique et résistivité électrique)	Secondaire
Sismique	Profil sismique	Temps de propagation des ondes acoustiques	Densité et module d'élasticité	Secondaire
Micro-gravimétrie	Profil ou carte du champ de la pesanteur	Variation du champ de gravité terrestre	Densité	Secondaire
Magnétisme	Profil ou carte du champ du champ magnétique terrestre ou d'un gradient de ce champ	Variation du champ géomagnétique	Susceptibilité magnétique	Non
Résonance Magnétique des Protons	Sondage	Signal RMP	Signal émis par des noyaux atomiques de la molécule d'eau	Oui
Radon	Carte des concentrations	Variation des concertations en radon	Radioactivité naturelle	Secondaire

Tableau 2 : Méthodes et techniques géophysiques usuelles pour l'hydrogéologie (d'après Vouillamoz, 2003 et Kearey and Brooks, 1984)

III.A.2. Paramètres hydrogéologiques

A ce moment du mémoire, il est utile de faire un bref rappel sur les deux principaux paramètres hydrogéologiques, la ***porosité*** et la ***perméabilité*** (de Marsily, 1994) :

I. La quantité d'eau contenue dans les roches dépend de la ***porosité*** ϕ**,** on peut distinguer :

a) La *porosité totale* ϕ_t ou absolue, qui est le rapport entre le volume des vides et le volume total de la roche : $\phi_t = \frac{volume\,des\,vides}{volume\,total\,de\,la\,roche}$

C'est une grandeur sans unité exprimée en %. On distingue la porosité *primaire* et la porosité *secondaire*. La porosité *primaire*, formée pendant le dépôt du sédiment, est de type intergranulaire. Son importance dépend du degré de classement des grains et de leur forme. Elle ne dépend pas de leur taille**.** La porosité primaire que l'on rencontre surtout dans les roches détritiques diminue généralement avec le temps sous l'effet de la cimentation et de la compaction. La porosité *secondaire* englobe la porosité vacuolaire acquise par dissolution dans les roches d'origine chimique ou biochimique, la porosité de fracture et la porosité due à l'altération.

b) La *porosité efficace ou porosité du drainage*[5] ϕ_e : $\phi_e = \frac{volume\,d'eau\,gravitaire}{volume\,total\,de\,la\,roche}$, qui représente le volume d'eau qui peut être drainé par l'action de la force gravitaire jusqu'à atteindre l'équilibre de saturation.

c) La porosité cinématique ϕ_c [6]: $\phi_c = \frac{volume\,d'eau\,mobile}{volume\,total\,de\,la\,roche}$, qui qualifie le volume d'eau mobile en zone saturée sous l'action d'un gradient de charge.

II. La ***perméabilité*** (ou conductivité hydraulique) est la faculté que possède un corps de se laisser traverser par un fluide. Cette propriété est généralement exprimée numériquement par le coefficient de perméabilité K de « Darcy ». Il n'y a aucun rapport direct entre la porosité et la perméabilité, mais pour être perméable la roche doit obligatoirement être poreuse.

[5] Specific yield dans la littérature anglo-saxonne
[6] Effective porosity dans la littérature anglo-saxonne

En 1942, Archie a proposé une formule empirique qui lie les différents paramètres déterminant la résistivité électrique d'une formation (Archie, 1942) :

$$\rho_f = a\phi^{-m} S^{-n} \rho_w$$

Avec : ρ_f la résistivité de la formation (Ω.m),

ρ_w la résistivité de l'eau (Ω.m), avec $\rho_w = {}^{1}\!/_{\sigma_w}$, ou σ_w la conductivité électrique de l'eau habituellement mesurée par les hydrogéologues (en µS/cm),

ϕ la porosité de la formation (sans dimension),

S la saturation (sans dimension) et

a, m et n respectivement le coefficient de saturation qui dépend de la lithologie ($0,5 \leq a \leq 2,5$), le facteur de cimentation qui dépend de la forme des pores et de la compaction de la roche et varie entre 1,3 pour les sables non consolidés à 2,2 pour les calcaires cimentés, et l'exposant de saturation (proche de 2).

Le tableau 3 présente différentes valeurs de porosité, de perméabilité et de résistivité électrique de certains types de roches.

Roches	Pososité (%)	Perméabilité (cm/s)	Résistivité (Ω.m)
argilite	*35*	$10^{-8} – 10^{-9}$	*70 - 200*
craie	*35*	10^{-5}	*30 - 300*
tuf volcanique	*32*	10^{-5}	*20 - 300*
marnes	*27*	$10^{-7} – 10^{-9}$	*20 -100*
grès	*3 - 35*	$10^{-3} – 10^{-6}$	*30 - 800*
dolomite	*1 - 12*	$10^{-5} – 10^{-7}$	*200 - 10000*
calcaires	*3*	$10^{-10} – 10^{-12}$	*200 - 10000*
métaschistes	*2.5*	$10^{-4} – 10^{-9}$	*300 - 800*
gneiss	*1.5*	10^{-8}	*1000 - 20000*
quartzite	*<1*	10^{-10}	*1000 - 10000*
granite	*1*	$10^{-9} – 10^{-10}$	*1000 - 15000*
gabbro	*1 - 3*	$10^{-4} – 10^{-9}$	*6000 - 10000*
basalte	*1.5*	$10^{-6} – 10^{-8}$	*800 - 15000*

Tableau 3 : Porosité, perméabilité et résistivité électrique (Chapellier, 2000)

III.A.3. Choix des méthodes

Pour l'hydrogéologue, les méthodes géophysiques sont des outils susceptibles de répondre à des questions relatives aux eaux souterraines (Guérin, 2005). Mais pour que les méthodes géophysiques puissent apporter un maximum d'informations, il faut de la part des hydrogéologues des interrogations bien précises. Notre choix de méthodes et de

techniques de mesures ainsi que leur mise en œuvre et les interprétations des données acquises sur le terrain, étaient guidés par les interrogations spécifiques au contexte de notre étude.

Par conséquent, dans le cadre des présents travaux de recherche et après les premières missions de reconnaissance hydrogéologique et l'examen très attentif de toutes les questions posées par les hydrogéologues pour chacun des sites expérimentaux (cf. *supra II.A.6., II.B.6. et II.C.5.*), nous avons choisi d'employer les méthodes électriques, électromagnétiques, sismiques et RMP. Tenant en considération les travaux déjà réalisés avec certaines techniques de mesures sur d'autres sites karstiques (cf. *supra I.B.*), et après les avoir évaluées, nous avons désigné celles qui étant les mieux adaptées, pourraient apporter éventuellement des éléments importants à la recherche hydrogéologique. De plus, trois conditions devaient être remplies simultanément : haute résolution horizontale et verticale, grand rendement en terme de superficie explorée et un bon rapport sur la portabilité et le coût de déploiement.

Le tableau 4 résume notre choix de méthodes et leurs techniques de mesures pour chacun de sites expérimentaux.

Méthodes géophysiques		**Techniques de mesures**	**Site expérimentaux**
Electrique		*Carte et profilage de Polarisation Spontanée*	*Poumeyssen* *Paralia Agiou Andrea*
		Carte de mise-à-la-masse	*Poumeyssen*
		Panneau électrique	*Poumeyssen*
Electromagnétique	***Domaine temporel***	*Sondage TDEM*	*Loussoi* *Paralia Agiou Andrea*
	Domaine fréquentiel	*Sondage RMT* *Profilage RF-EM et VLF-Gradient*	*Loussoi* *Paralia Agiou Andrea*
Sismique		*Tomographie sismique*	*Poumeyssen*
Résonance Magnétique de Protons		*Sondage RMP*	*Poumeyssen*

Tableau 4 : Résumé de méthodes géophysiques choisies ainsi que les techniques de mesures appliquées à chacun de sites expérimentaux

III.B. Méthodes électriques

III.B.1. Principe général

La résistivité électrique ρ (ou son inverse la conductivité, $\sigma = 1/\rho$) d'un milieu est par définition la propriété physique qui détermine l'aptitude de ce milieu à s'opposer au passage du courant électrique. Elle est exprimée en ohm.mètre (Ω.m ou ohm.m) et la conductivité en siemens/mètre (S/m) ; en hydrogéologie on utilise habituellement la conductivité en mS/m ou le µS/cm pour avoir des valeurs entières. La résistivité d'un sol dépend essentiellement (Astier, 1971) de la teneur en eau, de la minéralisation de l'eau, de la teneur en argile ainsi que de la granulométrie.

Il y a trois modes de propagation des courants électriques (Astier, 1971) :

1. par conduction électronique (métallique), qui caractérise la plupart des minéraux. Elle est due à la présence des électrons libres pouvant se déplacer facilement dans le cristal métallique. Dans ce cas la résistivité électrique est faible.
2. par conduction électrolytique, qui est due aux ions des liquides présents dans les roches poreuses. En fait, elle correspond au mode de propagation des courants électriques le plus commun dans les roches. La résistivité d'une roche va dépendre de :
    a. la qualité de l'électrolyte, c'est-à-dire de la résistivité de l'eau d'imbibition par conséquent de la quantité de sels dissous
    b. la quantité d'électrolyte contenu dans l'unité de volume de la roche
    c. la géométrie des pores dans lesquels se trouve l'électrolyte
3. par conduction diélectrique, qui existe dans les semi conducteurs besoin d'énergie pour libérer des électrons

En général, la résistivité électrique du sol ne peut pas être mesurée directement, elle est déduite de la mesure de la différence de potentiel entre deux points.

La résistivité électrique ρ d'un cylindre homogène, de longueur L et de section S, parcouru par un courant dans la direction de son axe est donné par la formule suivante :

$$\rho = R\frac{S}{L} \quad \textbf{(III.1)}$$

Où R, la résistance en Ω, est donnée par la loi d'Ohm : $R = \frac{V}{I}$ **(III.2)**

Avec V le potentiel en volt (V) et I l'intensité du courant en ampère (A).

Pour calculer le potentiel créé par l'injection d'un courant *I* à travers une surface *S*, il faut introduire le vecteur densité de courant *J* dirigé dans le sens de la propagation du courant. Cette densité est égale à : $J = \frac{I}{S}$ ***(III.3)***

Le champ électrique est un vecteur dérivant d'un potentiel : $E = -gradV$ ***(III.4)***

A partir des équations ***III.1***, ***III.2***, ***III.3*** et ***III.4***, on obtient :

$$E = \rho J \quad \text{ou} \quad J = \frac{I}{\rho} E = \sigma E \quad \textbf{(III.5)}$$

Dans un sol homogène et isotrope de résistivité ρ, on injecte à une électrode A (*figure 29*) un courant électrique *I*, la deuxième électrode étant considérée suffisamment loin pour que la distribution du courant soit homogène (Astier, 1971). La valeur de la densité de courant *J* peut être obtenue en divisant l'intensité du courant total *I* par la surface traversée par le courant. La surface d'une demi-sphère de rayon *r* est égale à $2\pi r^2$:

$$J = \frac{I}{2\pi r^2} \quad \textbf{(III.6)} \qquad et \qquad E = \rho J = \rho \frac{I}{2\pi r^2} \quad \textbf{(III.7)}$$

D'après l'équation ***III.4***, on obtient : $V = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{1}{r}$ ***(III.8)***

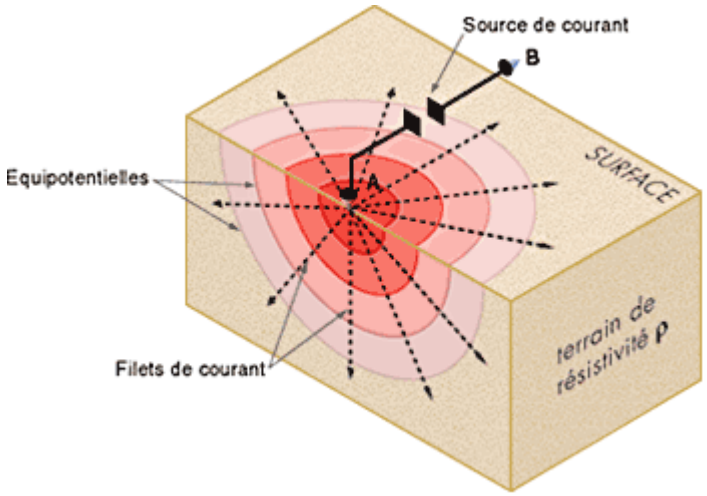


Figure 29 : Distribution du courant créée par une électrode dans un sol homogène et isotrope (Astier, 1971, in Chapelier, 2000)

Pratiquement, la mesure de la résistivité en un point est réalisée à la surface du sol ; à partir de deux électrodes, dites électrodes d'injection, A et B, on envoie un courant électrique d'intensité *I* dans le sol et on mesure la différence de potentiel entre deux autres électrodes, dites de potentiel, M et N. Dans le cas ou le sol est homogène et isotrope, la répartition des lignes de courant et des équipotentielles a l'aspect présenté sur la *figure 30*.

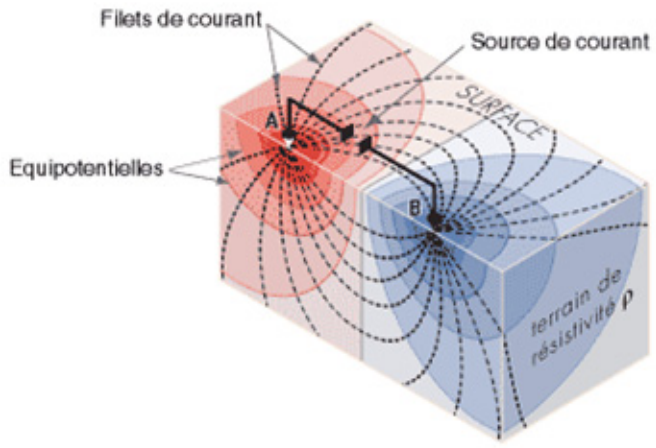


Figure 30 : Distribution du courant créé par deux électrodes dans un sol homogène et isotrope (Astier, 1971, in Chapelier, 2000)

Le potentiel à l'électrode M selon l'équation ***III.8*** sera :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) \quad \textbf{(III.9)}$$

Entre les électrodes M et N, on mesure la différence de potentiel (ΔV) due à l'action conjuguée de A et B : $\Delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)$ ***(III.10)***

La résistivité est ainsi donnée par la formule suivante :

$$\rho = K\frac{\Delta V_{MN}}{I} \qquad \textbf{(III.11)}$$

Où :

ρ s'exprime en ohm.mètre : Ω.m

ΔV s'exprime en millivolt : mV

I s'exprime en milliampère : mA

K est le coefficient géométrique (en m) fonction de la disposition des électrodes :

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN}\right) - \left(\frac{1}{BM} - \frac{1}{BN}\right)} \quad \textbf{(III.12)}$$

Lorsqu'on mesure dans un sol qui n'est pas homogène et anisotrope, la résistivité mesurée n'est pas une résistivité réelle (vraie) du sol. La différence du potentiel mesurée sur le terrain, à partir de la formule ***III.11*** est normalisée et donne une grandeur en Ω.m qu'on appelle *résistivité apparente* notée ρ_a qui dépend donc de la nature du sous-sol et de l'arrangement des électrodes (Bertrand, 1967).

S'il n'existe pas de réel contraste de résistivité entre les formations, la méthode est inapplicable. De plus, il faut que le courant électrique puisse atteindre les objets à étudier en profondeur et que les anomalies dues aux hétérogénéités du sous-sol soient mesurables.

Le tableau ci-après présente les valeurs de la résistivité de quelques types d'eau et de roches rencontrés sur des zones karstiques.

Eaux ou roches	Résistivité (Ω.m)	Conductivité (µS/cm)
Eau de la mer	0,2	50 10^3
Eau de nappes alluviales	10-30	330-1000
Eau de sources **karstiques**	10-100	100-1000
Sable et graviers secs	1000-10000	1-10
Sable et graviers imbibés d'eau douce	50-500	20-200
Sable et graviers imbibés d'eau salée	0,5-5	2000-20 10^3
Argiles	0,2-20	500-50 10^3
Marnes	20-100	100-500
Calcaires	300-1000	10-33

Tableau 5 : Résistivité des eaux et de roche (d'après Astier, 1971)

III.B.2. Dispositifs de mesure

Plusieurs dispositifs sont disponibles pour déterminer la répartition des résistivités dans le sous-sol. La figure 31 illustre les configurations des électrodes les plus utilisées pour la prospection électrique ; le coefficient géométrique est également donné.

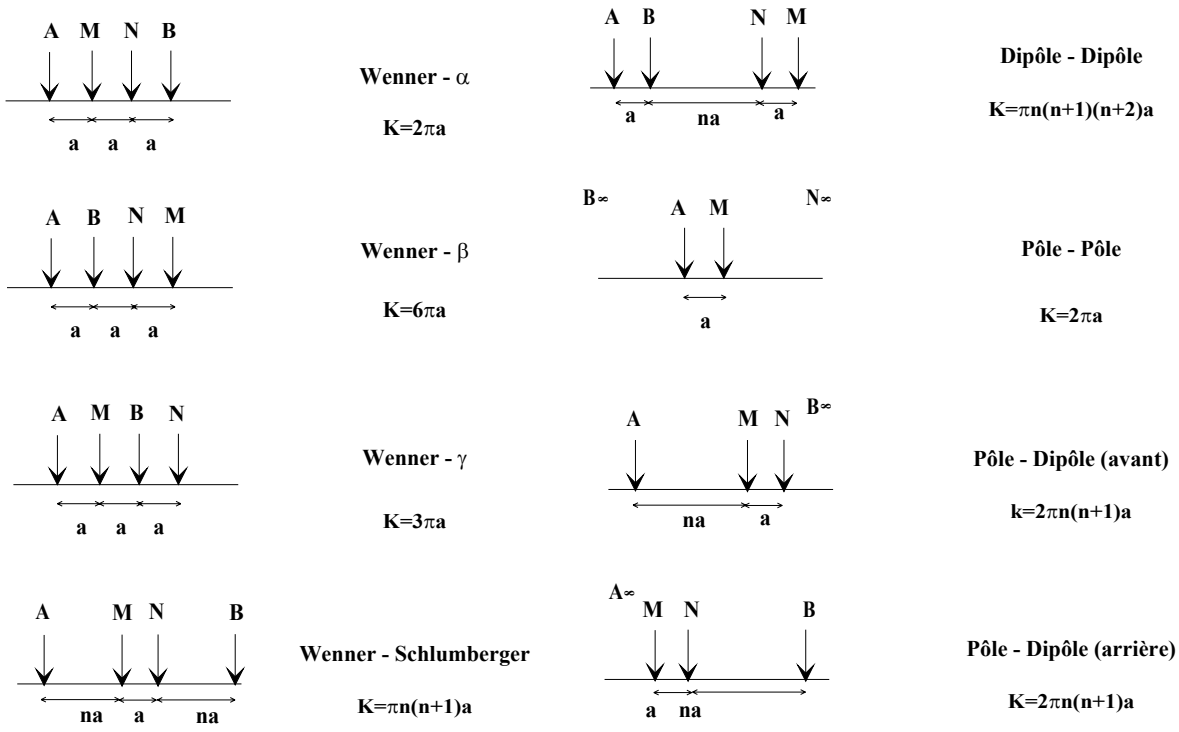


Figure 31 : Différentes configurations pour la méthode électrique, ainsi que le coefficient géométrique K (d'après Parasnis, 1986)

Toutes les techniques diverses de mesures utilisées sont fondées sur la comparaison de la distribution du potentiel créé par l'envoi d'un certain courant avec ce que serait cette distribution dans un milieu homogène (Parasnis, 1986). On peut lister les techniques du sondage, du trainé, de la cartographie et du panneau. A la suite de ce chapitre nous n'allons présenter que les techniques qui ont été choisies et utilisées sur les sites expérimentaux. Comme le sondage électrique ne peut nous livrer que des informations 1D sur des formations bi ou tridimensionnelles comme le karst, et comme d'autres techniques (sondages électromagnétiques, c.f. *infra III.C.*) sont plus rentables en terme de portabilité et de coût de transport, et peuvent nous fournir les mêmes informations, nous avons exclu le sondage électrique des techniques choisies. Pour obtenir des cartes de potentiel nous avons utilisées la polarisation spontanée (PS) et la mise-à-la-masse, et pour la description 2D le panneau électrique.

III.B.3. Polarisation spontanée (PS)

III.B.3.a. Principe

La polarisation spontanée (PS) est une technique de mesure, sans source externe, de la variation des potentiels électriques naturels existants dans le sous-sol (Hovhannissian,

2000). Cette méthode peut être utilisée pour étudier des zones où l'on peut attendre des variations, d'origine électrochimique, du champ électrique dues à la présence de métaux ou à la circulation de l'eau dans le sol.

Parmi les nombreuses sources des signaux PS, on peut citer : les potentiels de minéralisation, les potentiels d'électrofiltration ou potentiel d'écoulement[7], les potentiels de diffusion et les potentiels thermoélectriques.

- *potentiel de minéralisation*

Les potentiels de minéralisation peuvent apparaître lorsqu'un corps métallique, dont la conduction est électronique, se trouve dans un milieu encaissant, dont la conduction est ionique (Sato and Mooney, 1960). Or, le corps métallique semble réagir comme une cellule galvanique (*figure 32*). En effet, on peut observer les potentiels de minéralisation dans des milieux géologiques contenant des sulfures, des graphites, des pyrites, des magnétites (Telford *et al.*, 1990). Ainsi, au tout début, la méthode de la PS a été utilisée pour l'exploration minière.

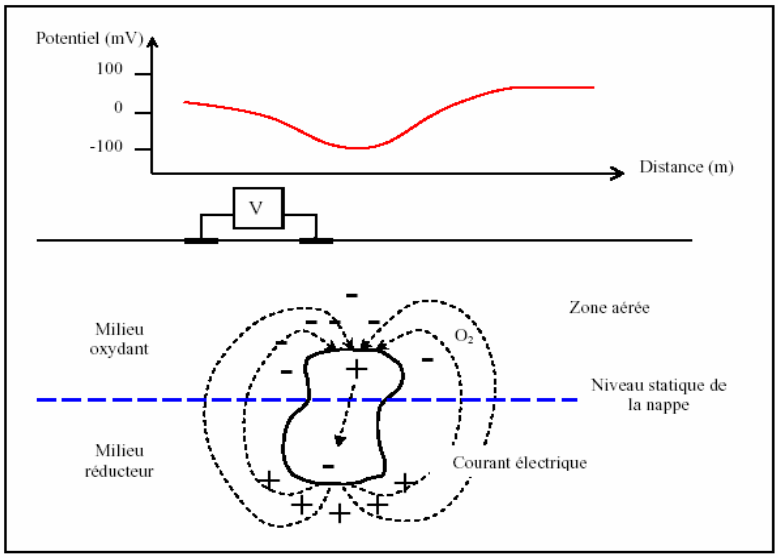


Figure 32 : Profil PS au–dessus d'un corps sulfurique (Sato and Mooney, 1960, Telford et al., 1990)

- *potentiel d'électrofiltration ou potentiel d'écoulement*

Une circulation de fluide dans un capillaire aussi bien qu'à travers un milieu poreux peut donner naissance à une différence de potentiel électrique dans la direction du flux (Aubert *et al.*, 1990, Zhou *et al.*, 1999, Hovhannissian, 2000). Dans les formations karstiques on peut également observer des anomalies PS qui sont générées par l'écoulement horizontal

[7] Dans la littérature anglo-saxonne le Streaming Potential (potentiel d'électrofiltration) nommé SP ne doit pas être confondu avec le Self Potential ou Spontaneous Potential (potentiel spontané) également désigné sous la forme SP.

d'eau le long de fractures ou de conduits et par l'infiltration verticale de l'eau dans les fractures (Zhou *et al.,* 1999).

- *potentiel de diffusion*

Le potentiel de diffusion, appelé aussi potentiel de membrane, résulte de la diffusion d'ions lorsqu'on a un contact de deux solutions de différente minéralisation ou de différente concentration en ions (Fripiat *et al.*, 1971).

- *potentiel thermoélectrique*

Si un gradient de température est maintenu dans un milieu géologique, on peut observer une différence de potentiel électrique due à la différence de température (Parasnis, 1986).

Cependant, les signaux enregistrés lors de mesures PS peuvent avoir plus qu'une seule origine et même d'autres phénomènes naturels, qui peuvent engendrer des différences des potentiels mesurables, doivent être pris en considération. En effet, et malgré leur effet mineur, les courants telluriques (dus à l'induction de l'ionosphère et aux tempêtes électromagnétiques) et l'effet bioélectrique des racines des arbres (Telford *et al.*, 1990) peuvent causer des anomalies PS.

III.B.3.b. Dispositif de mesure et mise en œuvre

Grâce à sa grande simplicité, la PS est une très vieille méthode de prospection géophysique. Un dénommé Robert Fox l'a utilisée en 1830 pour trouver l'extension de dépôts de cuivre en Amérique du Nord (Chouteau, 2001).

Théoriquement, on peut faire des mesures de PS avec un équipement aussi simple qu'un voltmètre, deux électrodes et des fils de liaison (ou câble). Cependant, le choix des électrodes s'avère de première importance. En effet, la performance des électrodes dépend de leur polarisation et de leur dérive. La polarisation est la différence du potentiel mesurée entre une paire d'électrode en contact direct entre elles ou par l'intermédiaire d'un électrolyte et en l'absence d'une source externe. La dérive est la variation dans le temps de la polarisation.

Pour maîtriser ces instabilités sur les mesures on a introduit le concept d'électrode impolarisable. Il s'agit d'une électrode métallique immergée dans une solution sursaturé de son propre sel (Cu dans $CuSO_4$ ou Zn dans $ZnSO_4$), contenue dans un pot poreux qui permet la diffusion lente de la solution et fait contact avec le sol (Sato and Mooney, 1960, Parasnis, 1986, Telford *et al.*, 1990). Ce sont les électrodes impolarisables dites de

« première génération ». Si maintenant cette électrode n'est pas directement mise en contact avec le sol, mais par l'intermédiaire d'une solution conductrice (NaCl ou KCl), il s'agit d'une électrode de « seconde génération » (ex. Hg/Hg_2Cl_2, Ag/AgCl, $Pb/PbCl_2$) (Aubert *et al.*, 1990, Aubert and Yene Atangana, 1996, Boubekraoui *et al.*, 1998, Boubekraoui, 1999, Zhou *et al.*, 1999, Hovhannissian, 2000).

Par ailleurs, le voltmètre joue un rôle très important. Lors de prospections effectuées sur des sols secs ou des milieux très résistants où la résistance de contact entre l'électrode et le sol est élevée, un voltmètre à haute impédance d'entrée est indispensable (Aubert and Yene Atangana, 1996, Zhou *et al.*, 1999) avec par exemple les caractéristiques : résolution 0.01 mV pour une gamme de mesures +200 mV et 0.1 mV pour une gamme de +450 mV ; impédance d'entrée >1000 MΩ ; gain en tension 10 (+20 dB) ; filtre passe-bas de 1 Hz (*figure 33*).

Figure 33 : Mise en œuvre de mesures PS sur le site de Rocamadour ; le voltmètre utilisé, à haute impédance d'entrée, a été conçu à l'IRD de Bondy

On distingue deux façons de prendre de mesures (Chouteau, 2001) :

La configuration du gradient et la configuration à base fixe. Pour la configuration du gradient, la paire des électrodes se déplace simultanément, d'un point de mesure à l'autre. On fait en général des mesures le long d'une ligne pour ainsi obtenir un profil. Les

désavantages sont qu'il faut additionner toutes les valeurs pour obtenir ΔV, les erreurs de zéro s'additionnent et il faut veiller à garder la même polarité des électrodes.

La configuration à base fixe (électrode de référence) consiste à ne déplacer qu'une électrode toute en gardant l'autre fixe. Avec cette méthode, on effectue les mesures de différence de potentiel électrique entre une électrode de référence (base fixe) et une électrode de mesure (station mobile) laquelle est déplacée sur les points de mesures le long du profil. On relie conventionnellement le terminal négatif du voltmètre à l'électrode de référence et le terminal positif à l'électrode de mesure. Les avantages sont que la lecture est directe puisque les mesures sont faites avec la même référence, et les erreurs zéro entre les deux électrodes ne s'accumulent pas. Néanmoins, comme il n'existe pas de référence avec un potentiel nul universel, on choisit l'emplacement de l'électrode de référence en dehors de la zone d'étude à une distance proportionnelle à la taille du terrain et dans un environnement non bruité. Donc, il faut bien comprendre que les valeurs mesurées du potentiel sont relatives à celles de l'électrode de référence.

Lors des mesures réalisées pour les présents travaux de recherche, qui vont être présentées ultérieurement (chapitre IV), nous avons utilisé la technique à la base fixe (électrode de référence) (cf. *infra IV.B.6.*) pour le site de Poumeyssen et du gradient sur le site de Paralia Agiou Andrea (cf. *infra IV.C.4.*).

Afin d'effectuer les mesures il faut enfoncer convenablement l'électrode dans le sol. Il faut ainsi créer des conditions favorables à un bon contact afin de stabiliser la mesure. On peut, si les conditions d'humidité ne sont pas suffisantes, créer un contact artificiel en plaçant une éponge imbibée d'électrolyte entre l'électrode et le sol. Pour les mêmes raisons on peut également arroser les trous avant les mesures (pratiquement une heure avant). Pour améliorer ce contact il est préférable d'aller chercher un peu d'humidité c'est-à-dire de creuser un trou d'une dizaine de centimètres (des fois jusqu'à 50 cm) de profondeur (Boubekraoui *et al.*, 1998) et pour éviter les signaux causées par les racines des arbres. En effet, pour lutter contre l'effet bioélectrique des racines il ne faut pas positionner les électrodes à proximité de celles-ci. Sur le site de Paralia Agiou Andrea, par manque de contact avec le sol sur le calcaire affleurant, l'électrode de référence était placé parfois à l'intérieur des fractures imbibées d'eau de la mer (*figure 34*).

La PS est utilisée avec succès pour mettre en évidence l'épaisseur de la zone non saturée et donc la surface piézométrique des nappes libres de milieux volcaniques (Aubert *et al.*, 1990, Aubert and Yene Atangana, 1996, Boubekraoui *et al.*, 1998, Boubekraoui, 1999), mais les forts contrastes de résistivités et la couverture dans les milieux calcaires perturbent les signaux mesurés et rendent l'interprétation difficile (Zhou *et al.*, 1999).

Pourtant cette technique est aujourd'hui essentiellement utilisée en complément des autres méthodes géophysiques (Bosch and Gurk, 2000).

Figure 34 : Mise en œuvre de la PS sur le littoral calcaire à la proximité de sources karstiques sous–marines (site de Paralia Agiou Andrea)

III.B.4. Mise–à–la–masse

III.B.4.a. Principe

La technique de la mise-à-la-masse, a été initialement développée pour l'industrie minière. Ce procédé qui par son nom décrit la façon d'injecter le courant électrique directement dans la « masse » à étudier, est utilisé lorsqu'une zone conductrice est déjà repérée (e.g. filon minier) par affleurement ou par forage (Parasnis, 1967, Oppliger, 1984, Bhattacharya *et al.*, 2001). Une électrode d'injection de courant est placée directement dans la zone conductrice et l'autre est placée à l'infini. On mesure alors le potentiel entre un point fixe et des points de la zone d'étude. La représentation des mesures de différence de potentiel permet d'avoir : (i) l'extension, (ii) une idée du pendage, (iii) la direction et (iv) la continuité du milieu conducteur dans lequel on a placé l'électrode d'injection de courant.

III.B.4.b. Dispositif de mesure et mise en œuvre

La mise-à-la-masse est une technique que l'on peut considérer comme un cas particulier des mesures de potentiel. Dans ce cas l'électrode d'émission est remplacée par

un gisement conducteur dans lequel on injecte le courant (*figure 35*). L'ensemble du gisement joue alors plus ou moins le rôle d'électrode, toute sa surface se mettant sensiblement au même potentiel (Oppliger, 1984). Pour pouvoir faire de la mise-à-la-masse il faut (Chapelier, 2000) :

- que la résistivité du conducteur soit très faible et très inférieure à celle de la roche encaissante,
- que le conducteur soit continu, et
- que le filon conducteur soit atteignable par forage ou affleurement.

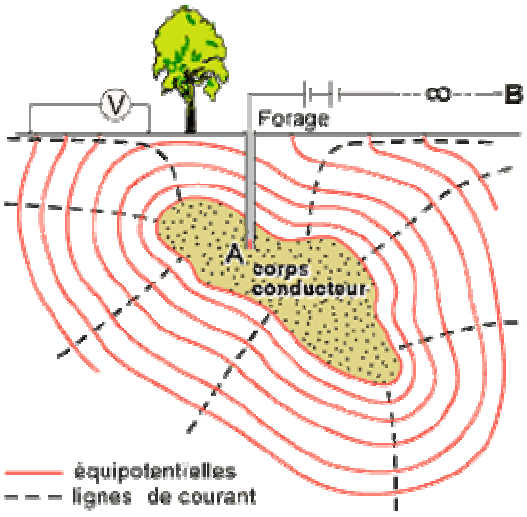


Figure 35 : Principe de la mise-à-la-masse (Chapelier, 2000)

Le courant tend à s'écouler uniformément depuis le corps conducteur dans les roches environnantes. Dans les conditions idéales il devrait y avoir un potentiel uniformément reparti à la surface du corps conducteur. Cependant, cette répartition du potentiel est modifié par la forme du corps, son pendage et son contraste de résistivité avec l'encaissant. Plus le contraste est élevé plus la répartition du potentiel se fait uniformément à la surface du corps conducteur (Chalikakis *et al.*, 2005b). Lorsque le contrast diminue, la cartographie par la déformation des équipotentielles, est moins précise et s'il n'existe aucun contraste on retrouve une répartition de potentiel hémisphérique (*figure 36*).

Considérant qu'un conduit karstique plein d'eau remplit les conditions pour l'utilisation de la mise-à-la-masse, nous avons réalisé des mesures sur le site de Poumeyssen (cf. *infra IV.B.7.*).

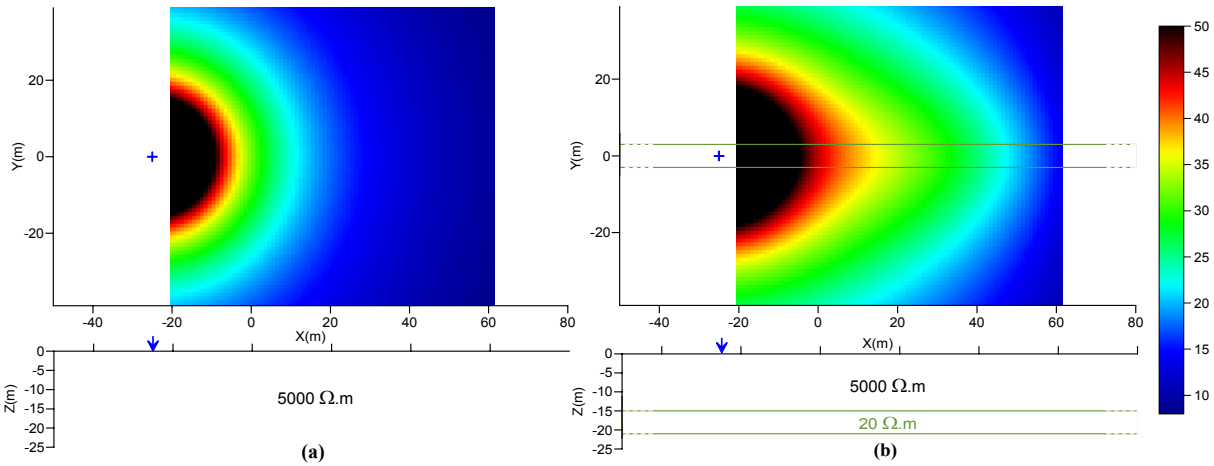


Figure 36 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse (croix bleue : électrode d'injection) et coupe de terrain (flèche bleue : électrode d'injection). (a) sur un terrain homogène à 5000 Ω.m, (b) au-dessus d'un conduit conducteur 20 Ω.m dans un encaissant homogène à 5000 Ω.m

La figure 36 constitue une partie des modélisations réalisées avant les mesures de la mise-à-la-masse sur le site de Poumeyssen dont nous allons présenter ultérieurement les résultats (cf. *infra IV.B.7.a.*).

Lorsque deux corps minéralisés sont proches il peut y avoir un effet de fuite. Le courant passe du corps où se trouve la source de courant dans le corps adjacent. Les voltages mesurés au-dessus du corps adjacent sont moins élevés (Parasnis, 1967, Oppliger, 1984).

Le pendage peut aussi être déterminé. Les forts voltages sont proches de la partie supérieure et les équipotentielles s'écartent en direction du pendage.

Il existe plusieurs façons de placer les électrodes de courant et de potentiel, la plus couramment utilisé consiste à placer une électrode de courant A dans le conducteur, l'autre B étant à l'infini. Le point de mesure M est une électrode de potentiel l'autre étant considérée à l'infini N (configuration pôle-pôle). Pour injecter du courant et mesurer les différences de potentiel ΔV entre les électrodes M et N on utilise un résistivimètre. Lors des mesures réalisées sur le site de Poumeyssen, nous avons utilisé le résistivimètre Syscal R2 (IRIS Instruments) alimenté par un convertisseur DC/DC connecté à une batterie de 12 V (*figure 37*), permettant d'injecter ainsi des courants >100 mA.

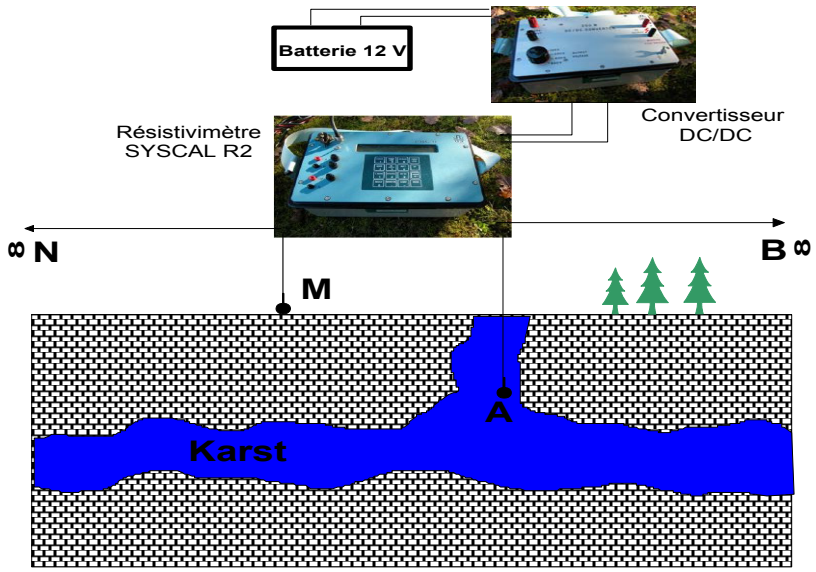


Figure 37 : Schéma représentatif du dispositif de mesure et de la mise en œuvre de la mise-à-la-masse sur le site de Poumeyssen

Pour toutes les techniques d'acquisition de cartes de potentiel, le relief perturbe la distribution des potentiels électriques. En effet, les équipotentielles seront plus resserrées au fond des vallées et plus écartées au sommet des montagnes. De plus, lorsque le terrain superficiel conducteur repose sur un substratum très résistant, la presque totalité des filets de courants se trouve concentrée dans le conducteur et les moindres dénivellations auront un effet important (Chapelier, 2000).

III.B.5. Panneau électrique

III.B.5.a. Principe

Nous avons vu précédemment qu'en écartant les électrodes, tout en gardant la symétrie du dispositif autour du point central, on obtient des mesures de résistivité apparente à des profondeurs croissantes, cela correspond au sondage électrique. Une des limitations des sondages électriques vient du fait qu'ils ne prennent pas en compte les variations latérales de la résistivité du sous-sol. En gardant l'écartement entre les électrodes constant, le long d'un profil, et en déplaçant le dispositif de mesures à pas régulier, on obtient les variations latérales de la résistivité apparente à une profondeur quasi-constante, cela correspond au traîné électrique.

En fait, le panneau électrique correspond à la conjonction des ces deux dernières techniques. En effet, les méthodes d'imagerie électrique 2D et 3D ont été mises au point

dans le but d'obtenir un modèle du sous-sol où la répartition de la résistivité varie verticalement et horizontalement le long d'un (2D) ou plusieurs (3D) profils (Parasnis, 1986, Loke and Barker, 1996, Dahlin, 2001) (*figure 38*).

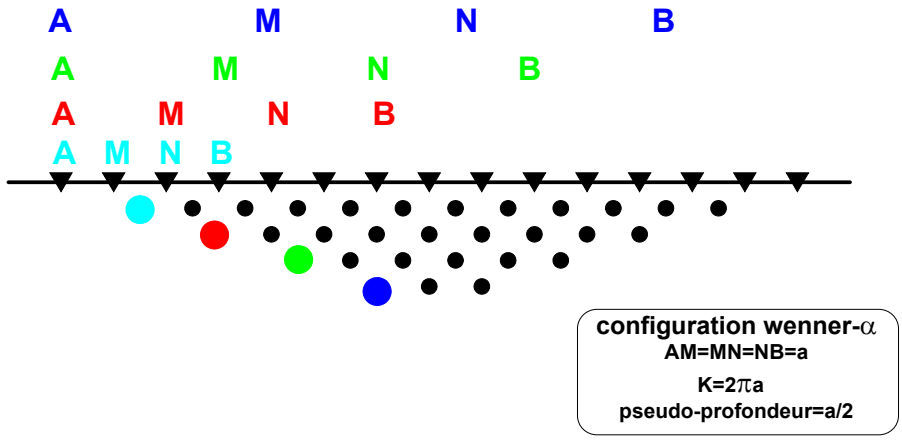


Figure 38 : Principe du panneau électrique pour la configuration wenner-α. A, B sont les électrodes d'injection et M, N les électrodes de potentiel. A chaque couleur du dispositif de mesure (AMNB) correspond une mesure

Comme nous l'avons évoqué précédemment, les valeurs de résistivités obtenues sur le terrain sont normalisées en résistivité apparente. La mesure représente une valeur qui intègre les résistivités d'un certain volume du sous-sol. A partir de ces valeurs, on cherche à retrouver les épaisseurs et résistivités des différents corps en présence. Ces résistivités calculées doivent être aussi proche que possible des résistivités vraies des corps (Loke and Barker, 1996, Dahlin, 2001). Les applications de cette technique couvrent une très large gamme, de l'archéologie (Osella *et al.*, 2005, Martino *et al.*, 2006) au génie civil (Batayneh, 2006) et aux problèmes environnementaux (Guérin *et al.*, 2004, Samouëlian *et al.*, 2004) jusqu'à la reconnaissance de structures karstiques peu profondes (Militzer *et al.*, 1979, Douglas, 1986, Noel and Xu, 1992, Kaufmann and Quinif, 1999, Gautam *et al.*, 2000, Sumanovac and Weisser, 2001, Van Shoor, 2002, Vouillamoz *et al.*, 2003b). Dernièrement, Deceuster et al. (2006) ont démontré l'intérêt de l'application du panneau électrique à l'intérieur de forages pour mettre en évidence des vides karstiques sous les fondations des bâtiments.

Pour mettre en évidence une structure tridimensionnelle tel qu'un conduit karstique ou même des cavités ou des effondrements dus à la karstification, il faudra tenter de placer

les profils perpendiculairement au corps à étudier, ce qui nous permettra d'essayer de déterminer les vraies dimensions de ce corps. Mais les limitations de la technique concernent surtout la taille de la structure, qui doit être importante, sa profondeur qui ne doit pas dépasser la dizaine de mètres et le contraste de résistivité avec la roche encaissante.

III.B.5.b. Dispositif de mesure et mise en œuvre

Pour pouvoir réaliser un panneau électrique nous utilisons un résistivimètre qui gère les différentes séquences de mesures (modes d'acquisition). Lors de mesures réalisées sur le site de Poumeyssen, nous avons utilisé le résistivimètre Syscal R2 (IRIS Instruments) (*figure 39*) alimenté par un convertisseur DC/DC connecté à une batterie 12 V. Deux boitiers appelés multinodes, sont connectés avec une série de 16 électrodes, chacun (2x16=32 électrodes). Un appareil RCM (Remote Control Multiplexer) sert de liaison entre les multinodes et le résistivimètre.

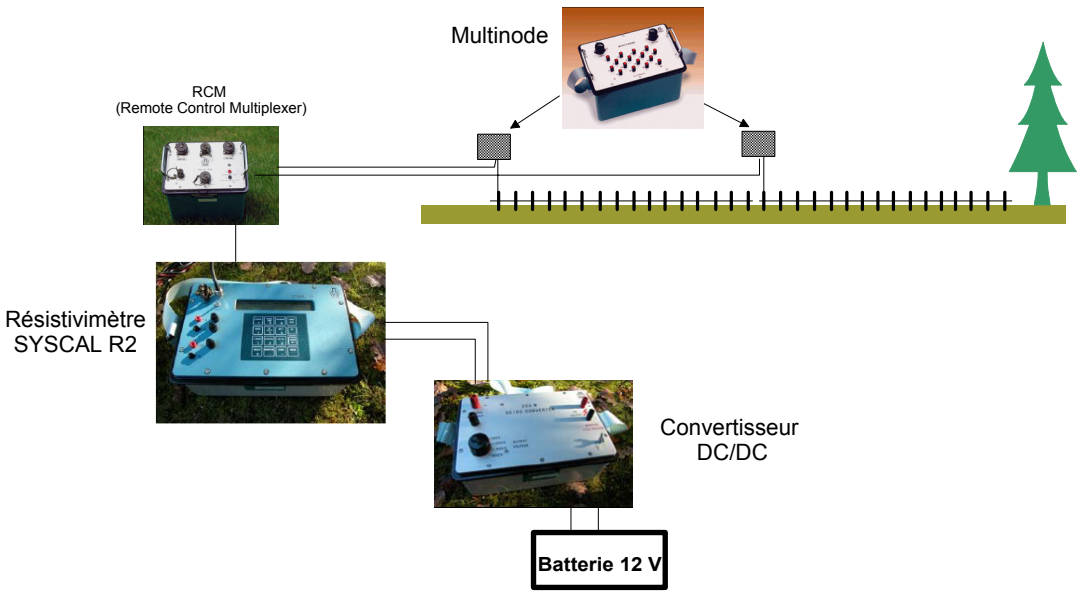


Figure 39 : Schéma représentatif du dispositif de mesure et de la mise en œuvre du panneau électrique, lors de mesures sur le site de Poumeyssen

III.C. Méthodes électromagnétiques (EM)

III.C.1. Principe général

Comme nous l'avons vu auparavant, la prospection électrique nécessite des électrodes pour injecter le courant dans le sol, alors qu'en prospection électromagnétique (EM), les courants sont produits par induction. Les méthodes EM sont généralement utilisées avec des fréquences suffisamment basses pour que les phénomènes liés aux courants de déplacement puissent être négligés (Parasnis, 1986). Dans cette approximation, dite « basse fréquence », des équations de Maxwell, les courants de conduction prédominent.

Pour pouvoir décrire la propagation et l'atténuation des ondes EM (Ward and Hohmann, 1988), il faut utiliser les équations de Maxwell qui lient les composantes du champ électrique et du champ magnétique. En milieu homogène et isotrope, ces équations s'expriment sous la forme :

$$rot\vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \qquad \textbf{(III.13)} \qquad rot\vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \qquad \textbf{(III.14)}$$

$$div\vec{B} = 0 \qquad \textbf{(III.15)} \qquad div\vec{D} = q \qquad \textbf{(III.16)}$$

Avec $\vec{E}$: l'intensité du champ électrique (V/m)

$\vec{H}$: l'intensité du champ magnétique (A/m)

$\vec{B}$: l'intensité de l'induction magnétique (T)

$\vec{J}$: la densité du courant électrique (A/m^2)

$\vec{D}$: le courant de déplacement électrique (C/m^2)

q : la densité du charge électrostatique (C/m^3)

L'équation ***III.13*** est l'expression mathématique de la loi de Faraday selon laquelle il existe un champ électrique dans la région où existe un champ magnétique variable dans le temps. L'équation ***III.14*** est l'expression mathématique de la loi d'Ampère (prenant en compte le courant de déplacement $\partial\vec{D}/\partial t$), c'est-à-dire qu'un champ magnétique est créé dans l'espace par un flux de courant et que le champ est proportionnel au courant total (Keller, 1988).

Dans un milieu homogène et isotrope, nous avons également :

$$\vec{B} = \mu\vec{H} \qquad \vec{D} = \varepsilon\vec{E} \qquad \vec{J} = \sigma\vec{E} \qquad \textbf{(III.17)}$$

Où ε : la permittivité diélectrique du milieu ; ε_0 : celle du vide = 8,854 . 10^{-12} F/m

et μ : la perméabilité magnétique du milieu ; μ_0 : celle du vide = 4π . 10^{-7} H/m

Les équations ***III.13***, ***III.14, III.15 et III.16*** se simplifient :

$$rot\vec{E} = -\mu\frac{\partial\vec{H}}{\partial t} \quad \textbf{(III.18)} \quad \text{et} \quad rot\vec{H} = \sigma E + \varepsilon\frac{\partial\vec{E}}{\partial t} \quad \textbf{(III.19)}$$

$$div\left(\mu\vec{H}\right) = 0 \quad \textbf{(III.20)} \quad \text{et} \quad div\left(\varepsilon\vec{E}\right) = q \quad \textbf{(III.21)}$$

Dans les cas de signaux basse fréquence (<1 MHz), les courants de déplacement sont négligeables, et seuls les contrastes de résistivité vont intervenir. Dans les cas des hautes fréquences (>1 MHz), i.e. cas du radar, c'est le contraste du permittivité diélectrique qui sont à l'origine des signaux mesurés (cf. *infra III.C.4.*).

Ces équations de Maxwell stipulent que tout courant électrique oscillant produit une onde EM qui se manifeste en tous points de l'espace par un champ électrique et un champ magnétique oscillant à la même fréquence et perpendiculairement l'un à l'autre (Parasnis, 1986, Ward and Hohmann, 1988). Le champ électrique et le champ magnétique associés à l'onde générée par une antenne ordinaire oscillent périodiquement mais chacun d'entre eux reste toujours orienté dans la même direction.

En basse fréquence, lorsqu'un conducteur est plongé dans un tel champ EM, il devient à son tour la source d'un champ, dit secondaire, présentant la même fréquence que le primaire mais déphasé par rapport à celui-ci.

En effet, la plupart des techniques EM sont fondées sur cette propriété qu'ont les champs magnétiques variant dans le temps d'induire des courants dans le sous-sol conducteur. Les courants induits engendrent eux-mêmes des champs magnétiques secondaires qu'on mesure en surface, en présence ou en l'absence du champ inducteur. Ces mesures s'effectuent à différentes fréquences. La distribution des courants induits dans le sol dépend du produit de la conductivité σ de sol par sa perméabilité magnétique μ et la fréquence f.

Pour résumer, la plupart de ces techniques se fondent sur l'étude des phénomènes suivants (Spies and Frischknecht, 1991) :

- Un champ magnétique primaire variable issu d'un émetteur ou d'origine naturelle

- Une force électromotrice secondaire et ses courants de Foucault qui lui sont associés, générés par induction dans les formations conductrices du sous-sol sous l'influence du champ primaire
- Un champ magnétique secondaire induit par cette force électromotrice et ces courants de Foucault
- L'induction, dans un récepteur placé en surface, d'un signal dû à l'action conjuguée du champ primaire et du champ secondaire ou que du champ secondaire.

Les techniques EM sont en général plus sensibles à l'épaisseur h d'un résistant qu'à sa résistivité ρ. Pour les conducteurs, elles sont plus sensibles à la conductivité σ qu'à son épaisseur h (Spies and Frischknecht, 1991). Les techniques EM sont caractérisées par un phénomène d'atténuation du signal EM avec la profondeur (« l'effet de peau », $\sqrt{\rho/f}$, où ρ la résistivité du sous-sol et f la fréquence utilisée).

Pour que ces méthodes soient utilisables, trois conditions au moins doivent être remplies :
Le champ magnétique primaire issu de l'émetteur doit pénétrer suffisamment dans le sous-sol,

a) Certaines formations du sous-sol doivent présenter des conductivités suffisantes pour que des courants électriques induits non négligeables puissent y prendre naissance,
b) Le champ secondaire prenant naissance dans les formations conductrices du sous-sol doit pouvoir être perçu en surface.

Plusieurs techniques de mesures EM sont utilisées pour la reconnaissance de la conductivité électrique des formations géologiques du sous-sol. Ces techniques diffèrent en fonction de la source utilisée, de leur capacité à cartographier la conductivité électrique des formations latéralement et verticalement, de leur sensibilité au bruit EM et de leur coût d'opération.

On a l'habitude de définir deux grandes familles de méthodes EM basse fréquence, en fonction de la source utilisée : les méthodes *électromagnétiques temporelles (TDEM)* et les méthodes *électromagnétiques fréquentielles (FDEM)*. En fait, pour les méthodes TDEM le courant qui génère le champ primaire, est un train de créneaux unipolaires ou bipolaires séparés par des périodes de coupures et la mesure du champ secondaire résultant de l'induction se fait à l'absence du champ primaire (Nabighian and Macnae, 1991). Pour les méthodes FDEM le courant est sinusoïdal, ou de forme créneaux bipolaires sans

coupure et le champ magnétique primaire est caractérisé par la fréquence des oscillations. La mesure est faite en présence du champ primaire et le champ total résultant est la somme du champ primaire et du champ secondaire induit (Spies and Frischknecht, 1991).

III.C.2. Méthodes électromagnétiques temporelles (TDEM – Time Domain ElectroMagnetic ou TEM – Transient ElectroMagnetic)

III.C.2.a. Principe

Il s'agit d'une catégorie de méthodes EM basse fréquence qui sont basées sur la mesure de la réponse temporelle du champ magnétique. Le principe général de ces méthodes consiste à engendrer des courants électriques dans le sous-sol, généralement par induction à partir d'une bobine émettant un champ magnétique variable, et à enregistrer le champ magnétique secondaire crée par ces courants soit par une autre bobine positionnée à l'intérieur (*figure 40*) (dispositif central) ou à l'extérieur de la première (dispositif offset), soit par la même bobine (dispositif à boucles coïncidentes).

Le courant qui circule dans l'émetteur est brusquement interrompu. Cette brusque variation du champ magnétique primaire crée une force électromotrice qui fait circuler les courants dans les formations géologiques : ce sont les courants de Foucault, ou courants induits ou courants secondaires (Spies and Frischknecht, 1991). L'intensité de ces courants et leur décroissance dans le temps sont mesurées par l'intermédiaire du champ magnétique qu'ils créent. L'intensité de ces courants décroît avec le temps et d'autant plus vite que les formations sont résistantes ; la profondeur d'investigation croît avec le temps au cours duquel le champ secondaire est mesuré, après la coupure du champ primaire (Nabighian and Macnae, 1991).

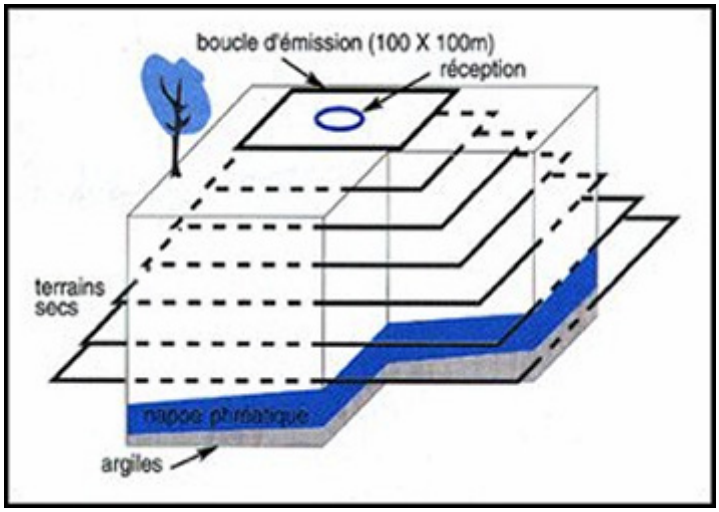


Figure 40 : Schéma représentatif d'un sondage TDEM en dispositif central

En fait, la longueur du côté de la boucle d'émission doit être du même ordre de grandeur que la profondeur à explorer. Mais souvent la profondeur d'investigation est bien supérieure de cette longueur (Nabighian and Macnae, 1991). Ce fait est un des principaux avantages du TDEM par rapport aux sondages électriques à courant continu, pour lesquels la longueur du câble déployée sur le terrain est bien supérieure à la profondeur d'investigation.

Il s'agit d'une technique qui a été développée comme plusieurs des techniques géophysiques pour la prospection minière, et qui présentent des avantages particuliers comme (Fitterman and Stewart, 1986) :

- une très bonne résolution latérale et verticale,
- une absence de contact avec le sol
- une rapidité de mise en œuvre et de mesures
- une complémentarité avec les méthodes électriques et EM fréquentielles.

L'application des méthodes TDEM en hydrogéologie est relativement récente. Fitterman et Stewart (1986) ont été les premiers à évaluer les possibilités de la méthode dans ce domaine. Ils ont montré par des calculs directs de réponses de structures simples, les possibilités de détection dans le cas suivants : zones de gravier sur du bedrock, lentilles de sables et biseau salé.

En ce qui concerne le dispositif de mesure, la bobine émettrice peut varier de 5 à plusieurs centaines de mètres, et la bobine réceptrice peut être positionnée différemment suivant les différents appareils de mesures, les formations investiguées et le but de la prospection ; une fois installé ce dispositif permet de réaliser des sondages en quelques dizaines de minutes.

III.C.2.b. L'équipement TEM-fast 32

Parmi tous les équipements actuellement disponibles pour la réalisation de sondages TDEM, nous avons choisi l'appareil TEM-fast 32 (AEMR). Il a été conçu pour des sondages électromagnétiques temporels à petites et moyennes profondeurs. Il génère à partir d'une antenne émettrice, disposée au sol (boucle carré), des impulsions de courant électrique unipolaire qui par induction créent un champ EM transitoire à chaque coupure brusque du courant qui circule dans la bobine. La diffusion de ce champ EM transitoire est mesurée par la même bobine, qui joue le rôle du récepteur cette fois-ci, durant la coupure

(bobines émettrice et réceptrice coïncidentes). L'effet d'utiliser une seule boucle en coïncidence permet de ne pas être fortement influencé par le relief de la zone investiguée.

Cet appareil (*figure 41*) consiste en une boucle carré émetteur–récepteur de différentes tailles (de 5 à 50 m), d'un boîtier qui génère les impulsions électriques et qui enregistre à chaque coupure, à différents moments temporels le signal du champ EM secondaire, et d'un ordinateur où sont transférés toutes les mesures opérées et qui permet de visualiser et d'évaluer, sur le terrain, chaque sondage réalisé. Le temps de la réalisation d'un sondage, une fois les dispositifs installés, varie entre 2 et 5 minutes, fonction de la taille de la boucle et du nombre de stacks choisis.

Pour améliorer le rapport signal/bruit, la procédure de mesures se produit en deux phases :

1. choix du nombre de stacks (répétition de mesures) en mode analogique
2. numérisation du signal analogique et « stacking » numérique

Ensuite le signal final est transfèré à l'ordinateur via une connexion RS 232.

Les caractéristiques opérationnelles de l'émetteur sont :

- ✓ impulsions électriques unipolaires avec un rapport courant on/off égal à 3/1,
- ✓ temps de coupure du courant de 0.2 µs,
- ✓ une période de 5 ms pour la répétition de chaque impulsion,
- ✓ 64 impulsions,
- ✓ amplitude du courant injecté dans la bobine variant entre 1-1.2 A. Elle dépend de la résistivité de la bobine (de 4 à 8 Ω.m) et de la tension de la batterie interne qui varie entre 12 et 14 V.

Les caractéristiques du récepteur sont :

- ✓ 32 canaux (moments temporels) pour l'acquisition de données,
- ✓ convertisseur analogique-numérique,
- ✓ boîtier de contrôle.

Figure 41 : Appareil TEM-fast 32 lors de la réalisation d'un sondage sur le site de la dépression de Loussoi

La profondeur d'investigation du TEM-fast dépend de la taille de la boucle, de l'amplitude du courant injecté, de la résistivité des formations prospectées, des effets PP (polarisation provoquée), de superparamagnétisme et de la viscosité magnétique et du bruit EM local. Les mesures peuvent également être influencées par la présence d'un corps métallique à l'intérieur de la boucle.

III.C.3. Méthodes électromagnétiques fréquentielles (FDEM – Frequency Domain ElectroMagnetic)

III.C.3.a. Principe

Les méthodes fréquentielles utilisent habituellement un émetteur qui transmet un signal harmonique et un récepteur qui mesure la partie réelle et la partie en quadrature du champ total. La partie réelle est le signal qui est en phase avec le champ primaire (inphase) et la partie en quadrature est le signal déphasé de 90° par rapport au champ primaire. Lorsqu'on mesure en un point l'effet conjugué de ces deux champs, primaire et secondaire, on constate que le champ résultant, lui, ne conserve pas au cours du temps la même direction : au lieu d'osciller linéairement il effectue durant chaque période une rotation complète dans un plan, appelé plan de polarisation. Cette relation amène l'extrémité du vecteur représentant le champ résultant à parcourir une ellipse, dite ellipse de polarisation.

L'interprétation quantitative des mesures EM obtenues sur le terrain nécessite souvent, la détermination des paramètres de cette ellipse.

Habituellement on peut distinguer différentes techniques de mesures suivant la source et les fréquences utilisées :

- La magnétotellurique (MT) (Cagniard, 1953) qui utilise des champs naturels lointains à des fréquences très basses de l'ordre de quelques Hz. En remplaçant la source du champ primaire par un champ EM artificiel, deux autres techniques dérivent de la MT suivant la bande de fréquence utilisée :
    - Le VLF (Very Low Frequency) dont le champ EM primaire est émis par des émetteurs radio d'une gamme de 12 à 30 kHz (Fischer *et al.*, 1983). On distingue :
        - Le VLF-EM et sa dérivée la RF-EM avec des fréquences de 15 à 300 kHz.
        - Le VLF-gradient.
        - Le VLF-R (pour VLF-Résistivité) ou MT-VLF.

        - La radiomagnétotellurique (RMT) (Fischer *et al.*, 1981, Turberg *et al.*, 1994) qui consiste une alternative de la VLF-R, et qui utilise des émetteurs radio comme source d'énergie, d'une bande de fréquences de 12 à 240 kHz.
    - L'audiomagnétotellurique (AMT) (Strangway *et al.*, 1973) qui utilise une gamme de fréquences comprises entre 1 Hz et 10 kHz émises par un dipôle électrique horizontal.
- La technique Slingram, à faible nombre d'induction, qui est constituée de deux bobines émettrice et réceptrice. Les fréquences utilisées sont de l'ordre de 20 Hz à 10 kHz. Une grande particularité de cette technique est que la profondeur d'investigation n'est pas liée est principalement fonction de la distance entre les bobines émettrice et réceptrice, et non plus de la fréquence utilisée.

Parmi toutes ces techniques de mesures nous avons choisi d'utiliser pour les présents travaux de recherche, la RMT, la RF-EM et le VLF-Gradient, encouragés par leurs applications sur les formations karstiques (Müller, 1982, Fischer *et al.*, 1983, Vogelsang, 1987, Ogilvy *et al.*, 1991, Turberg, 1994, Turberg *et al.*, 1994, Turberg and Barker, 1996, Stiefelhagen, 1998, Bosch and Gurk, 2000, Bosch and Müller, 2001, 2005).

III.C.3.b. Les équipements RMT, RF-EM et VLF-Gradient

Le champ EM primaire qui est émis par les antennes radio VLF (Very Low Frequency – 3 à 30 kHz) et LF (Low Frequency – 30 à 300 kHz) consiste en une composante électrique verticale E_{Pz} et une composante magnétique horizontale H_{Py} perpendiculaire à la direction de la propagation x. A une distance de la source de plusieurs longueurs d'ondes les composantes du champ primaire peuvent être considérées comme des ondes planes. En pénétrant dans le sous-sol le champ EM primaire induit un champ EM secondaire dont l'intensité dépend de la résistivité du sous-sol. Le champ EM secondaire consiste en une composante électrique horizontale E_{Sx} et d'un champ magnétique associé constitué de deux composantes, une horizontale (H_{Sx}) et une verticale (H_{Sz}).

Le département d'Hydrogéologie de l'Université de Neuchâtel (CHYN) en Suisse, a développé trois prototypes, de 1982 à 2000, pour la prospection en milieu karstifié.

III.C.3.a.i. Radiomagnétotellurique (RMT)

La technique RMT est une extension de la VLF-R (Ogilvy *et al.*, 1991, Guérin and Benderitter, 1995) à la bande de fréquence LF. Elle mesure la composante horizontale du champ magnétique résultant H_{Py} à l'aide d'une bobine réceptrice et la composante horizontale du champ électrique secondaire E_{Sx} à l'aide de deux électrodes mis au sol (*figure 42*). Pour une fréquence donnée par l'émetteur ($f = \omega/2\pi$), on peut calculer la résistivité électrique apparente, et la phase entre le champ électrique et le champ magnétique, suivant les formules (Cagniard, 1953) données dans un milieu homogène et isotrope d'une impédance Z et d'une perméabilité magnétique μ celle du vide :

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu}\left|\frac{E_{Sx}}{H_{Py}}\right|^2 \qquad (\textbf{\textit{III.24}})$$

$$\varphi_a = \arctan\left(\frac{\mathrm{Im}\, Z_{xy}}{\mathrm{Re}\, Z_{xy}}\right) \quad (\textbf{\textit{III.24}}) \text{ où } Z_{xy} = \frac{E_{Sx}}{H_{Ry}}$$

Pour différents émetteurs (différentes fréquences) de la même direction, on obtient des informations à des profondeurs différentes et cela correspond à un sondage RMT (multifréquentiel). En utilisant les codes d'inversion de la MT, nous pouvons inverser les résultats obtenus pour la création d'un modèle géoélectrique du sous-sol (Turberg *et al.*, 1994, Turberg and Barker, 1996). Des informations sur l'anisotropie du milieu peuvent s'extraire en utilisant des émetteurs de différentes directions (sondage multidirectionnel) mais il faut faire attention à l'anisotropie apparente due à la polarisation du champ émetteur (Guérin *et al.*, 1994).

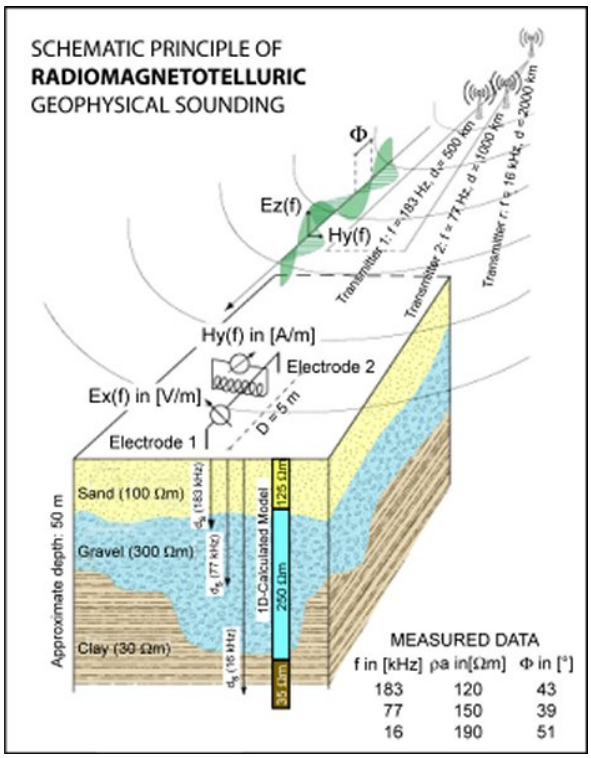


Figure 42 : Principe de la technique RMT (Turberg et al., 1994)

L'équipement développé par le CHYN fonctionne sur une gamme de fréquences de 12 à 300 kHz.

III.C.3.a.ii. Radio Frequency Electro-Magnetic (RF-EM)

La RF-EM est une technique de prospection en continu, sans contact avec le sol, pour mettre en évidence à l'échelle métrique les changements de la propriété électrique de la roche engendrés par l'effet de la fracturation. Avec cette technique on obtient les variations latérales de la résistivité apparente à une profondeur quasi–constante, en utilisant deux bobines réceptrices à axe horizontal et vertical (Stiefelhagen, 1998). Les paramètres mesurés sont les composantes verticales et horizontales du champ magnétique résultant (H_{Ry} et H_{Rz} [8]) pour une fréquence choisie, qui correspond à une profondeur d'investigation. Le champ résultant provient de l'addition vectorielle du champ primaire H_P et du champ secondaire H_S :

$$\vec{H}_R = \vec{H}_P + \vec{H}_S \quad (\textbf{\textit{III.25}})$$

[8] Pour une direction de propagation de l'émetteur suivant l'abscisse x (cf. *figure 43*)

$$\left|\overrightarrow{H_R}\right| = \left|\overrightarrow{H_P}\right| e^{i\omega t} + \left|\overrightarrow{H_S}\right| e^{i(\omega t-\varphi)} \quad (\textbf{\textit{III.26}})$$

Avec $H_P >>> H_S$, $f = \omega/2\pi$ et φ le déphasage entre le champ primaire et le champ secondaire.

Le champ résultant est constitué des vecteurs suivants : $\begin{pmatrix} 0 \\ H_{Ry} \\ H_{Rz} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 \\ H_{Py} \\ 0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 \\ H_{Sy} \\ H_{Sz} \end{pmatrix}$ (***III.27***)

Avec $H_P >>> H_S$, la composante H_{Sy} peut être négligée et d'après les équations ***III.26*** et ***III.27*** on obtient :

$$H_{Rz} = H_{Sz} = \left|H_{Sz}\right| e^{i\varphi} = \left|H_{Sz}\right| \cos\varphi + i\left|H_{Sz}\right| \sin\varphi \quad (\textbf{\textit{III.28}})$$

Où la partie réelle de l'équation décrit la composante du champ secondaire qui est en phase avec le champ primaire (inphase) et la partie imaginaire la composante qui est déphasée (en quadrature).

L'équipement développé par le CHYN utilise une gamme de fréquences de 15 à 300 kHz et à l'aide de deux bobines orthogonales, elle compare le champ primaire de l'émetteur avec l'intensité d'un champ secondaire induit (en %) dans les fractures.

La composante verticale de ce champ secondaire est détectable par une bobine à axe vertical. Son intensité sera comparée en pourcentage à l'intensité du champ primaire, mesurée simultanément par une bobine à axe horizontal (*figure 43*). En déplaçant les deux bobines le long des profils, il est possible de détecter la présence des fractures conductrices, par l'enregistrement en continu des paramètres de l'induction (inphase et quadrature en % : H_Z/H_Y). Les courbes ainsi obtenues, par l'enregistrement en continu des paramètres de l'induction, donnent une très bonne information sur la position et la dimension des fractures (Stiefelhagen, 1998), mais ces "hétérogénéités conductrices" doivent encore être positionnées entre un pic positif et un pic négatif sur la courbe enregistrée.

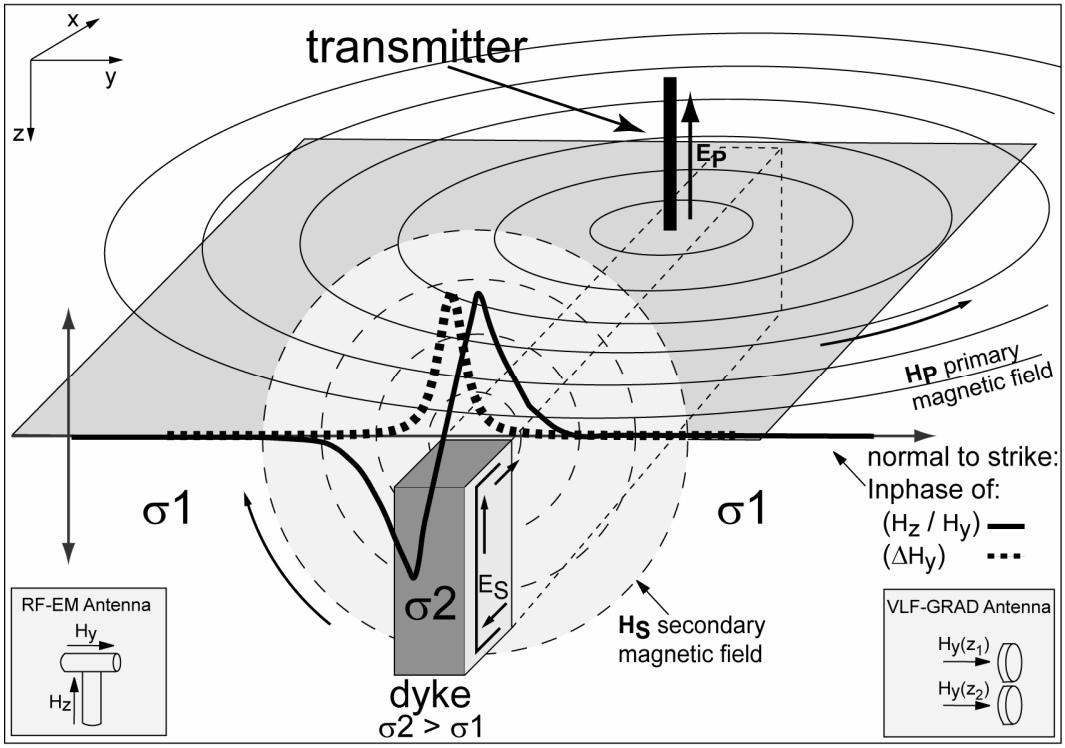


Figure 43 : Principe des méthodes RF-EM et VLF-Gradient au-dessus d'un dyke conductrice (Bosch and Müller, 2001)

III.C.3.a.iii. Very Low Frequency Gradient (VLF – Gradient)

Comme l'illustre la figure 43, théoriquement la fissure conductrice se situe au milieu, entre le pic positif et le pic négatif de la courbe RF-EM. Pour les situations complexes, il n'est pas toujours simple d'estimer exactement la position du conducteur et d'interpréter ces courbes sans ambiguïté.

Ce dilemme a été résolu par la mise au point d'une nouvelle antenne sur l'instrument RF-EM : l'antenne gradient (Bosch and Müller, 2001, 2005). Celle-ci ne mesure que l'intensité du champ total avec deux bobines à axe horizontal, mais à différentes hauteurs. Cette nouvelle antenne gradient facilite la localisation des fractures par un pic très net, juste à l'aplomb du conducteur (*figure 43*), capable ainsi d'identifier et de séparer des fractures de faible développement et très rapprochées l'une de l'autre (Bosch and Müller, 2001, 2005).

Nous avons vu que pour l'équation ***III.27*** la composante H_{Sy} est négligeable. Pour la technique du gradient ce n'est pas du tout le cas. Si on utilise deux bobines, à axe horizontal, au-dessus l'une de l'autre, on va mesurer le gradient de la composante horizontale du champ résultant suivant l'équation (Bosch and Müller, 2001) :

$$\Delta H_{Ry} = H_{Ry}(z_2) - H_{Ry}(z_1) \quad (\textbf{\textit{III.29}})$$

Ensuite on peut déduire de l'équation ***III.27*** : $\Delta H_{Ry} = (H_{Py} + H_{Sy}(z_2)) - (H_{Py} + H_{Sy}(z_1))$

<=> $\Delta H_{Ry} = H_{Sy}(z_2) - H_{Sy}(z_1)$ (***III.30***)

Comme dans l'équation III.28 la mesure du gradient peut se séparer en partie réelle et en partie imaginaire correspondant à un signal en phase et à un signal en quadrature avec le champ primaire :

$$\Delta H_{Ry} = \left|H_{Sy}(z_2) - H_{Sy}(z_1)\right| \cos\varphi + i\left|H_{Sy}(z_2) - H_{Sy}(z_1)\right| \sin\varphi \quad (\textbf{\textit{III.31}})$$

L'équipement développé par le CHYN fonctionne avec une gamme de fréquences de 15 à 25 kHz (*figure 44*).

(a)

(b)

(c)

Figure 44 : Appareils (a) RMT, (b) RF-EM et (c) VLF-gradient lors de leur utilisation sur le site de la dépression de Loussoi

Habituellement, lors de la mise en œuvre de ces méthodes, on les couple à un GPS différentiel porté par un opérateur pour positionner à l'échelle métrique toute inhomogénéité enregistrée par les appareils.

III.C.4. Radar

La technique du radar (ou GPR, ground penetrating radar) en géophysique est basée sur l'étude de la propagation des ondes EM haute fréquence dans le sol, dans le domaine de fréquences variant de quelques MHz à quelques GHz. Ces ondes sont émises sous forme d'impulsions temporelles de très courte durée, en un point de la surface par une antenne émettrice. Elles interagissent avec le milieu en créant des phénomènes de conduction et de polarisation qui dépendent de la permittivité complexe ε^* des matériaux rencontrés (Daniels *et al.*, 1988) :

$$\varepsilon^* = (\varepsilon' + \frac{\sigma''}{\omega}) - j(\varepsilon'' + \frac{\sigma'}{\omega}) \quad (\textbf{\textit{III.32}})$$

Avec ε' et ε'' les parties réelle et imaginaire de la permittivité, σ' et σ'' les parties réelle et imaginaire de la conductivité et ω la pulsation de l'onde.

Dans les milieux résistants (calcaires) les parties imaginaires de la permittivité et de la conductivité (ε'' et σ'') sont faibles et seul ε' peut influencer sur la propagation des ondes ; les phénomènes de polarisation dominent. Dans les milieux conducteurs, les phénomènes de conduction dominent (σ') et les ondes ne pénètrent plus dans les milieux (Daniels *et al.*, 1988).

Lorsque les ondes rencontrent un contraste diélectrique, elles se réfléchissent partiellement vers la surface (lois de Snell-Descartes) où leurs caractéristiques sont mesurées par une antenne réceptrice et sont analysées pour en déduire les propriétés du sous-sol. On mesure ainsi les variations d'amplitude du champ électrique en fonction du temps de propagation des ondes dans le milieu.

Plusieurs travaux de recherche ont montré l'intérêt de l'utilisation du radar en milieu karstifié (Robert and de Bosset, 1994, Van Overmeeren, 1994, Doolittle and Collins, 1998, McMechan *et al.*, 1998, Beres *et al.*, 2001, Al-Fares *et al.*, 2002). Cependant, la technique n'est pas adaptée à la détection des cibles karstiques en présence d'une couverture conductrice, car les ondes ne s'y propagent pas.

Durant les présents travaux de recherche la technique du radar n'a pas été utilisée à cause de la présence des formations conductrices au-dessus des cibles recherchées.

III.D. Méthodes sismiques

La sismique étudie les variations de la vitesse sismique du sous-sol (la propagation des ondes élastiques), variations qui sont en relation avec la dureté, le degré de

consolidation et la saturation. Avec cette méthode on peut distinguer la roche compacte du terrain meuble, la roche compacte et la roche altérée, les zones fracturées dans une roche saine, le niveau de la nappe phréatique (Telford et al., 1990).

En effet, le paramètre qui nous intéresse est la vitesse de propagation de ces ondes dans le sous-sol. Ces ondes ont été générées par une source sur ou dans le sol. Chaque roche peut être caractérisée par la mesure de la vitesse sismique qui lui est propre. Cette propagation des ondes élastiques dépend des propriétés élastiques des roches composant le sous-sol.

Les ondes sismiques sont principalement de deux types (*figure 45*) :

- les ondes de volume
    - ondes de compression *P* ou ondes longitudinales ou ondes primaires
    - ondes de cisaillement *S* ou ondes transversales ou ondes secondaires
- les ondes de surface ou ondes guidées
    - ondes de Rayleigh
    - ondes de Love

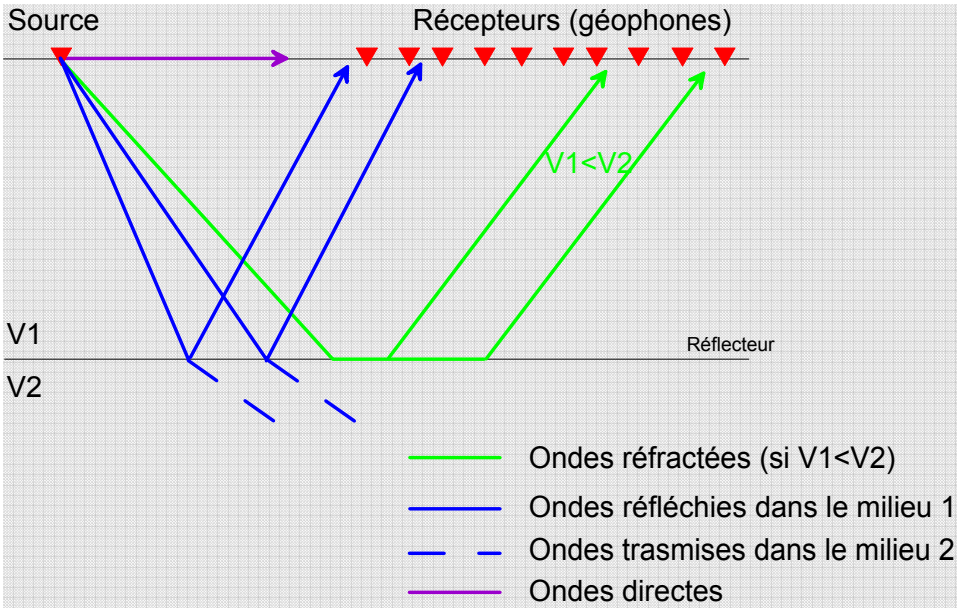


Figure 45 : Principe de la méthode sismique

En recherche pétrolière il s'agit essentiellement de sismique *réflexion* alors que dans les travaux relevant de la géologie de l'ingénieur (hydrogéologie, construction de routes, barrages, tunnels,...), il s'agit le plus souvent de sismique *réfraction*. Pour l'étude détaillée de la partie superficielle du sous-sol, qui nous intéresse le plus dans le cas de notre étude, on s'intéresse à l'enregistrement, le traitement et l'inversion de toutes les ondes P : directes, réfractées, réfléchies et diffractées (certains auteurs utilise le mot

sismique hybride). Cela prend la forme de la tomographie des ondes P, qui permet de bien définir le champ des vitesses. Ceci a deux applications : a) la cartographie d'une géologie complexe qui ne peut pas être obtenu par la technique de réfraction et b) un meilleure traitement de la sismique réflexion.

III.E. Résonance magnétique des protons[9] (RMP)

Comme nous l'avons évoqué dans les paragraphes précédents, les méthodes géophysiques dites « traditionnelles » d'exploration des ressources en eau, se fondent sur l'analyse d'anomalies de structures ou de paramètres physiques, qui sont liés à différents facteurs qui ne sont pas eux-mêmes nécessairement liés, de façon univoque, à la présence ou à l'absence d'eau dans le milieu étudié. La conductivité électrique est certes proportionnelle à la conductivité électrique du fluide et à une certaine puissance de la porosité, mais il existe aussi des roches telles les argiles ou les schistes, dont la forte conductivité est liée à leurs caractéristiques minéralogiques et non uniquement à leur teneur en eau (Parasnis, 1986). De plus, dans le cas des argiles, l'eau adsorbée et par conséquent non mobilisable a une influence sur la valeur de la conductivité électrique. De même, la vitesse des ondes sismiques est influencée par la porosité matricielle et le degré de fracturation qui sont des facteurs déterminant pour la perméabilité (Telford et al., 1990). Cependant d'autres phénomènes structuraux peuvent également contribuer à modifier ce paramètre sans qu'il y ait un rapport particulier avec la présence d'eau. Contrairement à ces méthodes géophysiques indirectes, l'information déduite d'un sondage de RMP est directement liée à la quantité d'eau contenue dans le sous-sol. Ainsi, la méthode RMP permet d'élargir la gamme des méthodes géophysiques appliquées au domaine de l'exploration des ressources en eau.

III.E.1. Principe

Cette méthode a l'avantage d'avoir un signal avec une amplitude directement liée à la présence d'eau mobile dans le sous-sol et avec un temps de relaxation lié à la taille des pores (Schirov *et al.*, 1991). Initialement développée pour des sondages monodimensionnels, cette technique peut aussi être utilisée en profilage pour étudier des

[9] Dans la littérature anglo-saxonne, les termes les plus couramment utilisés sont le MRS (Magnetic Resonance Sounding) et la SNMR (Surface Nuclear Magnetic Resonance).

objets bi ou tridimensionnels (Legchenko, 2001, Legchenko *et al.*, 2002, Vouillamoz *et al.*, 2003b) tels que les conduits et cavités karstiques.

L'originalité de la méthode réside dans le fait qu'elle soit directement sensible à la quantité d'eau contenue dans le sous-sol. L'inversion des données permet de déterminer une distribution de la teneur en eau en fonction de la profondeur et de fournir des indications sur les paramètres hydrodynamiques des formations aquifères. Les résultats RMP peuvent ainsi contribuer à l'élaboration de modèles hydrogéologiques mieux contraints et à une implantation plus performante de forages productifs.

Schématiquement (*figure 46*) le principe physique de la RMP repose sur le fait que les noyaux d'hydrogène des molécules d'eau, placés dans un champ magnétique H_0 (tel que celui de la Terre ou un champ artificiel), possèdent des moments magnétiques non nuls qui, à l'équilibre, sont alignés dans la direction de ce champ principal H_0 (Legchenko, 2001, Legchenko and Valla, 2002)

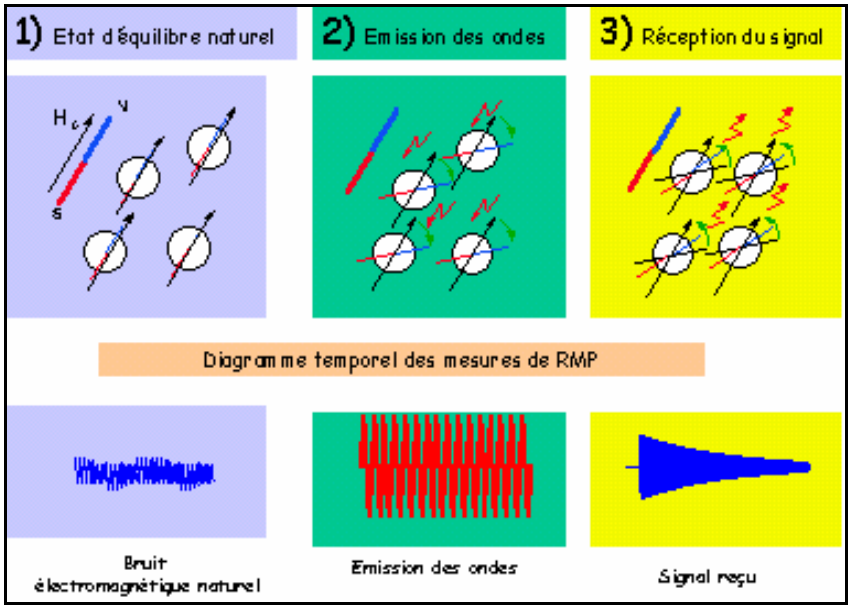


Figure 46 : Principe de la mesure RMP (Legchenko, 2001, Legchenko and Valla, 2002)

L'émission d'un champ magnétique perturbateur à une fréquence spécifique (dite fréquence de Larmor) modifie cet état d'équilibre naturel et provoque une précession de ces moments autour de la direction du champ magnétique naturel. Cette précession crée à son tour un champ magnétique alternatif qui est détecté après coupure de l'injection de courant et donc du champ perturbateur, et du retour à l'état d'équilibre initial, constituant ainsi la réponse RMP (Beauce *et al.*, 1996). Plus l'amplitude de ce champ est intense, plus

le nombre de protons entrés en résonance est grand, et donc plus la teneur en eau est importante.

La fréquence spécifique à laquelle les protons sont excités assure que la méthode est sélective (Legchenko *et al.*, 1997). La très grande majorité des noyaux d'hydrogène présents dans le proche sous-sol provenant des molécules d'eau implique ainsi que la méthode RMP renseigne directement sur la présence ou l'absence d'eau dans le milieu étudié et aussi sur les caractéristiques hydrodynamiques du milieu.

III.E.2. Mise en œuvre

A l'aide d'une boucle émettrice à la surface du sol, dans laquelle on envoie un courant électrique alternatif, on crée un champ d'excitation oscillant à la fréquence de Larmor. Cette fréquence est calculée, après avoir mesuré l'amplitude du champ géomagnétique H_0 avec un magnétomètre à protons. Après l'arrêt du champ d'excitation, on mesure dans cette même boucle le champ de relaxation (suivant le phénomène de précession) produit par les noyaux d'hydrogène. Sur un site donné, la profondeur d'investigation est fonction de la taille de la boucle, de la résistivité des terrains et du moment d'excitation (produit du courant primaire par sa durée d'injection). Le processus d'acquisition d'une mesure est schématisé sur la figure 47.

L'impulsion de courant alternatif *I(t)* envoyé dans la boucle est décrite par l'équation suivante :

$$I(t) = I_0 \cos(\omega_0 t), \quad (\textbf{\textit{III.32}}) \qquad 0 < t \leq \tau, \qquad \text{avec } \omega_0 = 2\pi f_0 = \gamma H_0 \quad (\textbf{\textit{III.33}})$$

Avec I_0 : amplitude initiale, choisie en fonction de la profondeur d'exploration souhaitée

τ : durée de l'impulsion

f_0 : fréquence de Larmor qui varie entre 800 et 3000 Hz en fonction de l'amplitude du champ géomagnétique terrestre,

ω_0 : pulsation du courant émis dans la boucle correspondant à la fréquence de Larmor des protons,

H_0 : amplitude du champ géomagnétique terrestre

γ : facteur gyrodynamique des protons (γ=2π 4,254597 10^{-2}= 0,2675 Hz/nT)

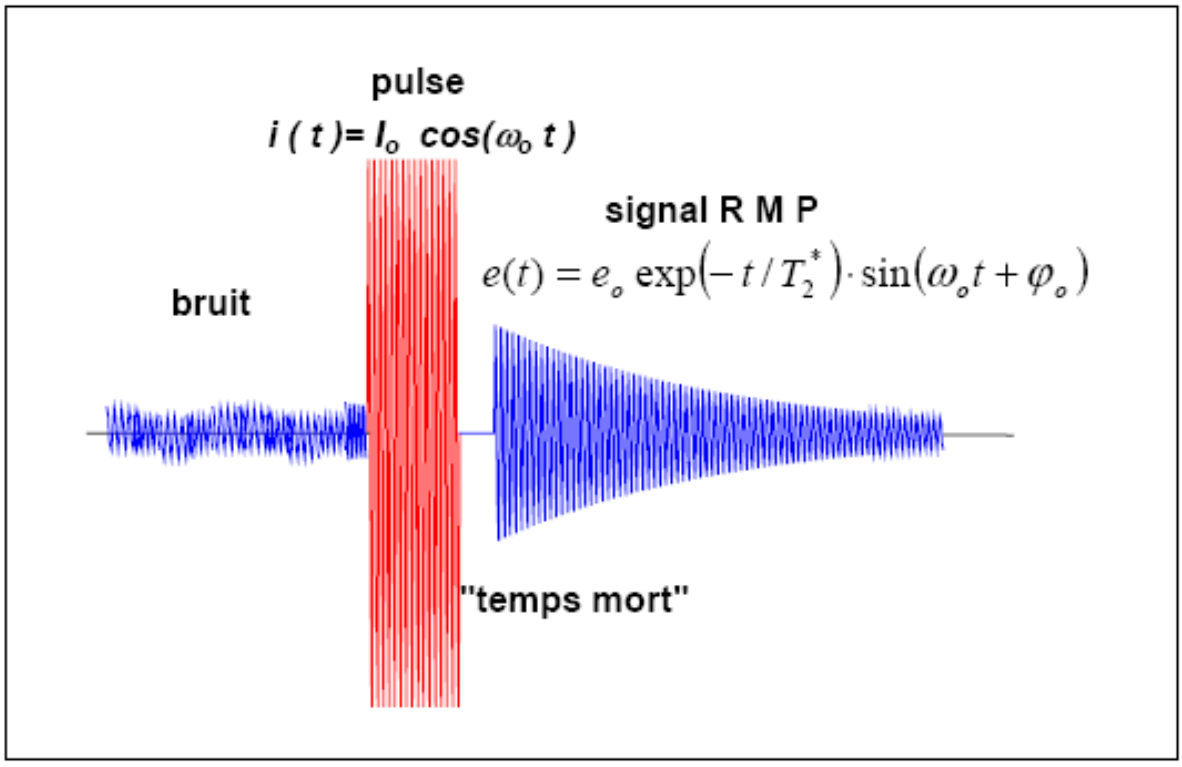


Figure 47 : Présentation d'une séquence d'émission-réception d'un signal RMP en fonction du temps (Legchenko et al., 1997)

Le signal de relaxation RMP *e(t,q)* est donné par une formule de forme exponentielle décroissante qui dépend du moment d'excitation $q=I_0\tau$:

$$e(t,q) = e_0(q)\exp(-t/T_2^*)\cos(\omega_0 t + \varphi_0) \quad (\textbf{\textit{III.35}})$$

Avec : $e_0(q)$: amplitude initiale RMP

T_2^* : temps de relaxation spin-spin

φ_0 : phase du signal RMP

Les paramètres $e(q)$, T_2^* et φ_0 sont les paramètres calculés à partir du signal enregistré dans la boucle réceptrice. La détermination de la variation de ces paramètres conduit à une estimation de la teneur en eau dans les formations du sous-sol ainsi que de la profondeur d'investigation. En effet, l'augmentation du paramètre q permet d'augmenter le volume investigué et un ensemble de mesure $e(t,q)$ pour des q croissants constitue un sondage RMP en profondeur.

L'amplitude initiale $e_0(q)$ du signal RMP ne peut pas être mesurée par les équipements actuellement disponibles, au moment de la coupure de l'impulsion, car le temps instrumental τ_d nécessaire pour réaliser la commutation entre transmission et réception est de 40 ms. L'amplitude initiale est alors calculée par la formule :

$$e_0 = e_{rd} \exp(\tau_d / T_2^*) \quad (\textbf{\textit{III.36}})$$

Où e_{rd} est l'amplitude initiale mesurée après le temps mort instrumental τ_d.

De plus, l'amplitude initiale $e_0(q)$ est fonction du nombre de protons excités, elle permet d'obtenir une information sur la teneur en eau et l'épaisseur des couches. Cette amplitude varie de quelques dizaines de nV à quelques mV (Legchenko et al., 1997).

La constante de temps de décroissance du signal, T_2^* est liée à l'environnement dans lequel se situent les protons. Les principaux facteurs qui vont influencer la constante de temps T_2^* sont la taille moyenne de pores et l'inhomogénéité du champ statique. Plus la taille de pores de la roche est grande (porosité totale élevée), plus le temps de décroissance est long. Le tableau 6 donne les valeurs du temps de décroissance T_2^* pour quelques types de roches.

Types de formations aquifères	**Temps de décroissance T_2^* (ms)**
Argiles sableuses	<30
Sables argileux, sables très fins	30-60
Sables fins	60-120
Sables moyens	120-180
Sables à gros grains et graveleux	180-300
Graviers	300-600
Eau libre	600-1000

Tableau 6 : Valeurs du temps de décroissance de quelques formations aquifères (Schirov et al., 1991)

Pour dépasser les ambigüités liés aux inhomogénéités du champ géomagnétique, il est possible de mesurer une constante de temps de décroissance longitudinal appelée T_1, en employant la « saturation recovery method » (Farrar and Becker, 1971, Dunn *et al.*, 2002). Elle consiste à l'injection de deux pulsations consécutives au lieu d'une seule et à mesurer le signal RMP après chaque pulsation (*figure 48*) (Legchenko *et al.*, 2002, Legchenko and Valla, 2002). Ainsi, il est possible de déduire la constante de temps de décroissance T_1 à partir de la différence entre les deux réponses *FID1* et *FID2* tel que :

$$\frac{e_{0\,FID2}}{e_{0\,FID1}} = 1 - \exp(\frac{-\Delta t}{T_1}) \quad (\textbf{\textit{III.37}})$$

Où e_{0FID1} et e_{0FID2} sont les amplitudes à l'origine des signaux *FID1* et *FID2* et Δt le délai séparant les deux pulses.

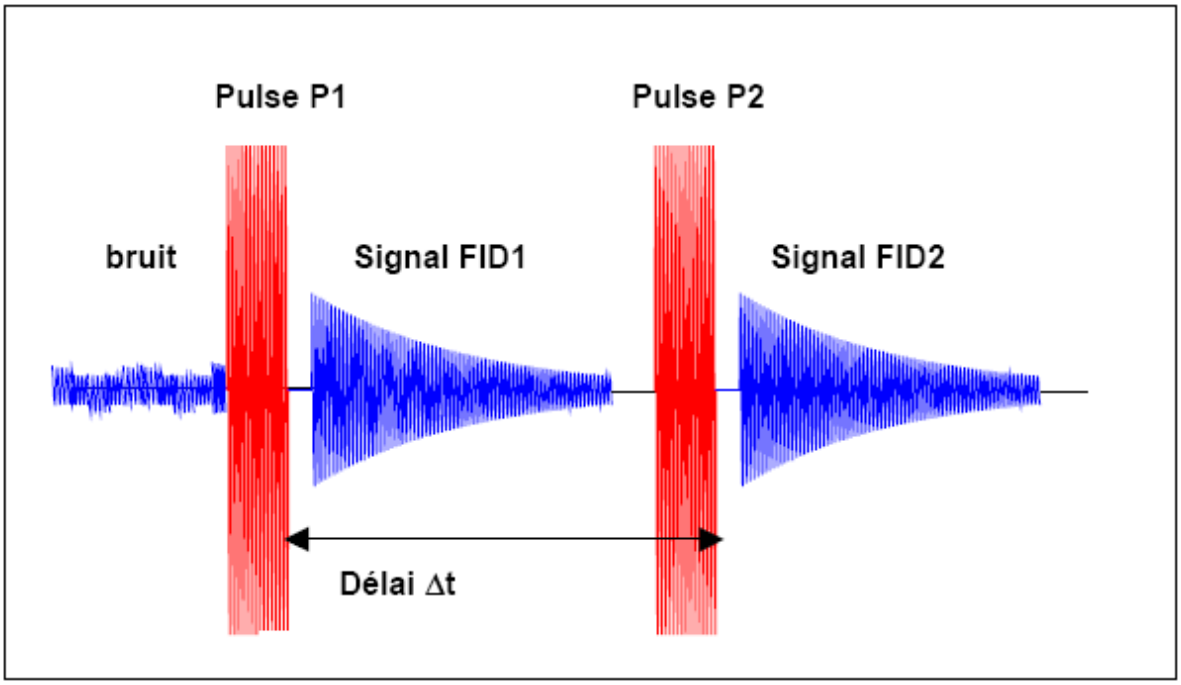


Figure 48 : Présentation d'une séquence d'émission-réception d'un signal RMP, à deux pulses, en fonction du temps pour la mesure du T_1 (Legchenko et al., 2002)

La phase φ_0 est liée à la distribution des conductivités électriques du sous-sol, aux harmoniques du pulse, et au décalage en fréquence. Pour une estimation précise des profondeurs des différents aquifères, cette information doit être prise en compte lors de l'étape d'inversion des données RMP, quand les résistivités sont inférieures à 10 Ω.m.

Le volume investigué lors d'un sondage est défini par un cylindre vertical de diamètre égal à environ 1,5 fois le diamètre de la boucle, centré sur celle-ci et de hauteur égale à ce diamètre. La profondeur d'investigation est sensiblement diminuée lorsque la conductivité des terrains augmente et de manière significative pour des résistivités inférieures à 10 Ω.m. Différents facteurs peuvent aussi influencer l'amplitude des signaux RMP tels que par exemple, la magnitude et l'inclinaison du champ géomagnétique (Semenov *et al.*, 1988). En effet, la conductivité électrique du sous-sol peut atténuer les champs EM d'un facteur qui est proportionnel à la racine carré de la résistivité sur la

fréquence ($\sqrt{\rho/f}$), « l'effet de peau » que nous avons évoqué précédemment aux méthodes électromagnétiques, où ρ la résistivité du sous-sol et f la fréquence utilisée.

Les figures 49 et 50 présentent l'intensité totale et l'inclinaison du champ géomagnétique en 2005, donnée par l'IGRF (International Geomagnetic Reference Field) au niveau de la mer. La fréquence de Larmor est proportionnelle à l'amplitude du champ géomagnétique. Par conséquent près de l'équateur, la fréquence est petite et l'atténuation est moins importante que dans les zones près des pôles. Pourtant l'amplitude du signal RMP est proportionnelle au carré de l'amplitude du champ géomagnétique. Ceci signifie que dans des zones de hautes altitudes et malgré l'atténuation due au sous-sol, le signal RMP est plus important. La taille et la géométrie de l'antenne utilisée influencent également l'amplitude du signal RMP (Legchenko *et al., 1997*).

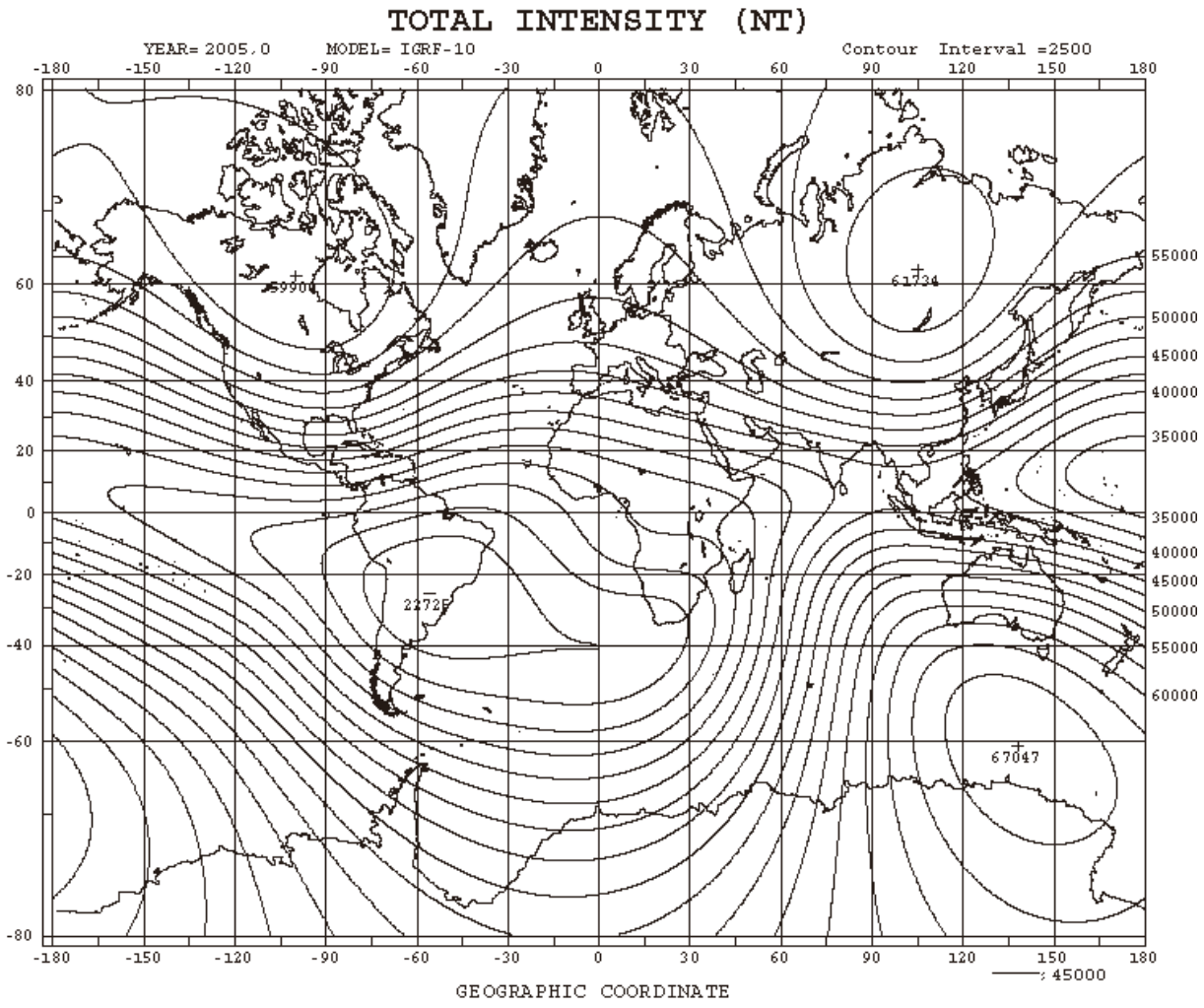


Figure 49 : Intensité totale du champ géomagnétique en 2005 (en nT) au niveau de la mer, isolignes tous les 2500 nT, d'après l'IGRF

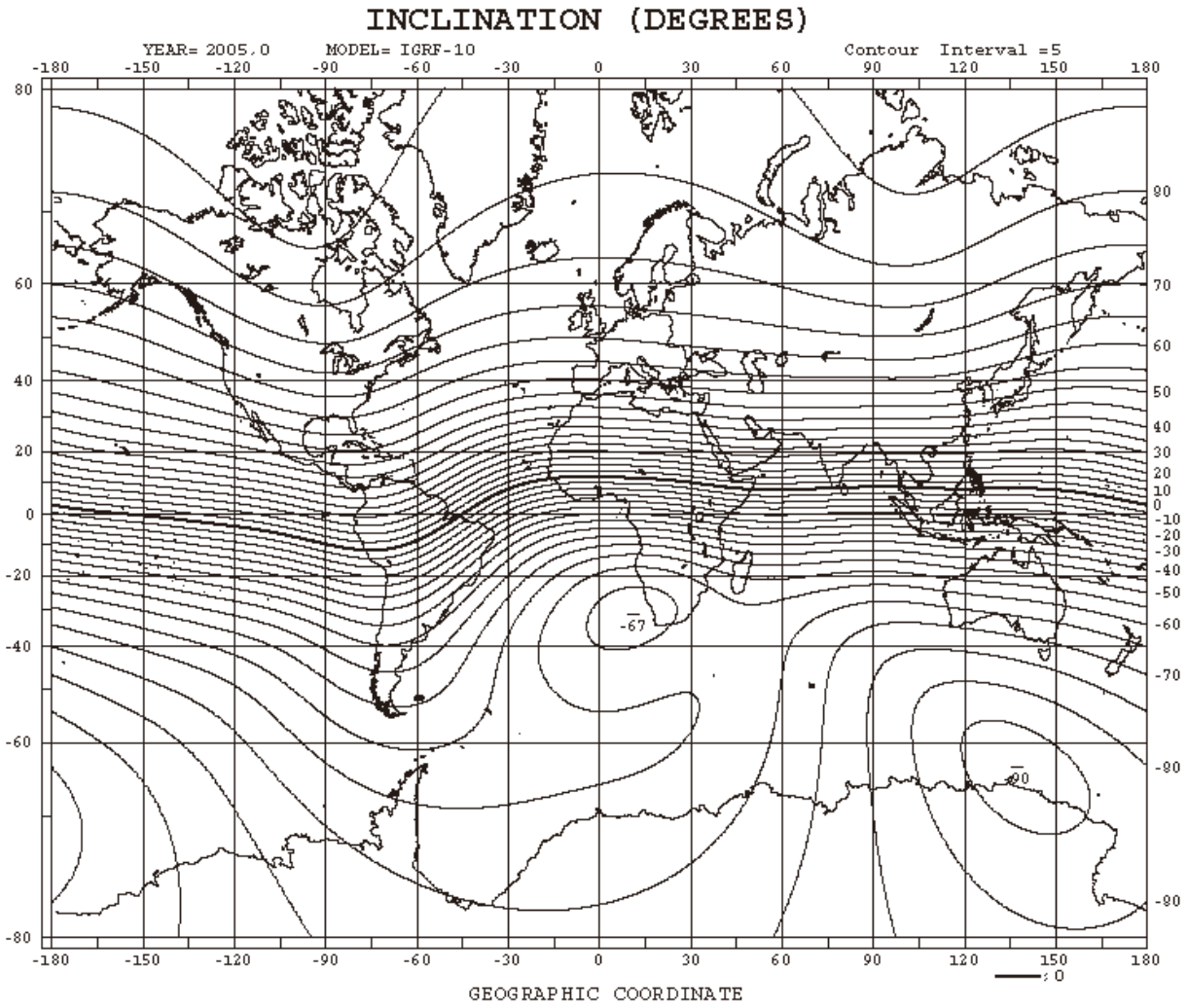


Figure 50 : Inclinaison du champ géomagnétique en 2005 (en degré) au niveau de la mer, isolignes tous les 5°, d'après l'IGRF

Il est nécessaire de préciser que la teneur en eau et la constante de temps estimées par les inversions des signaux RMP ne sont pas des paramètres hydrogéologiques. La teneur en eau fournie par la RMP peut être définie telle que ci-après. Pour un volume d'investigation V, soit V_W le volume rempli d'eau et V_R le volume de roche ($V=V_W+V_R$). Le volume V_W peut être divisé en deux parties : l'eau soumise à un champ magnétique homogène et appelée eau libre V_{free} et l'eau soumise à un champ magnétique inhomogène, appelée eau liée V_{bound} ; ainsi $V_W=V_{free}+V_{bound}$. Comme les très courts signaux correspondant à l'eau liée ne peuvent pas être mesurés par les équipements RMP disponibles aujourd'hui ; n la teneur en eau RMP est la part du volume investigué occupé par l'eau libre telle que $n=V\ free\ /V$. Les deux cas limites sont n = 0 pour une roche sèche et n=100% pour l'eau d'un lac ou d'un conduit karstique.

Pour calculer la perméabilité intrinsèque on utilise la formule (Kenyon, 1997) :

$$K_{RMP} = C_p w^a T_1^b \quad (\textbf{\textit{III.38}})$$

avec : w la teneur en eau RMP, C_p un préfacteur calculé à partir des essais de pompage et a et b des exposants de calibration.

A partir des analyses de données expérimentales la formulation la plus adaptée pour calculer la transmissivité avec les paramètres RMP (Legchenko *et al.*, 2002, Vouillamoz *et al.*, 2002, Vouillamoz *et al.*, 2005) est :

$$T_{RMP} = C_p (w\Delta z) T_1^2 \quad (\textbf{\textit{III.39}})$$

où Δz l'épaisseur de l'aquifère estimée par la RMP.

III.E.3. L'équipement NUMIS ^{plus}

La RMP est une application particulière du phénomène de la résonance magnétique nucléaire, découvert en 1946 par des équipes universitaires de Standford et Harvard. La première utilisation de la RMP (Varian, 1962) a été proposée en 1962, et en 1988 Semenov *et al.,* ont proposé le premier appareil géophysique, l'HYDROSCOPE développé à Novossibirsk par l'Institut de Cinétique Chimique et de Combustible (ICCDC) de l'Académie des Sciences de la Terre de l'URSS. A la suite d'une collaboration entre le BRGM, ICCDC et IRIS Instruments, un nouvel équipement baptisé NUMIS est commercialisé en 1996 (Beauce *et al.*, 1996). Depuis 2001, la nouvelle version de NUMIS, NUMIS^{plus} qui permet l'injection du deuxième pulse pour la mesure du temps T_1 (Legchenko *et al.*, 2002) est le seul appareil géophysique capable d'effectuer des sondages RMP.

L'équipement NUMIS^{plus} se compose (*figure 51*) d'une unité centrale, de deux convertisseurs DC/DC, d'un ou deux blocs de capacités, de quatre batteries de 12 V, d'une boucle transmission–réception (Tx-Rx) et d'un ordinateur portable. L'unité centrale comporte le générateur de courant alternatif, l'unité réceptrice et le microprocesseur. Le microprocesseur pilote la commutation de l'antenne du mode émission au mode réception. Il contrôle également la génération de la fréquence de référence égale à la fréquence de Larmor.

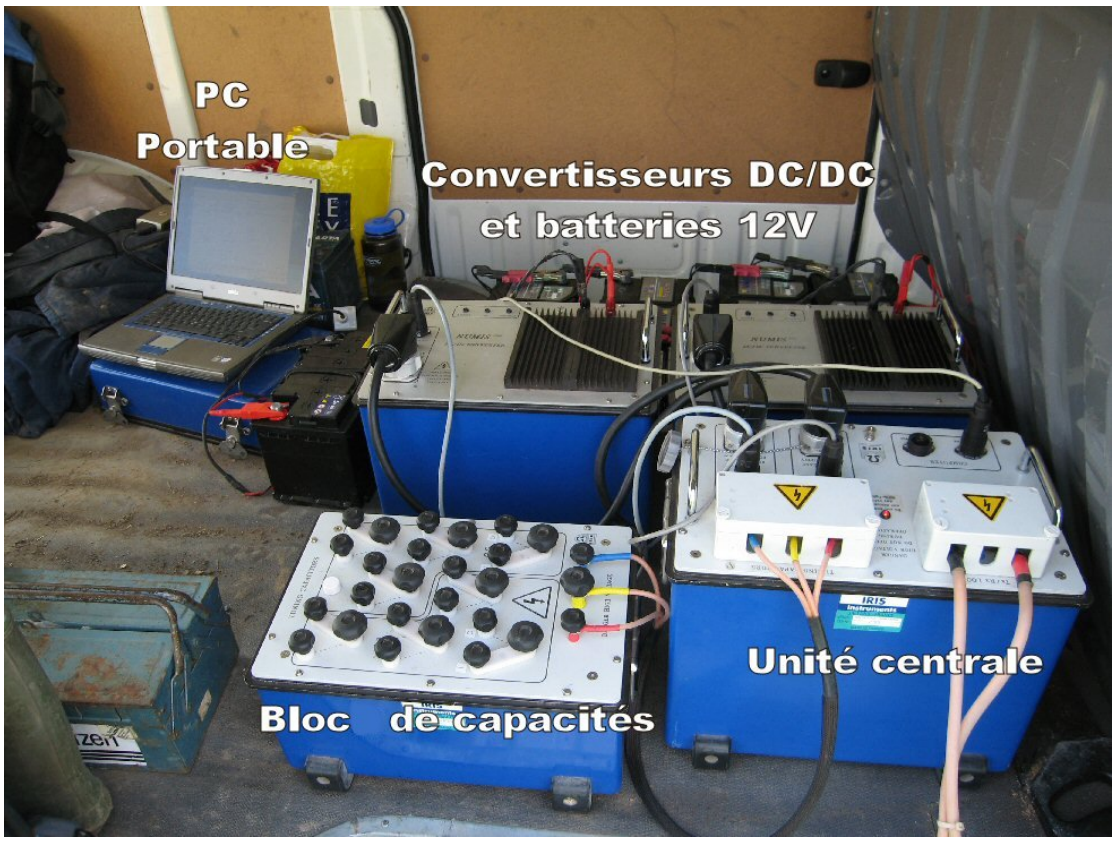


Figure 51 : Equipement NUMIS^{plus} lors de mesures sur le site de Poumeyssen

L'intensité de l'impulsion I_0 varie de quelques ampères (dizaine de volts) à un maximum de 450 A (4000 V) pour le générateur NUMIS^{plus}. La boucle de transmission est constituée de câble électrique de 6 à 25 mm^2 de section. La configuration par défaut comporte deux ensembles de puissance composés chacun d'un convertisseur DC/DC alimenté par deux batteries 12 V. Ces convertisseurs alimentent l'unité centrale sous une tension choisie par l'utilisateur (de 6 à 430 V) qui contrôle ainsi l'amplitude de l'impulsion. L'unité centrale est pilotée par un ordinateur portable et permet d'envoyer l'impulsion et puis d'enregistrer le signal de relaxation et de traiter des données.

Une ou deux blocs de capacités sont utilisés pour accorder la boucle en fonction de la fréquence de Larmor et des conditions locales (résonance électrique de la boucle).

La durée de réalisation d'un sondage RMP est d'environ 4 h dans des conditions favorables de bruits EM parasites d'origine naturelle ou anthropique. Les valeurs d'amplitudes mesurées peuvent varier de quelques dizaines de nanovolts à quelques microvolts suivant la teneur en eau du milieu considéré ; le seuil de détectabilité de NUMIS^{plus} se situant à environ 4 nV.

Malgré l'intérêt de la méthode pour l'hydrogéologie et les résultats encourageants sur le karst (Vouillamoz *et al.*, 2003), ses désavantages s'annoncent en termes de

portabilité (taille de ~ 1 m^3 et poids de ~ 250 kg (*figure 51*)), et de temps de mesures qui s'associe effectivement au coût total de la mission ; pour obtenir un sondage dans de zones moyennement bruitées (≥ 400 nV) et avec un faible signal RMP (≥ 20 nV), comme il est le cas dans des sites karstiques, il faut compter plus de 10 h par sondage.

III.F. Microgravimétrie

La gravimétrie mesure les variations de l'accélération de la pesanteur à la surface de la zone à étudier (Parasnis, 1986). La prospection gravimétrique consiste à mesurer ces variations, puis à appliquer aux valeurs brutes un certain nombre de corrections pour éliminer l'influence des autres corps, de la rotation et de la forme de la terre et des effets topographiques locaux afin de ne faire ressortir que les anomalies dues seulement aux variations de densité du sous-sol. De faibles valeurs de la pesanteur correspondent à des densités apparentes faibles (cavités, zones décompressées). Réciproquement, de fortes valeurs correspondent à des densités élevées.

L'application de la méthode gravimétrique suppose l'existence d'un contraste de densité entre les différentes unités géologiques ou entre une cible et son encaissant. Selon les objectifs fixés, on parlera de *microgravimétrie* pour des études de subsurface (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres) que l'on distinguera de la *gravimétrie* dite classique pour des objectifs profonds. La mise en œuvre de la méthode nécessite une technicité particulière compte-tenu des corrections de mesures à réaliser en fonction de la topographie (Debeglia *et al.*, 2006). Dans le cas de la microgravimétrie, la précision topographique est très importante ce qui implique effectivement des coûts en conséquence.

Les résultats gravimétriques représentent l'image d'une distribution des densités du sous-sol. Ils ne traduisent pas directement la présence de vide, mais plutôt la diminution apparente de densité que crée ce vide (McGrath *et al.*, 2002). C'est donc par l'examen de cette répartition des densités que le géophysicien attribuera aux anomalies existantes les origines telles que des cavités, zones décompressées, accident géologique, etc.

Dans les milieux karstiques la microgravimétrie est une méthode bien adaptée à la recherche des cavités vides (McGrath *et al.*, 2002, Fauchard and Pothérat, 2004, Debeglia *et al.*, 2006). Des investigations sur les aquifères karstiques employant la gravimétrie absolue sont en cours de réalisation avec des résultats assez encourageants (Van Camp *et al.*, 2006).

III.G. Prospection Radon

Dans les méthodes géophysiques appliquée à l'hydrogéologie, nous pouvons y ajouter les mesures des concentrations en radon (Monnin and Seidel, 1998). Le radon, de numéro atomique 86 et issu de la famille radioactive de l'uranium-238 et du radium-226, est l'un des éléments radioactifs naturels présents dans le sol, les eaux de pluie, les eaux souterraines et les eaux de rivières. Les mesures de la concentration peuvent fournir des informations importantes sur la circulation de l'eau à travers la roche et sur les écoulements hydrauliques entre des aquifères adjacentes (Hoen and Von Gunten, 1989).

Plusieurs travaux ont démontré l'intérêt des mesures de la concentration du radon en milieu karstique, malgré la faible teneur en uranium-238 et en radium-226 (Eisenlohr and Surbeck, 1995, Von Gunten *et al.*, 1996, Bonotto and Andrews, 1997, Al-Fares, 2002). Pourtant, une configuration spéciale, nécessitant des petites implantations des dispositifs de mesures dans la zone d'étude, aussi qu'une prise de mesures régulières, ne nous ont pas permis d'utiliser cette méthode durant les présents travaux de recherche.

CHAPITRE IV

Résultats géophysiques

Introduction

Dans ce chapitre nous allons exposer les résultats de toutes les techniques géophysiques appliquées aux différents sites expérimentaux. Pour conserver la cohérence du document nous allons présenter les résultats par site et par méthode dans l'ordre tels que nous les avons exposés dans les chapitres II et III.

En outre, le long de ces années de recherche, sur chaque site, les connaissances géologiques et hydrogéologiques ont été améliorées. Par conséquent, cette évolution nous a permis d'affiner à la fois notre approche géophysique en précisant nos objectifs et les choix de techniques, ainsi que nos interprétations finales. Cette progression sur la compréhension de chaque système reste un facteur déterminant pour le géophysicien lui permettant ainsi de diminuer l'incertitude sur les résultats obtenus. Pour cette raison, un historique sur les missions réalisées va précéder la présentation des résultats géophysiques, qui seront exposés à leur tour suivant un ordre chronologique.

IV.A. Limnes Kastrion (site de Loussoi)

IV.A.1. Historique des missions réalisées

Comme nous l'avons évoqué précédemment le rôle de la géophysique sur le site de Loussoi était restreint (cf. *supra II.A.6.*) à cause de la complexité géologique et du manque de données géologiques et hydrogéologiques détaillées. Pour cette raison, avant de réaliser les premières missions géophysiques sur le site nous avons jugé raisonnable, d'organiser en avril 2003 une mission hydrogéologique et en juillet 2003 une mission de géologie structurale – tectonique. Ces premières missions de terrain ont eu comme objectifs de bien préciser les problèmes hydrogéologiques auxquels la géophysique pouvait éventuellement répondre (cf. *supra II.A.6.*), de choisir les endroits les plus favorables pour la mise en œuvre de la géophysique et de pouvoir ainsi déterminer les méthodes géophysiques les mieux adaptées. Suite à ces missions, la zone d'étude sélectionnée entoure toute la partie est et une petite partie au nord-ouest de la dépression (*figure 52*).

En parallèle des présents travaux de recherche, l'étude complète du système hydrogéologique du site de Loussoi et la cartographie de la vulnérabilité de l'aquifère karstique, dans le cadre de la thèse de doctorat de Regina KOUTSI à l'Université Kapodistrienne d'Athènes, nous ont permis de clarifier encore plus nos objectifs.

En septembre 2003 une première campagne géophysique a été réalisée. Parmi les méthodes géophysiques et leurs techniques de mesures, nous avons choisi d'utiliser le sondage TDEM, avec l'appareil TEM-fast, et les techniques de sondage et de profilage FDEM, avec les appareils RMT et RF-EM et VLF-Gradient respectivement, décrites au chapitre III de ce mémoire. Un grand profil L1 de 1400 m a été tracé à l'est de la dépression, sur lequel nous avons testé la réponse de chaque technique de mesures géophysiques, afin de pouvoir évaluer les différences en résolution verticale et horizontale, procéder à leurs interprétations jointes et ainsi calibrer notre première approche géophysique (*figures 52 et 53*).

En mai 2004 une deuxième campagne géophysique a eu lieu. Seul l'appareil Tem-fast a été utilisé afin de compléter l'étude avec d'autres profils parallèles au profil L1 et de pouvoir ainsi mettre en évidence la forme du substratum calcaire dans la partie est de la dépression.

En septembre 2004, une troisième campagne géophysique a été réalisée auprès d'un gouffre caché sous les sédiments et réactivé durant l'hiver 2003-2004. Les appareils RMT et RF-EM et VLF-Gradient ont été utilisées afin de repérer des anomalies géophysiques liées à ce type de morphologie karstique.

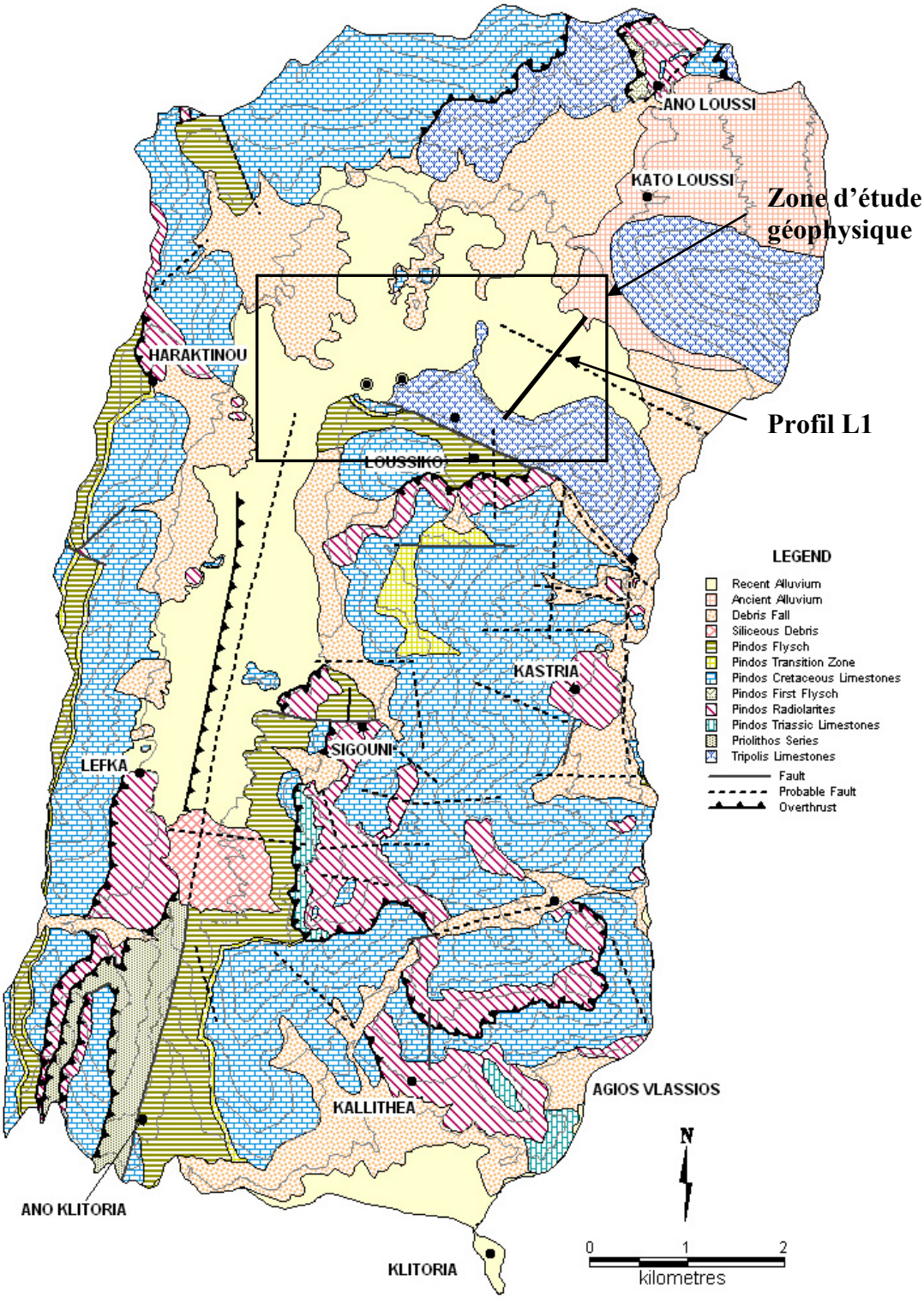


Figure 52 : Zone d'étude géophysique, le profil L1 positionnés sur la carte géologique (Koutsi and Stournaras, 2005) du site de Loussoi

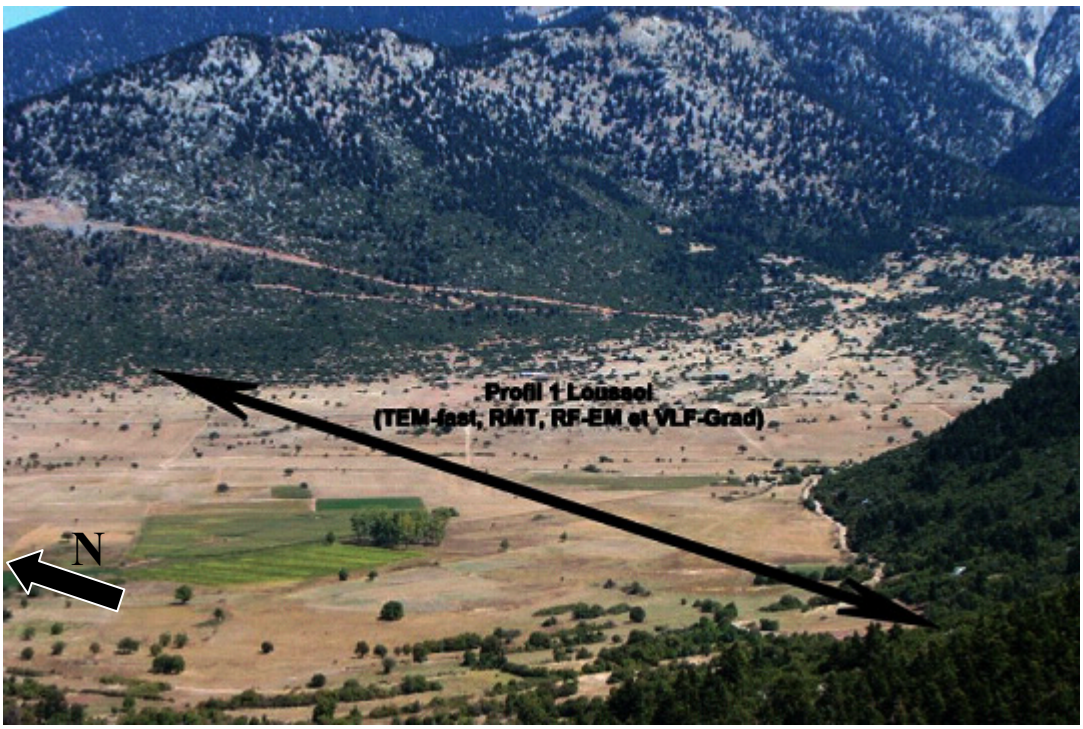


Figure 53 : Photo panoramique de la partie est de la dépression et positionnement du profil L1

IV.A.2. TDEM

Nous avons réalisé au total 92 sondages TEM-fast sur le site de la dépression de Loussoi (*figure 54*), dont 23 le long du profil L1 avec différentes configurations de dispositif de mesure, pour 13 points géographiques. En effet, au début de la prospection géophysique et plus particulièrement, le long du profil L1, nous avons eu l'intention de réaliser en chaque point, des sondages TEM-fast avec différentes boucles de mesures. Ainsi, nous avons acquis des mesures avec des boucles carrées de 10 m x 10 m, 25 m x 25 m et 50 m x 50 m, afin d'obtenir des résultats avec différentes résolutions en subsurface et en profondeur.

En théorie, et en absence de bruit EM ambiant, la taille de la boucle n'a aucune influence sur la profondeur de diffusion qui est donné par la formule : $d = \sqrt{\frac{2t}{\mu\sigma}}$ (***IV.1***), où t est défini comme le temps après la coupure du courant, μ la perméabilité magnétique du milieu et σ sa conductivité électrique.

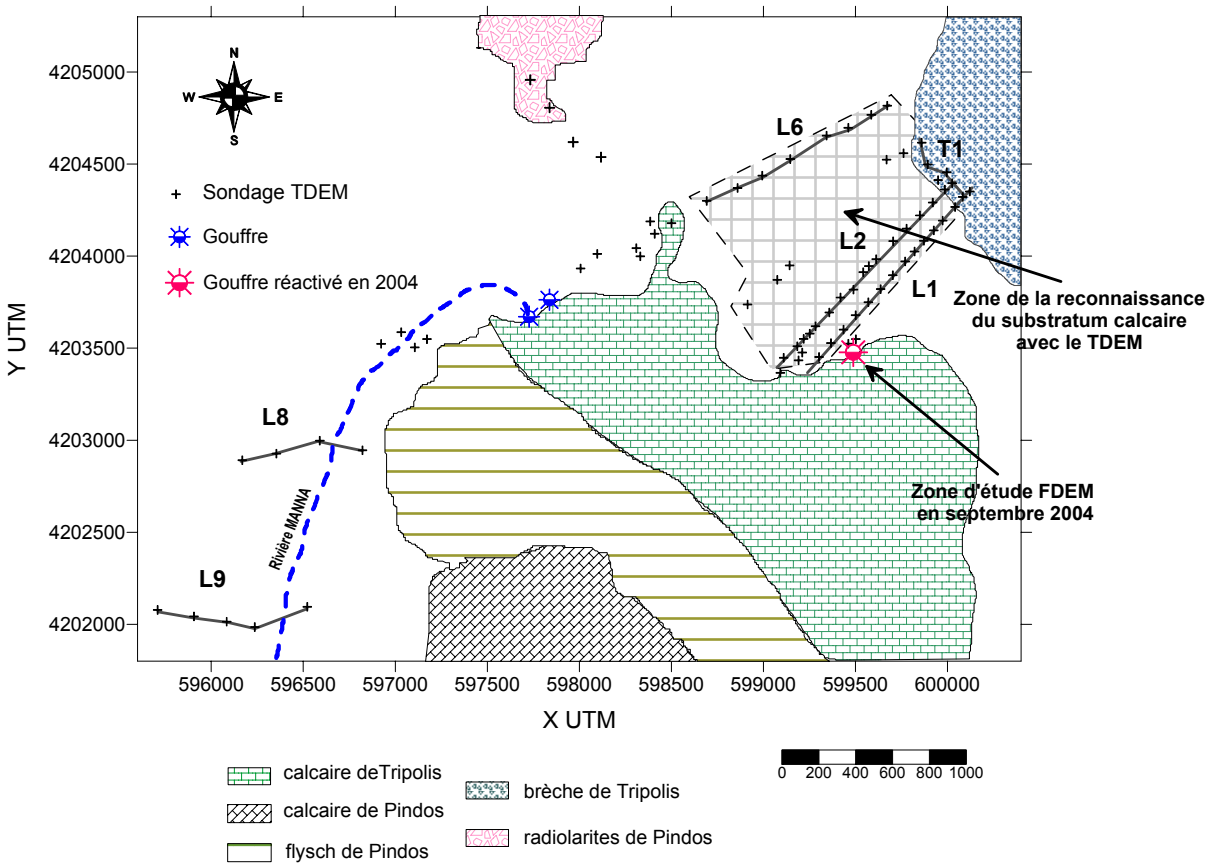


Figure 54 : Positionnement des sondages TDEM sur une carte géologique simplifiée de la zone d'étude ; le profil L1 et le gouffre réactivé l'hiver 2004 sont signalés

L'utilisation de petites boucles devrait nous permettre de mieux caractériser les couches près de la surface (Spies and Frischknecht, 1991). Toutefois, sur le terrain il y a toujours du bruit EM ambiant.

Pour pouvoir améliorer le rapport signal sur bruit, soit on augmente le courant injecté, soit on augmente la taille de la boucle d'émission utilisée. En outre, on peut également augmenter le « stacking » (répétition de mesures et sommation des enregistrements) pour filtrer les mesures du bruit EM ambiant.

Il faut rappeler sur ce point que le signal responsable de l'induction, pour les sondages TDEM, dépend de la surface de la boucle d'émission. L'augmentation de la taille de la boucle intervient sur l'amélioration du rapport signal mesuré sur le bruit EM ambiant. La surface de la boucle de réception peut être augmentée mais elle n'améliorera que le rapport signal sur bruit électronique de l'appareil de mesure, qui est généralement très faible par rapport au bruit EM ambiant.

Toutefois les boucles d'émission et de réception de l'appareil TEM-fast 32 sont coïncidentes sans possibilité de séparation (à noter que cette option de séparation est

disponible pour la version TEM-fast 48), avec les avantages et les inconvénients qui vont avec. De plus, le courant qui est injecté avec l'appareil est toujours de l'ordre de 1-1.2 A.

Par conséquent, avec de petites boucles de mesures nous n'avons pas pu obtenir des résultats satisfaisants, car la plupart de courbes acquises étaient bruitées (*figure 55*). Ce phénomène est lié au fait que le bruit EM est très supérieur au signal des courants d'induction.

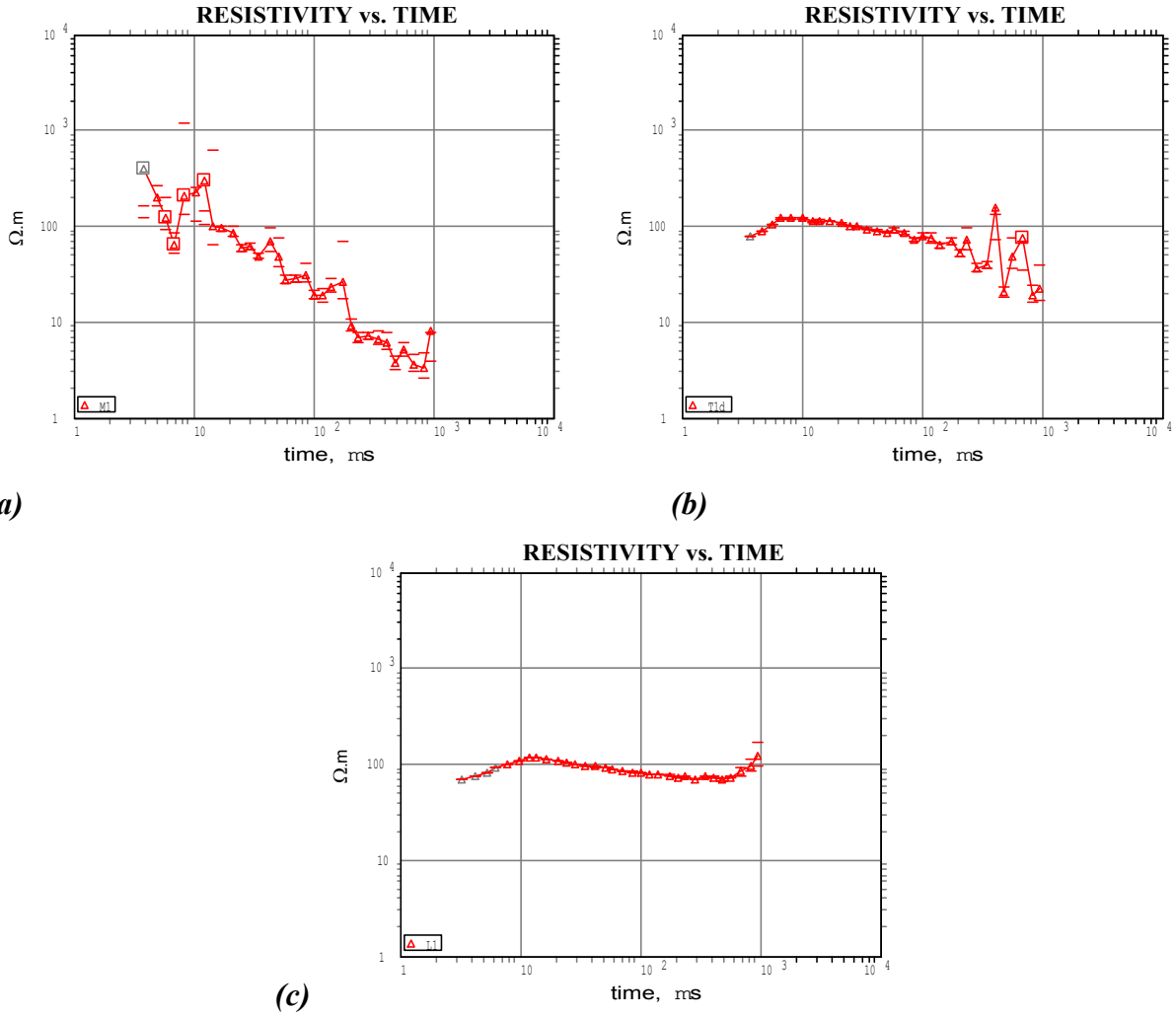


Figure 55 : Exemple des courbes TDEM, sur le même point géographique pour différentes boucles de mesures : a) 10 m x 10 m, b) 25 m x 25 m et c) 50 m x 50 m

La comparaison entre ces trois figures montre que le faible rapport signal/bruit se manifeste de deux manières : (1) par la dispersion des valeurs, qui conduit à des courbes hachées qui présentent des pics et des creux, et (2) par une distorsion des courbes moyennes sous forme d'une branche descendante. Cette dernière particularité s'explique par le fait que des valeurs de champ élevées dues au bruit EM, se traduisent par des valeurs

de conductivités élevées, donc par des faibles résistivités. On note que ces deux signes apparaissent pour des temps d'autant plus courts que la boucle est de faibles dimensions.

Ayant testé en conséquence différentes dispositifs de mesures sur le site, nous avons constaté que seulement avec la grande boucle 50 m x50 m on pourrait atteindre le substratum calcaire et qu'aucune information fiable ne pouvait être obtenue avec de petites boucles près de la surface.

IV.A.2.a. Détermination du substratum calcaire

En l'absence d'un logiciel d'inversion 2D de données TDEM, nous nous sommes limités à inverser chaque sondage séparément, en utilisant le logicield'inversion 1D TEM-res fourni avec l'appareil TEM-fast et nous avons procédé ensuite à la création de sections 2D. En fait, on crée pour chaque sondage un modèle géoélectrique initial 1D, et en faisant varier les résistivités et les épaisseurs de diverses couches nous optimisons l'inversion des données géophysiques par des couches géoélectriques, correspondant à des formations géologiques. Avec une juxtaposition des différents modèles, on obtient des sections (coupes géoélectriques) 2D (*figure 56*).

Afin d'évaluer les résultats des inversions, données par le logiciel TEM-res, nous avons employé pour le profil L1 un deuxième logiciel d'inversion 1D, procuré par la compagnie Zonge.

Sur le profil L1, une image géoélectrique du sous-sol a été obtenue avec chacun des logiciels (*figures 56 et 57*).

Sur ces sections on peut observer l'enfoncement du calcaire de Tripolis, vers de plus grandes profondeurs, depuis le sud-ouest jusqu'au milieu du profil où on perd sa trace. De plus, au début du profil au nord-est à une profondeur d'environ 130 m on observe l'apparition d'une formation résistante (>600 Ω.m) qui pourrait éventuellement être le calcaire de Tripolis. Cette remarque à été validée par deux sondages supplémentaires que nous avons réalisés lors de la deuxième mission géophysique (sondages L1 et L2 présents à la *figure 56*, manquants à la *figure 57*).

A ce moment, il faut mentionner de nouveau que la technique TDEM n'est pas très performante pour évaluer la profondeur précise du toit du calcaire ainsi que sa résistivité, alors qu'elle distingue très bien le contraste couche résistante sur couche conductrice. Ce qui signifie que l'on peut avoir une faute de précision de quelques mètres sur la profondeur du toit du calcaire de Tripolis, selon le modèle initial choisi pour l'inversion des courbes

mesurées. Néanmoins, on peut être sûr de la forme du calcaire de Tripolis (Chalikakis *et al.*, 2004).

La formation électriquement résistante (>400 Ω.m) près de la surface du coté nord-est du profil a été identifié par les observations géologiques depuis la surface et correspond à des éboulis ou des cônes de déjection comprenant des blocs de calcaires et des brèches. Juste en-dessous de cette formation, des couches moyennement résistantes (entre 80 et 110 Ω.m) apparaissent. Elles peuvent correspondre aux sédiments d'une paléo-vallée.

Du coté sud-ouest du profil des couches plus conductrices (<50 Ω.m) semblent reposées sur le calcaire. D'après nos observations sur le terrain, elles peuvent correspondre à des sédiments récents de la vallée lesquels peuvent contenir un petit aquifère perché au dessus du calcaire de Tripolis, ou bien présenter une composition argileuse les rendant plus conducteurs.

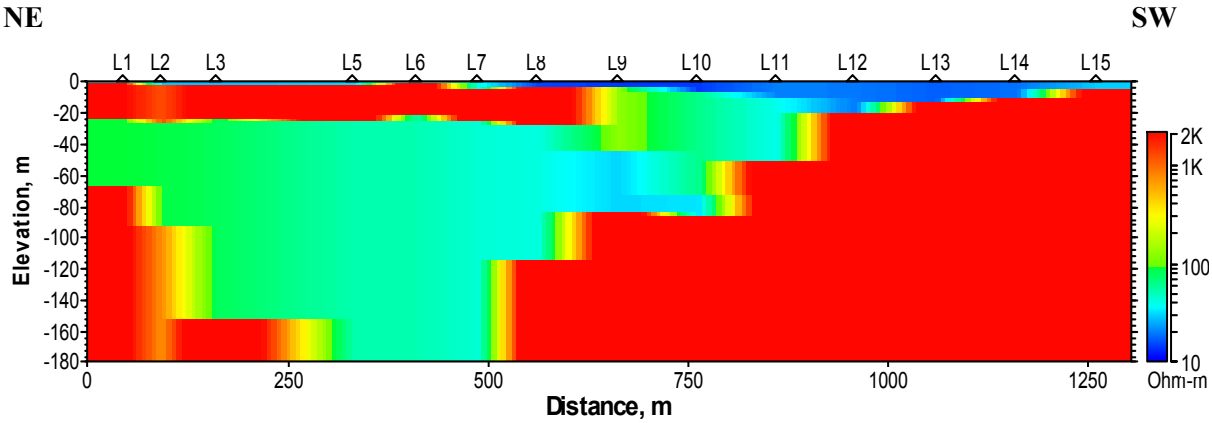


Figure 56 : Coupe géoélectrique du profil L1, obtenue avec le logiciel TEM-res

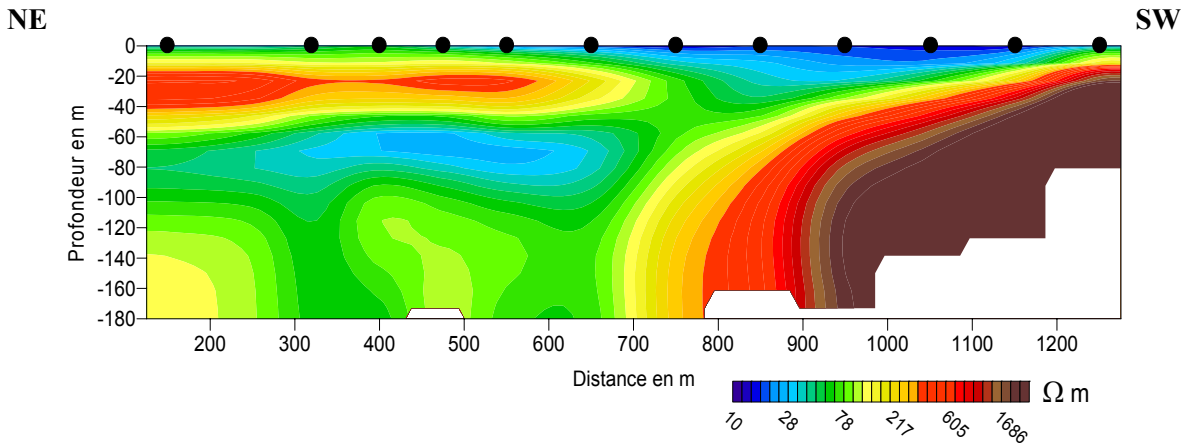


Figure 57 : Coupe géoélectrique du profil L1, obtenue avec le logiciel Zonge

Malgré l'incertitude sur la détermination de la profondeur et de la résistivité du substratum calcaire, les deux logiciels d'inversion donnent des images géoélectriques du

sous-sol assez semblables. Une analyse de la différence sur l'évaluation de l'épaisseur des éboulis, due à l'équivalence des différents modèles, sera effectuée après la présentation des résultats RMT.

Les figures 58 et 59 illustrent les sections réalisées le long des profils L2 et L6 respectivement.

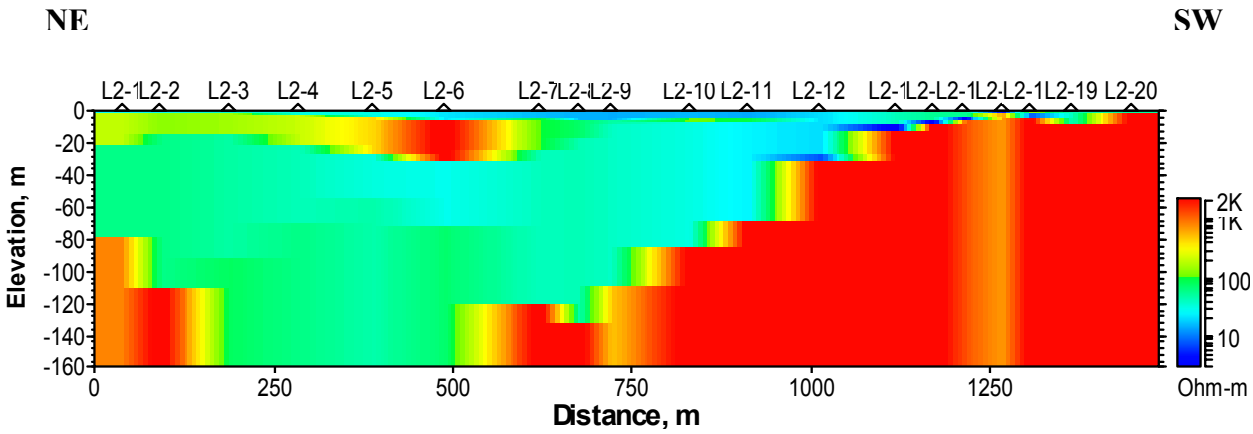


Figure 58 : Coupe géoélectrique du profil L2, obtenue avec le logiciel TEM-res

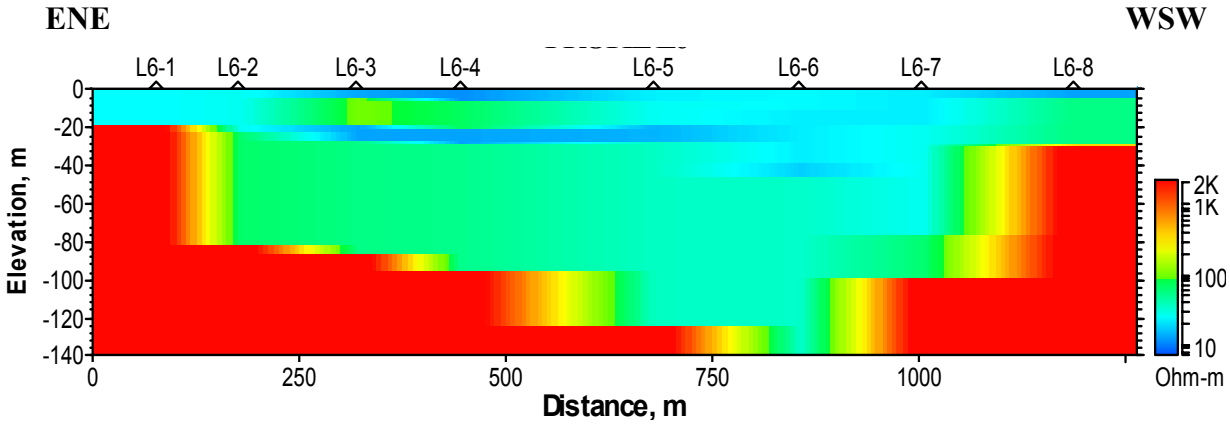


Figure 59 : Coupe géoélectrique du profil L6, obtenue avec le logiciel TEM-res

Comme pour le profil L1, nous pouvons observer sur ces deux autres profils l'enfoncement du calcaire de Tripolis sous les sédiments et un déplacement latéral du maximum de profondeur de son toit. Par ailleurs, il faut y ajouter un soulèvement général du toit du calcaire vers le nord qui est nettement visible dans la section T1 (*figure 60*). Cette morphologie pourrait correspondre à un paléo-canyon drainé vers le sud.

La formation résistante correspondante aux éboulis, observée sur la partie NE du profil L1, présente une épaisseur moins importante sur le profil L2 jusqu'à sa disparition sur le profil L6. Cette extinction est également visible dans la section T1.

A partir des résultats d'inversion de tous les sondages TDEM sur la partie est de la dépression de Loussoi, nous avons obtenu une vue 3D du toit du substratum calcaire (*figure 61*).

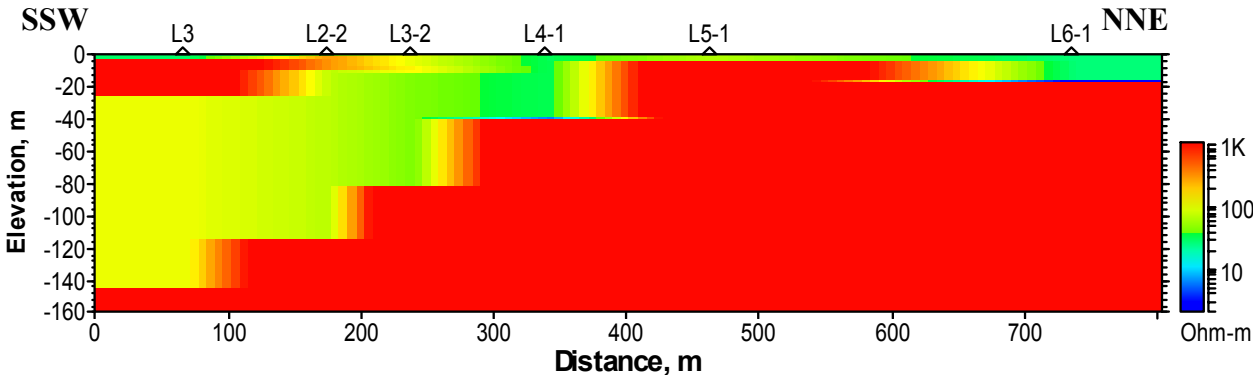


Figure 60 : Coupe géoélectrique du profil T1, obtenue avec le logiciel TEM-res

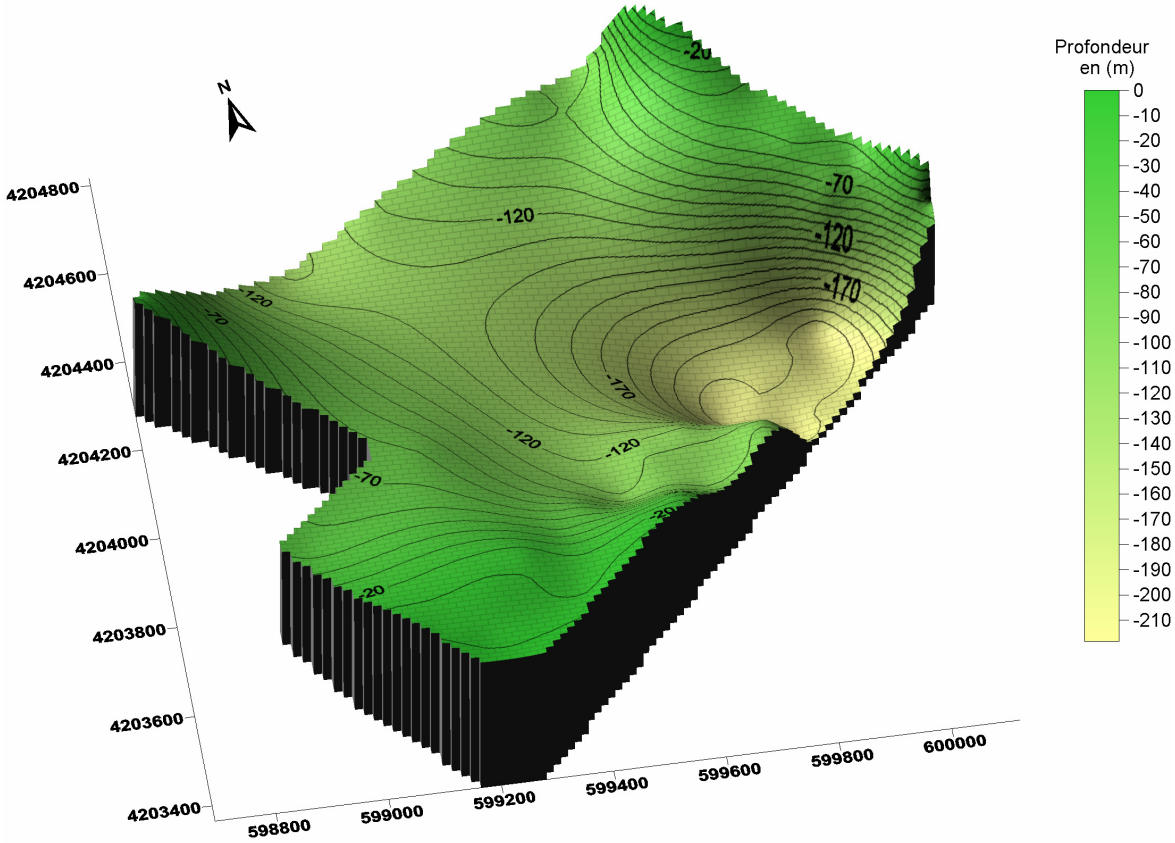


Figure 61 : Vue 3D du toit du calcaire de Tripolis dans la partie est de la dépression de Loussoi, d'après les résultats TDEM

Il faut noter qu'il y a une incertitude sur la précision de la profondeur du toit du substratum calcaire de Tripolis, qui peut varier de quelques mètres, à cause de la difficulté du TDEM à décrire le toit d'une formation résistante (Chalikakis *et al.*, 2005a). En fait, d'après les quatre profils L1, L2, L6 et T1 et la vue 3D du substratum, obtenue de l'ensemble des sondages TDEM dans cette zone de la dépression, on peut observer que :

- L'axe suivant lequel le calcaire présente les plus grandes profondeurs a une direction NW-SE et pourrait correspondre à l'axe d'une faille supposée (Koutsi and Stournaras, 2005).
- La forme du substratum est plus escarpée sur le côté est que sur le côté ouest dans cette partie de la dépression.
- Suivant cet axe NW-SE la forme d'un paléo-canyon, drainé vers le sud, est affichée. Est-ce que cette morphologie pourrait résulter d'un basculement général vers le sud ? Cette observation pourrait s'ajouter aux arguments de Flotté (2003) sur un basculement régional vers le sud, derrière une zone de détachement tectonique qui traverse la partie nord du Péloponnèse. A la suite de ce basculement plusieurs cours d'eau, initialement drainés vers le nord, ont été renversés vers le sud (Dufaure, 1977, Sorel, 2000, Zelilidis, 2000).
- La dépression de Loussoi n'est pas un poljé au substratum calcaire subhorizontal comme il était initialement supposé par les géologues et la morphologie du substratum calcaire nous fait penser à une paléo-vallée.

A ce point du mémoire, il faut signaler qu'aucune information fiable sur la structure de la dépression n'a pas pu être extraite des sondages TDEM réalisés sur la partie ouest de la dépression surtout en raison du nombre insuffisant de sondages. La présence de plusieurs sources de bruit EM ambiant (fermes, pylônes électriques et clôtures de champs électrifiées) nous a interdit l'utilisation du TDEM. Les profils L8 et L9 localisés sur la figure 54 sont présentés à l'annexe I de l'ouvrage ainsi que certains sondages effectués dans la partie nord sur les affleurements du calcaire de Tripolis et de radiolarites de Olonos-Pindos, ainsi que sur la zone de contact entre les deux formations.

IV.A.2.b. Signature géophysique du calcaire de Tripolis sur les courbes TDEM

Comment est-ce que nous pouvons être sûrs que la formation résistante modélisée lors des inversions des données géophysiques correspond bien au calcaire de Tripolis ?

La plupart des courbes de sondages TDEM, obtenues près des affleurements du calcaire de Tripolis présentaient des dispersions importantes et en général une distorsion sous la forme d'une branche descendante pour les temps longs du sondage TDEM (*figure 62*). Avant l'apparition de ces perturbations une branche ascendante de bonne qualité était observée, que nous avons interprétée comme le passage à une couche électriquement très résistante et que nous supposons, d'après les connaissances géologiques, correspondre au calcaire de Tripolis. Il faut ajouter que les mesures TDEM acquises directement sur ce type de calcaire ne sont pas toutes « interprétables » car parfois la branche ascendante n'existe pas.

Comme mentionné précédemment, nous considérons que ces perturbations sont dues à la faiblesse du signal des courants d'induction dans le calcaire, milieu hyper-résistant.

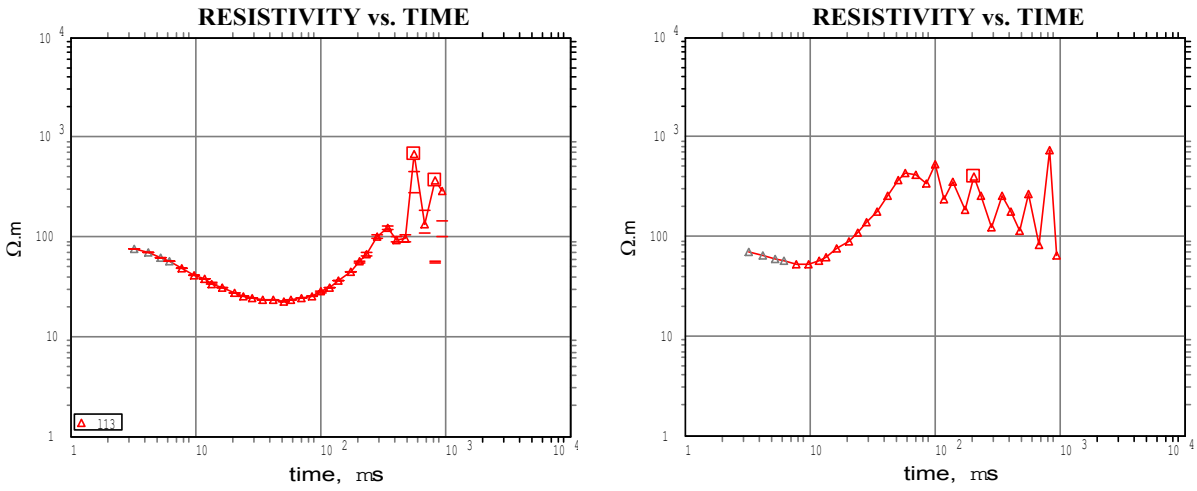


Figure 62 : Deux exemples de courbes TDEM (sondages L13 et L15) près de l'affleurement du calcaire de Tripolis

Selon Descloitres (1998), il y a deux autres causes qui peuvent entraîner des distorsions des courbes TDEM : (1) soit l'effet de la viscosité magnétique et (2) soit l'effet de la polarisation provoquée (PP).

La viscosité magnétique se réfère à un type particulier d'instabilité magnétique et correspond à une dépendance fréquentielle de la susceptibilité magnétique. Toutefois presque tous les auteurs qui mentionnent ce phénomène (Buselli, 1982, Jackson *et al.*, 1987, Spies and Frischknecht, 1991, Tabbagh and Dabas, 1997, Descloitres, 1998), se réfèrent à des résultats obtenus sur des zones volcaniques où la présence des minéraux magnétiques est abondante.

Compte tenu de l'absence de matériaux magnétiques dans les milieux calcaires, en tout cas en quantité importante, pour que ce phénomène ait lieu, nous pouvons l'exclure comme la cause des distorsions observées dans les courbes de mesures TDEM.

Le phénomène de PP pourrait être décrit comme la faculté que possèdent certaines roches à se polariser sous l'action d'un champ électrique puis de se « dépolariser » lorsqu'on interrompt brusquement ce champ (Flis *et al.*, 1989). L'analogie possible serait celle de la charge de condensateurs qui, lorsque le courant circulant dans le sol est coupé, commencent à se décharger.

La cause principale des effets PP est la présence de barrières à la circulation de courants. Selon Flis et al. (1989), qui étaient les premiers à décrire d'une façon exhaustive le phénomène, deux types de minéraux sont responsables de la polarisation au sein d'une roche : les grains métalliques et les particules d'argiles. Ce sont les raisons pour lesquelles, la PP est utilisée en prospection minière.

Dans un milieu calcaire karstifié, tel que le calcaire de Tripolis, la présence des grains métalliques est exclue mais pas celle des argiles qui remplissent les diaclases – fractures (même les joints de bancs calcaires) qui ne sont pas utilisées pour la circulation verticale de l'eau. Nous traitons le cas de cette présence possible d'une couche argileuse ci-dessous (cf. *infra IV.A.2.c.*).

En outre, la complexité géologique de ce type de calcaire, présentant de multiples corps 3D, c'est-à-dire des fractures et des discontinuités, pourrait être invoquée pour expliquer la distorsion des courbes pour les temps longs, mais elle ne peut pas être responsable de la dispersion.

Par conséquent et de façon empirique, nous pouvons faire l'hypothèse que la signature d'un calcaire fracturé, tel que le calcaire de Tripolis, sur une courbe TDEM se marque par une forte pente des résistivités apparentes mesurées (*figure 62*), considérée comme représentative et interprétable quantitativement, tant que la dispersion et la distorsion de données ne se manifestent pas.

IV.A.2.c. Présence d'une couche argileuse

On peut décrire la procédure de l'effet PP dans les discontinuités remplies d'argiles de la façon suivante (*figure 63*) :

- En équilibre électrique, les argiles agissent comme des filtres très fins, le diamètre des pores étant du même ordre de grandeur que celui des ions. Les ions négatifs qui

ont tendance à être plus gros que les ions positifs, sont davantage retenus. Ceci produit une surface chargée négativement. Les charges négatives attirent un certain nombre de charges positives pour maintenir l'équilibre électrique et une *double couche* électrique en résulte.

- Le champ primaire émis, génère dans le sous-sol un champ secondaire par induction.
- Les courants d'induction chargent d'avantage la couche argileuse et les ions reviennent à leur position initiale en produisant cette fois-ci un courant de polarisation dans un sens inverse à celui induit par le champ primaire et les charges se redistribuent selon leur état d'équilibre premier.

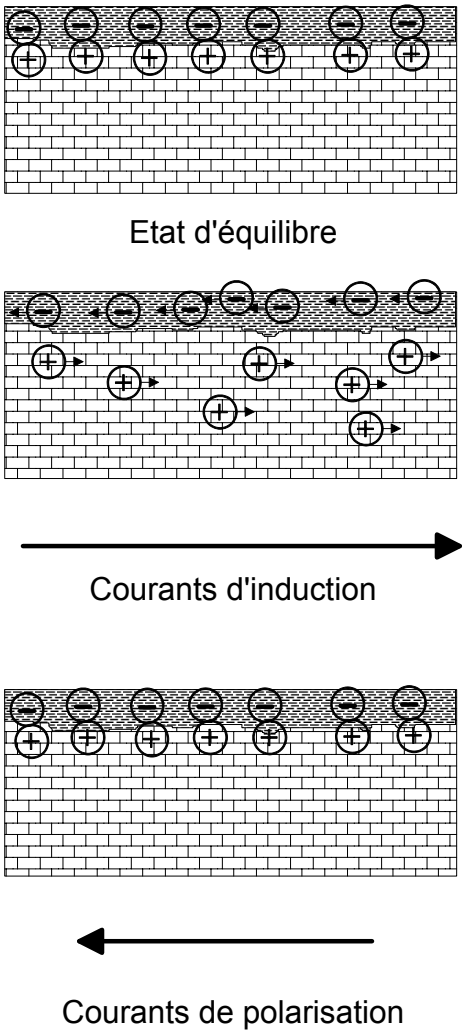


Figure 63 : Génération de l'effet PP dans une couche argileuse

Pour pouvoir inverser avec une erreur minimum les résultats TDEM (c'est-à-dire obtenir un modèle probable du sous-sol) près des bordures ouest de la partie est de la dépression, il a fallu introduire, une fine couche (<3 m) électriquement conductrice

(<6 Ω.m). De plus, en utilisant les options offertes par le logiciel TEM-res concernant l'addition des effets PP, nous sommes arrivés à optimiser au maximum l'inversion (*figure 64*). Cette couche conductrice présentant des effets PP ne peut correspondre qu'à des argiles dans le contexte géologique de notre étude.

En effet, comme nous l'avons décrit au paragraphe précédent les effets PP sont très fréquents sur des formations contenant des structures argileuses. Contrairement aux fractures remplies d'argiles, il s'agit ici d'une couche argileuse située au-dessus du calcaire de Tripolis, qui présente les effets PP suivant le même principe.

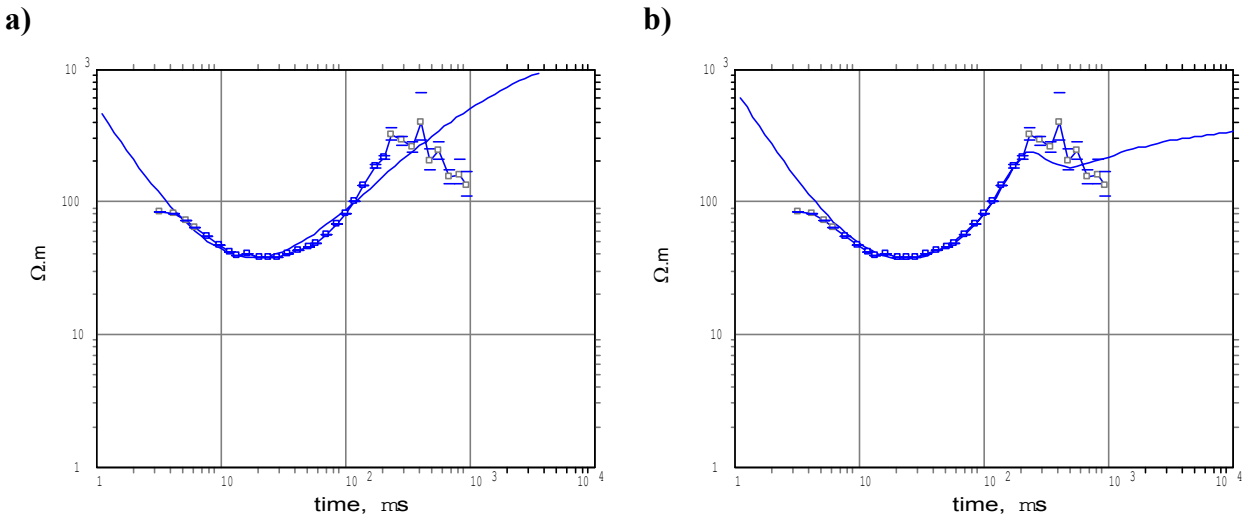


Figure 64 : Inversion du sondage TDEM L2-15 (point carré bleu), modèle à trois couches (ligne bleu continue) a) sans effet PP, b) avec effet PP

Deux éléments nous ont conduits à mettre en évidence cette couche :

- Une « bosse » sur la courbe des résistivités apparentes mesurées, située entre 10 et 20 ms (*figure 65*) et observée sur la quasi-totalité des sondages TDEM de cette partie de la dépression.
- Le témoignage de paysans de la région qui atteste que les creusements de puits pour l'exploitation de l'aquifère des sédiments de la vallée, sont pratiqués systématiquement, jusqu'à l'apparition d'une formation qu'ils appellent « glina ». En patois régional grec, ce mot est utilisé pour décrire une formation imperméable d'une texture collante et de couleur noire – brun foncé. Il provient de la langue russe et signifie « argile ».

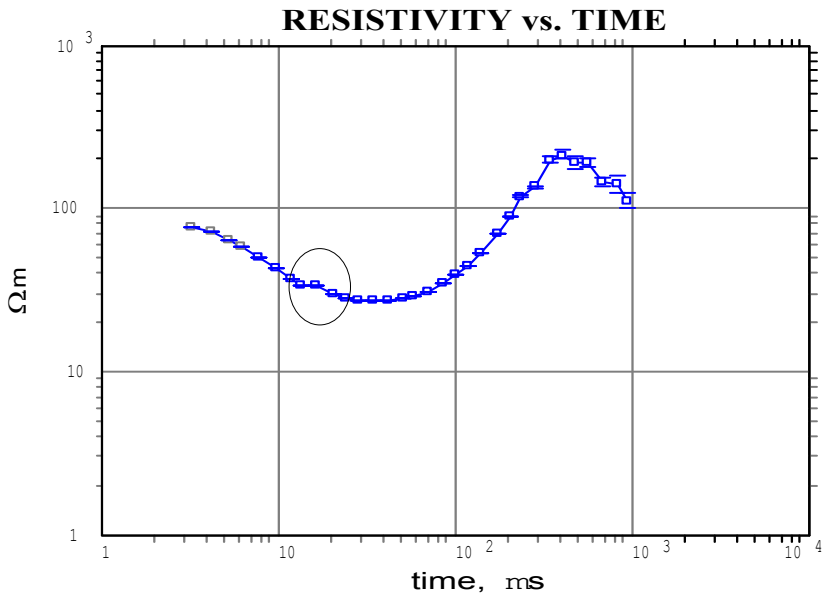


Figure 65 : Brève remontée et descente sur les résistivités apparentes notées par une « bosse » sur la courbe mesurée (au centre du cercle)

La figure 66 est une section qui correspond à un zoom du coté sud-ouest du profil L2 (*figure 56*), où on peut observer une fine couche conductrice déposée directement sur le calcaire de Tripolis. Cette couche argileuse représente, en termes d'évolution structurale, le stade géologique durant lequel une partie de la dépression de Loussoi formait un lac, suivant le schéma évolutif régional proposé par Sorel (2000).

La forme obtenue nous fait imaginer différentes étapes de l'évolution de la dépression, liées au basculement du substratum vers le sud et aux dépôts de sédiments au fond de lacs temporaires successifs.

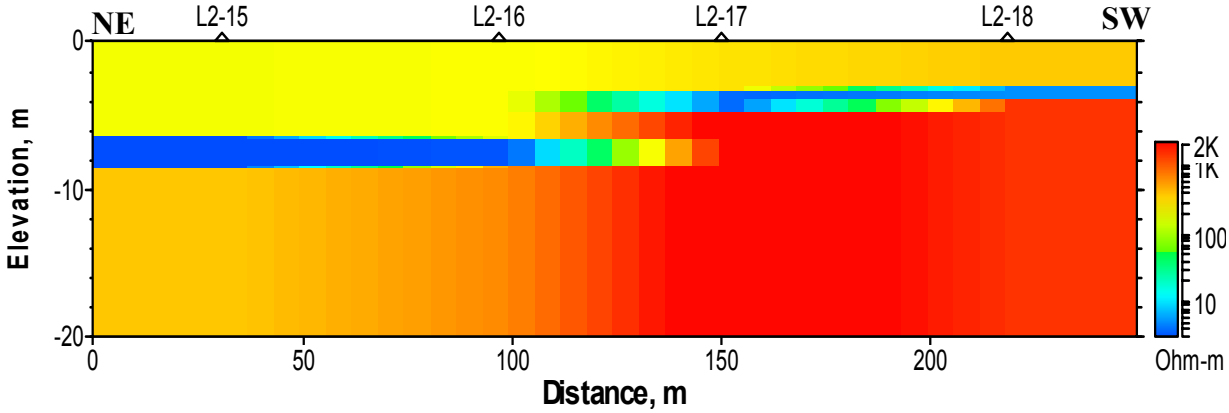


Figure 66 : Coupe géoélectrique de la partie sud-ouest du profil L2

Cependant, pour les sondages TDEM réalisés près du calcaire affleurant (>40 m), qui marquaient d'ailleurs la fin des profils, cette couche argileuse est invisible à cause de la résolution médiocre des terrains superficiels (le calcaire étant situé à moins de 6 m de profondeur).

Toutefois, la présence de cette fine couche est moins marquée sur le côté est de cette partie de la dépression. Ceci pourrait être lié à la forme escarpée du substratum calcaire (*figure 61*) qui ne favorisait pas la sédimentation d'argile. De plus, elle n'est pas présente au niveau des sondages TDEM réalisés au milieu de la zone d'étude, ou bien elle ne se manifeste pas de la même façon sur les courbes acquises. Nous allons revenir sur l'existence de cette couche juste après la présentation des résultats RMT près du gouffre réactivé (cf. *infra IV.A.3.c.*).

IV.A.3. FDEM

IV.A.3.a. Profil L1

Pour les mesures RMT sur le profil L1 nous avons utilisé 4 fréquences de 26.7 à 180 kHz, et la direction des émetteurs était de 70°N. L'écartement entre les électrodes était de 5 m et l'espacement entre les stations de mesures était de 5 à 25 m.

La figure 67 illustre les données acquises sur le terrain en phase et en résistivité apparente pour chaque fréquence utilisée. A partir des inversions 1D de chaque sondage, une coupe géoélectrique est obtenue (*figure 67*).

Avec une plus grande sensibilité que le TDEM aux variations latérales de résistivité, due au pas et une meilleure résolution pour la subsurface grâce aux fréquences utilisées, on distingue avec la RMT les mêmes formations électriques reconnues lors des inversions de données TDEM. La formation résistante (entre 300 et 600 Ω.m) correspondant aux éboulis située au nord-est du profil présente des variations latérales de résistivité assez importantes et une épaisseur variable de 15 à 25 m. Le substratum calcaire résistant (>1000 Ω.m) sur le côté sud-est montre la même forme que celle observée dans les sections TDEM. Au-dessus et vers le milieu du profil des sédiments plus conducteurs (<50 Ω.m) semblent s'être déposés dans une zone qui nous fait penser aux sédiments fins argileux de type lacustre.

Pour les mesures RF-EM (*figure 68*), sur le profil L1 nous avons utilisé deux émetteurs (dans la gamme VLF) :

- Le premier à une fréquence de 26.7 kHz, et de direction 70°N et
- Le deuxième à une fréquence de 19.6 kHz et de direction 110°N

La fréquence d'échantillonnage était de 4 Hz.

L'émetteur de 26.7 kHz a été également utilisé pour l'acquisition de données VLF-gradient (*figure 68*). La fréquence d'échantillonnage était également de 4 Hz.

D'après les résultats obtenus en phase et en quadrature avec ces deux techniques (RF-EM et VLF-gradient) (*figure 68*), on peut distinguer trois zones différentes sur le profil L1 :

La première située entre 0 et 550 m qui présente de grandes variations latérales de résistivité apparente et qui correspond à la zone d'éboulis. Ces variations deviennent beaucoup moins importantes pour passer ainsi à la deuxième zone plutôt homogène située jusqu'au point 1100 m du profil. De 1100 m à la fin du profil L1 des variations latérales apparaissent de nouveau pour signaler le passage au calcaire de Tripolis.

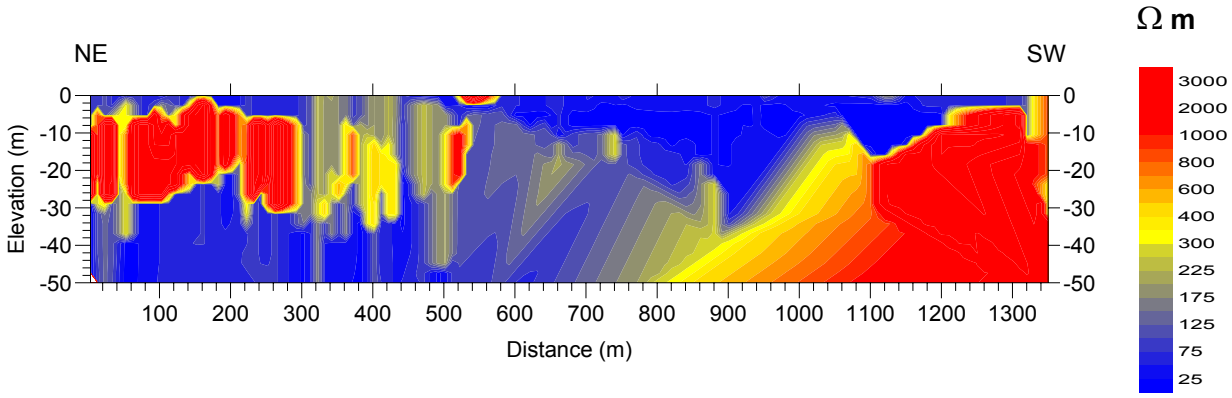


Figure 67: Coupe géoélectrique du profil L1, issue des inversions 1D de chaque sondage RMT

Durant la même mission, la zone intermédiaire entre les affleurements du calcaire de Tripolis, et des radiolarites d'Olonos-Pindos, au nord de la dépression et couverte sous les alluvions, a été la cible suivante de cette prospection géophysique. L'objectif était d'essayer de positionner avec précision le passage d'une formation à l'autre et de reconnaître la présence éventuelle d'accidents tectoniques cachés sous les alluvions.

A cause de la présence des routes et des pylônes électriques dans cette zone, les résultats obtenus, montrent des variations dans la résistivité des formations de la subsurface que nous ne pouvons pas interpréter en terme géologique.

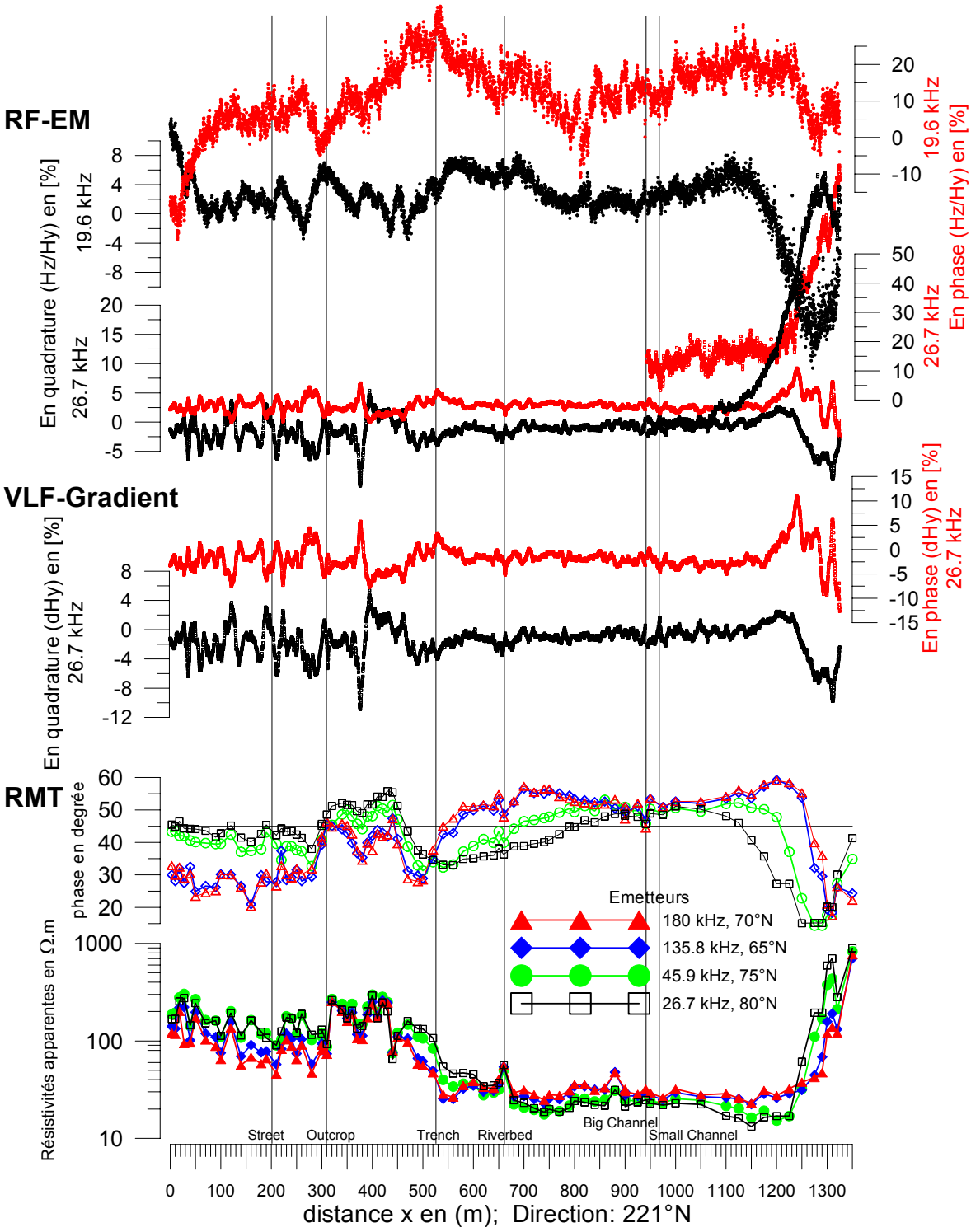


Figure 68 : Résultats du profil L1 pour les différences fréquences en phase et en résistivité apparente pour la RMT et en phase et en quadrature pour la RF-EM et le VLF-gradient

IV.A.3.b. Comparaison des résultats des techniques FDEM et TDEM

Les résultats géophysiques obtenus sur le profil L1 avec les deux techniques de mesures nous ont permis de comparer la réponse de chaque technique et de diminuer l'incertitude sur les interprétations finales. La figure 69 illustre une comparaison de la coupe géoélectrique des sondages TDEM, proposées par les deux logiciels d'inversion, avec la coupe géoélectrique des sondages RMT, le long du profil L1, pour la même profondeur d'investigation. Les coupes géoélectriques du sous-sol sont assez semblables.

Avec plus de sensibilité que le TDEM sur les changements latéraux de la résistivité, due à l'espacement plus dense de stations de mesures, le RMT fournit une meilleure résolution pour la subsurface. On distingue les mêmes formations électriques reconnues lors des inversions de données TDEM mais la profondeur d'investigation est moins importante.

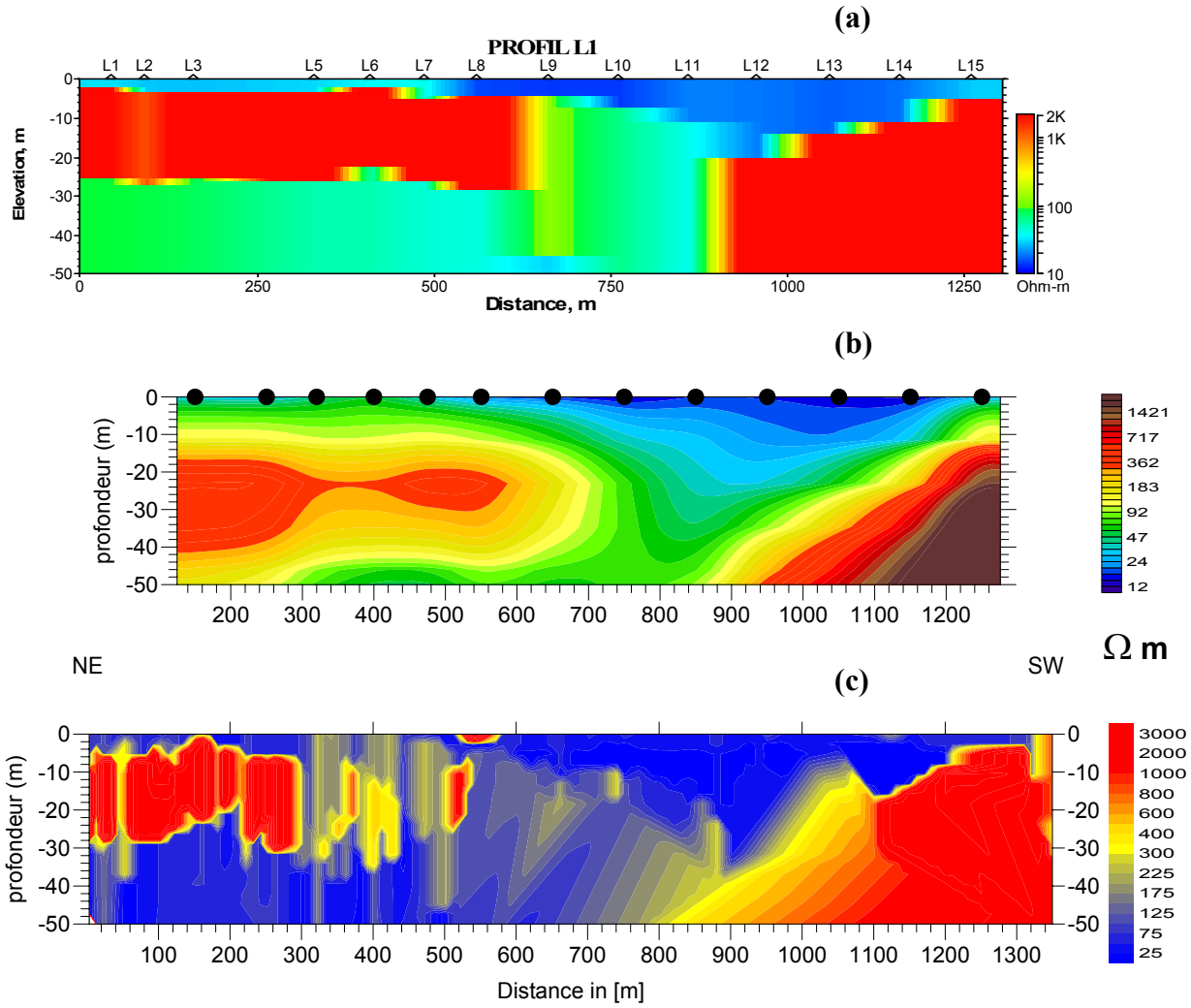


Figure 69 : Comparaison des coupes géoélectriques TDEM (a et b obtenues à l'aide de deux logiciels d'inversion) et RMT (c) le long du profil L1

Le substratum calcaire sur le côté sud-ouest du profil présente la même forme, plongeant sous des sédiments plus conducteurs, suivant les deux techniques géophysiques, TDEM et RMT. De même que le calcaire, la forme du remplissage sédimentaire au-dessus est aussi cohérente avec les deux techniques de mesures. Sur l'ensemble du profil, les mesures acquises avec les appareils RF-EM et VLF-gradient renseignent sur les hétérogénéités latérales des différentes formations, ainsi qu'au passage d'une formation à l'autre.

La réponse sur l'incertitude concernant l'évaluation de l'épaisseur des éboulis, dans la partie nord-est, par les deux logiciels d'inversion TDEM, est donnée par les inversions des mesures RMT. Il paraît correspondre plutôt à celle proposée lors des inversions avec le logiciel TEM-res (de 5 à 25 m).

IV.A.3.c. Gouffre réactivé

En hiver 2003-2004 un gouffre, caché sous les sédiments de la vallée, situé près de la bordure sud-est de la dépression a été réactivé. S'agissant d'une structure superficielle et en prenant en compte les résultats obtenus près de la surface avec les techniques FDEM, une deuxième mission a été réalisée.

La figure 70 illustre le positionnement de trois profils RMT parallèles à l'affleurement du calcaire de Tripolis à la bordure ouest de la partie est de la dépression.

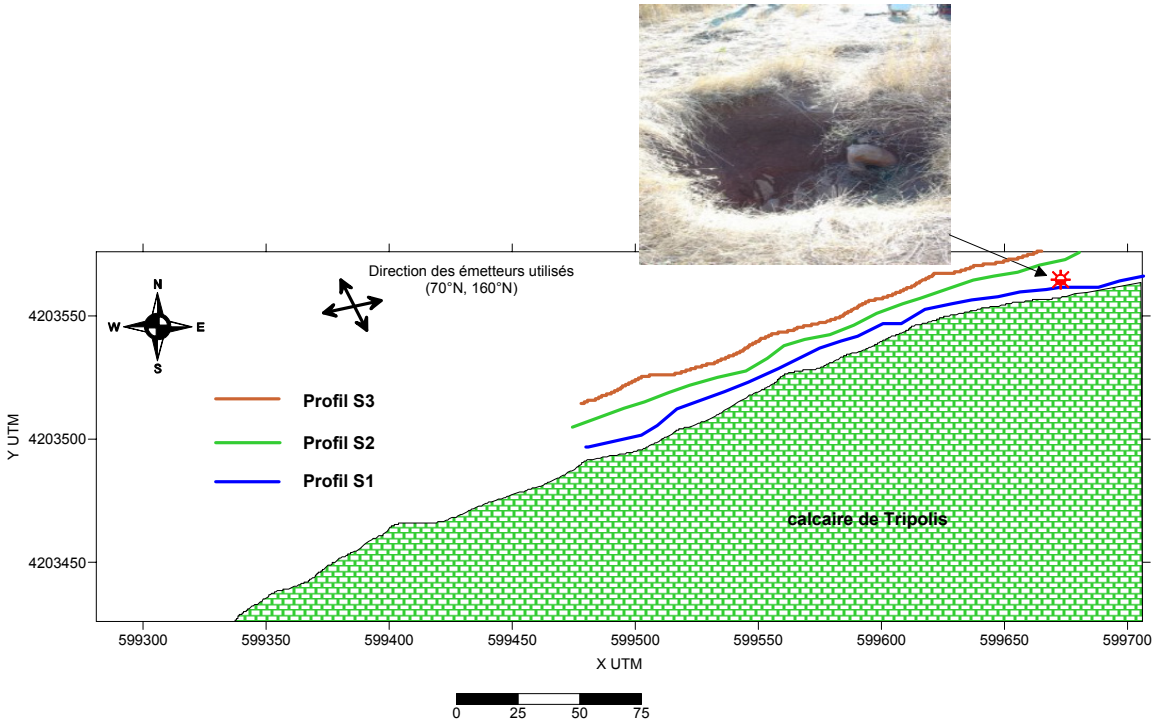


Figure 70 : Localisation des profils de mesures FDEM à la proximité du gouffre réactivé ; photo du gouffre

Sur les profils réalisés près du gouffre réactivé, nous avons utilisé le VLF-Gradient et la RMT.

Pour le VLF-gradient nous avons utilisé deux émetteurs :

- Le premier à une fréquence de 22.1 kHz, et de direction 160°N et
- Le deuxième à une fréquence de 45.9 kHz et de direction 70°N

La fréquence d'échantillonnage était de 4 Hz.

D'après les résultats obtenus en phase et en quadrature (*figure 71*), on peut distinguer deux zones sur chaque profil par rapport aux variations de résistivité apparente :

- Une première située entre -350 m et -80 m plutôt homogène et
- Une deuxième zone qui se situe entre -80 m et la fin de chaque profil qui présente des importantes variations latérales de résistivité apparente.

Pour les mesures RMT sur les trois profils nous avons utilisé quatre fréquences de 45.9 à 252 kHz, et la direction des émetteurs était de 70°N. L'écartement entre les électrodes était de 5 m et l'espacement entre les stations de mesures était de 10 m. Sur le profil S3, nous n'avons acquis de données que sur 60 m.

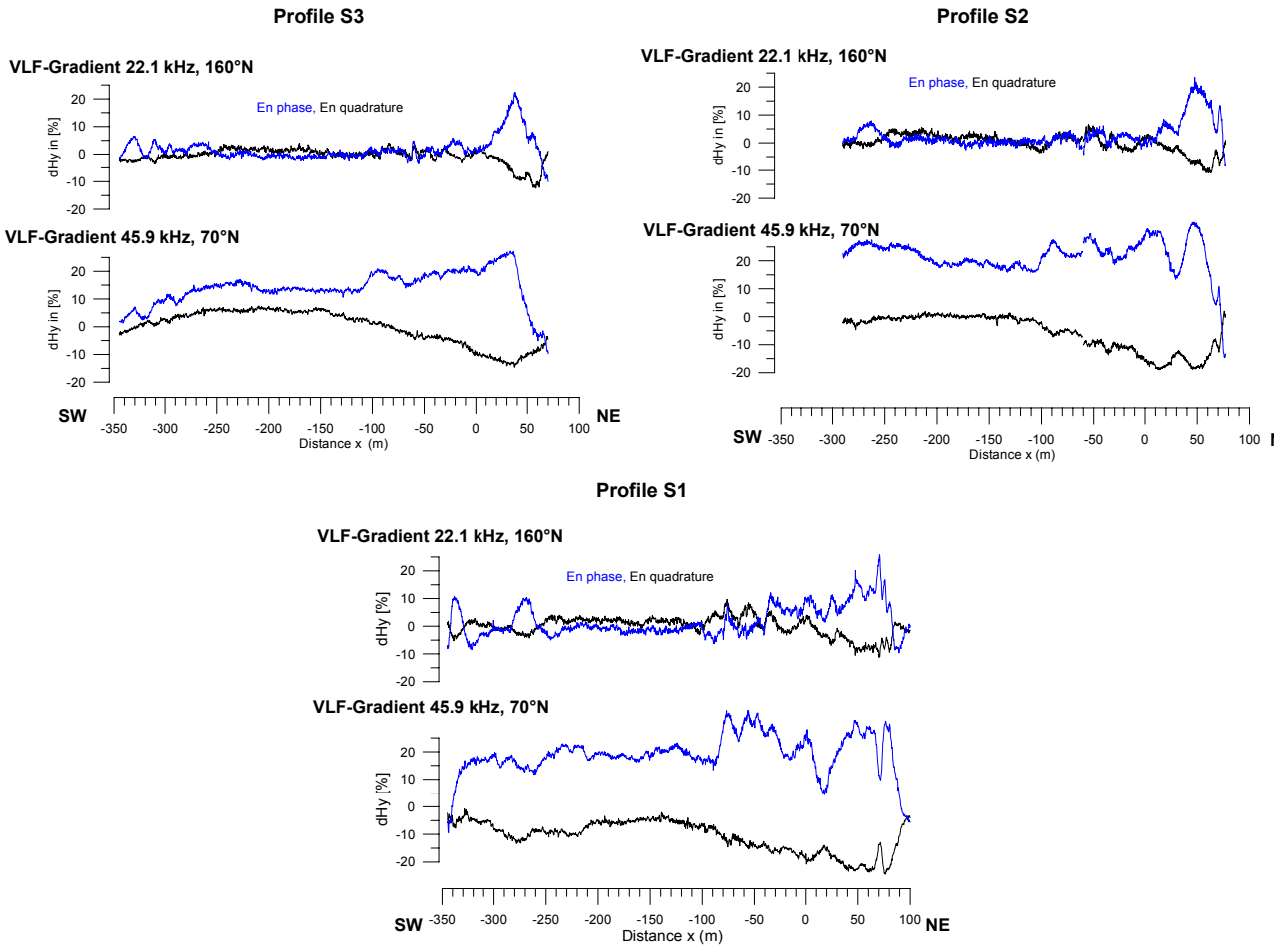


Figure 71 : Résultats du VLF-Gradient sur les profils S3, S2 et S1 en phase et en quadrature

Deux modèles équivalents au point de vue géophysique sont proposés suite aux inversions de données RMT[10] :

- Le premier est constitué de deux couches électriquement différentes : du bas vers le haut, une couche résistante (>1000 Ω.m) qui peut correspondre au calcaire de Tripolis, et une autre couche plus conductrice (entre 50 et 100 Ω.m) qui peut correspondre à des sédiments de la vallée avec une épaisseur croissante en s'éloignant du gouffre (*figure 72*).

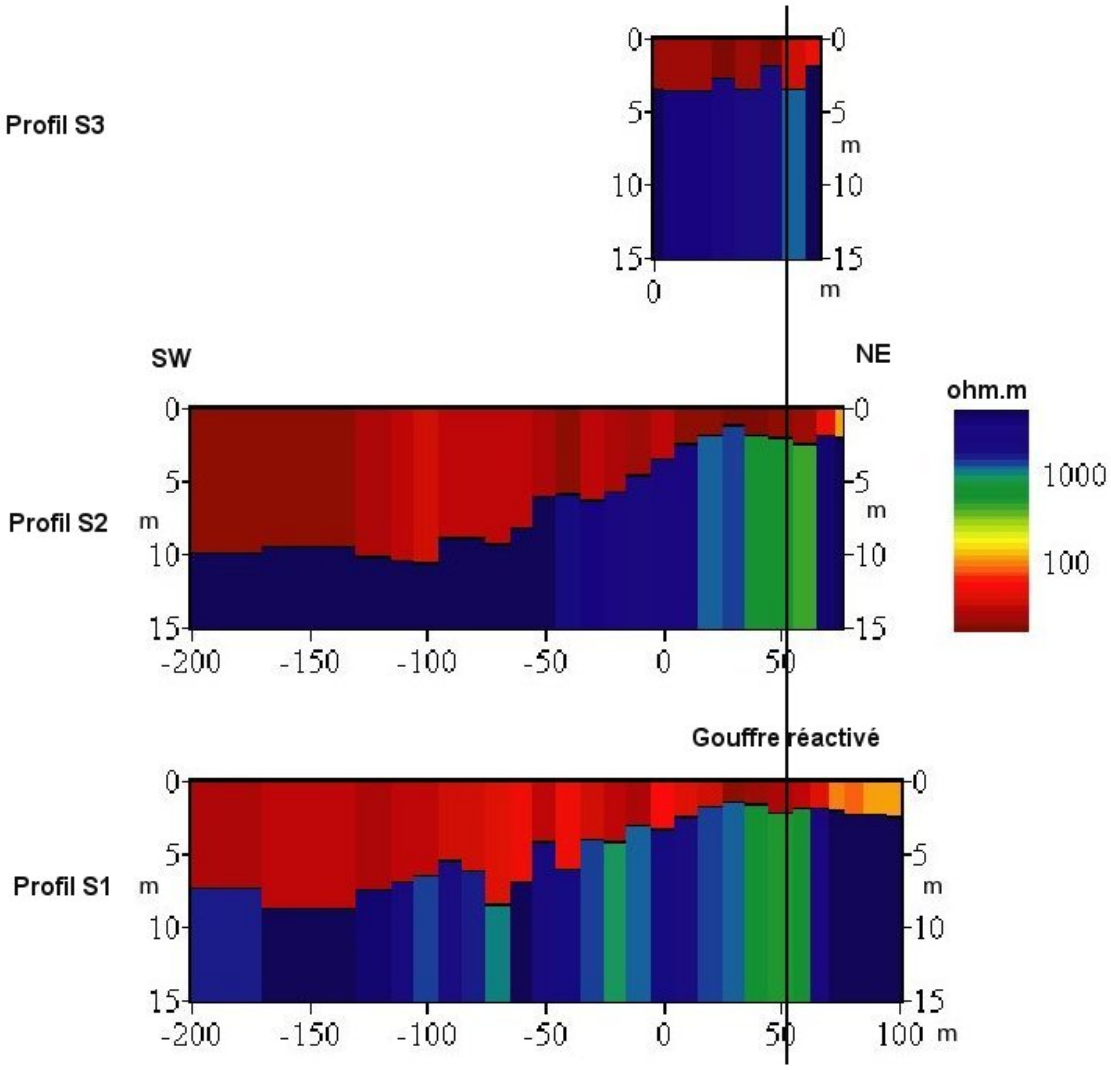


Figure 72 : Coupes géoélectriques RMT (modèle à deux couches)

- Le deuxième est constitué de trois couches électriquement différentes : du bas vers le haut, une couche résistante (>1000 Ω.m) qui peut correspondre au calcaire de Tripolis, une deuxième couche fine et très conductrice (<15 Ω.m) qui disparaît en s'approchant du gouffre et qui peut correspondre à des argiles, et une troisième

[10] L'échelle des couleurs est inversée comparée à celle utilisée pour les inversions TDEM, faute du logiciel d'inversion

couche présentant des conductivités variables (de 30 à 150 Ω.m) et qui peut correspondre à des sédiments de la vallée (*figure 73*).

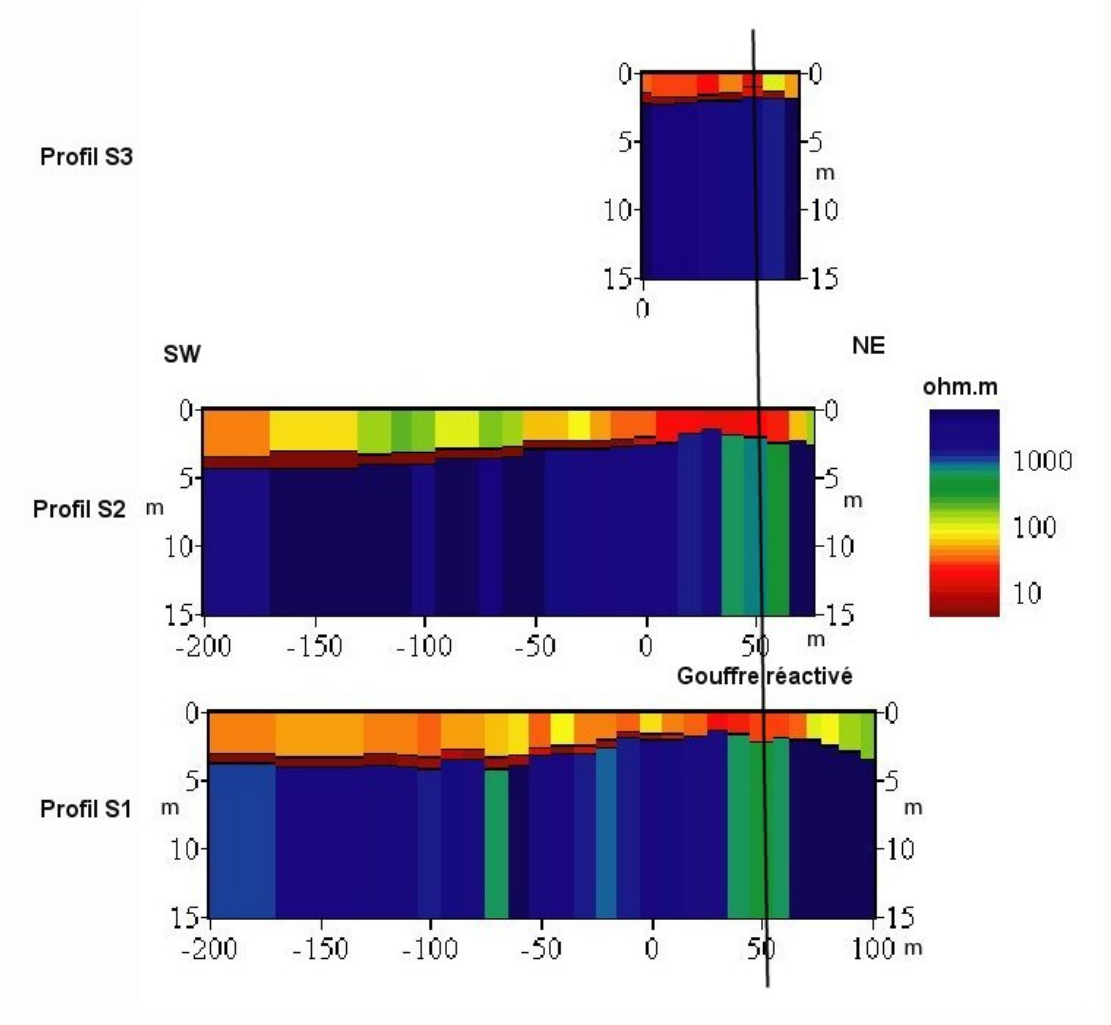


Figure 73 : Coupes géoélectriques RMT (modèle à trois couches)

Les deux modèles présentent une anomalie électrique verticale près du gouffre réactivé, qui est probablement due à la présence de matériaux plus conducteurs à l'intérieur des fractures. En outre, en s'éloignant le calcaire semble présenter une résistivité latéralement constante, très élevée (>1000 Ω.m). Les variations latérales de la résistivité apparente obtenues avec le VLF-gradient peuvent être expliquées suivant les deux modèles proposés.

A partir d'une étude des mécanismes de formation, colmatage et décolmatage de gouffres actifs sur le site de Loussoi et ainsi que dans le poljé de la ville de Tripolis, situé plus au sud, couplée aux résultats des sondages TDEM (cf. *supra IV.A.2.c.*), nous pouvons conclure que parmi les deux modèles proposés le deuxième (modèle à trois couches) correspond plus à la réalité géologique du site.

Un schéma du mécanisme de réactivation des gouffres peut être proposé suite aux résultats géophysiques (*figure 74*). Il s'agit d'un modèle conceptuel, sans échelle de temps, qui décrit ce processus en quatre étapes.

Etape 1

Par ruissellement de surface, l'eau est acheminée dans le gouffre qui draine ainsi une partie des écoulements superficiels de la vallée.

Etape 2

Lors de crues, le gouffre peut se boucher, au moins en partie, par les matériels amenés par l'eau. La diminution de l'absorption par le gouffre provoque une inondation locale conduisant la formation d'un petit lac–marais aux environs.

Etape 3

La stagnation d'eau va conduire au dépôt d'une fine couche argileuse dans un premier temps. Des sédiments plus perméables se déposent ensuite à l'emplacement du lac-marais.

Etape 4

Lors des périodes de sécheresse, le lac-marais s'assèche, des diaclases se forment dans les sédiments. Des épisodes pluvieux qui succèdent peuvent provoquer la réactivation du gouffre par l'infiltration des eaux dans les discontinuités formées jusqu'au décolmatage complet du gouffre.

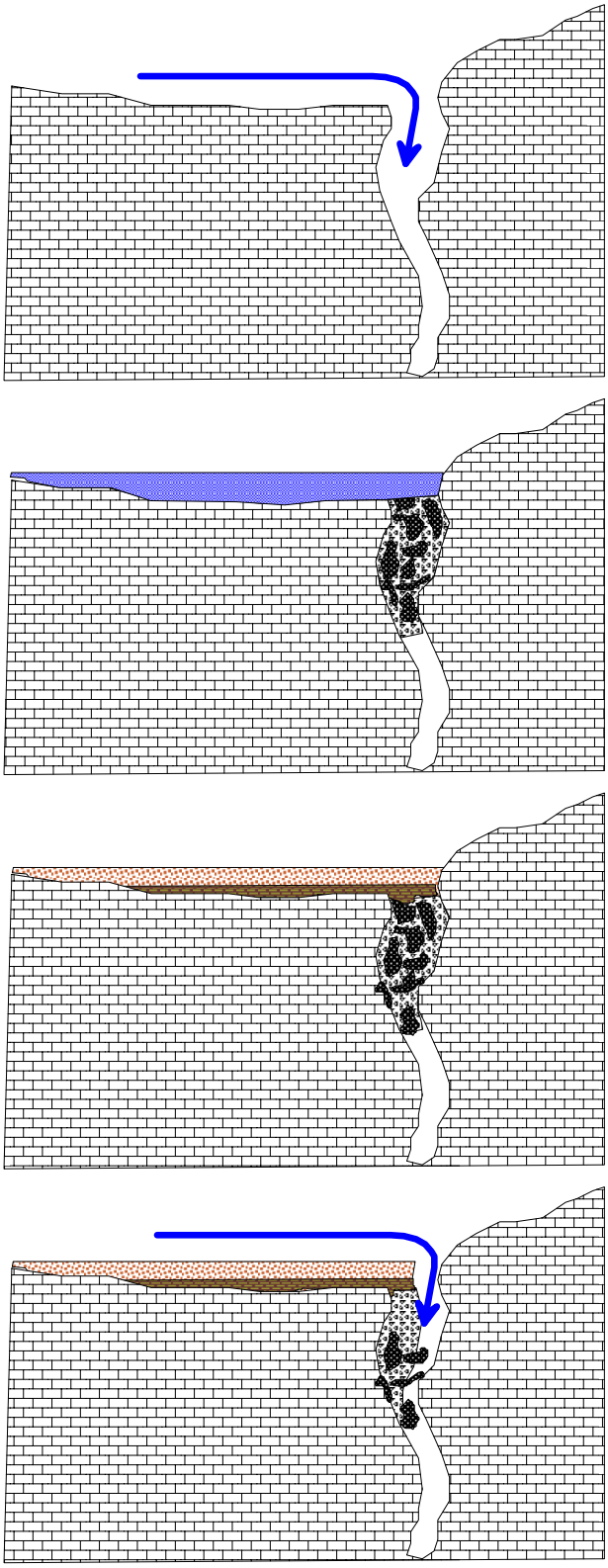


Figure 74 : Procédure de réactivation d'un gouffre

A la différence du TDEM, les sondages RMT acquis très près du calcaire affleurant, voire même sur le calcaire, sont interprétables.

Il faut retenir que la présence de couches argileuses joue un rôle protecteur pour l'aquifère karstique sous-jacent. Une telle couche d'argile, déposée directement sur le calcaire de Tripolis protège la pénétration dans le karst des eaux infiltrées dans les sédiments. En effet, elle isole l'aquifère karstique plus profond de l'aquifère des alluvions de la vallée et elle provoque la concentration de l'eau vers le gouffre.

IV.A.4. Conclusions

La combinaison de ces différentes techniques de mesures (FDEM et TDEM) est une première sur un site karstique. Les appareils choisis permettent une haute résolution horizontale et verticale, un grand rendement en terme de superficie explorée et temps d'acquisition et grâce à une excellente portabilité, un coût de transport très peu élevé (concernant le TDEM à noter que ce n'est toujours pas le cas pour les autres appareils autres que le TEM-fast). Les résultats indépendamment obtenus sont cohérents et leur combinaison nous a permis de diminuer l'incertitude sur nos interprétations finales.

TDEM : La signature géophysique d'un calcaire karstifié et fracturé sous couverture sédimentaire a été précisée dans les courbes de sondages TDEM. Ainsi nous avons pu définir la forme du substratum calcaire et observer son enfoncement sous les sédiments. La définition du substratum et par conséquent de l'épaisseur des sédiments situés au-dessus, apporte aux hydrogéologues une vision plus complète sur la structure de l'aquifère sédimentaire ainsi que sur le système karstique sous-jacent.

FDEM : Aucune des techniques de mesures FDEM n'a pu suivre précisément le substratum calcaire. Néanmoins, les résultats obtenus ont complété les résultats TDEM et ont permis de mieux caractériser les variations latérales de subsurface. De plus, les résultats FDEM acquis près du gouffre réactivé se révèlent être d'une grande utilité pour la cartographie de la vulnérabilité de l'aquifère karstique. Aucune méthode géologique ou hydrogéologique n'aurait permis d'avoir une vision aussi précise de la structure du sous-sol à cet endroit. Le schéma du développement de ce type de formes karstiques, invisibles avec la cartographie géologique classique, a pu être constitué.

Les résultats géophysiques ont beaucoup apporté à la reconnaissance de la dépression de Loussoi. Il s'agit d'un système géologique très complexe qui présente une morphologie différente de celle d'un poljé au sens complet de terme. Le couplage des deux techniques de mesures TDEM et FDEM ainsi que les observations réalisées sur le terrain, nous a permis de proposer une nouvelle hypothèse pour l'évolution du système karstique de la dépression de Loussoi. Le résumé géologique et géomorphologique de la dépression de Loussoi est présenté à l'annexe II de ce mémoire. Cette évolution est conforme à l'histoire géologique (tectonique) et géomorphologique (paysage) de cette région, à proximité de la faille majeure du rift de Corinthe.

IV.B. Rocamadour (site de Poumeyssen)

IV.B.1. Historique des missions réalisées

Les premières missions géophysiques de terrain ont eu lieu en octobre-novembre 2003, à la suite d'une initiative du BRGM, constituant ainsi les premiers tests sur l'adéquation de la RMP à l'étude du site de Poumeyssen. Après les premiers résultats prometteurs, une deuxième mission géophysique a eu lieu en juillet 2004 ou la configuration de boucles d'émission-réception séparées ont été testées, suivi de mesures par panneau électrique. En outre, une cartographie spéléologique a été réalisée pour mieux connaître la forme du conduit et ainsi évaluer l'apport de la RMP.

Ces expériences nous ont confortés dans le choix de ce site, caractéristique du type karstique des Causses avec un conduit à faible profondeur, pour tester les mises en œuvre et comparer les résultats de différentes techniques géophysiques. C'est ainsi qu'en mars 2005, après avoir accompli une cartographie topographique détaillée du site, nous avons réalisé des cartographies de polarisation spontanée et de mise-à-la-masse. Finalement, en mai 2005 une mission de sismique a été réalisée.

IV.B.2. Cartographie spéléologique

Une partie du réseau karstique souterrain de l'Ouysse, accessible aux spéléologues – plongeurs, avait déjà été exploré (Muet, 2002). En septembre 2004, une cartographie détaillée du conduit, sur la zone d'étude et vers l'aval (en direction de la source de Cabouy) sur 150 m de long, a été réalisé par des spéléologues – plongeurs spécialisés

(*figure 75*), afin de vérifier les résultats de la RMP sur l'évaluation du positionnement du conduit. La période a été choisie pour optimiser au maximum la visibilité à l'intérieur du conduit, qui lors de la cartographie était de l'ordre de 3 m (il faut rappeler que le conduit est toujours totalement noyé). Les plongeurs ont suivi la paroi droite du conduit pour l'aller et la paroi gauche pour le retour afin de pouvoir évaluer sa géométrie. Les outils employés par les spéléologues – plongeurs consistaient en une boussole et un fil d'Ariane (proportionnel à la distance parcourue dans le conduit).

La précision de la technique a été déterminée à l'issue du parcours des plongeurs. Une erreur totale de 10 m a été observée. Pour réduire l'incertitude, des balises électromagnétiques ont été installées à l'intérieur du conduit, localisées depuis la surface par triangulation. La marge d'erreur était estimée à $\pm$ 50 cm. Le conduit s'avère relativement rectiligne et la base du conduit est à une altitude quasi constante de 92 m (16 m en dessous du niveau d'eau dans le regard noyé de Poumeyssen) (*figure 75b*).

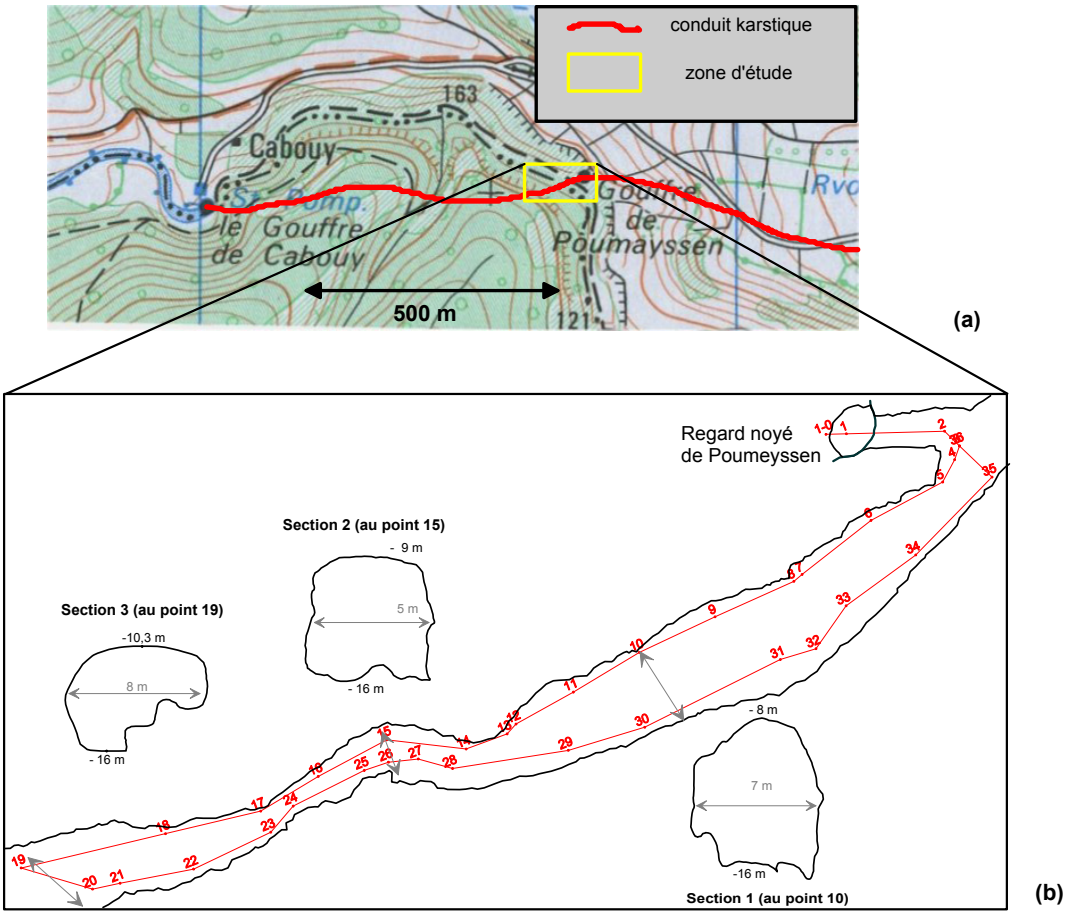


Figure 75 : (a) Plan de localisation du site d'étude, (b) Cartographie spéléologique et sections du conduit ; en rouge le fil d'Ariane des plongeurs (avec le numéro des crochets)

IV.B.3. Résonance magnétique des protons

Dans ce paragraphe nous allons présenter une partie des résultats de trois ans de travaux de recherche d'une équipe mixte de chercheurs appartenant au BRGM, le LTHE de Grenoble et l'UMR Sisyphe dans le cadre des programmes HYKAR et WATERSCAN du PNRH (cf. *infra iii).b.*).

Des expériences récentes ont montré la capacité de détection des conduits karstiques par la méthode RMP (Vouillamoz *et al.*, 2003). La matrice calcaire (peu fracturée) est caractérisée par une teneur en eau autour de 1 à 3 % et de temps de relaxation relativement courts (100-150 ms). Le conduit plein d'eau présente une teneur en eau plus importante et des temps de relaxation beaucoup plus longs (*tableau 7*). En fait le signal mesuré par la RMP est composé par l'ensemble des signaux dus à la matrice calcaire et au conduit plein d'eau.

Parallèlement à l'étude du site de Poumeyssen, les logiciels de modélisation et d'inversion RMP 2D/3D ont été développés afin d'étudier en détail la signature RMP d'un conduit (volume 2D ou 3D) ennoyé (Girard *et al.*, 2005). Une réponse caractéristique du conduit ennoyée a été identifiée (*figure 76)*. En outre, les résultats montrent une précision améliorée de la localisation du karst par rapport aux résultats obtenus avec des inversions 1D (Boucher *et al.*, 2006).

	Porosité efficace	***Temps de relaxation T_2^****	***Temps de relaxation T_1***
Epikarst	0-15 %	200 ms	300 ms
Calcaire	1-15 %	100 ms	150 ms
Conduit et cavité	100 %	1000 ms	2000 ms

Tableau 7 : Paramètres du signal RMP sur un système karstique (Vouillamoz et al., 2003a)

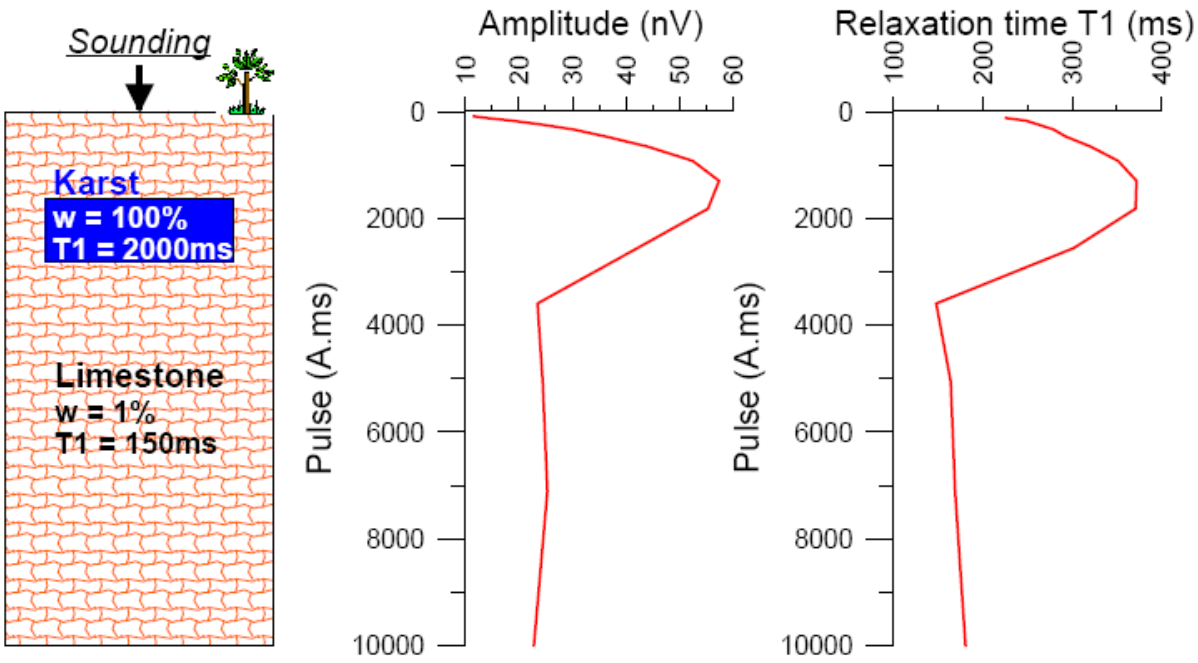


Figure 76 : Réponse RMP à l'aplomb d'un conduit karstique (Boucher et al., 2005)

IV.B.3.a. Modélisation

Pour la modélisation RMP, le conduit karstique a été simplifié en conduit rectiligne infini immergé dans une matrice calcaire homogène (*figure 77*).

L'outil de modélisation a permis de déterminer les paramètres qui influencent la forme de l'anomalie du signal RMP liée à un conduit karstique ou à une cavité karstique : la profondeur et la section du conduit, son orientation et l'orientation du profil RMP, sa position par rapport à l'inclinaison du champ géomagnétique terrestre ainsi que l'eau contenue dans la matrice carbonatée.

La figure 78 montre l'amplitude du signal RMP quand la boucle de mesure passe au dessus d'un conduit karstique (profil de mesure suivant la direction X, le conduit étant à la coordonnée X=0). On voit que pour un conduit de section petite devant la taille de la boucle, l'influence de la forme du conduit est bien moins importante que sa section (et donc son volume) (Boucher *et al.*, 2005).

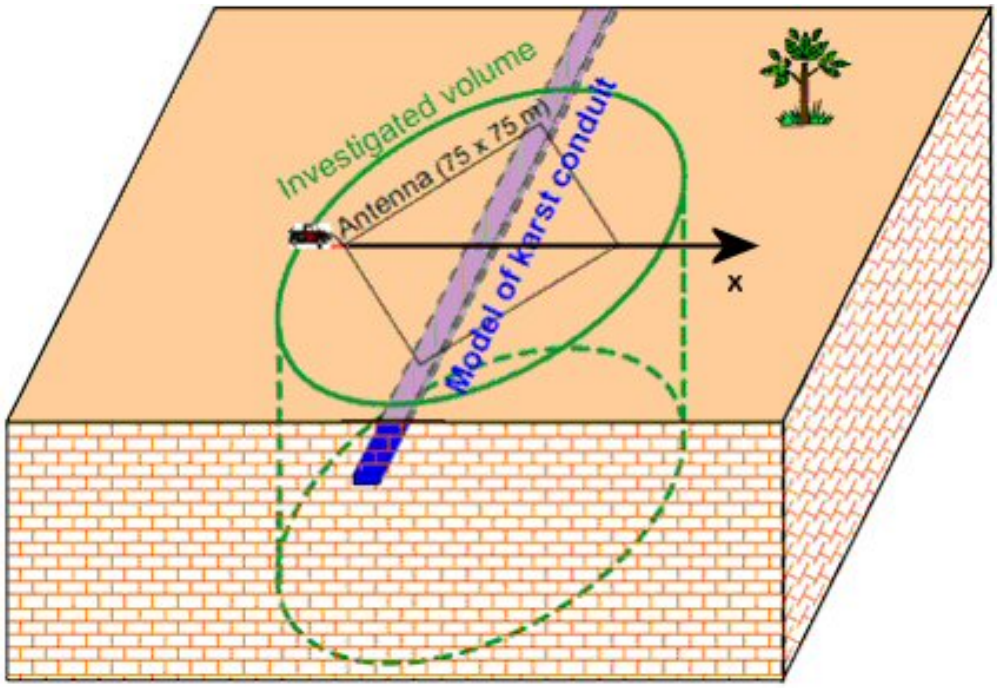


Figure 77 : Schéma représentatif du modèle utilisé, pour la modélisation RMP

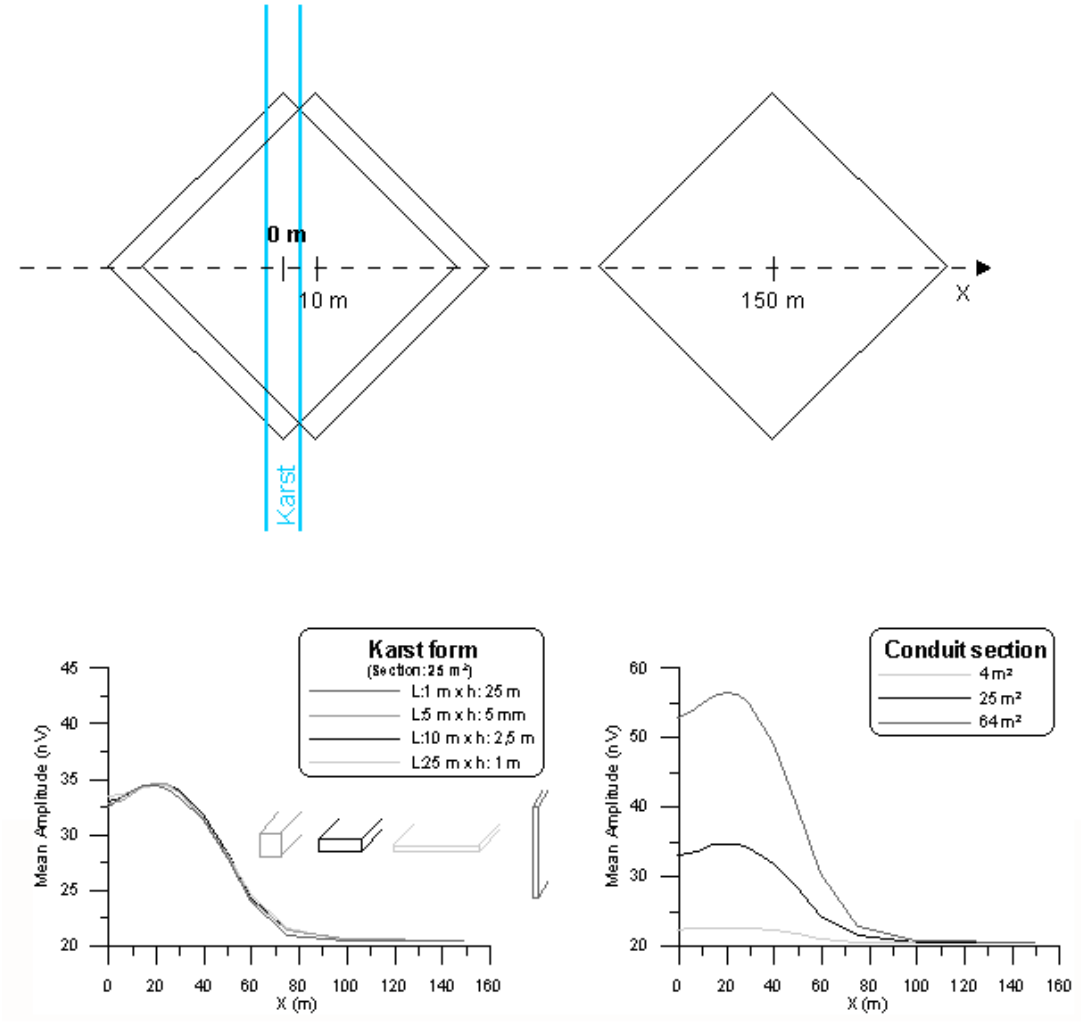


Figure 78 : Influence sur le signal RMP de la forme du conduit et de la surface de la section (Boucher et al., 2005)

La figure 79 illustre la forte influence de la teneur en eau de la matrice carbonatée variable sur le temps de relaxation T_1 apparent. Il est donc très important de caractériser la réponse de l'encaissant afin de la dissocier de celle du conduit karstique.

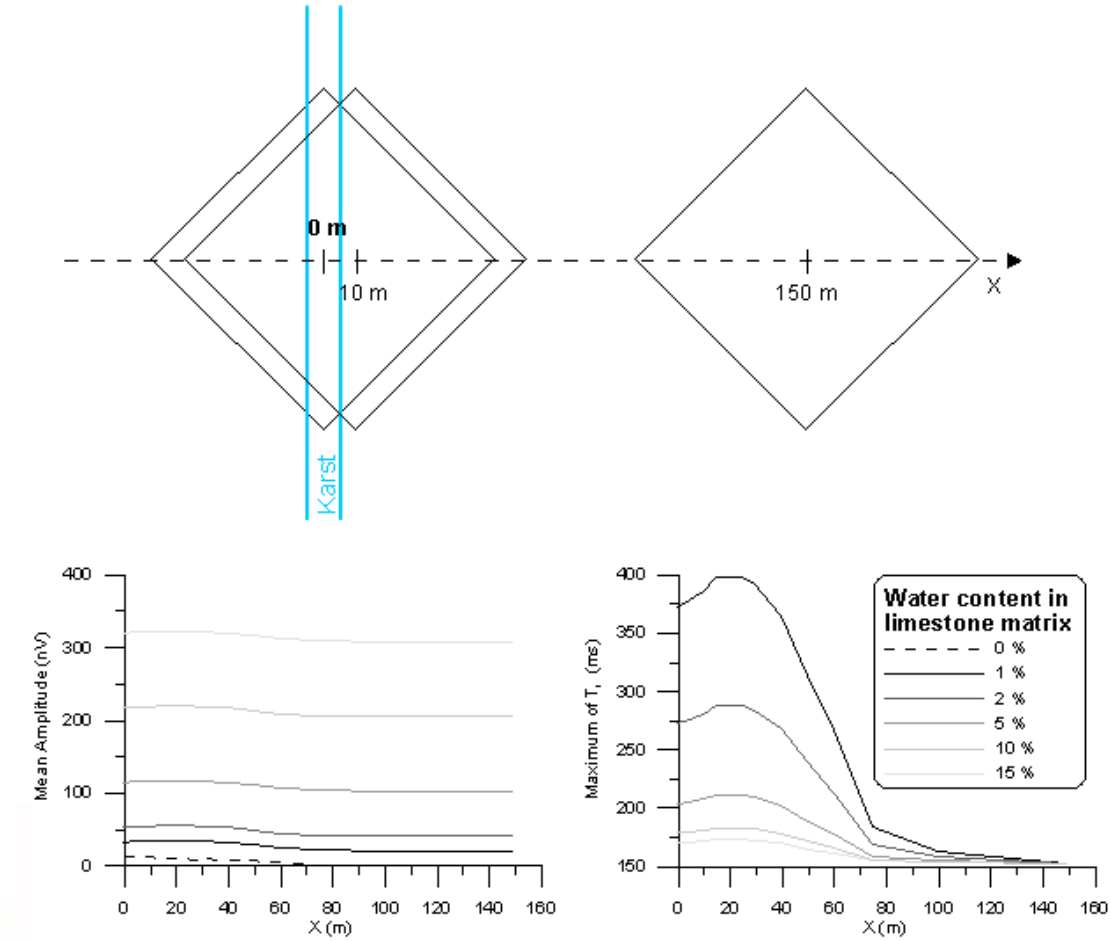


Figure 79 : Influence de la teneur en eau de la matrice carbonatée sur la détection du conduit karstique (Boucher et al., 2005)

Comme le champ géomagnétique est incliné par rapport au plan de l'antenne, le maximum de signal n'est pas enregistré lorsque l'antenne est juste à l'aplomb de la structure karstique (*figure 80*) excepté à l'équateur magnétique où le champ géomagnétique est horizontal. Un minimum de signal est observé au-dessus d'une cavité karstique située au pôle magnétique, car dans ce cas le champ magnétique induit au centre de la boucle est parallèle au champ magnétique terrestre.

Une autre conséquence de l'inclinaison du champ géomagnétique est que, dans le cas d'un conduit, la forme de l'anomalie du signal va dépendre de l'orientation du conduit (*figure 81*). A une latitude moyenne, le profil au dessus d'un conduit orienté nord-sud va être symétrique, alors que dans le cas d'un conduit est-ouest, le maximum de signal va être

décalé vers le nord. En outre, plus le profil RMP est perpendiculaire à l'orientation du conduit plus l'anomalie du signal sera mieux positionnée par rapport à la position réelle du conduit.

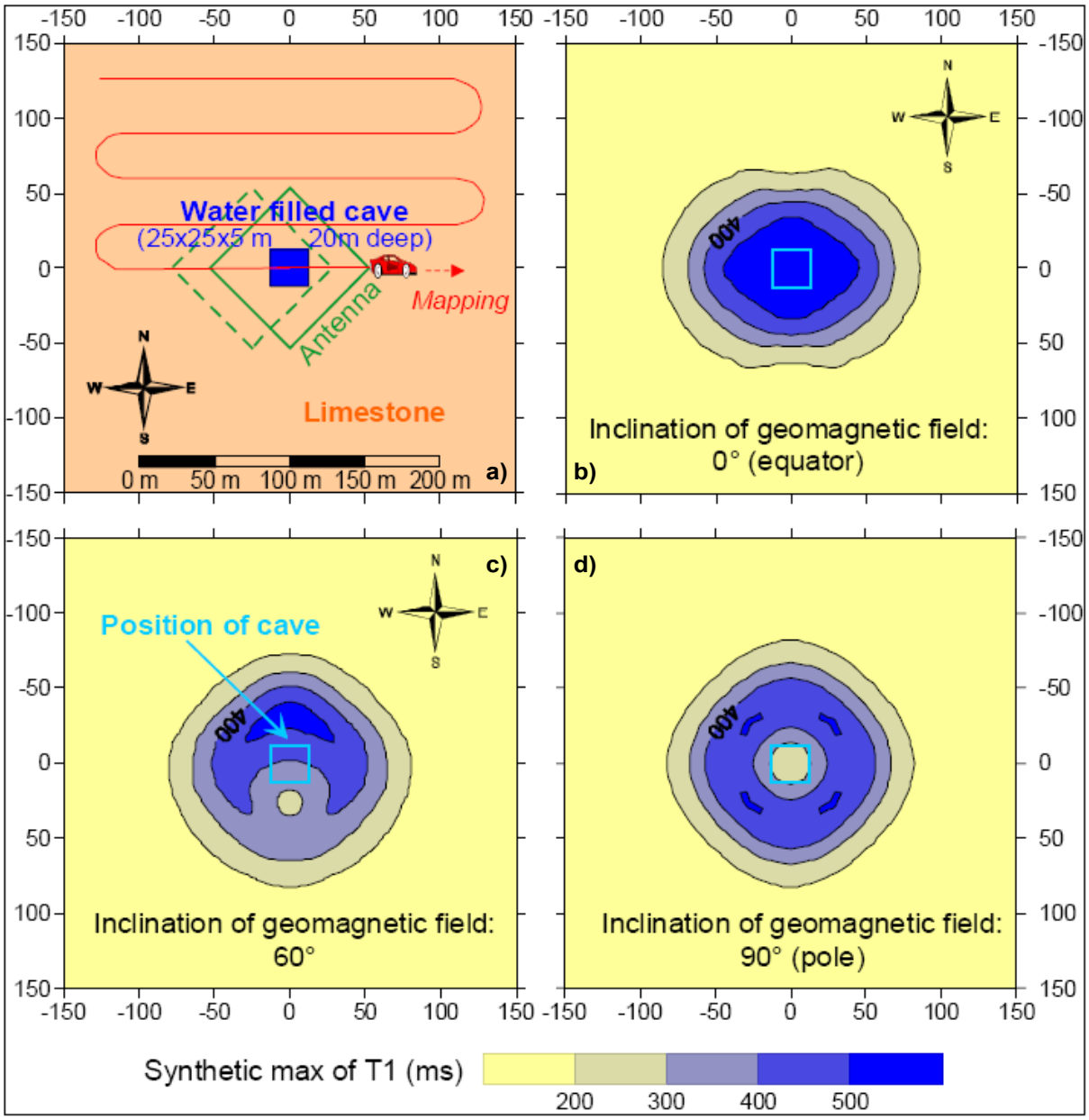


Figure 80 : Influence du champ géomagnétique sur la focalisation de la réponse RMP sous la boucle, a) plan de déplacement de la boucle dans une zone avec une cavité remplie d'eau située au centre, b) cartographie du maximum de temps T1 à l'équateur, c) à 60° d'inclinaison magnétique, d) aux pôles magnétiques (Boucher et al., 2005)

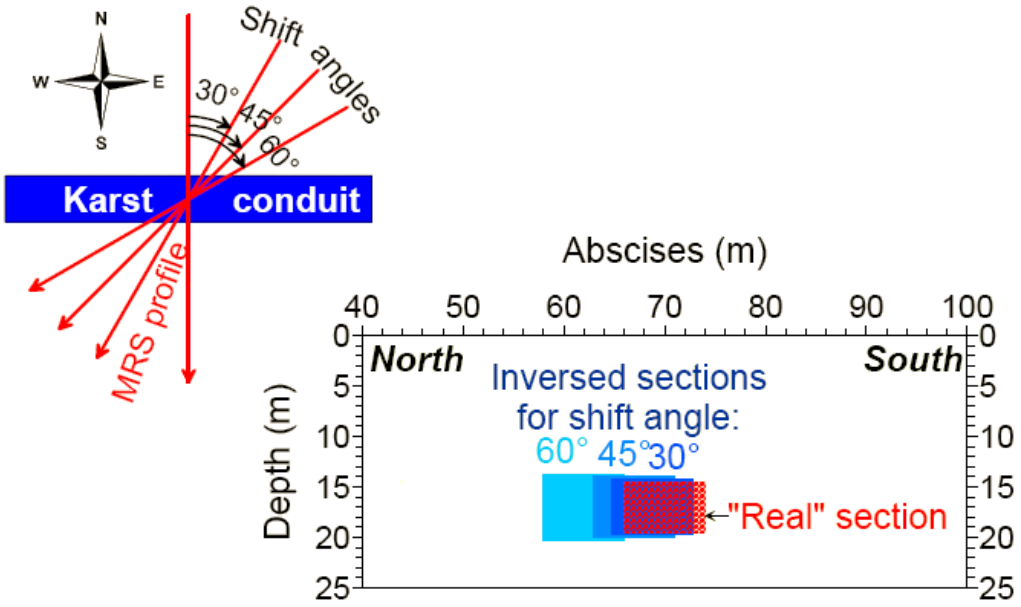


Figure 81 : Influence de l'orientation du profil RMP par rapport à l'orientation du conduit karstique (Boucher et al., 2006).

Pour pouvoir définir un seuil de détectabilité d'un conduit karstique deux critères ont été retenus (Boucher *et al.*, 2005) :

- L'amplitude du signal de l'ensemble « conduit + matrice calcaire » doit être suffisante pour être correctement évaluée par l'appareil de mesure Numis^{PLUS} actuellement utilisé. D'après l'expérience, le signal enregistré doit ainsi être supérieur à 20 nV dans des conditions de bruit EM pas trop défavorables.
- Le temps de relaxation T_1 doit être caractéristique d'une structure karstique. Comme à la fois l'eau karstique et l'eau matricielle contribuent au temps de relaxation enregistré par l'instrument de mesure, la limite de 400 ms a été arbitrairement choisie d'après les expériences de terrain (Vouillamoz *et al.*, 2003) comme critère de détectabilité.

La possibilité de détecter un conduit va dépendre également de sa taille et de sa profondeur, mais aussi de l'antenne utilisée et du champ géomagnétique (donc de la position géographique du karst).

Pour l'évaluation de la détectabilité d'un conduit karstique, nous nous sommes limités à l'utilisation d'une antenne carrée de 75 m de côté et à un champ géomagnétique avec une intensité correspondant à une fréquence de Larmor de 1960 Hz et avec une inclinaison de 60° (conditions correspondant à la position géographique de la France où le champ géomagnétique vaut entre 45500 et 46800 nT). Dans ces conditions, une teneur en eau de 1% dans la matrice calcaire suffit à générer un signal supérieur à 20 nV même en

l'absence de conduit. Le critère limitant la possibilité de détecter un conduit est donc le temps de relaxation T_1. Ainsi nous avons pu déterminer la limite de détectabilité d'un conduit karstique horizontal en fonction de sa profondeur et de sa dimension (*figure 82*).

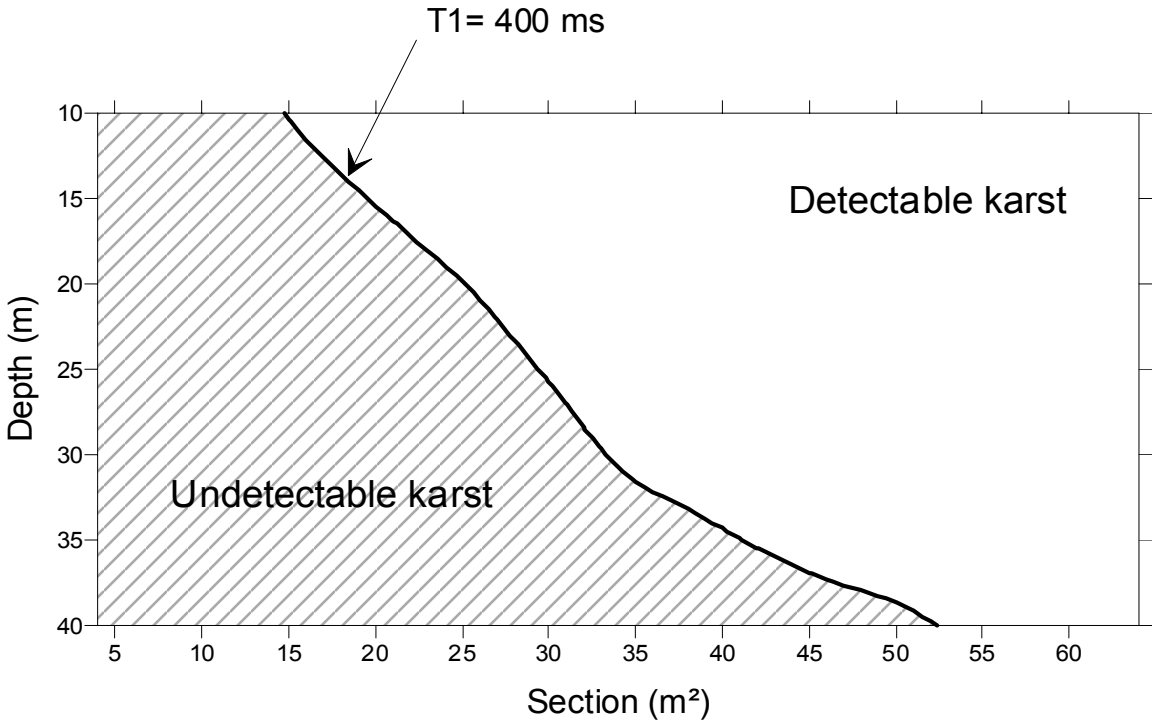


Figure 82 : Détectabilité d'un conduit horizontal infini (structure 2D) (Boucher et al., 2005)

Par conséquent, avec ce dispositif de mesure pour la zone géographique modélisée, on ne pourra pas détecter un conduit si sa section est inférieure à 15 m². Plus le conduit sera profond, plus sa section devra être importante pour être détectée.

IV.B.3.b. Résultats obtenus sur le terrain

Comme nous l'avons mentionné précédemment deux campagnes de mesures RMP ont été réalisées en octobre 2003 et juillet 2004, sur le site de Poumeyssen. Six et quinze sondages RMP ont été effectués respectivement (*figure 83*). Lors de la deuxième campagne, un panneau électrique a également été mis en œuvre.

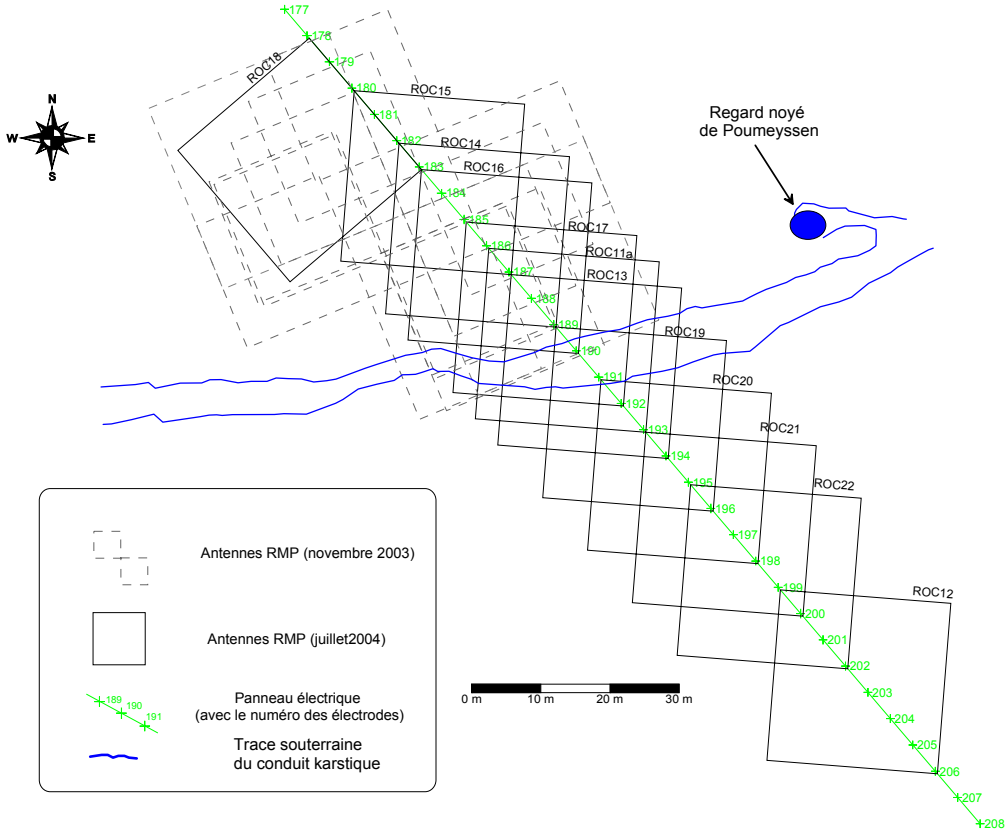
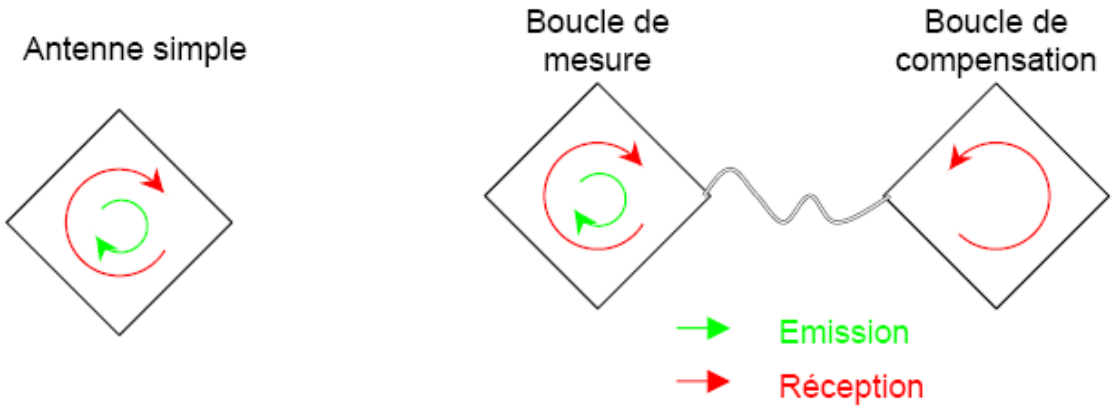


Figure 83 : Disposition des sondages RMP des deux campagnes de mesures ainsi que le positionnement du panneau électrique

Pendant la première campagne, le dispositif de mesures utilisé était une antenne en forme de « huit », de 19 m de côté, enroulée sur deux tours (2-turn), afin d'améliorer le rapport signal sur bruit et d'augmenter l'amplitude du champ d'excitation (Trushkin *et al.,* 1994). En contre partie, une antenne en « huit » investit un volume plus large qu'une antenne carrée simple.

Afin d'améliorer la résolution latérale de localisation du conduit karstique, il a été choisi d'utiliser pendant la deuxième campagne de mesures des antennes carrées simples de petite dimension (25 m de côté) enroulée sur trois tours. Pour améliorer le rapport signal sur bruit, un dispositif avec une boucle de compensation a été utilisé. Ce dispositif consiste à enregistrer et soustraire le bruit EM avec une antenne suffisamment éloignée (deux fois la longueur de son côté) de l'antenne de mesure pour ne pas être perturbée par l'injection (*figure 84*) ; pour le sondage ROC11A la boucle de compensation était l'antenne que nous avons à la suite utilisée pour obtenir le sondage ROC12. Les résultats de deux sondages, illustrés à la figure 84, sur le même endroit et avec les mêmes paramètres d'acquisition, montrent que ce dispositif a été efficace sur ce site puisque le niveau de bruit a pratiquement été divisé par 2.

(a)



(b)

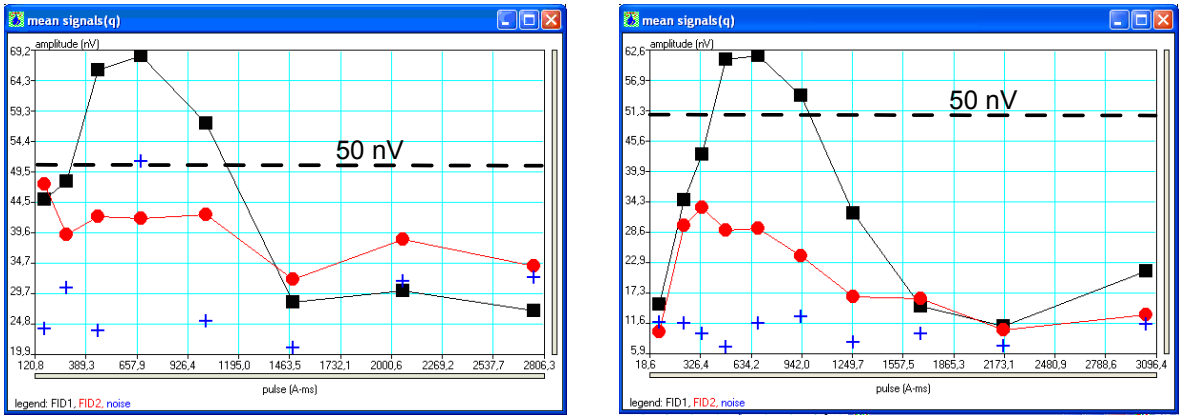


Figure 84 : (a) Principe du dispositif de l'antenne de mesure liée avec une antenne de compensation et (b) Signal enregistré associé (carrés noirs 1er pulse, cercles rouges 2ème pulse, croix bleus bruit EM)

Dans le cas de structure 2D (Vouillamoz *et al.,* 2003), les résultats des sondages RMP sont interprétés par profilage 1D. C'est-à-dire, qu'après avoir inversé chaque sondage séparément, on crée des sections des teneurs en eau et des temps de relaxation en fonction de la profondeur. Le paramètre k, produit de la teneur en eau et du temps de relaxation est souvent utilisé pour interpréter les données. Cependant des erreurs sur l'estimation de la section et le positionnement sont prévisibles lorsque des modèles 1D sont utilisés pour inverser des données acquises sur une cible 2D (Girard *et al.,* 2005).

Les résultats obtenus sur le site de Poumeyssen montrent des teneurs en eau élevées à 20 m de profondeur sur 50 m de large (*figure 85*). D'après les modèles présentés précédemment, l'étendue de cette zone est liée à la taille de l'antenne (de 25 m de côté) et non pas à l'étendue réelle du conduit.

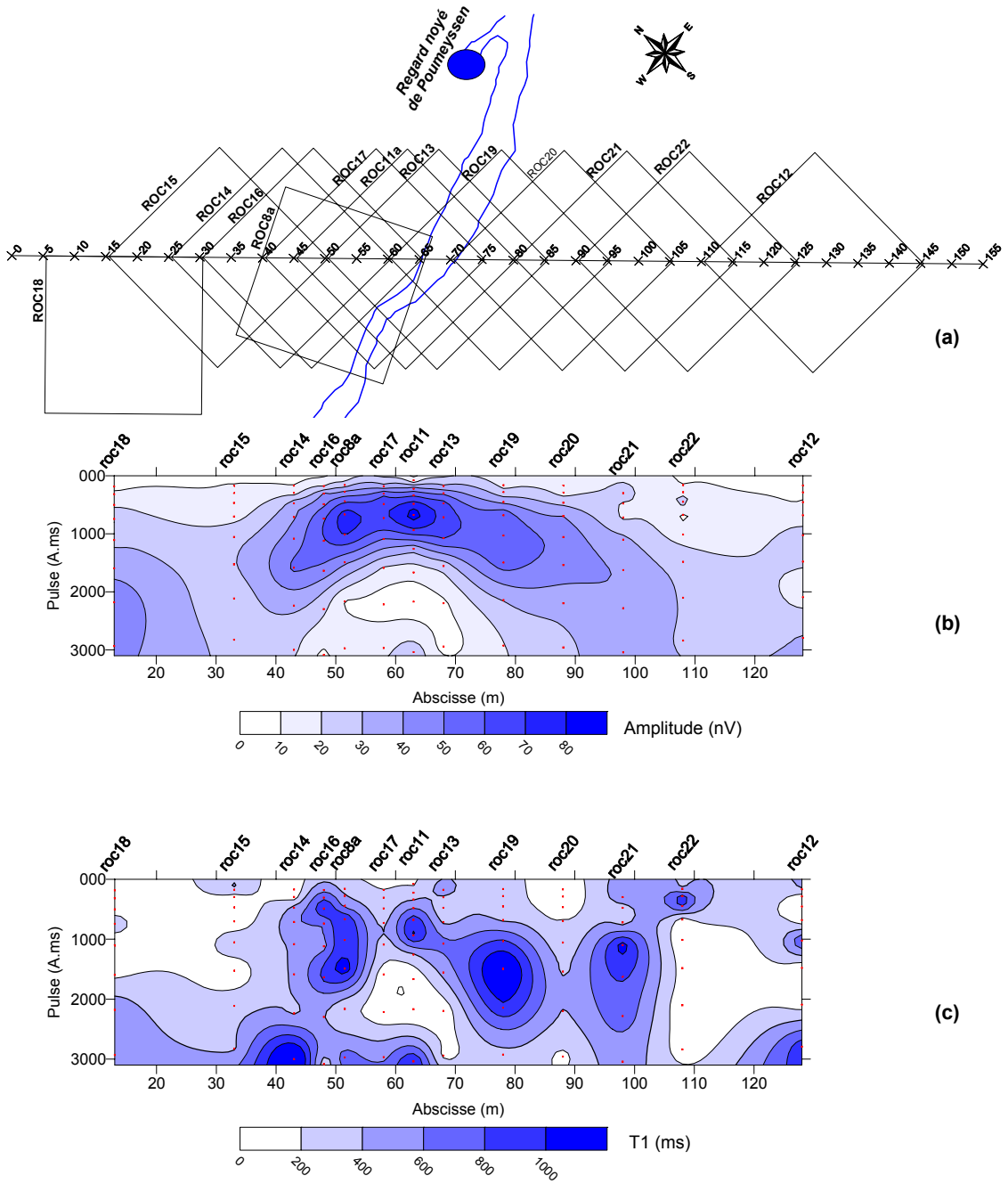


Figure 85 : (a) Localisation des sondages sur le plan du conduit et Coupes (b) d'amplitudes et (c) de temps T_1 mesurées

Les valeurs de temps de relaxation T_1 (*figure 85c*) présentent une grande variabilité sans doute à cause de bruit EM. En effet, la mesure du temps de relaxation utilise le rapport entre deux signaux enregistrés après deux pulses consécutifs (*cf. supra III.E.2.*). Si ce rapport est important, le temps de relaxation est long. Dans le cas du karst, le temps de relaxation est long, ce qui signifie que le signal enregistré après le 2ème pulse est faible et donc difficile à mesurer compte tenu du bruit EM. Ainsi le temps de relaxation T_1 est difficile à estimer correctement à partir d'un certain seuil.

Par conséquent, le paramètre k proposé par Vouillamoz et al., (2003) basé sur les valeurs de temps de relaxation T_1 ne présente pas des résultats interprétables.

Pour ces raisons une inversion 2D, à l'aide d'un nouveau logiciel développé, a été tentée. La démarche utilisée est la suivante (Boucher *et al.*, 2006) :

- la réponse de la matrice calcaire a été modélisée avec un sondage éloigné de la structure karstique (ROC12).
- la profondeur du conduit a été déterminée à partir du maximum d'amplitude du sondage « central » (ROC11A).
- des modèles avec différentes sections du conduit karstique ont permis de déterminer la section du conduit en comparant les réponses en amplitude avec les données de terrain. L'orientation des conduits modélisés est perpendiculaire au profil de mesure. Les résultats montrent qu'un conduit de 42 m² de section, à une profondeur de 17 m (centre du conduit), et situé à l'abscisse 65 m permet de bien expliquer les valeurs d'amplitude observées (*figure 86*). Les amplitudes mesurées sont toujours supérieures aux amplitudes modélisées, sans doute à cause du bruit EM ambiant.

Les résultats de l'inversion 2D sont cohérents avec la position indiquée par les spéléologues. La profondeur du milieu du conduit a été déterminée avec une erreur de 2 m et son positionnement à l'abscisse 67 m avec une erreur de 1 m.

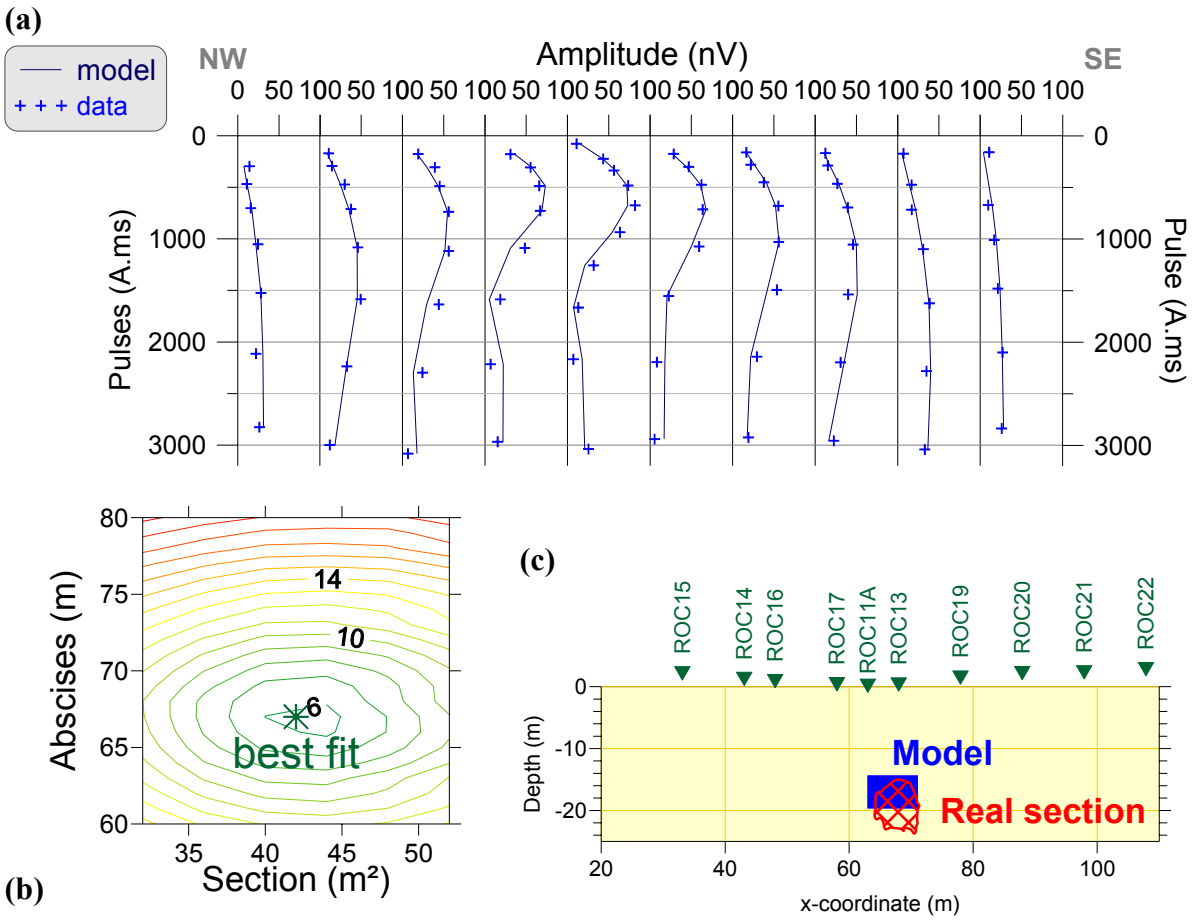


Figure 86 : Inversion 2D de mesures RMP ; (a) : mesures et signaux théoriques le long du profil RMP, (b) : erreur résiduel (RMS) en fonction de la position de la cavité et de sa section, (c) : résultat de l'inversion 2D comparée à la section reconnue par les spéléologues – plongeurs (Boucher et al. 2006)

IV.B.4. Panneau électrique

Parallèlement aux mesures RMP, lors de la deuxième campagne géophysique, un panneau électrique de 155 m de longueur a été réalisé afin de :

1) définir la distribution de la conductivité électrique du sous-sol de la zone d'étude, une étape indispensable pour l'inversion de données RMP (Legchenko *et al.,* 1997),
2) tester la réponse électrique d'un conduit karstique bien défini et plein d'eau
3) pouvoir extraire des informations sur l'homogénéité de la matrice calcaire

Nous avons utilisé 32 électrodes avec un écartement de 5 m. Le dispositif de mesure employé est le Wenner-Schlumberger, jugé le plus performant dans un contexte karstique (Kaufmann and Quinif, 2001, Van Shoor, 2002, Zhou *et al.*, 2002, Deceuster and

Kaufmann, 2003, Deceuster *et al.*, 2006). Limités par la topographie très accidentée du site nous n'avons pas pu prolonger le profil du panneau électrique sur plus de 155 m.

Les résultats montrent clairement un sous-sol électriquement très résistant ainsi qu'une anomalie conductrice située entre les abscisses 55 et 85 m et qui se prolonge en profondeur en dessous des abscisses 75 et 85 m. Cette anomalie peut correspondre soit au conduit karstique soit à une zone de fracturation. Suite à la cartographie spéléologique l'anomalie conductrice observée, est plutôt liée à une zone de fracturation (*figure 87*). L'anomalie résistante située à gauche du conduit est l'influence, lors de l'inversion, de la zone conductrice située près de la surface (entre les abscisses (50 et 70 m)) sur l'évaluation des résistivités de couches sous-jacentes.

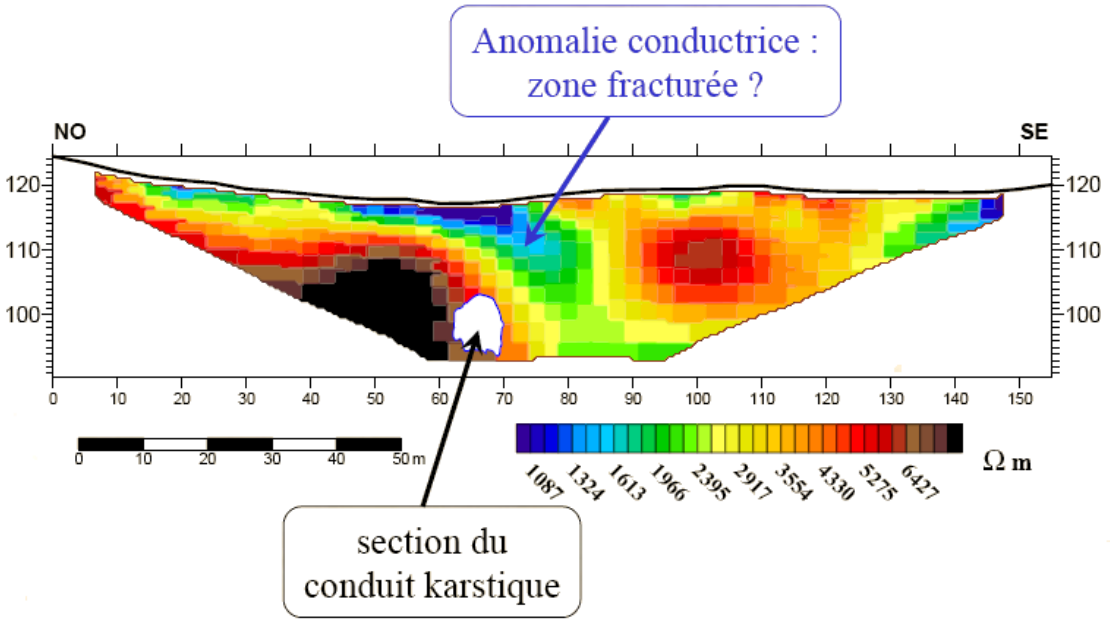


Figure 87 : Résultats du panneau électrique et position du conduit karstique d'après les spéléologues

IV.B.5. Topographie

Comme déjà évoqué (cf. *supra III.B.4.b.*), les accidents du relief peuvent perturber considérablement la distribution des potentiels électriques. Pour cette raison et avant de procéder à la mise en œuvre de techniques de cartographie électrique (PS et mise-à-la-masse), nous avons réalisé des mesures topographiques pour obtenir un modèle numérique de terrain (MNT), à l'échelle métrique, du site de Poumeyssen, afin de pouvoir à la suite extraire, des mesures géophysiques, l'influence du relief. La figure 88 illustre le MNT 3D

du site de Poumeyssen et la figure 89 le positionnement du conduit en plan sur la carte topographique.

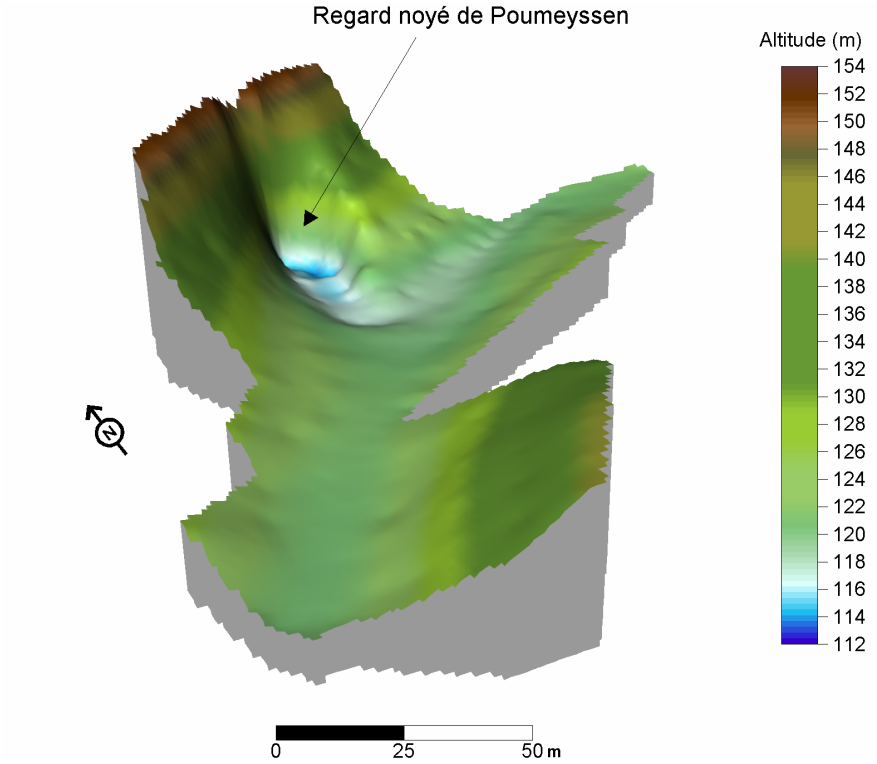


Figure 88 : MNT 3D du site de Poumeyssen

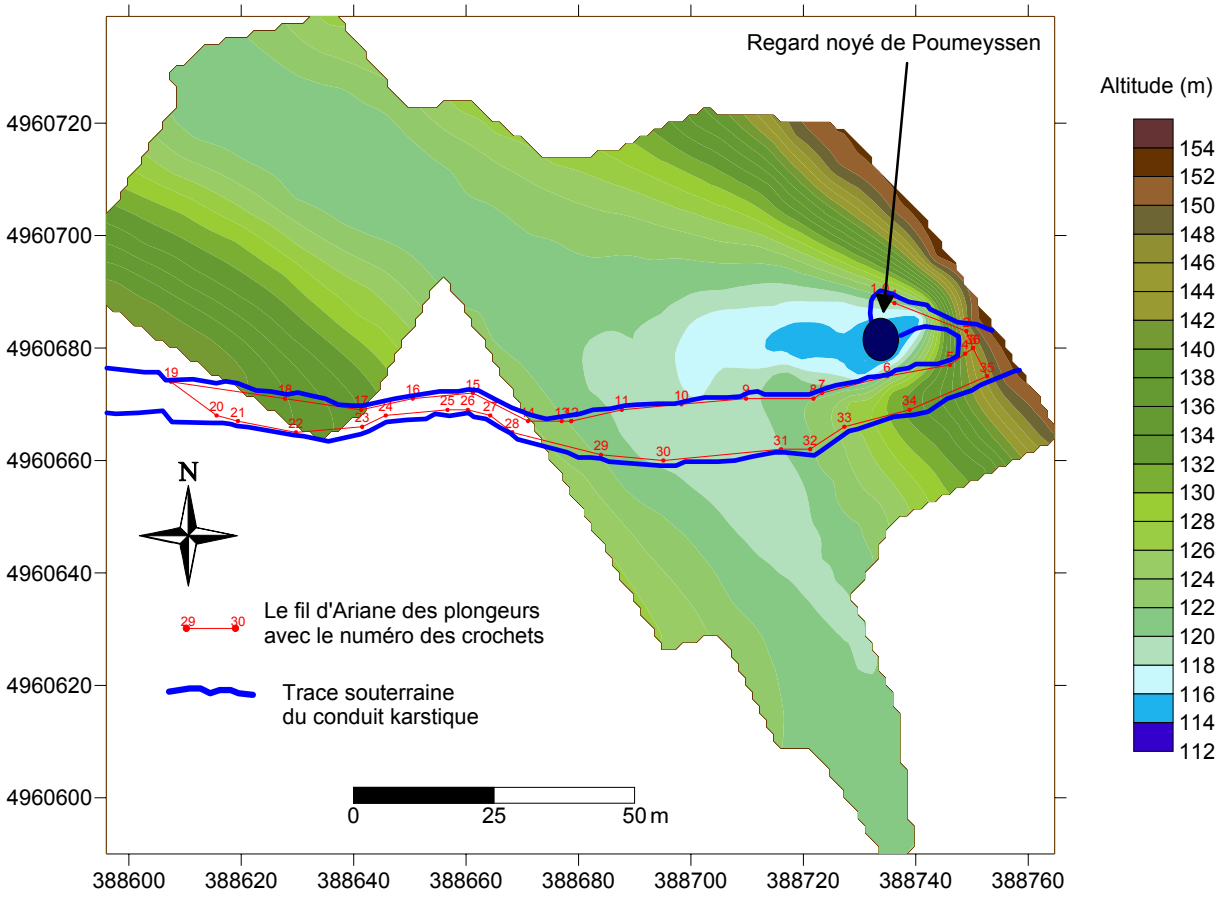


Figure 89 : Positionnement du conduit sur la carte topographique du site de Poumeyssen

IV.B.6. Polarisation Spontanée

Pour les mesures de la PS sur le site de Poumeyssen, nous avons utilisé la configuration à base fixe (cf. *supra III.B.3.b*) en dispositif pôle-pôle (cf. *supra III.B.2*). Nous avons cherché à mettre en évidence les potentiels créés principalement par l'écoulement de l'eau dans le conduit karstique (voir potentiel d'électrofiltration ou d'écoulement, cf. *supra III.B.3.a.*). Nous avons supposé que tous les signaux PS créés par d'autres sources seraient largement inférieurs à ceux créés par l'écoulement de l'eau dans le conduit. Les mesures réalisées devraient reproduire l'effet de la présence du conduit depuis la surface.

Aucune carte de potentiel due à cet écoulement n'a pas pu être réalisée. En effet, nous avons observé une importante dispersion sur la variation des potentiels mesurés (*figure 90*). Aucune corrélation entre les points de mesures n'a pu produire une carte liée au conduit karstique dont on connaissait a priori, la direction et la géométrie.

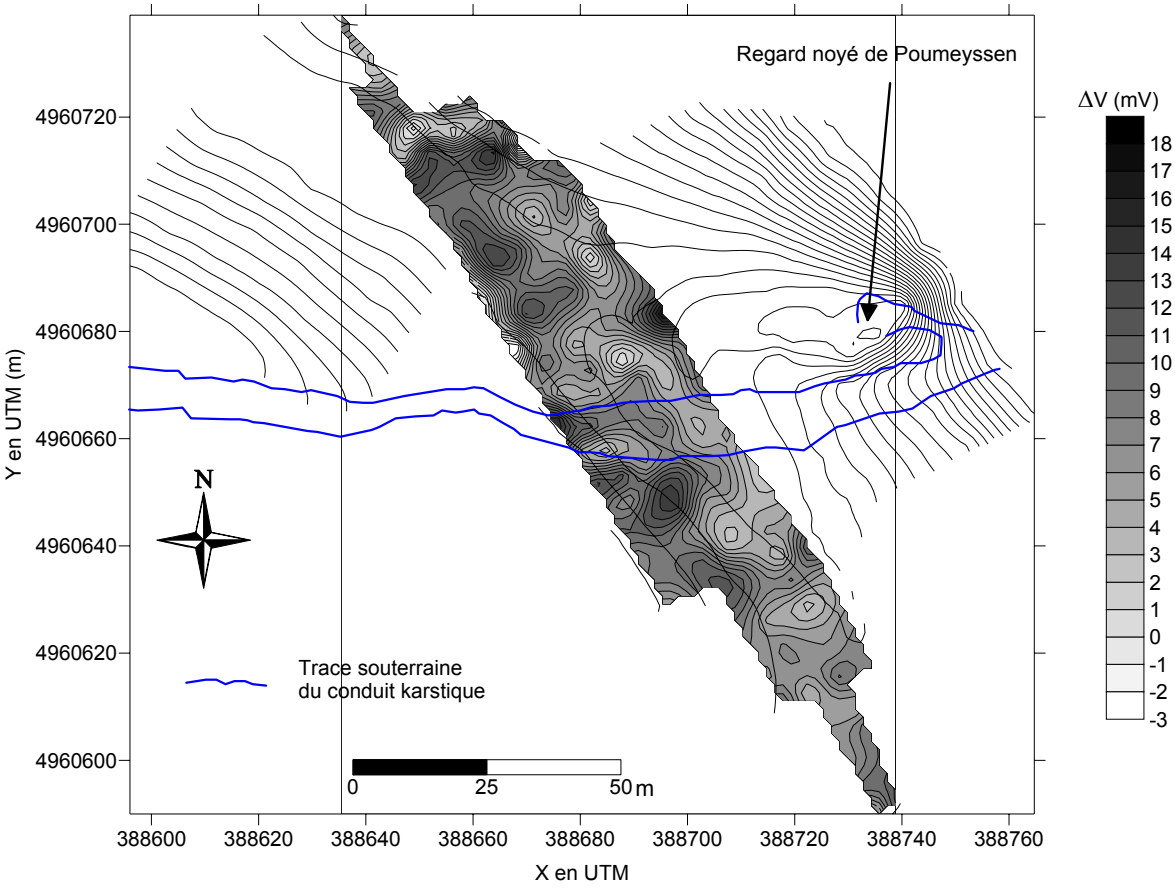


Figure 90 : Carte de potentiel spontané superposée à la topographie

Cette dispersion de la distribution des potentiels que nous avons observé peut s'expliquer par plusieurs raisons. A la période des mesures, mars 2005, le réseau était caractérisé par un étiage prononcé, il n'y avait pas un écoulement d'eau avec une vitesse notable dans le conduit, constatation observable à son exutoire principal la source de Cabouy, et au niveau d'eau dans le regard noyé de Poumeyssen qui avait baissé significativement. Les précipitations quotidiennes à la station pluviométrique de Gramat Park, illustrées précédemment à la figure 22 (cf. *supra II.B.4.*), montrent une nette diminution des précipitations durant les mois hivernaux en 2005. Par conséquent, les signaux PS de sources, dites secondaires, ont perturbé incontestablement les signaux attendus liés à l'écoulement d'eau dans le conduit (source primaire). En fait, les signaux PS mesurés étaient plutôt liés à l'effet bioélectrique des racines des arbres, que nous n'avons pas pu négliger, et à l'effet de l'écoulement d'eau dans les fractures. Les mesures ont duré deux jours et pendant cette période de courtes précipitations d'une forte intensité ont eu lieu. Cette pluie était suffisante pour saturer les horizons de subsurface mais pas suffisante pour recharger le karst et provoquer un écoulement dans le conduit. Ce phénomène dans un milieu calcaire fracturé et karstifié peut entraîner des signaux PS d'électrofiltration liés principalement au mouvement vertical de l'eau dans les fractures.

Pour évaluer l'influence du relief, nous avons comparé la topographie et les mesures de la différence du potentiel sur divers profils. La figure 91 illustre un exemple de comparaison de la topographie avec les mesures PS le long du profil du panneau électrique (cf. *supra IV.B.4.*). Aucune corrélation sur l'influence du relief a pas pu être observée, car les signaux que nous avons mesurés avaient une origine locale. Si les potentiels naturels mesurés liés au mouvement de l'eau dans le conduit étaient significatifs l'influence du relief serait notable.

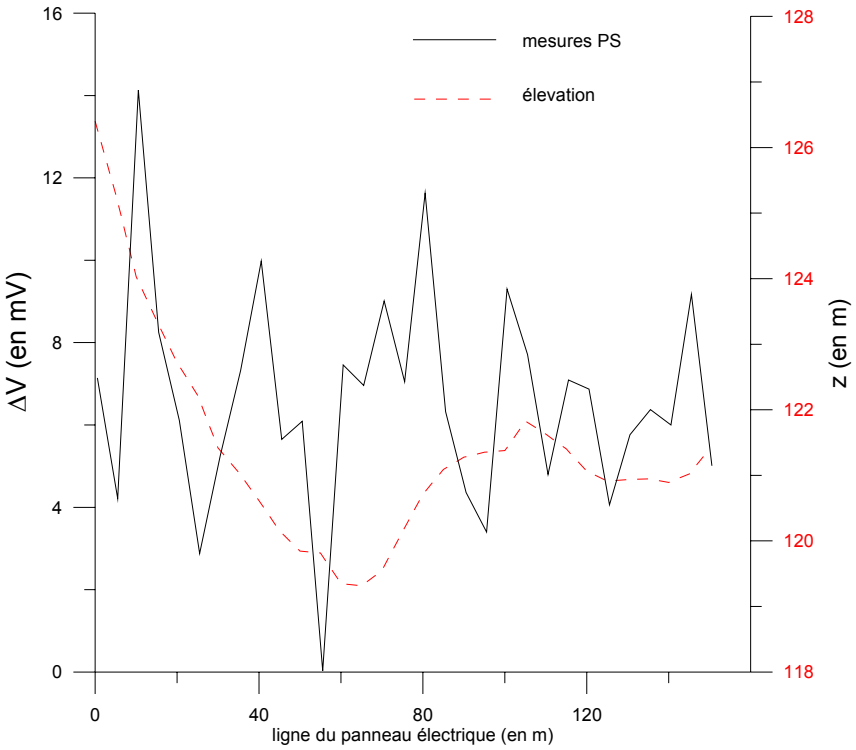


Figure 91 : Exemple de comparaison de mesures PS et de la topographie sur le profil du panneau électrique

La distribution des potentiels naturels, non liés aux écoulements dans le conduit a été remarquée dès le traitement des premiers résultats obtenus sur le terrain et la suite de la cartographie par la technique de la PS n'a pas été complétée. En alternative, la technique de la mise-à-la-masse a été appliquée pour pouvoir réaliser une carte de potentiel.

IV.B.7. Mise-à-la-masse

Nous avons considéré que le conduit karstique, plein d'eau, remplit les conditions pour l'utilisation de la mise-à-la-masse (cf. *supra III.B.4.b.*) :

- ✓ La résistivité de l'eau dans le conduit est de 15 à 24 Ω.m (i.e. conductivité de 700 à 450 µS/cm), très inférieure à celle de la roche encaissante qui est de l'ordre de 2000 à 7000 Ω.m (soit un contraste d'environ 5000/20=250)
- ✓ Et le conduit est continu et atteignable par le regard noyé de Poumeyssen

Avant de procéder à la mise en œuvre de la technique sur le terrain (technique plus très à la mode et n'ayant jamais été testée auparavant pour une tellle cible) nous avons jugé raisonnable d'effectuer une série de modélisation afin de vérifier l'intérêt de son application sur le site de Poumeyssen.

IV.B.7.a. Modélisation

A partir d'un code de modélisation 3D utilisant la méthode des moments (Tabbagh, 1985), nous avons cherché à simuler la réponse que l'on devrait obtenir sur une structure karstique inspirée du site de Poumeyssen (*figure 92*). En effet, nous avons modélisé la réponse d'un conduit horizontal dans un milieu homogène résistant de résistivité 5000 Ω.m (qui correspond au calcaire encaissant), en faisant varier son toit, c'est-à-dire sa profondeur, et sa résistivité, pour une section moyenne de 36 m^2 (qui correspond à la section moyenne évaluée par la cartographie du conduit). Les résistivités de l'eau dans le conduit variant entre 12 et 24 Ω.m, d'après les analyses chimiques (cf. *supra II.B.5*), nous avons simulé la réponse pour une résistivité de l'eau variant de 10 à 25 Ω.m.

Ainsi nous avons pu évaluer les limites de la technique et les possibilités sur la détectabilité du conduit.

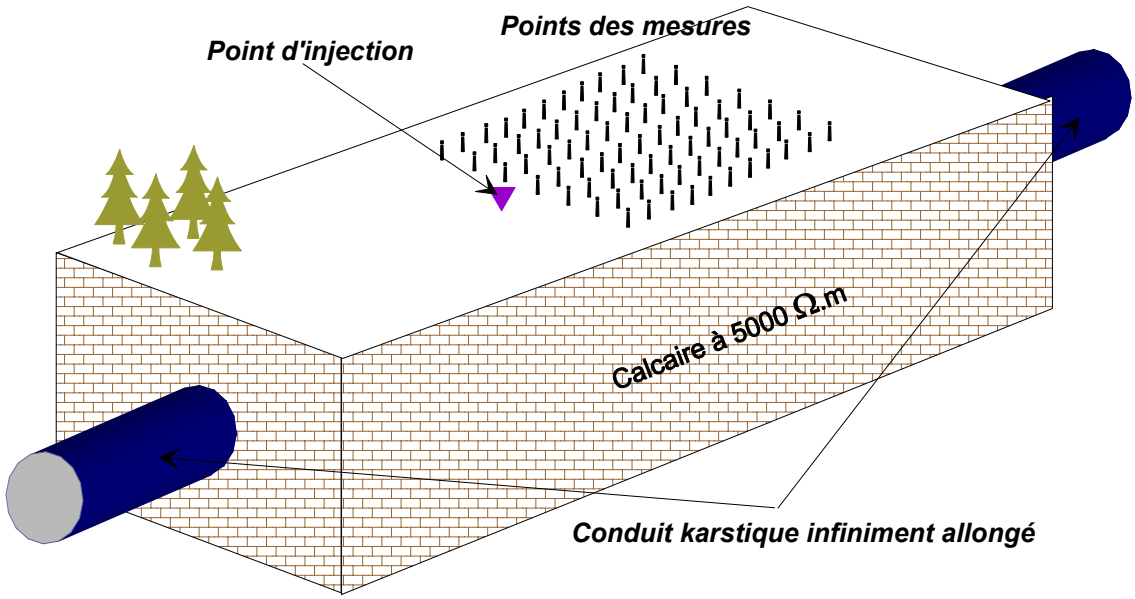


Figure 92 : Schéma représentatif du modèle utilisé

D'abord nous avons modélisé la réponse de la technique au-dessus d'une formation résistante de 5000 Ω.m sans la présence d'un conduit. Les résultats obtenus sont des cercles isocentriques autour du point d'injection, avec une amplitude croissante vers le centre (*figure 93*). Selon la théorie de la méthode (cf. *supra III.B.4.a.*), la présence du conduit va être démontrée par une distorsion des isovaleurs, parallèle à sa direction.

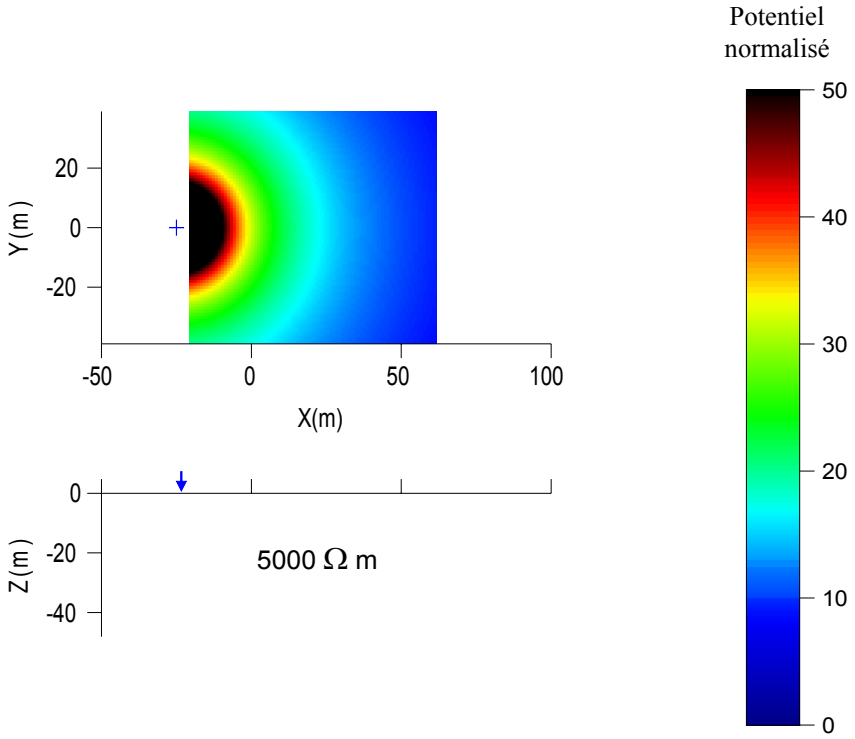


Figure 93 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse et coupe de terrain sur un terrain homogène à 5000 Ω.m

La figure 94 illustre les résultats de la simulation au-dessus d'un conduit de section 6 m x 6 m et de résistivité 20 Ω.m, à des profondeurs variant de 10 à 25 m pour le toit du conduit (la base variant donc de 16 à 31 m).

Le conduit induit une distorsion des isovaleurs avec un allongement dans sa direction, tant qu'il n'est pas trop profond.

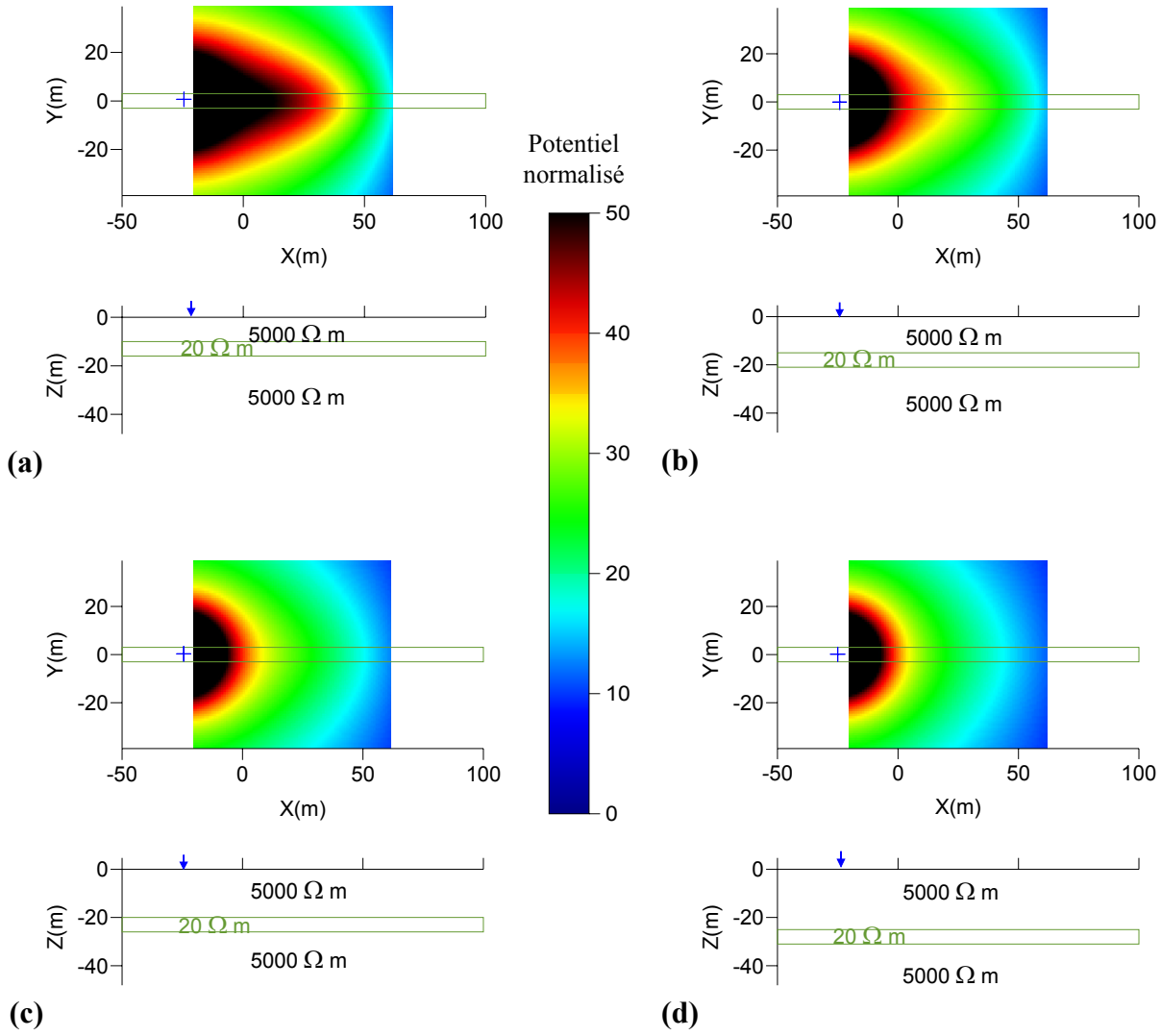


Figure 94 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse (croix bleue : électrode d'injection) et coupe de terrain (flèche bleue : électrode d'injection), au-dessus d'un conduit conducteur 20 Ω.m dans un encaissant homogène à 5000 Ω.m (a) le toit du conduit à 10 m, (b) à 15 m, (c) à 20 m et (d) à 25 m

Le diagramme de la figure 95 résume à partir des résultats numériques des simulations, les possibilités sur la détectabilité d'un conduit, de géométrie simple (36 m^2 de section), de résistivité allant de 10 à 25 Ω.m, à différentes profondeurs du toit de 10 à 25 m. Les simulations montrent que l'on obtient une réponse « détectable » (*figure 95*) à une profondeur (du toit) de 15 à 20 m selon la résistivité du conduit.

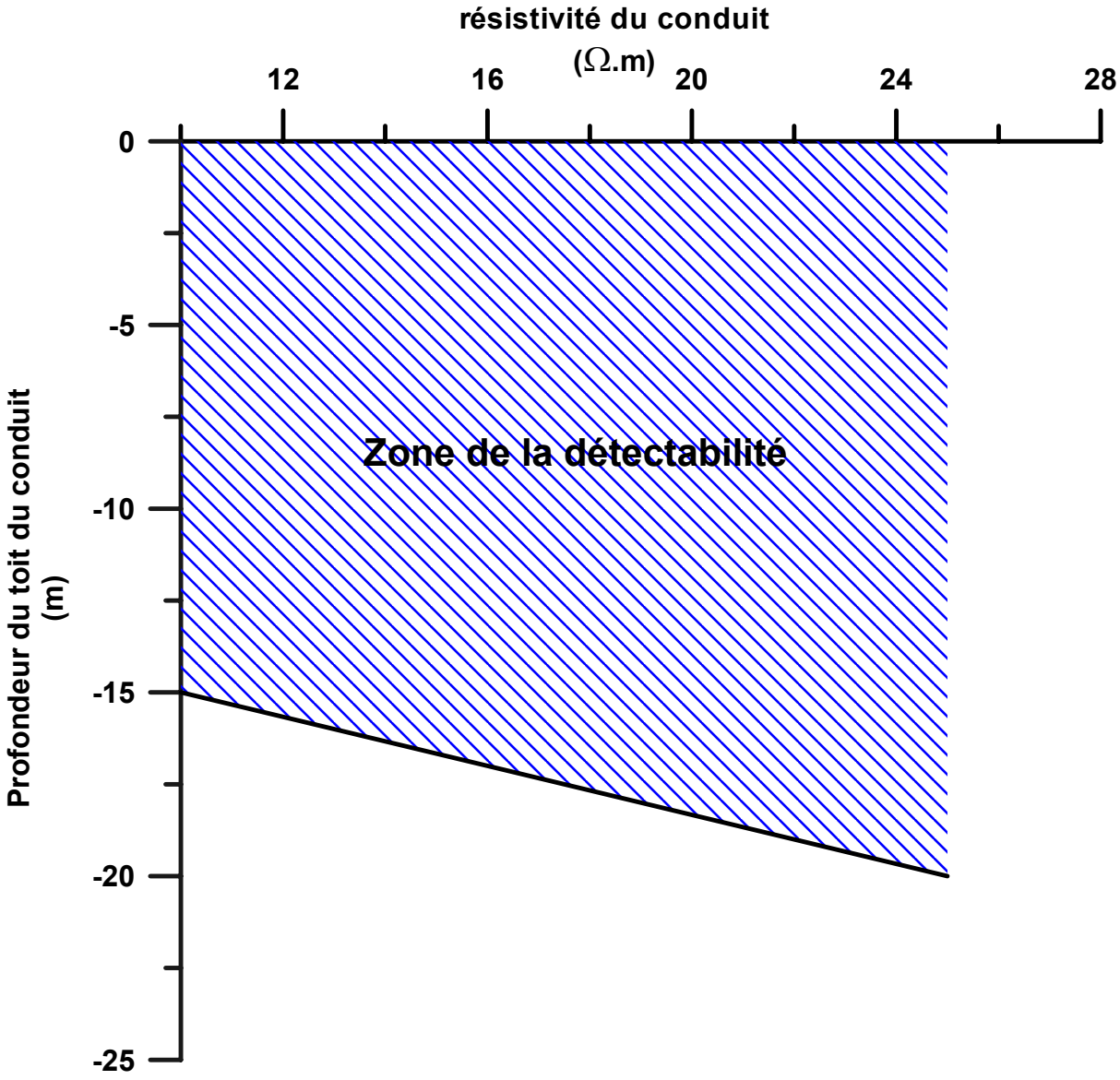


Figure 95 : Détectabilité d'un conduit d'une section de 36 m^2, pour la technique de la mise-à-la-masse, d'après les résultats de la modélisation

IV.B.7.b. Résultats obtenus sur le terrain

Suite aux résultats de la modélisation favorables à une application de la méthode sur le site de Poumeyssen, nous avons procédé à sa mise en œuvre (*figure 96*).

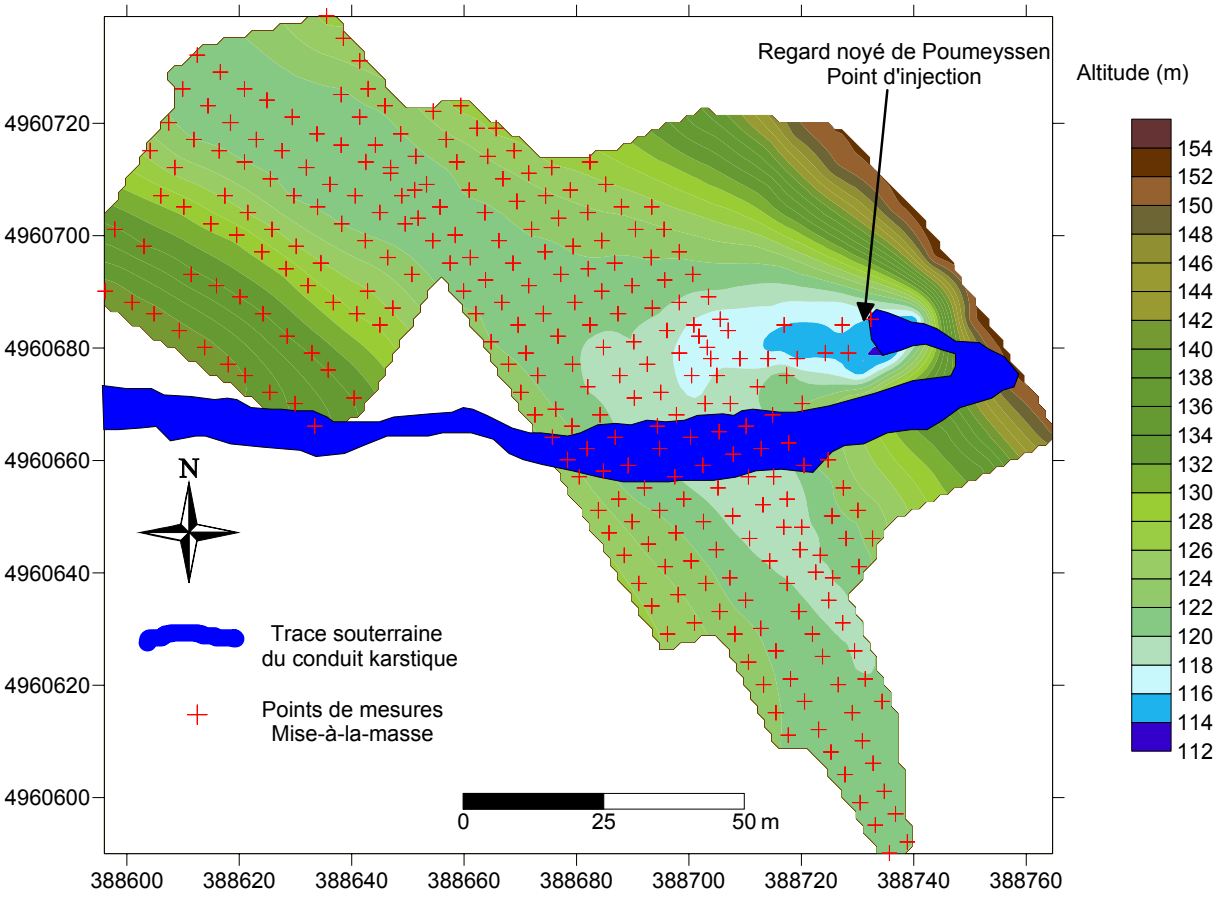


Figure 96 : Zone de mesures mise-à-la-masse superposée à la topographie et à la localisation du conduit

Les résultats de mesures (*figure 97)* ne montrent pas clairement une anomalie liée à la présence du conduit karstique, comme il a été observé lors des modélisations. Les isolignes du potentiel mesuré montrent une déformation suivant l'axe du conduit vers l'ouest, mais aussi une déformation plus importante vers la partie nord-ouest suivant l'axe de la vallée. Les accidents du relief sur la zone d'étude ainsi qu'une « fuite » du courant injecté dans le conduit, à travers les fractures du calcaire qui se situent au dessus de la cible recherchée, ont perturbé considérablement la distribution des potentiels électriques.

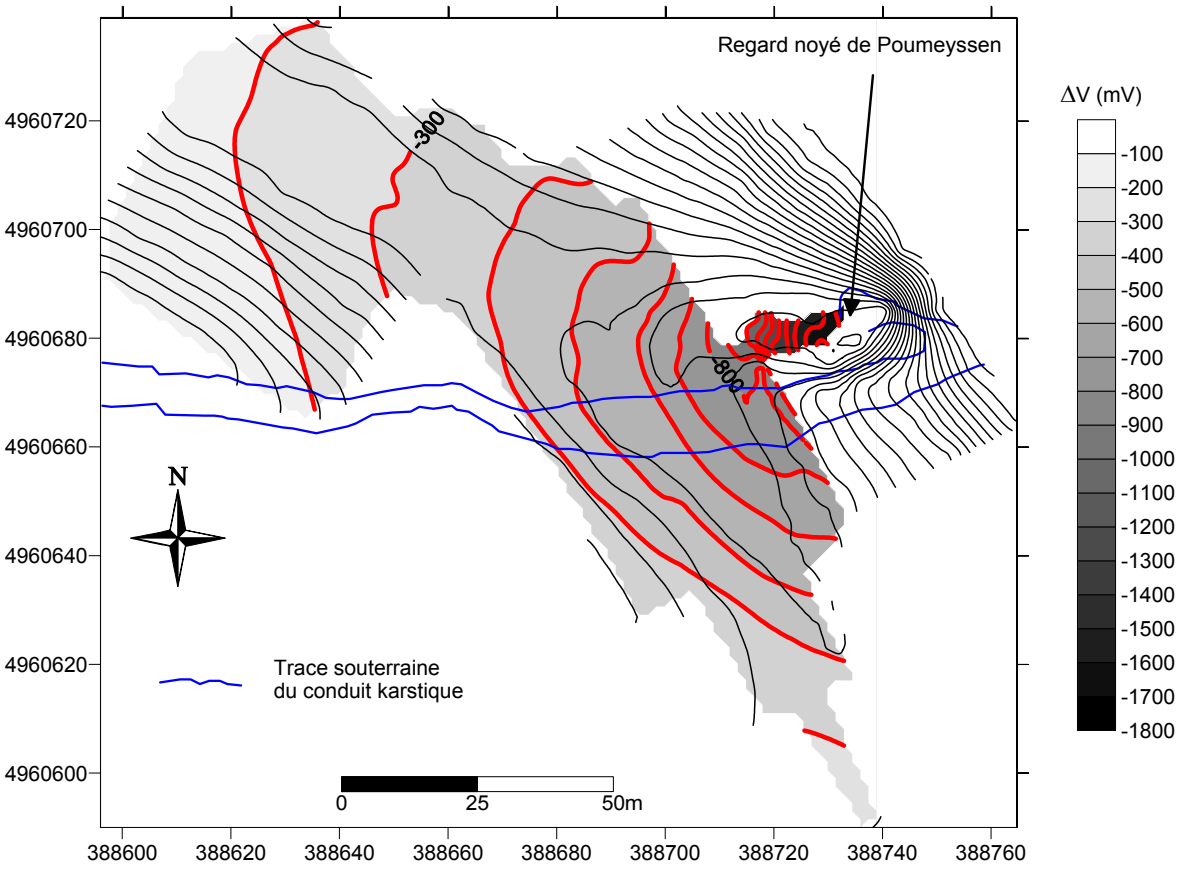


Figure 97 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse superposée à la topographie

Pour corriger les effets topographiques sur les mesures obtenues, nous avons créé une carte de potentiels, obtenue en soustrayant du potentiel de la mise-à-la-masse mesuré, le potentiel au point M (effet en 1/r) utilisant la résistivité moyenne obtenue par les mesures du panneau électrique (cf. *supra IV.B.4.*). Sur la carte ainsi obtenue (*figure 98*) l'effet de la topographie est moins important par rapport à celui des données brutes mesurées. Néanmoins, la déformation liée au conduit observée lors des simulations n'est toujours pas obtenue.

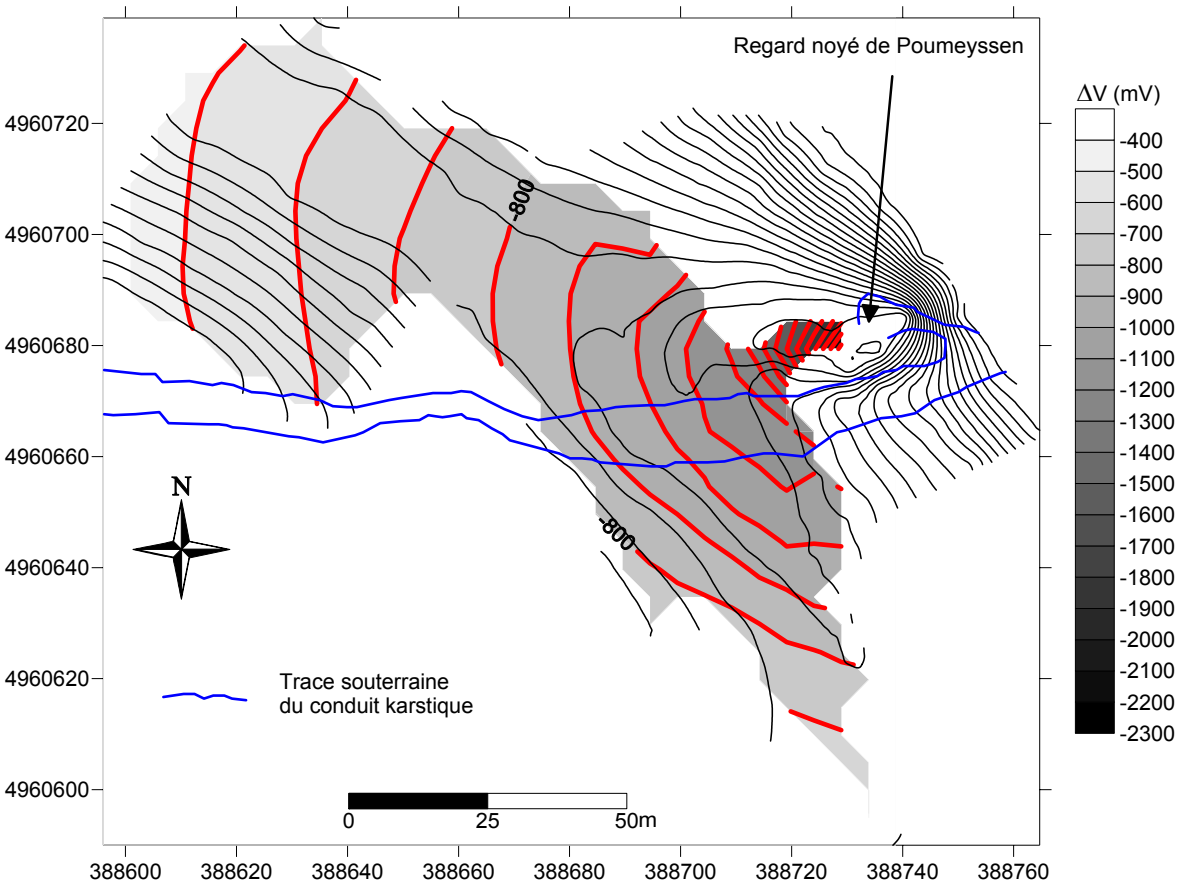


Figure 98 : Carte du potentiel de mise-à-la-masse corrigé en 1/r, superposée à la topographie

Finalement une troisième carte des résistivités apparentes a été extraite de mesures mise-à-la-masse (*figure 99*), obtenue en calculant le «vrai» coefficient géométrique (électrode N et B n'étant pas à l'infini, à cause de la topographie accidentée du site). La présence du conduit n'est toujours pas clairement signalée.

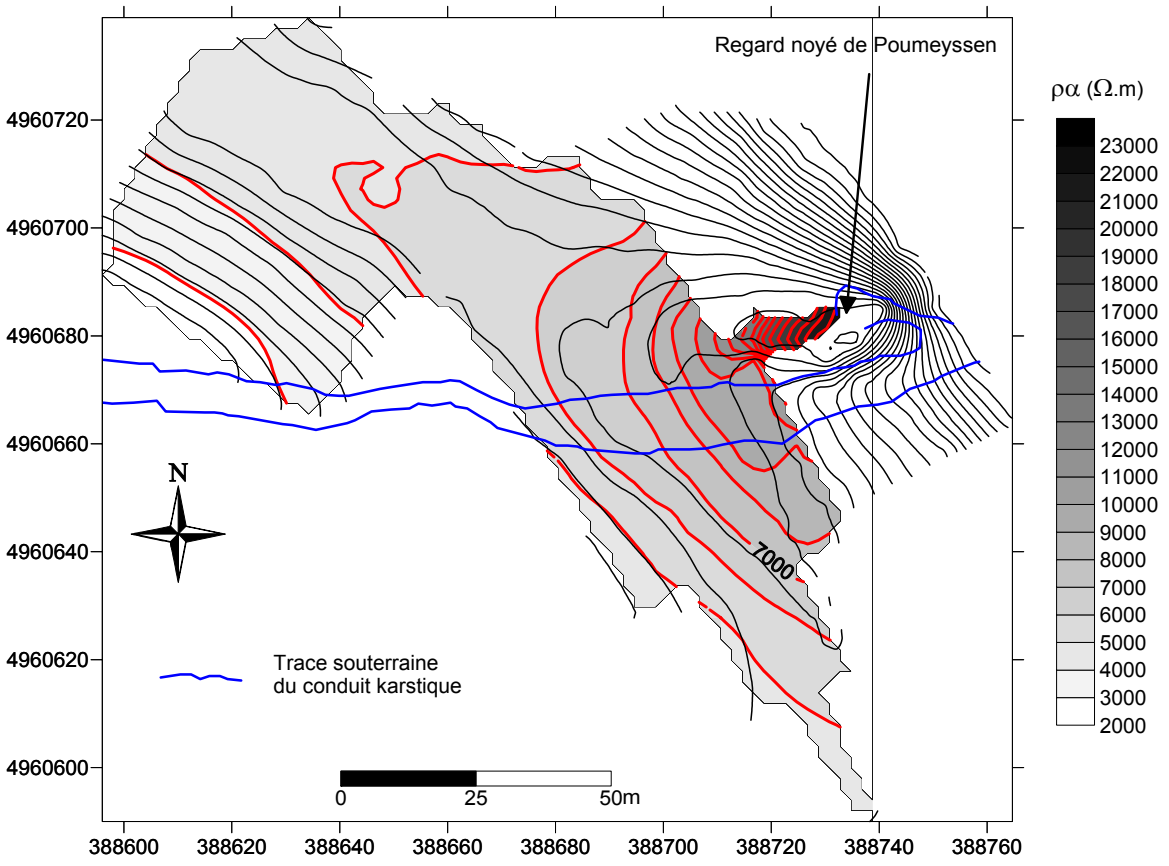


Figure 99 : Carte de résistivité apparente issue de la mise-à-la-masse, superposée à la topographie

Tous les essais pour corriger les effets du relief sur les mesures de mise-à-la-masse n'ont pas eu de résultats satisfaisants. D'après Oppliger (1989), il faut calculer les résistivités apparentes d'une couche homogène de 1 Ω.m avec la topographie, et ensuite les extraire des résistivités apparentes mesurées sur le terrain.

Il a été envisagé de réaliser un prolongement vers le bas (technique usuelle des méthodes gravimétriques et magnétiques pour « se rapprocher » de la source de l'anomalie (le conduit) ; néanmoins les résultats ne sont pas probants en raison de l'échantillonnage spatial irrégulier, la topographie perturbée et le conduit pas toujours à la même profondeur par rapport à la surface.

IV.B.8. Tomographie sismique de vitesses P

Le long de l'axe du panneau électrique, un profil sismique haute résolution a été réalisé. Les mesures ont été réalisées avec l'équipement de la compagnie suisse Geoexpert. L'inversion des données acquises a été réalisée par Pierre-Yves Galibert (professeur associé à l'UPMC, Paris 6).

La section obtenue après le traitement numérique des vitesses sismiques des ondes P le long du profil du panneau électrique, ne montre aucune anomalie directement liée à la présence du conduit lui-même (*figure 100*). La diffusion du temps de parcours des ondes sismiques à l'intérieur du conduit est trop petite par rapport à celle de la roche encaissante, pour qu'un contraste de vitesses soit détecté.

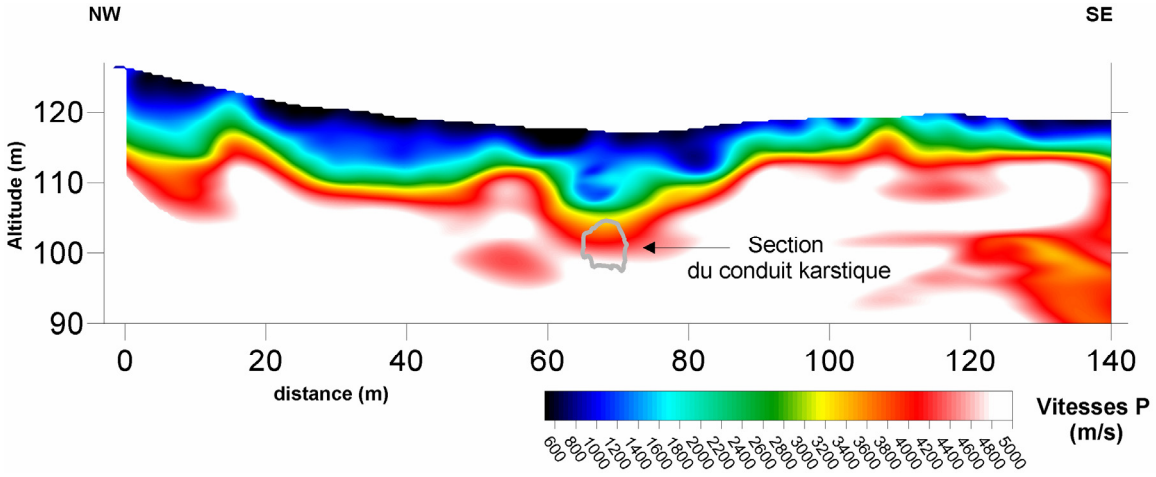


Figure 100 : Section de vitesses sismiques avec la position de la section du conduit karstique proposée par les spéléologues

Néanmoins, la section du conduit d'après les spéléologues se trouve juste en-dessous d'une anomalie nette observée qui peut correspondre à une zone d'intense fracturation. Cette zone était également signalée lors des inversions du panneau électrique (cf. *supra IV.B.4.*). Toutefois d'après les vitesses sismiques enregistrés et l'emplacement proposé par les spéléologues, le conduit se situe à l'intérieur d'une roche plus au moins compacte (>3800 m/s).

IV.B.9. Hypothèse d'évolution du conduit karstique

A partir des résultats de toutes les méthodes géophysiques sur le site de Poumeyssen et les connaissances hydrogéologiques et géologiques, nous avons proposé un schéma sur la genèse et l'évolution de ce conduit karstique (*figure 101*).

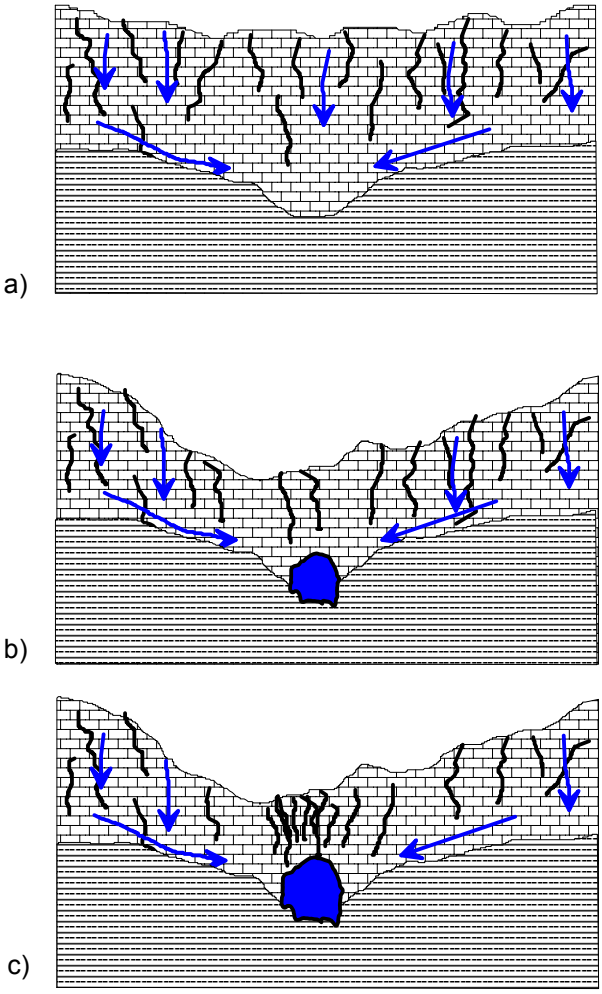


Figure 101 : Schéma simplifié correspondant à la genèse du conduit karstique de Poumeyssen

Schématiquement et sans échelle de temps on pourrait décrire la genèse de ce conduit de la façon suivante :

a) Par les fractures, l'eau traverse le calcaire et s'accumule à des points bas au niveau d'une zone à fort contraste de perméabilité (liée à une discontinuité lithologique ou à une différence de développement de la fracturation).

b) L'eau accumulée dissout le calcaire jusqu'à la création du conduit. En parallèle l'érosion modifie la morphologie de surface en créant un surcreusement.

c) Le conduit se développe préférentiellement vers le haut, puisque il est limité vers le bas. Un système plus intense des fractures se forment au-dessus du conduit, qui pourrait expliquer la création des formes karstiques tel que le regard noyé.

Deux phénomènes ont pu se conjuguer pour la création du système d'intense fracturation au-dessus du conduit :

1. tout conduit est entouré d'une auréole de décompression se manifestant par l'abondance d'une microfracturation ouverte.
2. toute vallée favorise en son fond le développement de fractures avec sol – sorte d'épikarst plus développé que sur les flancs de la vallée.

IV.B.10. Conclusions

En se basant sur tous les travaux de recherche réalisés sur des terrains karstiques, nous avons choisi et employé les techniques de mesures géophysiques, adaptées pour mettre en évidence la présence du conduit karstique.

Panneau électrique : Sans pouvoir observé directement la présence du conduit, le panneau électrique a pu fournir des informations importantes concernant les variations latérales de la résistivité de la roche encaissante. De plus, le modèle géoélectrique du sous-sol est une donnée indispensable pour l'inversion des mesures RMP.

Résonance Magnétique de Protons : Les résultats de la RMP ont confirmé les capacités de la méthode, dans des conditions de terrain favorables (bruit EM ambiant peu élevé et une cible peu profonde et relativement large), pour localiser un conduit karstique plein d'eau. Le développement d'un outil d'inversion et de modélisation 2D au sein du BRGM et du LTHE Grenoble a permis de diminuer l'incertitude sur des mesures obtenues au-dessus des structures géologiques complexes.

Polarisation Spontanée : Aucune carte des potentiels naturels liés à la circulation de l'eau dans le conduit karstique n'a pu être observée. A cause du manque de mouvement souterrain de l'eau, les signaux d'électrofiltration attendus n'ont pas été mesurés. Des mesures sensibles au karst pourraient être réalisées après des précipitations intenses sur l'ensemble du bassin d'alimentation.

Mise-à-la-masse : Les résultats obtenus sur le terrain ont montré l'influence du relief sur les mesures obtenues. Les éventuelles fuites du courant injecté à l'intérieur du conduit, à travers les fractures conductrices (remplies d'eau ou d'argile) du calcaire karstifié peuvent être un élément complémentaire pour la non détection du conduit.

Sismique : Les résultats de la sismique réfraction ont été utilisés et ont fourni une image du contexte géologique assez comparable à celle du panneau électrique. Aucune anomalie liée directement au conduit n'a été observé.

Pour le site karstique de Poumeyssen, il faut ajouter la mise en œuvre d'une campagne géophysique en juin 2006 employant les méthodes sismiques (sismique haute résolution et

ondes de surface) dans la zone et le radar, dont les résultats sont en cours de traitement et une campagne de prospection EM Slingram avec les appareils EM31 et EM34 sont planifiées pour 2007 pour mettre en évidence des zones de fracturation présentant du colmatage argileux.

IV.C. Paralio Astros (site de Paralia Agiou Andrea)

IV.C.1. Historique des missions réalisées

En avril 2003 une mission hydrogéologique a été réalisée sur le littoral est du Péloponnèse, afin de choisir parmi les sites karstiques proposés par l'IGME et présentant des sources d'eau douce sous-marines, celui où l'application de méthodes géophysiques et notamment de la RMP était possible. L'objectif était de pouvoir localiser, sur le littoral, le conduit karstique qui achemine l'eau jusqu'à la source.

En septembre 2003, après la mission géophysique sur le site de Loussoi, une première campagne de reconnaissance géophysique sur le site de Paralia Agiou Andrea a eu lieu. Nous avons testé les sondages TDEM avec l'appareil TEM-fast et le profilage FDEM avec l'appareil RF-EM (*figure 102*).

La deuxième mission a été réalisée en septembre 2004. Nous avons utilisé les techniques de mesures FDEM avec les appareils RMT, RF-RM et VLF-gradient, sur le littoral ainsi que la PS au large de la mer (off shore) et à l'intérieur de la baie près de la grande source. Pour positionner à l'échelle métrique toute inhomogénéité enregistrée par les appareils FDEM, lors de mesures, on les couple à un GPS différentiel porté par un opérateur. Une panne de la base fixe du GPS durant l'enregistrement des mesures à proximité de la grande source les a rendus inexploitables. Seuls les résultats de données acquises près de la petite source seront présentés.

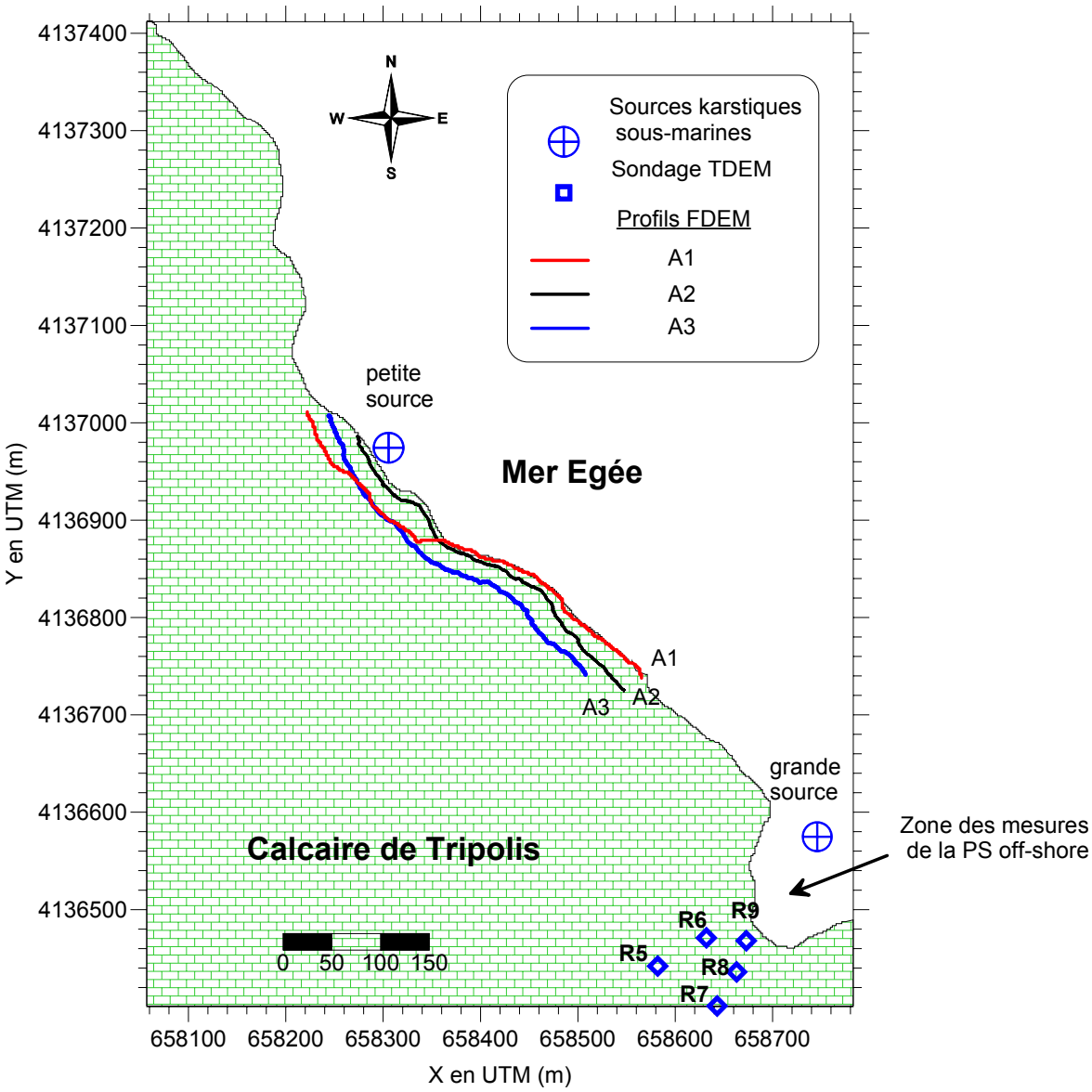


Figure 102 : Localisation des mesures TDEM et FDEM et positionnement des deux sources sous-marines

IV.C.2. TDEM

Une série de cinq sondages TEM-fast, avec une boucle carrée de 25 m x 25 m ont été effectués sur l'affleurement du calcaire de Tripolis de la zone littorale près de la grande source de Paralia Agiou Andrea (*figure 102*).

Les mesures acquises présentaient un très mauvais rapport signal/bruit EM (*figure 103*). A cause des accidents du relief, la mise en œuvre d'une boucle 50 m x 50 m n'a pas été possible.

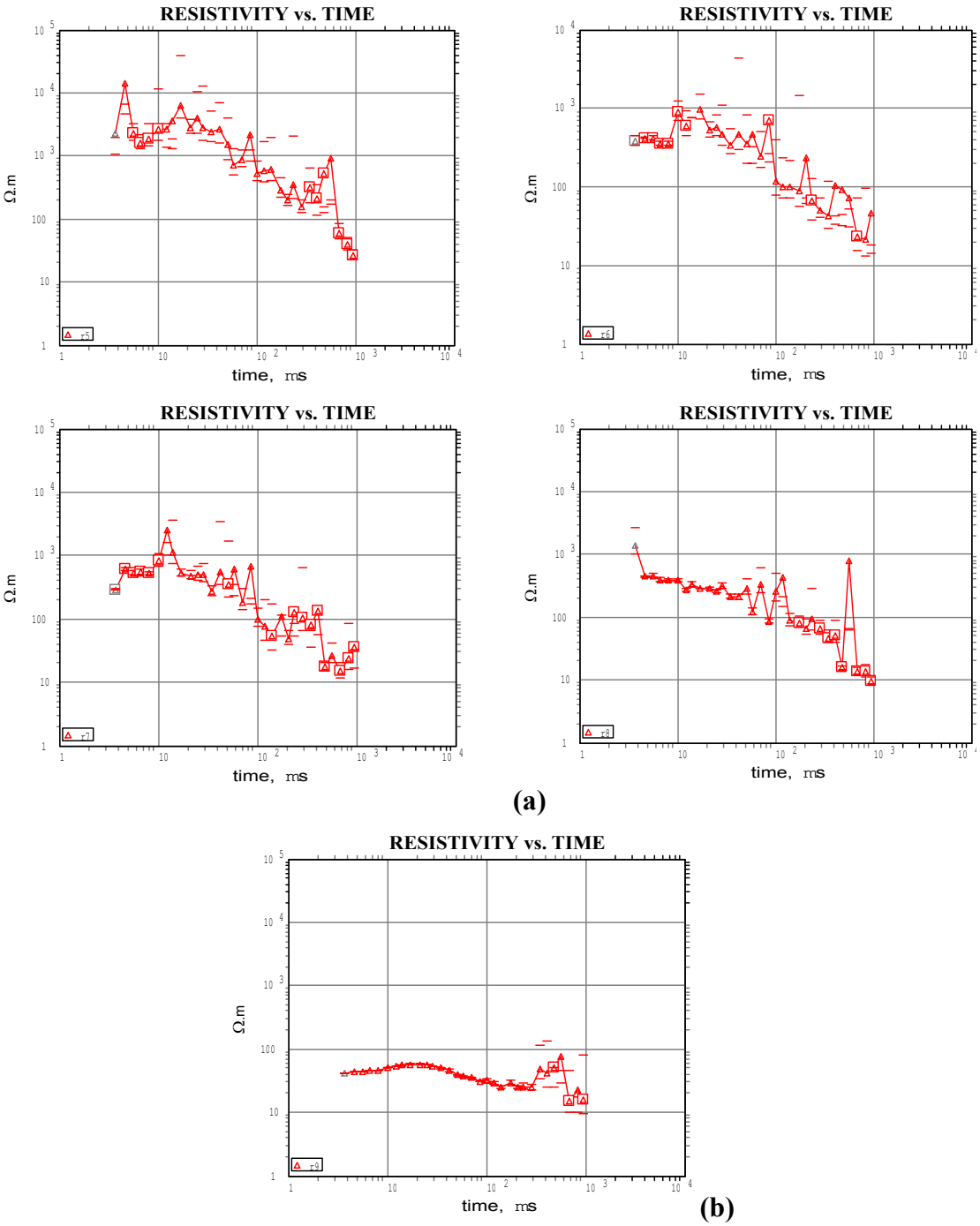


Figure 103 : Courbes TDEM sur l'affleurement du calcaire de Tripolis ; a) sondages R5, R6, R7, et R8, b) sondage R9

Nous n'avons interprété que les données acquises au sondage R9, réalisé au bord de la mer sur la plage de la baie (*figure 102*). Une couche très conductrice (8 Ω.m) est positionnée à 25 m de profondeur qui peut correspondre au biseau salé. Au-dessus, le calcaire présente des résistivités peu élevées (~400 Ω.m) qui ne sont pas caractéristiques du calcaire de Tripolis mais elles peuvent être expliquées par l'intrusion de l'eau salé à

l'intérieur des fractures. Il faut signaler que le sondage R9 est le seul à ne pas être réalisé directement sur le calcaire affleurant mais sur la petite plage sablo-caillouteuse formée entre le calcaire et la mer.

IV.C.3. FDEM

Trois profils RF-EM et VLF-gradient ont été réalisés sur le littoral à proximité de la petite source (*figure 102*).

Pour les mesures RF-EM sur le profil A1, nous avons utilisé un émetteur à une fréquence de 26.7 kHz et d'une direction de 90°N. Sur le profil A2, un émetteur de 45.9 kHz et d'une direction de 90°N et un autre de 23.4 °kHz d'une direction de 155°N. Seul l'émetteur de 45.9 kHz et de direction 90°N a été utilisé sur le profil A3.

L'émetteur 23.4 kHz a été utilisé pour l'acquisition de données VLF-gradient sur les profils A2 et A3.

La partie en phase des mesures obtenues par les deux appareils est inexploitable car elle est très influencée par les mouvements des antennes de réception provoqués lors des enregistrements en continu sur le relief très accidenté (cf. *supra III.C.3.a.ii.*). Les résultats de la partie en quadrature de la RF-EM montrent une forte anomalie sur la partie centrale du profil. Elle est plus évidente sur le profil A1 (*figure 104*). Cette anomalie peut correspondre à une structure tectonique/géologique. L'axe de cette anomalie semble être orienté vers la position de la petite source (*figure 104*).

Les résultats en quadrature du VLF-gradient ne mettent pas en évidence la structure observée avec la RF-EM, certainement à cause de l'orientation de l'émetteur (la structure doit être perpendiculaire à la direction de l'émetteur, pour être observée).

Pour les mesures RMT sur le profil A2 long de 100 m, nous avons utilisé quatre fréquences de 18.3 kHz à 189 kHz avec une direction des émetteurs de 90°N à 126°N. L'écartement entre les électrodes était de 5 m et l'espacement entre les stations de mesures était de 5 m.

Les résultats des sondages RMT sont très hétérogènes en raison certainement de la fracturation. Les résultats n'ont pas permis de mettre en évidence la structure observée avec la RF-EM.

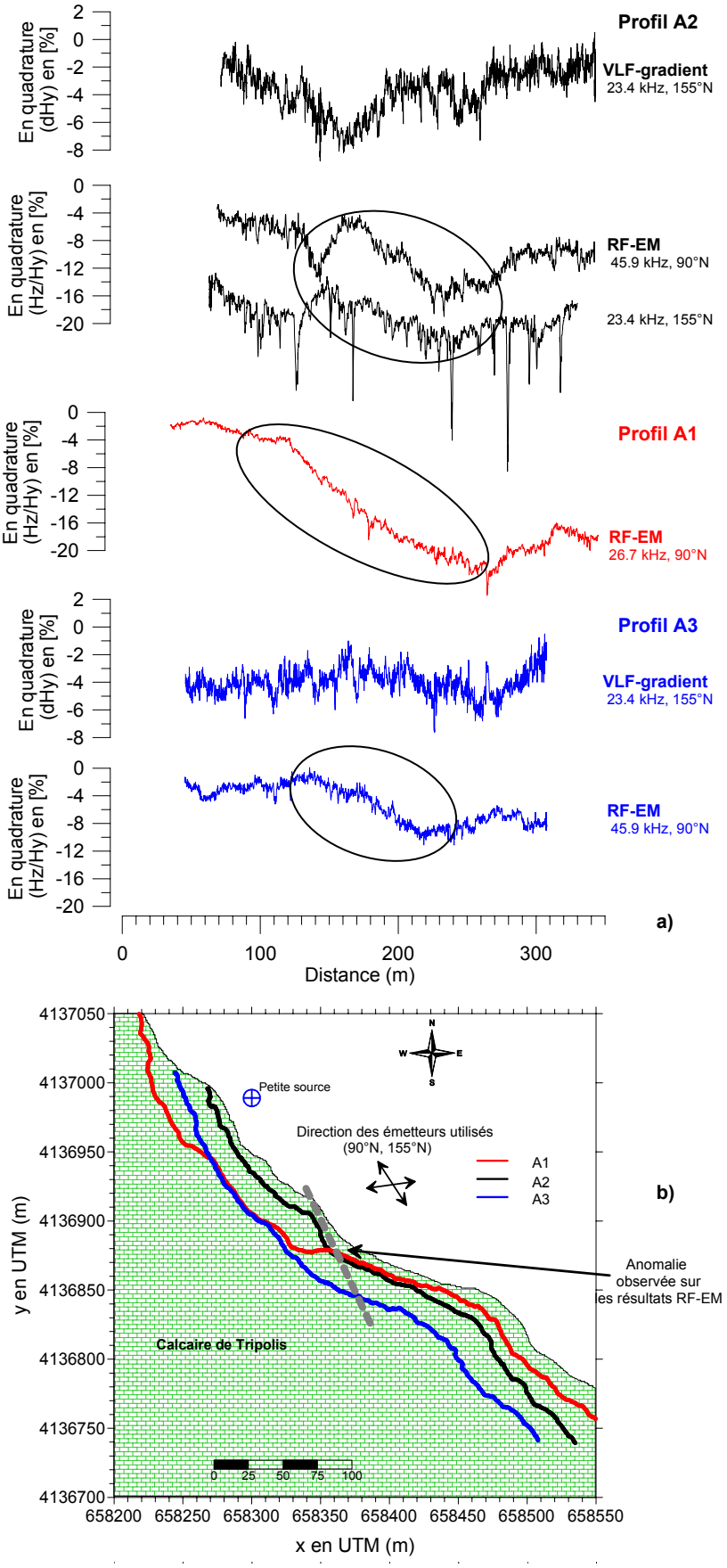


Figure 104 : a) Résultats en quadrature pour la RF-EM et le VLF-gradient sur les profils A1, A2 et A3 et b) Position de l'anomalie observée par la RF-EM

IV.C.4. Polarisation Spontanée

En raison du relief très accidenté et des difficultés de contact des électrodes impolarisables avec le sol sur le calcaire affleurant, nous avons décidé de procéder à la mise en œuvre des mesures dans la mer à l'intérieur de la baie. Nous avons cherché à mettre en évidence les potentiels créés principalement par l'écoulement de l'eau dans le conduit karstique (voir potentiel d'électrofiltration ou d'écoulement, cf. *supra III.B.3.a.*). Nous avons utilisé la configuration gradient (cf. *supra III.B.3.b*) en dispositif pôle-dipôle (*cf. supra III.B.2*). Le dispositif de mesures a été installé sur les cotés d'une petite embarcation (*figure 105*). À l'intérieur un GPS était installé pour assurer la corrélation des mesures avec la position géographique. Le temps d'échantillonnage était de 1 s.

Figure 105 : Electrode de mesures PS off-shore

Les résultats (*figure 104*) ne montrent pas clairement une anomalie liée au conduit recherché. Sur la carte de potentiels mesurés on observe deux anomalies, situées sur le côté nord de la baie. Pour vérifier ces anomalies nous avons plongé dans cette partie de la baie et sur les deux endroits deux sources karstiques littorales ont été mis en évidence.

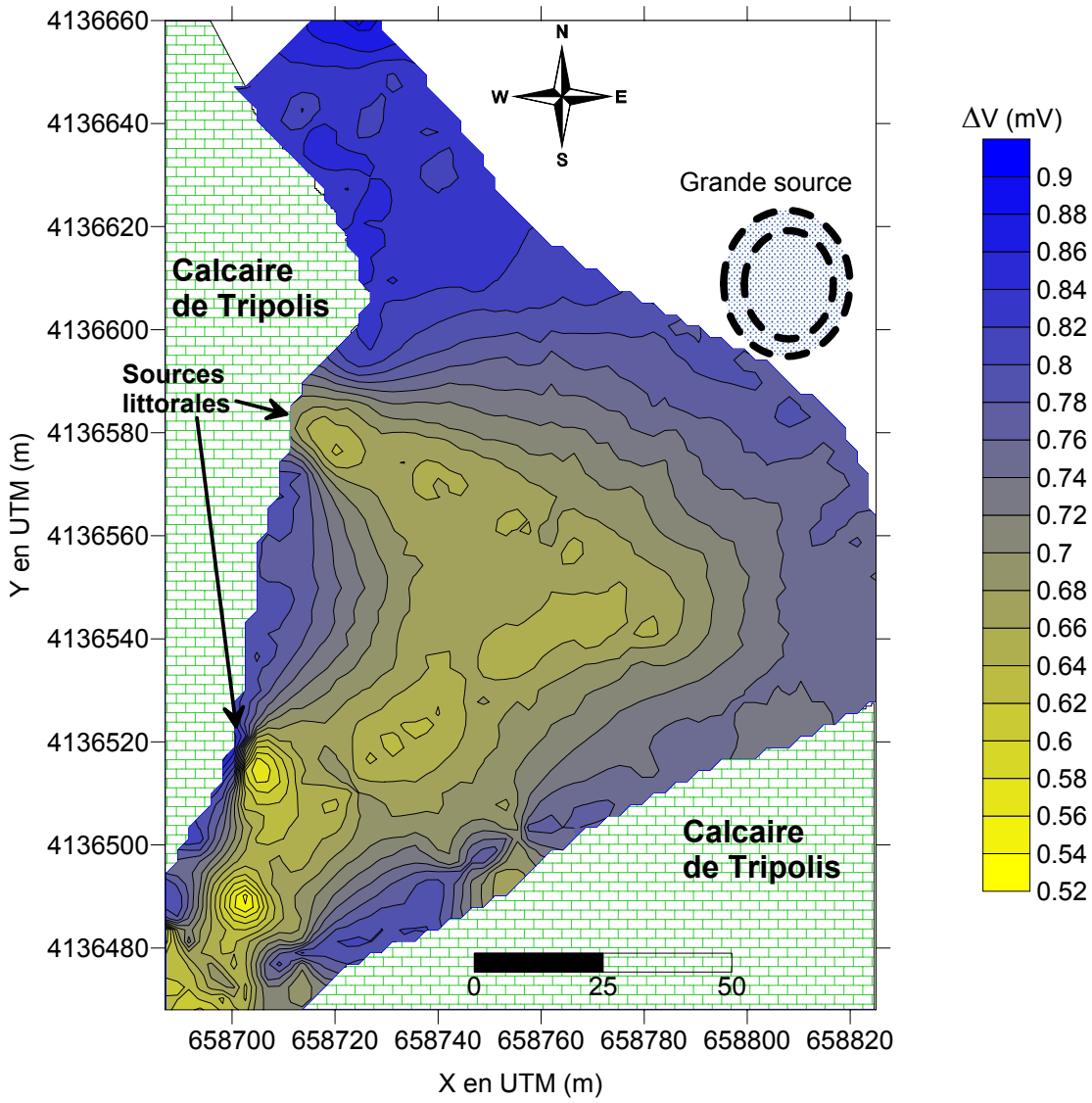


Figure 106 : Carte de potentiel spontané mesuré à l'intérieur de la baie ; position de la grande source karstique sous-marine et des deux sources littorales

Durant les mesures il a été impossible d'approcher la grande source en raison du courant dû à la différence de densité entre l'eau douce de la source et l'eau salé de la mer.

IV.C.5. Résonance Magnétique des Protons

Avant de procéder à la mise en œuvre de la méthode sur le terrain, et en tenant compte des accidents du relief sur le site, nous avons fait une série de modélisations pour évaluer les possibilités de détection du conduit par la RMP.

Suivant le même principe de modélisation utilisé pour le site de Poumeyssen (cf. *supra IV.B.3.a.*) et sans avoir aucune connaissance au préalable sur la position du conduit et sa section, nous avons utilisé pour les simulations, deux dispositifs de mesures RMP. Le choix a été fait par rapport à la topographie et l'étendu du site de Paralia Agiou Andrea.

Ainsi nous avons simulé des mesures RMP en utilisant des antennes carrés de 37.5 et de 56 m de côté au-dessus d'un conduit horizontal infini, dans un champ géomagnétique avec une intensité de 45500 nT, correspondant à une fréquence de Larmor de 1932 Hz et avec une inclinaison de 53° (conditions correspondant à la position géographique du site). Suite à la variabilité du temps de décroissance T_1 observée lors des mesures sur le site de Poumeyssen, à cause du bruit EM, le critère de détection a été une amplitude du signal supérieur à 25 nV. Pour chaque modèle un temps de décroissance T_1 supérieur à 400 ms est nécessaire.

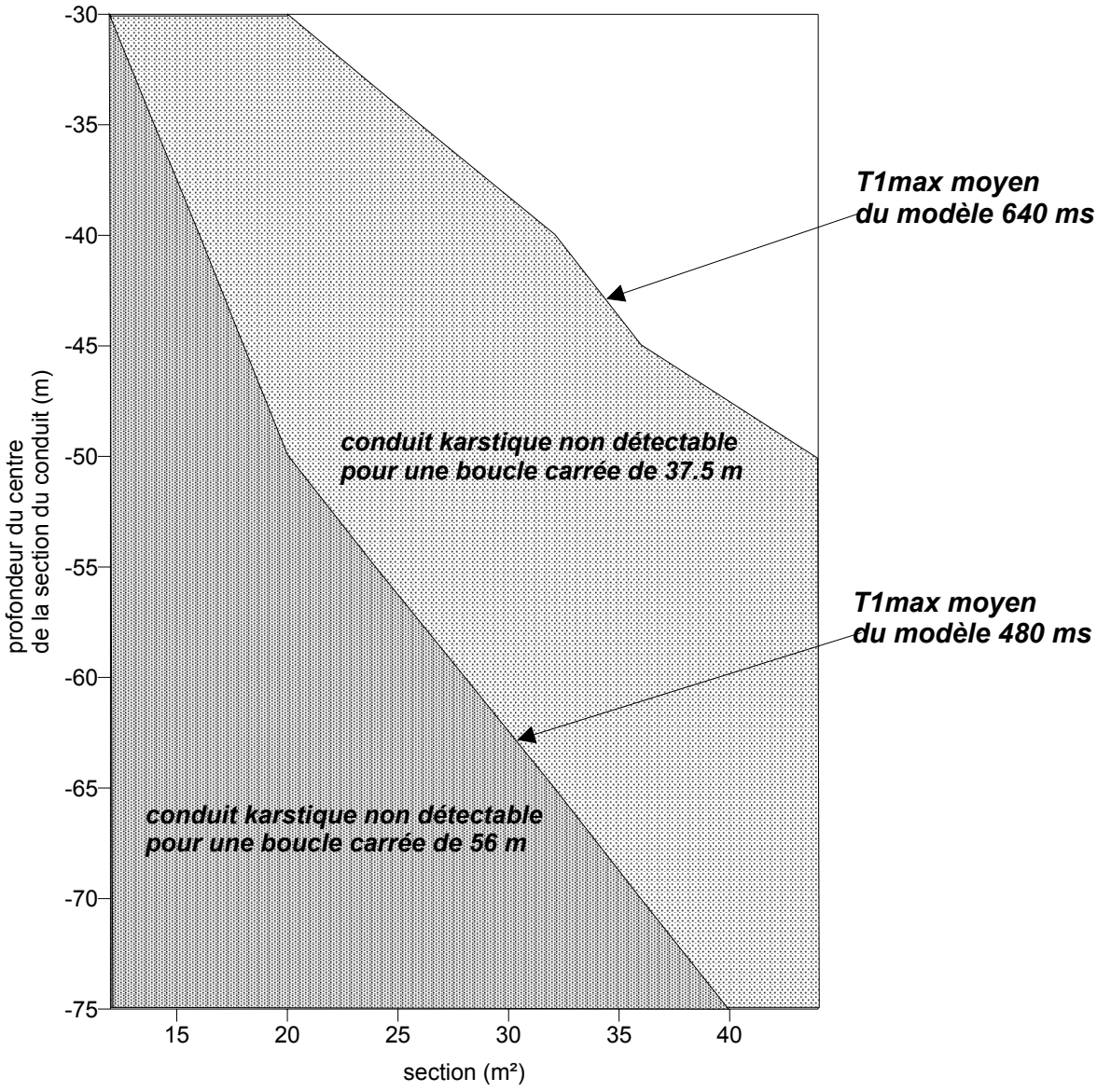


Figure 107 : Détectabilité d'un conduit horizontal infini d'après la modélisation RMP pour deux boucles de mesures de 37.5 et 56 m de côté

Les résultats de la modélisation montrent les possibilités de détection d'un conduit karstique pour différentes profondeurs (*figure 107*). Ainsi une mission de terrain a été planifiée pour fin octobre 2004.

En octobre 2004 les mauvaises conditions météorologiques, interdisant l'accès de l'appareil par voie maritime sur le site, ont provoqué l'annulation de la prospection RMP organisée. A cause d'un manque de ressources financières et de disponibilité de l'appareil, aucune nouvelle campagne de mesures n'a pu être organisée.

IV.C.6. Conclusions

Les résultats des techniques géophysiques sur le site de Paralia Agiou Andrea sont très limités à cause du faible nombre de techniques employés et du temps consacré. Néanmoins, ce site présente des potentialités pour tester un grand nombre de méthodes et de techniques géophysiques. Notamment la RMP, la microgravimétrie, le radar et la sismique.

TDEM : Les résultats des sondages TDEM montrent son inadéquation sur le calcaire affleurant. Pourtant, l'utilisation d'un appareil de mesures avec des possibilités d'injection d'un courant plus fort reste à tester.

FDEM : Une anomalie géologique a été observée lors des mesures RF-EM. L'axe de cette anomalie semble être orienté vers la position de la petite source. Néanmoins, rien ne permet de l'identifier comme un drain karstique. Des autres profils supplémentaires sont nécessaires.

RMP : La modélisation RMP a montré l'intérêt de la méthode pour la détection d'un conduit karstique. Une prospection sur la zone d'étude aurait pu permettre la valorisation de la modélisation

PS : Le déploiement de la PS sur le littoral a été impossible à cause de la difficulté d'implantation des électrodes sur le calcaire affleurant. Néanmoins, l'application de la PS off-shore est d'une grande importance pour la cartographie des sources littorales invisibles par observation directe.

CHAPITRE V

Conclusions générales et perspectives

Conclusions générales

Les présents travaux de recherche ont consisté à évaluer l'apport des informations géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans un milieu hétérogène et anisotrope tel que le karst.

Des résultats nouveaux ont été obtenus dans trois domaines : **(1)** *la connaissance des sites étudiés,* **(2)** *des développements spécifiques des techniques géophysiques et* **(3)** *la méthodologie d'application des méthodes géophysiques à l'étude du karst*.

(1) La connaissance des sites :

Trois sites expérimentaux, caractéristiques de régions karstiques observées autour du bassin Méditerranéen, présentant chacun une problématique hydrogéologique bien précise, ont été choisis.

Plus particulièrement nous avons obtenu :

- à l'amont d'un système karstique (site de Loussoi), l'information nécessaire à comprendre sa structure et son évolution. Les résultats géophysiques ont donné : (a) une description de la forme du substratum calcaire, (b) la mise en évidence localement d'une couche mince argileuse jouant un rôle protecteur pour l'aquifère karstique sous-jacent, (c) une amélioration de la connaissance de l'évolution du système et (d) une description du mécanisme de réactivation des gouffres cachés sous les sédiments.
- à l'aval et auprès des exutoires karstiques (site de Poumeyssen et site de Paralia Agiou Andrea), la démonstration de l'intérêt des techniques géophysiques pour la localisation des zones les plus favorables à l'implantation de forages ou d'ouvrages de captage d'eau. Couplés aux résultats géologiques et hydrogéologiques on peut atteindre une bonne description de la matrice carbonatée et une évaluation de la profondeur et de la taille du conduit par la RMP (site de Rocamadour).

(2) Des développements spécifiques des techniques géophysiques :

Après une recherche bibliographique exhaustive sur les travaux géophysiques réalisés sur le karst, nous avons choisi parmi les méthodes et les techniques géophysiques de surface celles qui étant les mieux adaptées, pouvaient apporter le maximum d'informations pour les hydrogéologues. Trois conditions devraient être remplies simultanément pour la reconnaissance, la cartographie et la sélection éventuelle de cibles

particulières: a) haute résolution horizontale et verticale, b) grand rendement en terme de superficie explorée et c) un bon rapport sur la portabilité du matériel et le coût de déploiement.

Il y a eu des apports dans quatre des techniques mises en œuvre :

FDEM : Ces techniques développés au CHYN et reconnues pour détecter les zones fracturées et pour obtenir une cartographie qualitative, ont été mises en œuvre sur deux de trois sites. Nous avons démontré leur capacité à fournir des images quantitatives des couches superficielles.

TDEM : C'est la première fois que nous pouvons affirmer l'existence d'une couche mince argileuse localement, par une distorsion répétitive des courbes de sondage et par l'introduction des paramètres de polarisation dans le programme d'inversion. C'est un apport supplémentaire important à la capacité de détermination de la profondeur du toit des calcaires pour l'étude des zones karstiques.

Sismique haute résolution - Tomographie sismique : Malgré un relief important et des conditions de surface très hétérogènes, cette nouvelle mise en œuvre de la sismique haute résolution apparaît comme un outil indirect performant de détection des conduits peu profonds.

RMP : La nouveauté sur le site étudié (Poumeyssen) a consisté à introduire la modélisation 2D, indispensable pour la localisation de conduits bien individualisés.

(3) La méthodologie d'application des techniques géophysiques à l'étude des karsts :

D'après les résultats obtenus sur chaque site expérimental et tous les travaux géophysiques déjà réalisés et issus de la bibliographie, nous avons tenté d'évaluer l'adéquation des méthodes et techniques géophysiques de surface pour la reconnaissance des différentes parties d'un système karstique, ainsi que leurs efficacité et rendement (*Tableau 8*).

Nous avons simplifié le système karstique en cherchant à dégager les principales problématiques que les hydrogéologues cherchent à résoudre en domaine karstique :

(a) La définition des limites d'un système karstique affleurant ou sous couverture sédimentaire (toit du substratum carbonaté, contact avec les formations non carbonatées, présence des failles,…).

(b) Localisation des zones de fracturation. Est-ce que la géophysique peut distinguer une formation carbonatée massive d'une zone plus fracturée ?

Selon le contexte, les axes de fracturation peuvent correspondre à la direction préférentielle du développement de la karstification.

(c) La détermination de la morphologie karstique quand le karst est sous couverture (dépressions, vallées,…).

(d) Localisation de points d'infiltration préférentielle (gouffres, pertes,…) susceptibles d'être colmatés ou cachés sous des sédiments.

(e) Localisation des cavités dites fossiles, localisées au-dessus du niveau de base (grottes, paléo drains éventuellement réutilisés en crue,…).

(f) Localisation des cavités noyées.

Cette classification géophysique est contestable peut-être, parce que trop simplificatrice.

En regard de ces problématiques, nous avons classé les méthodes et les appareils selon leurs performances, du point de vue à la fois de leur adéquation aux problèmes à résoudre, et du point de vue du « rendement » et des coûts de mise en œuvre.

Il faut signaler que la profondeur d'investigation des techniques géophysiques reste approximative car elle est très dépendante de divers paramètres tels que l'appareil et le dispositif de mesures, la résistivité électrique des formations, la présence de l'eau, la morphologie du terrain investigué etc.

D'autre part la résolution des problématiques hydrogéologiques dégagées va dépendre fortement du contexte géologique et ambiant. En raison de sa complexité et sa diversité et malgré des caractères communs généraux, pour le karst, dans les approches « locales », chaque cas est unique.

Ce tableau constitue néanmoins un résultat important de cette thèse et pourra être utilisé en première approche comme guide méthodologique. Toutes les méthodes pratiquement, sauf le magnétisme, sont recommandées pour au moins un objectif. Leur combinaison est donc indispensable pour caractériser au mieux un site dans sa globalité.

Méthode géophysique de surface	Technique géophysique	Adéquation des méthodes et techniques géophysiques de surface *						Mise en œuvre			Profondeur de reconnaissance		
		Système karstique Amont → Aval						Rendement journalier sous conditions de terrain et de main d'œuvre favorable	Coût de location par semaine **	Nombre minimum d' operateurs	Formation carbonatée affleurante ***	Formation carbonatée sous couverture sédimentaire ****	Remarques
		Limites d'un système karstique – extension (a)	Zones de fracturation (b)	Morphologie (c)	Points d'infiltration préférentielle (d)	Cavités vides (e)	Cavités noyées (f)						
Electrique	Traîné	+	+	++	+	+	+	0,3-0,6 km	II	3	0-50 m	0-50 m	
	Sondage	+++	**0**	++	**0**	**0**	**0**	4 sondages	II	3	0-150 m	0-150 m	
	Panneau	+	+++	++	+++	+	+	0,3-0,6 km	III	2	0-50 m	0-50 m	
	Mise-à-la-masse	+	+	++	+	**0**	+	1-2 km	II	2	Non évalué	Non évalué	
	Polarisation Spontanée	+	++	+	++	**0**	+	0,2-0,5 km	I	2	Non évalué	Non évalué	
Electromagnétique	VLF mode inclinaison	+	+++	++	++	+	++	4-6 km	III	3	0-30 m	0-30 m	Selon les fréquences utilisées
	VLF mode résistivité	+	+++	++	+++	+	++	1-2 km	III	3	0-30 m	0-30 m	Idem ci-dessus
	Slingram	+	+++	++	++	+	+	1-5 km	III	1	0-30 m	0-30 m	Idem ci-dessus
	TDEM	+++	+	+++	+	**0**	**0**	10-15 sondages	III	2	2-200 m	2-200 m	
	Radar	**0**	+++	+	**0**	+++	++	0,2-0,5 km	IV	2	0-25 m	0-10 m	
Sismique	Tomographie sismique et sismique réflexion	+++	+++	+++	++	++	+	05-0,7 km	IV	2	0-150 m	0-150 m	
	Ondes de surface	**0**	++	++	++	+	+	0,7-1 km	IV	2	0-20 m	0-20 m	
Micro-gravimétrie	Profil ou carte du champ de la pesanteur	**0**	+	**0**	+	+++	++	25-50 stations	IV	2	Non évalué	Non évalué	Selon la cavité dont la section>2x sa profondeur
Magnétisme	Profil ou carte du champ ou d'un gradient de ce champ	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	**0**	Non évalué	Non évalué	Non évalué	Non évalué	Non évalué	Méthode pas adaptée pour notre problématique
Résonance Magnétique des Protons	Sondage	**0**	+	**0**	+	+	+++	1-2 sondages	V	2	0-75 m	0-75 m	Selon la profondeur de la zone noyée
Radon	Carte des concentrations	**0**	+++	+	++	+	+	0,5-1 km	II	1	Non évalué	Non évalué	

** **0** : pas adaptée, + : adaptée mais limitée, ++ : adaptée mais incomplète, +++ : recommandée*
*** **I** : <300 €, **II** : 301-600 €, **III** : 601-1000 €, **IV** : 1001-2000 €, **V** : >2001 € (sources : ABEM France, IRIS Instuments, Expins et Georental)*
**** : profondeur liée à la présence et la nature de l'épikarst*
***** : profondeur approximative, très dépendante de l'épaisseur et de la conductivité électrique des sédiments, ainsi que du dispositif de mesures*

Tableau 8 : Adéquation de méthodes et techniques géophysiques de surface pour la reconnaissance des différentes parties d'un système karstique ainsi que leur efficacité et rendement

Perspectives

Avant de proposer de nouveaux développements, il convient de confirmer par des investigations directes ou indirectes les principaux résultats obtenus. On peut imaginer trois types de travaux complémentaires :

1. Des compléments géophysiques éventuels sur certains de ces sites.
2. La validation par des forages éventuels, des puits ou des tranchées, de quelques uns des résultats nouveaux propres à chacun des sites étudiés.
3. L'investigation de nouveaux sites avec une méthodologie voisine, en s'appuyant sur le tableau de synthèse.

Ces perspectives se concrétiseraient par les actions suivantes :

Sur le site de Loussoi, nous pourrions compléter l'étude réalisée par la prospection EM Slingram avec les appareils EM-31 et EM-34 pour la validation de la présence de la fine couche argileuse reposant sur le calcaire de Tripolis et par la suite, nous pourrions confirmer les résultats RMT près du gouffre réactivé. Le couplage avec le panneau électrique 3D peut aboutir à une meilleure compréhension de la structure et du fonctionnement de ces types de formes karstiques. On pourrait prospecter l'ensemble du site avec les appareils FDEM précédemment utilisés, pour la mise en évidence d'éventuelles anomalies liées à d'autres points d'infiltration préférentielle.

Sur le site de Poumeyssen, la mise en œuvre de nouveaux panneaux électriques avec une distance inter-électrodes plus petite, permettrait une meilleure résolution près de la surface et la prospection EM Slingram permettrait de caractériser des zones de fracturation positionnées au-dessus du conduit karstique. La validation de tous les résultats géophysiques pourrait être faite par la réalisation d'un forage.

Le site de Paralia Agiou Andrea présente des potentialités pour tester encore un grand nombre de méthodes et techniques géophysiques. Notamment la RMP, la microgravimétrie, le radar et la sismique. L'objectif final resterait la localisation des zones les plus favorables à l'implantation de forages pour que les hydrogéologues, dans un premier temps, établissent un suivi de contrôle et d'évaluation des ressources en eau (en attendant que la technologie sur la mesure du débit d'une source karstique sous-marine se développe), en vue de leur exploitation dans les années à venir.

Compte tenu des résultats géophysiques obtenus, et la méthodologie d'application des méthodes géophysiques proposée, la recherche de nouveaux sites karstiques est indispensable. Notamment des sites littoraux présentant des sources d'eau douce sous-

marines. La géophysique peut apporter des éléments importants aux hydrogéologues afin de bien connaître ces systèmes pour pouvoir protéger et exploiter leurs ressources en eau.

Si ces résultats sont confirmés, on pourrait imaginer des innovations dans plusieurs domaines :

(a) logistique : techniques d'acquisition plus rapides, telles que la prospection infrarouge (pour la détection des gouffres « cachés ») et EM héliportée (pour l'augmentation la résolution spatiale grâce à un échantillonnage plus important (Christiansen and Christensen, 2003))

(b) modélisation et inversion : 3D en électromagnétisme

(c) tentative de liaisons entre les paramètres géophysiques et hydrogéologiques passant par des forages, des diagraphies dans les forages et des essais de pompage.

Petit Glossaire

Aven : Ouverture naturelle, habituellement plus profonde que large, mettant en rapport les formes karstiques extérieures et profondes.

Canyon : Morphologie due à l'action de rivières aériennes en domaine carbonaté.

Epikarst : La partie du karst la plus proche de la surface caractérisée par un fort degré de fracturation et d'altération, où les eaux de l'infiltration peuvent être momentanément retenues en formant un petit réservoir temporaire perché.

Gouffre : Ouverture naturelle par laquelle s'engouffre de l'eau, donnant accès au réseau karstique souterrain.

Karst : L'ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde de carbone. Par extension, l'ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite).

Perte : Perte d'eau par infiltration concentrée dans le sol à partir d'un canal, ou autre masse d'eau.

Poljé : Grande dépression isolée, pouvant atteindre plusieurs kilomètres carrés, souvent recouverte d'un remplissage sédimentaire horizontal et dont la morphologie est plate et avec des bords à pente raide.

Regard noyé : Aven avec un accès à une partie de la zone noyée.

Résurgence : Réapparition à l'air libre, au terme de son parcours souterrain, d'un écoulement de surface qui avait disparu par une perte en amont.

Rivière souterraine : Drain karstique noyé de façon permanente dont la sortie est une source karstique.

Source karstique : Exutoire principal, souvent unique, d'un bassin d'alimentation carbonaté.

Source karstique sous-marine : Source karstique dont l'altitude est inférieur au niveau de la mer.

Source karstique littorale : Source karstique dont l'altitude est proche du niveau de la mer.

Bibliographie

Bibliographie

Action Cost 620, 2004. Vulnerability and risk mapping for the protection of carbonate (karst) acquifers: final report. European Commission ISBN: 92-894-6416-X, 297.

Al-Fares W., 2002. Caractérisation des milieux aquifères karstiques et fracturés par différentes méthodes géophysiques. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, 226 p.

Al-Fares W., Bakalowicz M., Guérin R., and Dukhan M., 2002. Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Hérault, France) with ground penetrating radar. Journal of Applied Geophysics 51, 97-106.

Archie G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions American Institute of Mining Metallurgical and Petroleum Engineers 146, 54-67.

Arfib B., 2001. Etude des circulations d'eaux souterraines en aquifère karstique côtiers: observations et modélisation de la source saumâtre Almyros d'Héraklion, Crète (Grèce). Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI, 337 p.

Astier J.L., 1971. Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Masson, 277 p.

Astruc J.G., Coustou J.C., Cubaynes R., Galharague J., Lorblanchet M., Marcouly R., Pélissié T., and Rey J., 1994. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gramat (833). Orléans, BRGM.

Aubert M., Dana I.N., and Livet M., 1990. Vérification des limites de nappes aquifères en terrain volcanique par la méthode de la polarisation spontanée. Comptes Rendus Géoscience 311, 999-1004.

Aubert M., and Yene Atangana Q., 1996. Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. Ground Water 34, 1010-1016.

Aubouin J., Brunn J.H., Celet P., Dercourt J., Godriaux J., and Mercier J., 1963. Esquisse de la géologie de la Grèce. Livre mémoire Paul Fallot, Société Géologique de France 2, 583-610.

Bakalowicz M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 257 p.

Bakalowicz M., 1995. La zone des infiltrations des aquifères karstiques. Méthode d'étude, structure et fonctionnement. Hydrogéologie 4, 3-21.

Bakalowicz M., 1996. Les processus de la karstification et les différents types de karst associés. Mémoires Société Géologique de France 169, 363-371.

Bakalowicz M., 1999. Connaissance et gestion des ressources en eau souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3, Lyon, Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse.

Bakalowicz M., Fleury P., Jouvencel B., Promé J.J., Becker P., Carlin T., Dörfliger N., Seidel J.L., and Sergent P., 2003. Coastal karst aquifers in Mediterraneen regions. Methodology for exlporing, exploiting an monitoring submarine springs. TIAC '03 Congress, IGME, Madrid 2003 1, 673-680.

Bakalowicz M., and Dörfliger N., 2005. Ressources en eau du karst: un enjeu pour le bassin méditerranéen. Géosciences - l'eau soutérraine, BRGM 2, 26-31.

Batayneh A.T., 2006. Resistivity tomography as an aid to planning gas-pipeline construction, Richa area, north-east Jordan. Near Surface Geophysics 4, 313-321.

Beauce A., Bernard J., Legchenko A., and Valla P., 1996. Une nouvelle méthode géophysique pour les études hydrogéologiques: l'application de la résonance magnétique nucléaire. Hydrogéologie 1, 71-77.

Beaudoing G., Astruc J.G., Baradat J.M., Bouziges M., Charentus T., Coustou J.C., Getto D., Mouyon P., Ricard J., Sauty J.P., Tarrisse A., and Vicente A., 1989. Traçages et protection des captages dans le karst: détermination des paramètres de

transfert et prévision de la propagation des pollutions dans le réseau karstique de l'Ouysse Causse de Gramat (Lot, France). Hydrogéologie 4, 279-292.

Beres M., Luetscher M., and Raymond O., 2001. Integration of penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. Journal of Applied Geophysics 46, 249-262.

Bertrand Y., 1967. La prospection électrique appliquée aux problèmes des Ponts et Chaussées. Bulletin Liaison des Laboratoires Routiers, Paris XV.

Bhattacharya B.B., Gupta D., Banerjee B., and Shalivahan X., 2001. Mise-à-la-masse survey for an auriferous sulfite deposit. Geophysics 66, 70-77.

Bonotto D.M., and Andrews J.N., 1997. The implications of laboratory Rn-222 flux measurments to the radioactivity in groundwater: the case of karstic limestone aquifer. Applied Geochemistry 12.

Bosch F.P., and Gurk M., 2000. Comparison of RF-EM, RMT and SP measurements on a karstic terrain in the Jura Mountains (Switzerland). Proceed. of the Elektromagnetische Tiefenforschung, Altenberg, Germany, 18, 51-59.

Bosch F.P., and Müller I., 2001. Continuous gradient VLF measurements: a new possibility for high resolution mapping of karst structures. First Break 19, 343-350.

Bosch F.P., and Müller I., 2005. Improved karst exploration by VLF-EM-gradient survey: comparison with other geophysical methods. Near Surface Geophysics 3, 299-310.

Boubekraoui L.S., 1999. Comparaison des résultats obtenus par la méthode des potentiels spontanés et par les méthodes électromagnétiques dans l'identification des terrains volcaniques. Application au Piton de la Fournaise. Thèse de Doctorat, Univ. Paris XI, 179 p.

Boubekraoui S., Courteaud M., Aubert M., Albouy Y., and Coudray J., 1998. New insigths into the hydrogeology of a basaltic shield volcano froma a comparison

between self-potential and electromagnetic data: Piton de la Fournaise, Indian ocean. Journal of Applied Geophysics 40, 233-244.

Boucher M., Chalikakis K., Baltassat J.M., Legchenko A., and Girard J.F., 2005. Localization of karst conduit with Magnetic Resonance Soundings. A case study. Extended abstracts of the 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Palermo (Italy), 5-8 september, paper A027.

Boucher M., Girard J.F., Legchenko A., Baltassat J.M., Dörfliger N., and Chalikakis K., 2006. Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. Journal of Hydrology 330, 413-421.

Buselli G., 1982. The effect of near sufrace superparamagnetic material on electromagnetic measurements. Geophysics 47, 1315-1324.

Cagniard L., 1953. Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics 18, 605-635.

Chalikakis K., Bosch F.P., Guérin R., Gurk M., Koutsi R., and Sorel D., 2004. Contributions of TEM and RMT to the study of a karstic/alluvial depression in Greece (Northern Peloponissos). DGG/EEGS-Seminar "Ingenieur und Hydrogeophysik", Neustadt (Allemagne), 12-14 mai.

Chalikakis K., Bosch F.P., Guérin R., Gurk M., Koutsi R., and Stournaras G., 2005a. Study of a karstic alluvial-filled depression in Greece (Northern Peloponnesus) by geophysical (EM) methods. 7th Hellenic Hydrogeological Conference, 2nd MEM Workshop of Fissured Rocks Hydrology 2, 195-201.

Chalikakis K., Guérin R., and Boucher M., 2005b. Etude par mise-à-la-masse d'un conduit karstique près de Rocamadour (Lot, France). Actes du 5ème Colloque GEOFCAN, Orléans, France, 91-94.

Chapelier D., 2000. Principes de base. Cours online de géophysique, Lausanne, 99 p.

Chouteau M., 2001. Géophysique appliquée II: méthodes électriques, électromagnétiques et sismiques. Notes de cours. Ecole Polytechnique, 142 p.

Christiansen A.V., and Christensen N.B., 2003. A quantative appraisal of airborne and ground-based transient electromagnetic (TEM) measurements in Denmark. Geophysics 68, 523-534.

Clauzon G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France). Paleogeographic implications. Marine Geology 27, 231-246.

Clauzon G., Aguilar J.P., and Michaux J., 1987. Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées Orientales, France): exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerrannéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. Comptes Rendus Géoscience 304, 585-590.

Clozier R., 1940. Les Causses du Quercy. Contribution à la géographie physique d'une région calcaire. Baillière, Paris, 183 p.

Coustou J.C., 1974. La rivière souterraine des Vitarelles, sous le causse de Gramat Quercy-Recherche. Cahors 1.

Coustou J.C., 1977. A propos de l'hydrographie de la partie nord du causse de Gramat. Spelunca 1, 9-10.

Coustou J.C., 1980. Les pertes de Thémines et la découverte souterraine du réseau amont de l'Ouysse. Quercy-Recherche, Cahors 33, 10-23.

Cvijic I., 1960. La géographie des terrains calcaires. Académie des sciences et des arts serbe, 147-168.

Dahlin T., 2001. The development of DC resistivity imaging techniques. Computers & Geosciences 27, 1019-1029.

Daniels D.J., Gunton D.J., and Scott H.F., 1988. Introduction to subsurface radar. IEEE Proccedings 135, 278-320.

de Marsily G., 1994. Hydrogéologie: comprendre et estimer les écoulements souterrains et le transport des polluants. Ecole des Mines de Paris, 243 p.

Debeglia N., Bitri A., and Thierry P., 2006. Karst investigations using microgravity and MASW; Application to Orléans, France. Near Surface Geophysics 4, 215-225.

Deceuster J., and Kaufmann O., 2003. Application des tomographies en résistivité électrique 3D à la reconnaissance de zones karstifiées, Belgique. Actes du 4ème colloque GEOFCAN, Paris, France, 137-142.

Deceuster J., Delgranche J., and Kaufmann O., 2006. 2D cross-borehole resistivity tomographies below foundations as a tool to design proper remedial actions in covered karst. Journal of Applied Geophysics 60, 68-86.

Descloitres M., 1998. Les sondages électromagnètiques en domaine temporel (TDEM): application à la prospection d'aqquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Reunion). Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI, 239 p.

Doerpinghaus E., 1996. Submarine springs and their uses - reflections of the history of research into a neglected phenomenon in coastal hydrology. Natular resources and development. Institute for scientific Co-operation, Tubingen 36, 26-44.

Doolittle J.A., and Collins M.E., 1998. A comparison of EM induction and GPR methods in areas of karst. Geoderma 85, 83 -102.

Dörfliger N., 1996. Advances in karst groundwater protection strategy using artificial tracer test analysis and miltiattribute vulnerability mapping (EPIK method). Thèse de Doctorat, Univ. de Neuchâtel, 304 p.

Dörfliger N., Jeannin P.-Y., and Zwahlen F., 1999. Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi-attribute approach and GIS tools (EPIK method). Environmental Geology 39, 165-176.

Douglas L.S., 1986. Application of the pole-dipole resistivity technique to the detection of solutions cavities beneath highways. Geophysics 51, 833-837.

Dounas A., and Morfis A., 1986. Karst Hydrogeology of the Central and Eastern Peloponnesus, Greece, Outline of the geology. 5th International Symposium on Underground Water Tracing, 13-21.

Drogue C., and Bidaux P., 1986. Simultaneous outflow of frech water and inflow of sea water in a coastal spring. Nature, 361-363.

Drogue C., 1989. Continuous inflow of seawater and outflow of brackich water in the substratum of the karstic island of Cephalonia, Greece. Journal of Hydrology 106, 147-153.

Dufaure J.J., 1977. Le rélief du Péloponnèse. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 1422 p.

Dunn K.J., Bergman D.J., and Latorraca G.A., 2002. Nuclear magnetic resonance petrophysical and logging applications. Elsevier Science Ltd, UK.

Dzikowski M., Delay F., Sauty J.P., Crampon N., and De Marsily G., 1995. Convolution in time-dependent system from artificial tracer test responses; application on a karst system (Causse de Gramat, Lot, France). Journal of Hydrology 164, 305-324.

Eisenlohr L., and Surbeck H., 1995. Radon as a natural tracer to study transport processes in a krst system. An example in the Swiss Jura. Comptes Rendus Géoscience 321, 761-767.

Farrar T.C., and Becker E.D., 1971. Pulse and Fourier transform NMR: Academic Press, New York. 123 p.

Fauchard C., and Pothérat P., 2004. Détection de cavités souterraines par méthodes géophysiques. Guide technique, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 170 p.

Fischer G., Schnneg P.A., Peguiron M., and Le Quang B.V., 1981. An analytic one-dimensional magnetotelluric inversion scheme. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 67, 257-278.

Fischer G., Le Quang B.V., and Müller I., 1983. VLF ground surveys, a powerful tool for the study of shallow two-dimensional structures. Geophysical Prospecting 31, 977-991.

Fitterman D.V., and Stewart M.T., 1986. Transient electromagnetic sounding for groundwater. Geophysics 51, 995-1005.

Fleury P., 2005. Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerrannées. Fonctionnement et caracterisation. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI, 281 p.

Flis M.F., Newman G.A., and Hohmann W.G., 1989. Induced-polarisation effects in time-domain electromagnetic measurements. Geophysics 54, 514-523.

Flotté N., 2003. Caractérisation structurale et cinématique d'un rift sur détachement: Le rift de Corinthe-Patras. Thèse de Doctorat, Univ. Paris XI, 197 p.

Fripiat J., Chaussidon J., and Jelli A., 1971. Chimie-physique des phénomènes de surface: Applications aux oxydes et aux silicates. Masson, Paris, 259 p.

Gautam P., Raj Pant S., and Ando H., 2000. Mapping of subsurface karst structure with gamma ray and electrical resistivity profiles: a case study from Pokhara valley, central Nepal. Journal of Applied Geophysics 45, 97-110.

Girard J.F., Boucher M., Legchenko A., and Baltassat J.M., 2005. Numerical modeling of magnetic resonance signal from water-filled cavities. Extended abstracts of the 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Palermo (Italy), 5-8 september, paper B037.

Gospodaric R., and Leibungut C., 1986. Steirische beitrage zur Hydrogeologie. 5th International Symposium on Underground Water Tracing, Athens. Karst hydrogeology of the central and eastern Peloponnesus (Greece), 235-245.

Guérin R., Tabbagh A., and Andrieux P., 1994. Field and/or resistivity mapping in MT-VLF and implications for data processing. Geophysics 59, 1695-1712.

Guérin R., and Benderitter Y., 1995. Shallow karst exploration using MT-VLF and DC resistivity methods. Geophysical Prospecting 43, 635-653.

Guérin R., 2004. Contribution à l'hydrogéophysique. Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. Paris IV, 262 p.

Guérin R., 2005. Borehole and surface-based hydrogeophysics. Hydrogeology 13, 251-254.

Guérin R., Bégassat P., Benderitter Y., David J., Tabbagh A., and Thiry M., 2004. Geophysical study of the industrial waste land in Mortagne-du-Nord (France) using electrical resistivity. Near Surface Geophysics 2, 137-143.

Hoen E., and Von Gunten H.R., 1989. Radon in groundwater: a tool to access infiltration from surface waters to aquifers. Water Ressources Research 25, 1795-1803.

Hovhannissian G., 2000. Signaux électriques, magnétiques et mécaniques associés à la percolation de l'eau en milieux saturés et non saturés. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VI., 186 p.

IGME, 1970. Carte géologique de la Grèce, Paralion Astros sheet. Bureau de publication des cartes géologiques d'IGME, Athènes.

IGME, 1978. Carte géologique de la Grèce, Dapne sheet. Bureau de publication des cartes géologiques d'IGME, Athènes.

Jackson D.B., Frischknecht F.C., and Kauahikaua J., 1987. Three-layer inversions for 18 TDEM soundings in the cone crater area, SW rift zone of Kilauea volcano, Hawaii. USGS Open-file, report 87, 76 p.

Kaspar M., and Pecen J., 1975. Finding the caves in a karst formation by means of electromagnetic waves. Geophysical Prospecting 23, 611-621.

Kaufmann O., and Quinif Y., 1999. Cover collapse sinkholes in the "Tournaisis" area, southern Belgium. Enginneering Geology 52, 15-22.

Kaufmann O., and Quinif Y., 2001. An application of cone penetration tests and combined array 2D electrical resistivity tomography to delineate cover-collapse sinkhole prone areas. Geotechnical and environmental applications of karst geology and hydrology, Balkema, Lisse, 359-364.

Kearey P., and Brooks M., 1984. An introduction to geophysical exploration. Blakwell science Ltd, Oxford, 254 p.

Keller G.V., 1988. Rock and mineral properties. Electromagnetic methods in applied geophysics 1: Theory, chapter 2, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., 13-51.

Kenyon W.E., 1997. Petrophysical principles of applications of NMR logging. The Log Analist, March-April, 21-43.

Koutsi R., and Stournaras G., 2005. Tracer test at Loussi Polje Karst system (Kalabryta - North Peloponnesus, Hellas). 7th Hellenic Hydrogeological Conference, 2nd MEM Workshop of Fissured Rocks Hydrology 2, 241-250.

Legchenko A., Beauce A., Guillen A., Valla P., and Bernard J., 1997. Natural variations in the magnetic resonance signal used in PMR groundwater prospecting from the surface. European Journal of Environmental and Engineering Geophysics 2, 173-190.

Legchenko A., 2001. Sondage par la Résonance Magnétique Protonique (RMP): modélisation et réalisation. Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. de Paris XI, 301 p.

Legchenko A., Baltassat J.M., Beauce A., and Bernard J., 2002. Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. Journal of Applied Geophysics 50, 21-46.

Legchenko A., and Valla P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance soundings measurements. Journal of Applied Geophysics 50, 3-19.

Loke M.H., and Barker R.D., 1996. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudo-sections by a quasi-newton method. Geophysical Prospecting 44, 131-152.

Mangin A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat, Univ. Dijon, 298 p.

Marinos P., Herman J.S., Back W., and Xidakis G., 1985. Stuctural Control and geomorphic significance of groundwater discharge along the coast of the Mani Peninsula, Peloponnesus, Greece, Karst Water Resources. Proccedings of the Ankara - Antalya Symposium. IAHS, Ankara 161, 481-495.

Marsaud B., 1996. Structure et Fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse de Doctorat, Univ. Paris XI Orsay, Editions BRGM n°268, 305 p.

Martino L., Bonomo N., Lascano E., Osella A., and Ratto N., 2006. Electrical and GPR prospecting at Palo Blanco archaeological site, northwestern Argentina. Geophysics 71, B193-B199.

McGrath R.J., Styles P., Thomas E., and Neale S., 2002. Integrated high-resolution geophysical investigations as potential tools for water resource investigations in karst terrain. Environmental Geology 42, 552-557.

McMechan G.A., Loucks R.G., Zeng X., and Mescher P., 1998. Ground penetrating radar imaging of a collapsed paleocave system in the Ellenburger dolomite, central Texas. Journal of Applied Geophysics 39, 1-10.

McNeill J.D., and Labson V.F., 1991. Geological mapping using VLF radio fields. Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications, chapter 6, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., 521-640.

Mijatovic B.F., 1961. Importance de recherches hydrogéologiques complexes des sources littorales et sous-marines dans le karst littoral. AIH Publi., Réunion de Rome. Consiglio Nazionale de Ricerche d'Italia et CNRS, Rome 4, 76-79.

Militzer H., Rösler R., and Lösch W., 1979. Theoretical and experimental investigations for cavity research with geoelectrical resistivity methods. Geophysical Prospecting 27, 640-652.

Monnin M., and Seidel J.L., 1998. An automatic radon probe for earth science studies. Journal of Applied Geophysics 39, 209-220.

Muet P., 2002. Source de Cabouy: Implantation d'un forage pour captage des eaux souterraines. Rapport SOLEN egs.

Müller I., 1982. Premières prospections électromagnétiques VLF (very low frequency) dans le karst en Suisse. 7e congrès national de spéléologie, Schwyz, 173-181.

Nabighian M.N., and Macnae J.C., 1991. Time domain electromagnetic methods. Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications, chapter 6, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., 427-520.

Noel M., and Xu B., 1992. Cave detection using Electrical Resistivity Tomography (ERT). Cave Science 19, 91-94.

Ogilvy R.D., Cuadra A., Jackson P.D., and Monte J.L., 1991. Detection of an air-filled drainage gallery by VLF resistivity method. Geophysical Prospecting 39, 845-859.

Oppliger G.L., 1984. Three-dimensional terrain corrections for mise-à-la-masse and magnetometric resistivity surveys. Geophysics 49, 1718-1729.

Osella A., de la Vegga M., and Lascano E., 2005. 3D electrical imaging study of an archaeological site using electical and electromagnetic methods. Geophysics 70, G101-G107.

Papakis N., 1966. Hydrogeological investigations of Agios Georgios springs (Kiveri - Argos). IGSR, Athens, p 34.

Parasnis D.S., 1967. Three-dimensional electric mise-à-la-masse survey of an irregular lead-zinc copper deposit in central Sweden. Geophysical Prospecting 15, 407-437.

Parasnis D.S., 1986. Principles of applied geophysics, Fourth Edition. Chapman and Hall Editions, London, New-York, 236 p.

Pételet - Giraud E., Dörfliger N., and Crochet P., 2000. RISKE: Méthode d'évaluation multicritère de la cartographie de la vulnerabilité des aquifères karstiques. Applications aux systèmes des Fontanilles en Cent-Fonts (Hérault, France). Hydrogéologie 4, 71-88.

Pinault J.L., Plagnes V., Aquilina L., and Bakalowicz M., 2001. Inverse modelling of the hydrological behavior of hydrosystems: caracterization of karst system functionning. Water Resources Research 37, 2191-2204.

Plagnes V., 1997. Srtucture et Fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, Editions BRGM n°294, 376 p.

Robert A., and de Bosset C., 1994. Application du géoradar à la localisation de cavités, de nids de gravier et de zones karstiques. Journal of Applied Geophysics 31, 197-204.

Rouchy J.M., 1999. Un événement exceptionnel: la crise de salinité messinienne de Méditerrannée. Les âges de la terre, MNHN, Paris, 104-108.

Samouëlian A., Richard G., Cousin I., Guérin R., Bruand A., and Tabbagh A., 2004. Three-dimensional crack monitoring by electrical resistivity measurement. European Journal of Soil Science 55, 751-762.

Sato M., and Mooney H.M., 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. Geophysics 25, 226-249.

Schirov M., Legchenko A., and Creer G., 1991. New direct non-invasive ground water detection technology for Australia. Exploration Geophysics 22, 333-338.

Semenov A.G., Schirov M., Legchenko A., Bursthein A., and Pusep Y.A., 1988. Dispositif de mesure des paramètres des gisements sousterrains. FR 2 602 877 - B1, France.

SOLEN, 2002. Source de Cabouy. Implantation d'un forage pour captage des eaux souterraines. SIAEP Lacave - Rocamadour (46), LIMOGES, Dossier N°LOS/00/951.

Sorel D., 2000. A Pleistocene and still active detachment fault and the origin of the Corinth-Patras rift, Greece. Geology 28, 83-86.

Spies R.B., and Frischknecht F.C., 1991. Electromagnetic Sounding. Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications, chapter 5, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., 285-422.

Stiefelhagen W., 1998. Radio Frequency Electromagnetics (RF-EM): Kontinuierlich messendes Breitband-VLF, erweitert auf hydrogeologische Problemstellungen. Centre of Hydrogeology, 243.

Stournaras G., Panagopoulos A., Alexiadou H., and Sotiropoulou K., 1992. Aspects hydrogéologiques des bassins fermés karstiques: la grotte de Limnes Kastrion (Péloponnèse, Grèce). Cinquième colloque d'hydrologie en pays calcaire et en milieu fissuré,Neuchâtel 2, 271-277.

Strangway D.C., Swift Jr C.M., and Holmer R.C., 1973. The application of audio-frequency magnetotellurics (AMT) to mineral exploration. Geophysics 38, 1159-1175.

Sumanovac F., and Weisser M., 2001. Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrogeological mapping in karsts terrains. Journal of Applied Geophysics 47, 13-28.

Tabbagh A., 1985. The response of a three-dimensional magnetic and conductive body in shallow depth electromagnetic prospecting. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 81, 215-230.

Tabbagh A., and Dabas M., 1997. Absolute magnetic viscosity determination using time-domain electromagnetic devices. Archeological Prospection 4, 199-208.

Tataris A., and Maragoudakis N., 1966. The stratigraphy of Trias and Jurassic of Tripolitsa zone in Kynouria (Peloponnesus). Bull. Geol.Soc.Greece 6, 353-364.

Tavitian C., and Tiniakos L., 1997. Underground karst water circulation in Peloponnessus, Greece. Günay and Johnson (Ed.), Karst water and Environmental Impacts. Balkerma, Rotterdam, 491-498.

Telford W.M., Geldart L.P., and Sheriff R.E., 1990. Applied geophysics. Cambridge University Press, 2nd edition, 221 p.

Trushkin D.V., Shushakov O.A., and Legchenko A.V., 1994. The potential of noise-reducing antenna for surface NMR groundwater surveys in the earth's magnetic field. Geophysical Prospecting 42, 855-862.

Turberg P., 1994. Apport de la cartographie radiomagnetotellurique à l'hydrogéologie des milieux fracturés. Thèse de Doctorat, Univ. de Neuchâtel, 132 p.

Turberg P., Müller I., and Flury B., 1994. Hydrogeological investigation of porous environments by radio magnetotelluric-resistivity (RMT-R 12-240 kHz). Journal of Applied Geophysics 31, 133-143.

Turberg P., and Barker R., 1996. Joint application of radio-magnetotelluric and electrical imaging surveys in complex subsurface envoronments. First Break 14, 105-112.

Van Camp M., Meus P., Quinif Y., Kaufmann O., Van Ruymbeke M., Vandiepenbeeck M., and Camelbeeck T., 2006. Karst aquifer investigation using absolute gravity. EOS 87, 298-299.

Van Overmeeren R.A., 1994. Georadar for hydrogeology. First Break 12, 401-408.

Van Shoor M., 2002. Detection of sinkholes using 2D electrical resistivity imaging. Journal of Applied Geophysics 50, 393-399.

Varian R.H., 1962. Ground liquid prospecting method and apparatus. US patent, 3019383.

Vogelsang D., 1987. Examples of electromagnetic prospecting for karst and fault systems. Geophysical Prospecting 35, 604-617.

Von Gunten H.R., Surbeck H., and Rössler E., 1996. Uranium series disequilibrium and high thorium and radium enrichments in karst formations. Environmental Sciences and Technologies 30, 1268-1274.

Vouillamoz J.M., Descloitres M., Bernard J., Fourcassié F., and Romagny L., 2002. Application of integrated magnetic resonance sounding and resistivity methods for borehole implementation, a case study in Cambodia. Journal of Applied Geophysics 50, 67-81.

Vouillamoz J.M., 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive: les sondages par Résonance Magnétique Protonique. Thèse de Doctorat, Univ. Paris XI, 315 p.

Vouillamoz J.M., Legchenko A., Albouy Y., Bakalowicz M., Baltassat J.M., and Al-Fares W., 2003a. Magnetic Resonance Soundings applied to localization of saturated karst aquifers. In proceedings of the 2nd International Workshop on the

Magnetic Resonance Sounding method applied to non-invasive groundwater investigations, 19-21 November 2003, Orleans, France. 161-164.

Vouillamoz J.M., Legchenko A., Albouy Y., Bakalowicz M., Baltassat J.M., and Al-Fares W., 2003b. Localization of karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. Ground Water 41, 578-587.

Vouillamoz J.M., Descloitres M., Toe G., and Legchenko A., 2005. Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. Near Surface Geophysics 3, 205-213.

Ward H.S., and Hohmann W.G., 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. Electromagnetic methods in applied geophysics 1: Theory, chapter 3, Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ., 131-308.

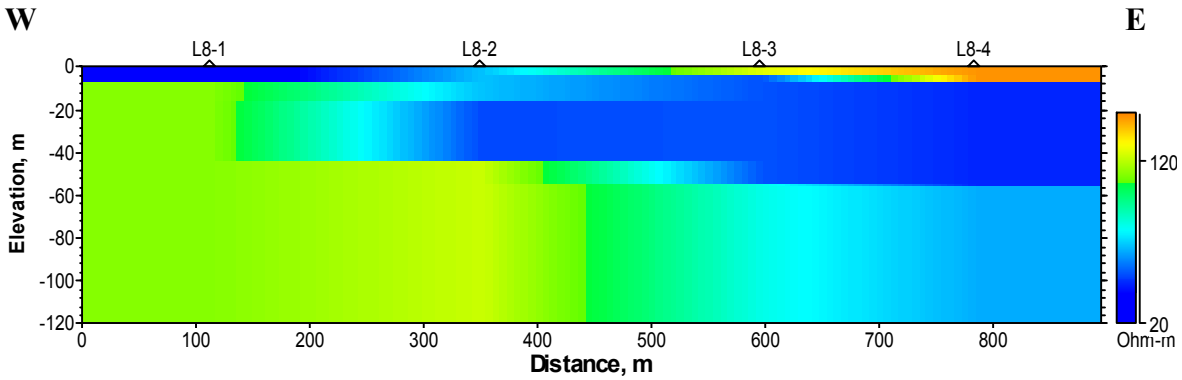
Zelilidis A., 2000. Drainage evolution in a rifted basin, Corinth graben, Greece. Geomorphology 35, 69-85.

Zhou W., Beck B.F., and Stephenson J.B., 1999. Investigation of ground water flow in karst areas using component separation natural potential measurements. Environmental Geology 37, 19-25.

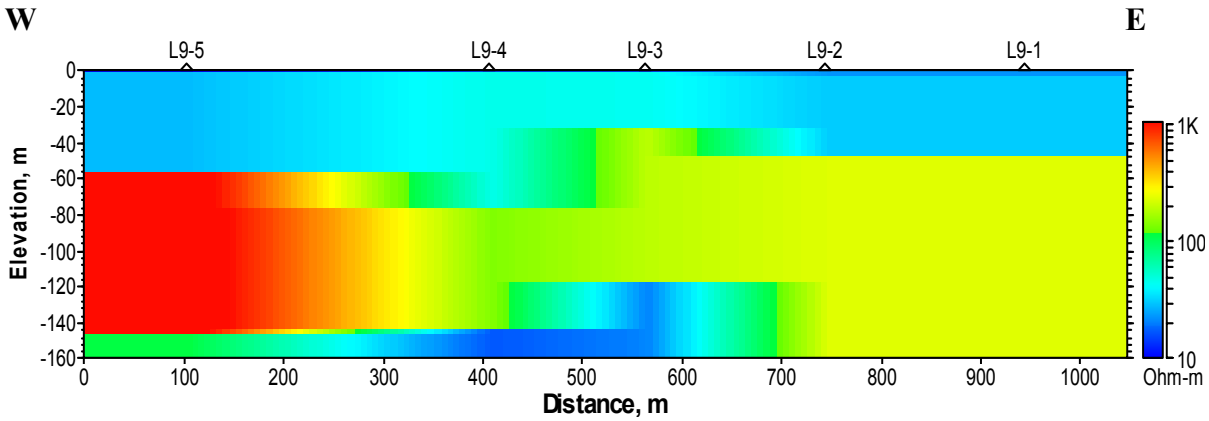
Zhou W., Beck B.F., and Adams A.L., 2002. Effective electrode array in mapping karst hazards in electrical resistivity tomography. Environmental Geology 42, 922-928.

Annexe I

Coupe géoélectrique (a) du profil L8 et (b) du profil L9 sur le site de Loussoi (*cf. supra figure 54*)



(a)



(b)

Annexe II

Résumé de l'histoire géologique et géomorphologique de la dépression de Loussoi

Résumé réalisé avec Denis SOREL (Paris XI, Orsay) d'après les travaux de Dufaure (1977), Sorel (2000), Flotté (2003), les missions de terrain et les résultats géophysiques réalisés dans le cadre de ce travail.

Histoire alpine :

Dans la région de Loussoi, la formation de la chaîne des Hellénides a fait chevaucher d'est en ouest la couverture sédimentaire méso-cénozoïque de la zone du Pindos (Pindos ou Olonos) sur celle de Tripolis (ou Gavrovo-Tripolis).

Pliocène-début du Pléistocène inférieur :

La dépression de Loussoi est un tronçon bien conservé car peu érodé d'une paléovallée façonnée au Pliocène et retouchée au Pléistocène, qui se suit sur une dizaine de kilomètres au moins des environs de Klitoria, au sud, à ceux de Loussoi, au nord, où elle a comme affluent la vallée du Manna. La vallée de Loussoi-Klitoria est installée sur une importante faille normale de direction N 150°, à pendage vers l'ouest (Faille de Plataniotissa), qui n'est pas figurée sur la carte géologique au 1/50 000 d'IGME. Le compartiment oriental de cette faille (Monts Aroania, Chelmos) a été fortement soulevé et érodé, et montre surtout l'unité tectonique inférieure la zone de Tripolis. A l'ouest de la faille, le compartiment des collines de l'ancienne Loussoi, Kastri, etc… est relativement effondré d'environ 1000 m, et montre un redoublement de la nappe du Pindos. Le rejet de cette faille s'atténue vers le sud (Arbounas).
Cette grande faille normale indique une extension ENE-WSW, caractéristique de l'extension d'âge Pliocène-Quaternaire ancien dans le Péloponnèse et l'arc Egéen.

Pléistocène inférieur :

Cette période est marquée par un changement très important de la néotectonique de l'arc Egéen (idem). Dans le Péloponnèse et autour du golfe de Corinthe, la direction de

l'extension devient proche de N-S (Dufaure, 1977). Une très grande faille normale de direction N110-120°, à pendage nord, coupe le nord du Péloponnèse depuis le golfe de Patras jusqu'au golfe Saronique, qui va former le rift de Corinthe. Elle apparaît autour de 1,5 Ma (Sorel, 2000), et passe juste au nord de la dépression de Loussoi. Elle recoupe la faille N150° et la paléovallée de Loussoi-Klitoria, et passe à Kalavryta. Dans le bassin de Kalavryta effondré par cette faille s'accumulent alors des conglomérats d'origine fluviatile. Ceux-ci sont charriés par la vallée de Loussoi-Klitoria, celle du Manna, et le Vouraïkos plus à l'ouest.

Alors que le fossé de Kalavryta s'effondre au nord de la faille, le Chelmos et la région de Loussoi se soulèvent, et basculent vers le sud. Cette bascule tend à s'opposer à l'écoulement vers le nord des rivières. A la sortie sud de la dépression de Loussoi, on observe dans les calcaires de la zone de Tripolis des versants à forte pente qui témoignent du surcreusement de la vallée causé par cette surrection. Ces versants portent encore des placages d'une brèche d'éboulis fortement cimentées par de la calcite sparitique. Cette brèche est comparable à celles du vaste tablier du Xérométros, au nord du Chelmos, qui est attribué à la première période froide du Pléistocène (Günz) par Dufaure (1977). L'âge de cette période froide est d'environ 900 000 ans (référence in Flotté, 2003). Le surcreusement de la vallée de Loussoi s'est donc arrêté à ce moment et son écoulement vers le nord a été barré près d'Ano Loussoi. Non loin de là, au Chelmos, le basculement vers le sud qui s'est produit entre 1,5 et 0,9 Ma a été de l'ordre de 15° (Flotté, 2003). D'autres cours d'eau du nord du Péloponnèse ont aussi été renversés vers le sud par le basculement de l'épaule du rift de Corinthe (Dufaure, 1977, Zélilidis 2000).

Début du Pléistocène moyen : le lac de Loussoi :

Le barrage de la rivière de Loussoi par le bourrelet de faille a formé une dépression lacustre de plusieurs kilomètres, dont on voit encore le replat littoral taillé dans les calcaires de Tripolis à la sortie sud de Kato Loussoi. Localement, les dépôts lacustres sont visibles dans les champs de la dépression, Ce sont essentiellement des argiles grises plus ou moins silteuses, avec de fines passées sableuses (plaquettes de grès beiges). L'épaisseur variable de ces dépôts qui colmatent la paléovallée est illustrée par les mesures géophysiques.

Localement, un pendage approximatif de 5 à 10° vers le sud peut être estimé. Il est comparable à la pente d'environ 7°S du replat littoral du lac. Le basculement régional vers

le sud s'est donc poursuivi, qui a conduit à la vidange du lac vers le sud par la paléovallée de Loussoi-Klitoria.

Milieu et fin du Pléistocène moyen :

De grands tabliers d'éboulis calcaires roses plus ou moins fortement cimentés recouvrent le versant ouest du mont Avgo, au dessus de Kato Loussoi. A leur arrivée dans la dépression de Loussoi, ils présentent des intercalations argileuses rouges provenant de remaniements répétés de paléosols sur le massif. Ces formations très caractéristiques et largement répandues en Grèce sont attribuées au Pléistocène moyen, et notamment à la période froide du Riss, vers 300-200 ka.

L'aval de ces tabliers aériens s'avance dans la dépression où se déposaient précédemment les sédiments lacustres (glina). Cela montre qu'à cette époque la pente de la vallée s'est légèrement inversée vers le sud, et que le lac s'est vidangé vers le sud.

D'ailleurs un peu plus au sud, dans la large paléovallée entre Loussoi et Planitero, les éboulis de versant passent dans le large fond plat de la vallée (peu de courant vers le sud) à de vastes épandages de conglomérats (inexactement attribués à l'Holocène, H1c sur la carte géologique de Dhafni). Ces alluvionnements traduisent une faible énergie hydraulique, et suggèrent que la pente de cette partie de la vallée vers le sud était encore faible à l'époque.

Par la suite, la pente vers le sud augmentant, la force de la rivière a augmenté, et son lit est aujourd'hui encaissé dans les calcaires du Pindos, sous les épandages conglomératiques.

Pléistocène supérieur à actuel :

Sur la bordure nord et est de la dépression de Loussoi, le creusement de ravinaux dans la partie aval des éboulis argilo-caillouteux rouges témoigne d'une poursuite modérée du soulèvement et du basculement vers le sud. La partie sud de la dépression reste plus basse, et recueille les sédiments superficiels récents. Le drainage encore actuel de la dépression vers les gouffres situés sur sa bordure sud, et l'écoulement du réseau souterrain karstique vers le sud (Planitero), montre qu'il existe encore un basculement régional modéré vers le sud, lié à la poursuite de l'ouverture du rift de Corinthe.

De même entre Loussoi et Planitero, l'écoulement de la vallée se fait vers le sud, avec suffisamment d'énergie pour que le cours d'eau se soit encaissé d'une centaine de

mètres dans les calcaires du Pindos, sous les épandages de conglomérats du Pleistocène moyen.

A propos du basculement régional vers le sud :

L'ensemble de la région n'a pas basculé comme un bloc rigide (du même angle partout) vers le sud. Le basculement (et le soulèvement) a été maximum près de l'émergence de la faille de détachement du rift. Au niveau de Kalavryta, les conglomérats de Kalavryta, les plus anciens dépôts du rift de Corinthe, sont aujourd'hui basculés de 25° sud (Zelilidis,2000, Flotté, 2003).

Au niveau du col, au croisement des routes au dessus d'Ano Loussoi, sur le passage de la grande faille, là où se formera le barrage du lac, le basculement est d'environ 20° sud, par analogie avec le Chelmos voisin.

Au niveau de Kato Loussoi, le basculement total est d'environ 15° sud, dont environ 7° depuis le lac et la formation de son replat littoral, et à peu près autant avant, entre le début du rifting et la formation du rivage du lac.

Plus au sud, au niveau des villages de Planitero et Elatophyton, la nappe du Pindos charriée sur la série de Gavrovo-Tripolis est inclinée d'environ 10° vers le sud. Le basculement est donc beaucoup plus faible que près de Kalavryta, 10 km plus au nord.
En résumé, avant le début du rift de Corinthe, la rivière de la vallée de Loussoi-Planitero coulait vers le nord, et recevait comme affluent le Manna.

Pendant le début du rifting, le bord sud de la faille majeure a commencé à se soulever. Dans un premier temps, la rivière est restée assez puissante pour y creuser son lit, maintenir son cours vers le nord, et alimenter en conglomérats le bassin de Kalavryta.
Vers 900ka, la rivière n'a plus été capable de surcreuser le bourrelet de faille qui continuait de se soulever en basculant vers le sud. Un lac s'est installé dans la dépression tectonique de Loussoi. Ce lac restait alimenté par la rivière au sud de cette dépression. En effet, la vitesse de basculement étant plus faible au sud, l'écoulement de la rivière s'y maintenait vers le nord. Ce sens d'écoulement vers le nord s'est maintenu jusque dans le Pléistocène moyen, avant la formation des cônes d'éboulis argilo-caillouteux rouges.

Ces cônes aériens se sont avancés dans la dépression de Loussoi; cela montre que la poursuite du basculement a conduit à la vidange du lac de Loussoi. A Kato Loussoi, on observe que l'ancien rivage du lac est basculé vers le sud, avant l'épandage des éboulis rouges. A l'échelle de la dépression, la discordance de ceux-ci sur les argiles lacustres antérieures (glina) serait de quelques degrés.

Entre la dépression de Loussoi et la région de Planiteron, l'écoulement de la rivière vers le sud a été d'abord lent, marqué par l'épandage de conglomérats dans une vallée large. Quelques degrés de basculement supplémentaires depuis le Pléistocène moyen ont accentué la pente de la rivière, et lui ont permis d'entailler d'une centaine de mètres les conglomérats et leur substratum calcaire.