



HAL
open science

Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères par Résonance Magnétique des Protons dans différents contextes géologiques, de l'échantillon à l'échelle hydrogéologique

Marie Boucher

► **To cite this version:**

Marie Boucher. Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères par Résonance Magnétique des Protons dans différents contextes géologiques, de l'échantillon à l'échelle hydrogéologique. Hydrologie. Université d'Orléans, 2007. Français. NNT : . tel-00178045

HAL Id: tel-00178045

<https://theses.hal.science/tel-00178045>

Submitted on 10 Oct 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 PRESENTEE A L'UNIVERSITE D'ORLEANS
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS**

Dans la discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers

PAR

Marie BOUCHER

**Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères
par Résonance Magnétique des Protons
dans différents contextes géologiques,
de l'échantillon à l'échelle hydrogéologique**

Soutenue publiquement le **25 juin 2007**

MEMBRES DU JURY:

M. Yan CHEN	Directeur de thèse	Université d'Orléans
M. Michel FAURE	Examineur	Université d'Orléans
M. Jean-François GIRARD	Examineur	BRGM
M. Roger GUERIN	Examineur	Université Paris 6
M. Patrick LACHASSAGNE	Examineur	BRGM
M. Anatoli LEGCHENKO	Codirecteur de thèse	IRD
M. Ghislain de MARSILY	Rapporteur	Université Paris 6
M. Pascal SAILHAC	Rapporteur	Université de Strasbourg

M. Jean BERNARD	Invité	IRIS-Instruments
------------------------	--------	------------------

TITRE : Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères par Résonance Magnétique des Protons dans différents contextes géologiques, de l'échantillon à l'échelle hydrogéologique

RESUME :

Les sondages par Résonance Magnétique des Protons (RMP) est une méthode géophysique non invasive qui permet d'estimer la quantité d'eau dans le sous-sol et la perméabilité du milieu poreux. L'objectif de la thèse est de mieux comprendre les facteurs qui conditionnent la précision des résultats RMP et d'améliorer cette précision.

Des études expérimentales incluant des mesures géophysiques, des mesures sur échantillon et des essais de pompage ont été menées sur quatre sites représentant un panel varié de contextes hydrogéologiques. Parallèlement, des modélisations numériques ont permis de tester la sensibilité de la méthode RMP à différents paramètres.

Ainsi, la précision d'estimation du toit de nappe dépend de sa profondeur et des propriétés de la zone non saturée. Pour les milieux hétérogènes, une nouvelle méthodologie d'acquisition et d'interprétation 2D/3D des sondages RMP a été développée et validée sur un conduit karstique.

Les mesures sur échantillon montrent que la teneur en eau mesurée par RMP a tendance à être sous-estimée par rapport à celle mesurée par RMN ou par des méthodes classiques. La quantité d'eau manquée dépend de la susceptibilité magnétique de la roche. Souvent, la teneur en eau RMP correspond approximativement à la porosité cinématique, mais une relation quantitative entre ces deux paramètres reste à trouver. La précision sur la teneur en eau RMP peut être améliorée par la prise en compte dans l'interprétation de données géologiques et géophysiques.

Les transmissivités estimées par RMP donnent des valeurs et des incertitudes similaires à celles obtenues par essai de pompage, et sont utilisables quantitativement dans une modélisation hydrodynamique.

MOTS-CLES : Géophysique, Hydrogéologie, Sondage par Résonance Magnétique des Protons (RMP), Résonance Magnétique Nucléaire (RMN), Méthodes électriques et électromagnétiques, Essai de pompage, Modélisation hydrodynamique

TITLE: Estimation of hydrodynamics properties of aquifers with Magnetic Resonance Soundings in different geological contexts from sample to hydrogeological scale

ABSTRACT:

The Magnetic Resonance Sounding (MRS) is non invasive geophysical method which allows estimating the quantity of groundwater and the permeability of porous media. The thesis aims to better understand the factors which control the precision of MRS results and to improve this precision.

Experimental studies including geophysical measurements, pumping tests and measurements on samples were carried out on four sites with various hydrogeological conditions. Concurrently, numerical modelling made it possible to test the sensitivity of MRS to different parameters.

Thus, the precision to estimate the top of aquifers depends on its depth and on the properties of the unsaturated zone. For the case of heterogeneous media, a new 2D/3D methodology of MRS acquisition and interpretation was developed and validated on a karst conduit.

The measurements on samples show that the MRS water content is often underestimated comparing with the water content measured by NMR or classical methods. The quantity of missed water is linked to the magnetic susceptibility of rocks. The MRS water content is generally a good approximation of the effective porosity, but a quantitative relation between these two parameters has still to be found. When additional geological and geophysical data are taken into account to interpret MRS, the precision on the water content is improved.

The MRS transmissivities have values and uncertainties close to those obtained from pumping tests and can be quantitatively used for hydrodynamic modelling.

KEYWORDS: Geophysics, Hydrogeology, Magnetic Resonance Sounding (MRS), Nuclear Magnetic Resonance (NMR), Electric and electromagnetic methods, Pumping test, Hydrodynamic modelling

DISCIPLINE - SPECIALITE DOCTORALE :

Sciences de la Terre et de l'Univers

INTITULE ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE :

ISTO, UMR6113, Bât. Géosciences, Rue de Saint Amand, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

**Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères
par Résonance Magnétique des Protons
dans différents contextes géologiques,
de l'échantillon à l'échelle hydrogéologique**

Version finale



Table des Matières

INTRODUCTION.....	13
CONTEXTE SCIENTIFIQUE	13
PROBLEMATIQUE	14
METHODE APPLIQUEE	15
FINANCEMENT ET COLLABORATIONS SCIENTIFIQUES	16
ORGANISATION DU DOCUMENT	16
CHAPITRE 1 PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES ET METHODES DE MESURE	19
1.1. CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES DES AQUIFERES	19
1.1.1. <i>Rappels de base</i>	19
1.1.2. <i>Méthodes d'estimation usuelles</i>	26
1.2. METHODES ELECTRIQUES ET ELECTROMAGNETIQUES.....	31
1.2.1. <i>Méthodes électriques à courant continu</i>	31
1.2.2. <i>Méthode des sondages TDEM</i>	33
1.2.3. <i>Intérêt de ces méthodes pour l'hydrogéologie</i>	35
1.2.4. <i>Autres méthodes électriques et électromagnétiques utilisées en hydrogéologie</i>	37
1.3. METHODES BASEES SUR LA RESONANCE MAGNETIQUE DES PROTONS	39
1.3.1. <i>Principe de résonance magnétique</i>	39
1.3.2. <i>Mesures RMN et IRM en laboratoire</i>	41
1.3.3. <i>Sondages RMP</i>	48
1.4. SYNTHESE DU CHAPITRE	58
CHAPITRE 2 RESULTATS EXPERIMENTAUX	59
2.1. MARCILLY-EN-VILLETTE (LOIRET)	59
2.1.1. <i>Contexte hydrogéologique</i>	60
2.1.2. <i>Caractérisation géophysique</i>	61
2.1.3. <i>Reconnaissance hydrogéologique</i>	66
2.1.4. <i>Mesures en laboratoires</i>	71
2.2. AQUIFERE DU CONTINENTAL TERMINAL 3 (NIGER).....	73
2.2.1. <i>Contexte hydrogéologique</i>	73
2.2.2. <i>Chronologie et objectifs des campagnes de mesures</i>	76
2.2.3. <i>Sondages RMP</i>	78
2.2.4. <i>Sondages TDEM</i>	82
2.2.5. <i>Essais de pompage</i>	86
2.3. WARLOY-BAILLON (SOMME)	87
2.3.1. <i>Contexte hydrogéologique</i>	88
2.3.2. <i>Mesures sur échantillons</i>	90
2.3.3. <i>Sondages RMP</i>	95

2.4.	POUMEYSSENS (LOT)	97
2.4.1.	<i>Contexte hydrogéologique</i>	97
2.4.2.	<i>Mesures effectuées</i>	101
2.5.	SYNTHESE DU CHAPITRE	102
CHAPITRE 3 CARACTERISATION DE LA GEOMETRIE.....		103
3.1.	RESOLUTION VERTICALE DANS LE CAS D'AQUIFERES TABULAIRES	103
3.1.1.	<i>Problème de l'équivalence : incertitude sur les résultats RMP</i>	103
3.1.2.	<i>Influence de la présence d'eau dans la zone non saturée</i>	109
3.2.	RESOLUTION D'AQUIFERE AVEC UNE GEOMETRIE 2D/3D.....	111
3.2.1.	<i>Effet de la topographie</i>	111
3.2.2.	<i>Délimitation de zone aquifère</i>	113
3.2.3.	<i>Possibilité de localiser un conduit karstique</i>	118
3.3.	SYNTHESE DU CHAPITRE	150
CHAPITRE 4 CARACTERISATION DES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES DES AQUIFERES.....		151
4.1.	MILIEU SATURE.....	151
4.1.1.	<i>Mesures RMN sur échantillon</i>	152
4.1.2.	<i>Calibration par essai de pompage : exemple au Niger</i>	157
4.1.3.	<i>Apport des sondages RMP à la modélisation hydrodynamique</i>	166
4.2.	ZONE NON SATUREE EN MILIEU CRAYEUX	170
4.2.1.	<i>Recherche de corrélation entre la pression capillaire et les résultats RMP</i>	170
4.2.2.	<i>Mesures en laboratoire</i>	172
4.2.3.	<i>Mesures RMP à l'échelle pluri décimétrique</i>	177
4.3.	SYNTHESE DU CHAPITRE	180
CONCLUSION GENERALE.....		181
SYNTHESE DES RESULTATS		181
<i>Travaux réalisés aux cours de la thèse</i>		181
<i>Résultats obtenus</i>		182
PERSPECTIVES		184
<i>Développements instrumentaux</i>		184
<i>Amélioration de l'interprétation hydrogéologique</i>		185
VALORISATION.....		186
<i>Publication dans des revues à comité de lecture</i>		186
<i>Communications à des colloques</i>		186
<i>Autres publications</i>		188
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES		189

Liste des Figures

FIGURE 1-1. EXEMPLES DE SYSTEMES AQUIFERES EN FONCTION DE LA GEOLOGIE.....	20
FIGURE 1-2. EXEMPLE D'AQUIFERE LIBRE ET CAPTIF	21
FIGURE 1-3. EXEMPLES DE DIFFERENTS TYPES DE POROSITE.....	21
FIGURE 1-4. STRUCTURE D'UNE COUCHE D'EAU LIEE AU CONTACT D'UNE PARTICULE SOLIDE	22
FIGURE 1-5. POROSITES HYDROGEOLOGIQUES	23
FIGURE 1-6. EXPERIENCE DE DARCY	24
FIGURE 1-7. VARIATION DE LA VISCOSITE ET DE LA PERMEABILITE AVEC LA TEMPERATURE.....	25
FIGURE 1-8. PERMEAMETRE A CHARGE VARIABLE.....	27
FIGURE 1-9. SCHEMA D'UN ESSAI DE POMPAGE DANS UN AQUIFERE CAPTIF	28
FIGURE 1-10. MISE EN ŒUVRE D'UN ESSAI DE POMPAGE	29
FIGURE 1-11. EXEMPLES D'EVOLUTION THEORIQUE DU RABATTEMENT PENDANT UN POMPAGE	29
FIGURE 1-12. DISPOSITIF MULTI-ELECTRODES SUR LE TERRAIN.....	31
FIGURE 1-13. SCHEMA D'ACQUISITION D'UN PANNEAU ELECTRIQUE ET D'UNE PSEUDO-COUCHE	32
FIGURE 1-14. PRINCIPE DU SONDAGE TDEM.....	34
FIGURE 1-15. EXEMPLE D'INVERSION DE SONDAGE TDEM.....	35
FIGURE 1-16. EXEMPLE DE RELATION ENTRE FACTEUR DE FORMATION ET POROSITE SUR DES ECHANTILLONS ARTIFICIELS A SPHERICITE DECROISSANTE	36
FIGURE 1-17. PRECESSION D'UN MOMENT MAGNETIQUE μ AUTOUR D'UN CHAMP MAGNETIQUE B	40
FIGURE 1-18. SPECTROMETRE RMN MARAN ULTRA 2 MHZ	41
FIGURE 1-19. VUE A L'INTERIEUR DU MARAN ULTRA 2 MHZ	42
FIGURE 1-20. SEQUENCE FID DE MESURE DE T_2^*	43
FIGURE 1-21. SEQUENCE D'ECHO DE SPIN (CPMG)	43
FIGURE 1-22. SEQUENCE D'IMPLUSION « INVERSION-RECOVERY ».....	44
FIGURE 1-23. MESURE DE T_1 : AMPLITUDE RMN EN FONCTION DU DELAI τ_1	44
FIGURE 1-24. EXEMPLE DE DISTRIBUTION DISCRETE ET CONTINUE DES TEMPS DE RELAXATION.....	45
FIGURE 1-25. COMPARAISON DES TEMPS DE RELAXATION T_1 ET T_2	45
FIGURE 1-26. EXEMPLE D'IMAGE IRM D'UN FLACON REMPLI D'EAU.....	46
FIGURE 1-27. EXEMPLE DE CORRELATION ENTRE PERMEABILITES INTRINSEQUES MESUREES SUR ECHANTILLON DE CARBONATE ET ESTIMEES PAR RMN	47
FIGURE 1-28. SCHEMA FONCTIONNEL DU DISPOSITIF INSTRUMENTAL NUMIS.....	48
FIGURE 1-29. EQUIPEMENT DE RESONANCE MAGNETIQUE PROTONIQUE NUMIS ^{PLUS} SUR SITE.....	49
FIGURE 1-30. SCHEMA EN FONCTION DU TEMPS D'UNE SEQUENCE EMISSION/RECEPTION	49

FIGURE 1-31. SCHEMA D'UNE SEQUENCE A DEUX IMPULSIONS POUR LA MESURE DE T_1	51
FIGURE 1-32. EXEMPLE DE RESULTATS D'INVERSION AUTOMATIQUE	53
FIGURE 1-33. INFLUENCE DU TEMPS MORT INSTRUMENTAL EN FONCTION DU TEMPS DE RELAXATION T_2^*	54
FIGURE 1-34. DETECTABILITE DE L'EAU EN RMP	55
FIGURE 2-1. LOCALISATION DU SITE DE MARCILLY-EN-VILETTE / ST-CYR-EN-VAL	60
FIGURE 2-2. VUE AERIENNE DU SITE DE MARCILLY ET POSITION DES MESURES GEOPHYSIQUES	62
FIGURE 2-3. EXEMPLE DE RESULTATS DE PANNEAUX ELECTRIQUES A MARCILLY	63
FIGURE 2-4. SONDAGES RMP REALISES EN MAI 2003 A MARCILLY	64
FIGURE 2-5. RESULTATS DES SONDAGES RMP DANS LA ZONE DE FORAGE A	65
FIGURE 2-6. INTERPRETATION DU SONDAGE REALISE AU DESSUS DE L'ANOMALIE CONDUCTRICE	66
FIGURE 2-7. LOGS GEOLOGIQUES SIMPLIFIEES DES FORAGES DE LA ZONE A	67
FIGURE 2-8. LOGS GEOLOGIQUES SIMPLIFIEES DES FORAGES DE LA ZONE B	68
FIGURE 2-9. SUIVI DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE A MARCILLY	68
FIGURE 2-10. COURBES CARACTERISTIQUES DES POMPAGES PAR PALIER DANS LE FORAGE PPI	70
FIGURE 2-11. COURBES CARACTERISTIQUES DU POMPAGE DE 12 HEURES DANS LE FORAGE PPI	70
FIGURE 2-12. RABATTEMENTS DANS PZC, PPP ET PZP PENDANT LE POMPAGE DE 12 HEURES	71
FIGURE 2-13. MESURES SUR LES ECHANTILLONS RMN DE MARCILLY	72
FIGURE 2-14. LOCALISATION DE LA ZONE D'ETUDE DU BASSIN DU KORI DE DANTIANDOU	73
FIGURE 2-15. COUPE HYDROGEOLOGIQUE SCHEMATIQUE DU BASSIN DU KORI DE DANTIANDOU	75
FIGURE 2-16. LOCALISATION DES SITES DE MESURES AU NIGER	77
FIGURE 2-17. VARIATIONS JOURNALIERES DU CHAMP GEOMAGNETIQUE	79
FIGURE 2-18. EXEMPLE DE RESULTATS RMP SUR DEUX FORAGES AU NIGER DISTANTS DE 4 KM	81
FIGURE 2-19. DISPOSITIF DE MESURE TDEM EMPLOYE SUR LES SITES DU NIGER	82
FIGURE 2-20. PROFONDEUR DES ARGILES GRISES	85
FIGURE 2-21. LOCALISATION DU SITE DE WARLOY-BAILLON	87
FIGURE 2-22. ASSEMBLAGE DE COCCOLITES FORMANT LA CRAIE	88
FIGURE 2-23. PROFIL D'EQUILIBRE THEORIQUE DANS LA CRAIE	89
FIGURE 2-24. LOG GEOLOGIQUE DU FORAGE P2 A WARLOY-BAILLON	91
FIGURE 2-25. MESURE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE EN LABORATOIRE	92
FIGURE 2-26. ECHANTILLONS DE CRAIE DANS UNE CELLULE DE RICHARDS	92
FIGURE 2-27. ESTIMATION DU TEMPS D'EQUILIBRE A DEUX PRESSIONS DIFFERENTES	93
FIGURE 2-28. PROFIL DES TENEURS EN EAU SUR UN FORAGE DE WARLOY-BAILLON	94
FIGURE 2-29. PROFIL DU TEMPS DE RELAXATION T_2 SUR UN FORAGE DE WARLOY-BAILLON	94
FIGURE 2-30. LOCALISATION DES SONDAGES RMP	95

FIGURE 2-31. RESULTATS D'INVERSION DES SONDAGES RMP A WARLOY-BAILLON.....	96
FIGURE 2-32. LOCALISATION DU SITE DE POUMEYSSENS.....	97
FIGURE 2-33. SCHEMA SIMPLIFIE D'UN AQUIFERE KARSTIQUE.....	98
FIGURE 2-34. GEOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE DU SYSTEME KARSTIQUE DE L'OUYSSSE.....	99
FIGURE 2-35. LE GOUFFRE DE POUMEYSSENS : UN ACCES DIRECT AU SYSTEME KARSTIQUE DE L'OUYSSSE.....	100
FIGURE 2-36. BALISE ELECTROMAGNETIQUE UTILISEE POUR LE REPERAGE DU CONDUIT KARSTIQUE.....	100
FIGURE 2-37. CARTOGRAPHIE DU CONDUIT KARSTIQUE REALISEE PAR LES PLONGEURS SPELEOLOGUES.....	101
FIGURE 3-1. EXEMPLE D'EQUIVALENCE SUR LE SITE DE GASSAN KOURNIE.....	104
FIGURE 3-2. EXEMPLES DE DOMAINES D'EQUIVALENCE	105
FIGURE 3-3. DOMAINE D'EQUIVALENCE DANS LE CAS D'AQUIFERES SUPERFICIEL ET PROFOND	106
FIGURE 3-4. DOMAINE D'EQUIVALENCE EN FONCTION DES CONDITIONS DE BRUIT ELECTROMAGNETIQUE.....	106
FIGURE 3-5. ESTIMATION DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE D'APRES L'INVERSION AUTOMATIQUE	107
FIGURE 3-6. COMPARAISON DES NIVEAUX PIEZOMETRIQUES ESTIMES PAR RMP ET MESURES DANS LES PUITES	108
FIGURE 3-7. ESTIMATION DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE EN PRESENCE D'UNE ZNS DETECTEE PAR RMP	110
FIGURE 3-8. MODELISATION DE LA TOPOGRAPHIE	111
FIGURE 3-9. EFFET DE LA PENTE SUR LE SIGNAL RMP	112
FIGURE 3-10. INVERSION D'UN MODELE EN NEGLIGEANT LA PENTE	113
FIGURE 3-11. DELIMITATION D'UN BASSIN VERSANT A MONTREUIL-SUR-EPTE	114
FIGURE 3-12. CONTRIBUTION DE L'EAU EN FONCTION DE SA DISTANCE AU CENTRE DE LA BOUCLE	115
FIGURE 3-13. FORME DU VOLUME INVESTIGUE PAR UNE BOUCLE RMP	115
FIGURE 3-14. MODELISATION D'UN PROFIL RMP AU DESSUS D'UNE LIMITE FRANCHE.....	116
FIGURE 3-15. MODELISATION D'UN PROFIL RMP AU DESSUS D'UNE LIMITE PROGRESSIVE	116
FIGURE 3-16. RESULTAT D'UNE INVERSION 1D (EN HAUT) ET 2D (EN BAS) SUR LE SITE DE MOOLE HOLE EN INDE.....	117
FIGURE 3-17. SCHEMA SIMPLIFIE D'UN CONDUIT KARSTIQUE ET CARACTERISTIQUES RMP	118
FIGURE 4-1. GEOLOGIE ET MESURES PAR RESONANCE MAGNETIQUE A MARCILLY-EN-VILLETTE	153
FIGURE 4-2. GEOLOGIE ET MESURES PAR RESONANCE MAGNETIQUE A WARLOY-BAILLON.....	153
FIGURE 4-3. TEMPS DE RELAXATION SUR 4 ECHANTILLONS DE MARCILLY	155
FIGURE 4-4. IRM DE 4 ECHANTILLONS DE MARCILLY ET D'UN FRAGMENT DE CRAIE	155
FIGURE 4-5. INCERTITUDE SUR LA MESURE DU SIGNAL RMP LIEE AU BRUIT ELECTROMAGNETIQUE	157
FIGURE 4-6. INCERTITUDE SUR LA MESURE DU SIGNAL RMP LIEE A L'EXTRAPOLATION PENDANT LE TEMPS MORT INSTRUMENTAL	158
FIGURE 4-7. EFFET DE LA TEMPERATURE SUR LE SIGNAL RMP.....	158

FIGURE 4-8. PRINCIPE D'INVERSION CONTRAINTE D'APRES L'EXEMPLE DU SITE DE GASSAN KOURNIE	160
FIGURE 4-9. COMPARAISON DES METHODES D'INVERSION CONTRAINTE	161
FIGURE 4-10. TENEUR EN EAU RMP ET POROSITE CALCULEE PAR LA FORMULE DE BRETJINSKI	163
FIGURE 4-11. TRANSMISSIVITES MESUREES PAR RMP ET PAR ESSAI DE POMPAGE	164
FIGURE 4-12. COMPARAISON DES COEFFICIENTS DE CALIBRATION Cp DANS DIFFERENTS CONTEXTES	165
FIGURE 4-13. PARAMETRES DU MODELE DU BASSIN DU KORI DE DANTIANDOU	167
FIGURE 4-14. COMPARAISON DES PARAMETRES DE LA MODELISATION ET DES RESULTATS RMP	168
FIGURE 4-15. INCERTITUDE SUR LA LIMITE A FLUX NUL	169
FIGURE 4-16. RELATION ENTRE TEMPS DE RELAXATION ET SATURATION SUR TROIS ECHANTILLONS DE MARCILLY	170
FIGURE 4-17. COMPARAISON D'UNE POROSIMETRIE MERCURE ET D'UNE COURBE CUMULATIVE DE T2	171
FIGURE 4-18. COURBE DE RETENTION DANS LA CRAIE	172
FIGURE 4-19. MESURES DE TENEUR EN EAU SUR LES ECHANTILLONS DE WARLOY-BAILLON	173
FIGURE 4-20. TEMPS DE RELAXATION T ₂ MESURES SUR LES ECHANTILLONS DE WARLOY-BAILLON	174
FIGURE 4-21. VARIATION DE LA SATURATION ET DES TEMPS DE RELAXATION AVEC LA PRESSION CAPILLAIRE	175
FIGURE 4-22. SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE MASSIQUE ET TEMPS DE RELAXATION T2 EN FONCTION DE LA PROFONDEUR SUR LE FORAGE P4	176
FIGURE 4-23. SURFACE SPECIFIQUE ET SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE MASSIQUE EN FONCTION DU T2 SUR DES ECHANTILLONS DU FORAGE P4	176
FIGURE 4-24. PROFIL DE TENEUR EN EAU RMP ET DE TEMPS DE RELAXATION A WARLOY-BAILLON	177
FIGURE 4-25. EFFET DE L'AUGMENTATION DU T2* SUR LA TENEUR EN EAU RMP	178
FIGURE 4-26. MONITORING RMP A WARLOY-BAILLON NORD ENTRE OCTOBRE 2002 ET AOUT 2003	179

Liste des Tableaux

TABLEAU 1-1. EXEMPLE DE CARACTERISTIQUES GEOPHYSIQUES DANS DIFFERENTS MILIEUX POREUX.....	57
TABLEAU 2-1. CALENDRIER DES MESURES GEOPHYSIQUES A MARCILLY	61
TABLEAU 2-2. CALENDRIER DES POMPAGES DANS L'AQUIFERE INTERMEDIAIRE DE LA ZONE A	69
TABLEAU 2-3. CARACTERISTIQUES DES SONDAGES RMP AU NIGER.....	80
TABLEAU 2-4. MESURES EFFECTUEES LORS DES SONDAGES TDEM	83
TABLEAU 2-5. CARACTERISTIQUES DES ARGILES GRISES D'APRES LES MESURES TDEM AU NIGER	84
TABLEAU 2-6. CARACTERISTIQUES DES POMPAGES REALISES EN NOVEMBRE 2006 AU NIGER.....	86
TABLEAU 2-7. CARACTERISTIQUES DES SONDAGES RMP REALISES A WARLOY-BAILLON.....	96
TABLEAU 3-1. PRECISION OBTENUE SUR L'ESTIMATION DU NIVEAU PIEZOMETRIQUE EN UTILISANT DIFFERENTES METHODES D'INVERSION	109
TABLEAU 3-2. RESULTATS DES INVERSIONS PRESENTEES SUR LA FIGURE 3-10	113
TABLEAU 4-1. TEMPS DE RELAXATION EN FONCTION DU CHAMP MAGNETIQUE UTILISE ET DE LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE MASSIQUE	156
TABLEAU 4-2. COEFFICIENT DE CORRELATION ET ECART RELATIF MOYEN DE LA FIGURE 4-12	165

Notations

Avertissement : Les communautés hydrogéologique et géophysique utilisant parfois les mêmes symboles pour désigner des grandeurs différentes (la lettre « ρ » par exemple peut représenter suivant le contexte une masse volumique, une résistivité ou une relaxivité), la nomenclature utilisée dans ce manuscrit a été choisie pour éviter au maximum les confusions tout en conservant certains standards.

<i>Abréviation</i>	Grandeur	Unité	<i>Domaine d'utilisation</i>
B	Champ magnétique (<i>grandeur vectorielle</i>)		<i>Géophysique</i>
B_o	Champ magnétique statique	T	<i>Géophysique</i>
C_p	Coefficient de calibration de la perméabilité RMP	-	<i>Géophysique</i>
$e(t)$	Force électromotrice dans une bobine	V	<i>Géophysique</i>
E_o	Amplitude initiale du signal	nV	<i>Géophysique</i>
F	Facteur de formation	-	<i>Géophysique</i>
f_o	Fréquence de Larmor	Hz	<i>Géophysique</i>
g	Accélération de la pesanteur	$m^2.s^{-1}$	<i>Tous</i>
h	Charge hydraulique	m	<i>Hydrogéologie</i>
\hbar	Constante de Planck	J.s	<i>Géophysique</i>
I	Intensité du courant électrique	A	<i>Géophysique</i>
K	Coefficient de perméabilité	$m.s^{-1}$	<i>Hydrogéologie</i>
k	Perméabilité intrinsèque Constante de Boltzmann	m^2 (ou Darcy) $J.K^{-1}$	<i>Hydrogéologie</i> <i>Géophysique</i>
m	Masse	kg	<i>Tous</i>
M_o	Magnétisation des protons	$A.m^{-1}$	<i>Géophysique</i>
n	Porosité totale	%	<i>Tous</i>
n_e	Porosité cinématique	%	<i>Hydrogéologie</i>
Q	Débit d'un pompage	$m^3.s^{-1}$	<i>Hydrogéologie</i>
q	Moment de l'impulsion	A.ms	<i>Géophysique</i>
r	Distance au forage	m	<i>Hydrogéologie</i>
RMS	Erreur quadratique (<i>Root Mean Square</i>)		<i>Géophysique</i>
S	Coefficient d'emmagasinement	%	<i>Hydrogéologie</i>

S_p	Surface spécifique	$m^2.m^{-3}$	<i>Tous</i>
S_t	Saturation	%	<i>Tous</i>
S_y	Porosité de drainage	%	<i>Hydrogéologie</i>
t	Temps	s	<i>Tous</i>
T	Transmissivité	$m^2.s^{-1}$	<i>Hydrogéologie</i>
T_1, T_2, T_2^*	Temps de relaxation	ms	<i>Géophysique</i>
T_{RMP}	Transmissivité RMP	$m^2.s^{-1}$	<i>Géophysique</i>
U	Différentiel de potentiel électrique	V	<i>Géophysique</i>
V	Volume	m^3	<i>Tous</i>
VER	Volume élémentaire représentatif	m^3	<i>Hydrogéologie</i>
W	Fonction de Theis		<i>Hydrogéologie</i>
w	Teneur en eau pondérale	%	<i>Hydrogéologie</i>
w_{RMP}	Teneur en eau RMP	%	<i>Géophysique</i>
β_b, β_s, α	Coefficient de compressibilité du liquide, du solide et du milieu poreux	Pa^{-1}	<i>Hydrogéologie</i>
γ	Facteur gyromagnétique	$Hz.T^{-1}$	<i>Géophysique</i>
θ	Teneur en eau volumique (ou température si précisé)	%	<i>Tous</i>
μ	Moment magnétique Viscosité dynamique	$J.T^{-1}$ $Pa.s$	<i>Géophysique</i> <i>Hydrogéologie</i>
ρ_1, ρ_2	Relaxivité de surface	$\mu m.s^{-1}$	<i>Géophysique</i>
ρ_a	Résistivité apparente	$\Omega.m$	<i>Géophysique</i>
ρ_{ech}, ρ_d	Masse volumique d'un échantillon humide et sec	$kg.m^{-3}$	<i>Hydrogéologie</i>
ρ_r	Résistivité de la roche	$\Omega.m$	<i>Géophysique</i>
ρ_w	Masse volumique de l'eau Résistivité de l'eau	$kg.m^{-3}$ $\Omega.m$	<i>Hydrogéologie</i> <i>Géophysique</i>
φ_o	Phase	$^\circ$ ou rad.	<i>Géophysique</i>
ω	Fréquence angulaire de l'impulsion	Hz	<i>Géophysique</i>
ω_o	Fréquence angulaire de Larmor	Hz	<i>Géophysique</i>

Introduction

Contexte scientifique

La connaissance de la géométrie et des propriétés hydrodynamiques des milieux géologiques constitue un élément clef pour la compréhension du fonctionnement hydrologique des systèmes aquifères et, en particulier, pour la détermination de leurs modalités d'exploitation, de gestion et de protection durables. En hydrogéologie, cette connaissance est principalement recherchée en subsurface, au sein des aquifères les plus exploités et ayant le plus d'interactions avec les autres compartiments hydrologiques (sols, eaux de surface, zones humides, etc.). L'échelle d'étude est décamétrique à hectométrique (celle du futur forage d'exploitation, de la maille du modèle hydrogéologique, etc.). Le moyen utilisé communément est l'essai de pompage réalisé au sein de forages complétés dans les cas favorables de piézomètres d'observation. Les coûts de réalisation de forages (et de piézomètres) et a fortiori de pompages d'essai sont élevés. Ils ne permettent en général pas de multiplier les observations et de prendre ainsi en considération les hétérogénéités du milieu et les variations spatiales de ses propriétés hydrodynamiques. Dans ce cadre, la mise en œuvre de méthodes géophysiques constitue un atout important tant pour diminuer le coût des études hydrogéologiques que pour améliorer leur efficacité et la précision des résultats qui en sont tirés.

Les méthodes géophysiques non-destructives mises en œuvre à partir de la surface, dont entre autres les panneaux électriques en courant continu ou les sondages TDEM (Time Domain ElectroMagnetic), sont maintenant couramment utilisées pour caractériser la géométrie des différents compartiments du proche sous-sol. Ces méthodes permettent une estimation de la porosité en utilisant la loi empirique d'Archie (Archie, 1942). Cependant, le paramètre physique obtenu après inversion, la résistivité électrique, n'est pas lié de façon univoque à la présence d'eau souterraine, la profondeur du niveau piézométrique ou aux propriétés hydrodynamiques des aquifères. A contrario, le phénomène de Résonance Magnétique des Protons (RMP) est directement lié à la présence d'eau au sein du milieu : il s'agit de mesurer le signal ré-émis par l'eau souterraine après excitation par un champ électromagnétique à la fréquence spécifique de résonance des protons (dite fréquence de Larmor). C'est pourquoi les sondages RMP constituent une méthode sélective pour

détecter directement la présence d'eau dans le sous-sol. La simple existence d'un signal, détectable par le matériel, renseigne donc sur la présence d'eau. Plus précisément, la mesure de l'amplitude du signal RMP permet de localiser les aquifères et d'évaluer la porosité du milieu. La mesure du temps de relaxation du signal offre une possibilité d'estimation de la taille moyenne des pores. Enfin, il est possible de relier les paramètres du signal RMP à une estimation de la perméabilité en adaptant les relations empiriques reliant la perméabilité à la porosité comme par exemple la relation de Kozeny-Carman (Schafmeister, 2006) ou les corrélations empiriques connues dans le domaine pétrolier où la méthode RMN (Résonance Magnétique Nucléaire), basée sur le même principe physique que la méthode RMP est utilisée depuis longtemps comme un outil de diaggraphie en forage. Cette remarquable capacité de la méthode ouvre la perspective de caractérisation des aquifères en réalisant un nombre limité de forages d'étalonnage.

La méthode de sondage RMP a été développée dans les années 70 en Russie. En 1996, le premier instrument commercialisé est arrivé sur le marché et a permis à la méthode de prendre son essor. Jusqu'en 1998 la vérification hydrogéologique se faisait de manière qualitative en comparant les résultats avec des logs de forage et/ou des résultats d'autres méthodes géophysiques. Depuis 1998, de nombreuses études RMP ont été effectuées de manière plus quantitative avec une validation hydrogéologique. La méthode connaît actuellement un intérêt croissant de la part de la communauté hydrogéologique.

Cependant, les équations pour calculer les propriétés hydrodynamiques du milieu à partir des mesures RMP ont un caractère empirique et par conséquent la précision des résultats dépend entre autre du contexte géologique et de la procédure de calibration.

Problématique

L'objectif général de cette thèse est de préciser la fiabilité et la précision que l'on peut obtenir sur les propriétés hydrodynamiques déduites des sondages RMP et de proposer des solutions pour améliorer cette précision. Trois propriétés hydrodynamiques sont plus particulièrement recherchées :

- La **géométrie**. Si les sondages RMP permettent de définir la géométrie des aquifères continus par une approche 1D, la résolution obtenue va dépendre de plusieurs facteurs qu'il faut déterminer. D'autre part, l'étude des aquifères discontinus tels que

les aquifères karstiques nécessite une approche tridimensionnelle. Une nouvelle méthodologie d'acquisition et d'interprétation des données est donc nécessaire.

- La **porosité**. S'il apparaît que la « teneur en eau RMP » est proche de la porosité cinématique utilisée en hydrogéologie (c.f. Lubczynski et Roy, 2003 et 2004 ; Lachassagne et *al.*, 2005), les principes physiques de la discrimination par la mesure RMP des différents types d'eau (eau liée, eau capillaire, eau gravitaire) ne sont pas encore clairement compris et exprimés. Par ailleurs, dans certains contextes géologiques, la méthode RMP est susceptible de mesurer des teneurs en eau au sein de la zone non saturée. Cela ouvre des perspectives très intéressantes, en particulier pour la compréhension du fonctionnement et la surveillance de la zone non saturée (ZNS).
- La **transmissivité**. Si des corrélations empiriques ont pu être mises en évidence entre perméabilité ou transmissivité et paramètres RMP, il reste à vérifier leur robustesse dans différents contextes géologiques.

L'objectif subsidiaire de la thèse est de développer une procédure d'intégration de données géophysiques (sondages RMP et méthodes électriques/électromagnétiques) dans la modélisation hydrodynamique d'un bassin versant.

Méthode appliquée

La méthode utilisée pour répondre à cette problématique consiste à :

- Utiliser la modélisation numérique pour étudier les limites de la méthode RMP selon le contexte géologique et l'objet étudié ;
- Caractériser par sondages RMP des aquifères déjà étudiés avec une ou plusieurs méthode(s) hydrogéologique(s) traditionnelle(s) et avec d'autre(s) méthode(s) géophysique(s) ;
- Mesurer les paramètres RMP sur des échantillons en laboratoire en utilisant le même principe physique (le phénomène de la résonance magnétique des protons) et avec des paramètres hydriques contrôlés ;
- Comparer les résultats obtenus avec différentes méthodes de mesure et à différentes échelles afin de mieux comprendre et quantifier les paramètres physiques et hydrodynamiques qui influencent le signal RMP.

Financement et collaborations scientifiques

Cette thèse a été financée et encadrée par le BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières), l'IRD (Institut de Recherches pour le Développement), le laboratoire de l'ISTO (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans) et la société IRIS-Instruments dans le cadre d'une convention CIFRE. Outre les programmes de recherche et développement de ces organismes, les expérimentations ont bénéficié de l'apport financier de projets nationaux et internationaux, à savoir :

- les projets METREAU, HYKAR et WATERSCAN dans le cadre du programme ECCO-PNRH pour l'étude des aquifères karstiques, les mesures sur échantillons et la mise en place d'un site test à Marcilly-en-Villette ;
- le projet FLOOD1 dans le cadre du programme de coopération transfrontalière franco-britannique INTERREG III A pour l'étude de la zone non saturée en contexte crayeux ;
- le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) pour les mesures au Niger.

La participation à ces différents projets a été l'occasion d'échanges avec les différents partenaires nationaux et internationaux, en particulier avec l'UMR Sisyphe de l'Université Paris 6, l'UMR HydroSciences Montpellier, avec le BGS (British Geological Survey) et l'Université de Brighton, avec le département de ressource en eau du ministère nigérien de l'Hydraulique, de l'Environnement et de la Lutte contre la Désertification et avec le département Géologie de l'Université Abdou Moumouni de Niamey.

Les mesures sur échantillons ont été rendues possibles grâce à une collaboration avec le département de géophysique appliquée de l'Université Technique de Berlin (TUB) et avec le laboratoire RMSB (Résonance Magnétique des Systèmes Biologiques) de l'Université de Bordeaux 2.

Organisation du document

Le manuscrit s'articule en quatre chapitres. Le premier chapitre rappelle les méthodes utilisées pour caractériser les propriétés hydrodynamiques d'un milieu poreux dont en particulier différentes méthodes géophysiques. La méthode de Résonance Magnétique des Protons (RMP) y est détaillée. Le deuxième chapitre présente les principaux résultats expérimentaux. Les contextes hydrogéologiques des différents sites de mesure et les expérimentations réalisées y sont décrits.

Les deux derniers chapitres examinent la précision que l'on peut obtenir avec la méthode RMP dans différents aquifères (continus et discontinus) pour caractériser la géométrie (troisième chapitre) et les paramètres hydrodynamiques (quatrième chapitre) tels que la capacité de stockage d'eau et la transmissivité. Les limites de la méthode RMP sont discutées et des solutions pour améliorer sa précision sont proposées.

Chapitre 1

Propriétés hydrodynamiques et méthodes de mesure

L'objectif de la thèse est d'estimer la précision que l'on peut obtenir sur les propriétés hydrodynamiques déduites des sondages RMP. Dans ce chapitre les principales caractéristiques hydrogéologiques recherchées sont présentées. Les méthodes qui sont couramment utilisées pour estimer ces caractéristiques (dont notamment les méthodes géophysiques électriques et électromagnétiques) sont rappelées. La méthode des sondages RMP ainsi que des méthodes de laboratoires utilisant le même principe physique sont ensuite détaillées.

1.1. Caractéristiques hydrogéologiques des aquifères

1.1.1. *Rappels de base*

- **Caractéristiques géométriques**

Dans le dictionnaire français de l'hydrologie, Margat définit un aquifère comme un « corps (couche, massif) de roches perméables à l'eau, à substrat et parfois à couverture de roches moins perméables, comportant une zone saturée et conduisant suffisamment l'eau pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables. L'aquifère est l'ensemble du milieu solide (contenant) et de l'eau contenue. En fonction de son taux de remplissage un aquifère peut comporter une zone non saturée. » (<http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/FRDIC/DICAQUIF.HTM>). Par opposition, un aquiclude (ou aquitard) est un milieu saturé en eau peu ou pas perméable et dont on ne peut extraire économiquement des quantités d'eau appréciables.

Les aquifères peuvent être classés en fonction de :

- Leur géologie (Figure 1-1). On distingue alors :

- ❖ les **aquifères continus** formés par un milieu poreux et ayant un volume élémentaire représentatif (VER) relativement petit (d'ordre métrique) ;
 - ❖ les **aquifères discontinus** formés soit par un milieu fissuré, soit par un réseau de cavité et conduit karstiques. Dans le cas d'aquifère discontinu fissuré, le VER est d'ordre décimétrique à hectométrique, voire plus grand. Dans le cas d'aquifère karstique, il est impossible de définir un VER.
- Leurs conditions hydrodynamiques (Figure 1-2). On distingue alors :
- ❖ les **aquifères libres** qui comprennent une zone non saturée située au-dessus d'une zone saturée ;
 - ❖ les **aquifères captifs** qui sont surmontés par une formation peu ou pas perméable et qui ont une charge hydraulique supérieure à la cote du toit de la nappe.

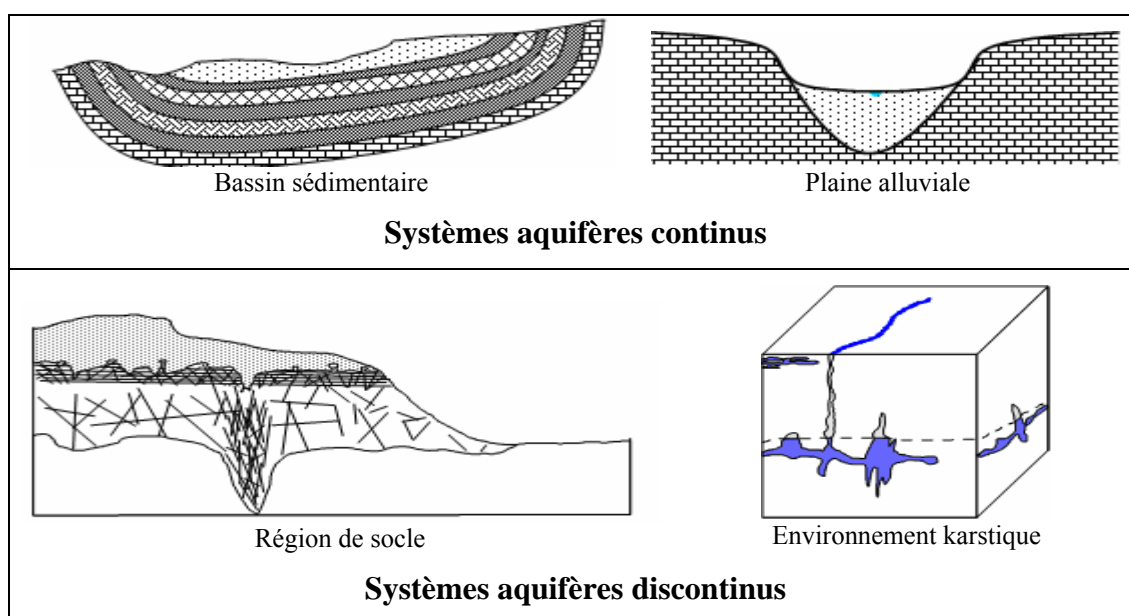


Figure 1-1. Exemples de systèmes aquifères en fonction de la géologie

• Propriétés de stockage

La plupart des roches et des sols contiennent naturellement un certain pourcentage d'espace vide qui peut être occupé par de l'eau ou d'autres fluides. Cette propriété s'appelle la porosité du milieu et s'exprime quantitativement comme le rapport entre volume des pores (interconnectés ou non) et le volume total du milieu :

$$n = \frac{V_{\text{pores}}}{V_{\text{total}}} \quad \text{Équation 1-1}$$

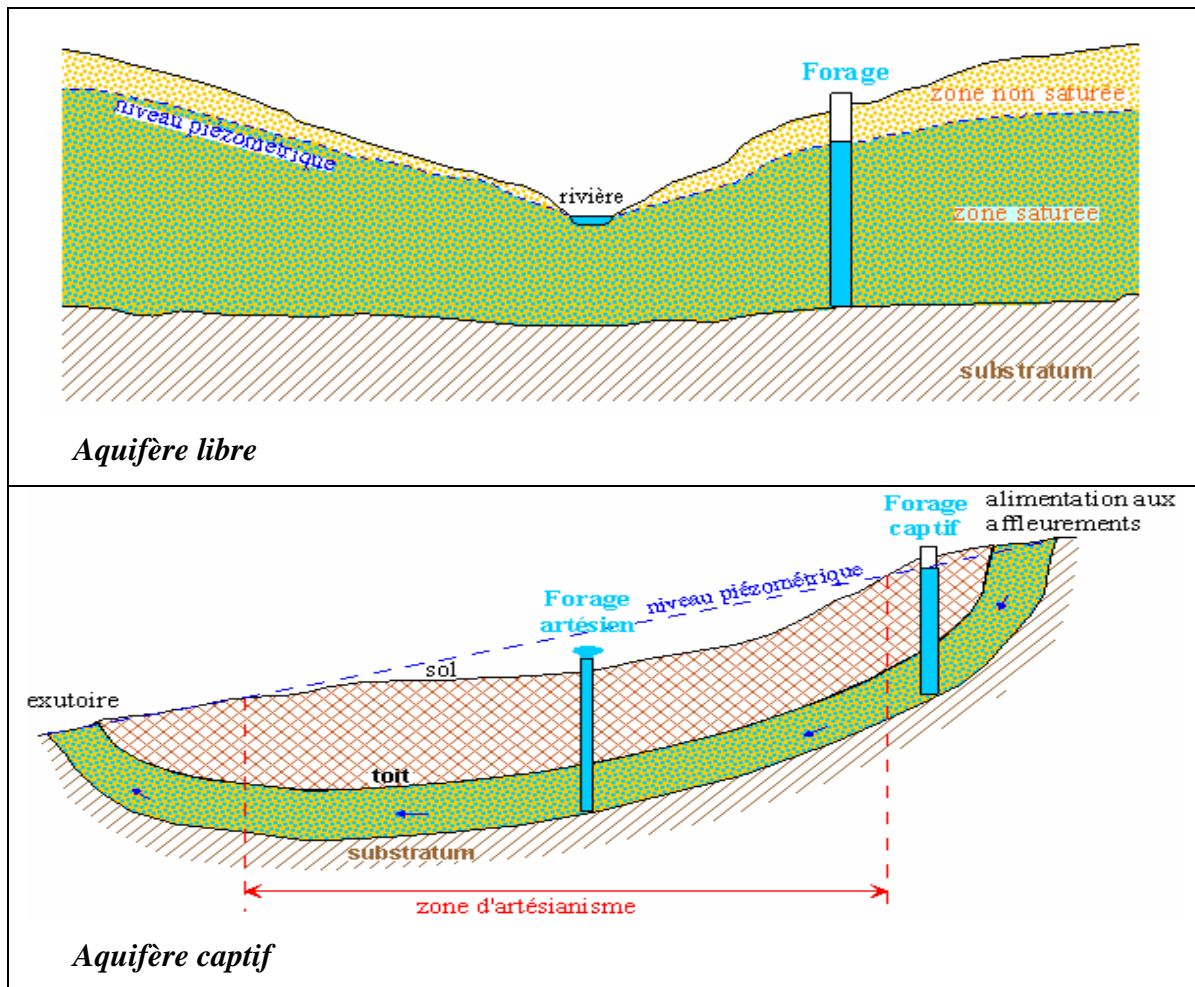


Figure 1-2. Exemple d'aquifère libre et captif

Cette propriété est donc sans dimension. Elle est équivalente à la teneur en eau lorsque le milieu est saturé. Les milieux naturels présentent plusieurs types de porosité en fonction du contexte géologique (Figure 1-3) : la porosité d'interstice (dans le cas des roches constitués de grains), la porosité de fissure, la porosité de fracture, la porosité karstique etc...

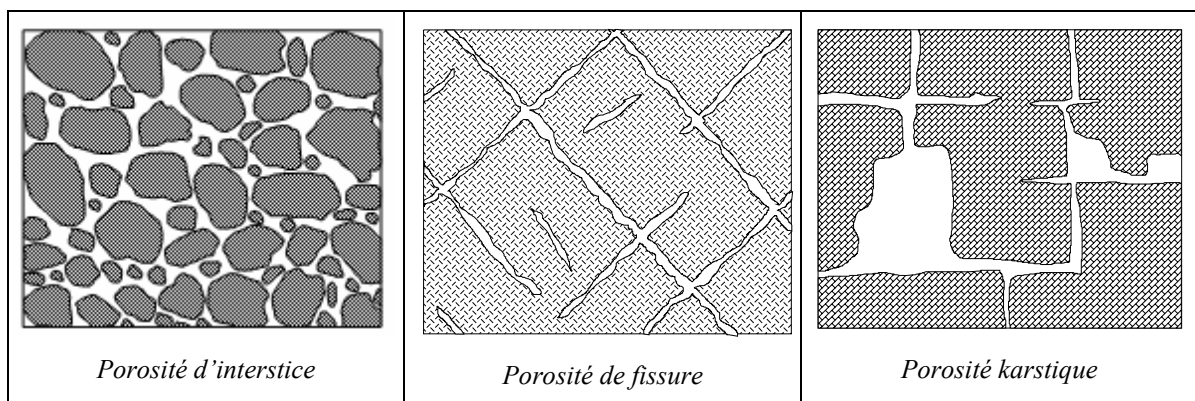


Figure 1-3. Exemples de différents types de porosité

A proximité des particules solides, l'eau subit des forces d'attraction moléculaire qui la rendent immobile. Ces forces décroissent avec la distance de la molécule d'eau à la paroi solide (Figure 1-4). Au delà de $0,5 \mu\text{m}$ ces forces d'attraction deviennent négligeables et l'eau est dite libre par opposition à l'eau liée qui est fixée au solide. Il est à noter que la limite à $0,5 \mu\text{m}$ est un peu arbitraire et varie d'un milieu à l'autre.

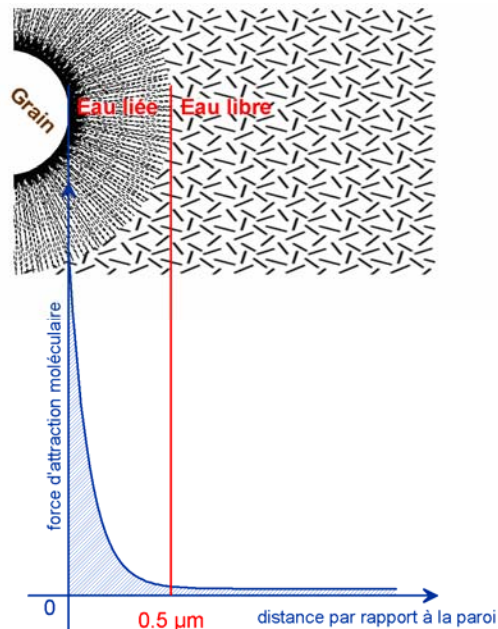


Figure 1-4. Structure d'une couche d'eau liée au contact d'une particule solide
(D'après de Marsily, 1981)

La proportion d'eau libre dépend de la surface spécifique définie par :

$$S_p = \frac{\text{surface totale des grains}}{\text{volume de l'échantillon}} \quad \text{Équation 1-2}$$

L'eau liée, attachée à la surface des grains, ne participe pas à l'écoulement de même que l'eau située dans des pores non connectés (porosité close) ou mal connectés (pores en cul-de-sac). On définit alors en milieu saturé une porosité cinématique (*effective porosity* en anglais) comme le rapport du volume d'eau qui peut circuler sur le volume total de roche (Figure 1-5). Cette porosité correspond en fait au rapport entre la vitesse moyenne de l'eau (mesurée par traçage par exemple) et la vitesse fictive déduite de la loi de Darcy :

$$n_e = \frac{\text{Volume d'eau qui peut circuler}}{\text{Volume total}} = \frac{\text{Vitesse de Darcy}}{\text{Vitesse de l'eau}} \quad \text{Équation 1-3}$$

Cette définition étant déjà liée à la notion de circulation des fluides, la porosité cinématique est une propriété dynamique.

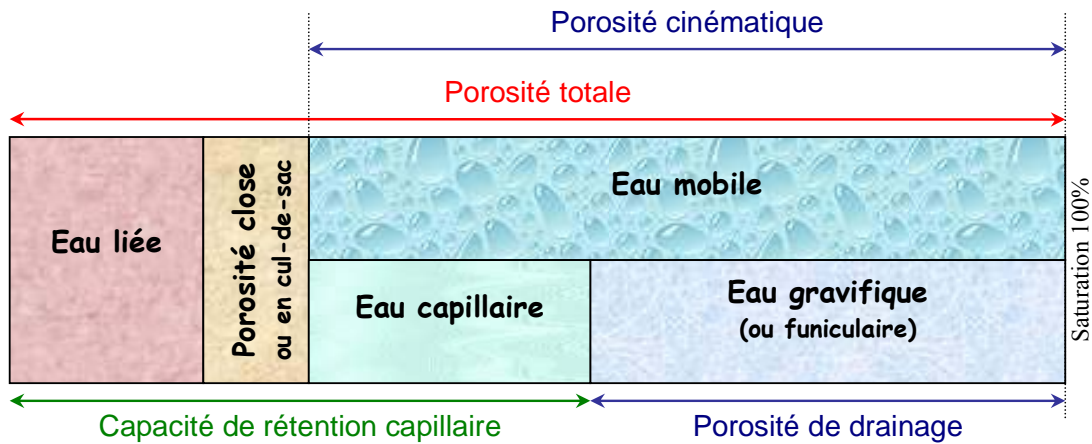


Figure 1-5. Porosités hydrogéologiques

(Modifiée d'après de Marsily, 1981 et d'après Lubczynski et Roy, 2003)

La capacité de stockage des aquifères est décrite par un paramètre d'emmagasinement qui consiste en une composante gravitationnelle et une composante élastique. Dans les aquifères libres, la composante élastique est négligeable. La capacité de stockage se mesure alors par la porosité de drainage (*specific yield* en anglais) (Figure 1-5) qui est le rapport entre le volume d'eau gravifique (c'est-à-dire qui est capable de circuler sous l'action de la gravité) et le volume total de roche :

$$S_y = \frac{\text{Volume d'eau qui peut être drainée}}{\text{Volume total}} \quad \text{Équation 1-4}$$

La fraction d'eau qui ne peut pas être drainée par gravité (eau liée et eau retenue par des forces de capillarité) s'appelle la capacité de rétention capillaire.

Dans le cas d'un aquifère confiné, la composante élastique n'est plus négligeable. L'eau et le milieu poreux peuvent se compresser sous l'effet de la charge hydraulique, augmentant ainsi la capacité de stockage. La possibilité de stocker de l'eau est alors définie par le coefficient d'emmagasinement :

$$S = \left[\rho_w \cdot g \cdot n \cdot \left(\beta_l - \beta_s + \frac{\alpha}{n} \right) \right] \cdot e \quad \text{Équation 1-5}$$

avec ρ_w la masse volumique de l'eau ; g l'accélération de la pesanteur ; n la porosité totale ; e l'épaisseur de l'aquifère ; β_l , β_s et α les coefficients de compressibilité respectivement du liquide, du solide et du milieu poreux. Le terme β_s est généralement négligé car très inférieur aux coefficients β_l et α (de l'ordre de 1/25 de β_l).

Dans le cas d'un aquifère libre, la zone non saturée (ZNS) située au dessus du niveau piézométrique constitue aussi une réserve d'eau. On y définit la teneur en eau volumique

$\theta = \frac{\text{Volume d'eau contenu}}{\text{Volume total}}$ qui peut varier entre 0 et la porosité totale n , et la saturation

$S_t = \frac{\text{Volume d'eau contenu}}{\text{Volume des pores}}$ qui peut varier entre 0 et 1.

Dans un milieu non saturé, trois phases sont présentes : l'eau, l'air et le solide. La pression de l'air est différente de la pression de l'eau. La différence entre la pression de l'air et la pression de l'eau s'appelle la pression capillaire et dépend de la saturation.

• Paramètres de flux

La circulation de l'eau au travers d'un milieu poreux est contrôlée par sa perméabilité et le gradient de charge, selon la loi de Darcy :

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{L} \quad \text{Équation 1-6}$$

Avec (Figure 1-6) :

- Q le débit s'écoulant à travers le massif poreux ;
- K la perméabilité du milieu poreux
- A la section du massif poreux
- Δh la perte de charge entre le sommet et la base du massif poreux
- L l'épaisseur du massif poreux

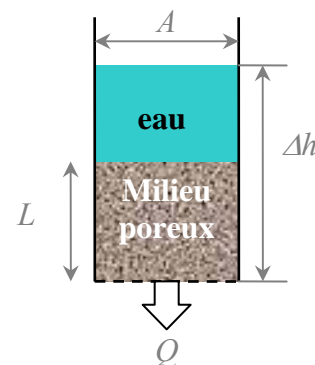


Figure 1-6. Expérience de Darcy

Le rapport $i = \frac{\Delta h}{L}$ est le gradient de charge (ou gradient hydraulique) et le rapport $U = \frac{Q}{A}$ est la vitesse de filtration (ou vitesse de Darcy).

Le coefficient de perméabilité (ou conductivité hydraulique) K utilisé par les hydrogéologues (et exprimé en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) dépend à la fois du milieu poreux et du fluide. Il varie en fonction inverse de la viscosité dynamique du fluide μ . Dans le domaine pétrolier, un autre paramètre est utilisé : la perméabilité intrinsèque k qui se rapporte au milieu

poreux uniquement. Le coefficient de perméabilité K et la perméabilité intrinsèque k sont reliés par l'équation :

$$K = \frac{k \cdot \rho_w \cdot g}{\mu} \quad \text{Équation 1-7}$$

où ρ_w est la masse volumique du fluide, g l'accélération de la pesanteur, et μ la viscosité dynamique du fluide.

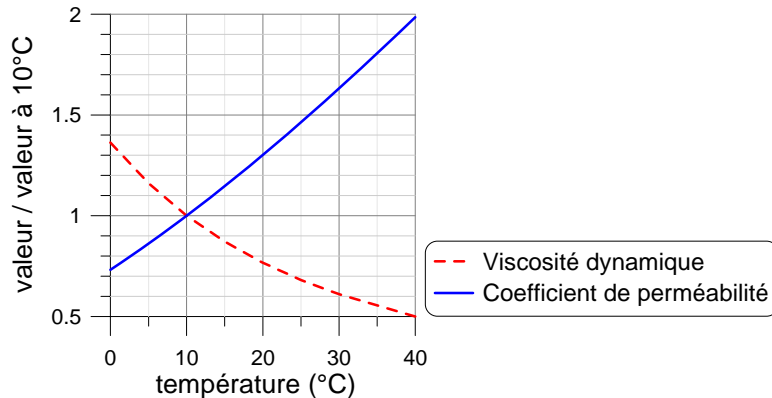


Figure 1-7. Variation de la viscosité et de la perméabilité avec la température
(D'après de Marsily, 1981)

Il est à noter que la viscosité de l'eau varie sensiblement avec la température (Figure 1-7). En conséquence, pour un milieu poreux donné le coefficient de perméabilité augmentera avec la température. Il faudra donc prendre des précautions pour comparer deux milieux situés dans des régions où les climats sont différents (par exemple climat tempéré et climat intertropical).

Les possibilités de circulation d'eau dans un aquifère ne dépendent pas seulement de sa perméabilité K et du gradient de charge, mais aussi de son épaisseur e . Le paramètre qui décrit le mieux les possibilités d'écoulement horizontal dans un aquifère est la transmissivité T qui s'exprime en $m^2 \cdot s^{-1}$ suivant :

$$T = \int K \cdot dz \quad \text{Équation 1-8}$$

Dans le cas où la perméabilité est la même sur toute l'épaisseur de l'aquifère, la relation se simplifie en $T = K \cdot e$.

La transmissivité permet de prévoir comment réagira le niveau piézométrique suite à un pompage puisque le débit spécifique (c'est-à-dire le débit par unité de rabattement) lui est directement proportionnel.

1.1.2. Méthodes d'estimation usuelles

- Mesures sur échantillons

La teneur en eau d'un échantillon peut être mesurée par pesée. Pour cela on mesure la teneur en eau pondérale w qui est le rapport entre la masse d'eau évaporée lors de l'étuvage (m_w) sur la masse des grains solides (m_d) :

$$w = \frac{m_w}{m_d} = \frac{m_h - m_d}{m_d} \quad \text{Équation 1-9}$$

La masse d'eau est estimée en calculant la différence de masse entre l'échantillon humide (m_h) et l'échantillon sec (m_d).

Pour passer de la teneur en eau pondérale à la teneur en eau volumique, il faut estimer la masse volumique de l'échantillon $\rho_{ech} = \frac{m_h}{V_{ech}}$.

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour mesurer le volume de l'échantillon, par exemple : une méthode géométrique si l'échantillon a une forme simple (cylindrique), ou une méthode par immersion dans l'eau, ou dans le mercure. Dans le cas d'une immersion dans l'eau, l'échantillon est pesé tel quel (m_h), est paraffiné et est de nouveau pesé (m_p) à l'air libre. Il est ensuite placé dans un panier suspendu à la balance et immergé dans l'eau pour une nouvelle pesée (m'_p). Le volume s'exprime alors de la façon suivante :

$$V_{ech} = \frac{m_p - m'_p}{\rho_w} = \frac{m_p - m_h}{\rho_p} \quad \text{Équation 1-10}$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau (prise égale à 1000 kg/m³ par convention) et ρ_p la masse volumique de la paraffine (égale à 880 kg/m³).

A partir de la densité de l'échantillon ρ_{ech} et de sa teneur en eau pondérale w , on peut en déduire la masse volumique « sèche » ρ_d puis la teneur en eau volumique θ :

$$\rho_d = \frac{m_d}{V_{ech}} = \frac{\rho_{ech}}{1 + w} \quad \text{Équation 1-11}$$

$$\theta = \frac{\rho_d}{\rho_w} \cdot w \quad \text{Équation 1-12}$$

En saturant l'échantillon sous vide, il est possible d'accéder à sa porosité en faisant une mesure de teneur en eau comme décrit précédemment. Cependant, la porosité ainsi estimée sera la porosité des vides connectés entre eux. Pour atteindre la porosité de tous les vides, même non connectés, il faut broyer l'échantillon.

La surface spécifique peut être mesurée par la méthode BET (du nom de ses auteurs Brunauer, Emmet, Teller ; Brunauer et al., 1938). Le principe de la méthode repose sur le fait que la condensation de l'azote gazeux (après refroidissement) provoque l'adsorption de quelques molécules d'azote autour de la surface du matériel, modifiant ainsi le volume et la pression de l'azote gazeux.

La perméabilité K d'un échantillon peut se mesurer avec un perméamètre. Il existe deux types de perméamètre : les perméamètres à charge constante pour mesurer des perméabilités supérieures à 10^{-5} m/s et les perméamètres à charge variable (Figure 1-8) pour les perméabilités inférieures à 10^{-5} m/s. En général, les mesures de perméabilités effectuées en laboratoire sont assez différentes des valeurs obtenues in situ, car la perméabilité est tellement variable dans l'espace, que la mesure sur échantillon n'est pas représentative.

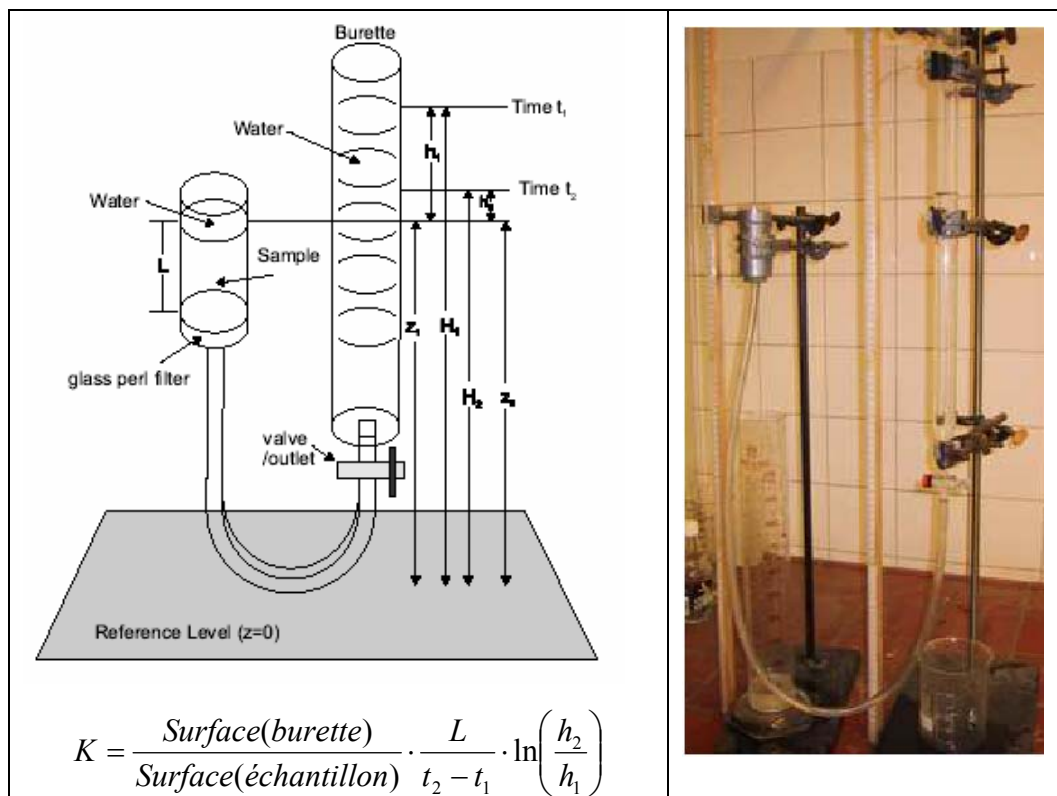


Figure 1-8. Perméamètre à charge variable.

A gauche : principe ; à droite : appareil. (D'après Kooman, 2003)

- **Essai de pompage**

Un essai de pompage consiste à suivre le rabattement pendant et après un pompage afin d'évaluer les paramètres de l'aquifère (Figure 1-9). Le rabattement est mesuré dans le puits de pompage et si possible dans un ou plusieurs piézomètres à proximité (Figure 1-10). Le débit pompé est contrôlé pendant toute la durée de l'essai.

L'évolution du rabattement en fonction du temps et du débit pompé permet d'estimer la transmissivité T en résolvant de façon analytique l'équation de la diffusivité (Équation 1-13). Si un piézomètre d'observation est suivi, alors le coefficient d'emmagasinement S peut aussi être estimé. Dans le cas contraire (c'est-à-dire si le niveau est suivi uniquement dans le puits de pompage), ce ne sera pas possible.

$$\nabla^2 h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S_{(y)}}{T} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{Q}{T} \quad \text{Équation 1-13}$$

Equation de la diffusivité où h est la charge hydraulique (en m), Q est le débit (en m³/s), t est le temps (en s), T est la transmissivité (en m²/s), $S_{(y)}$ est le coefficient d'emmagasinement (sans unité) dans le cas d'un aquifère captif et la porosité de drainage (sans unité) dans le cas d'un aquifère libre.

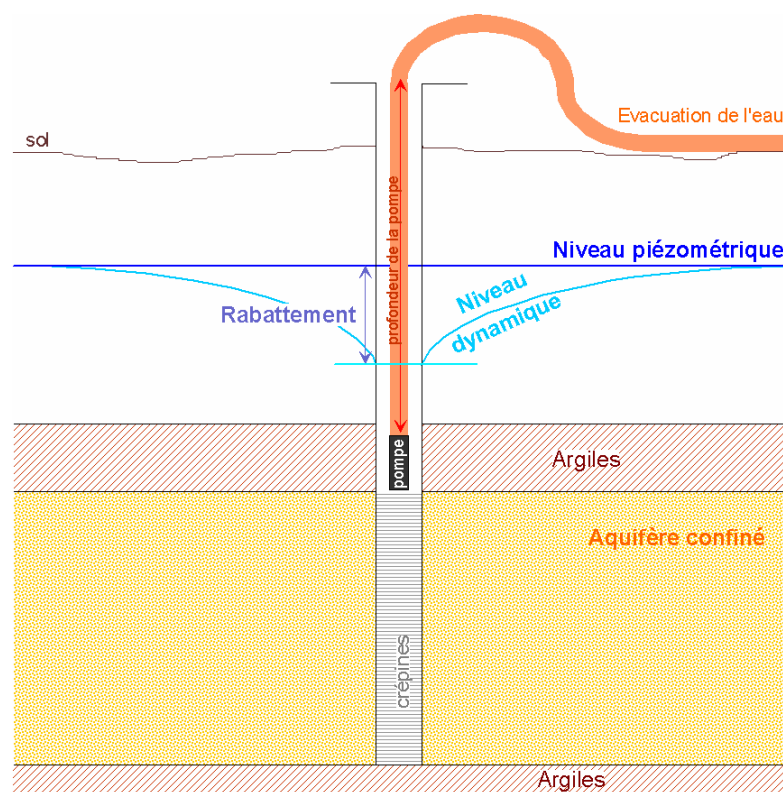


Figure 1-9. Schéma d'un essai de pompage dans un aquifère captif



Figure 1-10. Mise en œuvre d'un essai de pompage
(Photo prise sur le site de Marcilly-en-Villette en juin 2006)

Lorsque le pompage est effectué proche d'une limite imperméable ou bien d'une zone de réalimentation (une rivière par exemple), l'évolution du rabattement va être modifiée (Figure 1-11).

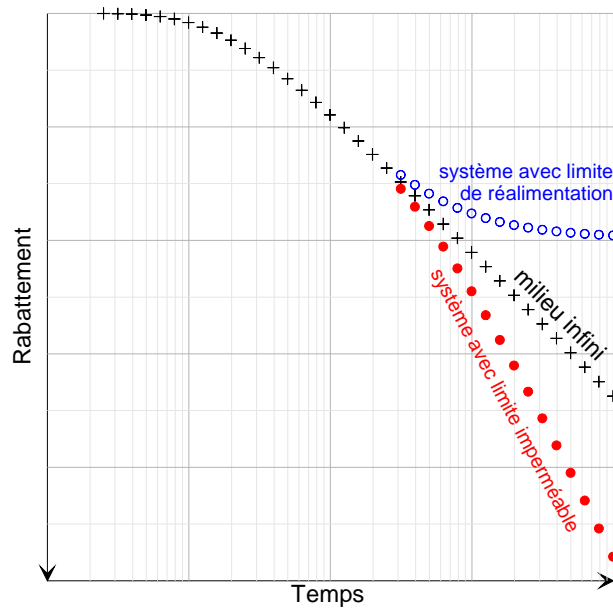


Figure 1-11. Exemples d'évolution théorique du rabattement pendant un pompage

Les méthodes d'interprétation des essais de pompage reposent en général sur la solution de Theis (1935). Cette solution s'écrit :

$$h(r,t) = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \quad \text{avec} \quad u = \frac{4Tt}{r^2 S_{(y)}} \quad \text{Équation 1-14}$$

où : Q est le débit (en m^3/s), t est le temps (en s), r est la distance entre le puits de pompage et le point de mesure (en m), T est la transmissivité (en m^2/s), $S_{(y)}$ est le coefficient d'emmagasinement (sans unité) dans le cas d'un aquifère captif et est la porosité de drainage (sans unité) dans le cas d'un aquifère libre.

La solution de Theis n'est valide que si les conditions suivantes sont respectées :

- le milieu poreux est homogène, isotrope et infini ;
- la transmissivité est constante, c'est-à-dire que soit la nappe est captive à épaisseur constante, soit la nappe libre est peu rabatue (rabattement / charge initiale < 25%) ;
- le puits capte toute la hauteur de l'aquifère et a un diamètre négligeable ;
- le débit est constant ;
- il n'y a aucun écoulement transitoire initial.

Si une ou plusieurs de ces conditions ne sont pas remplies des corrections peuvent être apportées. Le principe de superposition et la méthode des images permettent de prendre en compte les limites de l'aquifère (alimentée ou étanche), et les variations de débit.

Lorsque le puits n'a pas un diamètre négligeable, on commence par vider le puits avant de mobiliser l'eau de la formation. On observe alors un effet de retard des rabattements en début de pompage. Cet effet s'appelle « effet de capacité ». La solution de Papadopoulos et Cooper (1967) permet de le prendre en compte.

Neuman (1975) propose une solution prenant en compte le retard dans le drainage gravitaire de la zone non saturée dans le cas d'un aquifère libre. Cette solution permet aussi de corriger les effets liés à un puits incomplet (c'est-à-dire qui ne capte pas l'ensemble de la nappe), ou à un aquifère avec une anisotropie verticale-horizontale.

Les différents logiciels d'interprétation d'essais de pompage (par exemple le logiciel WinIsape développé par le BRGM ou le logiciel AquITest) permettent de faire toutes ces corrections le cas échéant.

1.2. Méthodes électriques et électromagnétiques

Les méthodes électriques et électromagnétiques sont les méthodes géophysiques les plus employées pour l'hydrogéologie. Elles permettent de déterminer la distribution verticale et horizontale des résistivités électriques dans le sous-sol.

1.2.1. Méthodes électriques à courant continu

- **Principe général**

Les méthodes électriques à courant continu sont basées sur la mesure de l'intensité (I) et de la différence de potentiel (U) existantes entre deux électrodes du dispositif de mesure après l'injection d'un courant dans le sol entre deux autres électrodes. Le rapport de ces deux grandeurs permet de calculer la résistivité apparente (ρ_a) :

$$\rho_a = K_{ABMN} \cdot \frac{U}{I} \quad \text{Équation 1-15}$$

où K_{ABMN} est un coefficient géométrique qui dépend de la disposition des électrodes d'injection (A et B) et de mesures (M et N).

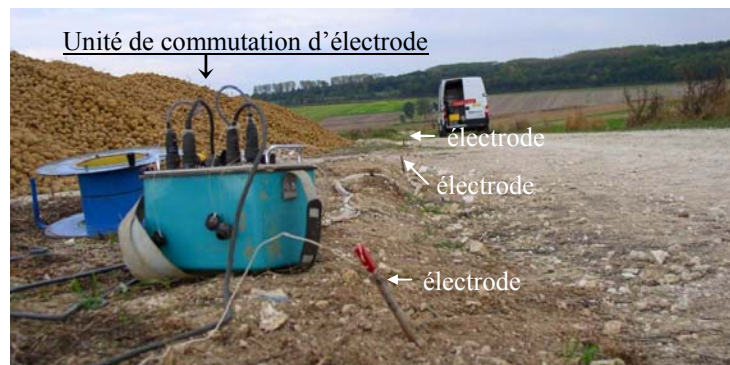


Figure 1-12. Dispositif multi-électrodes sur le terrain

(Photo prise dans la Somme sur le site de Warloy-Baillon en octobre 2005)

On distingue trois types de technique : les sondages électriques verticaux, les traînés électriques et les panneaux électriques. Les panneaux électriques réalisent à la fois une investigation en profondeur comme les sondages électriques et une investigation en profil comme les traînés électriques. Des procédures d'acquisition, des équipements spécifiques (Figure 1-12) commandés par microprocesseur et des logiciels d'interprétation ont été mis au point pour réduire les difficultés et les coûts de mise en œuvre des panneaux électriques.

La profondeur d'investigation de ces méthodes augmente avec les dimensions du dispositif d'électrodes. Pour les sondages et panneaux, la résolution décroît avec la profondeur. Un terrain superficiel conducteur est généralement un inconvénient qui limite la profondeur d'investigation et la résolution : il oblige à fortement augmenter la longueur de dispositif et l'intensité du courant injecté pour obtenir un résultat comparable à celui obtenu sur un terrain superficiel résistant.

• Procédures d'acquisition des mesures de panneaux électriques

Pour réaliser un panneau électrique, un ensemble d'électrodes est disposé le long d'un profil rectiligne avec un espacement régulier « a ». La tension est mesurée pour différentes combinaisons d'émetteur (AB) et de récepteur (MN). Par convention, les mesures sont présentées sous forme de coupes dont l'axe des abscisses correspond à la position le long du profil, et l'axe des ordonnées correspond au rang « n » qui caractérise la distance entre les parties émettrice et réceptrice du dispositif. Le rang est une fonction de la profondeur (pseudo-profondeur) et les coupes obtenues sont appelées pseudo-coupe de résistivité apparente.

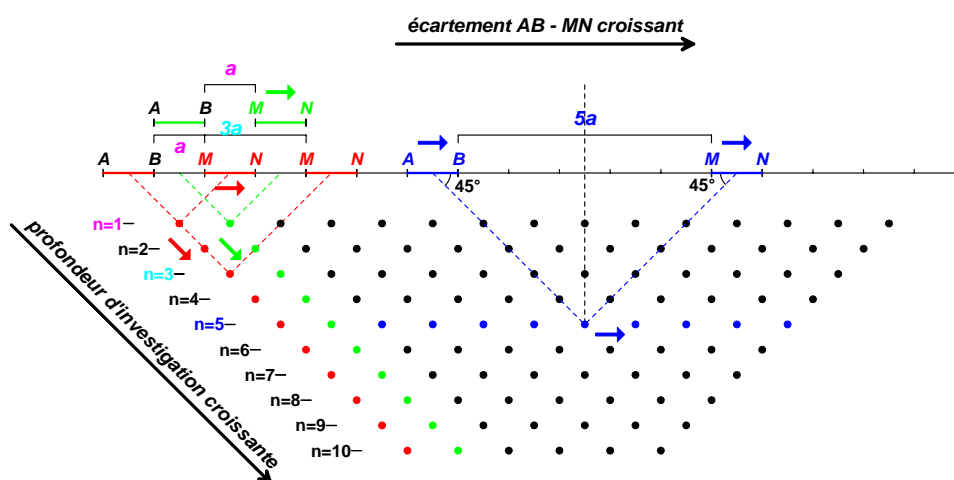


Figure 1-13. Schéma d'acquisition d'un panneau électrique et d'une pseudo-coupe Cas du dispositif dipôle-dipôle (les points sont les lieux de représentation des mesures)

Différentes configurations d'électrodes émettrices et réceptrices peuvent être utilisées : pôle-pôle, pôle-dipôle, dipôle-dipôle, Wenner etc... Les avantages et inconvénients de ces différentes configurations en fonction du contexte géologique et des conditions de mesures sont discutés dans Dahlin et Zhou (2004). Le choix de la configuration se fait en fonction de la profondeur d'investigation et de la résolution recherchée. En général les configurations à plus grande profondeur d'investigation ont une moins bonne résolution et

inversement. L'utilisation de plusieurs configurations de mesures avec différents espacements d'électrodes permet donc d'améliorer l'information sur la distribution des résistivités.

- **Inversion des données**

Les pseudo-coupes sont interprétées par inversion de la résistivité apparente. En configuration par éléments finis, la topographie le long des profils peut être prise en compte et modélisée (avec le logiciel RES2DINV par exemple). Les résultats de l'inversion sont présentés sous forme de coupe en profondeur de résistivité interprétée.

Quelles que soient les performances des algorithmes d'inversion, en l'absence d'étalonnage les paramètres fournis par l'inversion ne sont pas définis de manière univoque : il y a plusieurs solutions satisfaisant au même jeu de données. Cette indétermination appelée équivalence ne peut être évaluée qu'en testant différentes solutions ou en contraignant l'inversion au moyen de paramètres (résistivités, épaisseurs, profondeurs) obtenus par d'autres moyens (diagraphies, forages...).

1.2.2. Méthode des sondages TDEM

- **Principe général**

La méthode électromagnétique TDEM (Time Domain Electro-Magnetism) utilise le phénomène de diffusion d'un champ électromagnétique transitoire. Un courant de haute intensité est émis dans une boucle émettrice posée à la surface du sol : il crée un champ magnétique primaire. Ce courant est interrompu brutalement à intervalle régulier. Selon la loi de Faraday, des courants induits apparaissent dans le sous-sol après la coupure. Ces courants induits produisent un champ magnétique secondaire dont les variations (dB/dt) peuvent être enregistrées grâce à une boucle réceptrice qui peut être la même boucle que la boucle émettrice (dispositif coïncident) ou qui peut être une boucle plus petite placée soit au centre de la boucle d'émission (dispositif central), soit écartée du centre (dispositif offset). Le champ secondaire est décroissant dans le temps. Plus le temps considéré est grand, plus l'information obtenue est profonde. L'étude de la forme de sa décroissance se traduit par une courbe de sondage reliant la résistivité apparente (en ordonnée) au temps (en abscisse) de façon analogue aux sondages électriques à courant continu. La profondeur d'investigation maximale est liée à la taille de la boucle émettrice.

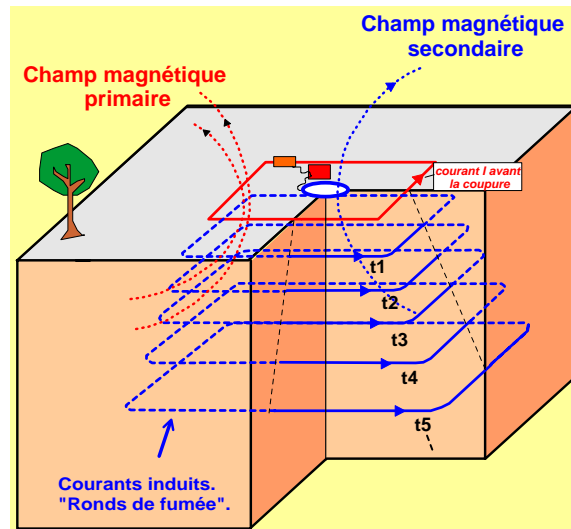


Figure 1-14. Principe du sondage TDEM

- **Traitement des données**

La courbe de résistivité apparente en fonction du temps est étudiée et inversée pour reconstituer la variation de la résistivité en fonction de la profondeur (Figure 1-15), en faisant l'hypothèse d'un terrain stratifié horizontalement (situation 1D). Le modèle de résistivité/profondeur est soumis à des règles d'équivalence (analogue à celles connues pour l'électrique) ce qui fait qu'une interprétation n'est jamais unique. La méthode TDEM est très sensible aux terrains conducteurs et à la position de leur toit. En revanche, les terrains résistants (supérieurs à $500 \Omega.m$) sont mal définis.

Les courbes de sondages TDEM ne sont pas toujours interprétables en ne considérant que la conductivité électrique des terrains. Des effets de viscosité magnétique (SPM) et/ou des effets de résistivité complexe (polarisation induite, IP) peuvent perturber le signal (Descloitres, 1998). L'effet SPM, s'il n'est pas reconnu, se manifeste par des erreurs d'interprétation : un terrain fictif conducteur et profond apparaît. L'effet IP se traduit par des formes de courbe compliquées et souvent une sous-estimation des profondeurs des substratums conducteurs. L'utilisation de plusieurs dispositifs de mesures sur le terrain (mode coïncident, central, et offset avec différentes tailles de boucles) permet de diagnostiquer ces effets perturbateurs qui peuvent alors être pris en compte dans l'inversion des données avec le logiciel TEM-RES par exemple.

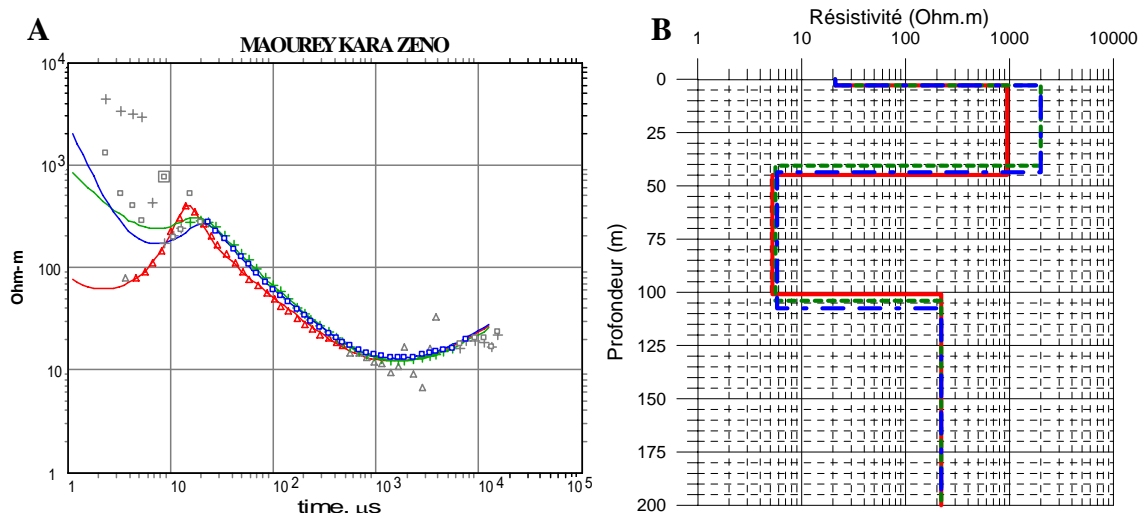


Figure 1-15. Exemple d'inversion de sondage TDEM

A : courbe de résistivité apparente en fonction du temps ; B : résultat de l'inversion.

Les trois courbes représentent les résultats de trois dispositifs sur le même site (dont 2 en mode central et 1 en mode coïncident).

1.2.3. Intérêt de ces méthodes pour l'hydrogéologie

La résistivité des terrains est influencée par la nature des roches mais également par leur contenu en eau. Les méthodes électriques et électromagnétiques permettent ainsi d'obtenir des informations sur les structures géologiques et parfois sur les paramètres hydrodynamiques des réservoirs ainsi que sur la conductivité de l'eau (et donc sur la qualité de l'eau).

- **Géométrie**

Les panneaux électriques permettent de mettre en évidence d'éventuelles hétérogénéités latérales de la résistivité grâce à une image en deux voire trois dimensions de la structure du sous sol. En fonction du contexte géologique, l'interprétation de ces inhomogénéités donne une information sur les écoulements préférentiels (au travers de zone fracturée par exemple) ou sur les limites étanches (zones argileuses par exemple).

Les sondages TDEM ont l'avantage de donner des valeurs très précises des résistivités et des profondeurs des terrains conducteurs. Ils sont donc particulièrement adaptés à la détermination d'aquicludes argileux et de biseaux salés. Leur mise en œuvre rapide permet de multiplier facilement les mesures et donc de cartographier les terrains conducteurs.

- **Teneur en eau**

La teneur en eau peut être évaluée à partir d'une mesure de résistivité en utilisant la formule d'Archie (1942) :

$$F = \frac{\rho_r}{\rho_w} = C \cdot n^{-a} \cdot S_t^{-b} \quad \text{Équation 1-16}$$

avec : F : facteur de formation, ρ_r : résistivité de la roche, ρ_w : résistivité de l'eau, n : porosité, S_t : saturation, C , a et b : coefficients empiriques qui dépendent de la géologie. a est appelé le facteur de cimentation, dépend de la forme des grains (Figure 1-16) et varie de 1,3 pour des sables non consolidés à 2,2 pour des calcaires cimentés. b est généralement proche de 2 et C est proche de 1. Lorsque le milieu est saturé, la formule d'Archie peut se simplifier de la façon suivante :

$$\frac{\rho_r}{\rho_w} = n^{-a} \quad \text{Équation 1-17}$$

Cependant, la formule d'Archie, telle qu'elle est écrite, n'est valable qu'en l'absence de formation argileuse et pour des formations sédimentaires (aquifère continu). Dans le cas contraire, il faut estimer la diminution de résistivité liée à la présence d'argile conductrice.

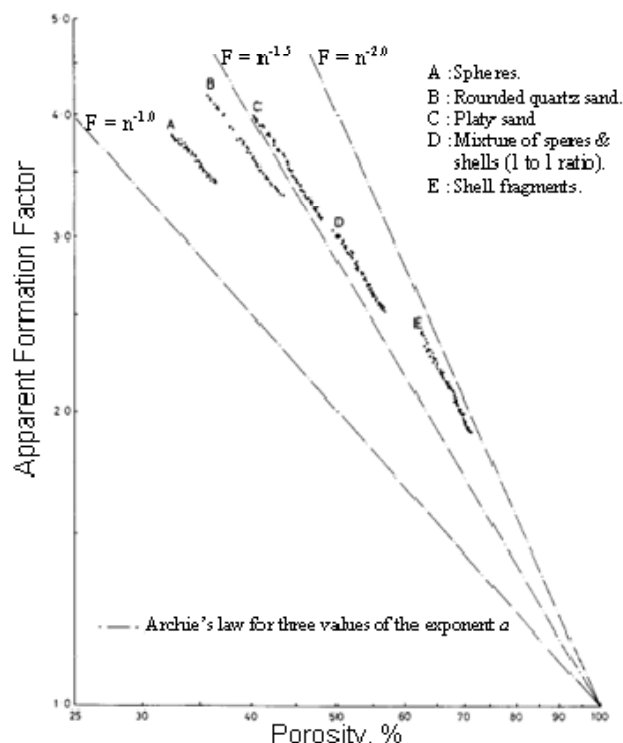


Figure 1-16. Exemple de relation entre facteur de formation et porosité sur des échantillons artificiels à sphéricité décroissante
(D'après Jackson et al. 1978)

1.2.4. Autres méthodes électriques et électromagnétiques utilisées en hydrogéologie

- **Polarisation spontanée**

La méthode de polarisation spontanée repose sur une mesure de différence de potentiel d'origine naturelle. La différence de potentiel est mesurée avec deux électrodes impolarisables et un voltmètre à haute impédance d'entrée (Aubert et Atangana, 1996). Plusieurs phénomènes électromagnétiques peuvent être à l'origine des anomalies de potentiel spontané. Parmi ces phénomènes, l'électrofiltration est particulièrement intéressante en hydrologie puisqu'elle permet de caractériser les écoulements d'eau dans le sous-sol. L'interprétation des résultats de manière quantitative est encore au stade de recherche et pour des applications pratiques la méthode doit être calibrée (Doussan *et al.*, 2002 ; Suski, 2005).

- **Polarisation provoquée**

La méthode de polarisation provoquée consiste à mesurer la chargeabilité du sol, soit en domaine temporel (on mesure le temps de relaxation du signal électrique entre 2 électrodes après l'interruption d'un courant continu entre deux autres électrodes), soit en domaine fréquentiel (on mesure la résistivité complexe, c'est-à-dire amplitude et phase, entre deux électrodes pendant l'injection d'un courant alternatif entre deux autres électrodes, généralement entre 10 mHz et 10 MHz). La méthode de polarisation provoquée peut être utilisée en complément des méthodes électriques à courant continu pour distinguer les zones à salinité élevée des zones argileuses. Par ailleurs, des applications récentes ont montré qu'il est possible de relier les paramètres mesurés par polarisation provoquée fréquentielle à la taille des pores, ce qui permet, en adaptant la formule de Kozeny-Carman, d'évaluer dans certains cas la perméabilité (Binley *et al.* 2005 ; Ghorbani, 2007).

- **Méthodes électromagnétiques fréquentielles**

Les méthodes électromagnétiques fréquentielles mesurent la perturbation d'un champ électromagnétique par un terrain conducteur. On distingue plusieurs méthodes en fonction de la distance entre émetteur et récepteur : la méthode VLF (Very Low Frequency) utilise des émetteurs radio lointains (distance émetteur-récepteur « infinis »), pour les méthodes CSAMT et MaxMin la distance émetteur-récepteur est intermédiaire (25 à 300 m), pour la

méthode Slimgram la distance émetteur-récepteur est faible (par exemple 3,66 m pour l'EM 31 et 10 à 40 m pour l'EM 34). Lorsque l'émetteur est à « l'infini », la profondeur d'investigation dépend de la fréquence du signal, et lorsque l'émetteur est proche du récepteur, la profondeur d'investigation dépend principalement de la distance émetteur-récepteur. Ces méthodes sont utilisées souvent en technique de profilage ou de cartographie et parfois en sondage (Bosch et Müller, 2005).

- **Radar géologique**

Le radar géologique utilise la propagation et la réflexion d'ondes électromagnétiques hautes fréquences pour l'exploration des couches superficielles, ce qui le rend d'une certaine façon analogue à la sismique réflexion. Une antenne émettrice envoie dans le sol des impulsions de très brève durée, à des fréquences variant de 10 MHz à 2 GHz. Quand les ondes rencontrent un contact entre deux milieux avec des constantes diélectriques différentes, une partie de leur énergie est réfléchi, tandis que l'autre pénètre plus profondément. Les ondes réfléchies sont captées en surface par l'antenne de réception.

Le radar géologique permet d'estimer la permittivité diélectrique de la roche qui dépend en partie de la teneur en eau. Il est donc possible d'estimer le contenu en eau à partir des données du radar (Greaves *et al.*, 1996). La principale limitation de la méthode est sa faible profondeur d'investigation (3 à 5 mètres en général et 25-30 mètres dans les conditions les plus favorables).

1.3. Méthodes basées sur la résonance magnétique des protons

Depuis les années 1960, les méthodes basées sur le principe de résonance magnétique nucléaire (RMN) sont utilisées en laboratoire (pour des applications dans le domaine de la chimie par exemple) ou en diagraphie (dans le domaine pétrolier en particulier). C'est aussi le même principe qui est utilisé en Imagerie par Résonance Magnétique (IRM) dans le domaine médical. La méthode géophysique relativement récente des sondages RMP (*Magnetic Resonance Soundings* abrégé *MRS* en anglais) repose sur le même principe physique.

Les deux principales différences entre les sondages RMP et les autres méthodes qui utilisent la résonance magnétique sont : le volume investigué (de dimension hectométrique pour le sondage RMP et de dimension centimétrique à décimétrique dans les autres cas) et l'intensité du champ magnétique statique. Dans le cas du sondage RMP le champ statique utilisé est le champ magnétique terrestre alors que c'est un champ magnétique artificiel au moins mille fois plus fort qui est utilisé en laboratoire. La plupart des méthodes (dont les sondages RMP) opèrent dans un champ statique homogène à l'échelle du volume étudié. Cependant, dans le cas de l'imagerie, ce champ statique n'est pas homogène dans l'espace mais varie selon un gradient parfaitement contrôlé, ce qui permet d'avoir une vision tridimensionnel de l'objet étudié.

1.3.1. Principe de résonance magnétique

- **Principe physique**

Schématiquement le principe physique de la RMN repose sur le fait que les protons qui constituent les noyaux d'hydrogène des molécules d'eau, placés dans un champ magnétique B_0 (tel que celui de la Terre ou artificiel), possèdent des moments magnétiques non nuls qui, à l'équilibre, sont alignés dans la direction de ce champ principal B_0 .

L'émission d'un champ magnétique perturbateur à une fréquence spécifique (dite fréquence de Larmor) modifie cet état d'équilibre et provoque une précession des moments magnétiques autour de la direction du champ magnétique initial. Après coupure du champ exciteur, au cours du retour à l'état d'équilibre, un champ magnétique de relaxation est émis par les protons qui précessent à la fréquence de Larmor (Figure 1-17), constituant

ainsi la réponse RMN (Slichter, 1990). L'amplitude de ce champ est d'autant plus intense que le nombre de protons entrés en résonance est grand, et donc que la teneur en eau est importante. La fréquence spécifique à laquelle les protons sont excités est caractéristique de l'atome d'hydrogène de la molécule d'eau et assure ainsi que la méthode est sélective. Ceci implique que la méthode RMN renseigne spécifiquement et directement sur la présence ou l'absence d'eau dans le milieu étudié.

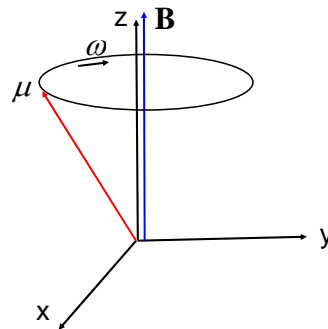


Figure 1-17. Précession d'un moment magnétique μ autour d'un champ magnétique \mathbf{B}
 ω est la fréquence angulaire de Larmor

• Paramètres mesurés

Les paramètres fournis par les méthodes basées sur la résonance magnétique sont : l'amplitude du signal après la coupure du courant et les temps de relaxation. On distingue plusieurs constantes de temps de relaxation :

- ✓ La constante de temps de relaxation longitudinale, T_1 caractérise la relation entre les protons et leur environnement (spin-lattice relaxation time). Sa valeur reflète comment l'énergie magnétique des protons est échangée avec leur environnement. Des valeurs élevées de T_1 correspondent à un faible couplage et un retour lent à l'équilibre. Des valeurs faibles de T_1 indiquent un couplage fort et un rapide retour à l'équilibre.
- ✓ La constante de temps de relaxation transversale, T_2 caractérise les échanges d'énergie entre les protons (spin-spin relaxation time) qui se manifestent dans un plan orthogonal à la direction du champ B_0 alors que T_1 correspond à la relaxation longitudinale, le long du champ B_0 .
- ✓ Dans un champ magnétique non parfaitement homogène (par exemple un champ perturbé par des particules magnétiques), la fréquence de Larmor n'est pas exactement

la même dans tout l'espace et les protons subissent un déphasage. Le temps de relaxation transversale mesuré, appelé T_2^* , est alors plus court le temps de relaxation que T_2 caractéristique les échanges d'énergie entre les protons. Dans différents environnements géologiques impliquant différentes conditions de susceptibilité magnétique et de champ magnétique rémanent, l'effet de l'inhomogénéité du champ magnétique est différent. Ainsi T_2^* est lié aux propriétés magnétiques du réservoir.

L'amplitude du signal renseigne directement sur la quantité d'eau présente dans le volume étudié. Les constantes de temps de relaxation sont reliées à la distance moyenne entre une molécule d'eau et la phase solide (Schirov *et al.*, 1991 ; Chang, *et al.*, 1997 ; Kenyon, 1997). Ces constantes dépendent donc de la taille moyenne des pores. Dans un milieu non saturé, elles sont aussi liées à la saturation.

1.3.2. Mesures RMN et IRM en laboratoire

- **Appareils de mesures utilisés pendant la thèse**

Le spectromètre

Les mesures RMN réalisées pendant la thèse ont été effectuées avec le spectromètre Maran Ultra 2 MHz (fabriqué par Resonance Instruments UK) de l'Université Technique de Berlin (Figure 1-18). Le dispositif est constitué de trois unités. Dans l'unité de gauche, un aimant permanent crée un champ magnétique de 47 mT. La fréquence de Larmor du noyau d'hydrogène qui correspond à ce champ magnétique est d'environ 2 MHz. Sur la Figure 1-19, on peut voir l'aimant permanent ainsi que les bobines émettrices et réceptrices.



Figure 1-18. Spectromètre RMN Maran Ultra 2 MHz

La table est percée de sorte qu'une carotte peut dépasser de part et d'autre de l'appareil

(D'après Kooman, 2003)

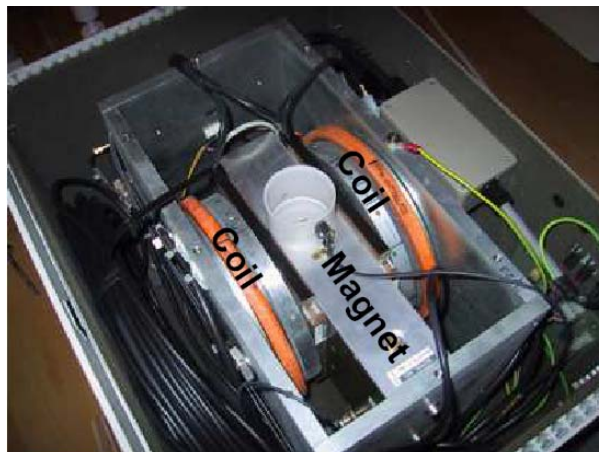


Figure 1-19. Vue à l'intérieur du Maran Ultra 2 MHz

Au milieu la place pour les échantillons (en blanc) avec des deux cotés l'aimant permanent et les bobines émettrices/receptrices (en rouge) – (D'après Kooman, 2003)

L'unité du milieu sert à maintenir l'aimant permanent à une température constante de 5°C supérieure à la température de la pièce qui est elle-même gardée à 19°C. L'unité de droite contient le système d'exploitation (O.S.).

L'imagerie

Les mesures IRM ont été réalisées avec l'imageur à bas champ du laboratoire RMSB de l'Université de Bordeaux. Il s'agit d'un appareil doté d'un aimant générant une induction magnétique verticale de 0,2 T. La fréquence de Larmor qui correspond à ce champ est de 8,5 MHz soit 4 fois plus que celle du spectromètre.

Le champ magnétique statique de 0,2 T, bien que plus élevé que celui du spectromètre est en fait très faible pour un imageur. Ce bas champ permet d'atténuer les effets des particules paramagnétiques, mais la résolution de l'image est assez mauvaise par rapport aux imageurs actuellement utilisés dans le domaine médical. Ainsi, la taille d'un pixel est de l'ordre du millimètre sur les images réalisées avec cet imageur à bas champ.

- **Acquisition des mesures avec le spectromètre**

En fonction du paramètre à mesurer, plusieurs expériences peuvent être réalisées. Le dispositif de mesure et l'acquisition des données sont contrôlés par un ordinateur à l'aide du logiciel RiNMR. Grâce à ce logiciel, une séquence d'impulsions (FID, CPMG ou INVREC) est choisie et lancée en fonction de l'information recherchée (T_2^* , T_2 ou T_1).

L'expérience « Free Induction Decay » (FID) : mesure de T_2^*

La plus simple et la plus rapide des mesures est celle du temps de relaxation T_2^* réalisée par l'expérience dite « Free Induction Decay » (FID) illustrée sur la Figure 1-20. Une impulsion est émise pendant un temps tel que le moment magnétique du noyau d'hydrogène tourne de 90° . Le temps de décroissance de l'enveloppe du signal en réponse est le temps de relaxation T_2^* .

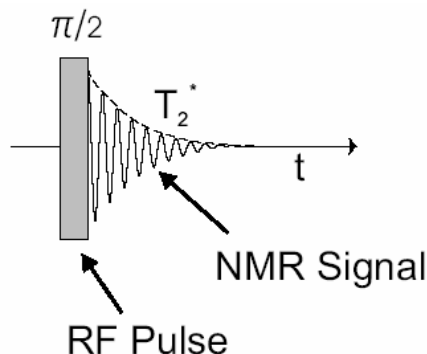


Figure 1-20. Séquence FID de mesure de T_2^*
(D'après Levitt, 2001)

La séquence de Carr-Purcell-Meiboom-Gill (CPMG) : mesure de T_2

Afin de s'affranchir de l'inhomogénéité du champ statique qui introduit un déphasage, on utilise une séquence d'écho de spin : la séquence de Carr-Purcell-Meiboom-Gill. Cette séquence consiste à appliquer après une première impulsion identique à celle du FID une série d'impulsions à 180° qui inverse le signe de l'aimantation à intervalle régulier. Ces impulsions « refocalisent » toutes les précessions et après chacune de ces impulsions à 180° un écho de plus en plus faible est enregistré. Le temps de décroissance de ces échos est le temps de relaxation T_2 (Figure 1-21).

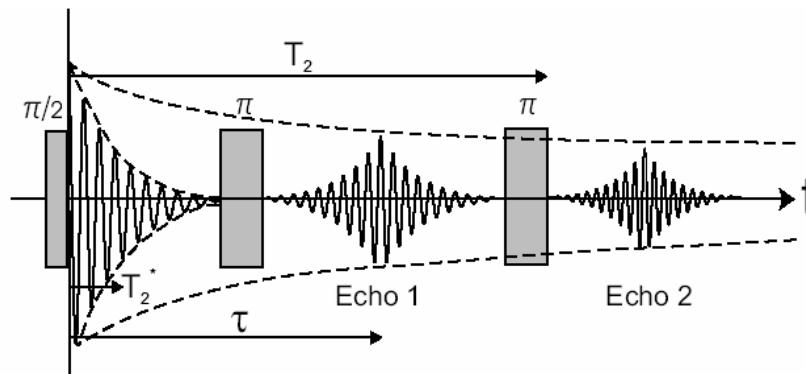


Figure 1-21. Séquence d'écho de spin (CPMG)
(D'après Levitt, 2001)

La séquence « Inversion Recovery » (INVREC) : mesure de T_1

La séquence « Inversion Recovery » est comparable à la séquence CPMG mais avec des impulsions inversées : après une première impulsion à 180° , une impulsion à 90° est injectée (Figure 1-22).

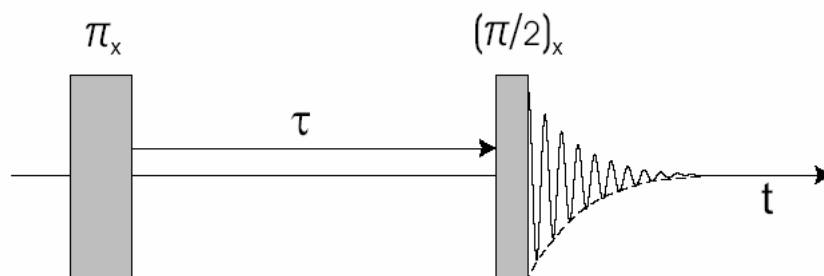


Figure 1-22. Séquence d'impulsion « Inversion-Recovery »
(D'après Levitt, 2001)

La première impulsion inverse la polarisation des spins. Pendant le temps τ les spins retournent progressivement à leur état d'équilibre. Pour connaître l'avancement de la relaxation des spins, une seconde impulsion est injectée. Pour évaluer le temps de relaxation T_1 l'amplitude du signal est enregistrée pour différentes valeurs de délais entre les deux impulsions (Figure 1-23).

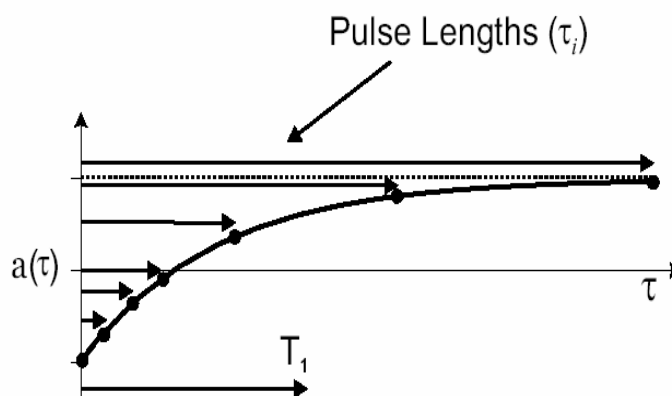


Figure 1-23. Mesure de T_1 : amplitude RMN en fonction du délai τ_i
(D'après Levitt, 2001)

• Traitement des données

Après l'acquisition des données, les résultats sont interprétés avec les logiciels Winfit et WinDXP. Le logiciel Winfit estime l'amplitude et le temps de relaxation du signal. Si l'inversion avec un seul temps de relaxation ne permet pas de bien ajuster le modèle aux

données, il est possible d'inverser les données avec un signal multi exponentiel. Deux méthodes d'inversion peuvent être utilisées (Figure 1-24) : une distribution continue des temps de relaxation (sous forme de spectre) et une distribution discrète donnant un nombre limité de temps de relaxation (entre 2 et 4). Pour déterminer un temps de relaxation moyen représentatif d'un échantillon, il a été choisi d'attribuer aux échantillons la moyenne géométrique pondérée des temps de relaxation par analogie avec des milieux à perméabilités multiples (de Marsily, 1981).

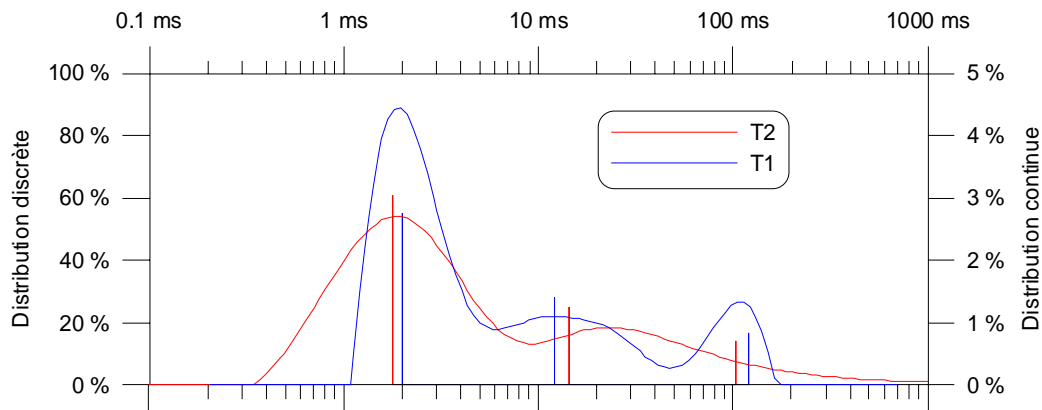


Figure 1-24. Exemple de distribution discrète et continue des temps de relaxation

La comparaison des temps de relaxation T_1 et T_2 de 35 échantillons étudiés pendant la thèse a montré (Figure 1-25) une relation de proportionnalité entre les deux temps de relaxation. Le rapport T_1/T_2 moyen observé est de 1,41 pour les échantillons de craie et de 1,15 pour les échantillons de sable et argile, ce qui relativement proche de la valeur de 1,65 donnée par Dunn et al. (2002). Comme la séquence de mesure INVREC est beaucoup plus longue à réaliser que la séquence CMPG, les mesures des temps T_1 n'ont pas été faites systématiquement.

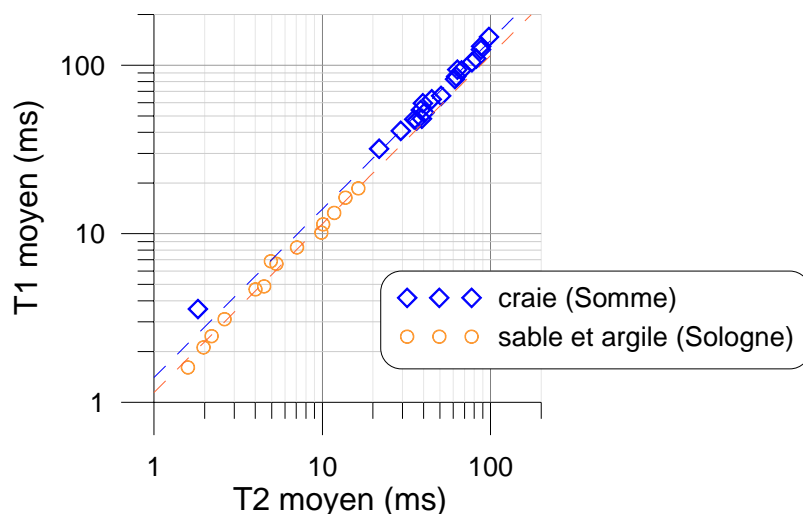


Figure 1-25. Comparaison des temps de relaxation T_1 et T_2

- **Interprétation en terme de paramètre hydrogéologique**

L'amplitude du signal RMN est proportionnelle à la quantité d'eau présente dans un échantillon. Ainsi la masse d'eau contenue dans un échantillon peut être obtenue après calibration par une simple règle de proportionnalité :

$$m_{\text{eau éch.}} = A_{\text{éch.}} \frac{m_{\text{eau calib.}}}{A_{\text{calib.}}} \quad \text{Équation 1-18}$$

où $A_{\text{éch.}}$ est l'amplitude du signal de l'échantillon étudié, $A_{\text{calib.}}$ est l'amplitude du signal de l'échantillon de calibration (typiquement un petit flacon d'eau), et $m_{\text{eau calib.}}$ la masse d'eau contenue dans l'échantillon de calibration mesuré par pesée. Dans la pratique, on fait une mesure de calibration par jour.

Pour accéder à la teneur en eau volumique, le volume de l'échantillon doit être mesuré par une méthode indépendante (par géométrie ou immersion dans l'eau, cf. § 1.1.2). Si l'échantillon est saturé on obtient alors la porosité totale.

Dans le cas de mesures IRM, on ne calcule pas la teneur en eau mais les contrastes de luminosité informent sur la répartition de l'eau et des temps de relaxations (Figure 1-26). Dans le domaine médical, l'objectif est de faire apparaître des contrastes entre les différents organes.



Figure 1-26. Exemple d'image IRM d'un flacon rempli d'eau
Sur cette image l'eau apparaît en foncé (d'après Girard et al. 2005).

Les temps de relaxation T_1 et T_2 du signal RMN dépendent de la taille des pores :

$$\frac{1}{T_{1,2}} = \frac{1}{T_{1,2 \text{ bulk}}} + \rho_{1,2} \frac{S_{\text{pore}}}{V_{\text{pore}}} \quad \text{Équation 1-19}$$

avec $T_{1,2 \text{ bulk}}$ les temps de relaxation de l'eau libre et $\rho_{1,2}$ les relaxivités de surface*.

* **Relaxivité de surface** : Grandeur qui mesure avec quelle vitesse une interface solide/liquide d'un milieu poreux peut relaxer les spins d'un fluide. Unités : [longueur/ temps]. (Dunn et al., 2002)

Des formules empiriques ont été recherchées dans le domaine pétrolier pour estimer la perméabilité d'un milieu poreux à partir du temps de relaxation et de la porosité. Plusieurs formules ont été proposées (Sen *et al.*, 1990 ; Fleury *et al.*, 2001 ; Dunn *et al.*, 2002), mais la plus courante est celle proposée par Kenyon *et al.* (1988) :

$$K = C \cdot T_1^2 \cdot n^4 \quad \text{Équation 1-20}$$

ou sous sa forme généralisée :

$$K = C \cdot T_1^a \cdot n^b \quad \text{Équation 1-21}$$

avec C, a et b des constantes empiriques à calibrer pour chaque contexte géologique. Dunn *et al.* (1998) comparent les perméabilités théoriques pour des matériaux à empilement simplifié (cubique simple, cubique centré et cubique face centrée) avec les paramètres RMN théoriques afin de tester la sensibilité des constantes empiriques.

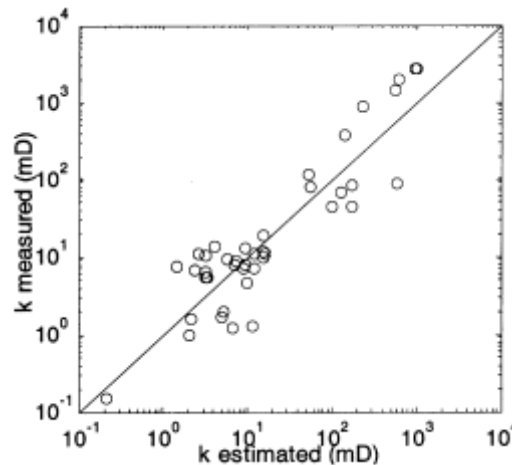


Figure 1-27. Exemple de corrélation entre perméabilités intrinsèques mesurées sur échantillon de carbonate et estimées par RMN

(D'après Fleury *et al.*, 2001)

Relation utilisée : $k \propto T_2^{2.44} \cdot n^{0.60}$. Coefficient de corrélation : 0,821

La comparaison des perméabilités ainsi calculées avec les perméabilités mesurées en laboratoire montre en général une bonne corrélation (Figure 1-27). Cependant, lorsque le milieu poreux devient complexe (par exemple distribution des pores plurimodale) des difficultés peuvent être rencontrées pour estimer la perméabilité (i.e. Müller *et al.*, 2005).

1.3.3. Sondages RMP

- **Appareil utilisé : l'équipement NUMIS**

L'équipement NUMIS fabriqué par IRIS-Instruments se compose d'un générateur de courant alternatif, une unité réceptrice, un détecteur de signal, une antenne et un microprocesseur (Figure 1-28). Il existe actuellement deux modèles d'appareil : le NUMIS^{PLUS} et le NUMIS^{LITE}. Au cours de la thèse, uniquement des appareils de type NUMIS^{PLUS} ont été utilisés.

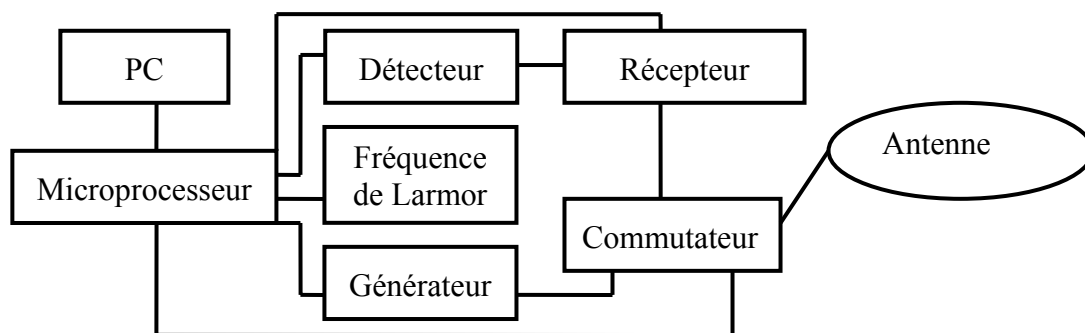


Figure 1-28. Schéma fonctionnel du dispositif instrumental NUMIS

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. Une enveloppe du signal provenant du détecteur synchrone est enregistrée par le microprocesseur sous forme digitale sur une durée programmable de 2 s au maximum. Un PC portable est utilisé pour le stockage sur disque et le traitement des données. Le poids total de l'ensemble est d'environ 150 kg (Figure 1-29).

- **Principe de mesure**

Pour réaliser un sondage RMP, une antenne est déployée sur le sol, généralement selon un cercle ou un carré ayant un diamètre compris entre 20 et 120 m, selon la profondeur des couches aquifères que l'on désire investiguer. Différentes géométries d'antennes peuvent être utilisées, en particulier, une antenne sous la forme d'un chiffre « huit » permet souvent d'améliorer le rapport signal/bruit (Trushkin *et al.*, 1994).



Figure 1-29. Equipement de Résonance Magnétique Protonique NUMIS^{PLUS} sur site
(Photo prise à Kolo Bossey au Niger en novembre 2006)

Une impulsion $i(t)$ d'un courant alternatif est émise dans la boucle :

$$i(t) = I_o \cos(\omega t), \quad 0 < t \leq \tau \quad \text{Équation 1-22}$$

I_o et τ caractérisent respectivement l'amplitude et la durée de l'impulsion. La fréquence du courant émis ω doit être aussi proche que possible de la fréquence de Larmor, caractéristique des protons placés dans le champ géomagnétique $\omega_o = \gamma \cdot B_o$ avec B_o l'amplitude du champ géomagnétique et γ le facteur gyromagnétique des protons de la molécule d'eau ($\gamma / 2\pi = 4.257707 \cdot 10^{-7}$ Hz/T). La valeur de cette fréquence est déduite de l'amplitude du champ géomagnétique mesuré avec un magnétomètre à proton et varie entre 1000 et 2500 Hz selon la localisation sur le globe terrestre.

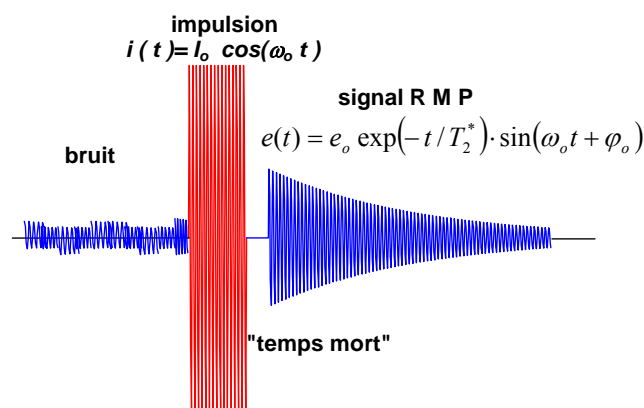


Figure 1-30. Schéma en fonction du temps d'une séquence émission/réception

Le champ magnétique oscillant généré par l'impulsion de courant entraîne une précession des protons autour du champ géomagnétique. Cette précession crée à son tour un champ magnétique alternatif qui est détecté après coupure de l'injection de courant. En pratique,

l'enregistrement de la réponse RMP n'est possible qu'après un délai instrumental (dit « temps mort ») de 40 ms dans le cas des versions actuelles de NUMIS. Le processus d'acquisition d'une mesure est schématisé sur la Figure 1-30.

En oscillant à la fréquence de Larmor, le signal RMP $e(t, q)$ décrit une enveloppe de forme exponentielle décroissante qui dépend du paramètre d'excitation $q = I_o \tau$ (aussi appelé pulse) :

$$e(t, q) = e_o(q) \exp(-t/T_2^*) \cos(\omega_o t + \varphi_o) \quad \text{Équation 1-23}$$

avec $e_o(q)$ l'amplitude initiale, T_2^* le temps de relaxation spin-spin, et φ_o la phase du signal RMP.

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.

Pour la mesure de T_1 une adaptation technique d'« inversion recovery » (Farrar et Becker, 1971 ; § 1.3.2) a été développée. En injectant deux impulsions consécutives au lieu d'une seule et en mesurant la réponse RMP après chaque impulsion, il est possible de déduire la constante de relaxation T_1 à partir de la différence de réponse entre FID1 et FID2 (Figure 1-31) tel que :

$$\frac{e_{o \text{ FID2}}}{e_{o \text{ FID1}}} = 1 - \exp\left(\frac{-\Delta t}{T_1}\right) \quad \text{Équation 1-24}$$

avec $e_{o \text{ FID1}}$ et $e_{o \text{ FID2}}$ l'amplitude à l'origine des signaux FID1 et FID2 et Δt le délai séparant les deux impulsions.

Les valeurs d'amplitudes peuvent varier de quelques dizaines de nanovolts à quelques microvolts suivant la teneur en eau du milieu considéré. Le signal RMP est affecté par le bruit électromagnétique ambiant. Ce bruit parasite peut être d'origine naturelle (activité magnétique dans la ionosphère) ou d'origine anthropique (ligne et clôture électrique, moteur...). Pour atténuer l'effet du bruit électromagnétique une procédure de « stacking » (mesures répétées et moyennées) et des filtres sont utilisés. La durée de réalisation d'un sondage RMP est d'environ 2 heures dans des conditions favorables de bruits électromagnétiques et peut atteindre 12 heures dans des conditions moins favorables. L'appareil de mesure générant lui-même du bruit électromagnétique, le seuil de détectabilité de NUMIS se situe à environ 4 nV.

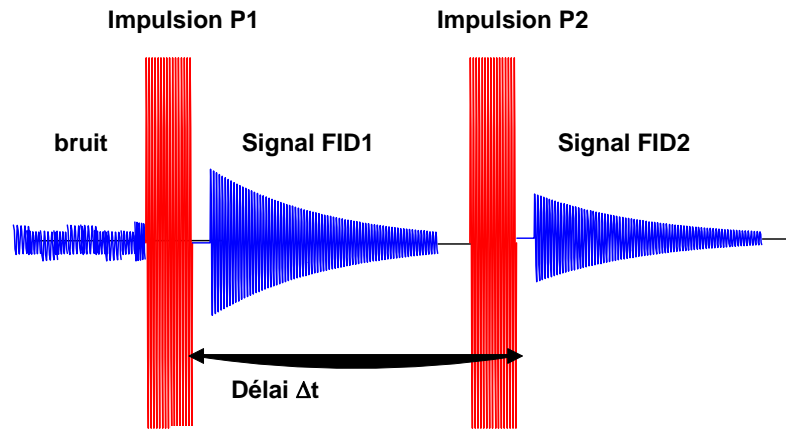


Figure 1-31. Schéma d'une séquence à deux impulsions pour la mesure de T_1

Différents facteurs peuvent influencer l'amplitude des signaux RMP tels que par exemple, la magnitude et l'inclinaison du champ géomagnétique, la conductivité électrique des terrains, la taille et la géométrie de l'antenne utilisée (Legchenko *et al.*, 1997).

Le volume investigué lors d'un sondage est défini comme un cylindre vertical de diamètre égal à environ 1,5 fois le diamètre de la boucle, centré sur celle-ci et, en l'absence de terrains conducteurs, de hauteur égale à ce diamètre. La profondeur d'investigation maximale de l'appareil NUMIS^{PLUS}, en l'absence de terrains conducteurs, est de l'ordre de 120 m. 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.

- **Inversion des données**

Un signal RMP non nul est directement lié à la présence d'eau dans le sous-sol. L'inversion des données conduit à un profil de teneur en eau et de temps de relaxation en fonction de la profondeur. Comme souvent en géophysique, le problème inverse est mal conditionné de sorte qu'il n'a pas une solution unique. Ainsi plusieurs modèles de distribution de teneur en eau (en particuliers deux couches avec le même produit teneur en eau par épaisseur) peuvent expliquer un même jeu de données (Legchenko *et al.*, 2004).

Pour résoudre ce problème, le logiciel d'inversion *Samovar* utilise la méthode de Tikhonov qui impose une condition de régularité à la solution à l'aide d'un paramètre de régularisation (Legchenko et Shushakov, 1998). L'utilisateur du logiciel peut modifier ce paramètre de régularisation pour lisser plus ou moins les profils de teneurs en eau et temps de relaxation issus de l'inversion. Le choix d'un paramètre de régularisation élevé permet

d'éviter des variations brutales de teneurs en eau et de temps de relaxation le long du profil mais ajuste moins bien les données qu'un paramètre de régularisation plus faible. Ce choix se fait en fonction de la qualité de mesure.

Une procédure standard d'inversion consiste à diviser l'espace en un grand nombre de strates (40 au maximum) dont l'épaisseur augmente avec la profondeur et d'inverser les données pour obtenir un modèle de teneur en eau et de temps de relaxation dit « multicouche ». En faisant varier le paramètre de régularisation on peut tester la sensibilité du modèle ainsi obtenu. Une information a priori sur la géométrie peut être prise en compte en fixant les profondeurs et épaisseurs des terrains aquifères.

Par ailleurs, le logiciel de modélisation *Samogon* offre la possibilité d'interpréter au moins de manière qualitative la phase du signal RMP. L'interprétation de la phase permet dans certain cas de vérifier la présence ou l'absence d'un aquifère profond dont l'amplitude serait masquée par un aquifère superficiel (Legchenko *et al.*, 2003).

Pour améliorer l'interprétation, la résistivité électrique des terrains doit être prise en compte si elle est inférieure à 50 $\Omega.m$ (Trushkin *et al.*, 1995). Le décalage entre la fréquence injectée et la fréquence de Larmor mesurée doit aussi être considéré si il est supérieur à 2 Hz (Legchenko, 2004).

La Figure 1-32 montre un exemple de résultat d'inversion automatique tel que donné par le logiciel *Samovar*. En tête de la feuille, on trouve des informations utiles sur le sondage (site, date, paramètres d'inversion etc.). Sur la Figure 1-32 sont représentés :

- 1) les signaux RMP $e(t,q)$ enregistrés pour chaque valeur du paramètre d'excitation (« pulse parameter » en anglais) en fonction du temps ;
- 2) l'amplitude initiale du signal RMP FID1 et FID2 en fonction du paramètre d'excitation ;
- 3) les amplitudes moyennes du signal RMP (FID1 et FID2) et du bruit en fonction du paramètre d'excitation ;
- 4) le temps de relaxation $T_2^*(q)$ en fonction du paramètre d'excitation ;
- 5) le temps de relaxation $T_1(q)$ en fonction du paramètre d'excitation ;
- 6) la phase du signal RMP en fonction du paramètre d'excitation ;
- 7) la fréquence du signal RMP en fonction du paramètre d'excitation ;
- 8) la distribution verticale de la teneur en eau w_{RMP} et du temps de relaxation T_1 ;
- 9) la distribution verticale du temps de relaxation T_2^* .

Site: youloua
 Loop: 4 - 75.0 Date: 23.12.2005 Time: 15:42

NUMIS data set:
 C:\RMP\Niger\Interprétation\inversion_auto40\Youloua\YOULOUA.inp
 matrix: C:\RMP\Niger\Matrix\Nouvelles\youloua.mrm
 loop: eight square, side = 75.0 m
 geomagnetic field:
 inclination= 5 degr, magnitude= 33882.63 nT

filtering window = 199.5 ms
 time constant = 15.00 ms
 average S/N = 8.20; EN/IN = 2.42
 fitting error: FID1 = 4.93%; FID2 = 10.73 %
 param. of regular.: E, T2* = 100.0; T1* = 1.000
 permeability constant Cp = 5.00e-09

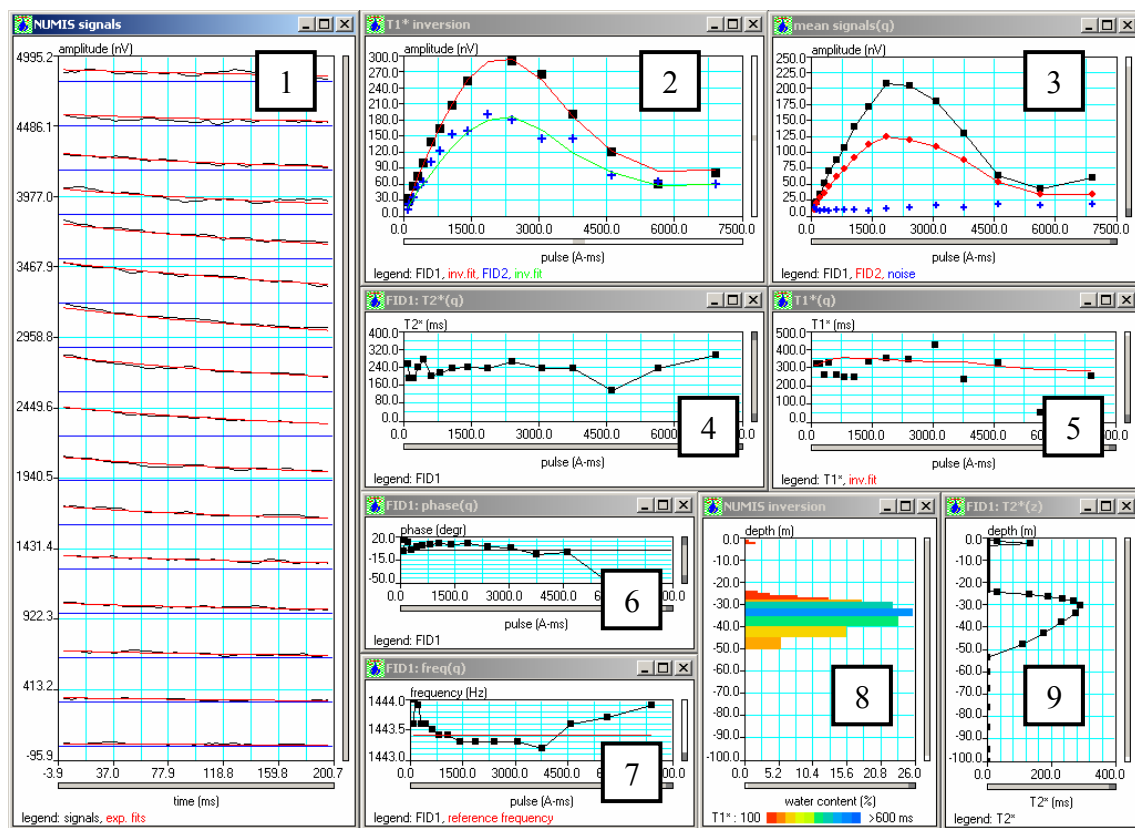


Figure 1-32. Exemple de résultats d'inversion automatique

L'inversion des données se fait généralement en faisant une hypothèse de terrain tabulaire stratifié horizontalement (géométrie 1D). Cependant, lorsque la géométrie des aquifères devient complexe cette approche traditionnelle 1D peut s'avérer insuffisante et engendrer des incertitudes et/ou des erreurs dans l'interprétation des sondages (Lieblich *et al.*, 1994 ; Hertrich, 2004 ; Lange *et al.*, 2005).

- **Interprétation en terme de paramètres hydrogéologiques**

A cause d'un temps mort instrumental entre la fin de l'injection de l'impulsion et le début de l'enregistrement, une partie du signal n'est pas mesurée. Le signal est donc extrapolé pour connaître l'amplitude à l'origine (juste après la fin de l'impulsion) et remonter ainsi à la teneur en eau. Mais si le temps de relaxation T_2^* est court (retour rapide des protons à l'équilibre), l'information obtenue en enregistrant le signal qu'à partir de 40 ms (temps mort de l'appareil standard NUMIS) n'est pas suffisante pour extrapoler correctement le signal (Figure 1-33). Dans ce cas, l'amplitude initiale et par conséquent la teneur en eau sont mal-estimées (Legchenko *et al.*, 2002 et 2004 ; Roy et Lubczynski, 2003).

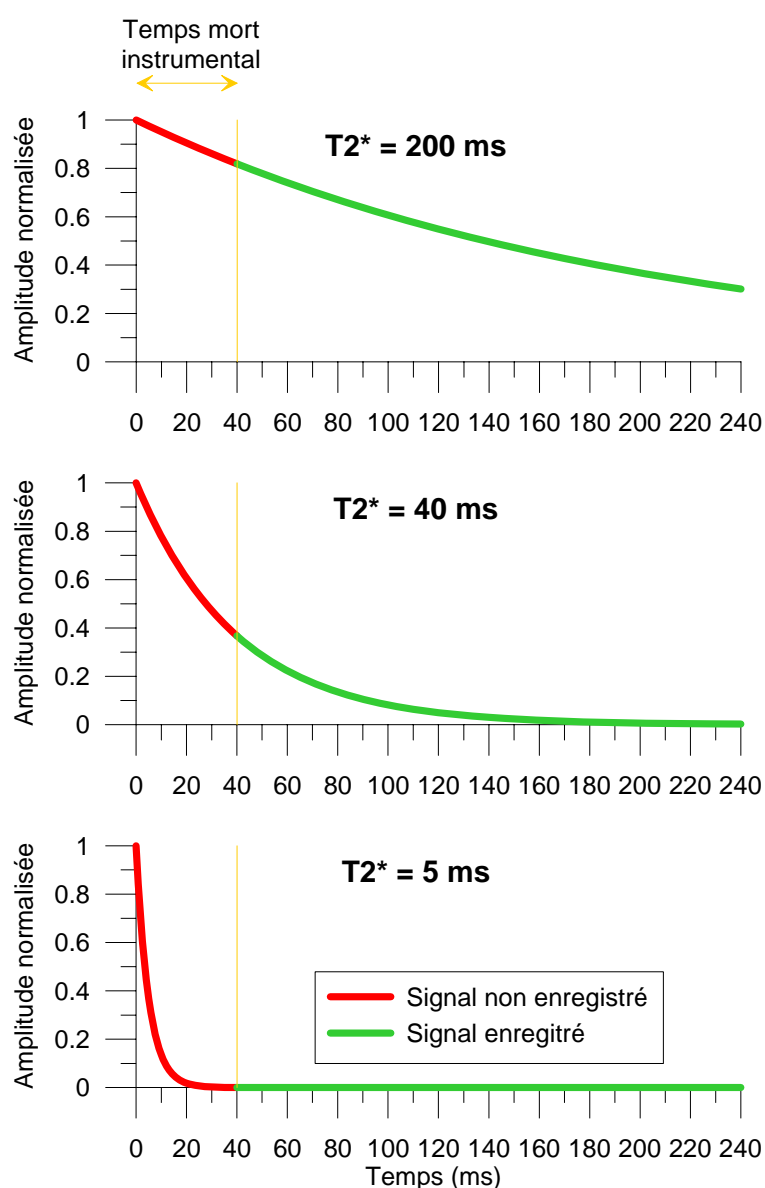


Figure 1-33. Influence du temps mort instrumental en fonction du temps de relaxation T_2^*

L'énergie magnétique des protons excités par l'impulsion diminue au cours des chocs des molécules d'eau contre les grains de la roche. Du fait du mouvement brownien des molécules d'eau dans les pores, le temps de relaxation T_2^* dépend de la distance entre la molécule d'eau et la paroi solide. Les temps de relaxation les plus courts correspondent à l'eau située proche des grains solides (Figure 1-34), typiquement l'eau liée. En conséquence la méthode RMP est capable de détecter uniquement l'eau libre ; l'eau contenue dans les argiles par exemple n'est pas mesurée. Les profils de teneur en eau obtenus par inversion des données permettent donc de caractériser la géométrie des aquifères. En particulier il est possible de déterminer la profondeur du niveau piézométrique dans le cas d'un aquifère libre (si il existe un contraste avec la zone non saturée) et la profondeur du toit d'un aquifère confiné.

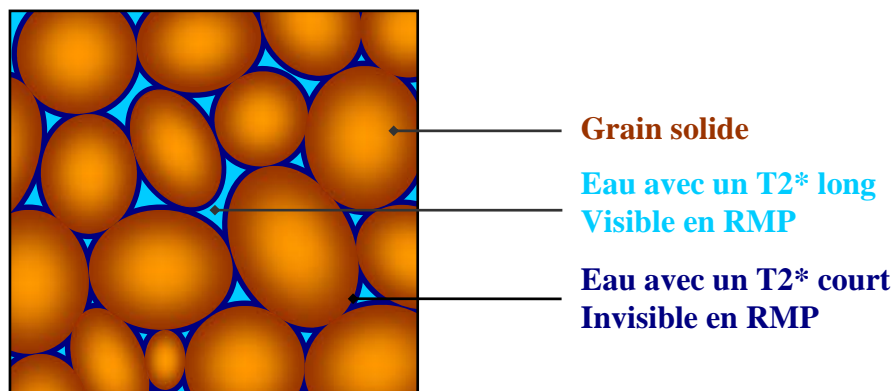


Figure 1-34. Détectabilité de l'eau en RMP

Une procédure pour estimer quantitativement la profondeur du toit de l'aquifère saturé consiste à calibrer les mesures avec un (ou plusieurs) sondage(s) RMP réalisé(s) proche(s) d'un forage (où cette profondeur est connue), dans le même contexte géologique que les sites prospectés et dans des conditions de bruit électromagnétique similaires. Tous les sondages sont inversés en utilisant un modèle multicouche lissé avec un paramètre de régularisation constant. L'opérateur définit une règle (généralement basée sur la forme du profil de teneur en eau) à partir des sondages de calibration et l'applique ensuite à l'ensemble des sondages pour déterminer la profondeur du toit de l'aquifère saturé sur tous les sites.

Comme la quantité d'eau invisible par la méthode RMP correspond approximativement à l'eau liée, la teneur en eau estimée par RMP (après extrapolation du signal pendant le temps mort) est dans de nombreux contextes géologiques une bonne approximation de la porosité cinématique (Vouillamoz, 2003 ; Lubczynski et Roy, 2005 ; Lachassagne, *et al.*

2005). Cependant le temps de relaxation T_2^* qui détermine la quantité d'eau non détectée ne dépend pas seulement de la distance entre la molécule d'eau et la paroi solide, mais aussi des hétérogénéités du champ magnétique statique (ΔB_0) :

$$\frac{1}{T_2^*} = \frac{1}{T_2} + \gamma \frac{\Delta B_0}{2} \quad \text{Équation 1-25}$$

Les hétérogénéités du champ statique sont liées aux propriétés magnétiques du milieu poreux. A taille de pore égale, la proportion d'eau manquée avec la méthode RMP dépend donc du contexte géologique. Une calibration de la teneur en eau RMP est donc nécessaire dans chaque contexte géologique.

Tout comme il est possible d'estimer la perméabilité à partir de mesures RMN en laboratoire (cf. §1.3.2 p. 47), il est possible d'estimer la transmissivité des aquifères à partir des sondages RMP par une formule empirique (Legchenko *et al.*, 2002). Après plusieurs tests (Vouillamoz, 2003 ; Legchenko *et al.*, 2004), il a été trouvé que la formule la plus adaptée est :

$$T_{RMP} = C_p \cdot w_{RMP} \cdot (T_1)^2 \cdot z \quad \text{Équation 1-26}$$

où T_{RMP} est la transmissivité RMP (en m/s) ; C_p un coefficient empirique de calibration ; w_{RMP} la teneur en eau RMP (en %) ; z l'épaisseur de la couche (en m). Cette formulation a l'avantage de faire intervenir le produit teneur en eau par épaisseur ($w_{RMP} \cdot z$) et ainsi de s'affranchir des problèmes d'équivalence.

Cette formule doit être calibrée dans chaque nouveau contexte géologique étudié. Après calibration, les transmissivités estimées par RMP sont comparables aux transmissivités déduites d'essai de pompage (Vouillamoz, 2003 ; Baltassat et Legtchenko, 2003). La robustesse de la formule empirique est liée au nombre de cas où elle sera vérifiée. L'acquisition de données dans de nouveaux contextes géologiques est l'occasion de renforcer continuellement la validité de cette formule (Vouillamoz *et al.*, 2005 et 2007) ou de trouver des formulations différentes. Tout comme pour la relation utilisée dans le domaine pétrolier sur échantillon (équation 1-19), un milieu complexe avec une distribution des tailles de pore multimodale peut créer des complications pour utiliser cette formule empirique.

De manière générale, les performances de la méthodes RMP peuvent être améliorées par le couplage avec une autre méthode géophysique (i.e. Goldman *et al.*, 1994 ; Yaramanci *et*

al., 1999). Le Tableau 1-1 résume l'expérience acquise par des investigations géophysiques menées dans différentes formations géologiques. Jusqu'à présent, une des formations les plus étudiées par RMP est celle de socle (i.e. Wyns *et al.*, 2004 ; Vouillamoz *et al.*, 2005 ; Baltassat *et al.*, 2005 ; Legchenko *et al.*, 2006). Dans ce contexte, la méthode RMP est souvent couplée avec une méthode électrique dont la mise en œuvre est rapide. La méthode électrique permet de repérer les zones conductrices et les sondages RMP permettent de distinguer si la conductivité électrique augmente à cause de la présence d'argile ou à cause de la présence d'eau.

Les principales applications des sondage RMP sont actuellement : (1) l'implantation de forage pour l'alimentation en eau (i.e. Vouillamoz *et al.*, 2002 ; Supper *et al.*, 2002 ; Chalikakis *et al.*, 2006) ; (2) la cartographie des réserves en eau (i.e. Wyns *et al.*, 2004 ; Baltassat *et al.*, 2005 ; Girard *et al.*, 2006). Mais les résultats RMP (éventuellement complétés par une étude avec d'autres méthodes géophysiques) peuvent aussi être utilisés pour délimiter des zones plus ou moins poreuses et/ou transmissives dans des modélisations hydrogéologiques (Vouillamoz, 2003).

Formation	Contexte géologique	W_{RMP} (%)	T_1 (ms)	Résistivité (ohm-m)	Commentaires
Roche magnétique	Basalte, sable avec 2% magnétite	0	-	-	La méthode RMP n'est pas adaptée à l'étude des roches magnétiques
Aquiclude et zone non saturée	Argiles	< 3	< 100	< 30	Absence d'eau libre
	Sable sec, granite altéré non saturé	< 1	< 100	> 1000	
	Granite sain			> 10000	
	Craie et calcaire non saturé	2 – 6	< 100	50 – 200	
Aquifère saturé	Granite altéré et calcaire peu fracturé	2 – 8	< 200	Eau de mer < 3 Eau saumâtre 3 – 30 Eau douce 30 – 200	La résistivité de la formation dépend essentiellement de la résistivité de l'eau
	Granite et calcaire très fracturé		350 – 600		
	Karst	2 – 3	> 500		
	Craie saine	15 – 20	< 150		
	Craie fracturée		350 – 600		
	Sable fin	5 – 15	< 250		
	Sable moyen		250 – 350		
	Sable grossier		350 – 500		
Gravier	> 500				

Tableau 1-1. Exemple de caractéristiques géophysiques dans différents milieux poreux

(D'après Legchenko *et al.*, 2004)

1.4. Synthèse du chapitre

Pour différentes applications, l'hydrogéologue a besoin de connaître la géométrie ainsi que les propriétés caractérisant le stock d'eau disponible et la capacité de l'eau à s'écouler. Les méthodes usuelles en hydrogéologie (i.e. essais de pompage) permettent d'accéder à ces propriétés mais de manière ponctuelle uniquement. Les méthodes géophysiques et en particulier les méthodes électriques et électromagnétiques ont l'avantage de pouvoir définir rapidement les géométries. Mais l'interprétation de ces méthodes en terme hydrogéologique est parfois ambiguë car le paramètre mesuré (la résistivité dans le cas des méthodes électriques et électromagnétiques) n'est pas lié de façon univoque à la présence d'eau.

Contrairement aux autres méthodes géophysiques, l'information déduite par Résonance Magnétique des Proton (RMP) est directement liée à l'eau contenue dans le sous-sol. Cependant, pour une interprétation quantitative des résultats, la méthode RMP doit être calibrée. Cette calibration peut se faire à l'aide de mesures (RMN et IRM) en laboratoire basées sur le même principe physique. Pour que cette calibration soit fiable, elle doit se faire sur un maximum de contextes géologiques différents. La calibration des mesures RMP par des mesures en laboratoire n'est pas suffisante à cause de problèmes liés au changement d'échelle. Une calibration avec des essais de pompage reste donc incontournable.

Chapitre 2

Résultats expérimentaux

Des études expérimentales à l'échelle de la parcelle et sur échantillon ont été menées afin de : (1) vérifier et améliorer les relations empiriques entre paramètres RMP et propriétés hydrodynamiques de l'aquifère, et définir leurs domaines d'application ; (2) mieux comprendre et quantifier les propriétés physiques et hydrologiques qui influencent le signal RMP ; (3) étudier la précision obtenue par RMP sur l'estimation des propriétés hydrodynamiques ; (4) valider le modèle mathématique de calcul du signal RMP. Dans ce cadre, quatre sites expérimentaux ont été choisis de façon à couvrir des contextes géologiques et des problématiques hydrologiques variés.

Ce chapitre présente les sites étudiés pendant la thèse. Leur localisation et leur contexte hydrogéologique y sont précisés. Le choix de ces sites en particulier est expliqué et les mesures qui ont été réalisées sur chacun d'eux sont détaillées.

2.1. Marcilly-en-Villette (Loiret)

Le site expérimental de Marcilly-en-Villette se situe au Sud d'Orléans, au lieu-dit *Mon Idée* (Figure 2-1). Il est limitrophe à la commune de Saint-Cyr-en-Val dont il prend parfois le nom (dans la littérature, les deux appellations existent). Ce site a l'avantage d'être proche des locaux du BRGM et d'avoir des conditions de bruit électromagnétique favorables aux sondages RMP. Il est régulièrement utilisé pour des tests de matériel et de configuration de mesure pour différentes méthodes géophysiques (i.e. Perrin, 1994 ; Miehe, 1995 ; Legchenko *et al.*, 1995 ; Hertrich, 2004). Il a été choisi afin de développer des méthodologies pour améliorer l'acquisition et l'interprétation des résultats RMP dans un contexte sablo-argileux quasi-tabulaire et/ou avec des variations géologiques latérales progressives.

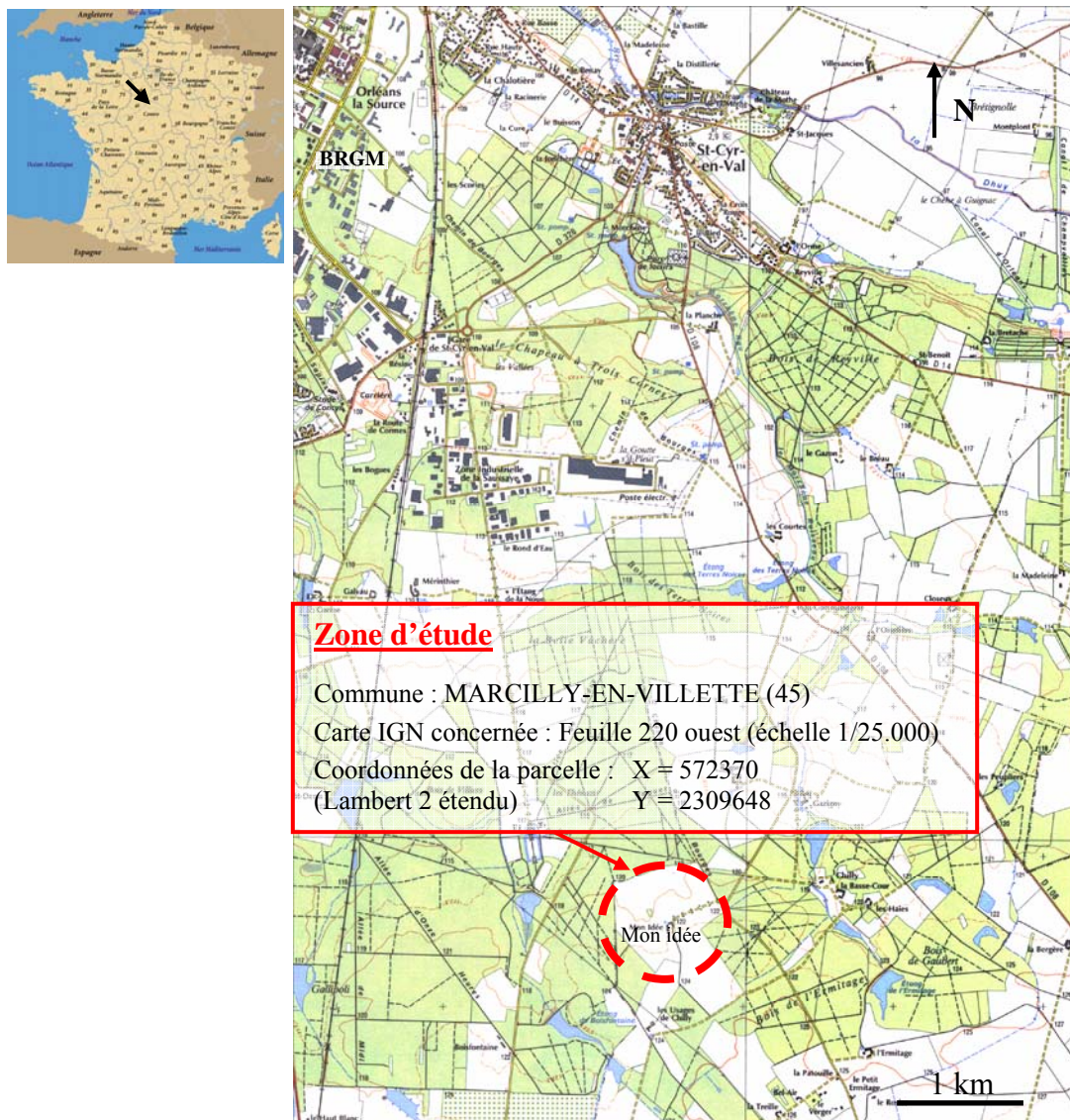


Figure 2-1. Localisation du site de Marcilly-en-Villette / St-Cyr-en-Val

2.1.1. Contexte hydrogéologique

- **Géologie**

Les formations superficielles sont constituées d'alternance de sables souvent grossiers, d'argiles et d'argiles sableuses faisant partie de la formation des sables et argiles de Sologne d'âge miocène (Gigout et Desprez, 1971). L'épaisseur de la formation varie de 36 à 99 m. Elle est estimée sur le site à 38.50 m d'après le forage 03986X0060/F de la ferme voisine « Mon idée ». La base est généralement argileuse (8 m d'argiles au forage de « Mon idée »).

Les sables et argiles de Sologne reposent sur les formations calcaires de Beauce. Ce niveau calcaire épais et karstifié au Nord de la Loire devient de plus en plus marneux et de moins en moins épais vers le Sud. D'une épaisseur estimée à une centaine de mètres sous le site, il présente un faciès de marnes blanches dans sa partie sommitale. Il n'a pas été étudié pendant la thèse.

- **Hydrogéologie**

La formation des sables et argiles de Sologne peut-être considérée du point de vue hydrogéologique comme étant un seul système assimilé à un « mille-feuilles » dans lequel il est souvent impossible de distinguer les différentes couches (Maget et Jauffrey, 1988). Cependant, les alternances de sables et argiles sont susceptibles de constituer autant d'aquifères que de niveaux sableux, selon la continuité des couches argileuses. Les nappes les plus profondes sont rendues captives et des cas d'artésianisme sont connus (Desprez, 1971). La productivité des ouvrages dépend essentiellement de l'équipement du captage (type de crépines, massif filtrant, etc.). L'eau de cette formation est acide et contient du fer (Maget et Jauffrey, 1988).

2.1.2. Caractérisation géophysique

Les mesures géophysiques ont été effectuées pendant plusieurs campagnes de mesures dont le déroulement est décrit dans le tableau ci-dessous.

Date	Mesures
Mai 2003	Répétitivité des sondages RMP
Octobre 2003	2 panneaux électriques (DC2 et DC7) Sondages RMP avec boucles séparées (cf. Hertrich, 2004)
Décembre 2003	2 panneaux électriques (DC1 et DC3)
Mars 2004	3 panneaux électriques (DC4, DC5 et DC6)
Mai 2005	2 panneaux électriques (DC8 et DC9)
Juin 2005	3 panneaux électriques (DC10, DC11 et DC12)
Août 2006	Sondages RMP
Septembre 2006	1 panneau électrique (DC13)

Tableau 2-1. Calendrier des mesures géophysiques à Marcilly

La localisation de ces mesures géophysiques est présentée sur la Figure 2-2.

Plusieurs personnes ont participé à ces mesures : Jean-François Girard (BRGM), Jean-Michel Baltassat (BRGM), Anatoly Legchenko (IRD), Marian Hertrich (TU-Berlin), Martina Braun (TU-Berlin), Jean Roy (ITC), Jean-Marie Gouez (Paris 6), Barbara Liss (TU-Berlin) et moi-même (pour quelques panneaux électriques et la plupart des sondages RMP).

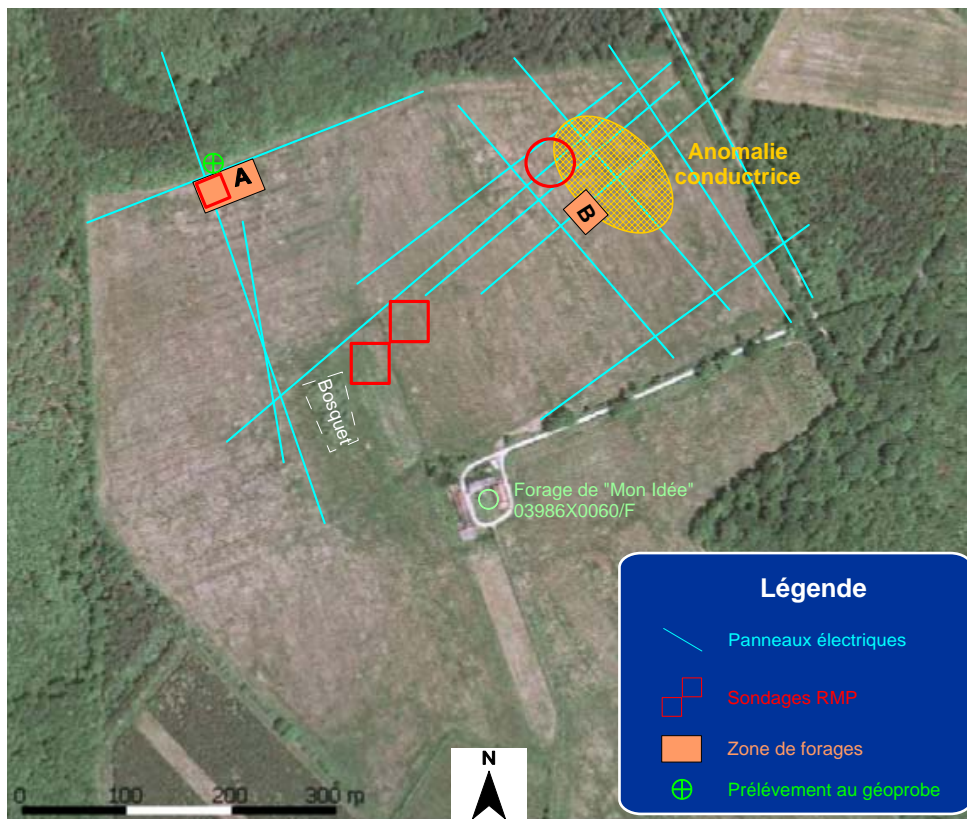


Figure 2-2. Vue aérienne du site de Marcilly et position des mesures géophysiques

• Panneaux électriques

Les différents panneaux électriques ont mis en évidence une anomalie conductrice au nord-est du champ (Boucher et al., 2005 ; Gouez, 2005). Cette anomalie est interprétée comme une lentille argileuse (Figure 2-3 haut).

Dans la partie située à l'ouest du champ, les panneaux électriques indiquent que le terrain est tabulaire (Figure 2-3 bas). C'est cette partie du site qui a été plus spécialement étudiée pendant la thèse.

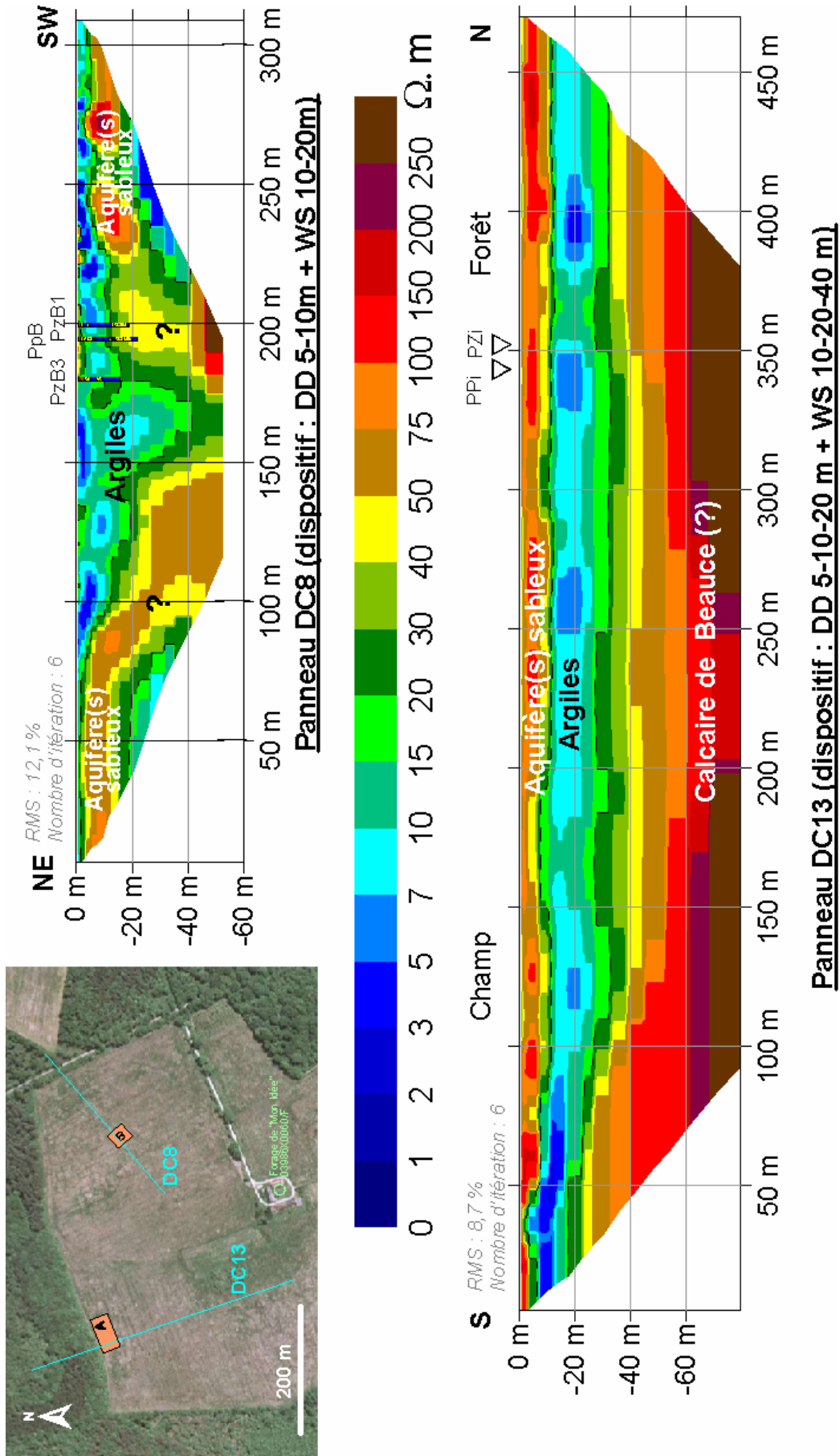


Figure 2-3. Exemple de résultats de panneaux électriques à Marçilly

• Sondages RMP

Une série de 15 sondages a été réalisée en mai 2003 pour tester la répétitivité des mesures. Les sondages se répartissent en 4 périodes de mesures : les 5-6, le 15, le 23 et le 27 mai. Deux appareils NUMIS^{PLUS} ont été utilisés à chaque période de mesure. Les sondages ont été réalisés à la même position (marquée par des repères au sol) au centre du terrain près du bosquet (Figure 2-2). Une antenne en forme de huit dont le côté d'un carré mesure 37,5 m a été utilisée. La forme en huit a été choisie pour améliorer le rapport signal sur bruit et ainsi minimiser le nombre de stacks nécessaires à un sondage de qualité. En utilisant 16 impulsions et 36 stacks, la durée moyenne d'un sondage était de 1h15 et le rapport signal sur bruit ($S/B = \text{Signal moyen} / \text{Bruit moyen}$) était de 6,7 en moyenne. L'ensemble des sondages est présenté sur la Figure 2-4.

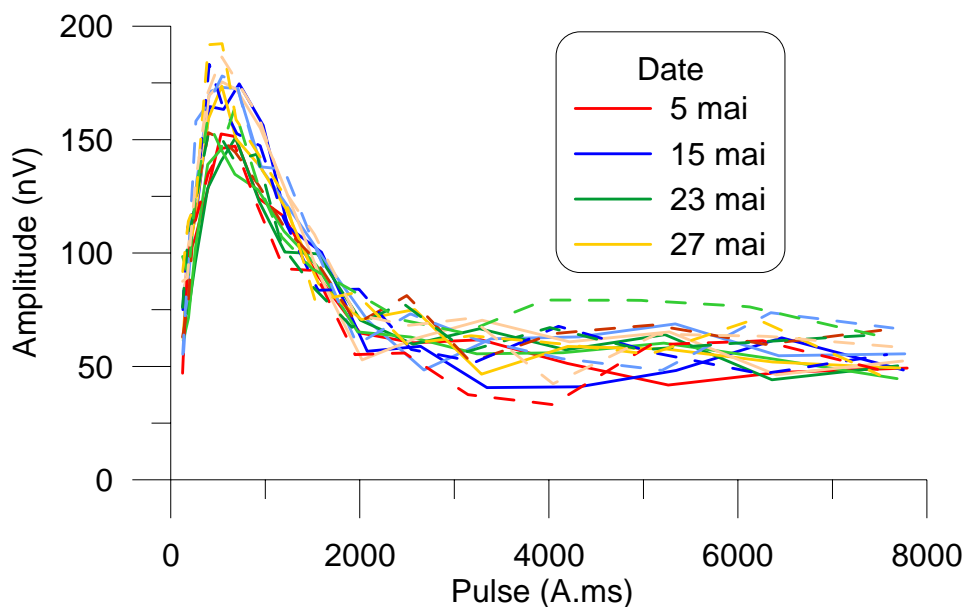


Figure 2-4. Sondages RMP réalisés en mai 2003 à Marcilly

Par ailleurs, trois sondages ont été effectués en août 2006 à proximité de la zone de forage (dite zone A) au nord-ouest du terrain (Figure 2-2). L'objectif était de comparer les résultats RMP avec les mesures sur échantillon et de vérifier l'absence de variation latérale. Les aquifères ciblés étant à moins de 20 m de profondeur, une petite boucle carrée de 25 m de côté a été utilisée afin d'améliorer la résolution. Les sondages ont été réalisés avec 16 ou 20 valeurs d'impulsions et entre 100 et 200 stacks. Au final un très bon rapport signal sur bruit (compris entre 10 et 12) a été obtenu. Les résultats de ces trois sondages sont présentés sur la Figure 2-5.

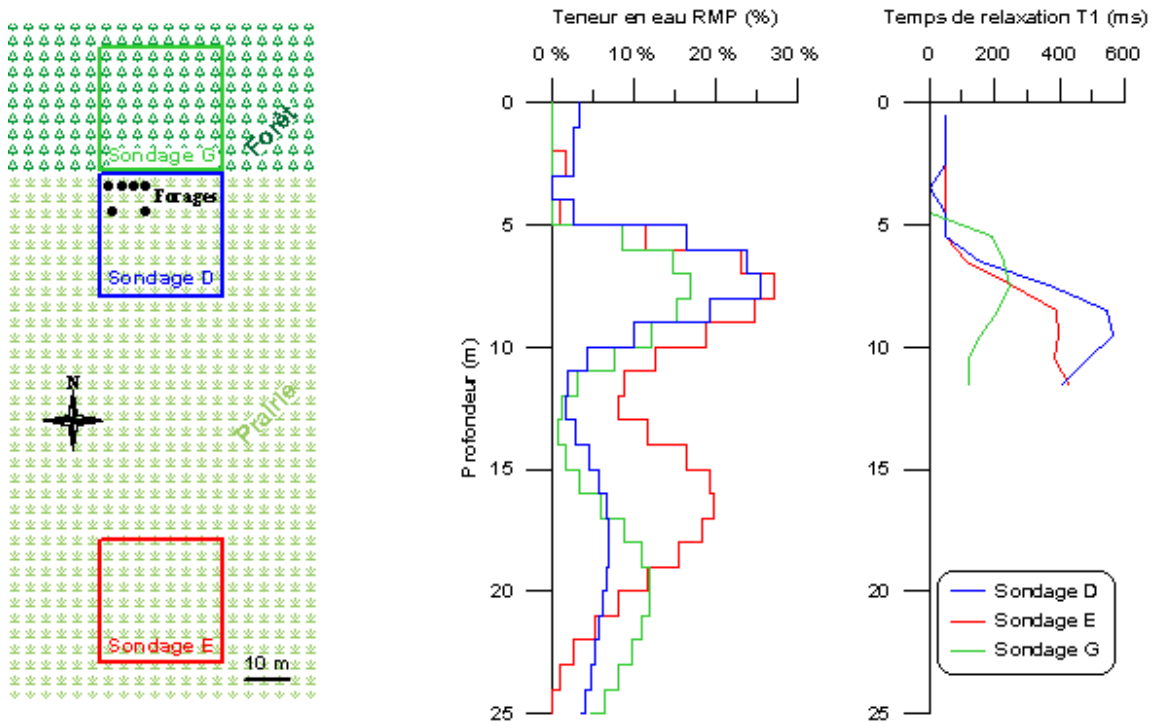


Figure 2-5. Résultats des sondages RMP dans la zone de forage A

A Gauche : position des sondages ; à droite résultats de l'inversion automatique

Les résultats mettent en évidence deux aquifères : un compris entre 5 et 11 m de profondeur environ et l'autre à partir de 14-15 m. Sur les deux sondages réalisés dans la prairie, l'aquifère plus superficiel semble homogène avec une teneur en eau de l'ordre de 20% et un temps de relaxation T1 de 400-500 ms. Sous la forêt, à la fois la teneur en eau et le temps de relaxation de ce 1^{er} aquifère diminuent. La zone aquiclude autour de 13 m s'amenuit vers le sud et le deuxième aquifère est de moins en moins profond en allant de la forêt vers le centre de la prairie. La teneur en eau de ce 2^{ème} aquifère est plus importante lorsqu'on s'éloigne de la lisière de la forêt. Le terrain n'est donc pas complètement tabulaire et homogène dans la zone investiguée, mais les variations des paramètres RMP ne sont pas très contrastées.

En même temps que les tests de boucles émettrices/réceptrices séparées faits en 2003 (Hertrich, 2004), un sondage standard avec une boucle coïncidente circulaire de 48 m de diamètre a été réalisé au dessus de l'anomalie conductrice (Figure 2-2). La comparaison de ce sondage avec un sondage au dessus de la zone de forage A montre des teneurs en eau plus faibles et plus profondes (Figure 2-6), ce qui renforce l'hypothèse de la lentille argileuse.

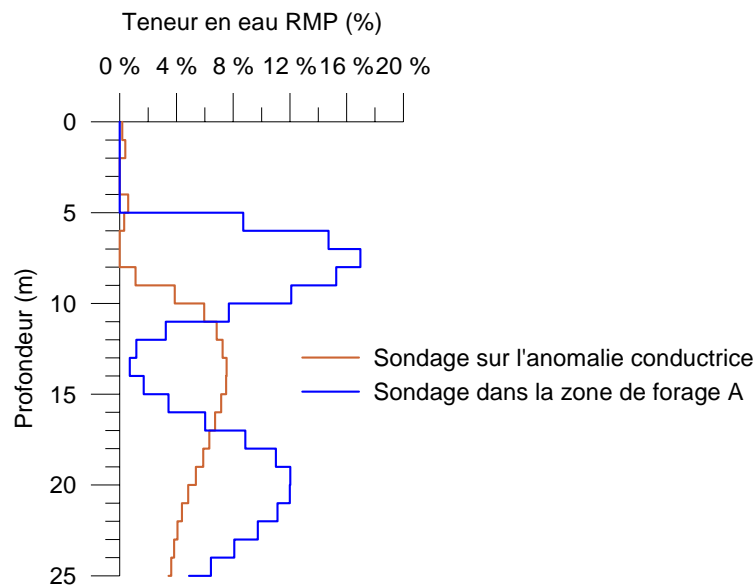


Figure 2-6. Interprétation du sondage réalisé au dessus de l'anomalie conductrice

2.1.3. Reconnaissance hydrogéologique

• Géologie

Entre septembre et novembre 2005, dix forages ont été réalisés sur le site de Marcilly, dont 6 sur la zone A et 4 sur la zone B en bordure de l'anomalie conductrice (Figure 2-2). Les travaux de forage ont été suivis par Jean-François Girard, Alexis Gutierrez, et Arnaud Willeumier qui ont fait une description géologique des différents ouvrages d'après les cuttings (Girard *et al.*, 2007b).

Sur la zone A, les forages mettent en évidence trois niveaux sableux séparés par des couches argileuses (Figure 2-7) constituant ainsi 3 aquifères :

- l'aquifère superficiel libre (de 0 à 2,2 m) : capté par le piézomètre Pzc, parfois complètement sec suivant les saisons ;
- l'aquifère intermédiaire captif (de 6 à 12,5 m) : capté par le puits PPi et le piézomètre Pzi ;
- l'aquifère profond captif (de 15 à 19 m) : capté par le puits PPp et le piézomètre Pzp.

Un niveau argileux d'1 m d'épaisseur est intercalé dans l'aquifère intermédiaire sur les forages Pzp et PPp. Ce niveau n'a pas été observé sur les forages PPi et Pzi situés à 7,5 m, ce qui souligne le caractère lenticulaire de ces formations sablo-argileuses.

Sur la zone B (Figure 2-8), un niveau sableux entre 12 et 20 m de profondeur constitue un aquifère rendu captif par une épaisse couche argileuse. Sur le forage PzB3 situé dans

l'anomalie conductrice, la couche argileuse s'épaissit et l'aquifère sableux n'a pas été atteint après 15 m de foration. Ce forage a été crépiné pour capter l'aquifère superficiel (au dessus de 5 m).

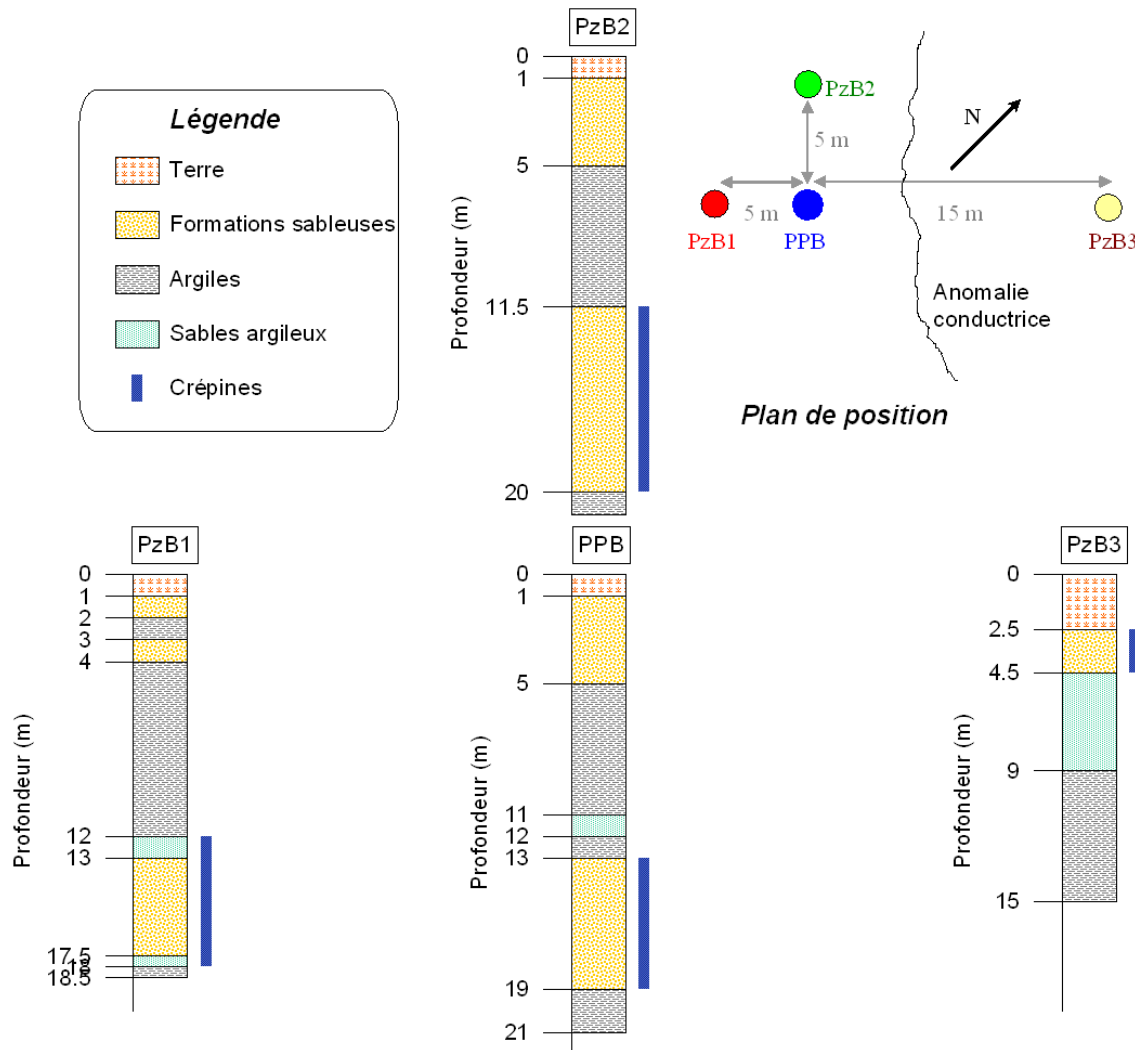


Figure 2-7. Logs géologiques simplifiées des forages de la zone A
(D'après Girard et al., 2007b)

- **Suivi des niveaux piézométriques**

Depuis la foration, les niveaux piézométriques dans les différents ouvrages sont mesurés ponctuellement en fonction des allers et venues sur le site (Figure 2-9). Les puits ne sont pas encore nivelés. Cependant, étant donné la faible topographie (cf. Figure 1-10, p. 29), on peut estimer que la différence d'altitude entre chaque forage est inférieure à une dizaine de centimètres. Les aquifères intermédiaire et profonds sur la zone A ne sont vraisemblablement pas connectés puisque leurs niveaux diffèrent de plus de 5 m. Les variations intersaisonniers sont de l'ordre de 1 m pour chaque aquifère.

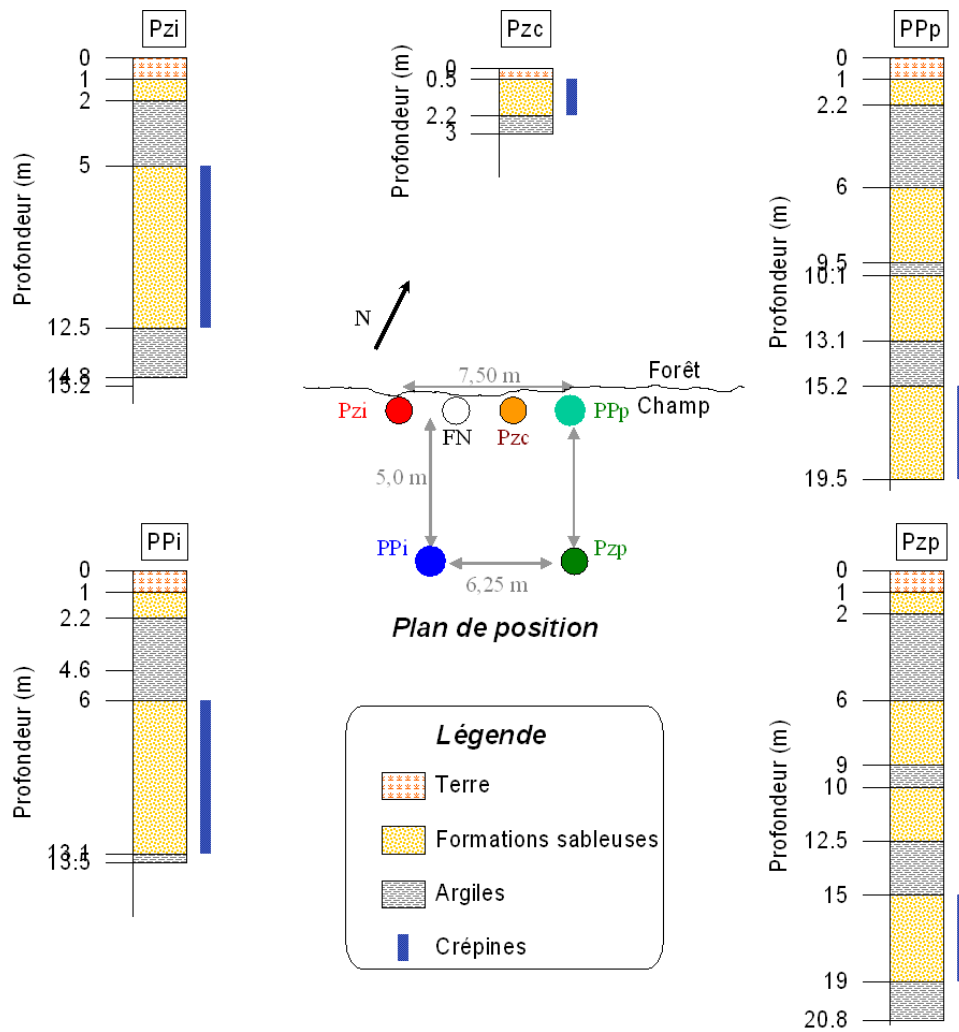


Figure 2-8. Logs géologiques simplifiées des forages de la zone B
(D'après Girard et al., 2007b)

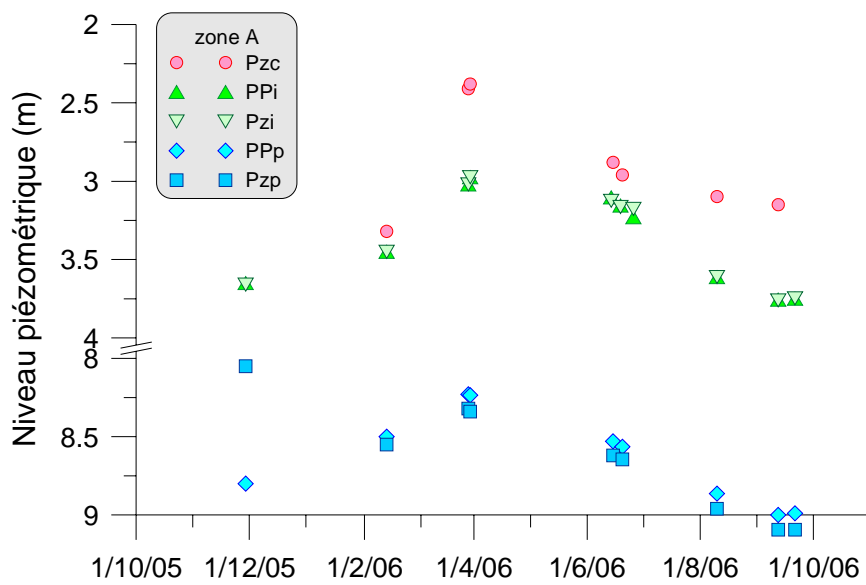


Figure 2-9. Suivi du niveau piézométrique à Marcilly

- **Essais de pompages**

Une série d'essais de pompage a été effectuée dans la zone A en mars et juin 2006. Un essai a été réalisé dans le forage Pp pour mesurer les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère profond. En pompant avec le débit minimum ($<1\text{m}^3/\text{h}$) le niveau s'est rabattu d'environ 5 m en 5 minutes vidant ainsi le puits de pompage. Après 4 heures d'attente le niveau n'est remonté que de 4 m. Ces observations ont permis de conclure que soit la transmissivité de l'aquifère profond est très faible, soit le puits de pompage Pp est partiellement colmaté. Les investigations dans cet aquifère n'ont pas été poursuivies. Des essais complémentaires pourraient être effectués en interprétant les résultats comme des chocs hydrauliques.

Plusieurs pompages ont été réalisés dans le forage Ppi pour mesurer les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère intermédiaire et vérifier que les 3 aquifères ne sont pas connectés entre eux. Quatre essais par palier de 2 heures avec des débits allant 2,15 à $4\text{m}^3/\text{h}$ ont d'abord été réalisés (Tableau 2-2 et Figure 2-10). Chaque palier était espacé d'au moins 3 heures avec le précédent. Ensuite un pompage de 12 heures à débit constant a été effectué. Pour ce pompage un débit de $3\text{m}^3/\text{h}$ a été choisi d'après les résultats des essais par paliers. L'évolution des rabattements dans les différents forages de la zone A pendant ce pompage de 12 heures est présentée dans la Figure 2-11 et la Figure 2-12.

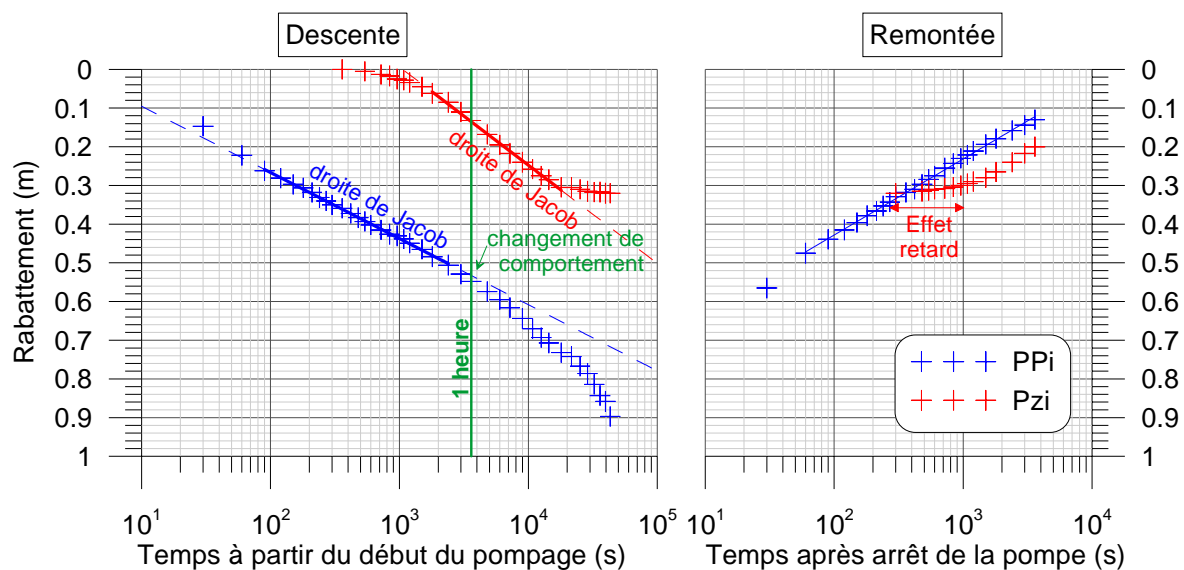
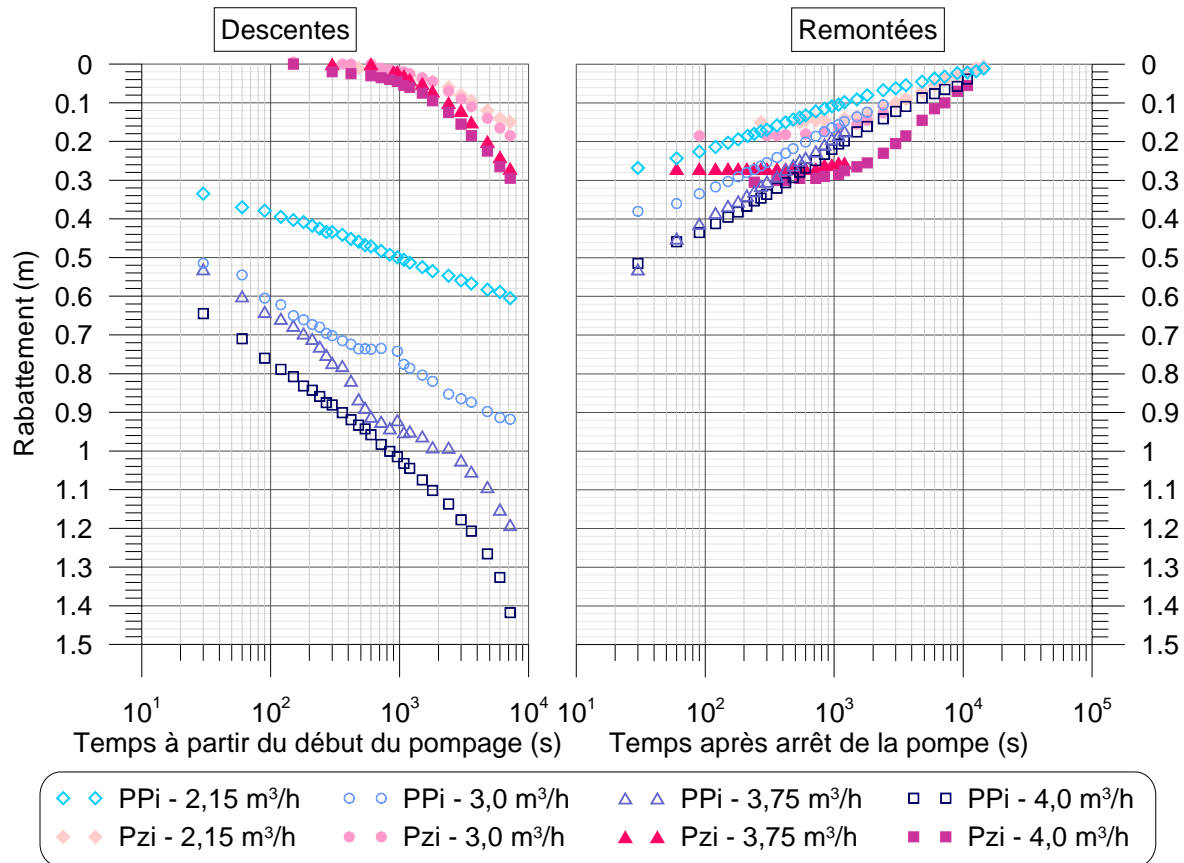
Date	Heure de début	Niveau initial dans Ppi (m)	Débit pompé (m^3/h)	Temps de pompage	Temps de suivi de la remontée
15/06/06	10h14	3,120	3,75	2 heures	20 minutes
15/06/06	15h32	3,177	3	2 heures	40 minutes
16/06/06	10h51	3,125	2,15	2 heures	4 heures
19/06/06	10h00	3,155	4	2 heures	3 heures
20/06/06	8h00	3,175	3	12 heures	1 heure

Tableau 2-2. Calendrier des pompages dans l'aquifère intermédiaire de la zone A

Sur le piézomètre d'observation Pzi, un effet retard est observé sur la remontée : lorsqu'on arrête le pompage, le niveau dynamique reste stable pendant environ $\frac{1}{4}$ d'heure avant de remonter. Ce phénomène avait déjà été observé pendant les essais par palier et pourrait être lié à un colmatage du piézomètre pour lequel des difficultés avaient été rencontrées lors de la foration (Girard *et al.*, 2007b). Si c'est le cas, il est probable que l'effet de retard affecte aussi la descente et perturbe l'estimation du coefficient d'emmagasinement.

Sur le puits de pompage Ppi, on observe une accélération de la baisse du niveau piézométrique au bout d'une heure de pompage, qui pourrait s'expliquer par une limite

étanche. Mais peu après, le niveau dans le piézomètre d'observation commence à stagner. Il est donc probable que le forage PPI se soit colmaté progressivement au cours du pompage. Cette hypothèse a été vérifiée par un essai de pompage de 2 heures réalisé en janvier 2007. Cet essai a montré une transmissivité plus faible qu'en mars 2006 et des pertes de charges en début de pompage plus importantes.



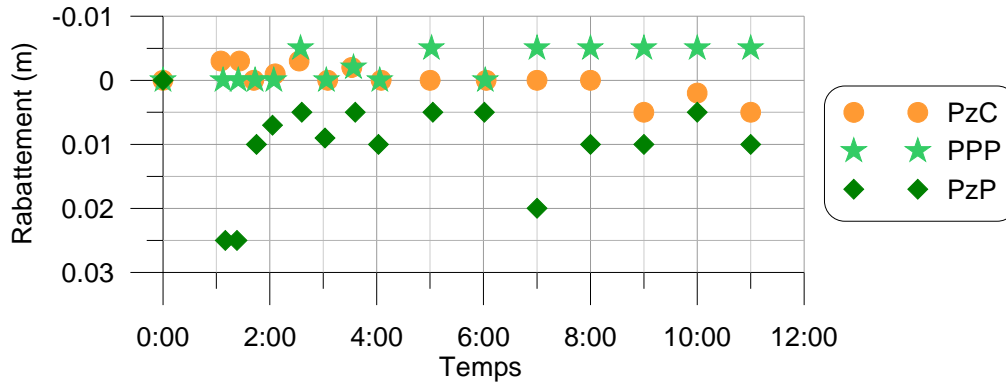


Figure 2-12. Rabattements dans Pzc, Ppp et Pzp pendant le pompage de 12 heures

Sur les forages qui captent un autre aquifère que celui mobilisé, les niveaux piézométriques n'ont pas évolué significativement (Figure 2-12) pendant les 12 heures de pompage. Cette observation confirme que les trois aquifères (superficiel, intermédiaire et profond) ne sont pas connectés entre eux à l'échelle du pompage.

La transmissivité et le coefficient d'emmagasinement ont été estimés en utilisant une approximation logarithmique de la solution de Theis (méthode de Jacob) sur les courbes caractéristiques de descente et le principe de superposition a été utilisé pour la remontée (Figure 2-11). La transmissivité de l'aquifère intermédiaire est ainsi évaluée à $9 \pm 1.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et le coefficient d'emmagasinement à 5%. Cette valeur de coefficient d'emmagasinement paraît très élevée pour un aquifère captif et est sans doute erronée à cause du colmatage du piézomètre d'observation. Il est prévu de forer un nouveau forage avec un massif filtrant et de décolmater les deux ouvrages Pzi et Ppi pour améliorer l'estimation de ces paramètres.

2.1.4. Mesures en laboratoires

- **Mesures effectuées**

Un forage a été réalisé le 10 mai 2004 avec une sondeuse Géoprobe afin d'extraire des carottes avec le minimum de perturbation de la teneur en eau. La sondeuse Géoprobe est un carottier par battage conduisant à prélever des échantillons de sol meuble dans des tubes transparents de 3,5 cm de diamètre. Initialement, il était prévu d'extraire des échantillons jusqu'à 20 m de profondeur, mais le forage a dû être arrêté à 8 m car l'appareil Géoprobe n'est pas adapté à l'extraction de matériau non consolidé dans la nappe.

Les échantillons ont été emmenés au laboratoire de géophysique appliquée de l'université technique de Berlin juste après leur extraction afin d'être analysés dans des conditions les plus proches possibles des conditions in situ. Deux types de mesure y ont été faites : des mesures « en continu » à intervalle régulier et des mesures sur quelques échantillons

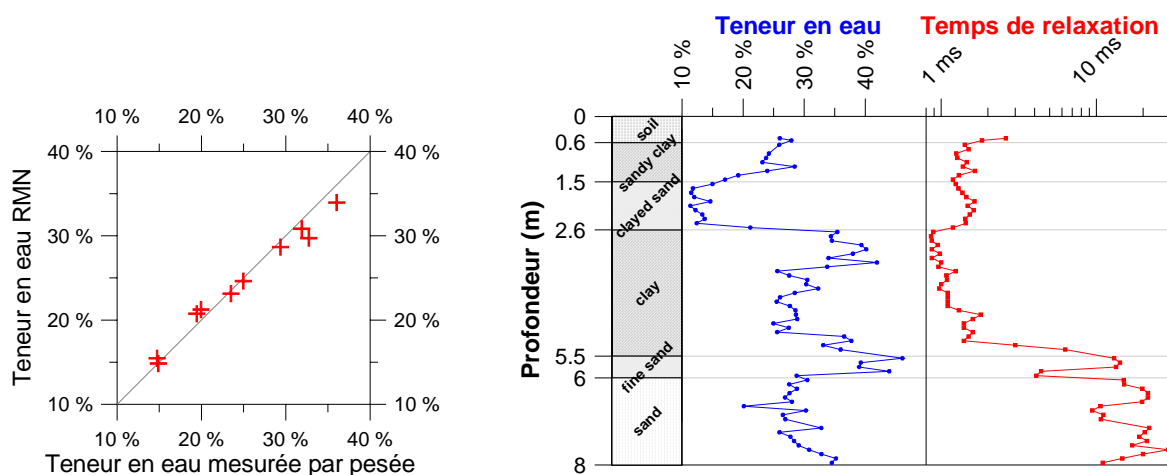
sélectionnés. Les mesures « en continu » ont été faites sur les carottes de 1 m de long pour obtenir un log des propriétés hydrogéophysiques du sous-sol. La teneur en eau (RMN) et le temps de relaxation T_2 ont été mesurés tous les 10 cm (la zone de sensibilité de l'appareil mesurant 8 cm). Comme la séquence de mesure INVREC est relativement longue, (§1.3.2 p. 44) les temps T_1 n'ont été mesurés que tous les 50 cm.

Sept échantillons de 5 cm de haut ont été découpés dans les tubes d'1 m. Sur ces échantillons ont été mesurés à l'état initial et à l'état saturé : la masse, la teneur en eau RMN, les temps de relaxation T_1 et T_2 . Les échantillons ont ensuite été séchés au four pendant 3 semaines (à 30°C puis 60°C) et ont été pesés. Ensuite ces échantillons ont été re-saturés et ont été emmenés à l'Université de Bordeaux pour être analysés par IRM.

• Résultats obtenus

L'absence de temps mort instrumental pour les mesures RMN en laboratoire permet de détecter la totalité de l'eau présente dans l'échantillon. Ainsi, les teneurs en eau mesurées par RMN sont comparables aux teneurs en eau mesurées par pesée (Figure 2-13 gauche) :

Par ailleurs, les paramètres RMN présentent une bonne corrélation avec la géologie : les variations importantes de teneur en eau et de temps de relaxation ont lieu en correspondance avec les changements géologiques (Figure 2-13 droite). Les teneurs en eau sont les plus faibles dans les sables argileux non saturés compris entre 1,5 et 2,6 m de profondeur. Les temps de relaxation les plus courts sont observés dans l'argile et les temps les plus longs dans le sable saturé à partir de 6 m de profondeur.



2.2. Aquifère du Continental Terminal 3 (Niger)

La zone d'étude du bassin du kori* de Dantiandou se situe au sud-ouest du Niger, proche de Niamey, la capitale (Figure 2-14). Il s'agit d'un aquifère libre gréseux déjà largement étudié et ayant fait l'objet d'une modélisation hydrodynamique (Massuel, 2005). Cette zone d'étude a été choisie pour déterminer comment les résultats de sondages RMP peuvent améliorer la modélisation hydrodynamique à grande échelle (plusieurs milliers de kilomètres carrés), en particulier pour estimer la recharge des aquifères. La comparaison avec les résultats d'essais de pompage va aussi permettre de vérifier et calibrer les relations empiriques qui existent entre les résultats de sondages RMP et les propriétés hydrodynamiques.

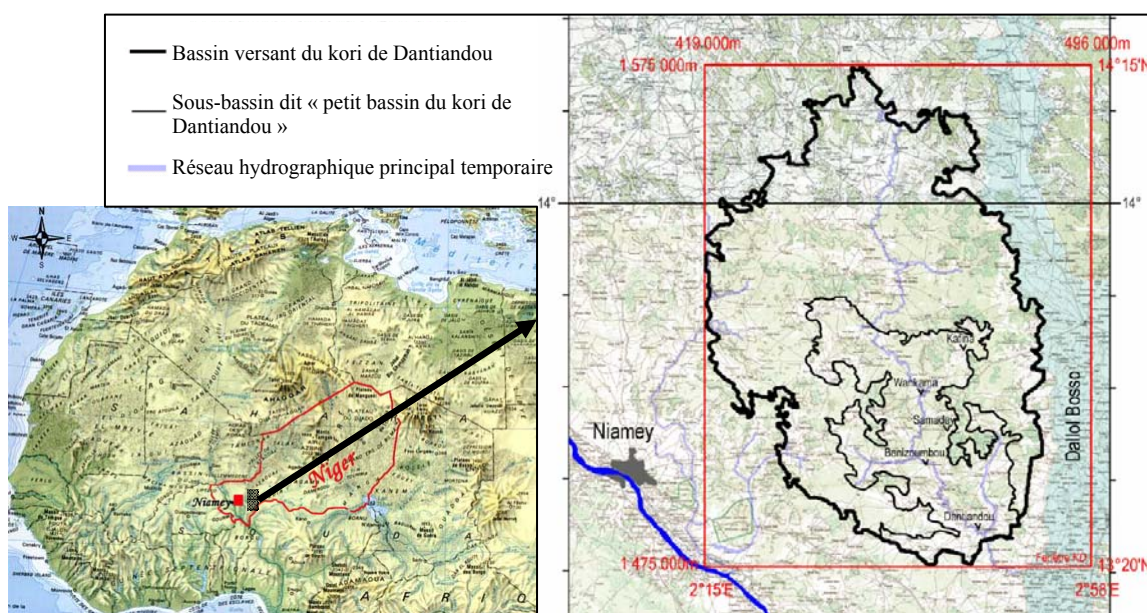


Figure 2-14. Localisation de la zone d'étude du bassin du kori de Dantiandou
(D'après Massuel, 2005)

2.2.1. Contexte hydrogéologique

Au sud-ouest semi-aride du Niger, comme souvent ailleurs au Sahel, les nappes d'eau souterraines représentent l'unique ressource permanente durable en eau douce. Dans cette région rurale à forte densité de population (près de 30 habitants/km² d'après le

* kori : lit de cours d'eau temporaire (en Haoussa).

recensement 2001), le niveau piézométrique de la nappe libre du Continental Terminal (CT3) s'est élevé de près de 4 m depuis les années 1960 (Leduc *et al.*, 2001) alors qu'une diminution significative des précipitations de mousson a été observée sur cette période. Sur la zone d'étude, ce paradoxe est expliqué par le déboisement qui, en favorisant le ruissellement, a augmenté l'apport en eau de surface aux mares temporaires, exutoires naturels d'une multitude de petits bassins versants endoréiques. Ces mares, toujours en position perchée par rapport à la nappe, montrent une vidange rapide par infiltration qui représente la principale source de recharge pour l'aquifère. Des investigations hydrogéologiques et géochimiques ont permis de mieux comprendre la dynamique de cet aquifère (Favreau, 2000 ; Massuel, 2005). Cependant les modélisations seraient améliorées par une meilleure connaissance des paramètres hydrodynamiques des réservoirs.

- **Hydrogéologie**

La région étudiée se situe en bordure du large bassin sédimentaire des Iullemmeden, entre le fleuve Niger à l'ouest et la large vallée fossile du Dallol Bosso à l'est. Dans cette région, l'aquifère libre est constitué des grès sablo-silteux à argileux, peu consolidés, du Continental Terminal (formation tertiaire, d'âge Eocène à Pliocène ; Lang *et al.*, 1990). L'épaisseur saturée de l'aquifère libre augmente, d'ouest en est, d'une dizaine à plusieurs dizaines de mètres. La nappe libre du Continental Terminal s'étend sur une superficie de près de 150 000 km², essentiellement au Niger mais également, sur ses bordures, au Nigeria et au Mali. En profondeur, d'autres aquifères (l'aquifère à oolithes et l'aquifère des sables inférieurs) rendus captifs par d'épaisses séries argileuses (Figure 2-15) sont localement captés par forages. Vers l'Est, les paléo vallées des Dallol Bosso et Maouri sont les témoins d'importantes rivières qui se sont asséchées avec l'aridification climatique de l'Holocène ; ces larges vallées présentent en surface des épaisseurs plurimétriques de sables quaternaires de granulométrie plus grossière (Favreau, 2000 ; Guéro, 2003).

Le climat est semi-aride, avec une température moyenne annuelle de l'ordre de 29°C, une évapotranspiration potentielle de 2500 mm/an et une pluviométrie de l'ordre de 570 mm/an (Niamey, 1908-2003). La saison des pluies, dépendante de la mousson ouest-africaine, cumule 90% de la pluviométrie de juin à septembre. Elle est constituée d'événements intenses d'une durée typiquement de quelques heures. Le ruissellement se produit sur les versants topographiques et s'accumule rapidement dans une multitude de mares temporaires, exutoires naturels de bassins versants de quelques km². Dans cet

environnement, toutes les données hydrodynamiques montrent une recharge de type indirecte, par infiltration rapide de l'eau accumulée dans les mares.

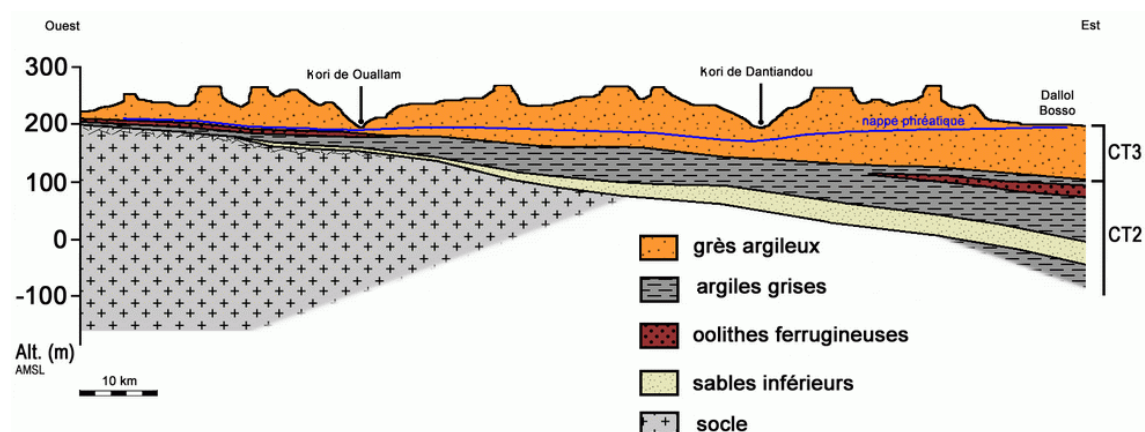


Figure 2-15. Coupe hydrogéologique schématisée du bassin du kori de Dantiandou
(D'après Favreau, 2000 in Massuel, 2005)

La végétation naturelle est une savane arborée et arbustive à graminée, mais sous la pression du déboisement, l'essentiel du paysage est désormais constitué d'une mosaïque de champs de mil et de jachères courtes.

La piézométrie de la nappe montre des gradients hydrauliques faibles, <1%, avec des dômes piézométriques d'ampleur pluri-métriques à l'aplomb des mares en période de recharge de l'aquifère. La profondeur de la nappe sous le sol varie essentiellement en fonction du relief, allant de quelques mètres sous les vallées sèches à plus de 70 m sous les plateaux latéritiques résiduels. En raison de l'augmentation du ruissellement vers les mares depuis plusieurs décennies, la piézométrie de la nappe phréatique montre une hausse continue, estimée à près de 4 m depuis les années 1960. L'augmentation induite de la recharge a été estimée, par interprétation croisée de données hydrodynamiques et géochimiques, à plusieurs dizaines de mm/an (Favreau *et al.*, 2002). La température de l'eau est de l'ordre de 30°C. La nappe présente une minéralisation généralement faible, avec des conductivités électriques de l'eau de l'ordre de la centaine de $\mu\text{S}/\text{cm}$. La résistivité des terrains (zone non saturée) est généralement forte, dans une gamme de 50 à plusieurs milliers d' $\Omega\cdot\text{m}$ (Massuel *et al.*, 2006).

- **Données disponibles**

L'aquifère du Continental Terminal au Niger est intensément étudié depuis plus d'une dizaine d'années (Favreau, 2000 ; Guéro, 2003 ; Massuel, 2005). De nombreuses

informations hydrogéologiques sont donc disponibles, avec notamment plus d'une centaine de chroniques piézométriques de la nappe libre (initiées à la fin des années 1980 ou au début des années 1990), plusieurs dizaines d'analyses chimiques (ions majeurs) et un nombre équivalent d'analyses isotopiques ($^{18}\text{O}/^2\text{H}$, ^3H , $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$, ^{15}N). Les niveaux piézométriques et les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère sont contraints par plusieurs dizaines de nivellements de précision (niveau optique, GPS différentiel) et plus d'une dizaine d'essais de pompages de longue durée, effectués en vue d'estimer la transmissivité et/ou la porosité efficace de l'aquifère (Favreau, 2000 ; Guéro, 2003). Ces données complètent de rares informations plus anciennes obtenues par essais de pompage lors de programmes d'hydraulique villageoise, dont les rapports techniques contiennent surtout une abondante description de la lithologie de l'aquifère (e.g, Pallas / FAO, 1970 ; Dehays / BRGM / BURGEAP, 1990).

Une partie des données hydrodynamiques a été synthétisée en annexe de thèses de doctorat récentes (Favreau, 2000 ; Guéro, 2003). Ces données, intégrées dans des modèles hydrodynamiques numériques en régime transitoire (Guéro, 2003 ; Massuel, 2005) ont permis de proposer (par modélisation inverse) une estimation de la distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère (recharge, porosité efficace, transmissivité).

2.2.2. Chronologie et objectifs des campagnes de mesures

Deux campagnes de mesures ont été réalisées en décembre 2005 et novembre 2006. L'objectif de la première campagne était de vérifier la faisabilité de sondages RMP dans cette région, de calibrer les mesures RMP avec des données hydrogéologiques, et de s'assurer que les contrastes rencontrés dans la région seraient suffisants pour être clairement identifiés par la méthode. Dans ce cadre, 17 sites, documentés en données hydrodynamiques, ont été reconnus par sondage RMP. Les sites ont été choisis afin de couvrir la plus vaste gamme possible de paramètres hydrogéologiques (profondeur du niveau piézométrique, épaisseur saturée de l'aquifère, vitesse de hausse de la nappe).

La deuxième campagne visait à améliorer l'interprétation des résultats obtenus en : (1) augmentant le nombre de points de calibration ; (2) prenant en compte la conductivité des terrains pour l'inversion des données RMP. Dans ce cadre, quatre essais de pompage ont été réalisés ; 7 sites ont été reconnus par sondage RMP (incluant les sites où il y a eu les essais de pompage et d'autres sites documentés) ; des mesures TDEM ont été effectuées sur la quasi-totalité des sites prospectés par RMP (22 sites sur 24).

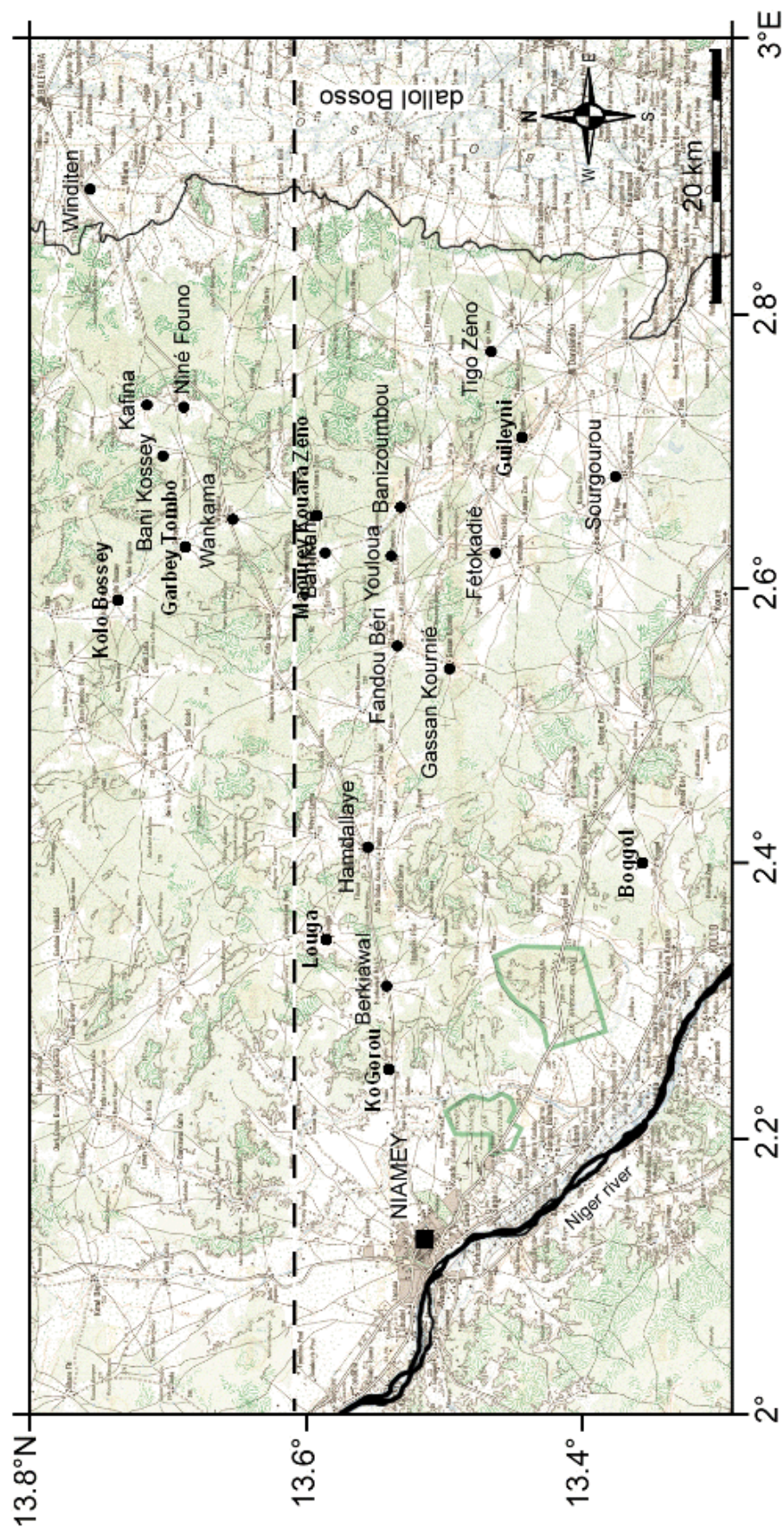


Figure 2-16. Localisation des sites de mesures au Niger
(La ligne pointillée indique la position de la coupe géologique de la Figure 2-15)

La localisation des différents sites de mesures est présentée sur la Figure 2-16. Le site de Kizamou est en dehors de la zone d'étude (à une centaine de kilomètre au sud-est). Il avait été prospecté par RMP car il appartient à la même formation géologique que la zone d'étude et un essai de pompage y avait été réalisé avec un piézomètre d'observation, permettant ainsi l'estimation du coefficient d'emménagement.

2.2.3. Sondages RMP

- **Mesures réalisées**

Lors de la première campagne de mesure, les boucles RMP utilisées ont été choisies afin d'avoir la plus grande profondeur d'investigation possible et afin d'optimiser le temps d'acquisition. Les boucles avaient une forme carrée de 75 m de côté. Après les deux premières mesures, il s'est avéré que l'utilisation d'un dispositif en forme de huit (dont le côté d'un carré mesure 75 m) permettait d'abaisser le niveau de bruit plus rapidement qu'avec le dispositif d'un carré simple. C'est donc le dispositif en huit qui a été utilisé par la suite. Un test avec une antenne carrée de 112,5 m de côté a été réalisé sur le site de Winditen afin d'essayer d'augmenter la profondeur d'investigation. Mais au final la principale limite pour sonder en profondeur était l'intensité du courant émis qui n'a pas pu atteindre son maximum à cause de l'utilisation de câbles trop fin (6 mm de section).

Les sites prospectés en 2006 avaient des niveaux piézométriques moins profonds. Des antennes plus petites (de 50 m de côté) ont alors été utilisées. Pour les mêmes raisons qu'en 2005, la boucle en forme de huit a été préférée à la boucle en carré simple. Sur les sites de Bogol et Guileyni, les sondages ont été positionnés autour du puits où les essais de pompage ont été réalisés. Ces puits étant proches des villages, une boucle en huit n'a pas pu être déployée faute de place.

La durée du sondage a été un facteur important pour le choix des paramètres d'acquisition car de fortes variations journalières du champ géomagnétique ont été observées (Figure 2-17) tous les jours entre 7h et 10h environ et entre 14h et 17h, vraisemblablement en lien avec l'activité solaire. Ces variations du champ magnétique pouvant générer des décalages en fréquence de résonance de plus de 2 Hz perturbent fortement la mesure RMP (Legchenko, 2004). Les créneaux horaires pendant lesquels le champ magnétique augmente ou diminue fortement ont donc été évités autant que possible pour l'acquisition des données RMP.

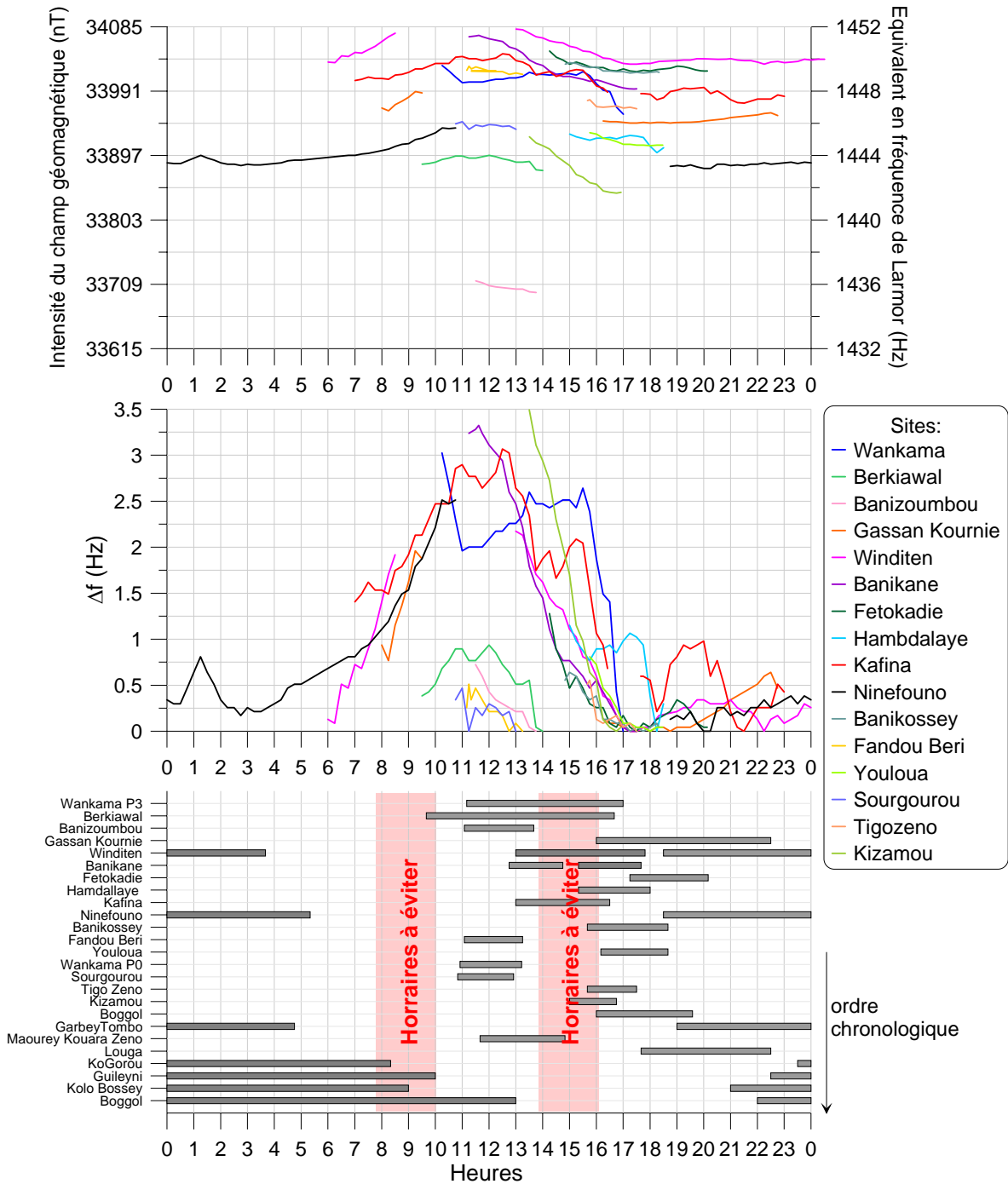


Figure 2-17. Variations journalières du champ géomagnétique

En haut: intensité du champ mesurée à un pas de temps de 15 minutes sur les différents sites et converties en fréquence. Au milieu : variation de la fréquence liée au champ géomagnétique. En bas : horaires d'acquisition des sondages RMP.

Entre 2005 et 2006, les conditions de bruit électromagnétique se sont dégradées, vraisemblablement à cause de phénomènes atmosphériques. Lors de la deuxième campagne, il a donc été choisi de réaliser les mesures la nuit pour profiter d'un champ

géomagnétique stable pendant plusieurs heures, permettant ainsi des sondages plus longs et donc avec plus de stacks. Une baisse du niveau de bruit a souvent été observée au petit matin et certains sondages ont été répétés dans ces conditions. De telles variations diurnes du bruit électromagnétique ont déjà été observées dans des contextes tropicaux (Kgotlhang, 2000 ; Baltassat et Legtchenko, 2001).

Les principales caractéristiques des sondages RMP sont présentées dans le Tableau 2-3. Les conditions de bruit électromagnétiques souvent favorables ont permis de faire des mesures de bonne qualité : sur pratiquement tous les sites au moins un sondage avec un rapport signal/bruit supérieur à 3 est disponible.

	Site	Sondage	Date	Heure	Boucle	Nb de pulse	Bruit EM avant stack	Nb de stack	S/N
1 ^{ère} campagne de mesures	Wankama P3	WP3_75	11/12/05	11h10 - 17h00	carré 75 m	16	300-400 nV	200	4.49
	Berkiawal no 3	berk8_75	13/12/05	09h40 - 16h40	8 carré 75 m	16	100-200 nV	102	3.67
	Banizoumbou	bani8_75	14/12/05	11h05 - 13h40	8 carré 75 m	16	100-200 nV	108-66	5.92
	Gassan Kournie	gas8_75	14/12/05	16h00 - 22h30	8 carré 75 m	16	100-200 nV	234	6.71
	Winditen	win_112	15/12/05	13h00 - 17h45	carré 112,5 m	15	700-1000 nV	222	4.40
		win8_75	15/12/05	18h30 - 3h40	8 carré 75 m	16	300-400 nV	?	10.87
	Banikane	banika	16/12/05	12h45 - 14h45	8 carré 75 m	16	250-250 nV	106	8.97
		banika2	16/12/05	15h20 - 17h40	8 carré 75 m	15	300-400 nV	102	6.15
	Fetokadie	feto2	18/12/05	17h15 - 20h10	8 carré 75 m	16	170-250 nV	100	3.52
	Hamdallaye	hamb8_75	19/12/05	15h20 - 18h00	8 carré 75 m	16	200-280 nV	100	3.95
	Kafina	kafina2	21/12/05	13h00 - 16h30	8 carré 75 m	16	200-230 nV	120	4.78
	Ninefouno	nine8_75	21/12/05	18h30 - 5h20	8 carré 75 m	15	200-650 nV	250	2.53
	Banikossey	banikosey	22/12/05	15h40 - 18h40	8 carré 75 m	16	200-250 nV	106	6.67
	Fandou Beri	fandou	23/12/05	11h05 - 13h15	8 carré 75 m	16	200-250 nV	80	3.19
	Youloua	youloua	23/12/05	16h10 - 18h40	8 carré 75 m	16	200-250 nV	100	8.20
	Wankama P0	WP0	24/12/05	10h55 - 13h13	carré 75 m	16	~250 nV	80	5.12
	Sourgourou	sourg	25/12/05	10h50 - 12h55	8 carré 75 m	16	180-300 nV	80	4.75
	Tigo Zeno	tigo	25/12/05	15h40 - 17h30	8 carré 75 m	16	180-250 nV	80	14.59
	Kizamou	kizamou	26/12/05	15h00 - 16h45	8 carré 75 m	16	180-250 nV	60-50	26.61
	2 ^{ème} campagne de mesures	Bogol (kori)	bogol	02/11/06	16h00 - 19h35	8 carré 50m	10	230-410 nV	100
Bogol (puits)		bogol3	11/11/06	22h00-700h	carré 50m x2	16	270-700 nV	var.	1,67
		bogol4	12/11/06	7h00-9h00	carré 50m x2	15	180-230 nV	70	2,28
		bogol5	12/11/06	9h00-10h20	carré 50m x2	13	170-220 nV	70	3,07
		bogol6	12/11/06	10h30 - 13h00	carré 50m x2	16	170-200nV	100	3,19
Garbey Tombo		garbey	04/11/06	19h00 - 4h45	8 carré 50m	15	500-800 nV	300	3,52
Guileni		guil num	08/11/06	22h30 - 1h00	carré 50m x2	4	200-1000 nV	250	1,76
		guileni	09/11/06	1h00 - 8h40	carré 50m x2	16	200-1000 nV	250	1,69
		guileni2	09/11/06	8h40-10h00	carré 50m x2	16	150-200 nV	50	4,05
Kogorou		kogorou	07/11/06	23h30 - 2h00	carré 50m x2	3	~ 1200 nV	300	-
		kogorou2	08/11/06	2h00 - 8h20	8 carré 50m	16	340-400 nV	200	4,51
Kolo Bossey		kolobosey	10/11/06	21h00 - 6h10	8 carré 50m	16	300-900 nV	250	3,54
		kolobosey2	11/11/06	6h20 - 9h00	8 carré 50m	16	250-300nV	70	4,86
Louga		louga	06/11/06	17h40 - 19h00	8 carré 50m	7	200-250nV	100	1,66
		louga2	06/11/06	21h00 - 22h30	8 carré 50m	8	250-300nV	100	1,62
Maourey Kara Zeno	MKZ1	04/11/06	11h40 - 14h45	8 carré 50m	16	230-250 nV	100	4,24	

Tableau 2-3. Caractéristiques des sondages RMP au Niger

• **Résultats obtenus**

L'aquifère du CT3 (Figure 2-15) a pu être caractérisé par les sondages RMP (Figure 2-18). Les sondages ont été inversés de différentes façons discutées dans les chapitres 3 et 4. Des contrastes significatifs de paramètres hydrogéologiques ont été mis en évidence sur l'ensemble de la zone étudiée.

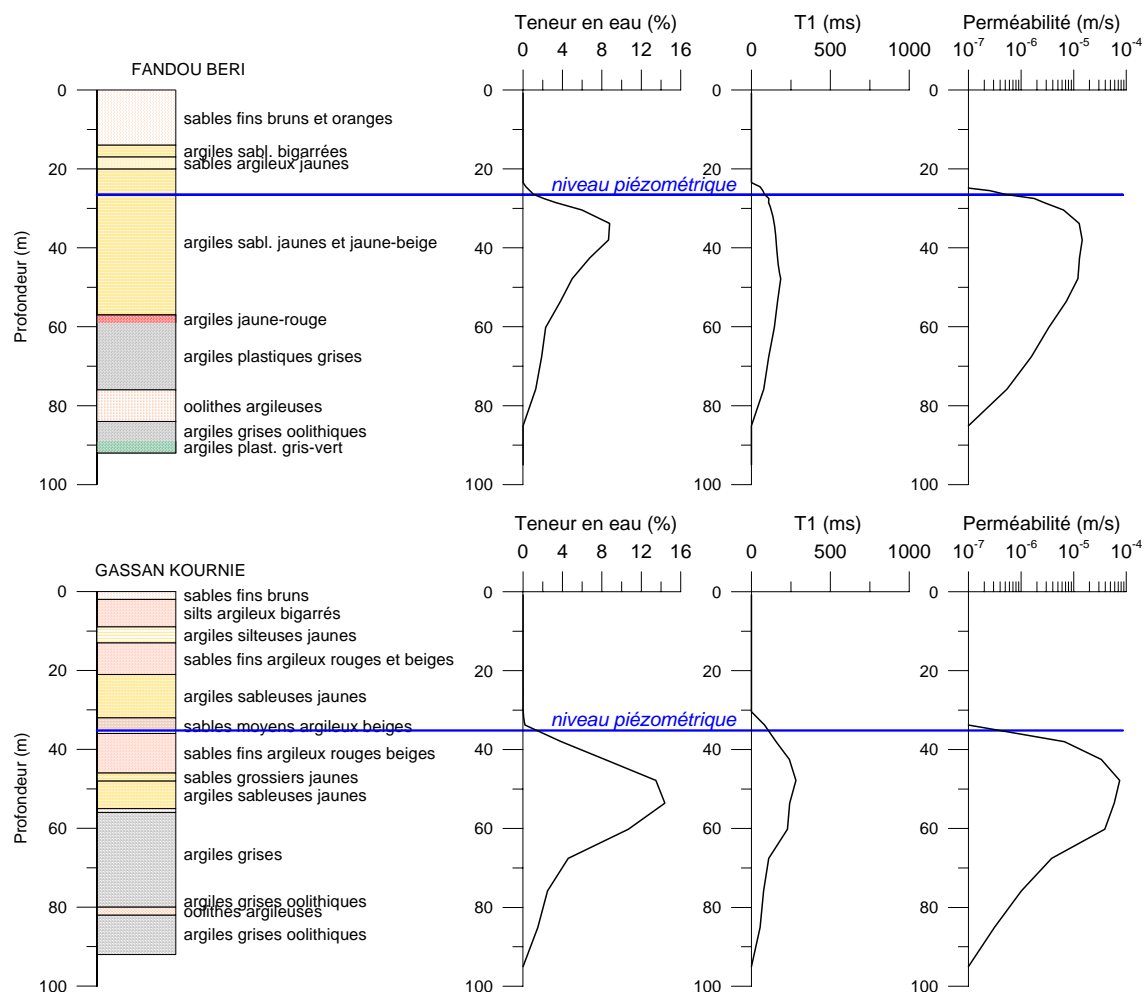


Figure 2-18. Exemple de résultats RMP sur deux forages au Niger distants de 4 km

La formule utilisée pour calculer la perméabilité est : $K_{RMP} = Cp \cdot w_{RMP} \cdot (T_1)^2$ avec

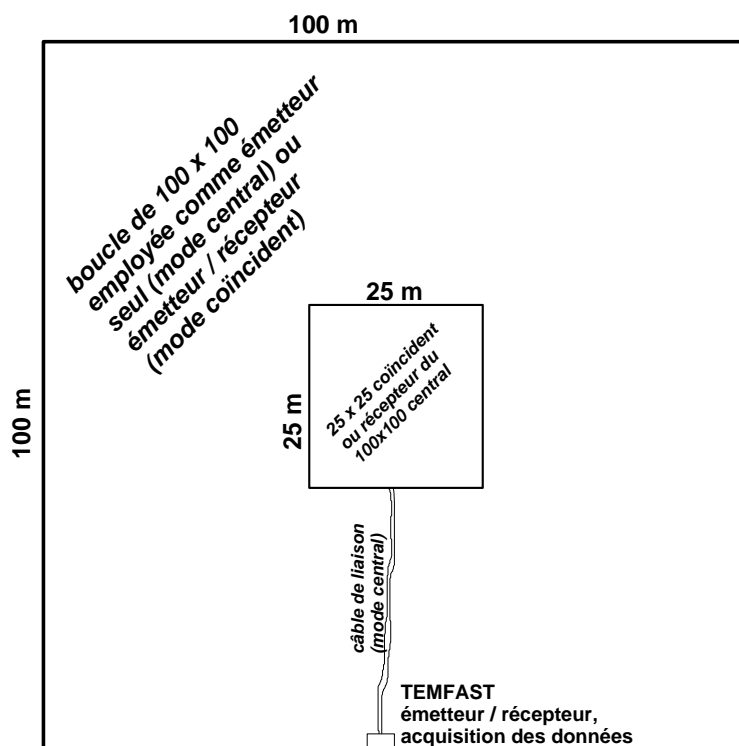
$Cp = 7 \cdot 10^{-9}$ (valeur par défaut dans le logiciel d'inversion Samovar).

2.2.4. Sondages TDEM

• Mesures réalisées

Les sondages TDEM ont été réalisés avec un appareil TEMFAST 48. Sur chaque site, 3 dispositifs ont été mis en œuvre (Figure 2-19) :

- une boucle de 25 m x 25 m en dispositif coïncident pour obtenir une information sur les premiers terrains ;
- une boucle de 100 m x 100 m en dispositif coïncident pour obtenir une information sur les terrains profonds ;
- un dispositif central avec une boucle émettrice de 100 m x 100 m et une boucle réceptrice de 25 m x 25 m pour obtenir une information sur les terrains profonds et s'affranchir des phénomènes magnétiques.



Appareil TEMFAST 48

Figure 2-19. Dispositif de mesure TDEM employé sur les sites du Niger

Sur la majorité des sites, quelques mesures de susceptibilité magnétique ont été faites sur le sol avec un kappamètre de poche KT9 de Exploranium. Le niveau piézométrique et la conductivité électrique (CE) de l'eau ont été mesurés sur les puits les plus proches. L'ensemble de ces caractéristiques est présenté dans le Tableau 2-4.

Site	Coordonnée Est (UTM) (m)	Coordonnée Nord (UTM) (m)	Conductivité de l'eau ($\mu\text{S/cm}$)	Niveau d'eau par rapport au sol (m)	Susceptibilité magnétique des sables (10-3 SI)	Date	Heure	Commentaire
Kogorou	419 927	1 497 025	153		0.14 - 0.18	16/11/2006	16:30	
Gassan Kournie	450 370	1 492 111	36.8	35.15	0.13 - 0.15	17/11/2006		
Fandou Beri	452 191	1 496 218	115	26.47	0.05 - 0.06	17/11/2006	17:20	
Berkiawel	425 344	1 497 156	72	23.44	0.08 - 0.10	18/11/2006	08:00	
Hamdallaye	436 053	1 498 485	210*	13.65	0.20 - 0.30*	18/11/2006	10:00	* sur le puits nord * cuirasse affleurante
Wankama P3	461 753	1 509 039				18/11/2006		
Wankama F1	460 580	1 508 423	?	?	0.35	05/12/2006	07:15	forage rebouché
Wankama F2	460 524	1 508 641	?	?	0.25	05/12/2006	08:30	forage rebouché
Garbey Tombo	459 838	1 512 925	100	19.20		18/11/2006	14:00	
Winditen	488 198	1 520 682	143 ?	5.44	0.09	19/11/2006	09:00	Susceptibilité des fragments de cuirasse / scories(?) : 0.25/1.35.
Kafina	470 616	1 516 877	106	47.00	0.18 - 0.25	19/11/2006	10:30	
Ninefouno	470 912	1 513 261	-	30.69	0.06 - 0.09	19/11/2006	12:00	
Banikossey	467 245	1 514 997	88	37.49	0.24 - 0.44	19/11/2006	14:30	
Kolo Bossey	455 700	1 518 479	128	26.44	0.11 - 0.19*	19/11/2006		* + une valeur à 0.44
Banizoumbou	463 182	1 495 750	71	14.46	0.05 - 0.07	20/11/2006		
Maourey K. Z.	462 420	1 502 660	290*	11.75	0.04 - 0.05	20/11/2006		* puits ensablé et probablement contaminé par la mare rendue pérenne par le forage artésien à 1300 $\mu\text{S/cm}$
Banikane	459 534	1 501 763	42.7	22.21	0.04 - 0.06 0.12 - 0.18	20/11/2006	16:00	2 sables de couleurs différentes dans la boucle de mesure
Bogol	434 883	1 476 399	73.6	9.07	0.26 - 0.36	21/11/2006	10:00	
Sourgourou	465 440	1 478 505	50.5	29.95	0.07 - 0.11	21/11/2006	12:00	
Tigo Zeno	475 423	1 488 487	78.4	21.43	0.03 - 0.06	21/11/2006	14:00	
Guileni	468 411	1 485 802	211	6.00	0.02 - 0.12	21/11/2006	16:00	
Youloua	459 246	1 496 525	49.9	22.81	0.08	22/11/2006	08:30	
Fetokadie	459 327	1 487 899	46.8	41.71	0.05	22/11/2006	10:00	

Tableau 2-4. Mesures effectuées lors des sondages TDEM

Sites	Profondeur min (m)	Profondeur optimale (m)	Profondeur max (m)	Résistivité min ($\Omega.m$)	Résistivité optimale ($\Omega.m$)	Résistivité max ($\Omega.m$)	Epaisseur min (m)	Epaisseur optimale (m)	Epaisseur max (m)
Banikane	48.9	49.5	52.8	4.6	5.1	5.3	58	67	72
Banikossey	76.5	77	78.6	5.7	5.8	5.9	78.9	82	82
Banizoumbou	43.7	45.5	45.7	5.5	5.7	6.2	64.9	67.5	75.9
Berkiawel	36.6	39.8	41.5	3.3	4.8	6.4	11.8	17.5	24
Fandou Beri	49	49.2	49.5	4.8	4.9	4.9	58	59.3	59.9
FetoKadie	74	74.5	75	4.4	4.6	5.0	50	51.6	60.4
Garbey Tombo	51	51.2	52	6.4	6.5	6.6	68.5	73.2	73.8
Gassan Kourmie	51	53	57.5	4.7	6.3	6.8	30.8	33.2	43.7
Guileyni	43	44.5	45	3.8	4.0	4.2	66	68.3	71
Hamdallaye	32.5	33	36	2.4	4.1	4.9	9.7	19.1	23.4
Kolo Bossey	59	59.3	61.2	5.0	5.6	5.7	53	62.2	64.3
Maourey K. Z.	43.3	43.7	46.8	5.1	5.8	6.1	51.2	63.9	66.5
Sourgourou	70.2	71	71.9	3.2	3.8	3.8	47	60	62.5
Tigo Zeno	68	69	71.3	2.3	3.2	3.8	29.8	46.7	62
Wankama P3	49.9	52	53	5.7	6.1	6.2	60	73.5	73.5
Wankama F1	65.2	65.8	66	5.7	5.9	5.9	74.8	77	78.8
Wankama F2	68	68	68.2	6.5	6.8	7.7	85	105	114
Youloua	43.5	44	48.9	5.1	6.0	6.4	55.7	63	65.3

Tableau 2-5. Caractéristiques des argiles grises d'après les mesures TDEM
(D'après Descloitres et al., 2007)

- **Résultats obtenus**

Les sondages TDEM ont été inversés par Marc Descloitres (Descloitres *et al.*, 2007). Une procédure itérative a été utilisée. Sur chaque site, le sondage avec la boucle 25 m x 25 m a d'abord été inversé pour obtenir la résistivité et l'épaisseur du premier terrain. Ensuite les sondages avec la boucle 100 m x 100 m (central et coïncident) ont été inversés en fixant le premier terrain d'après le résultat de la boucle 25 m x 25 m. Puis le sondage de la boucle 25 m x 25 m a été inversé de nouveau mais cette fois-ci en fixant la résistivité des terrains profonds... Ces itérations ont permis d'aboutir à un modèle de résistivité qui ajuste correctement les trois sondages d'un même site. Un exemple d'inversion est présenté sur la Figure 1-15 (p. 35).

Les résultats montrent un très fort contraste de résistivité entre l'aquifère et son substratum composé d'argiles grises. La résistivité des argiles est estimée entre 3 et 6 $\Omega.m$ suivant les sites (Tableau 2-5). La profondeur de ces argiles obtenue d'après les mesures TDEM est en accord avec celle du modèle géologique (Figure 2-20). En revanche, aucun contraste de résistivité n'est apparu entre la zone non saturée et la zone saturée.

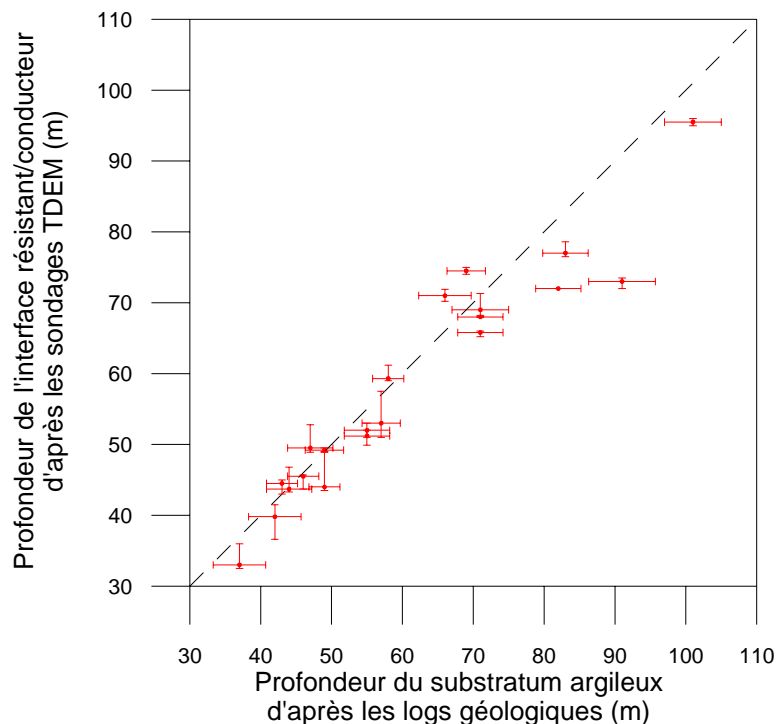


Figure 2-20. Profondeur des argiles grises

(Coefficient de corrélation : 96,6 %)

Ces résultats seront utilisés pour améliorer l'interprétation des sondages RMP.

2.2.5. Essais de pompage

Des pompages d'essai de longue durée (> 19 heures) réalisés par l'IRD au Niger ou le Ministère nigérien de l'hydraulique ont été réinterprétés par Jean-Michel Vouillamoz avec le logiciel Aquitest4.1 en utilisant différentes méthodes afin de prendre en compte les conditions des essais (Boucher *et al.*, 2006b) :

- La méthode proposée par Papadopulos-Cooper est utilisée lorsque le grand diamètre des puits de pompage (1.8 m de diamètre intérieur) induit un "effet de capacité" notable
- La méthode de Neuman est utilisée lorsque l'effet "d'écoulement retardé" de nappe libre est significatif, ou lorsque le puits de pompage est incomplet
- La méthode de Theis est utilisée lorsque son domaine de validité est atteint (pompage suffisamment long, rabattement petit devant l'épaisseur de l'aquifère)

Les différentes interprétations d'un même essai permettent de retenir un couple (S, T) et de calculer l'incertitude sur cette solution. En l'absence d'un piézomètre d'observation, seule la valeur de transmissivité est considérée comme valide. Ainsi seulement trois valeurs de coefficients d'emmagasinement sont disponibles.

Pour combler ce manque d'information, quatre essais de pompages ont été réalisés après le forage de piézomètres d'observation en novembre 2006. Les caractéristiques de ces pompages sont résumées dans le Tableau 2-6. Ces essais de pompage ne sont encore interprétés quantitativement au moment de la rédaction de ce manuscrit.

Site	Date de début	Durée du pompage	Temps de suivi de la remontée	Débit moyen
Banizoumbou	29/11/2006	39 h	26 h 30 min	4,5 m ³ /h
Boggol	12/11/2006	30 h	11 h 40 min	12,7 m ³ /h
Garbey Tombo	09/11/2006	19 h	12 h 50 min	3,5 m ³ /h
Guileyni	07/11/2006	24 h	21 h 00 min	12,2 m ³ /h

Tableau 2-6. Caractéristiques des pompages réalisés en novembre 2006 au Niger

2.3. Warloy-Bailion (Somme)

Le site de Warloy-Bailion se situe dans le département de la Somme à une vingtaine de kilomètres au nord-est d'Amiens (Figure 2-21). Il s'agit d'un aquifère libre en contexte crayeux non karstifié. Le site de Warloy-Bailion a été choisi dans le cadre du projet européen FLOOD 1 (www.flood1.info) sur la base d'une analyse de différents paramètres hydrogéologiques et géophysiques (Machard de Gramont, 2007). Dans le cadre de la thèse, ce site a été utilisé pour déterminer la sensibilité de la méthode RMP aux variations des conditions hydriques dans la zone non saturée.

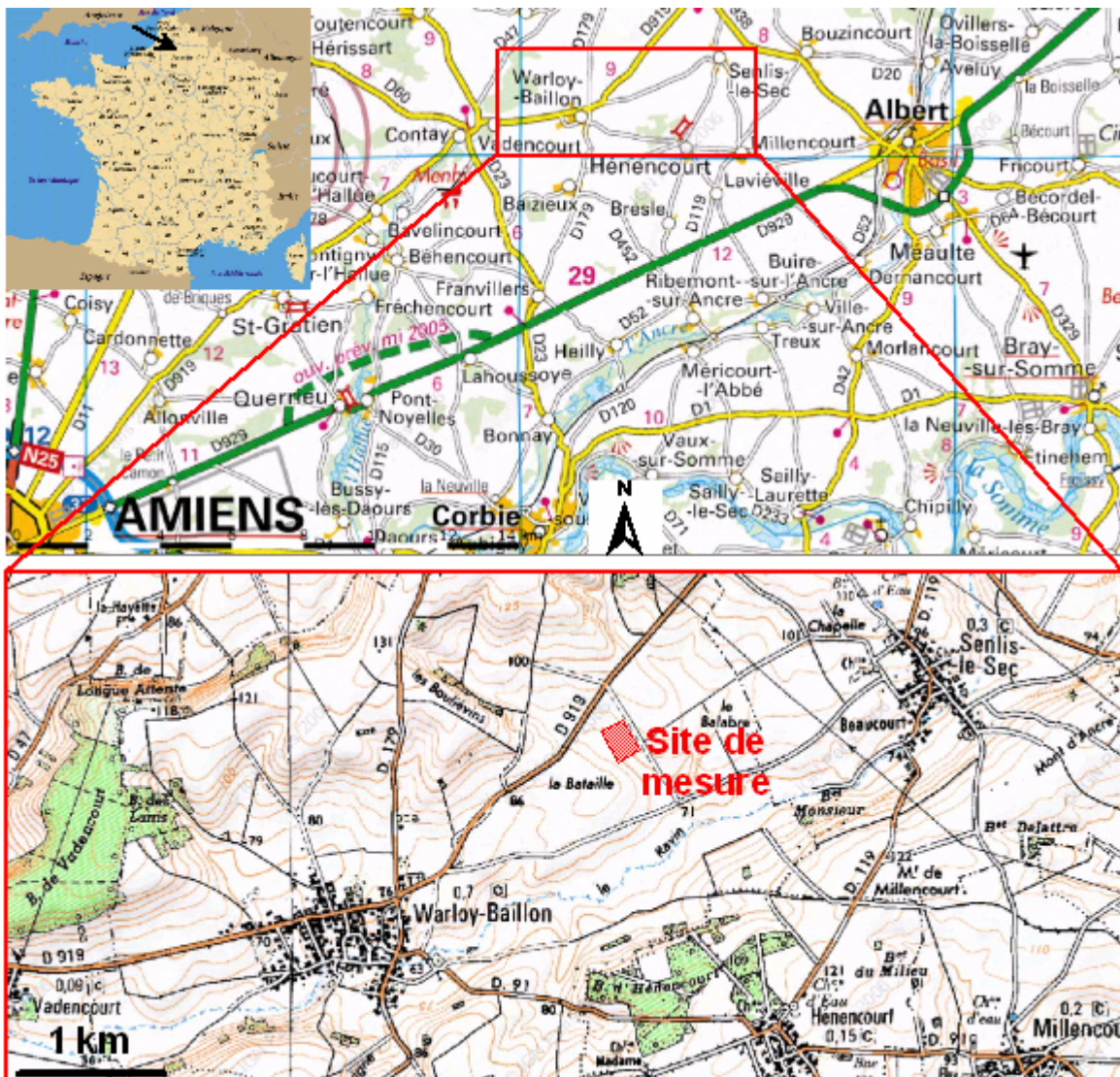


Figure 2-21. Localisation du site de Warloy-Bailion

Ce site a l'avantage de bénéficier de nombreuses informations hydrogéologiques acquises dans le cadre du projet FLOOD 1. Il a notamment été équipé de forages. Le niveau

piézométrique, la pression et la teneur en eau de la zone non saturée ainsi que la pluviométrie y sont suivis en continu depuis fin 2005.

2.3.1. Contexte hydrogéologique

- **Particularité hydrogéologique de la craie**

La craie est une roche calcaire formée par l'accumulation de coccolithes (Figure 2-22). La particularité de cette roche carbonatée est sa double porosité : la porosité de la matrice et la porosité de fissure.

La matrice poreuse de la craie est caractérisée par une grande porosité, de l'ordre de 30 à 50 % et une faible perméabilité de l'ordre de 10^{-7} à 10^{-9} m/s. La taille des grains formant la matrice poreuse est comprise entre 1 et 100 μm et le diamètre des pores est en général inférieur à 1 μm (Young *et al.*, 1976 ; Vachier *et al.*, 1979 ; Crampon *et al.*, 1993 ; Price *et al.*, 2000). La craie est donc naturellement aquiclude et ne devient aquifère que si elle est suffisamment affectée de fissures et fractures interconnectées.

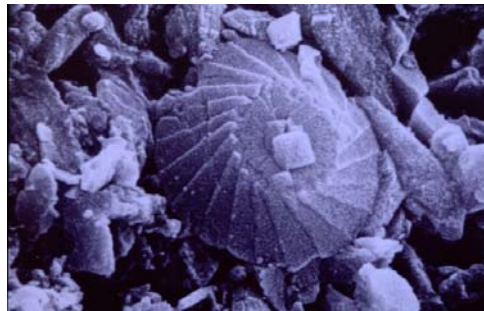


Figure 2-22. Assemblage de coccolithes formant la craie

Le réseau de fissures ne représente qu'un volume restreint de la porosité totale de l'ordre de 1 à 2 % (Young *et al.*, 1976 ; Vachier *et al.*, 1987). D'après Gardner *et al.* (1991), la conductivité hydraulique des fissures est supérieure de deux ordres de grandeur à celle de la matrice poreuse.

Au cours de travaux menés en Champagne crayeuse, Vachier *et al.* (1987) ont mis en évidence que, dans la partie superficielle de la zone non saturée (0 à 1,5 m), la teneur en eau varie de 10 à 42% au cours de l'année et qu'en dessous la teneur se maintient à 42%, valeur qui représente la saturation de la matrice poreuse. D'autres mesures (Mahmood-ul-Hassan et Gregory, 2002) conduisent à des résultats quasiment identiques sur un bassin versant crayeux en Angleterre.

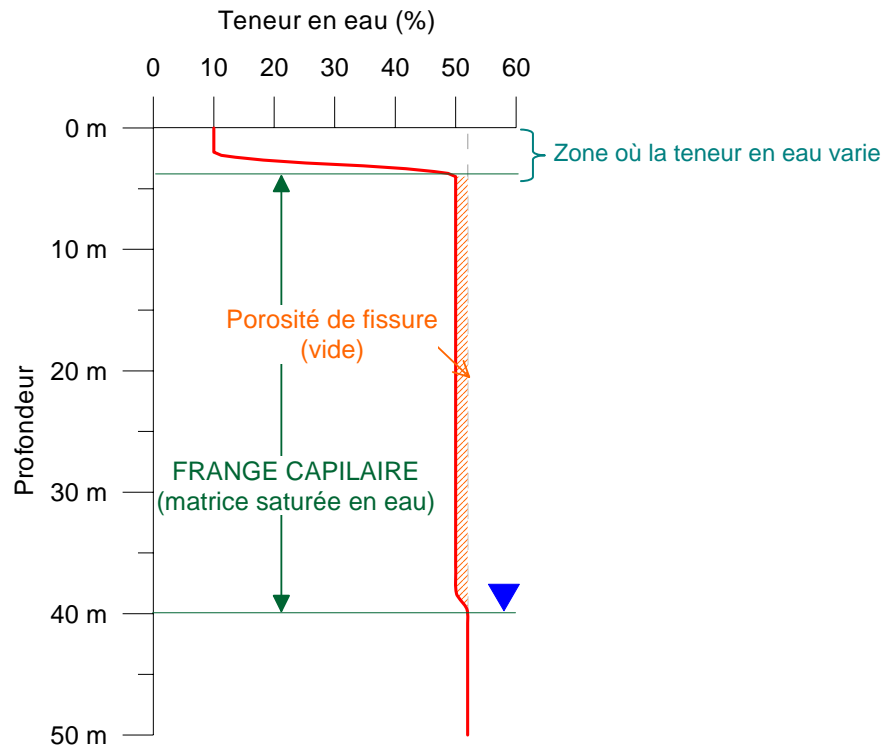


Figure 2-23. Profil d'équilibre théorique dans la craie
(D'après Price *et al.*, 2000)

Par ailleurs, Vachier *et al.* (1987) estiment l'épaisseur de la frange capillaire à 40 m. C'est-à-dire que même si la nappe était située à 40 m de profondeur, toute la matrice poreuse serait saturée d'eau, la seule différence se faisant au niveau des fissures qui sont pleines d'eau dans la zone saturée de l'aquifère et vides dans la zone non saturée (Figure 2-23).

- **Reconnaissance hydrogéologique du site**

Le site expérimental de Warloy-Baillon se situe dans le sous-bassin de l'Hallue, dans le département de la Somme. Dans la région, la nappe de la craie est formée par une succession relativement épaisse de terrains allant du Turonien moyen au Campanien inférieur dont les contrastes lithologiques verticaux et latéraux sont modérés dans l'ensemble (Menessier *et al.*, 1976). A la base de la série, une couche marneuse, connue sous le nom de Dièves, constitue le substratum imperméable de la nappe.

En 2005, six forages carottés ont été réalisés sur le site expérimental permettant ainsi une reconnaissance géologique locale (Robelin, 2006). Différentes mesures hydrodynamiques ont été réalisées pendant et après la foration et le site a été équipé de capteurs pour suivre l'évolution des conditions hydriques de la zone non saturée et de la nappe (Machard de

Gramont, 2007). En particulier des tensiomètres ont été installés en surface et dans un forage. Trois sondes capacitives (deux de type Theta Probe et une de type EnviroSMART) ont été installées pour mesurer la teneur en eau en surface et jusqu'à 8 m de profondeur.

La description lithologique et stratigraphique des forages (Figure 2-24) permet de distinguer trois ensembles géologiques :

- La craie blanche sans silex (entre 0 et 13,6 m) dont la partie sommitale correspond au profil d'altération ;
- La craie blanche et grise bioturbée, à silex, très fracturée et à texture fine (jusqu'à 33,8 m) ;
- La craie grise dure, peu fracturée à texture grenue, d'abord sans silex puis avec.

Un essai de pompage a permis d'estimer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère (Machard de Gramont, 2007) : transmissivité de l'ordre de 6.10^{-3} à 1.10^{-2} m²/s ; coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 1 % à 1% ; perméabilité horizontale de l'ordre de 2 à 6.10^{-4} m/s.

2.3.2. Mesures sur échantillons

- **Mesures en laboratoire sur des échantillons préservés**

Des mesures RMN en laboratoire ont été réalisées sur des échantillons de Warloy-Baillon prélevés en mars 2005 (en période de hautes eaux) et sur des échantillons prélevés en novembre 2005 (en période de basses eaux). Ces échantillons ont été préservés tant que possible dans des conditions telles qu'in situ en les découpant et paraffinant sur le terrain juste après l'excavation des carottes. L'objectif était (1) de caractériser le site et calibrer les mesures RMP (2) de voir si les changements de conditions hydriques entre basses eaux et hautes eaux se traduisent par des changements de paramètres RMN détectables en laboratoire.

Les échantillons ont été retaillés et reconditionnés par le laboratoire d'ANTEA. Deux méthodes ont été utilisées pour conserver les conditions hydriques des échantillons : le paraffinage et l'emballage dans des membranes. Afin de vérifier l'efficacité de ces deux méthodes de conservation, les mesures sur les échantillons du forage P4 réalisées en mars ont été partiellement répétées en juin (par Oliver Mohnke, TUB) et en novembre (en même temps que les mesures des échantillons du forage P6).

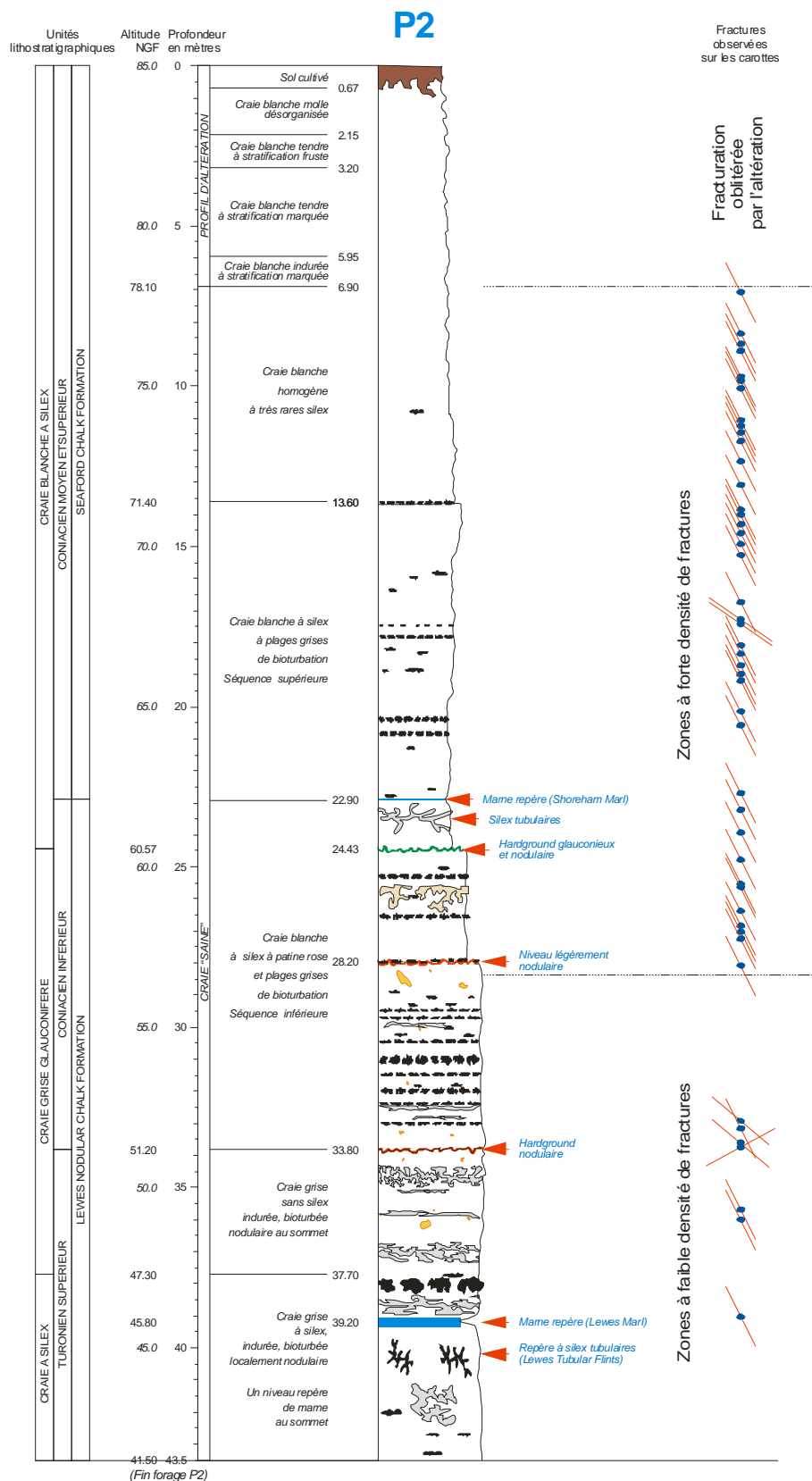


Figure 2-24. Log géologique du forage P2 à Warloy-Bailion
(D'après Robelin, 2006)

Sur six échantillons, des prélèvements ont été effectués pour réaliser des mesures BET (cf. p. 27) afin d'estimer la taille moyenne des pores. Ces mesures BET ont été réalisées par O. Mohnke en août 2005. Par ailleurs, 13 échantillons de 8 cm³ ont été prélevés dans les échantillons utilisés pour les mesures RMN afin de mesurer leur susceptibilité magnétique. La susceptibilité magnétique a été mesurée avec un susceptibilimètre KLY3 (Figure 2-25).



Figure 2-25. Mesure de susceptibilité magnétique en laboratoire

- **Mesures en laboratoire sur des échantillons à pression contrôlée**

Des échantillons ont été préparés pour leur imposer une pression capillaire. Ils ont été retailés par le laboratoire d'ANTEA afin de mesurer environ 4 cm de diamètre et entre 1 et 2 cm de hauteur pour faciliter la mise à l'équilibre de pression au travers d'une plaque tensiométrique. La mise sous pression des échantillons s'est faite au laboratoire de l'INRA d'Orléans dans des cellules de Richards (Figure 2-26).



Figure 2-26. Echantillons de craie dans une cellule de Richards

Avant de préparer plusieurs échantillons pour les mesures à Berlin, des tests ont été effectués pour connaître le temps d'équilibre des échantillons à la pression imposée. Quatre échantillons ont été mis dans des cellules de Richards après avoir été saturés. Les

deux pressions recherchées étaient les extrémités de la gamme prévue pour les mesures RMN, c'est-à-dire -150 hPa et -2500 hPa. Les échantillons ont été pesés régulièrement (Figure 2-27) et le temps d'équilibre a pu être estimé à 3 semaines.

Quarante huit échantillons ont ensuite été préparés à l'INRA : ils ont été aplanis et mis à saturation d'abord à pression atmosphérique puis sous vide. Regroupés par 6 ils ont été placés dans les cellules de Richards (Figure 2-26) le 4 septembre 2006. Sept valeurs de pression ont été recherchées : 150 hPa, 400 hPa, 700 hPa, 1000 hPa, 1500 hPa, 2000 hPa, et 2500 hPa. Pour chaque pression, trois des six échantillons ont été utilisés pour des mesures standard par pesée. Les 3 autres échantillons ont été paraffinés ensemble pour les mesures à Berlin où leur teneur en eau ainsi que leurs temps de relaxation T_2 et T_1 ont été mesurés par RMN.

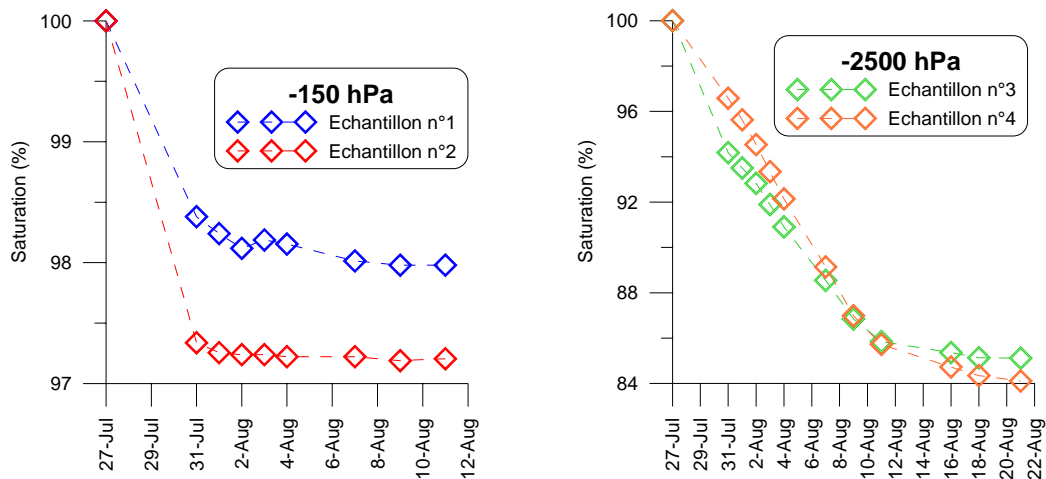


Figure 2-27. Estimation du temps d'équilibre à deux pressions différentes

• Résultats obtenus

Les mesures sur échantillons ont permis d'obtenir des profils de teneurs en eau et de temps de relaxation en fonction de la profondeur (Figure 2-28 et Figure 2-29). Les teneurs en eau mesurées par RMN sont très proches des teneurs en eau mesurées par pesée au laboratoire d'ANTEA.

Les temps de relaxation ont été interprétés en utilisant une distribution continue (sous forme de spectre) et une distribution discrète. Une valeur moyenne (géométrique) a été calculée à partir de la distribution discrète. Les deux interprétations (sous forme de spectre et de moyenne) sont comparées sur la Figure 2-29 et montrent une bonne adéquation entre elles. Par la suite seule la représentation sous forme de moyenne sera conservée.

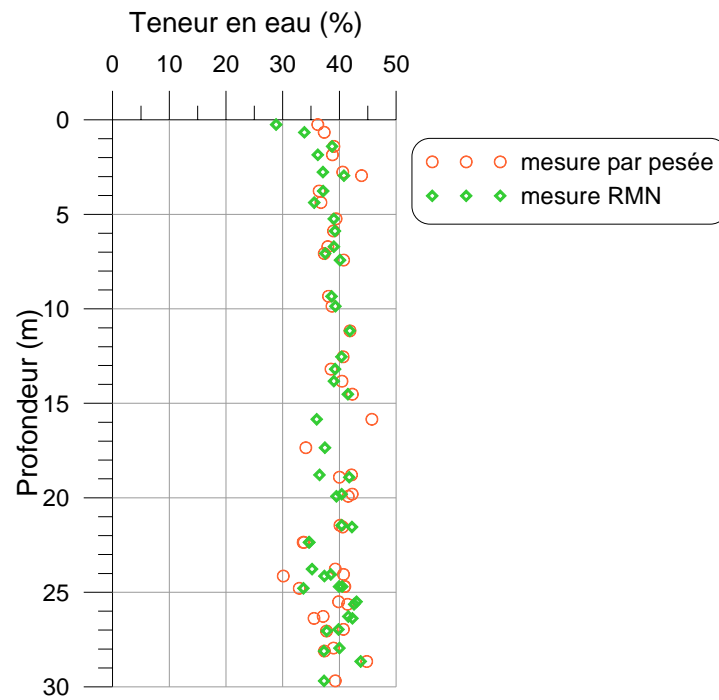


Figure 2-28. Profil des teneurs en eau sur un forage de Warloy-Baillon

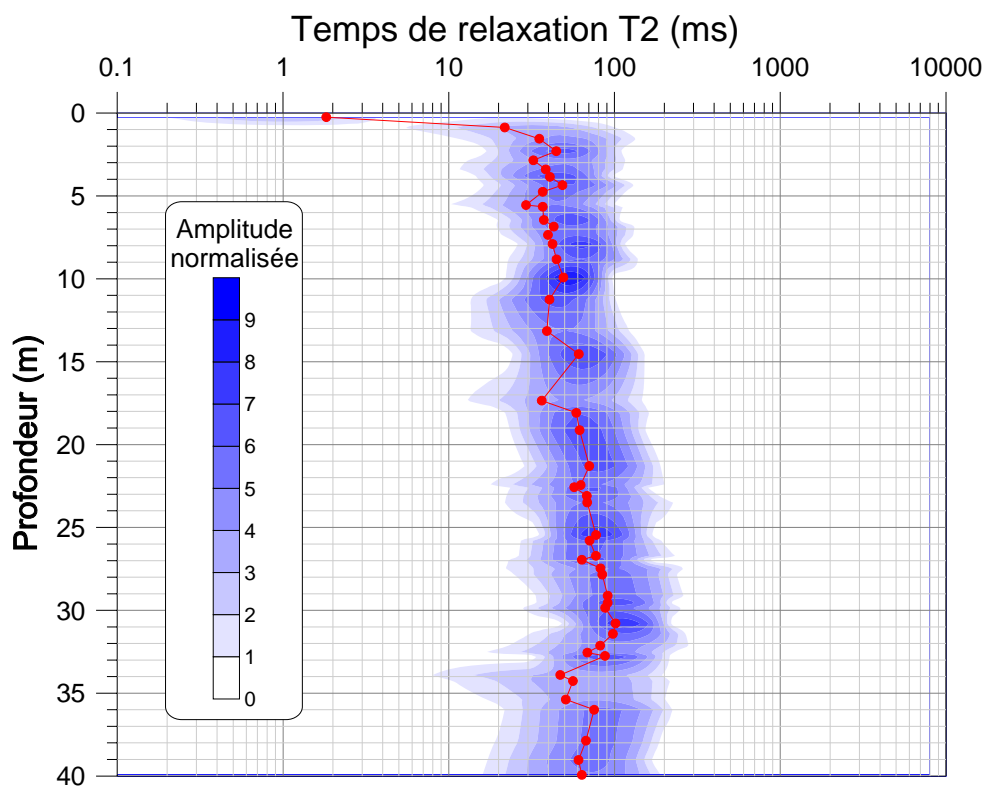


Figure 2-29. Profil du temps de relaxation T2 sur un forage de Warloy-Baillon

En bleu : distribution continue sous forme de spectre ; en rouge moyenne géométrique

2.3.3. Sondages RMP

- Mesures réalisées

Plusieurs sondages RMP ont été réalisés sur le site de Warloy-Baillon (Figure 2-30) à différentes dates avec différents objectifs :

- en novembre 2004 les premières mesures ont été faites dans le cadre de la recherche d'un site expérimental pour le projet INTERREG III A, FLOOD1 (Baltassat et Girard, 2005) ;
- en 2005, ce site ayant été choisi pour le projet, des sondages ont été réalisés en mars et en octobre au moment de la foration et de l'échantillonnage afin de comparer les mesures en laboratoire et de terrain dans des conditions hydriques similaires (Baltassat *et al.*, 2007) ;
- en octobre 2006 et janvier 2007, des sondages ont été répétés pour voir si des variations des conditions hydriques influencent le signal RMP et pour comparaison avec des mesures réalisées avec un appareil prototype de mesures RMP à temps mort instrumental réduit.

Ces sondages ont été réalisés par Jean-Michel Baltassat et Jean-François Girard. L'ensemble de leurs caractéristiques est présenté dans le Tableau 2-7.

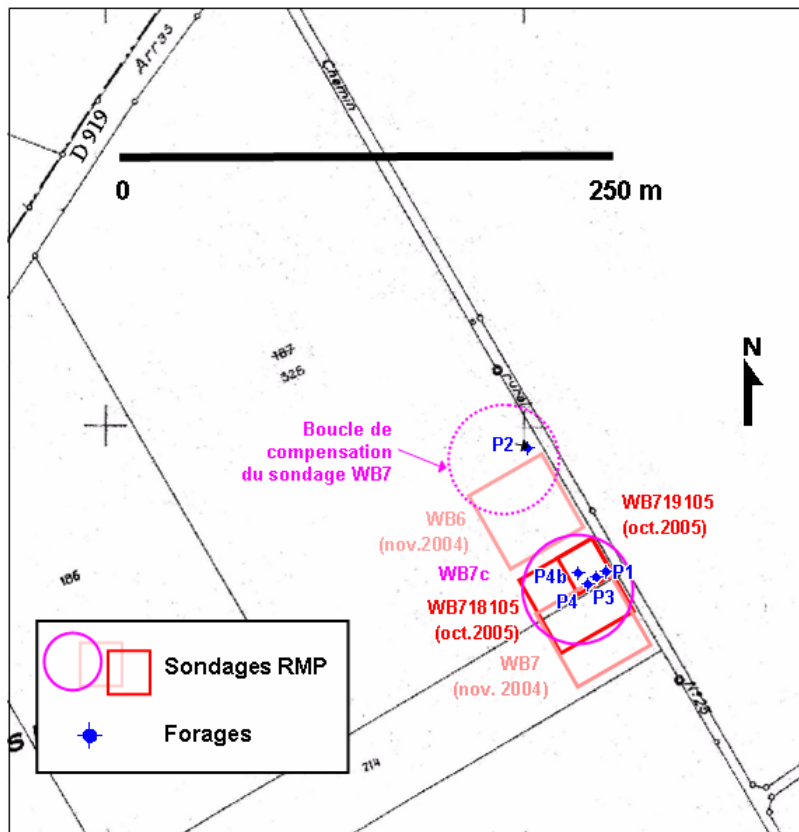


Figure 2-30. Localisation des sondages RMP

(D'après Baltassat *et al.*, 2007)

Nom du sondage	Date	Forme et taille de la boucle utilisée	Bruit ambiant (nV)	Numéro de série du générateur	Nombre de stack.	S/N
WB6	04-nov-04	Sq 37.5 m, 2 t +cx	480-640	02	200	4.67
WB7	04-nov-04	Sq 37.5 m, 2 t +cx	800-1000	02	200	4.77
WB7a	04-nov-04	Sq 37.5 m, 2 t +cx	700-800	02	400	6.98
WB706045	06-Avr-05	Sq 37.5 m, 2 t +cx	580-750	02	400	8.1
WB707045	06-Avr-05	Sq 19 m, 3 t +cx	400-600	02	400	3.5
WB7C	06-Avr-05	Cr 48 m, 2 t +cx	800-1600	02	600	6.5
WB718105	18-oct-05	Sq 37.5 m, 2 t +cx	140-180	12	300	11.5
WB719105	19-oct-05	Sq 19 m, 3 t +cx	140	12	300	5.87
WB1006H	06-oct-06	Sq 37.5 m, 2t +cx	220-550	08	200	5.08
WB0107B	16-janv-07	8 Sq 37.5 m, 1t	140	13	150	12.08
WB0107H	17-janv-07	Sq 37.5 m, 2t +cx	280	13	150	4.34

Tableau 2-7. Caractéristiques des sondages RMP réalisés à Warloy-Baillon

Sq signifie carré ; Cr : circulaire ; t : nombre de tours ; cx : boucle de compensation

• Résultats obtenus

Les sondages RMP d'avril et octobre 2005 inversés avec un paramètre de régularisation fort montrent des logs de teneur en eau et de temps de décroissance T_2^* relativement similaires (Figure 2-31). Les teneurs en eau et les temps de relaxation ont une même tendance à l'augmentation progressive en profondeur. On observe que les différences entre les deux dates de mesures sont du même ordre de grandeur que les différences observées le même jour avec des boucles de mesures différentes.

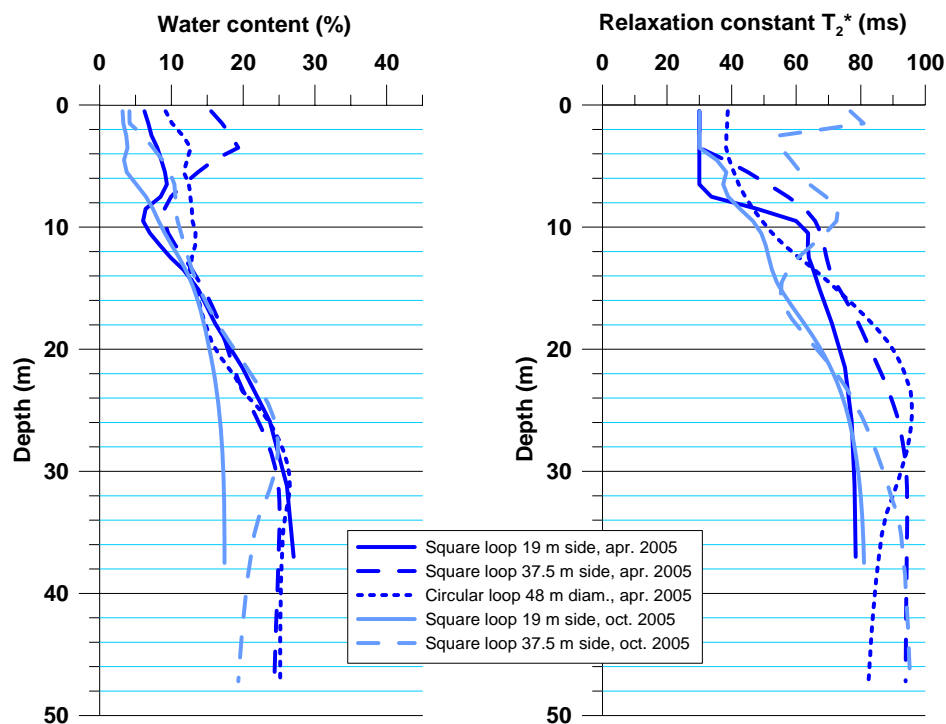


Figure 2-31. Résultats d'inversion des sondages RMP à Warloy-Baillon

(D'après Baltassat et al., 2007)

2.4. Poumeyssens (Lot)

Le site de Poumeyssens se situe dans le département du Lot, proche de la cité médiévale de Rocamadour (Figure 2-32). Il s'agit d'un contexte karstique. Ce site a été choisi pour étudier la précision de la méthode RMP à localiser et caractériser une cible 2D ou 3D tel un conduit karstique. Les mesures effectuées sur ce site ont aussi permis de valider un nouveau logiciel de modélisation 3D du signal RMP.

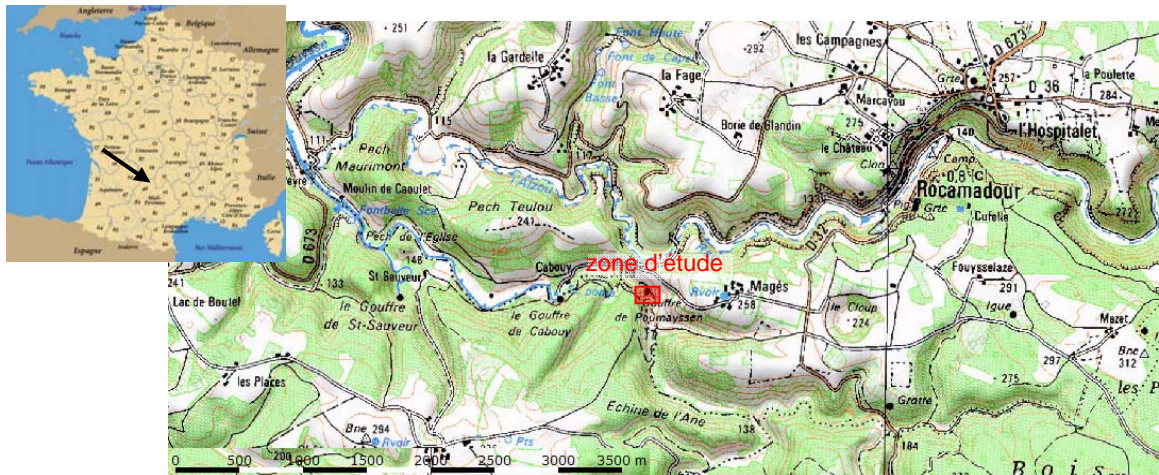


Figure 2-32. Localisation du site de Poumeyssens

2.4.1. Contexte hydrogéologique

- **Eléments d'hydrologie karstique**

Les aquifères karstiques appartiennent à des paysages calcaires ou dolomitiques et sont façonnés par des phénomènes de dissolution provoquant l'apparition de vides de grande taille. La Figure 2-33 montre une vue schématique d'un aquifère karstique composé d'un réseau de conduits et cavités immergés dans un milieu poreux. Près de la surface, les phénomènes d'altération sont importants et peuvent générer une porosité plus élevée (Marsaud, 1996 ; Plagnes, 1997). Dans cette zone l'eau peut être stockée dans un aquifère perché appelé épikarst.

Les aquifères karstiques sont caractérisés par une double porosité (Eisenlohr *et al.*, 1997 ; White, 2002) : une porosité matricielle et une porosité liée aux conduits et cavités. La porosité totale de la matrice peut varier de 1 à 2 % dans le cas de calcaire très massif et compact (Marsaud, 1996 ; Motyka, 1998) jusqu'à 30 à 40 % en contexte crayeux (Vachier *et al.*, 1979 ; Bell *et al.*, 1999 ; Motyka, 1998). La perméabilité de la matrice est faible (de l'ordre de 10^{-8} à 10^{-10} m.s⁻¹) quelle que soit la géologie.

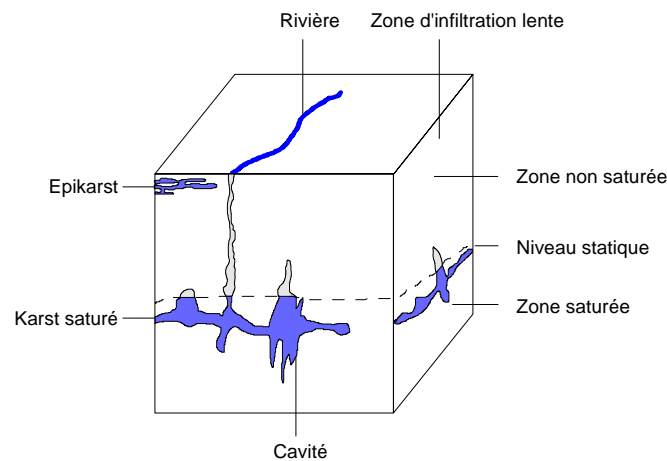


Figure 2-33. Schéma simplifié d'un aquifère karstique

Le réseau de conduits est organisé de la même façon qu'un bassin versant de surface formant ainsi un réseau de rivière souterraine. L'ouverture des conduits peut avoir des dimensions centimétriques à pluri-métriques et la longueur des conduits peut varier de quelques mètres à plusieurs kilomètres (Bakalowicz, 1999 ; LaFleur, 1999 ; White, 2002 ; Peterson et Wicks, 2003) avec des formes variées. Ainsi, il n'existe pas une seule sorte d'aquifère karstique, mais une multitude qui dépend de l'évolution des processus de karstogenèse.

- **Présentation hydrogéologique du site**

Le site expérimental se situe à proximité du gouffre de Poumeyssens et à 700 m en amont de la source de Cabouy, dans le système karstique de l'Ouyse. Il a été choisi pour ses conditions favorables : la localisation du conduit karstique est bien connue, le conduit est large, peu profond, probablement unique et rempli d'eau à toutes les saisons. De plus, le faible niveau de bruit électromagnétique est propice aux sondages RMP.

Le réseau karstique de l'Ouyse est situé dans le Causse de Gramat (une unité des Causses du Quercy) dans la partie nord-est du bassin sédimentaire aquitain. Le Causse de Gramat est délimité par le Lot au sud et la Dordogne au nord. Il est constitué de calcaires Jurassique moyen et supérieur avec une base marneuse liasique. Le gouffre de Poumeyssens s'est développé dans une unité de calcaires micritiques en bancs d'1 m datant du Callovien et dont l'épaisseur peut atteindre 50 m (Astruc *et al.*, 1994).

Le système de l'Ouyse est un système karstique binaire ; c'est-à-dire que la recharge se fait à la fois par les précipitations et aux travers de pertes telles que celles de Thémines et Théminettes. L'exutoire du système est formé de sources principales : les sources de

Cabouy, Fontbelle et St Sauveur (Figure 2-34). Les limites du bassin ont été déterminées (Beaudoin *et al.*, 1989; Dzikowski *et al.*, 1995) d'après le contexte géologique, les directions d'écoulement et les connexions hydrauliques connues d'après des tests de traçage. La surface totale du bassin est de 540 km² dont 360 km² appartenant au Causse de Grammat. Plusieurs cavités permettent un accès direct au système karstique souterrain qui mesure plus de 14 km de long (Astruc *et al.* 1994).

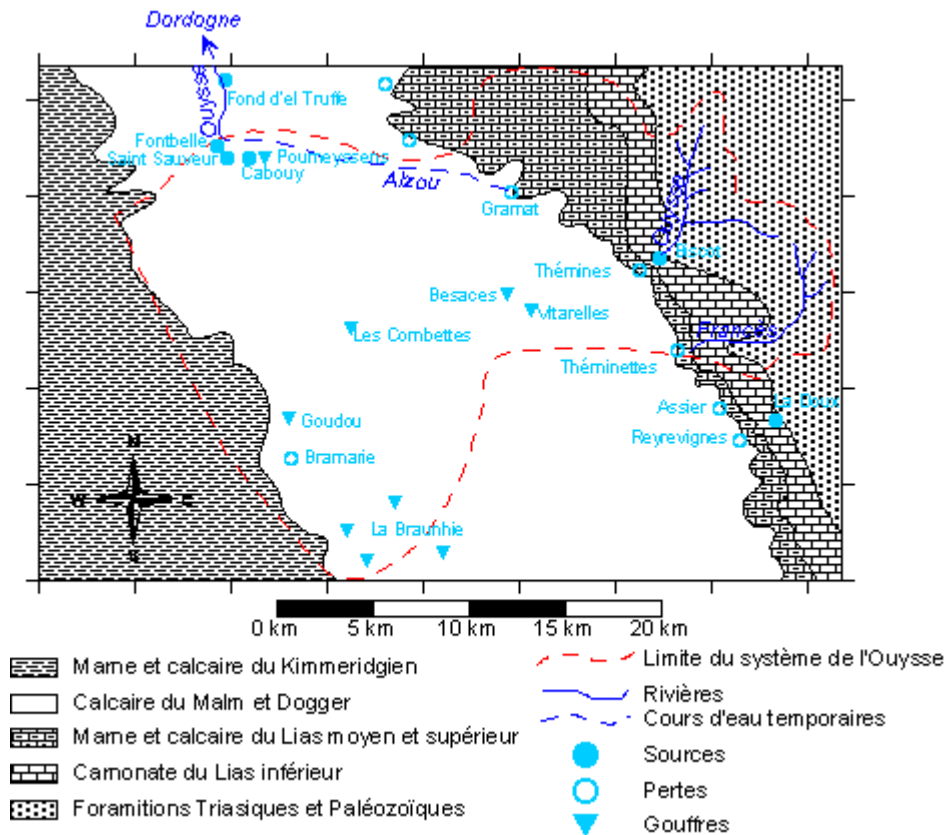


Figure 2-34. Géologie et hydrogéologie du système karstique de l'Ouyse
(d'après Astruc *et al.*, 1994)

Le gouffre vertical de Poumeyssens est une zone d'effondrement due à une succession de failles perpendiculaires à la vallée sèche (Touloumidjian, 1977). Pendant la saison des hautes eaux, les eaux de surface sont drainées par le gouffre et pendant les pics de débit de l'Ouyse, le gouffre peut agir comme un exutoire provisoire.

- **Localisation du conduit karstique par des plongeurs spéléologues**

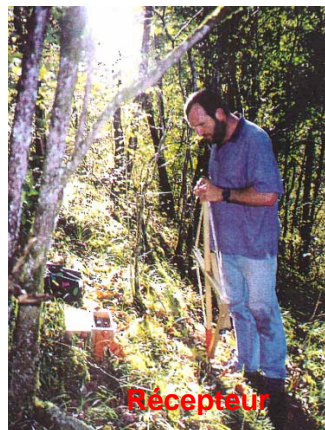
Le réseau karstique de l'Ouyse est accessible pour des plongeurs spéléologues (Figure 2-35). Une partie du conduit avait déjà été cartographiée avant l'étude géophysique (i.e. Muet, 2002), mais la partie juste en aval du gouffre de Poumeyssens n'a été cartographiée qu'après l'étude géophysique.



Figure 2-35. Le gouffre de Poumeyssens : un accès direct au système karstique de l'Ouyse

Les plongeurs spéléologues ont reconnu le conduit sur 150 m avec une boussole et un fil d'Ariane gradué au mètre. Pendant la cartographie la visibilité était de 3 m environ. Les plongeurs ont suivi la rive droite à l'aller et la rive gauche au retour pour estimer la largeur du conduit. L'erreur de bouclage en revenant au point de départ était de 10 m.

Pour réduire cette incertitude des balises électromagnétiques (Figure 2-36) ont été installées provisoirement dans le conduit. Elles ont été repérées depuis la surface en utilisant une méthode de triangulation. L'incertitude de positionnement des balises est estimée à ± 50 cm. Une des balises a été placée à proximité de l'intersection avec le profil géophysique pour assurer une bonne précision sur la position du conduit sous ce profil.



L'orientation du récepteur lorsque que le signal est minimum donne la direction de l'émetteur.

Si le récepteur est au dessus de l'émetteur le signal ne varie plus en fonction de l'orientation du récepteur.

Figure 2-36. Balise électromagnétique utilisée pour le repérage du conduit karstique (D'après Muet, 2002)

De plus, les plongeurs ont dessiné et mesuré la section du conduit en trois points du parcours. L'ensemble de la cartographie et des sections est présenté sur la Figure 2-37. On peut voir que le conduit est relativement rectiligne, que le niveau de base est pratiquement constant (à 16 m sous le niveau dans le gouffre, c'est-à-dire à l'altitude 92 m), mais que la section peut varier fortement.

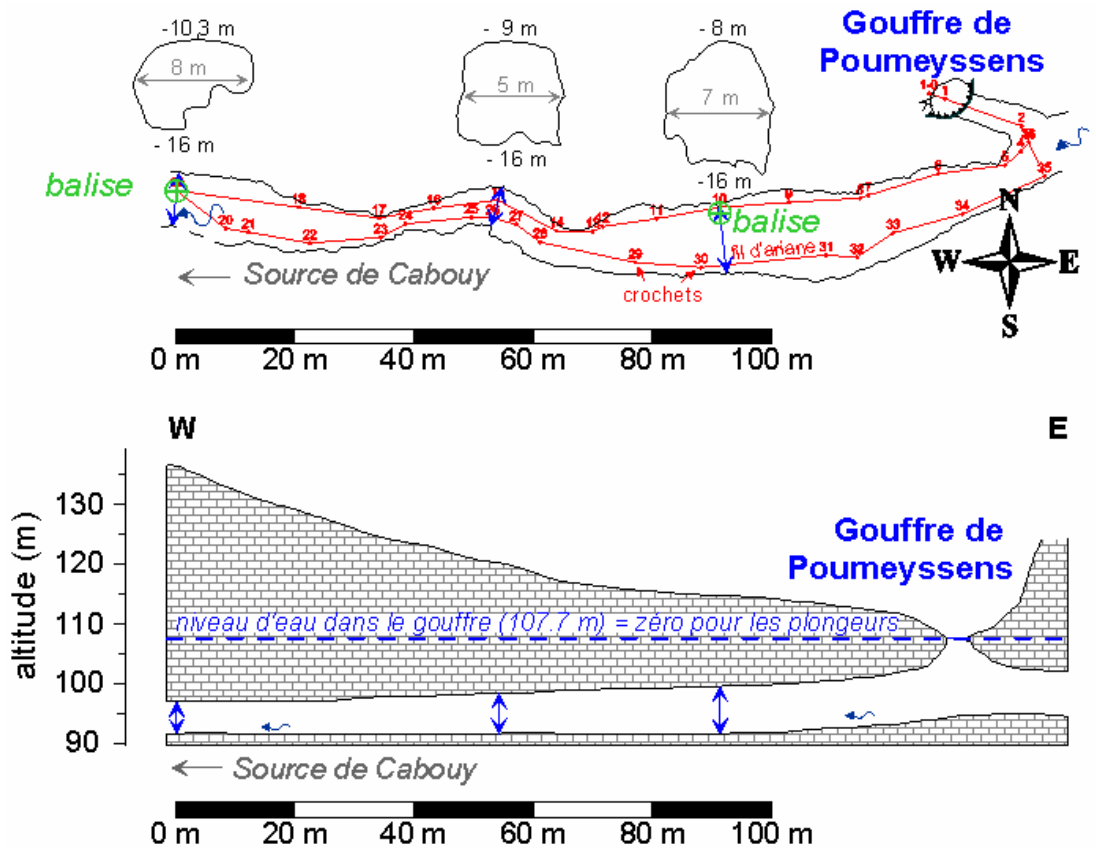


Figure 2-37. Cartographie du conduit karstique réalisée par les plongeurs spéléologues

2.4.2. Mesures effectuées

Après une étude de faisabilité basée sur 6 sondages RMP en octobre 2003, une campagne de mesure a été réalisée en juillet 2004 (Chalikakis, 2006). Au cours de cette campagne, 15 sondages RMP et un profil électrique ont été effectués.

En octobre 2003, les boucles de mesure étaient en forme de « huit » (avec le côté d'un carré de 19 m) afin d'améliorer le rapport signal sur bruit. Mais, une boucle en 8 investigate un volume plus large qu'une boucle carrée simple. Afin d'améliorer la résolution latérale et la localisation du conduit karstique, il a donc été choisi d'utiliser pendant la deuxième campagne de mesure des boucles carrées simples de petite dimension (25 m de côté). Pour améliorer le rapport signal sur bruit, un dispositif avec une boucle de compensation a été testé. Ce dispositif consiste à enregistrer et soustraire le bruit électromagnétique avec une boucle suffisamment éloignée de la boucle de mesure pour ne pas être perturbée par l'injection.

Les principaux résultats obtenus sur ce site ont fait l'objet d'une publication (Boucher *et al.*, 2006a) présentée dans le chapitre 3.

2.5. Synthèse du chapitre

Quatre sites expérimentaux ont été choisis pour : leurs conditions de mesures favorables ; la quantité et la qualité des informations hydrogéologiques disponibles permettant ainsi la comparaison avec les résultats géophysiques ; la diversité de leurs contextes géologiques et de leurs problématiques hydrogéologiques. Même si ce n'est pas de manière exhaustive, ces sites représentent un large aperçu des préoccupations des hydrogéologues.

Les études expérimentales menées sur ces sites suffisamment bien connus permettront de déterminer la précision des résultats RMP dans des conditions contrôlées. Des compléments de mesures hydrogéologiques ont parfois été accomplis pour contrôler encore mieux le milieu.

L'étude de la précision sur la **géométrie** sera illustrée par les résultats obtenus sur les sites du Continental Terminal (CT3) au Niger dans le cas 1D et sur le site de Poumeyssens (Lot) dans le cas 2D/3D. La précision sur la teneur en eau RMP et sa relation avec les différentes **porosités** définies en hydrologie seront évaluées à l'aide des investigations menées sur les sites de Marcilly-en-Villette (Loiret), de Warloy-Baillon (Somme), et du CT3 au Niger. Enfin, la précision sur la **transmissivité** estimée par RMP et la possibilité d'intégrer les résultats géophysiques dans la modélisation hydrodynamique seront étudiées sur la zone investiguée au Niger.

Chapitre 3

Caractérisation de la géométrie

Le résultat d'inversion des sondages RMP fournit un profil de teneur en eau et de temps de relaxation en fonction de la profondeur. Mais, de par sa nature intégrative, la méthode a une résolution limitée. Notamment, les variations latérales des propriétés hydrodynamiques sont souvent étudiées en interpolant les résultats d'inversion en 1D. Le développement d'un nouveau logiciel de modélisation du signal RMP permet depuis 2004 de prendre en compte les effets 2D/3D dans l'interprétation des sondages.

Ce chapitre présente l'influence de différents paramètres sur la précision de la méthode RMP pour caractériser la géométrie des aquifères. Des solutions pour améliorer la résolution verticale et latérale sont proposées.

3.1. Résolution verticale dans le cas d'aquifères tabulaires

La géométrie des aquifères continus tabulaires va être définie par :

- 1- le toit de l'aquifère saturé (c'est-à-dire le niveau piézométrique dans le cas d'un aquifère libre et la limite avec la couverture imperméable dans le cas d'aquifère captif) ;
- 2- le mur ou substratum de l'aquifère ;
- 3- l'épaisseur de l'aquifère.

Evidemment, seulement deux de ces paramètres suffisent à caractériser la géométrie de l'aquifère, le troisième pouvant être déduit des deux autres.

3.1.1. Problème de l'équivalence : incertitude sur les résultats RMP

Comme toutes les méthodes géophysiques, la méthode RMP est soumise au problème d'équivalence, de sorte que différents modèles de teneur en eau peuvent avoir la même signature RMP. La Figure 3-1 illustre ce problème d'équivalence RMP sur un des sites étudiés au Niger (Gassan Kournie) et montre l'ambiguïté de l'inversion sans information complémentaire.

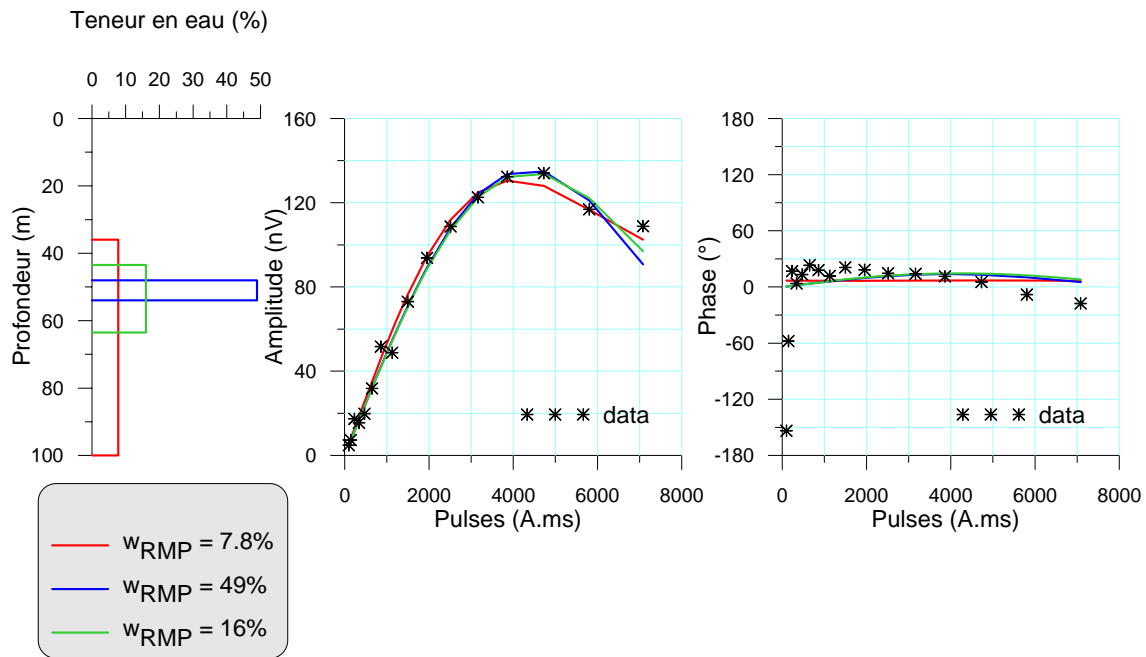


Figure 3-1. Exemple d'équivalence sur le site de Gassan Kournie
 À gauche : modèle de teneur en eau ; au milieu : amplitude du signal RMP
 correspondant ; à droite : phase du signal RMP.

• Etude numérique

Trois paramètres sont soumis au problème d'équivalence : la teneur en eau, la profondeur du toit et l'épaisseur mouillée de l'aquifère. Pour tester l'interdépendance de ces trois paramètres entre eux, l'amplitude du signal RMP en fonction de l'impulsion a été modélisée pour un aquifère compris entre 50 et 70 m de profondeur avec une teneur en eau de 20% : le « modèle initial » (Figure 3-2A). L'ensemble des aquifères monocouches (avec des propriétés constantes sur toute l'épaisseur) dont le signal RMP ajuste de manière satisfaisante le modèle initial a été recherché. Le critère choisi pour considérer un modèle comme équivalent au modèle initial est une valeur de l'erreur quadratique RMS entre les deux modèles (*Root Mean Square*) inférieure à 5 nV. Des domaines d'équivalence ont ainsi pu être tracés en fixant un des paramètres : la teneur en eau (Figure 3-2B), la profondeur du toit (Figure 3-2C), ou l'épaisseur de l'aquifère (Figure 3-2D).

Les résultats montrent que le problème d'équivalence porte essentiellement sur le produit teneur en eau (w_{RMP}) par épaisseur mouillée de l'aquifère (e). Ainsi, l'incertitude sur ces deux paramètres est importante sans information a priori sur l'un ou l'autre. Il est à noter que le produit teneur par épaisseur mouillée de l'aquifère représente une épaisseur d'eau

équivalente qui est l'analogue de la résistance transversale du sondage électrique (produit de la résistivité par l'épaisseur dans le cas d'une couche résistante comprise entre deux couches conductrices).

Le toit de l'aquifère est quant à lui bien déterminé avec une précision de l'ordre de quelques mètres. Cette précision est meilleure dans le cas d'un aquifère superficiel que dans le cas d'un aquifère profond (Figure 3-3).

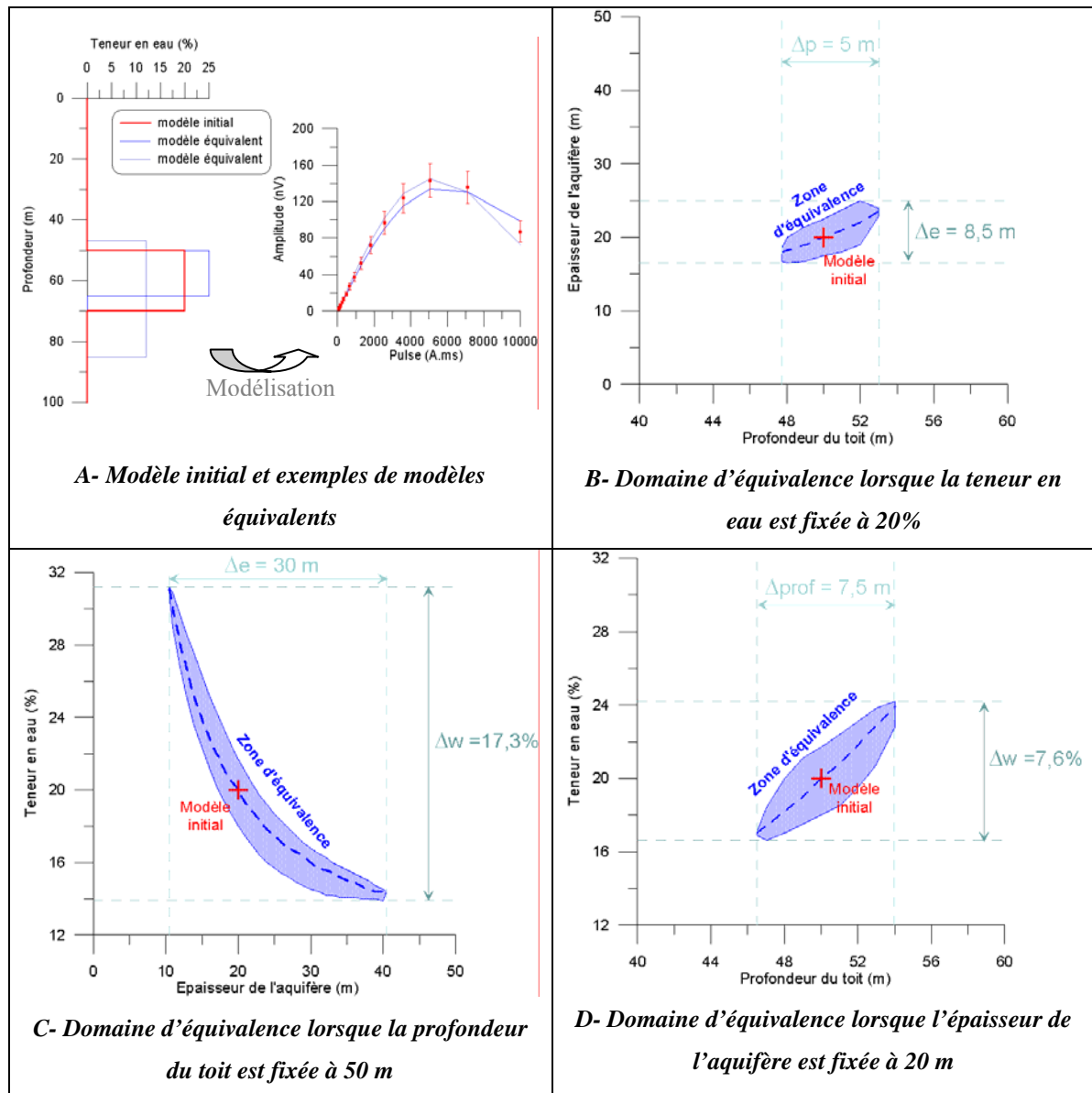


Figure 3-2. Exemples de domaines d'équivalence

Les domaines d'équivalence et a fortiori la précision sur les différents paramètres hydrologiques vont dépendre de la précision de mesure du signal RMP. Sur la Figure 3-4, les domaines d'équivalence (lorsque l'épaisseur est fixée) sont tracés pour deux critères

d'équivalence (RMS inférieur à 5 nV et RMS inférieur à 10 nV) qui correspondent à différentes précisions sur l'amplitude du signal RMP.

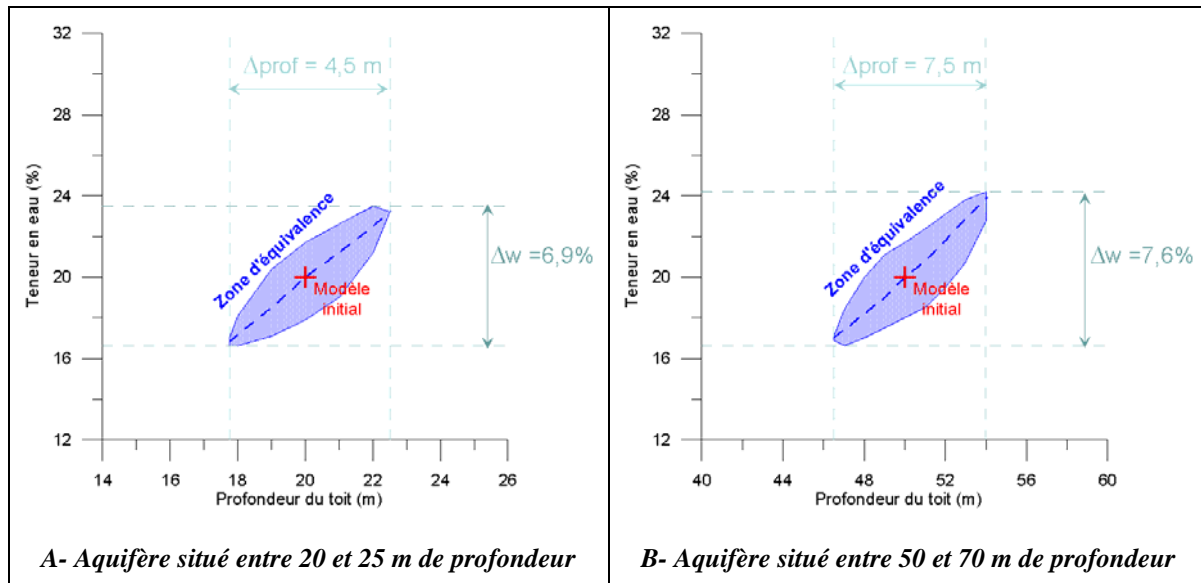


Figure 3-3. Domaine d'équivalence dans le cas d'aquifères superficiel et profond
(L'épaisseur des aquifères est fixée)

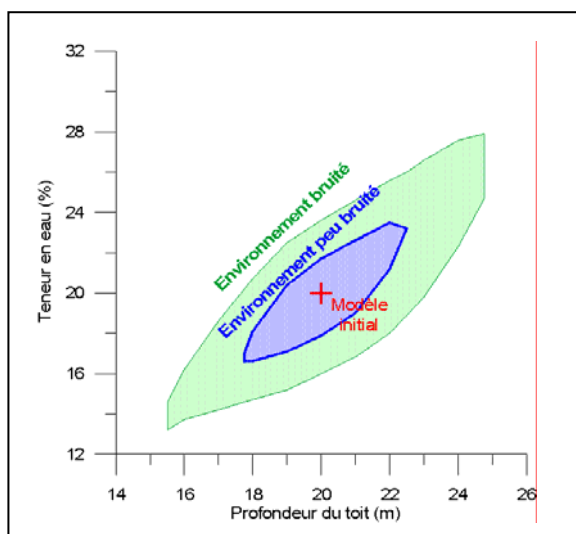


Figure 3-4. Domaine d'équivalence en fonction des conditions de bruit électromagnétique

La précision des mesures RMP dépend à la fois des conditions expérimentales (champ géomagnétique, bruit électromagnétique etc.) et de la précision du système de mesure (efficacité de l'algorithme de traitement du signal, stabilité de l'impulsion, et stabilité instrumentale interne). Il a été montré (Girard *et al.*, 2005) que l'instabilité instrumentale de NUMIS^{PLUS} est significativement inférieure au bruit électromagnétique qui peut être considéré comme la principale source d'erreur. Pour un rapport signal sur bruit de 5, l'incertitude sur l'amplitude est estimée à 13%.

• **Etude de l'aquifère continu au Niger**

Dans le cadre de l'étude au Niger, la géométrie de la nappe (profondeurs du niveau piézométrique et du mur de l'aquifère) est bien connue par le réseau piézométrique de puits, les coupes de forages et par le modèle numérique de terrain (cf. § 2.2.1 p. 75). Il est donc possible de comparer le résultat de l'inversion des sondages RMP avec les données hydrogéologiques.

Deux approches ont été utilisées pour estimer la profondeur du niveau piézométrique d'après les données RMP :

- 1- les données ont été traitées par inversion automatique en modèle muti-couche avec le logiciel Samovar© en utilisant un paramètre de régularisation constant ;
- 2- les données ont été inversées avec un modèle par bloc (c'est-à-dire avec un nombre de couche ; en l'occurrence une seule couche aquifère à teneur en eau constante) en imposant à +/- l'incertitude près :
 - a) l'épaisseur de l'aquifère mouillé d'après les informations hydrogéologiques
 - b) le mur de l'aquifère d'après les résultats des mesures TDEM (cf. Tableau 2-5 et Figure 2-20).

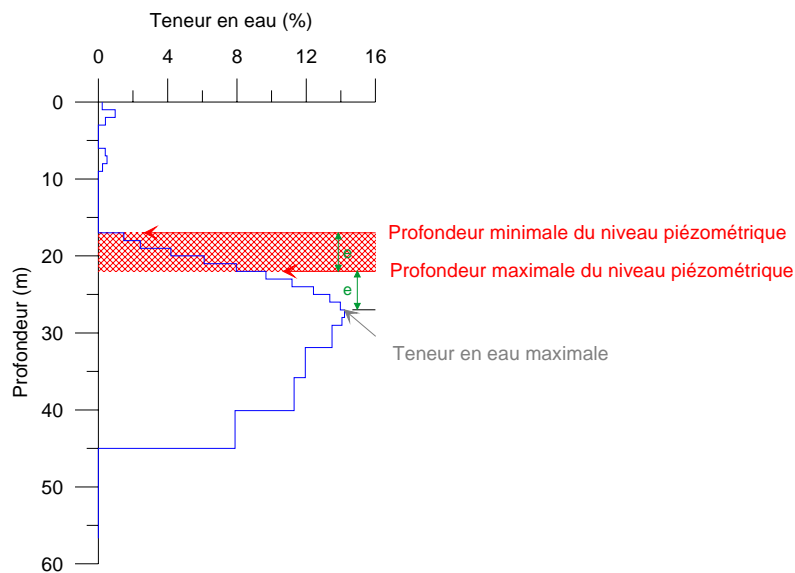


Figure 3-5. Estimation du niveau piézométrique d'après l'inversion automatique

Dans le premier cas, il a été considéré que le niveau piézométrique se situe entre (Figure 3-5) :

- la profondeur où la teneur en eau devient non nulle (= profondeur « de 1ère arrivée d'eau ») ;
- la profondeur à mi-distance entre la « 1ère arrivée d'eau » et la teneur en eau maximale.

Dans le second cas, l'ensemble des solutions a été déterminé en considérant tous les modèles qui ajustent les données avec une erreur quadratique RMS inférieure au bruit électromagnétique ambiant.

Les niveaux piézométriques estimés par RMP sont comparés sur la Figure 3-6 aux niveaux piézométriques mesurés dans les puits et corrigés de la différence altimétrique entre la boucle RMP et le puits. Les 3 méthodes d'inversion donnent des résultats similaires. Comme prévu, la précision sur le niveau piézométrique RMP diminue avec la profondeur.

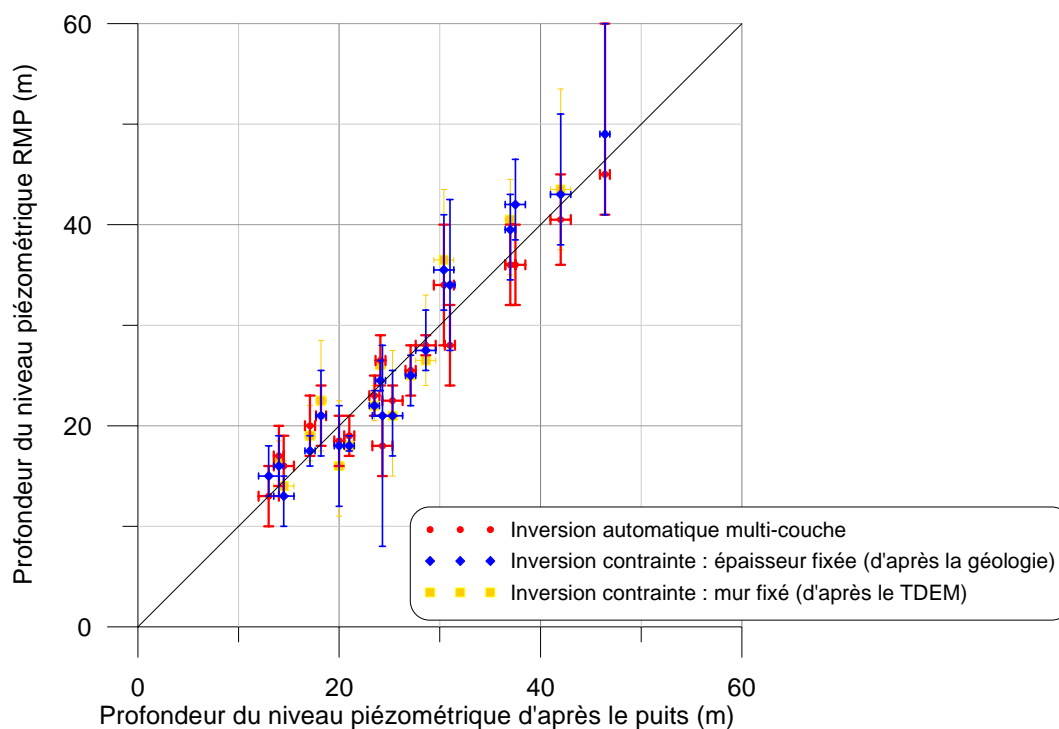


Figure 3-6. Comparaison des niveaux piézométriques estimés par RMP et mesurés dans les puits

Coefficients de corrélation : 96 % pour l'inversion automatique ; 97 % pour l'inversion contrainte par la géologie ; 94 % pour l'inversion contrainte par le TDEM.

Pour chaque méthode d'inversion, l'incertitude relative moyenne et la moyenne des erreurs relatives par rapport au niveau piézométrique mesuré dans le puits ont été calculées :

$$\text{Incertainude relative} = \frac{1}{X} \sum \frac{\Delta NP_{RMP}}{NP_{RMP}} \quad \text{Équation 3-1}$$

$$\text{Erreur relative} = \frac{1}{X} \sum \frac{|NP_{RMP} - NP_{puits}|}{NP_{puits}} \quad \text{Équation 3-2}$$

Avec NP_{RMP} et NP_{puits} les niveaux piézométriques estimés par RMP et mesurés dans les puits et X le nombre de données.

Ces calculs (Tableau 3-1) confirment que le niveau piézométrique est peu soumis au problème d'équivalence puisqu'une inversion automatique libre donne une précision équivalente à une inversion où l'épaisseur de l'aquifère est fixée. On remarque que la contrainte sur l'épaisseur permet une précision un peu meilleure que la contrainte sur le mur de l'aquifère.

	Incertitude relative	Erreur relative
Inversion automatique	13%	8%
Épaisseur fixée par la géologie	14%	10%
Mur fixé par le TDEM	17%	12%

Tableau 3-1. Précision obtenue sur l'estimation du niveau piézométrique en utilisant différentes méthodes d'inversion

Il est clair que dans ce cas l'incertitude sur le niveau piézométrique estimé par RMP est trop importante pour que ces données améliorent la connaissance de l'aquifère : un sondage RMP ne remplacera jamais un piézomètre. Cependant dans des régions peu documentées, l'utilisation de la méthode RMP peut être intéressante pour estimer le niveau piézométrique (dans le cas d'un aquifère libre) avec une précision de l'ordre de quelques mètres.

3.1.2. Influence de la présence d'eau dans la zone non saturée

Dans le cas d'aquifère libre, le temps de relaxation $T2^*$ dans la zone non saturée est en général si court qu'il n'est pas possible d'enregistrer de signal RMP issu de l'eau au dessus du niveau piézométrique. Cependant, dans certains contextes où la susceptibilité magnétique est très faible (typiquement un milieu calcaire), la méthode RMP est parfois sensible à l'eau dans la ZNS. C'est le cas notamment en contexte crayeux où les teneurs en eau dans la zone non saturée sont élevées (~ 40%) et proches de la saturation. Dans ces contextes, la zone saturée n'est pas très contrastée par rapport à la ZNS et la profondeur du niveau piézométrique est plus difficile à déterminer.

• **Aquifère crayeux dans la Somme**

Avant de choisir le site de Warloy-Baillon pour l'étude de la ZNS (chapitre 2), une dizaine de sites avait été prospectée dans la région (Baltassat et Girard, 2005). Les sondages RMP réalisés sur ces sites ont été inversés de manière automatique avec un découpage du sol en 40 couches et avec un paramètre de régularisation constant (Figure 3-7A). Après calibration avec des mesures en forages, le niveau piézométrique a été estimé en considérant le point d'inflexion des profils de teneur en eau (Baltassat *et al.*, 2004).

Les niveaux ainsi estimés sont comparés avec la piézométrie issue de l'Atlas hydrogéologique de la Somme (Roux, 1978) dans la Figure 3-7B. Les variations piézométriques temporelles ne sont pas prises en compte dans cette comparaison. On note des écarts importants entre les niveaux estimés par les deux méthodes (jusqu'à 8 m de différence). Dans ces conditions, la profondeur de la nappe déterminée par RMP doit être utilisée avec précaution.

Cet exemple illustre bien l'augmentation de l'incertitude sur l'estimation du niveau piézométrique lorsqu'une partie de l'eau de la ZNS est détectée avec la méthode RMP.

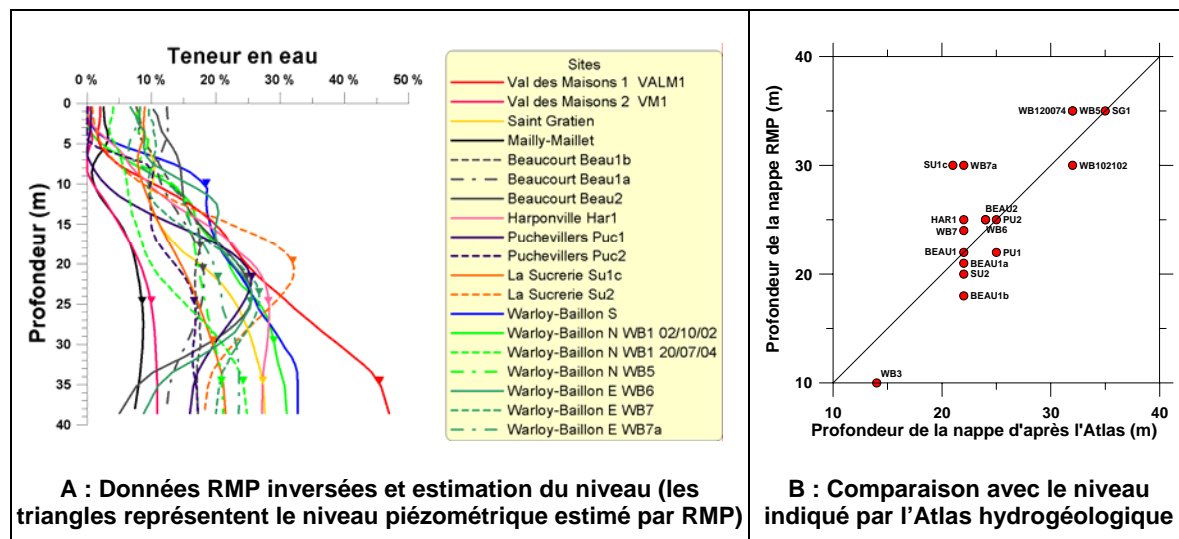


Figure 3-7. Estimation du niveau piézométrique en présence d'une ZNS détectée par RMP
Exemple sur des sites dans les bassins de l'Hallue et la Nièvre (Somme)
(Baltassat et Girard, 2005)

3.2. Résolution d'aquifère avec une géométrie 2D/3D

Dans certains contextes géologiques, le milieu ne peut pas être apparenté à un système tabulaire simple. C'est le cas des aquifères discontinus (comme les aquifères fissurés ou karstiques), mais c'est aussi le cas d'aquifères continus où la structure lithologique ne suit pas la topographie. Un nouveau logiciel de modélisation de structure 3D développé par le BRGM et l'IRD (MRS04_5_3D.exe) a été testé pendant la thèse pour déterminer dans quel cas et de quelle façon les effets 2D ou 3D doivent être pris en compte pour l'interprétation des données RMP afin de décrire au mieux la géométrie des aquifères.

3.2.1. Effet de la topographie

De manière standard, les données RMP sont traitées en considérant une stratification horizontale de la distribution d'eau en profondeur. Cette hypothèse est généralement vérifiée car la méthode RMP est souvent appliquée à l'étude d'aquifères continus dans des environnements relativement plats. Cependant des sondages RMP peuvent être réalisés dans des régions accidentées où la couche aquifère n'est plus parallèle à la boucle de mesure. Une modélisation numérique a été réalisée pour estimer l'erreur qui peut être induite par l'utilisation de l'approche standard d'approximation par une stratification horizontale. L'étude s'est focalisée sur le cas où la structure du sous-sol est stratifiée horizontalement mais la boucle de mesure est inclinée à cause de la topographie (Figure 3-8). L'objectif était de connaître dans quels cas les effets de topographie peuvent être négligés dans l'interprétation des sondages RMP.

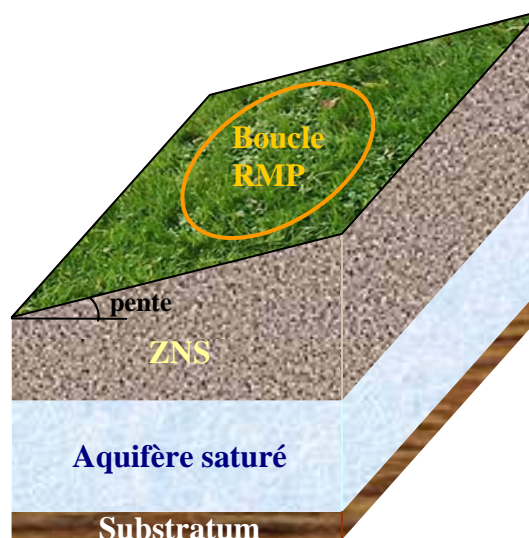


Figure 3-8. Modélisation de la topographie

Le modèle utilisé est une couche avec une teneur en eau de 10% située entre 10 et 15 m de profondeur. Les conditions de champ magnétique (inclinaison de 65° et fréquence de Larmor de 2001 Hz) sont typiques des conditions en France et la boucle modélisée est circulaire avec un diamètre de 50 m. L'influence de la pente a été testée pour différentes orientations et différentes pentes (Figure 3-9).

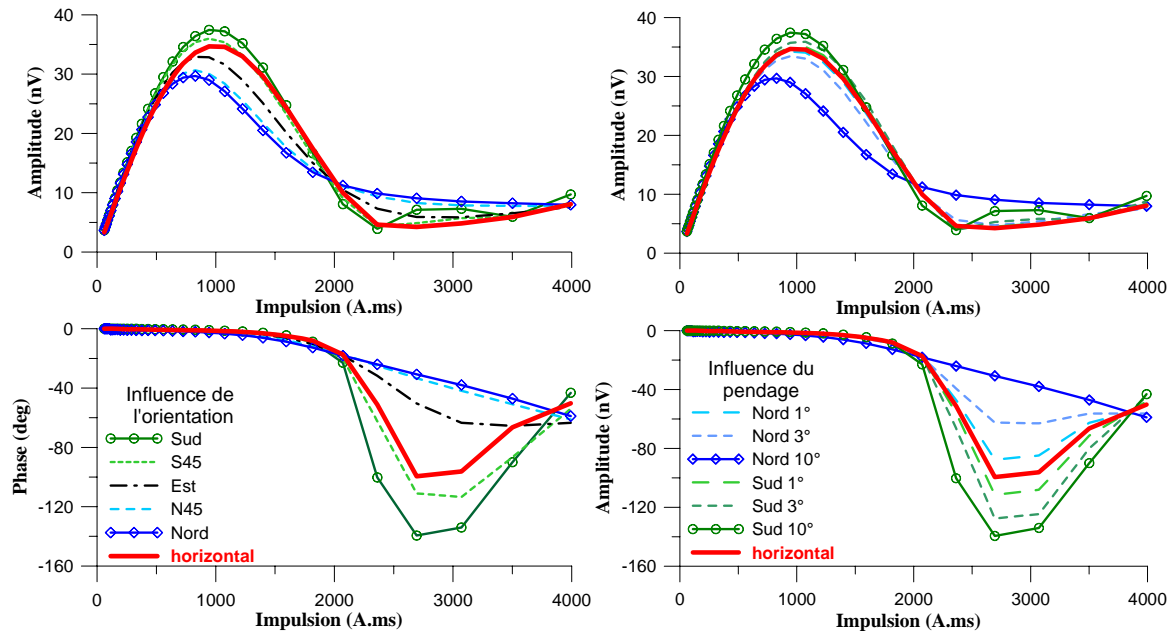


Figure 3-9. Effet de la pente sur le signal RMP

A gauche : influence de l'orientation pour une pente de 10° (soit 17%) ;

A droite : influence du pendage.

Dans ce contexte où le champ magnétique est incliné de 65° , l'effet de la pente est clairement anisotrope avec une influence maximale pour la direction nord-sud. Pour les impulsions qui correspondent au maximum de signal, l'amplitude par rapport au cas horizontal sera diminuée de 10% dans le cas d'une pente de 10° vers le nord et sera augmenté de 5% pour une pente vers le sud. Pour ces mêmes valeurs d'impulsion la phase du signal n'est pas affectée par la pente. Une pente de 3° (soit 5%) ne modifie pratiquement pas le signal.

Trois jeux de données synthétiques ont été inversés en faisant l'hypothèse 1D afin d'estimer l'erreur faite lorsqu'on ne prend pas en compte la topographie pour inverser des données acquises sur un terrain en pente. Les modèles de teneur en eau obtenus après inversion (Figure 3-10) semblent assez différents du modèle initial. Cependant, ces modèles restent dans le domaine d'équivalence du modèle initial puisque le produit teneur en eau par épaisseur est pratiquement identique pour les résultats de l'inversion et pour le modèle initial (Tableau 3-2).

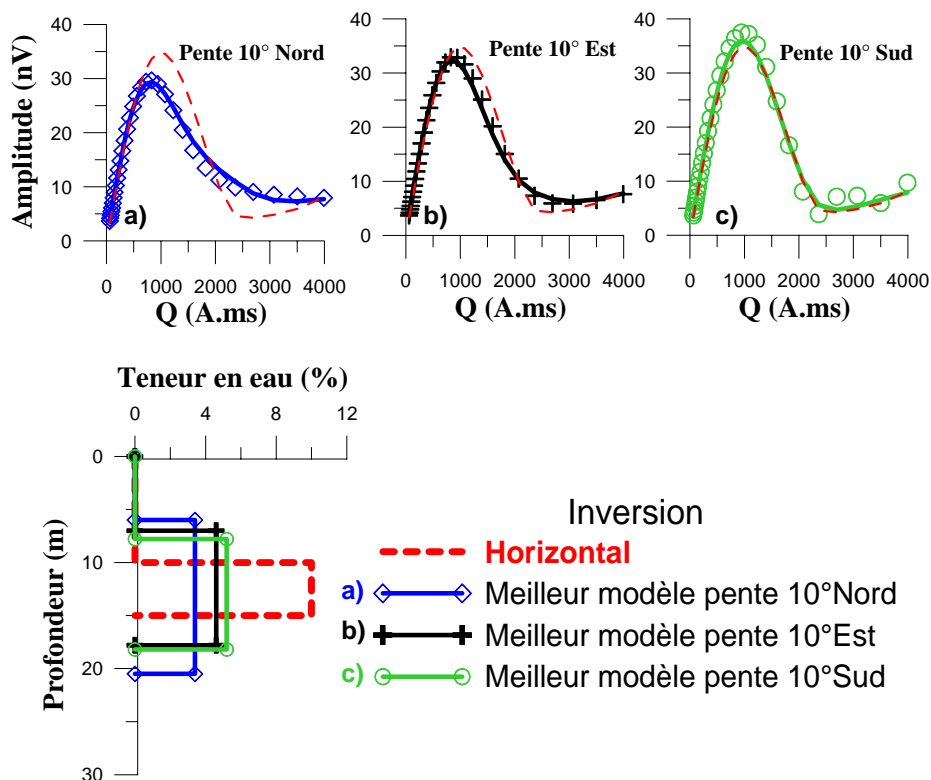


Figure 3-10. Inversion d'un modèle en négligeant la pente

	Nord	Sud	Est	Modèle initial
Toit (m)	6.0	9.0	7.0	10.0
Δz (m)	14.5	7.0	10.8	5.0
Teneur en eau w (%)	3.4	7.5	4.6	10.0
w. Δz (m)	0.49	0.52	0.50	0.50

Tableau 3-2. Résultats des inversions présentées sur la Figure 3-10

L'ensemble de ces modélisations de la topographie, ainsi que d'autres tests de sensibilité ont fait l'objet d'un article soumis à *Journal of Applied Geophysics* (Girard *et al.*, 2007a).

3.2.2. Délimitation de zone aquifère

Les aquifères ont des extensions horizontales limitées. Pour délimiter latéralement une zone aquifère il est possible de réaliser plusieurs sondages RMP soit le long d'un profil, soit en cartographie. Un exemple de délimitation de bassin versant est décrit par Baltassat *et al.* (2001), Gutierrez (2005) et Girard *et al.* (2006) sur le site expérimental de Montreuil-sur-Epte (Figure 3-11). Sur ce site, l'aquifère sableux est limité au nord-est par une formation craieuse identifiable par RMP grâce à son temps de relaxation plus court. Les autres limites du bassin versant ont été tracées d'après le niveau piézométrique RMP. Dans ce cas, les sondages RMP sont très espacés les uns des autres et sont donc indépendants.

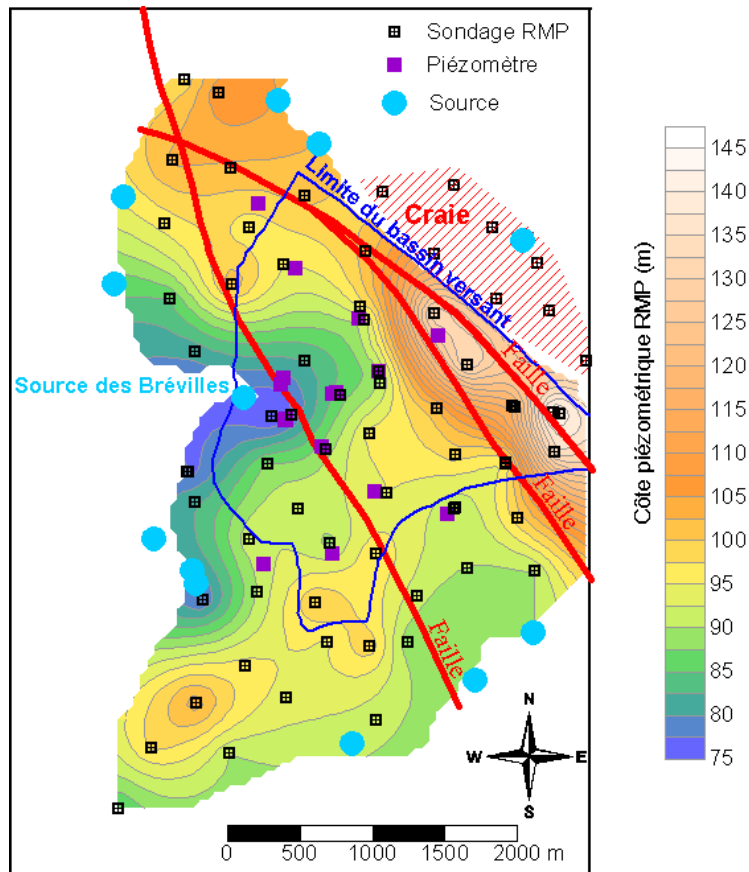


Figure 3-11. Délimitation d'un bassin versant à Montreuil-sur-Epte
(D'après Gutierrez, 2005 et Girard et al., 2006)

Lorsque les aquifères sont hétérogènes, typiquement les milieux fissurés ou les systèmes lenticulaires, il peut être intéressant de rapprocher les sondages RMP pour définir des zones aquifères peu étendues (zone fracturée ou lentille sableuse par exemple). La question se pose alors de savoir quand est-ce qu'une interprétation 3D est nécessaire et quand est-ce qu'une interpolation de résultats 1D est suffisante.

Le volume intégré par un sondage RMP dépend de la taille de la boucle. La Figure 3-12 représente la contribution de l'eau au signal RMP en fonction de son éloignement par rapport au centre de la boucle pour trois profondeurs. L'amplitude du signal a été calculée pour une valeur d'impulsion correspondant au maximum de signal pour la profondeur recherchée.

Ainsi on remarque que pour une lame d'eau située à une profondeur égale à un quart du diamètre de la boucle, 95 % du signal provient de l'eau située à moins de 1,5 fois le rayon de la boucle. Dans le cas d'une lame d'eau à une profondeur égale au diamètre de la boucle, la zone d'investigation représentée par 95% du signal s'étend à 4 fois le rayon. La

forme du volume d'investigation, n'est donc pas cylindrique mais plutôt conique comme dans le cas du TDEM (Figure 3-13).

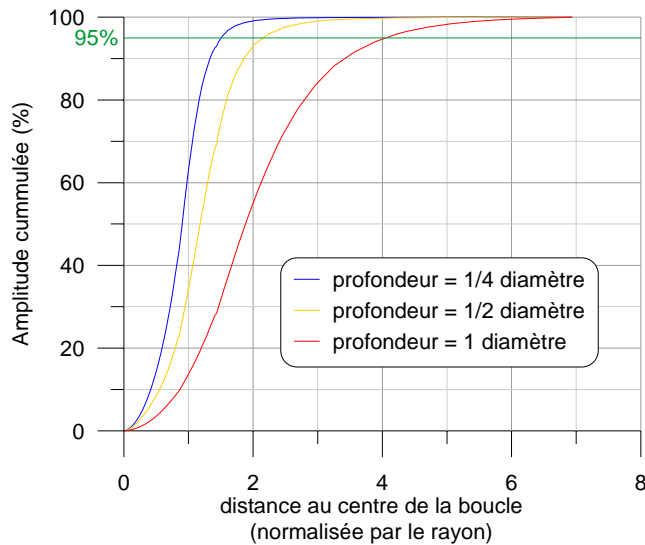


Figure 3-12. Contribution de l'eau en fonction de sa distance au centre de la boucle

D'après les résultats de la Figure 3-12, il apparaît que si 2 sondages RMP sont distants de 3 fois le diamètre de la boucle, alors les volumes de sols investigués par chacune des boucles ne se recouvrent pas. Dans ce cas, une interprétation 2D ou 3D n'a pas de sens. Si des sondages sont réalisés avec des boucles qui se touchent ou se superposent, une interprétation 2D/3D peut être envisagée. Dans un cas intermédiaire (i.e. : distance entre 2 boucles égale à 2 fois le diamètre), une inversion 2D/3D n'aura un intérêt que si la zone aquifère est profonde.

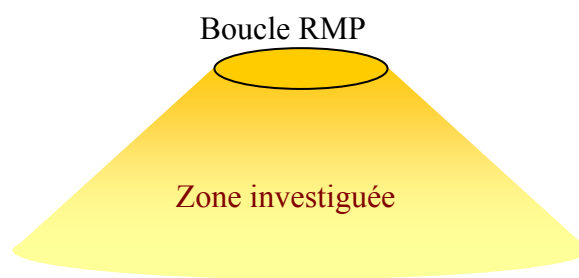


Figure 3-13. Forme du volume investigué par une boucle RMP

Une modélisation a été réalisée pour déterminer l'erreur faite sur la géométrie d'une limite horizontale lorsqu'on interpole des résultats d'inversion 1D au lieu d'utiliser une inversion 2D dans le cas où les boucles RMP sont positionnées bord à bord. Deux modèles de limite ont été testés : une limite franche (Figure 3-14) et une limite progressive (Figure 3-15). Dans ces modèles, l'extension des aquifères dans le sens perpendiculaire au profil est

« infini ». Il est à noter que, pour modéliser une limite progressive, il a été choisi de diminuer progressivement la teneur en eau, mais à cause de l'équivalence, un amincissement de l'aquifère aurait présenté des résultats similaires.

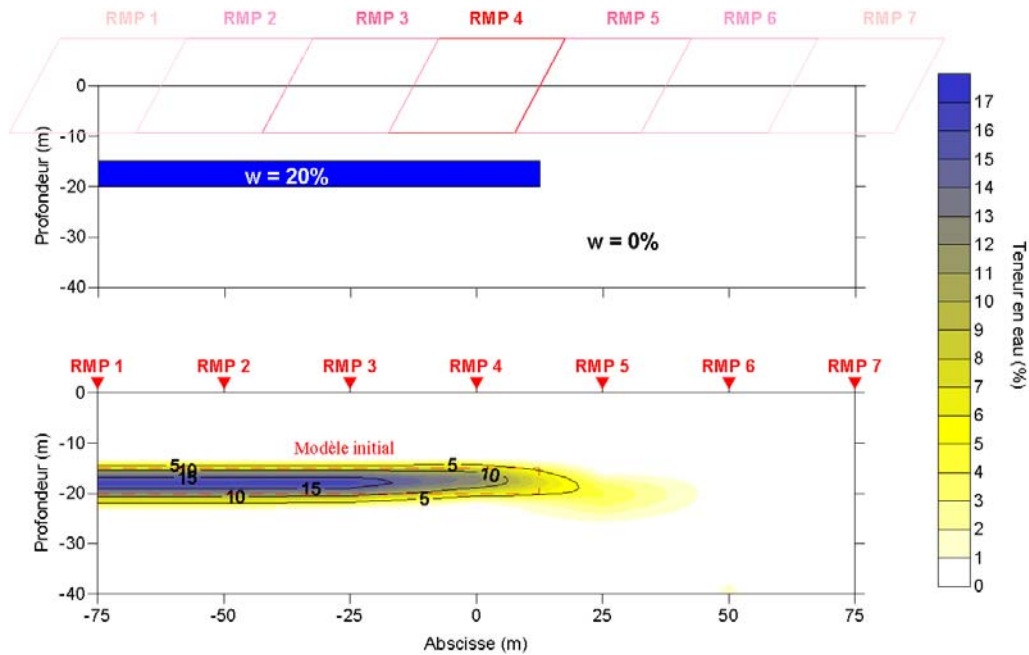


Figure 3-14. Modélisation d'un profil RMP au dessus d'une limite franche
 En haut : modèle initial ; en bas : résultat de l'inversion par interpolation 1D

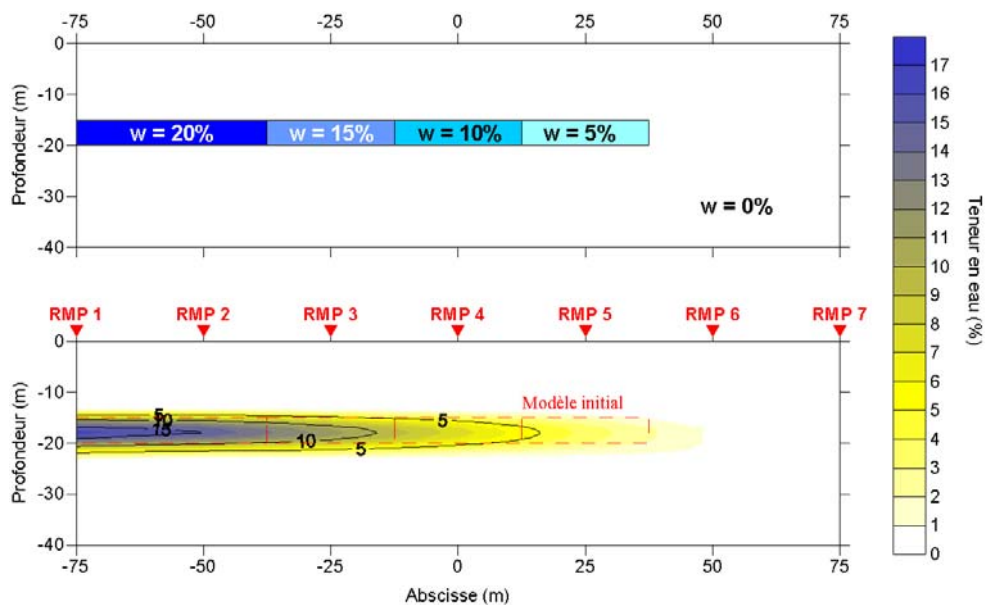


Figure 3-15. Modélisation d'un profil RMP au dessus d'une limite progressive
 En haut : modèle initial ; en bas : résultat de l'inversion par interpolation 1D

Les résultats obtenus montrent que, dans le cas d'une limite progressive, la géométrie est bien définie même par interpolation 1D (Figure 3-15). En revanche, si la limite est franche

une interpolation de résultats 1D n'est pas suffisante. Dans l'exemple de la Figure 3-14, l'interpolation 1D suggère la présence d'eau en quantité non négligeable pratiquement jusqu'à l'abscisse 50 m alors que la limite est à l'abscisse 12,5 m. Cette limite franche serait vraisemblablement mieux résolue par une inversion 2D. Le gradient de teneur en eau à partir duquel il faut prendre en compte l'effet 2D va dépendre de la taille de la boucle et de la profondeur de l'aquifère.

Une conséquence pratique de ces résultats concerne l'étude des aquifères fissurés. Lorsque le contraste des zones fracturées n'est pas très important, une inversion 2D n'améliore qu'assez peu la résolution latérale. Un exemple de mesure de terrain dans ce type de contexte est donné par Legchenko et al. (2006) sur le site de Moole Hole en Inde. Les résultats montrent (Figure 3-16) que l'interprétation 2D (ici par bloc) n'améliore pas de manière significative la définition de la géométrie des aquifères par rapport à une interpolation des résultats d'inversion 1D.

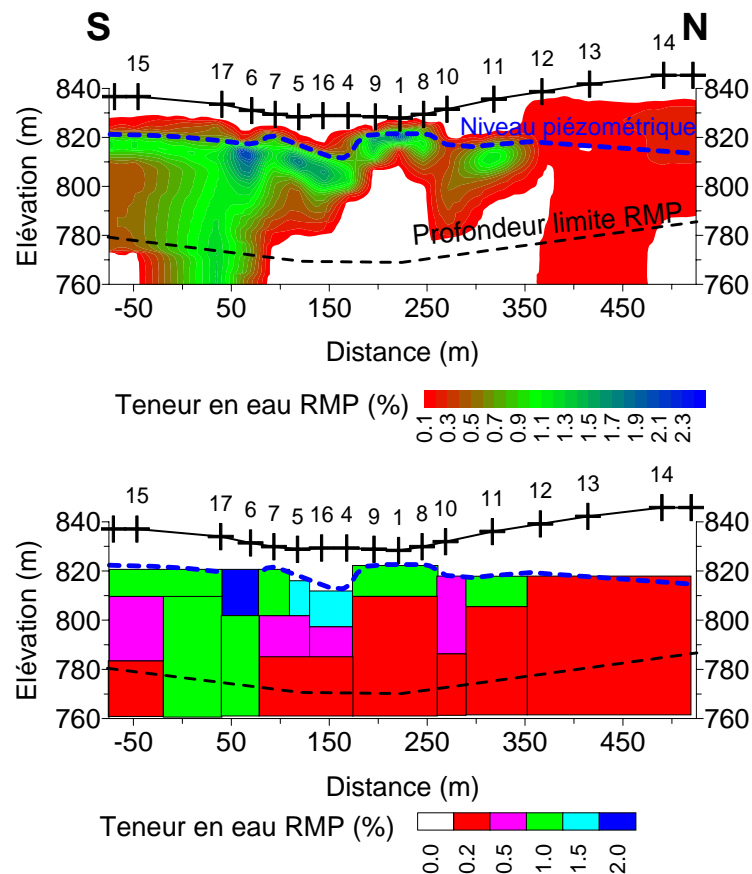


Figure 3-16. Résultat d'une inversion 1D (en haut) et 2D (en bas) sur le site de Moole

Hole en Inde

(D'après Legchenko et al., 2006)

3.2.3. Possibilité de localiser un conduit karstique

Les aquifères karstiques sont des systèmes complexes caractérisés par une grande hétérogénéité des paramètres hydrauliques. Ils sont composés d'un réseau de conduits et cavités qui se sont développés par des phénomènes de dissolution dans une matrice poreuse calcaire ou dolomitique. La localisation de ces conduits et cavités est un enjeu important dans le cadre d'une gestion des ressources en eau en milieu karstique.

La méthode RMP est un moyen de localiser les conduits karstiques remplis d'eau. Ces conduits ont des caractéristiques contrastées par rapport à la matrice poreuse (Figure 3-17 droite). Mais la dimension des conduits et cavités karstiques est en général bien inférieure à la taille de la boucle de mesure (Figure 3-17 gauche) et la réponse d'un sondage RMP à l'aplomb d'un conduit va intégrer la réponse du conduit et de la matrice poreuse.

Pour localiser un conduit il est possible de réaliser plusieurs sondages RMP en profilage avec une boucle émettrice/réceptrice coïncidente. Une méthodologie d'inversion en 2 dimensions est nécessaire pour obtenir une bonne résolution de la géométrie.

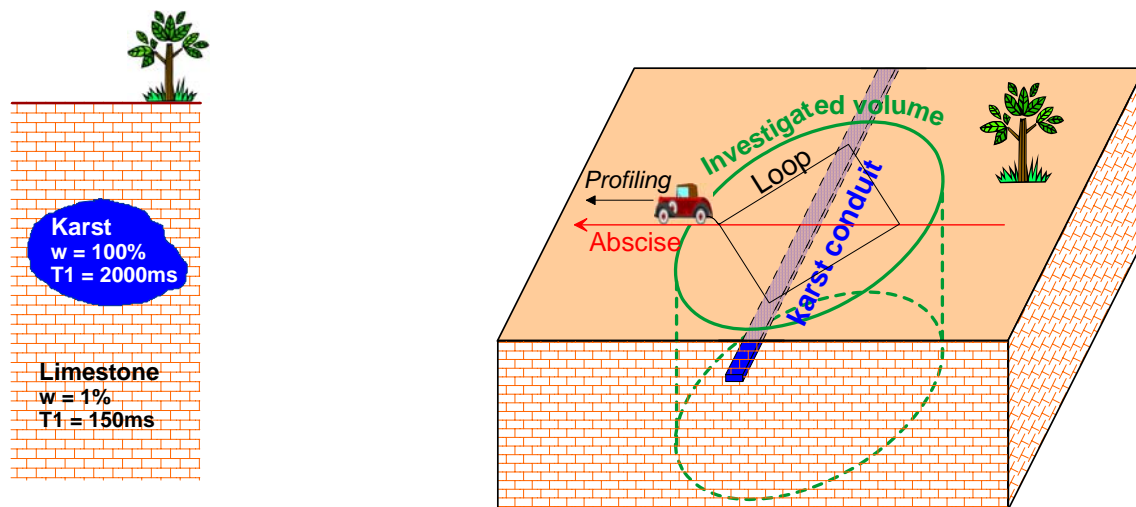


Figure 3-17. Schéma simplifié d'un conduit karstique et caractéristiques RMP

Une étude numérique a permis d'évaluer la sensibilité de la méthode RMP pour caractériser les conduits karstiques et développer une stratégie d'inversion. Cette modélisation a été validée par une étude expérimentale sur le site de Poumeyssens. Les deux articles qui suivent présentent les résultats obtenus. Le premier a été accepté à la publication en octobre 2006 par la revue *Journal of Applied Geophysics* et le deuxième est paru dans la revue *Journal of Hydrology* (vol. 330, n°3-4) en novembre 2006.

2D magnetic resonance tomography applied to karstic conduit imaging

Journal of Applied Geophysics (accepted)

Girard J.-F.¹, Boucher M.^{1,2}, Legtchenko A.³ and Baltassat J.-M.¹

¹ BRGM, 3 av. C. Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans Cedex 2, France. Email: jf.girard@brgm.fr

² ISTO, UMR6113 CNRS/Université d'Orléans, Bâtiment Géosciences, Rue de Saint Amand, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

³ IRD-LTHE, BP53, 38041, Grenoble Cedex 9, France.

• Abstract

Karstic conduits play a crucial role for water supply in many parts of the world. However, the imaging of such targets is generally a difficult task for most geophysical methods. Magnetic Resonance Sounding (MRS) is a geophysical method designed for imaging of water bearing structures. Initially, MRS was developed for characterizing horizontally stratified aquifers. However, when applying a 1D MRS measuring setup to the imaging of 2D-3D targets, the size of which may be much smaller than the loop, the accuracy and the lateral resolution may not be sufficient. We have studied the possibility of simultaneously processing several MRS aligned along a profile to perform a Magnetic Resonance Tomography (MRT). This work emphasizes the gain of resolution for 2D-3D imagery of MRT versus the interpolation of 1D inversion results of MRS along the same profile. Numerical modelling results show that the MRT response is sensitive to the size and location of the 2D target in the subsurface. Sensitivity studies reveal that by using the coincident transmitting/receiving (TX/RX) setup and shifting the loop around the anomaly area, the depth, section and position of a single karstic conduit with a size smaller than the MRS loop size can be resolved. The accuracy of the results depends on the noise level and signal level, the latter parameter being linked to the depth and volume of the karstic conduit and the water content in the limestone matrix. It was shown that when applying MRT to the localization of 2D anomalies such as karstic conduits, the inclination of the geomagnetic field, the orientation of the MRT profile and the angle of crossover of the conduit by the MRT profile must be taken into account. Otherwise additional errors in interpretation should be expected. A 2D inversion scheme was developed and tested. Both numerical and experimental results confirm the efficiency of the developed approach.

• Introduction

Magnetic Resonance Sounding (MRS) is a geophysical method designed for imaging and quantitative description of water-bearing structures. It is based on the phenomenon of hydrogen proton magnetic resonance. In the subsurface, hydrogen is generally only present in water molecules and, consequently, the MRS signal is specifically linked with groundwater.

Initially, MRS was developed for characterizing horizontally stratified aquifers and has been used worldwide for more than 15 years. MRS is also used to describe the lateral hydrological variation across a watershed. For that purpose, MRS results in vertical logs are interpolated from sounding to sounding to provide a cross-section. The efficiency of 1D (one dimensional) profiling for imaging anomalies whose size is comparable to the loop size has already been studied by Warsa (2002) and Legchenko (2006). However, when applying this approach to the imaging of 2D-3D targets, the size of which may be much smaller than the loop (25 to 150 m diameter), the lateral resolution may be not sufficient.

Karstic conduits play a crucial role for water supply in many parts in the world. However, the imaging of such targets is generally a difficult task for most geophysical methods. A karst network develops in limestone by dissolution. The variability of karsts encountered in nature is so vast that each system is considered as unique: from thin and flat conduits developed at the top of an impermeable layer to large galleries, several tens of metres high and wide. If a drill-hole hits the conduit it can provide a huge water flow. However, since the hydraulic conductivity of the surrounding limestone matrix is several orders of magnitude less than the conduit itself, missing the karst conduit means that the borehole fails. Hence, high accuracy is needed to locate the drill site.

It has been shown that, if the conduit is big enough and full of water, standard 1D processing of MRS allows unambiguous detection of such targets (Vouillamoz, 2003). However, lack of lateral resolution is the limiting factor for siting a borehole using MRS results. To improve MRS efficiency, we propose carrying out a simultaneous inversion of several MRS measurements along a profile. We propose to introduce the terminology of Magnetic Resonance Tomography (MRT) when several MRS are processed simultaneously. The gain in resolution with MRT can be increased by using smaller distances between two soundings: a constant larger step can be used along the whole profile and can be reduced around the detected anomaly (down to one tenth of the loop diameter). Please note that we consider only the case where the same loop is used as transmitting and receiving antenna (coincident TX/RX loop setup).

We focused our numerical study on the response from 2D water-filled cavities with a section smaller than the loop size. Based on the modelling results, we propose a 2D inversion scheme specifically designed for prospecting water-filled conduits, and for detecting and estimating their size and location.

- **Background**

A detailed explanation of the method can be found in previous papers (Legchenko and Valla, 2002; Weichmann et al., 2000). An enhanced model has recently been proposed (Legchenko, 2004) to consider the effect of time-varying drift of the geomagnetic field during measurements, especially in the presence of shallow water.

In thermal equilibrium, groundwater has a macroscopic spin magnetization vector aligned along the geomagnetic field. In MRS, a quasi-static and homogeneous geomagnetic field is assumed at the loop scale. An exciting magnetic field is generated by a pulse of oscillating current in the transmitting loop with a specific frequency (the Larmor frequency). The duration (τ) and intensity (I_0) of the pulse both characterize the pulse moment $q = I_0 \cdot \tau$ (A.ms).

In MRS, only the component of the exciting field perpendicular to the geomagnetic field contributes to tilting the spin magnetization vectors away from the equilibrium direction. The amplitude of this effective field is proportional to the current amplitude. According to Bloch's equations, the MRS signal reaches its maximum when the tilt angle between the magnetization vector and the geomagnetic field is 90° (Slichter, 1996). The signal (eq. 1) is recorded in the loop after the power is turned off and is characterized by its initial amplitude E_0 (nV), decay time T_2^* (s), phase φ_0 (rad) and pulsation ω_0 (rad/s).

$$\begin{aligned} \text{signal}(q, t) &= E_0(q) \cos(\omega_0 \cdot t + \varphi_0(q)) \exp\left(-\frac{t}{T_2^{*app}(q)}\right) + \text{Noise}(t) \\ &= \int_V w(r) \cdot K_{3D}(q, r) \exp\left(-\frac{t}{T_2^*(r)}\right) \cdot dr^3 + \text{Noise}(t) \end{aligned} \quad (\text{eq. 1})$$

$W(r)$ and $T_2^*(r)$ are respectively the water content $w(r)$ and decay time distributions in the ground, and $r = r(x, y, z)$ the coordinate vector. The kernel function $K_{3D}(q, r)$ is the response of a unit volume dr^3 at position r in the ground:

$$K_{3D}(q, r) = \frac{\omega_0}{I_0} B_1(r) e^{i\varphi_0(r)} M_{\perp}(q, r) \quad (\text{eq. 2})$$

$B_1(r)$ is the transmitted magnetic field component perpendicular to the geomagnetic field, and $M_{\perp}(q, r)$ is the transverse component of the spin magnetization for pulse q , which creates an alternating magnetic field measured after the pulse cut-off. The phase shift $\varphi_0(r)$ relative to the current in the loop is due to the electrical resistivity of the ground, the pulse shape, and the frequency shift between the Larmor frequency and the pulse frequency (Legchenko, 2004). As shown in eq.1, the MRS response is integrative. The responses from all water molecules below the loop (25 to 150 m diameter) are added together. The apparent decay time $T_2^*(q)$ is defined by fitting the recorded signal to a single decreasing exponential curve. Note that a multi-exponential fitting approach can be used when the data quality is sufficiently high (Mohnke and Yaramanci, 2005, Lubczynski and Roy, 2003). The apparent $T_2^*(q)$ is an average value of the true $T_2^*(r)$ distribution weighted by the water content of each layer for a given pulse moment q . For low pulse moments, the tilt angle approaches 90° only for relatively shallow water. When increasing q by increasing the current intensity (pulse duration is commonly fixed around 20-40 ms), then the tilt angle for shallow water is more than 90° and its resonance signal decreases, whereas resonance increases for deeper water. Depth sounding behaviour of MRS ($Q \approx$ pseudo-depth) is illustrated in Figure 1. If we consider a dry environment and a tabular aquifer with 5% water content (saturated pore volume / total volume) between 20 to 40 m depth, we expect a maximum signal of 100 nV (Figure 1) with a square 75-m-side loop (1 turn) for a 60° geomagnetic inclination, the mean value in western Europe. The pulse moment for the maximum follows any depth variation of the aquifer. In the field, the responses for a given set of q values are inverted to provide the water content log (with depth). The direct link between groundwater at a certain depth with the pulse moment is the main advantage of the MRS method.

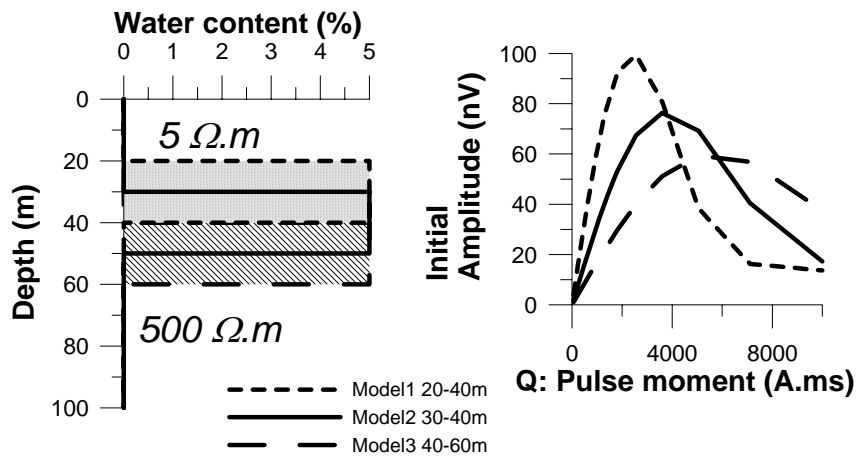


Fig.1 –MRS response of a 20 m thick aquifer (water content 5%) using a square loop (75 m side) with a 60° geomagnetic inclination.

The electrical conductivity properties of the soil influence the MRS result in both penetration depth (decreasing for high conductivities that can be roughly evaluated from a skin depth estimation), and dephasing of the signal (Braun et al., 2005). It has been shown that for electrical resistivities >100 Ohm.m, only minor variation is observed in the MRS response (Valla et al. 2002, Hunter 2004). Consequently, working in electrically resistive rock like limestone, MRS does not need to be accompanied by electrical resistivity measurements. Note that the signal phase may also be influenced by the 3D distribution of water, but only when using separated TX/RX loops (Hertrich et al., 2005). As we consider only a coincident loop set-up, phase variations are not influenced by the conduit. We thus propose only using the amplitude of the MRS signal in inversion and a 1,000-Ohm.m resistivity will be considered in the all modelling in the rest of the article. This approach is particularly relevant for a conduit filled with fresh water, but should be checked in the case of a saline-water filled conduit.

- **Focalization effect**

The response from the limestone matrix can be described as a homogeneous half-space. Since decay time of the MRS signal of fresh limestone is many times less than the decay time of free water in a cavity, where it can reach up to 1 second, this strong contrast makes MRS measurements specifically sensitive for detecting water-filled cavities (Vouillamoz et al., 2003). Because of the integrative behaviour of MRS, the matrix and conduit signals are added together, and the conduit signal may generate only a few percent of the total response. Figure 2 presents the MRS response of a karstic limestone where the matrix is characterized by 1% water content whereas the karstic conduit is a 5x5 m conduit full of water centred at 13.75 m depth.

The standard 1D inversion scheme results in a log of water content and decay time (Legchenko and Shushakov, 1998). 1D profiling is the result of interpolating the 1D inversion results along a profile of MRS measurements. It provides a vertical cross-section that images the lateral variations of water content and permeability through an empirical law linking pore size to MRS decay time (Legchenko et al., 2002). One can imagine that reducing the distance between soundings necessarily improves the accuracy of imaging. We calculated the synthetic response of a 2D north-south conduit of 5x8 m, full of water at 20 m depth, for 21 positions of a 75-m-square loop with 10-m steps for a 60° geomagnetic

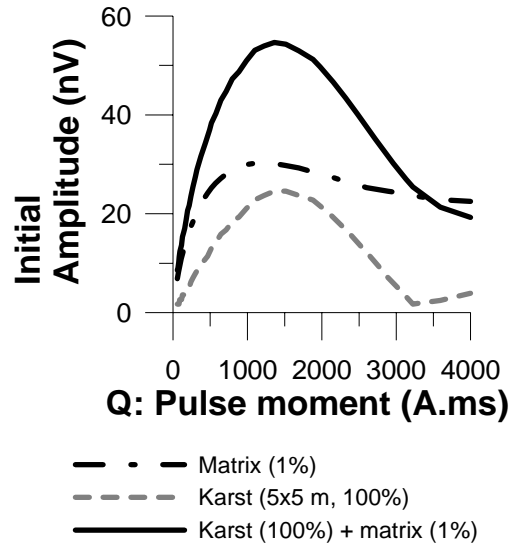


Fig. 2 – Synthetic MRS sounding curves $E_0(Q)$ above a karstic limestone.

inclination. Then, in order to resolve the true position of the conduit, 1D logs of the water content were interpolated (Figure 3). However, although 1D profiling, i.e. a lateral interpolation of 1D results, provides the depth of the conduit, the lateral resolution is very poor. An improved resolution is obtained through the use of a smaller loop which investigate a smaller lateral volume but at the cost of decreasing the investigation depth (Warsa, 2002). In addition, the signal-to-noise (S/N) ratio decreases with smaller loop. Indeed, under good field measuring conditions, needed when searching for a target like a karstic conduit, the noise level of the data from a large or a small loop can be reduced to approximately the same level through filtering and stacking. The ambient noise is higher with a large loop, but longer stacking will result in a final noise that is limited only by instrument noise at about 5 nV; however, the MRS signal being stronger for a large loop than for a small one, the S/N ratio will be higher with the large loop.

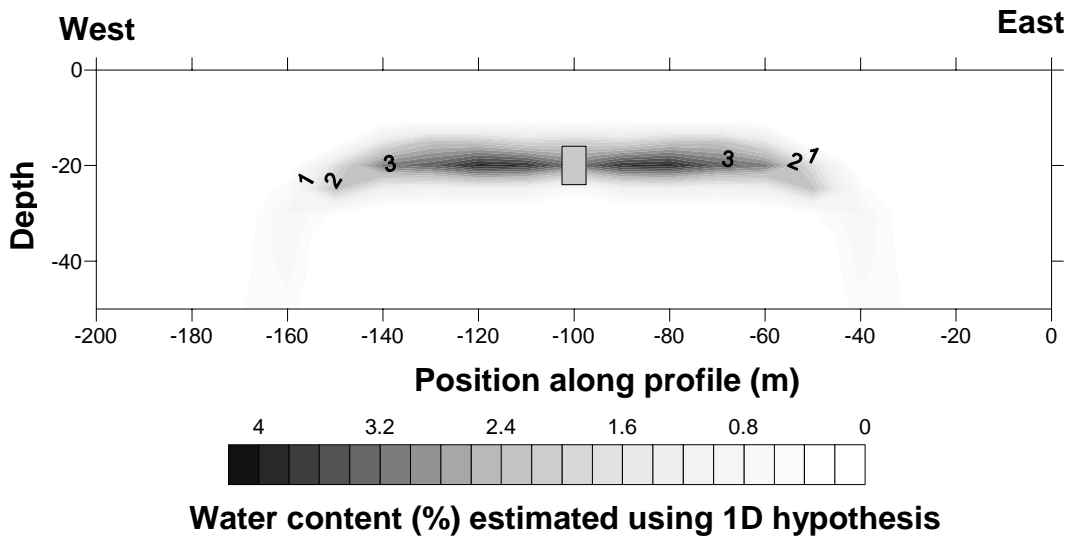


Fig.3 – Interpolation of 1D inversion results above 2D water filled conduit.

The development of a 2D inversion routine aims at vastly improving the resolution of MRS when using a large coincident TX/RX loop compared to the target size. In the literature,

examples are given of the application of a separate TX and RX loop setup for the investigation of shallow 2D-3D targets and promising results are reported (Hertrich et al., 2005). However, the use of coincident TX and RX loops allows maximum penetration depth and a better S/N ratio.

- **2D sensitivity of MRS**

Numerical modelling was carried out assuming a coincident TX/RX square loop with 75-m sides, a 60° geomagnetic field inclination and a maximum pulse moment of 10,000 A.ms (easily attained with currently available equipment). The computed contribution of different layers of the subsurface is depicted in Figure 4a. This response pattern is also referred to as the 1D kernel that is used as a linear filter in most 1D inversion schemes (Legchenko and Shushakov, 1998, Mohnke and Yaramanci, 2002). For a given pulse moment, the response of an infinite horizontal layer placed at varying depths is computed (unit normalized in nV/m). The relationship between the depth of a layer and the pulse moment for the maximum response is unique (dash-dot curve, Figure 4a). One sees that the contribution of water deeper than about 70 m is negligible (except in the extreme case of a very large volume of deep water), thus defining the depth of investigation in this case.

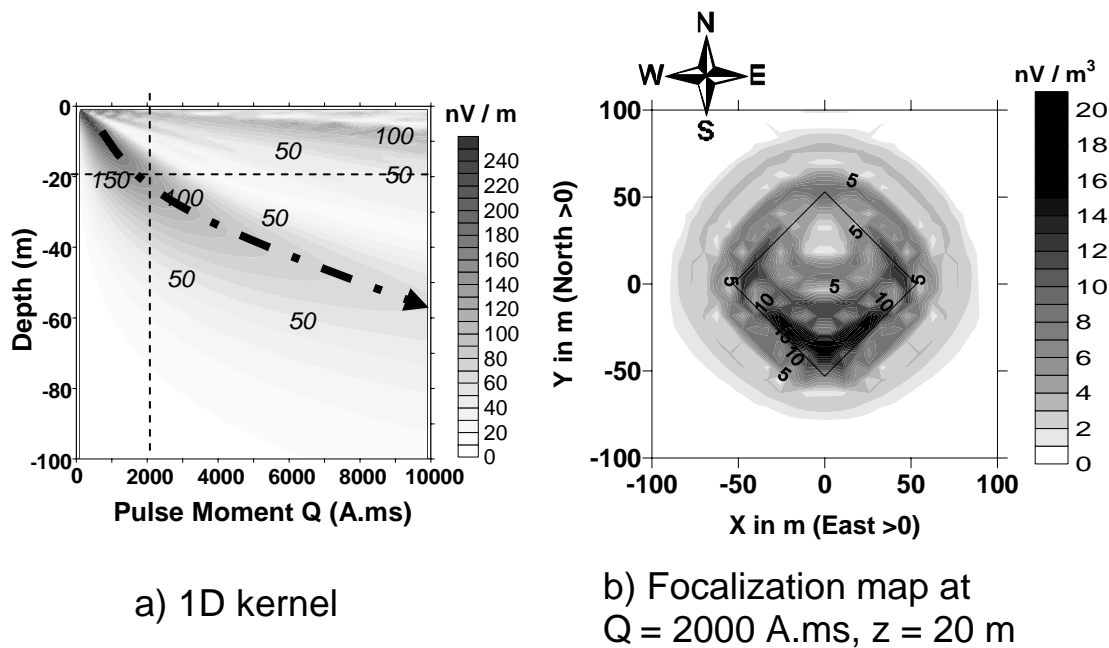


Fig.4 – a) 1D kernel for a 75 m side square loop with a 60° geomagnetic inclination. b) Focalization below the loop: slice in the 3D kernel at 20 m depth for pulse $Q = 2000$ A.ms.

Because the effective component of the transmitted field (the component perpendicular to the geomagnetic field) varies significantly inside the volume affected by the loop, the sensitivity pattern (Weichmann, 2000) below the loop is in fact non-uniform (Figure 4b). The response at 20 m depth (normalized to unit volume in nV/m^3) below the 75-m-side square loop was calculated for a 2000 A.ms pulse moment, which corresponds to the maximum response for 20 m depth. The results show that the water contributing to the measured signal is located inside a cylinder with a diameter of approximately 1.5 times the side of the loop. Of particular note is the fact that the most sensitive zone below the loop is situated in the southern half of the zone. This is easily explained, as the effective part of the stimulating field is the component perpendicular to the geomagnetic field. The

magnetic field generated by the loop laid on the surface is symmetric with revolution around a vertical axis centred in the loop. In the northern hemisphere, the component perpendicular to the geomagnetic field is stronger in the southern part below the loop (Figure 5a). In the southern hemisphere, the sensitivity pattern would be reversed (Figure 5c), but it would be symmetric at the magnetic equator (Figure 5b) or at the poles. In the case of 2D-3D target imaging, this higher sensitivity below the southern part of the loop, for instance, will generate a difference if the profile is orientated east-west (symmetric response) or north-south (asymmetric response) and this effect has to be studied.

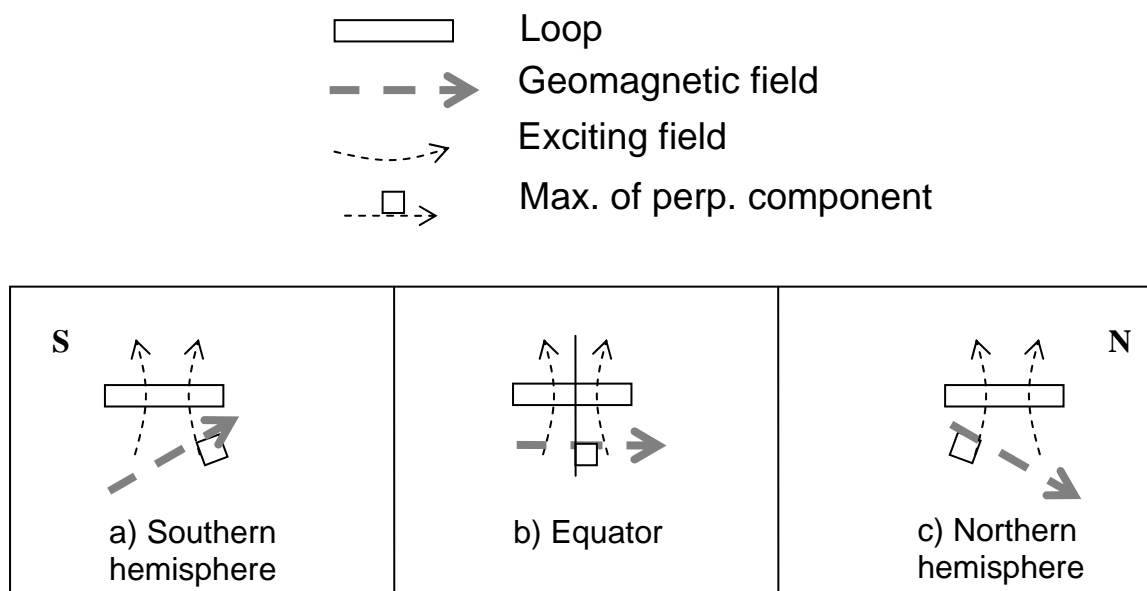


Fig. 5 – The MRS signal is generated by the component of the exciting field perpendicular to the geomagnetic field.

• Sensitivity study

MRT profiles across an elongated parallelepiped (2.5x10x600 m) full of water were modelled for our test conditions, defined by: northern hemisphere, magnetic inclination 60° , 1,000 Ohm.m (characteristic electrical resistivity for dry limestone). The loop used for the models was a 75-m-side square loop, 1 turn, with a 2,000 Hz Larmor frequency. These conditions are commonly encountered in metropolitan France.

Profiles were computed perpendicular to shallow (12.5-15 m) and deep (27.5-30 m) conduits. The FID1 amplitude (i.e. amplitude $E(q)$ of the signal after the first pulse and the instrumental dead time of 40 ms) was interpolated between 41 soundings made along a straight line with a refined step in the central part (5 m step between -50 to 50 m, and 10 m step from -150 to +150m). The same experiment was modelled for east-west (Figure 6) and north-south (Figure 7) profiles. As expected, the shallow model generates a stronger signal and the maximum response is obtained for a pulse $q \approx 1,100$ A.ms. The deep-model response presents a smoother variation and a maximum for pulse $q \approx 2,000$ A.ms. For the east-west profile (Figure 6), the anomaly is symmetric and the maximum amplitude decreases from >70 nV for the shallow case to 55 nV for the deeper conduit. The anomaly is asymmetric for the north-south profile and the maximum amplitude decreases from >70 nV for the shallow case to 65 nV for the deep conduit.

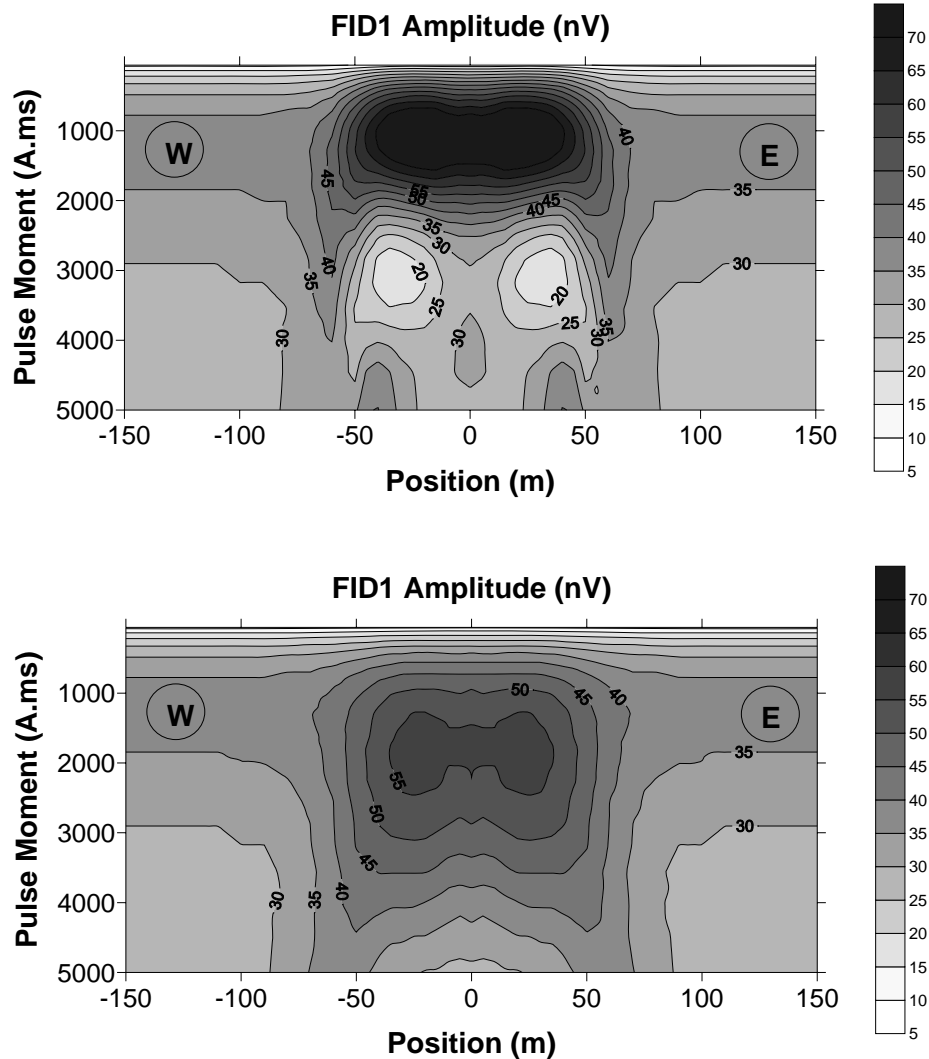


Fig. 6 – West to east MRT profile with 75 m coincident TX/RX square loop perpendicular to N-S conduit 2.5x10 m at 12.5 m depth (upper section) and 27.5 m depth (lower section) in the northern hemisphere and with 60° geomagnetic inclination; 1% water content is assumed in the matrix.

In all cases, a clear anomaly is centred on the cavity location. This anomaly is clearly symmetric for the E-W case, while the centre of the asymmetric anomaly for the N-S profile is shifted northward. We call this a focalization effect that can be easily understood by referring to Figure 4 (the maximum response is below the southern half part of the loop). Note that the two small maxima observed on the E-W profiles below the abscissa -25 and +25 m are too low to be reliably distinguished in field data (below the instrumental-noise threshold). It underlines that the conduit can be detected in all four cases, but that the MRT profile and conduit orientation should be taken into account during interpretation for an accurate localization. In addition, under a 2D assumption, one should note that if the profile orientation is not perpendicular to the conduit, the apparent section may be misinterpreted (see later discussion about error introduced by a non-perpendicular profile and Figure 13). Consequently, as for any 2D-imaging method, the best result is expected when the MRT profile is perpendicular to the conduit.

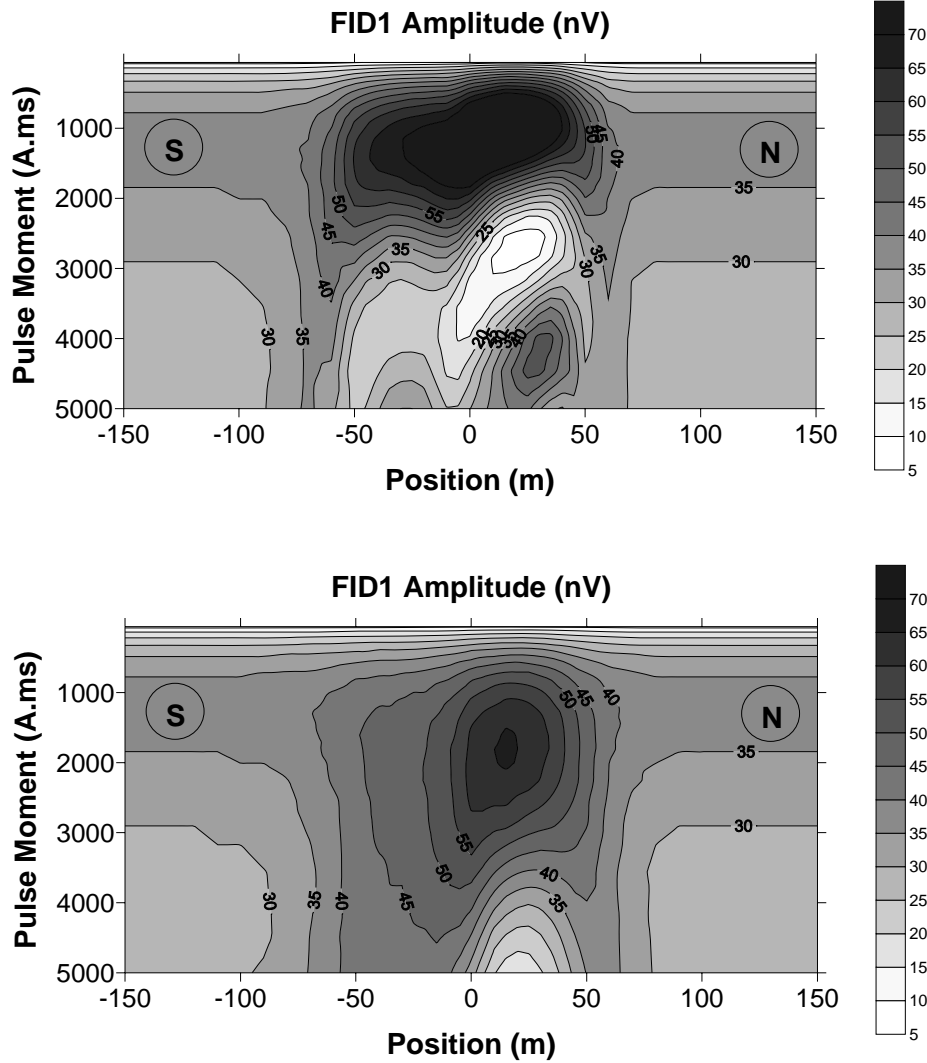


Fig. 7 – North-south MRT profile with 75 m coincident TX/RX square loop perpendicular to E-W conduit 2.5x10 m at 12.5 m depth (upper section) and 27.5 m depth (lower section) in the northern hemisphere and with 60° geomagnetic inclination; 1% water content is assumed in the matrix.

Because of the integral nature of MRT results, we have to deal with equivalent solutions. Indeed, responses from two aquifers with the same water volume centred at the same depth are nearly identical (for example 10-m thick with 5% water content and 20-m thick with 2.5% water content). The equivalence problem for cavities with the same water volumes but different shapes was studied. The MRT response for three conduits with rectangular (10x2.5 m), flat horizontal (1x25 m) or vertical (25x1 m) sections were compared with the response of a square (5x5 m) conduit, all centred at the same depth (Figure 8).

$$rms(ref, data) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \frac{(E_i^{ref}(q_j) - E_i^{data}(q_j))^2}{J}}{I}} \quad (eq. 3)$$

The rms (residual mean square) was calculated over the whole cross-section ($i = 1, 2, \dots, I$ soundings and $j = 1, 2, \dots, J$ pulses). For all models used to compute the rms, $I = 31$ soundings from $X = -100$ to $+100$ m with 10 m distance between two consecutive loops and a refined 5 m spacing is used between $X = -50$ to $+50$ m. Pulse moments vary exponentially from 60

to 5000 A.ms. In this numerical study, $J = 40$ values, but in practice fewer pulse moments would be sufficient as the curve behaviour is well rendered (16 pulse values or less are commonly used in the field). For two depths with a dry and 1% water-content matrix, the rms remains <1.6 nV (Figure 8). Since instrument noise is commonly taken around 5 nV, conduits with the same section at the same depth are undistinguishable by MRT measurements at present. Keeping in mind that MRS amplitude is directly linked to water volume, if one assumes a single saturated conduit then the section and position of the conduit can be resolved.

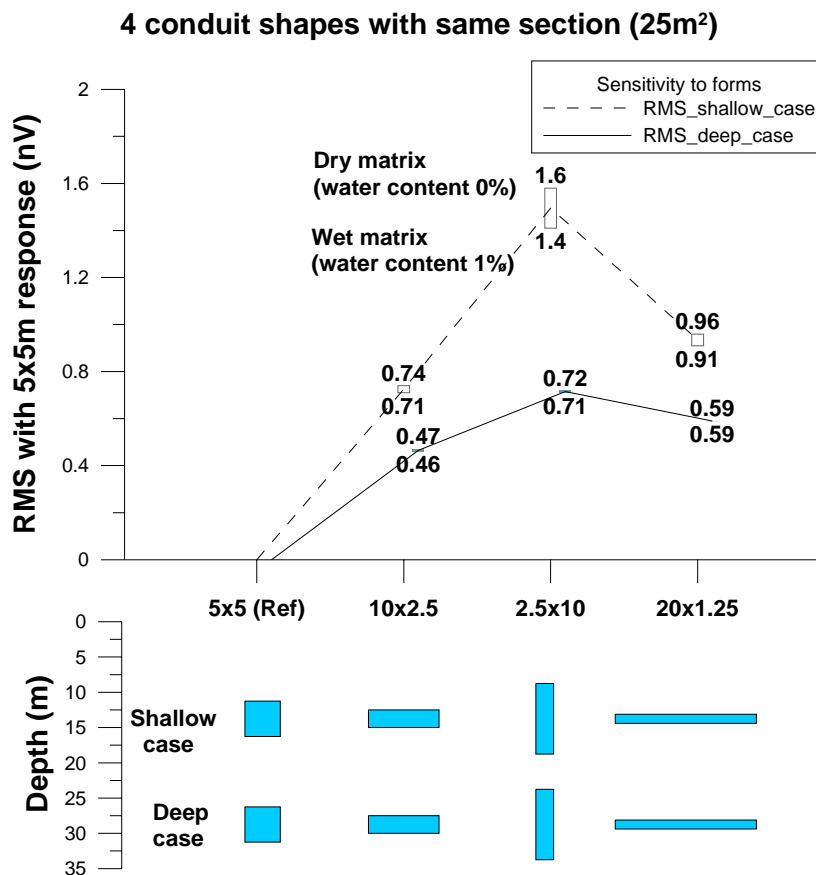


Fig.8 – Illustration of the poor sensitivity of the MRS profile to the shape of a 2D water filled conduit perpendicular to the MRS profile.

For modelling, we assumed that the water content in the matrix is known and homogeneous (at least the variations were assumed to be many times smaller than variations due to the conduit). In reality, a sounding far from the conduit (without any anomaly related to the signature of the karstic conduit) can be used to estimate the limestone matrix water content.

In our inversion scheme a model of a water-filled conduit is characterized by three parameters: position along profile (X), depth (Z) and section ($S = \text{thickness} \times \text{width}$). From the variations of an objective function, we want to learn about the sensitivity of the MRT response to each of these parameters. The inversion scheme aims at minimizing this objective function. We define the absolute objective function (in nanovolts) as

$$\text{absolute objective function in nV} : rms(MODEL(X, Z, S), data) \quad (eq. 4)$$

and the relative objective function (in percentage) as:

$$\text{relative objective function in \%} : \frac{\text{rms}(\text{MODEL}(X, Z, S), \text{data})}{\text{mean_amp}} \times 100\% \quad (\text{eq. -5})$$

$$\text{where mean_amp} = \frac{\sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J E_i^{\text{data}}(q_j)}{I * J} \quad (\text{eq. 6})$$

Because the response of a water-filled conduit adds to the matrix response, the rms error is a direct evaluation of the geophysical anomaly (in nV), but one should keep in mind how much and which part of the total signal this anomaly represents, which is the goal of the relative objective function. In the case of several percent of water content in the matrix, recorded signals will be higher (and in a first approach easier to record for field geophysics) but the need for measurement accuracy to resolve the conduit location remains the same. This is the key point of the sensitivity study.

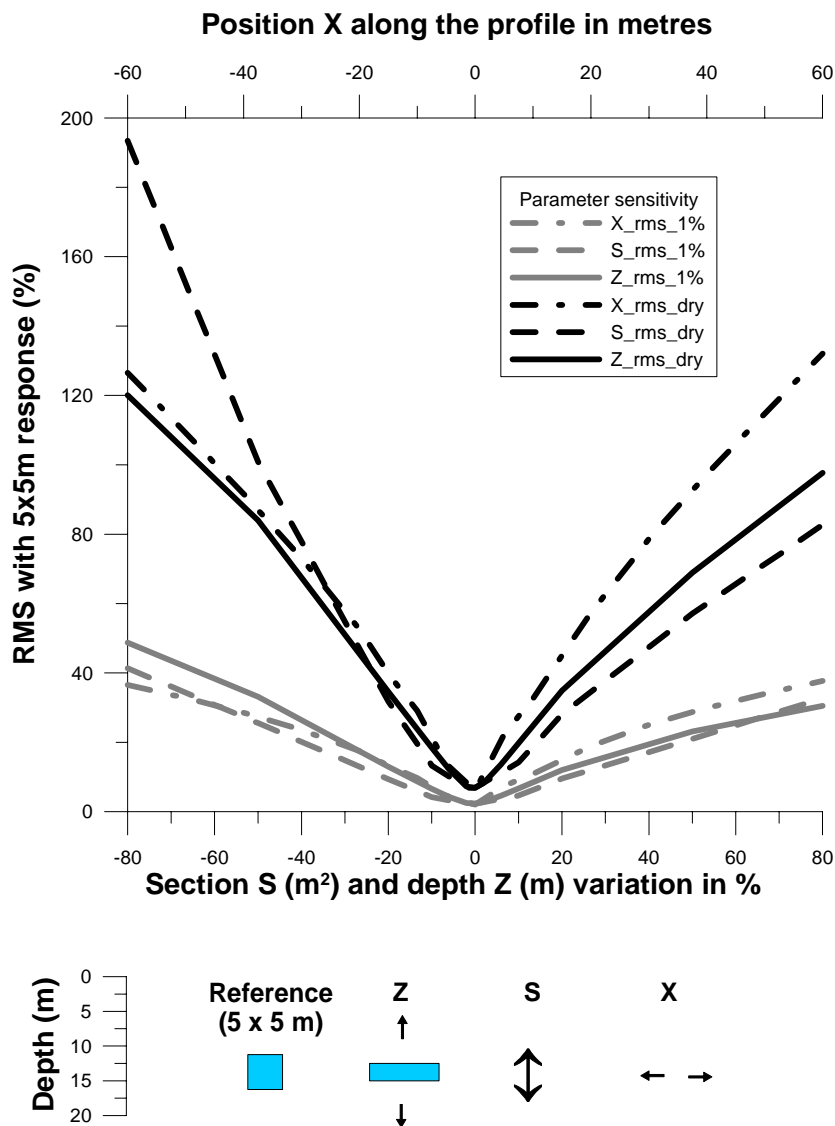


Fig. 9 – The relative objective function (in percent), with a 5x5 m conduit as reference.

The sensitivity study was done for a 5x5 m parallelepiped target centred at 13.75 m depth. Its section S and depth Z vary from -80 % to +80 % and the horizontal position X from -

60 m to +60 m (Figure 9). The choice of parameters is very important and may significantly affect the robustness of the inversion. The three chosen parameters appear equally sensitive and would thus be equally resolved. One may notice that the rms minimum is not zero. As in a real case, we used the equivalence of the conduit shape: we arbitrarily fixed the conduit width to 10 m and adjusted the thickness. Because the real model is 5x5 m we observed a small difference, but this was below the detection threshold and hence could not be better resolved.

As expected, the dry matrix case presents stronger variations of the objective function than the 1% water content case. If there is some water in the matrix, then a much of the signal would come from it and the response of the conduit would be proportionally smaller.

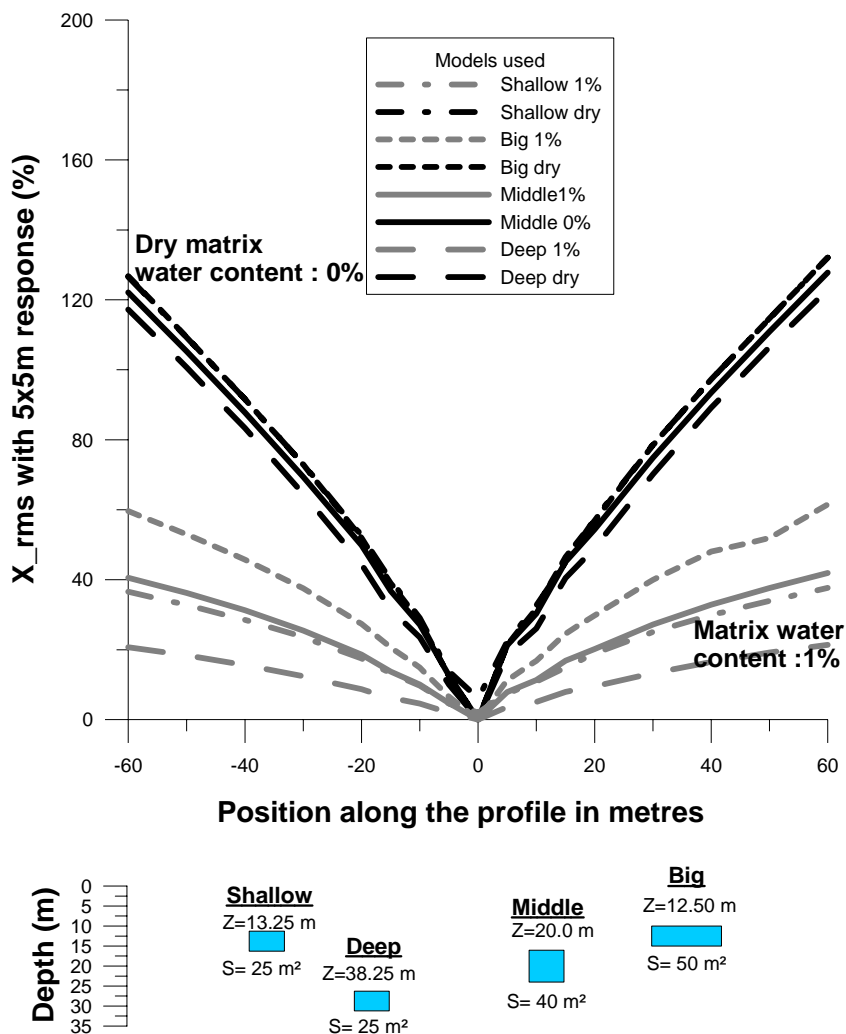


Fig. 10 – The relative objective function (in percent) with variable X varying from -60 to 60 m for four models.

In order to verify whether this behaviour is a general feature, we calculated the objective function variations for four models: 25 m² centred at 13.75 m, 25 m² centred at 28.75 m, 40 m² centred at 20 m, and 50 m² centred at 12.5 m. For demonstration purposes, we present only the sensitivity to the horizontal position (Figure 10) for a dry and 1% water content matrix. A similar continuous and single minimum trend is observed for all three parameters. It is noticeable that, if the matrix is dry and only the response from the conduit is measured, then a scale invariance of the objective function is observed (Figure 10, black

lines): the parameters are equally resolved for the “deep”, “shallow” and “middle” models. However, in the general case where some signal comes from the matrix, the shallower and bigger the target, i.e. the higher the contrast between the conduit and matrix water contribution to the signal, the better its position is resolved (Figure 10, grey line).

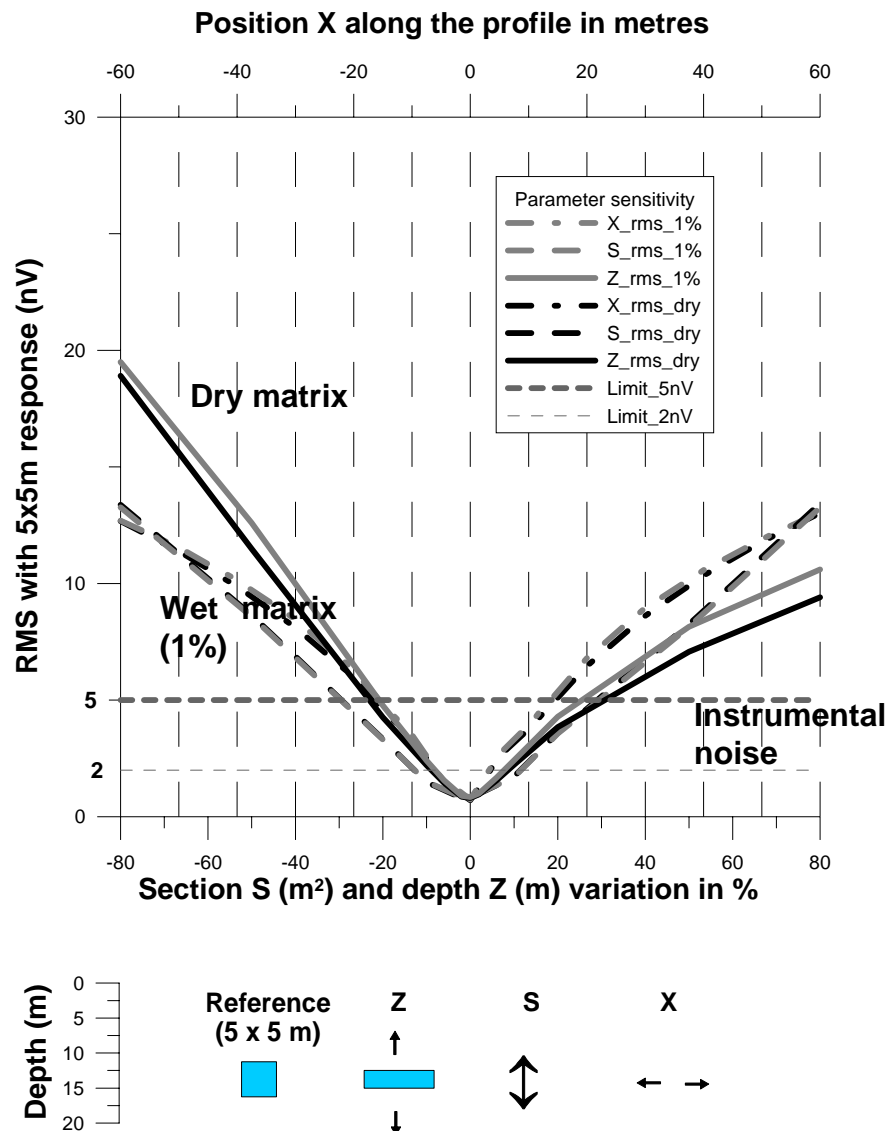


Fig. 11 – The absolute objective function (in nanovolts) for all three parameters Z, S varying (from -80% to +80%) and X (from -60 m to +60 m).

Because of the cumulative property of the MRT signal, the matrix response adds to the conduit response. If the same conduit with a dry and 1% water-content matrix is considered, then the objective function in nanovolts is more or less unchanged (Figure 11). The rms variation of 5% does not have the same significance for dry and wet matrix cases (Figure 10) whereas a 5 nV variation has the same meaning. The absolute objective function is a better indicator than the relative objective function. Necessarily, the noise level needs to be evaluated carefully and should be lower than the conduit signature.

- **Inversion scheme**

We tested the continuity and single minimum of the objective function. Following this, several processes for approximating the parameter sets that minimize the given objective

function could be used. Although a wide spectrum of minimization methods exists, it was found that for the set of parameters chosen in our scheme, the gradient method provides fast and robust solutions. Gradient methods use information about the slope of the function to dictate a search direction where the minimum is thought to lie. The simplest of these is the method of steepest descent in which a search is performed in a direction towards the minimum of the objective function (Tarantola, 2005).

Optimal states are always defined with respect to a given neighbourhood in the search space. Given the accuracy of the measurements, because the objective function is evaluated in terms of amplitude, we can use this threshold (i.e. 5 nV) to estimate the range of uncertainty of the best solution.

When looking for a water-filled conduit, if a longer T_1 and higher amplitude anomaly is observed in the data of a MRS profile, we propose an inversion scheme based on a 2D assumption to process such a dataset, summarized in Figure 12. First, the effect of the surrounding environment (e.g. limestone matrix) has to be characterized. A saturated limestone matrix with a water content of several percent generates an MRS signal that adds to the conduit response. An MRS sounding far from the conduit is used for this purpose. Under exploration conditions, the absence of any conduit is characterized when there is no amplitude or long T_1 anomaly (Boucher et al., 2005).

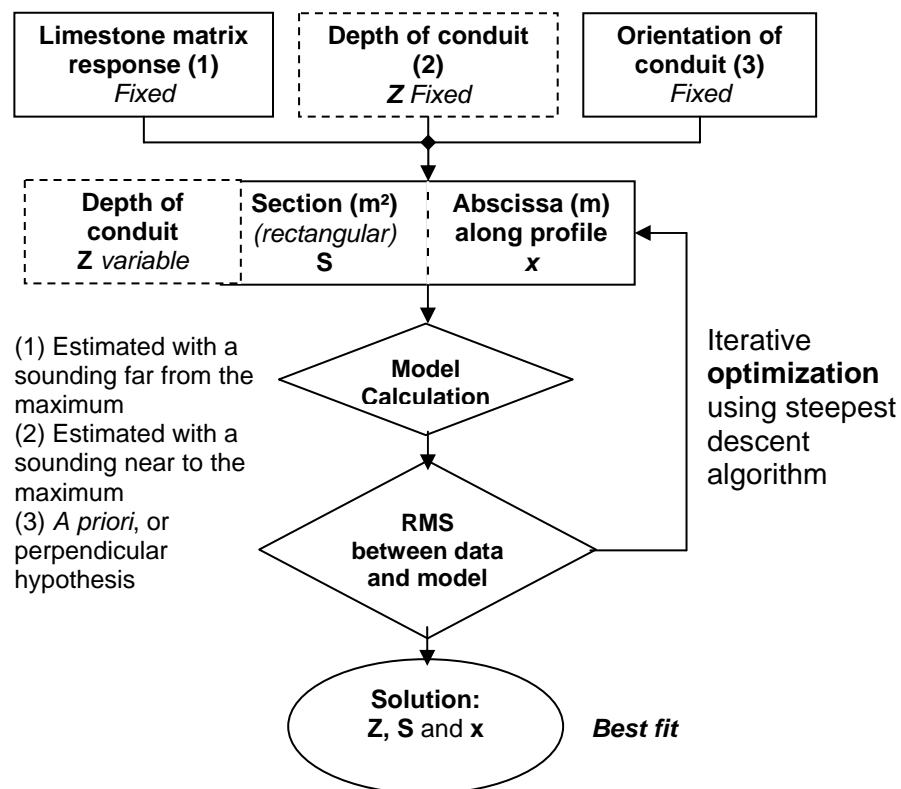


Fig. 12 – Inversion algorithm to localize a water-filled cavity.

The depth of the conduit can be estimated even if no information on its size or orientation is known. To do this, we can use a sounding made near the centre of the anomaly. Depending on the conduit orientation, an error can be introduced in the depth estimation (Figures 6 and 7). Otherwise, the depth can be inverted simultaneously with the two other parameters. For the inversion, an initial set of parameters is chosen, section S (m^2) of the

conduit, position X (m) along the profile, and depth Z (m) of the conduit if not evaluated separately. An iterative process with gradient optimization is applied and leads to the best fit. The accuracy of the position and size of the conduit can be evaluated from the accuracy of the measurement with respect to the noise level. Current instrumental level is 5 nV but a 2 nV instrumental limit is also shown in Figure 11. If we consider a 5 nV threshold for the 25 m² section target, then a 20% accuracy is expected for centre depth (12.5±3 m), 30% in section (25±8 m²), and horizontal position of centre ±15 m. One should note that if the threshold is lowered to 2 nV, then the accuracy increases to 10 and 15% (X±5 m, S±4 m² and Z±1.5 m). Considering that the development of equipment with greater accuracy is underway, a better accuracy can be expected for future devices.

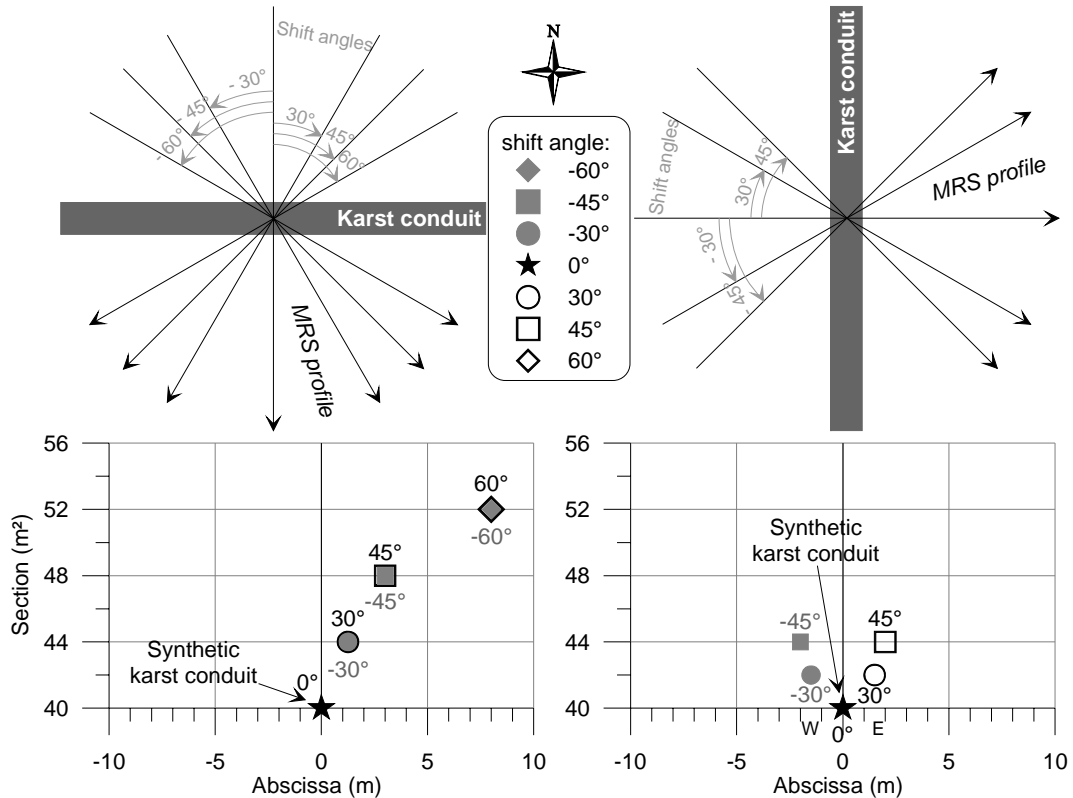


Fig. 13 – Error introduced by a poor a priori orientation of the conduit: all profiles were inverted using an a priori orientation of the conduit perpendicular to the profile.

For the modelling of errors introduced by non-perpendicular crossover, a site location is assumed in the northern hemisphere with a 60° inclination. In the inversion scheme, the profile was considered perpendicular to the conduit in every situation. Hence, we computed the effect of this false a priori information on the inversion of the MRT profile across a 5x8 m rectilinear conduit at 20 m depth (Figure 13). When profile and conduit are truly perpendicular, the inversion exactly resolves the model. In the case of N-S or E-W orientated conduits, an error up to 45° in deviation would result in a maximum 4 m error toward the north for position X, and an 8-m² over evaluation for section S for an E-W conduit, and a ±2 m for X and 4 m² over evaluation for S in case of a N-S conduit,. These errors remain lower than the uncertainties due to instrument noise. One may conclude that if the measuring profile crosses the conduit with an angle less than 45°, the perpendicular hypothesis does not adversely affect the efficiency of the method.

• Field results

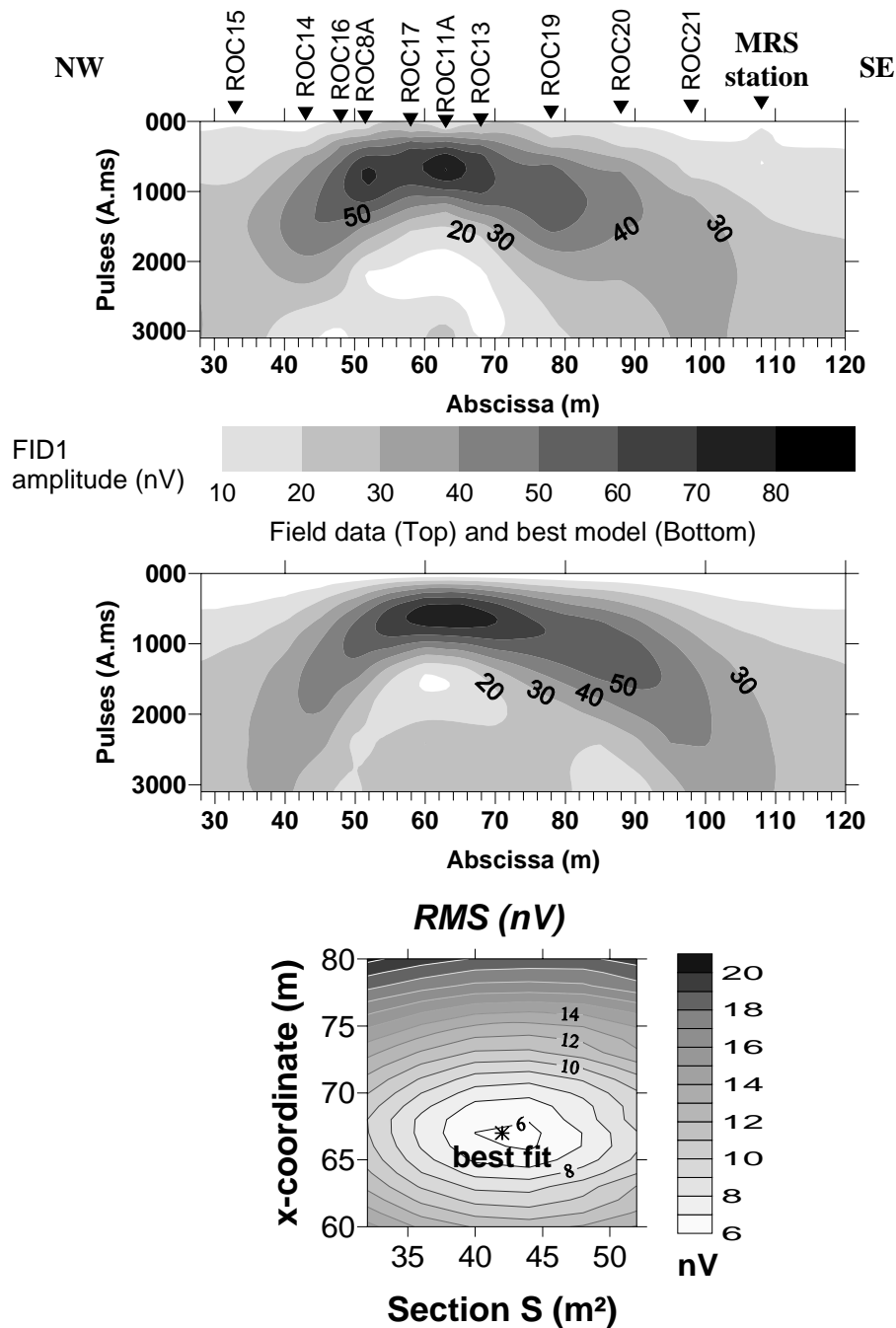


Fig. 14 – 2D inversion of field data: measured amplitude of 10 MRS data along the profile (top) and best model (middle). Solutions space shows a single minimum RMS below 7 nV (bottom).

A MRS field study aiming to detect a limestone karstic conduit was made near Rocamadour (France) using our proposed methodology. Eleven MRS soundings were performed along NW-SE profile crossing a known karstic conduit. The data and 2D-inversion results are shown in Figure 14. This site has the double advantage of a low EM noise level and the existence of a large, shallow, water-filled conduit. Nevertheless, for filtering purposes a 25 m square loop (3 turns) using a remote loop for analogical noise filtering was used to obtain a good S/N ratio: amplitude of anomaly varies from 30 to

70 nV whereas the maximum of matrix response is below 30 nV and the noise after stacking was reduced by around 8 nV. The solutions space shows a single minimum of 6 nV. A homogeneous limestone matrix was assumed, characterized by the 1D inversion of the southern MRS sounding apparently outside the detected anomaly. But small variations inside the matrix that are not integrated in our scheme and residual external EM noise in the data could easily explain this best fit that is slightly larger than the instrument noise. The position of the E-W conduit, 20 m deep with a 42 m² section (Figure 14) has been confirmed by speleologist divers and the use of on-site transponders (see detailed field study by Boucher et al., 2006).

• **Conclusions**

We have shown the possibility of using standard MRS, with a coincident transmitting-receiving loop, for the imaging of 2D conduits with a section size much smaller than the loop size. In such situations, interpolation of 1D inversion results is not suitable because of the lack of lateral resolution (even if the depth resolution is good). Thus, we propose using a 2D model. Based on a single-conduit approximation, a 2D inversion allows the depth, section and position of a conduit to be resolved. The most favourable conditions are a low noise level and a dry matrix, i.e. a high parametrical contrast of the anomaly.

Practically, an MRT profile with refined 20-m steps and overlapping loops can be made and inverted in 2D to provide precise imaging. A field case under favourable conditions is described and has proven its feasibility for characterizing a 20-m-deep and 42-m² section conduit.

The theoretical limitations of this method were studied numerically. As with most surface geophysical methods, the resolution decreases with depth and, due to the decreasing contribution of the conduit signal to the total response, the smallest size of a detectable conduit increases with depth. Because we have shown the signal from a conduit to be weak, the electromagnetic site noise and internal noise are the limiting factors. Any progress in instrument accuracy would greatly improve the accuracy of results.

• **Acknowledgements**

The presented research results were partly funded by the French national research program FNS-ECCO/WATERSCAN.

• **Bibliography**

- Boucher, M., Chalikakis K., Baltassat J.-M., Legchenko A., Girard J.-F., 2005. Localization of a karst conduit using Magnetic Resonance Soundings, a case study. Extended abstracts of the 11th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Palermo, Italy, 5-8 September 2005, paper A027, CD ROM edition.
- Boucher, M., Girard, J.-F., Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Dorfliger, N., Chalikakis, K., 2006, Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit, *Journal of Hydrology*, 330, 413-421.
- Braun, M., Hertrich, M., Yaramanci, U., 2005. Study on complex inversion of magnetic resonance sounding signals, *Near Surface Geophysics*, 2005, 3, 155-163.

- Hertrich, M., Braun, M., Yaramanci, U., 2005. Magnetic resonance soundings with separated transmitter and receiver loops, *Near Surface Geophysics*, 2005, 3, 141-154.
- Hunter, D., Kepic, A., 2004, SNMR signal contribution in conductive terrains, proceedings of ASEG 17th Geophysical Conference and Exhibition, Sydney 2004.
- Legchenko, A., Beauce, A., Guillen, A., Valla, P., 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., Shushakov O.A., 1998. Inversion of surface NMR data. *Geophysics*, 63 (1), 75-84.
- Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Albouy, Y., Vouillamoz, J.-M., Bakalowicz, M., Al-Fares, W., 2002. Experience of karst localization using magnetic resonance soundings, *Proceedings of 8th EEGS-ES meeting, Aveiro, Portugal, 8-12 September 2002*, 37-40.
- Legchenko, A., Valla, P., 2002. A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics*, 50, 3-19.
- Legchenko, A., 2004. Magnetic Resonance Sounding: Enhanced Modeling of a Phase Shift, *Applied Magnetic Resonance*, 25, 621-636
- Legchenko, A., Baltassat, J.-M., Bobachev, A., Martin, C., Robain, H., Vouillamoz, J.-M., 2004. Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Journal of Ground Water*, 42, (3), 363-373.
- Legchenko, A., 2005. Improved modeling of the magnetic resonance signal in presence of shallow aquifers, *Near Surface Geophysics*, 3, 121-130.
- Legchenko, A., Descloitres, M., Bost, A., Ruiz, L., Reddy, M., Girard, J-F., Sekhar, M., Mohan Kumar, M.S., Braun, J.-J., 2006, Resolution of MRS applied to the characterization of hard-rock aquifers, *Ground Water*, 44 (4), 547-554.
- Lubczynski, M., Roy, J., 2003. Hydrological interpretation and potential of new magnetic resonance sounding (MRS) method. *Journal of Hydrology*, 283, 19-40.
- Mohnke, O., Yaramanci, U., 2002. Smooth and block inversion of surface NMR amplitudes and decay times using simulated annealing, *Journal of Applied Geophysics*, 50, 149-162.
- Mohnke, O., Yaramanci, U., 2005. Forward modelling and inversion of MRS relaxation signals using multi-exponential decomposition, *Near Surface Geophysics*, 3, 165-185.
- Slichter, C.P., 1996. *Principles of Magnetic Resonance*, third edition: Springer, Berlin.
- Tarantola, A., reediting 2005, *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, ISBN 0-89871-572-5 (pbk.), ed. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Valla, P., Legchenko, A., 2002. One-dimensional modelling for proton magnetic resonance sounding measurements over an electrically conductive medium, *Journal of Applied Geophysics*, 2002, 50, 217-229.
- Vouillamoz, J.-M., Legchenko, A., Albouy, Y., Bakalowicz, M., Baltassat, J.-M., Al-Fares, W., 2003. Localization of saturated karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery, *Journal of Ground Water*, 41 (5), 578-587.
- Warsa, W., Mohnke, O., Yaramancy, U., 2002. 3-D modelling of Surface NMR amplitudes and decay times. *Water Resources and Environment Research ICWRER 2002*, 209-212.
- Weichmann, P.B., Lavelly, E.M., Ritzwoller, M., 2000. Theory of surface nuclear magnetic resonance with applications to geophysical imaging problems. *Physical Review*, E 62, 1, 1290-1312.

Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit

Journal of Hydrology (2006) 330, 413-421

M. Boucher^{1,5}, J.-F. Girard¹, A. Legchenko², J.-M. Baltassat¹, N. Dörfliger³, K. Chalikakis⁴

¹BRGM, 3 Avenue C. Guillemin, BP 6009, Orléans Cedex, France. E-mail: jf.girard@brgm.fr

²LTHE, BP 53, 38 041 Grenoble Cedex 9, France. E-mail anatoli.legtchenko@hmg.inpg.fr

³BRGM, 1039 Rue de Pinville, 34000 Montpellier, France. E-mail: n.dorfliger@brgm.fr

⁴ Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), UMR 7619 SISYPHE, Case 105, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

⁵ ISTO, UMR6113 CNRS/Université d'Orléans, Bâtiment Géosciences, Rue de Saint Amand, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

• Abstract

A new methodology for Magnetic Resonance Sounding (MRS) data acquisition and interpretation was developed for locating water-filled karst cavities. This methodology was used to investigate the Ouyse karst system in the Poumeyssens shaft in the Causse de Gramat (France). A new 2D numerical MRS response model was designed for improved accuracy over the previous 1D MRS approach. A special survey performed by cave divers confirmed the accuracy of the MRS results. Field results demonstrated that in favourable conditions (a low EM noise environment and a relatively shallow, large target) the MRS method, used with a coincident transmitter/receiver loop, can be an effective tool for locating a water-filled karst conduit. It was shown numerically that because an a priori orientation of the MRS profile with the karst conduit is used in the inversion scheme (perpendicular for instance), any error in this assumption introduces an additional error in locating the karst. However, the resulting error is within acceptable limits when the deviation is less than 30°. The MRS results were compared with an Electrical Resistivity Tomography (ERT) survey. It was found that in Poumeyssens, ERT is not able to locate the water-filled karst. On the other hand, ERT provides additional information about heterogeneities in the limestone.

Keywords: geophysical methods, karst, Causse de Gramat, MRS

• Introduction

A karst aquifer is a specific environment composed of a karst conduit network within a fissured rock matrix and is characterised by very heterogeneous hydraulic parameters. The karst network governs hydraulic transmissivity and the fissured rock governs the storage function in the karst aquifer. Each karst system is unique, and the geometry of its conduits can be rather complex. Conduits can develop at various levels and extend from a few

kilometres to a hundred kilometres. Karst conduits may be filled with water or not, depending on their position within the aquifer.

Karst aquifers are generally tapped at their springs. However, it can be inconvenient to collect water at the surface from karst springs. Thus, active water management may necessitate pumping of water through boreholes. In order to drill a borehole in the area of a spring, one must know the exact position of the karst conduit within the saturated zone of the aquifer. Water-filled karst conduits can be located either by underground topographical survey, if there is access for cave divers, or by using surface geophysical survey methods such as micro-gravity, seismic, georadar, electric and electromagnetic methods (Beres *et al.*, 2001; Al-fares *et al.*, 2002; Šumanovac and Weisser, 2001; Doolittle and Collins, 1998).

Magnetic Resonance Sounding (MRS) is one of the most recent surface geophysical methods developed for groundwater investigation and its utility in locating water-filled karst cavities has recently been demonstrated (Vouillamoz *et al.*, 2003). In this paper we present a methodology for the acquisition and interpretation of MRS data from soundings performed above a known karst system at Poumeyssens in the Causse de Gramat (Lot Department, SW France). A new 2D numerical MRS response model (Girard *et al.*, 2005) was applied for greater accuracy in locating karst conduits as compared with the 1D MRS approach previously used.

- **The Ouyse karst network**

The Poumeyssens test site is in the immediate vicinity of the Poumeyssens karst shaft from which it takes its name, as shown in Figure 1. This vertical shaft, situated about 700 m upstream of the Cabouy spring provides access to a major conduit connected to one of the main outlets of the Ouyse karst system. The site was chosen for its favourable conditions: the location of the karst conduit is well known; it is a large, shallow, probably single conduit and is full of water at all seasons. It should be mentioned that the MRS method cannot be applied in urban areas because it is sensitive to the electromagnetic noise generated by human activities (such as power lines). Located far from any source of electromagnetic noise, this test site has the advantage of a relatively low noise level.

Geology

The Ouyse karst network is located in the Causse de Gramat (a unit of the Quercy Causses), in the NE part of the Aquitaine sedimentary basin. The Gramat Causse is bounded by the Lot River to the south and the Dordogne River to the north. It is made up of Middle and Upper Jurassic limestone overlaying the Lias marls.

The system's outlets and the vertical Poumeyssens shaft developed within the lower Callovian limestone (Rocamadour formation, Carberets member). This is a homogeneous unit of fine micrite limestone in beds a metre thick. The maximal thickness of the formation is about 50 m (Astruc *et al.*, 1994).

All these layers lie on impervious sandstone (Lower Hettangian and Trias) and on the Ségala crystallophyllites (Palaeozoic) on the western boundary of the Massif Central (Beaudoing *et al.*, 1989).

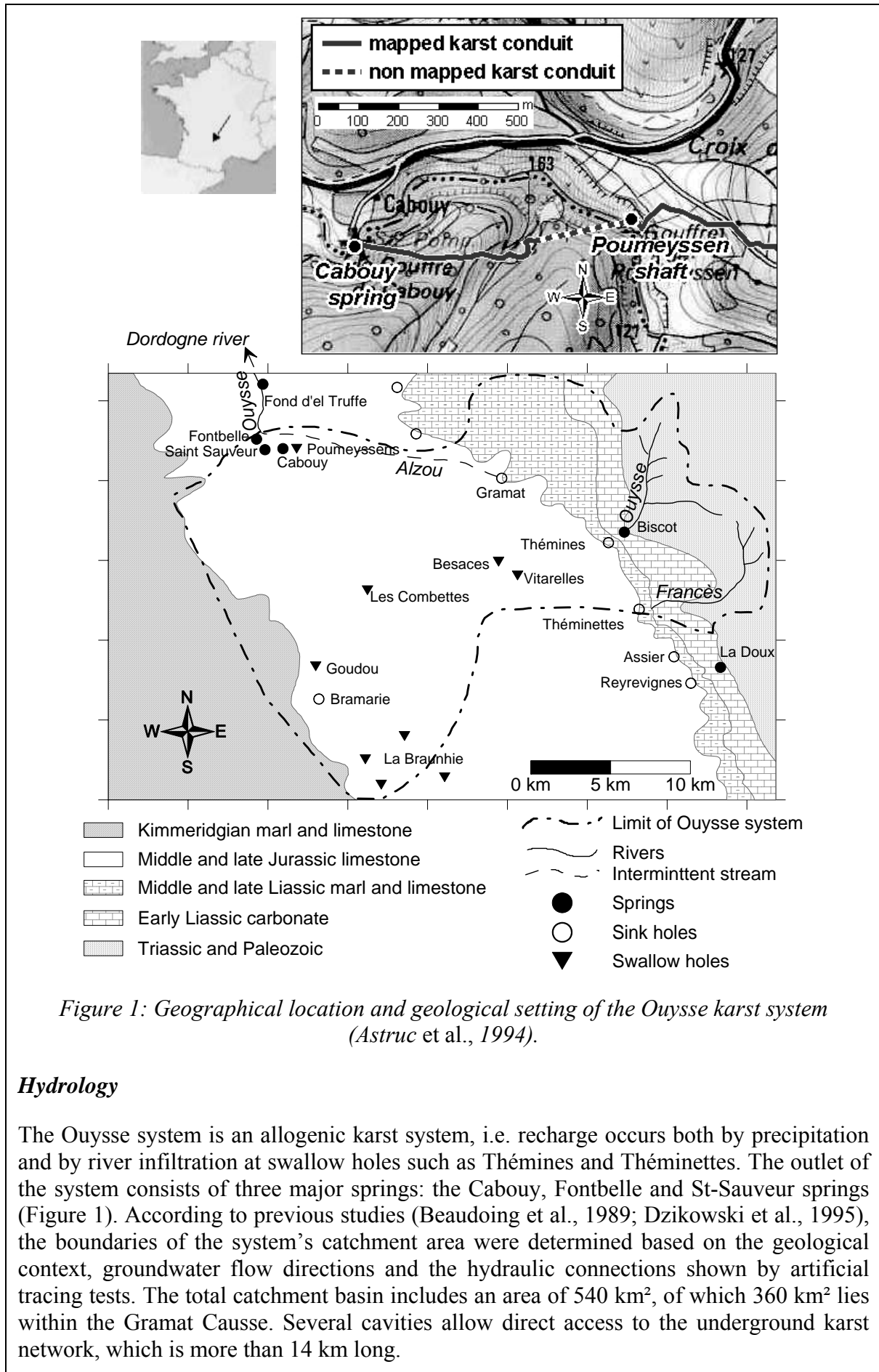


Figure 1: Geographical location and geological setting of the Ouyse karst system (Astruc et al., 1994).

Hydrology

The Ouyse system is an allogenic karst system, i.e. recharge occurs both by precipitation and by river infiltration at swallow holes such as Thémines and Théminettes. The outlet of the system consists of three major springs: the Cabouy, Fontbelle and St-Sauveur springs (Figure 1). According to previous studies (Beaudoin et al., 1989; Dzikowski et al., 1995), the boundaries of the system's catchment area were determined based on the geological context, groundwater flow directions and the hydraulic connections shown by artificial tracing tests. The total catchment basin includes an area of 540 km², of which 360 km² lies within the Gramat Causse. Several cavities allow direct access to the underground karst network, which is more than 14 km long.

The Poumeyssens vertical shaft is a collapse zone due to a succession of faults oriented perpendicularly to the dry valley (Touloumidjian, 1977). During the high water season, surface runoff is absorbed by the shaft and during peak flow of the Ouyse, this point may act as a temporary discharge point.

Locating the karst conduit with cave divers

The karst network of the Ouyse system is accessible to cave divers. Part of the conduit was previously mapped in order to drill a borehole at the Cabouy spring (Muet, 2002) and during previous speleological explorations (Figure 1). The part of the conduit downstream from the Poumeyssens swallow hole was mapped after geophysical investigations were completed.

The 150-m-long survey was performed using a compass and a graduated Ariane's diveline. During mapping, the visibility was about 3 m. Divers followed the right bank on the way out and the left bank on the way back in order to map the section of conduit. The accuracy of this method was determined when the divers came back to the starting point: in this case, a total error of 10 m was observed in the measurement loop.

In order to reduce this uncertainty, electromagnetic beacons were installed inside the conduit and then located from the surface by triangulation. The margin of error in locating beacons was estimated at ± 50 cm, which is considered acceptable. One of the beacons was installed close to the intersection with the geophysical survey in order to ensure that precision would be better than 1 m at the MRS profile intersection.

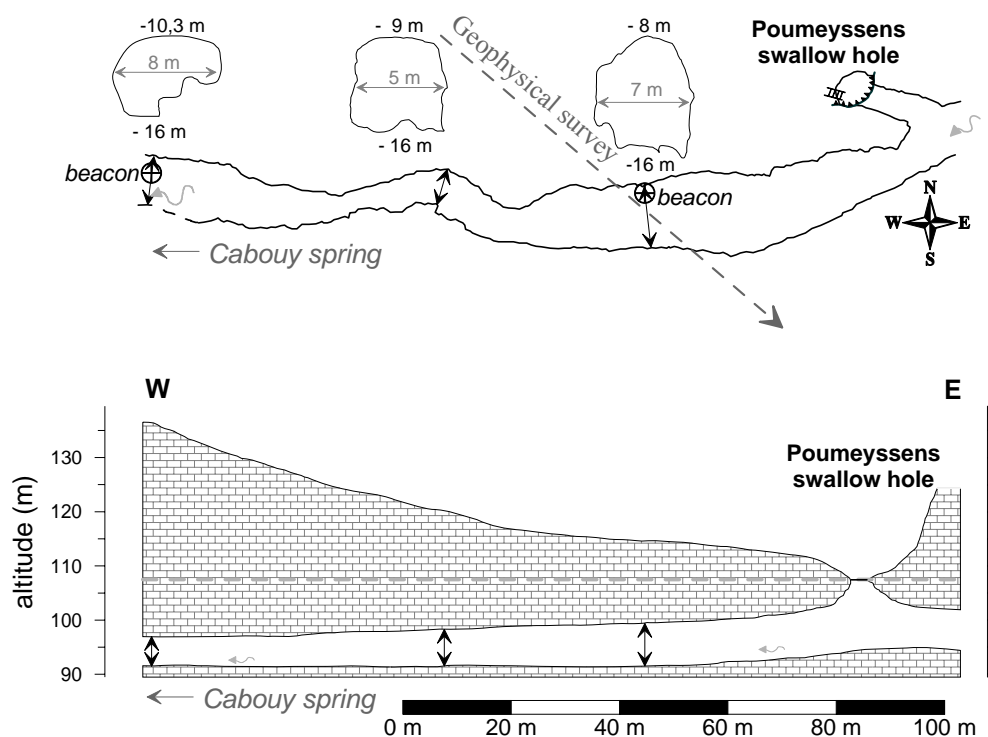


Figure 2: Map of the Poumeyssens karst conduit as measured by cave divers.

In addition, cave divers measured cross-section geometry at three specific locations. The map and sections obtained are presented in Figure 2. It can be seen that the conduit is relatively rectilinear and the base level is at a relatively constant elevation of about 92

metres (16 metres below the water level in the shaft) while the cross-section changes rapidly.

Electrical Resistivity Tomography (ERT)

In conjunction with the MRS investigation, a 155-metre-long Electrical Resistivity Tomography (ERT) profile was performed in order 1) to define the underground conductivity distribution below the test site, a necessary step for MRS modelling (Legchenko *et al.*, 1997), 2) to give some indication of the homogeneity of the limestone massif and 3) to test the electrical response of a well-defined water-filled gallery of this type. The total length of the profile was limited to 155 metres due to the valley's steep slopes and a Wenner-Shlumberger array with 5-metres electrode spacing was used.

Inversion of ERT data is shown in Figure 3. Several inversion varying regularization parameters were performed but did not drastically alter the result. It was found that the ground is highly resistive (mostly $> 5000 \Omega.m$), but a low-resistivity anomaly between x-coordinates 75 m and 85 m can be clearly seen. The groundwater in the Poumeyssens swallow hole is conductive ($20 \Omega.m$ or $500\mu S/cm$) if compared to the limestone. Therefore, the electrical anomaly could be interpreted either as a signature of the karst conduit position or as a fractured zone filled with clay.

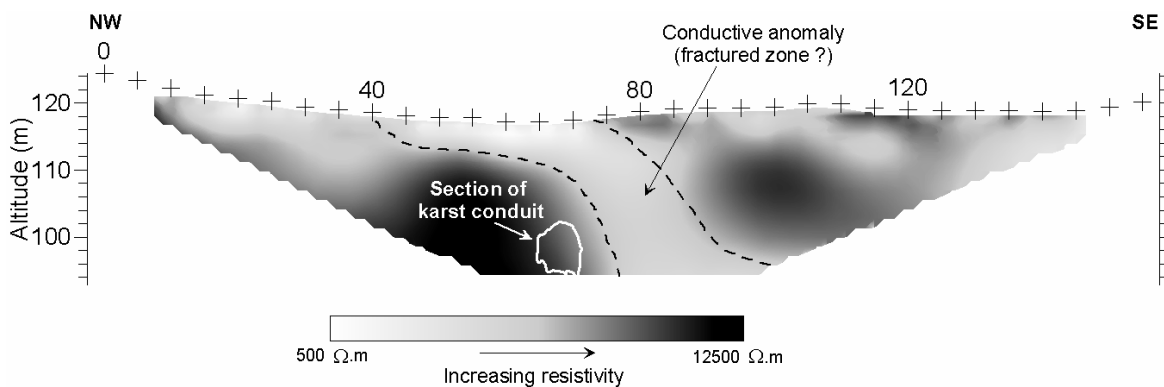


Figure 3: Electrical resistivity cross-section in the Poumeyssens area.

A comparison of the ERT anomaly with the location of the cavity as determined by cave divers suggests that the observed conductive anomaly is more likely due to a fractured zone than to the cavity itself.

- **MRS results**

MRS signatures of a karst aquifer

MRS is an active, non-invasive geophysical tool that provides information on the physical properties of water-saturated rocks and it is specifically used for groundwater investigation. The measured signal is directly related to the volume of groundwater, and its relaxation time is correlated with the size of the water-filled pores (Legchenko *et al.*, 2004 and Kenyon, 1997). Inversion of MRS data reveals a vertical distribution of the water content and of the relaxation time in the subsurface. The maximum depth of investigation with MRS is about 100 m.

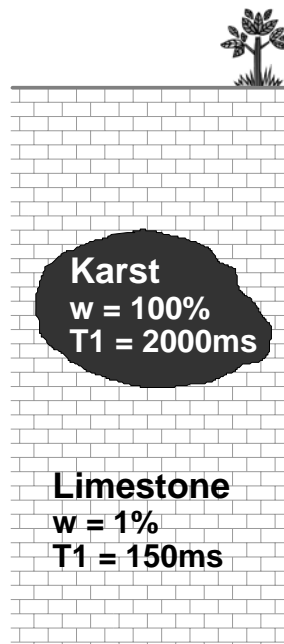


Figure 4: MRS signatures of a karst aquifer.

A karst aquifer may be represented schematically as a water-saturated limestone matrix with a water-filled cavity. In terms of the MRS method, the matrix is characterized by low water content (approximately 1%) and relatively short relaxation times (100-150 ms). MRS reveals a strong contrast between the water-filled cavity and the matrix, as shown in Figure 4. The cavity shows much higher water content as well as a longer relaxation time. The signal measured by MRS is composed of the sum of the signals from the limestone matrix and from the water in cavities. The detectability of a karst conduit typically depends on its volume and its depth: for any given depth, the greater the volume of the cavity, the greater the difference between the karst MRS response and those of the surrounding environment. This contrast makes it possible to reliably identify the water-filled cavities (Vouillamoz *et al.*, 2003).

Field setup

Two MRS surveys, each composed of several soundings aligned along profiles, were undertaken in November 2003 and July 2004. The NUMIS^{PLUS} Magnetic Resonance Sounding system developed by IRIS Instruments was used.

In 2003, the karst conduit was reliably detected and these preliminary results provided encouragement for a more comprehensive study at this site. In order to improve the signal-to-noise ratio, a two-turn figure-eight square loop (19 m wide) was used (Trushkin *et al.*, 1994).

In 2004, a single three-turn square loop (25 m wide) was used. This loop improved the lateral resolution when compared with the figure-eight loop setup. This is because, with MRS, the volume being investigated corresponds roughly to a cylinder whose diameter depends on the loop size. Thus, the larger figure-eight loop integrates a larger area than a single square and lateral resolution is reduced.

In order to improve the signal-to-noise ratio, a compensation square loop was connected to the measuring loop in such a way that induced noise currents went in opposite directions in

each loop, as shown in Figure 5. This connection is similar to the figure-eight loop. In order to measure only the noise, the compensation loop was set far enough from the transmitting loop so that it did not receive the MRS signal. Such a setup has the advantages of both the square and figure-eight loops. The results of two soundings taken in exactly the same place and with the same acquisition parameters show (Figure 5) that the compensation loop can reduce recorded noise twice if compared to a single square loop.

Since the relaxation time of the signal from free water in the karst cavity was expected to be long, the signal recording time was increased from the usual value of 240 ms to 310 ms. In order to increase the stability of current pulses generated by the NUMIS system, the pulse duration was set at 20 ms instead of the usual 40 ms.

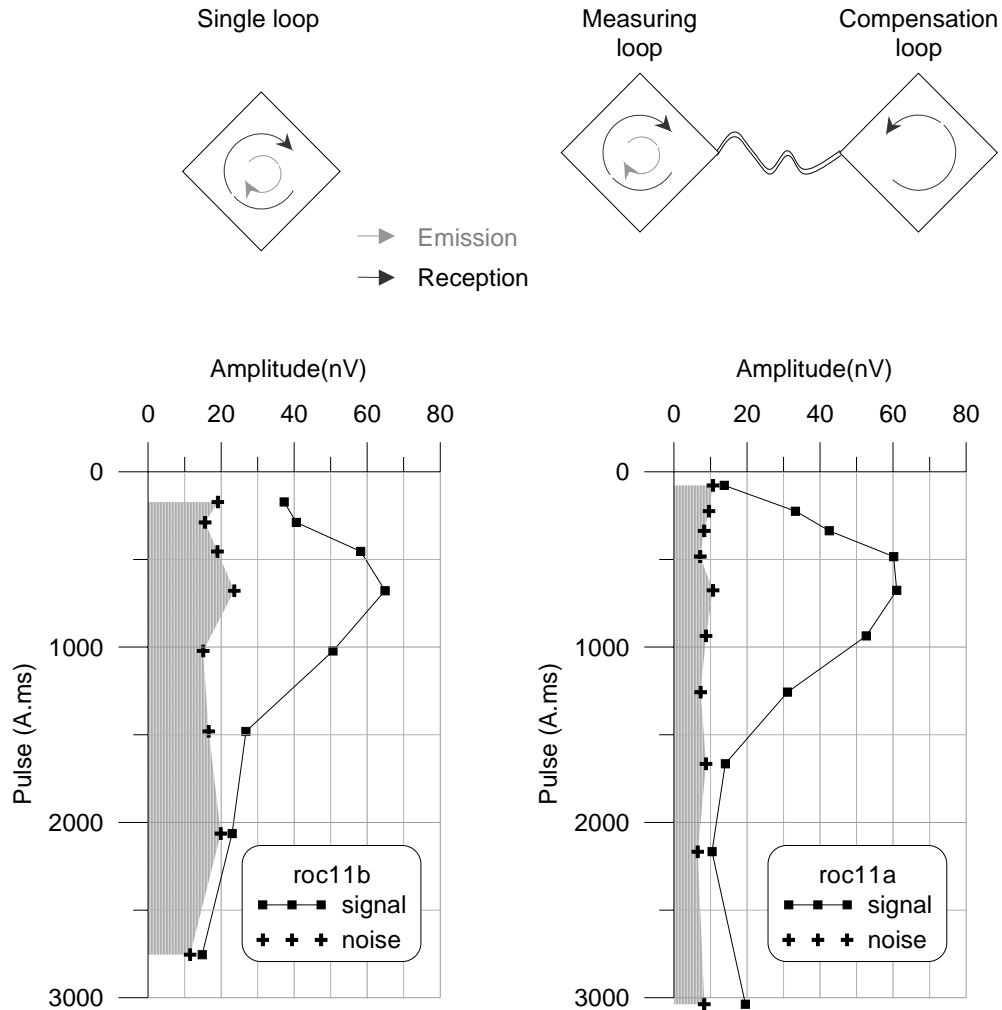


Figure 5: MRS signal and noise recorded using a single loop (left panel) versus a measuring loop in conjunction with a compensation loop (right panel).

2D MRS interpretation

During the previous study of a karst aquifer using the MRS method (Vouillamoz *et al.*, 2003), each sounding was inverted independently, assuming a horizontally stratified subsurface (1D inversion). Then the results of the inversion were interpolated along the MRS profile. The location of the conduit was identified by calculating the product of water content and relaxation time (Vouillamoz *et al.*, 2003). However, it is known that some additional errors, such as overestimation of the conduit section or biased localisation (Girard *et al.*, 2005), should be expected when using a 1D model for data inversion above a

2D target. In order to improve the lateral resolution, a 2D MRS modelling program was developed. This new program was applied to the Poumeyssens karst investigation.

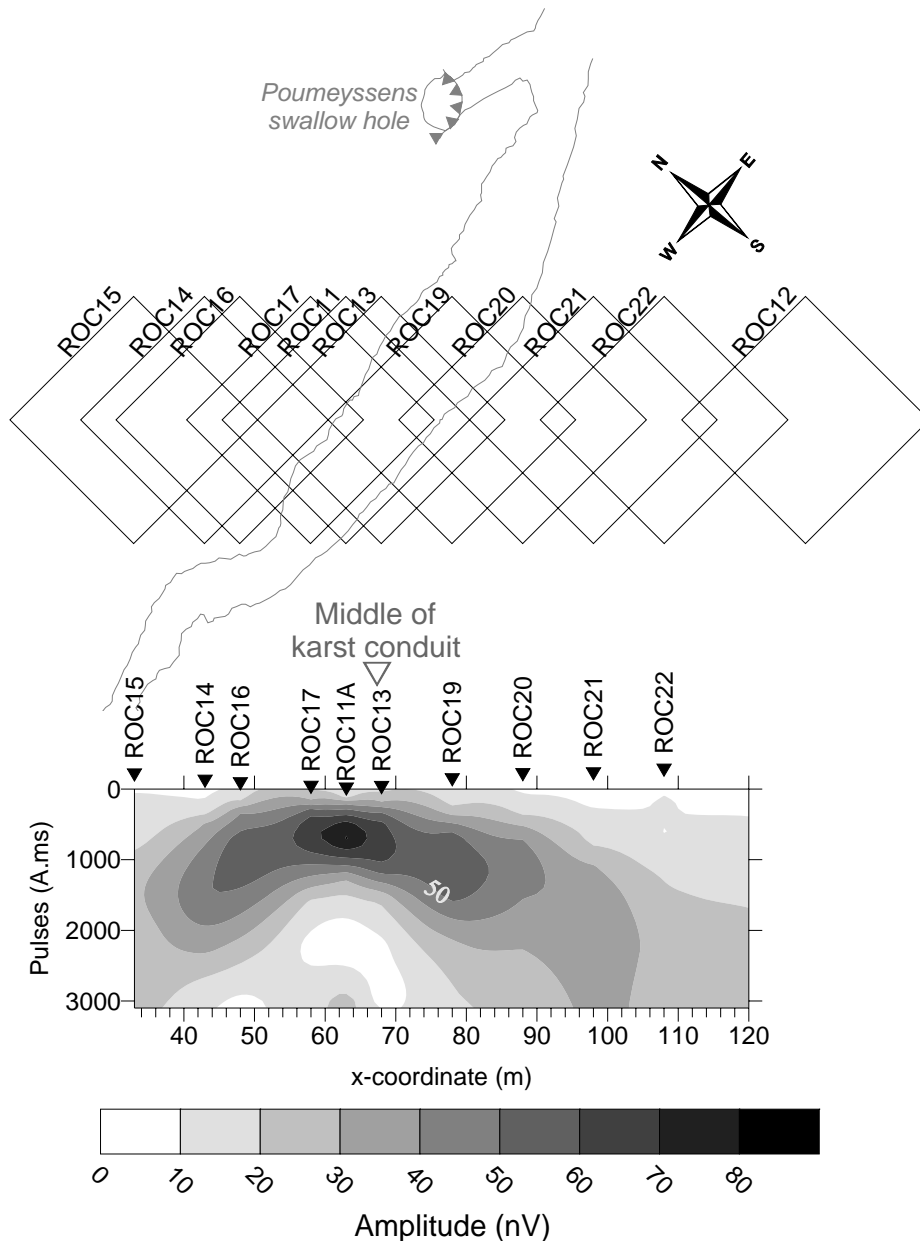


Figure 6: MRS amplitude cross-section in the Poumeyssens test site.

The MRS profile was taken moving the loop by steps. The results presented in Figure 6 reveal a smooth variation in amplitude. In Figure 7, MRS results obtained right above the cavity (station ROC11a) are compared with MRS results from the distant location not influenced by the cavity (station ROC12). As it was expected, both the MRS amplitude and the relaxation time were higher above the karst cavity. It can be assumed that the MRS response measured at station ROC12 outside the anomaly corresponds to the part of the MRS signal generated solely by water in the limestone matrix, and that the signal measured at station ROC11a was generated by water both in the matrix and in the cavity. This assumption will be used in the inversion process.

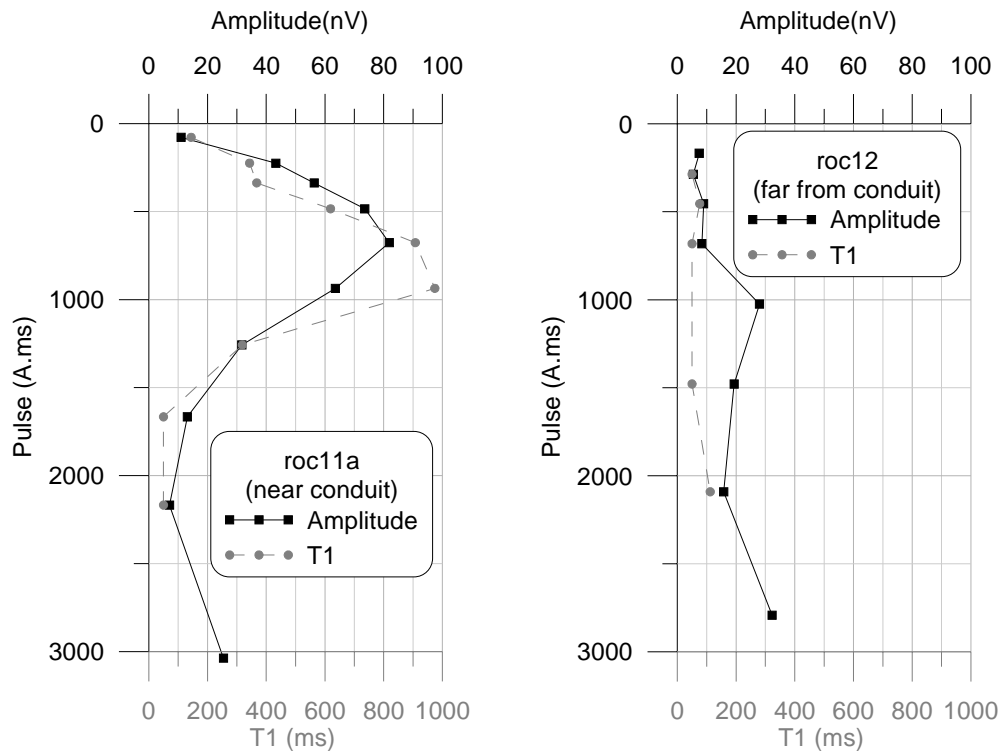


Figure 7: Example of soundings taken near to (left panel) and far away (right panel) from the karst cavity location.

Numerical modelling results show that in 1D MRS interpretation, layered aquifers that have equal water volumes (the product of thickness times water content) are equivalent when situated at the same depth (Legchenko and Shushakov, 1998). Because of this equivalence, the MRS response from a water-filled conduit with a cross-section smaller than the MRS loop diameter is not influenced by the shape of the cavity, but only by its volume and its depth, as shown in Figure 8 (Girard *et al.*, 2005). Consequently, in the 2D inversion scheme used here, the conduit is simplified, using an elongated parallelepiped perpendicular to the MRS profile. An inversion of the data set yields an estimate of its cross-section, its depth and its horizontal position.

In both 1D and 2D cases, the depth of investigation is directly related to the pulse intensity and is a function of the electrical conductivity of the ground, the size of the loop and the local geomagnetic field. Consequently, even for a 2D structure like this, a 1D inversion of a sounding located at the anomaly apex can be used to estimate the depth of the karst conduit. Modelling shows that the MRS anomaly produced by a karst conduit always presents a flat maximum. In Figure 9A, MRS amplitudes are plotted for each pulse and each station. One can observe that MRS signals measured at three neighbouring stations over the target (ROC17, ROC11a, ROC13) have a maximum amplitude for nearly the same pulse intensity. Any of these three soundings can therefore be used to estimate the depth of the middle of the karst conduit, which was calculated at 17 m below the topographical surface.

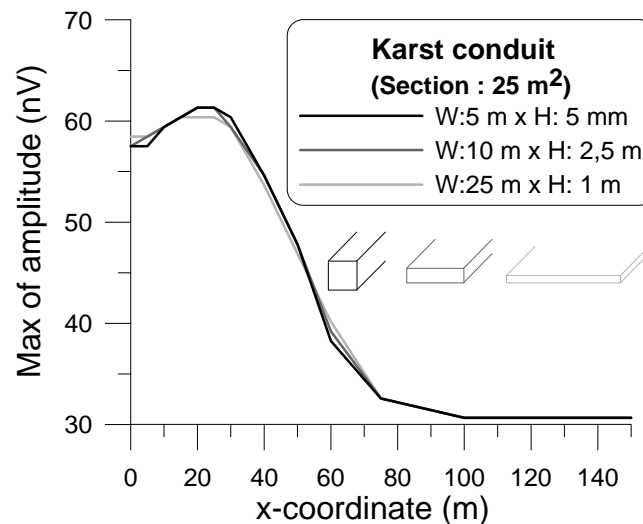


Figure 8: Influence of the karst conduit's shape on the MRS signal.

Having obtained the depth, the remaining parameters (the cross-section and the position) were calculated by applying an iterative algorithm. As shown in Figure 9B, exploration of the two parameters solutions space (x , S) shows only one minimum for the objective function (RMS). This optimization process, thus yields an estimation of the cross-section and the position of the cavity. Inversion results show that the best model has a 42 m^2 cross-section, located at x -coordinate 67 m. For each station, the measured data and the calculated signal of this model are plotted in Figure 9A. The MRS inversion results are consistent with the position of the cavity as measured by speleological investigation (Figure 9C). Lastly, the depth to the middle of the gallery was determined with an error of 2 m, the location of the gallery centre on the x -axis with an error of less than 1 m and the cross-section contained within the range of the sections ($40\text{-}45 \text{ m}^2$) that were measured during the diver survey.

• Discussion

In the 2D inversion, the karst conduit is assumed to be perpendicular to the MRS profile. For practical purposes, it is important to investigate whether MRS results change when the MRS profile deviates from being perpendicular to the karst conduit. The responses of an east-west and a north-south-oriented karst conduit, 17 m deep and 40 m^2 in cross-section, were calculated for MRS profiles taken from different orientations. Then the data sets were inverted assuming a conduit perpendicular to the MRS.

Inversion results are presented in Figure 10. One can see that if the MRS profile is not perpendicular to the karst conduit, then the target appears larger and it has been shifted from its actual position. When the profile direction deviates less than 30° azimuth from perpendicular to the karst conduit, the error is not dramatic considering the width of the conduit (less than 1.5 m for the position and less than 4 m^2 for the cross-section). As a general rule, when solid assumption on the azimuth between the MRS profile and the karst conduit is known, even within a 30° error, it has to be used to improve the inversion result. In any case, the best orientation of the MRS profile is perpendicularly to the conduit.

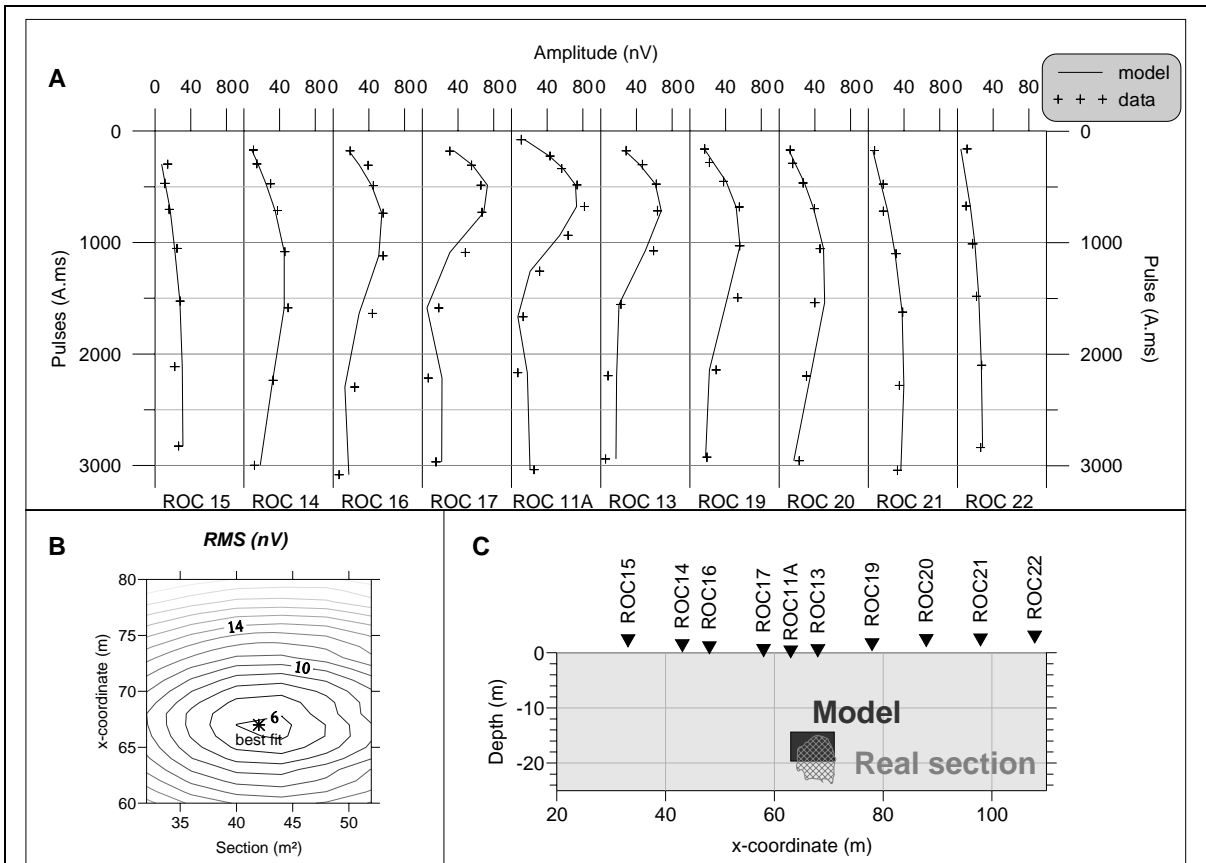


Figure 9: 2D Inversion. A: measured (plus signs) and theoretical signals along the MRS profile. B: RMS as a function of the cavity location and cross-section. C: Result of MRS inversion compared to the section drawn by speleologists.

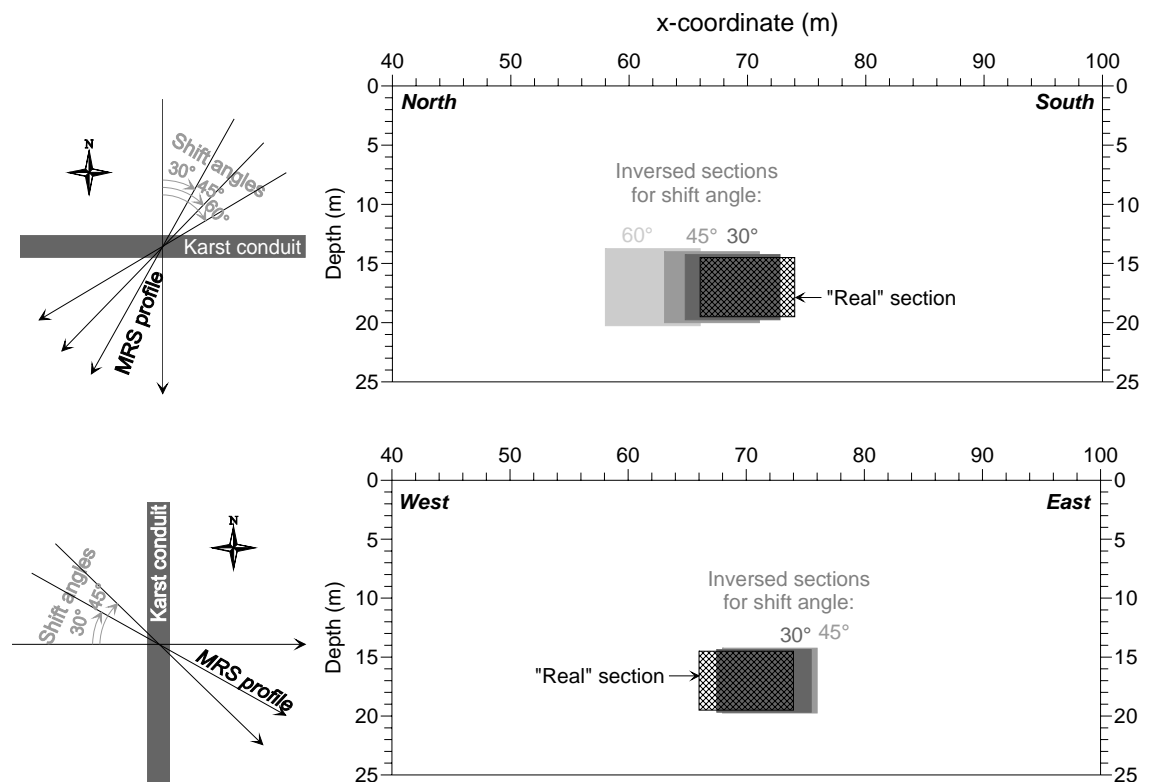


Figure 10: Errors in inversion related to deviation of the MRS profile from perpendicular to the karst conduit's orientation (numerical modelling).

- **Conclusion**

Field investigations of the Poumeyssens karst system confirm that in favourable conditions (a low EM-noise environment and a relatively shallow, large target) the MRS method used with a coincident transmitter/receiver loop can be an effective tool for locating a water-filled karst conduit. MRS results are consistent with the information obtained by a cave diving survey.

It was demonstrated that when the MRS profile deviates from perpendicular to the karst drain, this produces an additional error in locating the karst unless the deviation is taken into account in the model. However the resulting error is acceptable if the deviation is less than 30°.

An Electrical Resistivity Tomography (ERT) was performed in order to provide the electrical conductivity model for MRS processing. It was found that in the Poumeyssens site ERT is not able to locate the water-filled karst, but ERT gives additional information about heterogeneities in the limestone.

- **Acknowledgements**

The authors would like to thank M. Bakalowicz and V. Plagnes for visiting and commenting on the test site, the DDAF Lot for their interest in MRS investigation methods for karst hydrogeology, A. Lavaux, the owner of the test site; and the SOLEN company and their client company, SIAEP Cave-Rocamadour, who allowed us to publish the map of the conduit upstream of Cabouy. This study was carried out as part of BRGM's research projects in 2004, KARSTEAU and HYKAR (PNRH).

- **References:**

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.

Astruc J.-G., Coustou J.-C., Cubaynes R., Galharague J., Lorblanchet M., Marcouly R., Péliissié T. and Rey J. (1994), Notice explicative, Carte géol. France (1:50,000), Gramat sheet (833). Orléans: BRGM, 69p. Geologic map by J.G. Astruc (1994).

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'Ouyse Causse de Gramat (Lot, France) [Tracing and protection of water catchments in karst; determining transport parameters and predicting the propagation of pollutants in karst networks of Ouyse, Gramat karst plateau, 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.

Doolittle J. and Collins M. (1998), A comparison of EM induction and GRP methods in areas of karst. *Geoderma*, 85:83-102.

- 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(1-4):305-324.
- Girard J.-F., Boucher M., Legchenko A., Baltassat J.-M. (2005), Numerical Modeling of Magnetic Resonance Signal from Water-Filled Cavities. Proceedings, EAGE Near Surface Geoscience Division, Palermo, Italy, 4-7 September 2005. *paper B037, CD ROM edition*.
- Kenyon W. E. (1997), Petrophysical principles of applications of NMR logging. *The Log Analyst*, March-April 1997: 21-43.
- 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 Engineering Geophysics*, 2:173-190.
- Legchenko A. V. and Shushakov O. A. (1998), Inversion of surface NMR data. *Geophysics*, 63(1):75-84.
- Legchenko A., Baltassat J.-M., Bobachev A., Martin C., Robain H., Vouillamoz J.-M. (2004), Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Ground Water*, 42(3):363-373.
- Muet P. (2002), Source de Cabouy. Implantation d'un forage pour captage des eaux souterraines. [Cabouy spring. Installation of a borehole for groundwater capture.] Rapport SOLEN egs.
- Šumanovac F., Weisser M. (2001), Evaluation of resistivity and seismic methods for hydrological mapping in karst terrains. *Journal of Applied Geophysics*, 47: 13-28.
- Touloumidjian C. (1977), 7 trous en France [7 holes in France]. *Etudes et sports sous-marins*, 37:13-17.
- Trushkin D. V., Shushakov O. A., 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.
- Vouillamoz J.-M., Legchenko A., Albouy Y., Bakalowicz M., Baltassat J.-M. and Al-Fares W. (2003), Localization of karst aquifer with magnetic resonance sounding and resistivity imagery. *Journal of Ground Water*, 41(5):578-587.

3.3. Synthèse du chapitre

Les résultats des différentes investigations ont montré que le toit des aquifères est déterminé avec une précision de l'ordre de quelques mètres. Cette précision dépend de la profondeur : elle vaut environ 1 à 2 m dans la tranche de 1 à 10 m et 2 à 5 m dans la tranche entre 10 et 60 m. Au delà de 60 m de profondeur, la résolution de la méthode RMP devient très faible.

Le mur de l'aquifère est assez mal contraint même pour des profondeurs relativement faibles à cause d'un problème d'équivalence entre teneur en eau et épaisseur de l'aquifère. Ce problème est d'autant plus critique que l'aquifère est profond.

D'autre part, les tests de sensibilité ont montré que la prise en compte d'effet 2D/3D dans l'inversion des mesures :

- **n'est pas nécessaire** pour les terrains en pente, sauf si la pente est vraiment importante ($>10^\circ$) ;
- **n'est pas nécessaire** pour étudier des variations progressives des paramètres hydrogéologiques ;
- **est nécessaire** dans le cas de contraste important, typiquement un conduit karstique. Dans ce cas, l'utilisation d'une inversion 2D permet d'obtenir une résolution latérale de quelques mètres à condition de réaliser un profil en superposant les boucles de mesures.

Chapitre 4

Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquifères

L'appareil actuel de mesure RMP n'est pas sensible à l'eau caractérisée par un temps de relaxation $T2^*$ court (<30 ms). On définit alors une « teneur en eau RMP » qui est normalement toujours inférieure à la porosité totale et en général proche de la porosité cinématique. Mais, selon le contexte géologique, la quantité d'eau indétectable par la méthode est plus ou moins importante et une calibration est nécessaire. Des mesures sur échantillon en utilisant les mêmes phénomènes physiques permettent de mieux appréhender et quantifier les processus et paramètres qui influencent le signal RMP.

Par ailleurs, il est possible d'estimer la transmissivité des aquifères à partir des sondages RMP par une formule empirique. La robustesse de la formule empirique est liée, non seulement à ses bases théoriques, mais aussi au nombre de cas où elle sera vérifiée. L'acquisition de données dans de nouveaux contextes géologiques est l'occasion de renforcer continuellement la validité de cette formule.

Ce chapitre présente les processus de discrimination d'eau par RMP en fonction du contexte géologique. Des relations sont établies entre les paramètres RMP et les différentes propriétés de stockage et de circulation d'eau jugées utilisées en hydrogéologie. Un exemple d'application pour la modélisation hydrodynamique est ensuite proposé.

4.1. Milieu saturé

Les paramètres de stockage d'eau en milieu saturé sont : la porosité totale, la porosité de drainage et le coefficient d'emménagement. Deux approches ont été utilisées pour déterminer le lien entre la teneur en eau RMP et ces paramètres :

- 1- une modélisation analogique. Des mesures en laboratoire ont été réalisées pour quantifier l'effet de différents paramètres sur le temps de relaxation $T2^*$ qui détermine la quantité d'eau manquée lors d'un sondage RMP.
- 2- une calibration empirique avec le résultat d'essais de pompage qui permettent d'estimer le coefficient d'emménagement (qui équivaut à la porosité de drainage dans le cas d'un aquifère libre).

4.1.1. Mesures RMN sur échantillon

Pour comprendre les mécanismes et quantifier les paramètres qui influencent le signal RMP, il est possible de réaliser des mesures RMN en laboratoire basées sur le même principe physique. Ces mesures en laboratoire sont mieux contrôlées que les mesures de terrains car, d'une part elles ne sont pas affectées par un temps mort et, d'autre part, les propriétés des échantillons peuvent facilement être mesurées par d'autres méthodes.

- **Comparaison entre mesures RMN sur échantillon et mesures RMP**

Des échantillons ont été prélevés et conservés autant que possible tel qu'in situ sur les sites de Marcilly-en-Villette et Warloy-Baillon (cf. Chapitre 2). Les mesures RMN réalisées sur ces échantillons sont comparées avec la géologie et le résultat de sondages RMP (Figure 4-1 et Figure 4-2). Les sondages RMP représentés sur ces figures ont été effectués avec des boucles de dimension adaptée à la profondeur d'investigation recherchée et qui englobent les forages d'où les échantillons ont été prélevés.

De manière générale, les paramètres mesurés par résonance magnétique sur le terrain et en laboratoire présentent une bonne corrélation avec l'hydrogéologie. Les variations importantes de teneur en eau et de temps de relaxation ont lieu en correspondance avec les changements géologiques.

On remarque que sur les deux sites, les teneurs en eau RMP sont toujours inférieures aux teneurs en eau mesurées sur les échantillons par RMN. Cela s'explique aisément par le temps mort instrumental qui affecte les mesures de terrain et qui n'existe pas en laboratoire (cf. §1.3).

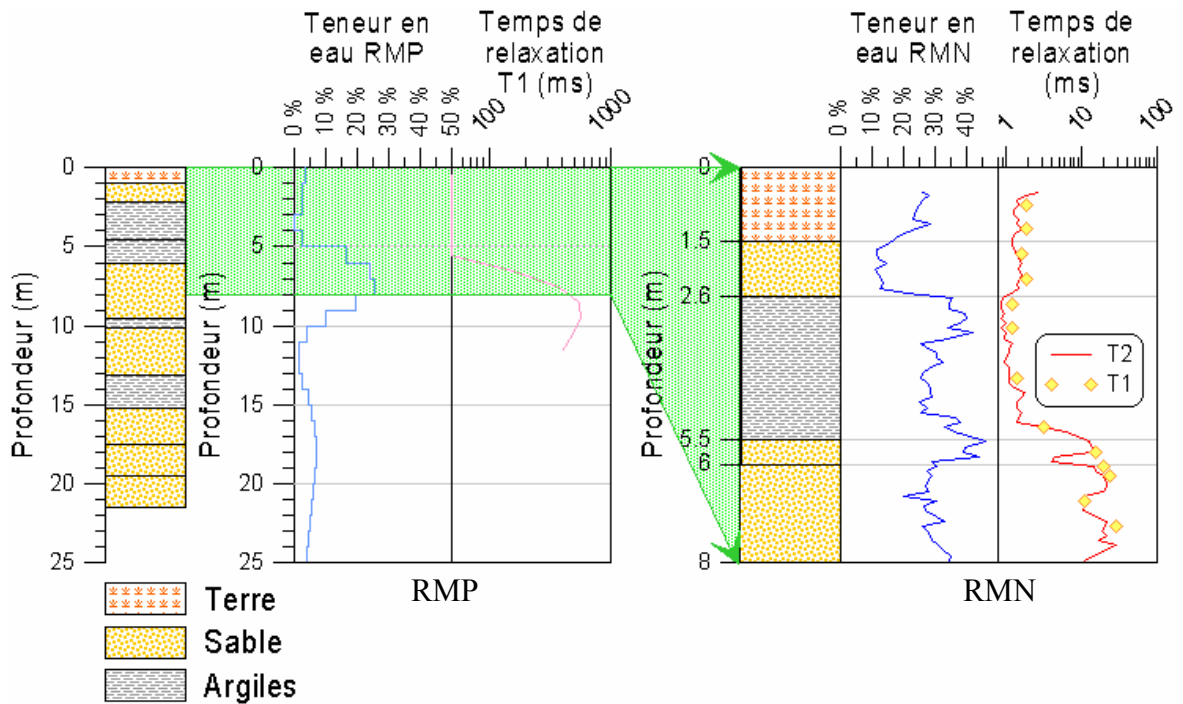


Figure 4-1. Géologie et mesures par résonance magnétique à Marcilly-en-Villette
De gauche à droite : log géologique du forage Ppp ; sondage RMP (sondage D de la Figure 2-5) ; mesures RMN sur carottes avec description géologique des carottes

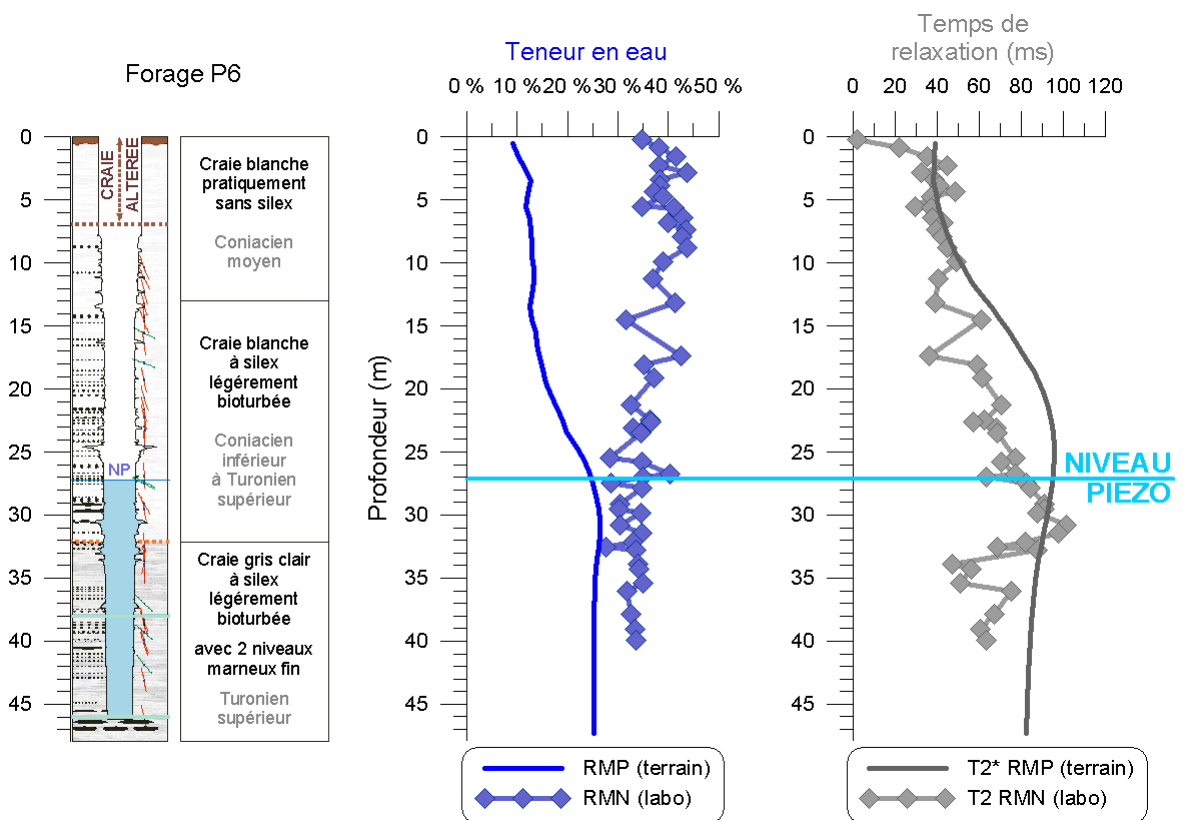


Figure 4-2. Géologie et mesures par résonance magnétique à Warloy-Baillon

Dans les sables saturés de Marcilly-en-Villette, les temps de relaxation mesurés en laboratoire par RMN sont inférieurs d'un ordre de grandeur aux temps mesurés par les sondages RMP (le temps T_1 est d'environ 30 ms en laboratoire contre 400 ms sur le terrain). Sur le site de Warloy-Baillon, au contraire, les temps de relaxation mesurés en laboratoire et sur le terrain sont tout à fait comparables. Deux hypothèses sont émises pour expliquer ce comportement des temps de relaxation :

- 1- Les échantillons de Marcilly-en-Villette sont composés de sables et argiles non consolidés qui auraient pu être compactés lors du prélèvement. La taille des pores aurait ainsi été réduite et le temps de relaxation serait sous-estimé avec les mesures en laboratoire. La compaction ne peut affecter les échantillons d'un matériel consolidé comme la craie de Warloy-Baillon.
- 2- Les espèces paramagnétiques ont une influence sur les temps de relaxation (Foley *et al.*, 1996 ; Bryar *et al.*, 2000). Cette influence est plus ou moins importante selon le champ statique utilisé, mais n'est pas liée de manière simple à ce champ statique (Kenyon et Kolleeny, 1995). Comme la quantité d'espèce paramagnétique varie selon la lithologie, il est possible que le changement de champ magnétique (multiplication par 1000 entre le laboratoire et le terrain) modifie les temps de relaxation dans certains contextes géologiques mais pas dans tous.

Ces hypothèses ne sont pas contradictoires entre elles et le comportement des temps de relaxation peut s'expliquer par une combinaison de plusieurs effets (compaction ou non des échantillons ; influence du champ magnétique statique utilisé et des propriétés magnétique des échantillons).

- **Représentativité de l'échantillon**

Quelques échantillons de Marcilly ont été complètement saturés afin de vérifier qu'ils n'avaient pas perdu d'eau au moment du prélèvement ou pendant leur transport. Les temps de relaxation T_2 ont été mesurés avant et après saturation. Les résultats sont présentés sur la Figure 4-3. On remarque que la saturation des échantillons provoque l'apparition d'une nouvelle porosité avec un temps de relaxation élevé (entre 100 et 300 ms). On pourrait donc penser qu'une partie de l'eau avec un temps de relaxation long a été perdue pendant l'extraction. Mais une IRM de ces 4 échantillons saturés permet de voir (Figure 4-4 gauche) en coupe la distribution d'eau et de remarquer que l'eau ajoutée pour saturer les échantillons se répartit préférentiellement le long des parois du tube qui contient l'échantillon.

Cette expérience montre la difficulté d’avoir un échantillon représentatif dans un milieu non consolidé. L’IRM d’un échantillon de craie (Figure 4-4 droite) indique que dans un milieu consolidé le problème de représentativité est moins important : dans l’échantillon de craie l’eau se répartit de manière relativement homogène dans la matrice poreuse et seule une fissure (probablement recalcifée) est vide d’eau.

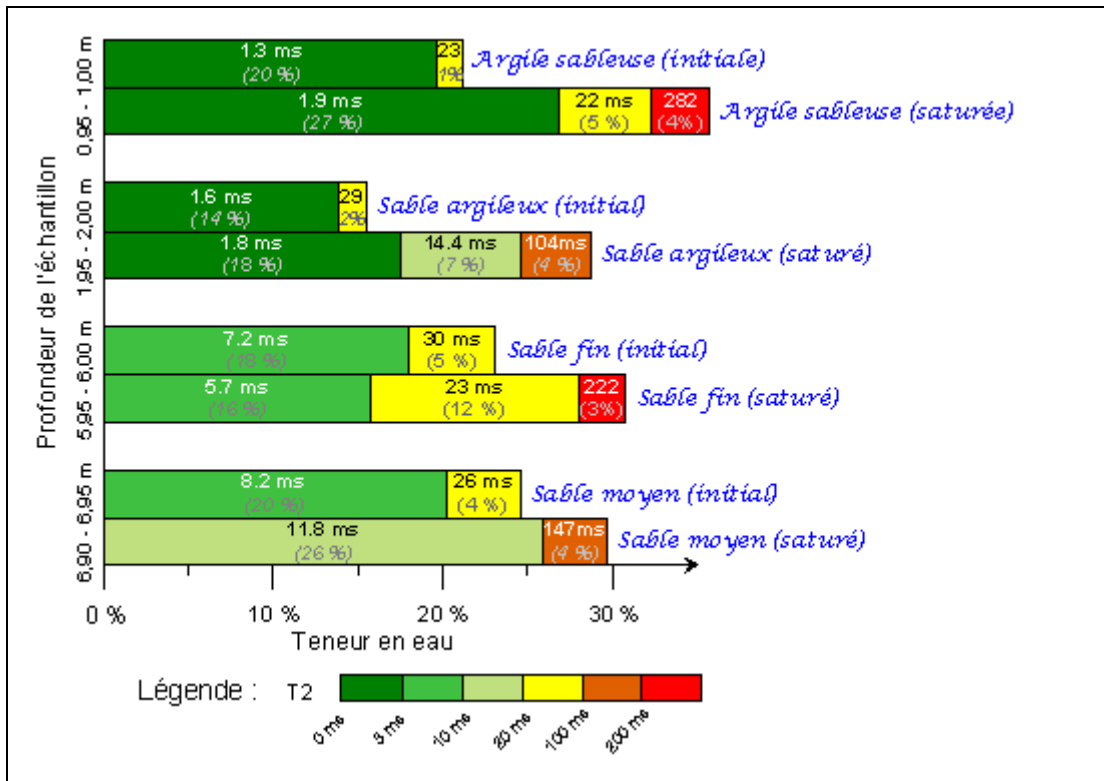


Figure 4-3. Temps de relaxation sur 4 échantillons de Marcilly

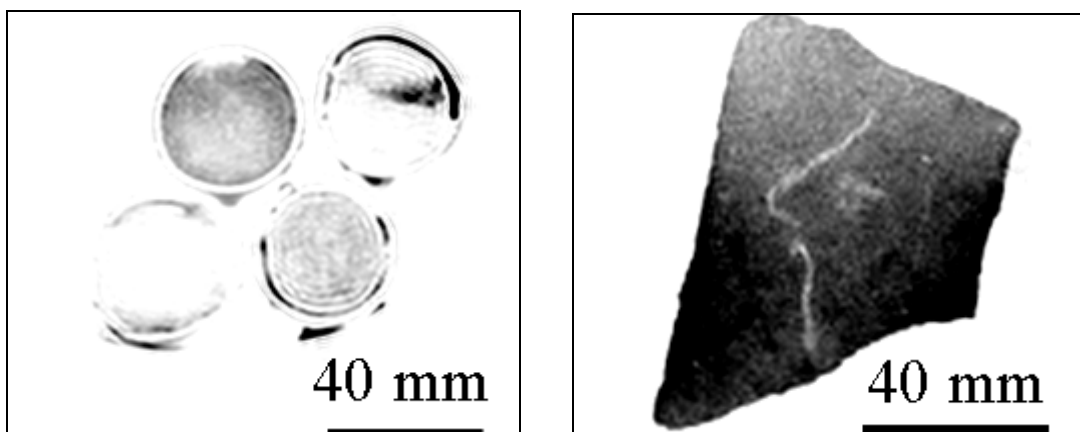


Figure 4-4. IRM de 4 échantillons de Marcilly et d’un fragment de craie (respectivement à gauche et à droite)

Sur les deux images, l’eau apparaît en foncé

- **Effet du champ magnétique utilisé**

Il est connu que, plus le champ magnétique statique utilisé est fort, plus l'effet des espèces paramagnétiques est important (Canet *et al.*, 2002). Sur le terrain le champ statique utilisé est le champ géomagnétique de l'ordre de $47 \mu\text{T}$ (en France) alors que le spectromètre utilise un champ statique de l'ordre de 47 mT (Tableau 4-1).

La présence d'espèces paramagnétiques se traduit par une augmentation de la susceptibilité magnétique. Les valeurs de susceptibilité mesurées sur des échantillons de sable et d'argiles de Marcilly sont comprises entre 10^{-8} et $10^{-7} \text{ m}^3.\text{kg}^{-1}$ (Tableau 4-1). Les échantillons de craie ont des susceptibilités négatives, ce qui signifie qu'ils sont diamagnétiques. En valeur absolue la susceptibilité des échantillons de craie est bien inférieure à celle des échantillons de sable et d'argile. Ainsi, les échantillons de sables de Marcilly sont probablement plus affectés que les échantillons de craie par l'utilisation d'un champ statique aussi élevé qu'en laboratoire. Cela expliquerait que pour les échantillons de craie les temps de relaxation sont similaires quel que soit le champ statique utilisé alors que pour les échantillons de sables les temps de relaxation diffèrent selon la méthode utilisée.





	Terrain	RMN	IRM	Susceptibilité magnétique ($\text{m}^3.\text{kg}^{-1}$)
				
Champ magnétique	$47 \mu\text{T}$	47 mT	200 mT	-
Sable de Marcilly	$T1 = 300-400 \text{ ms}$	$T1 = 1-30 \text{ ms}$	$T1 < 15 \text{ ms}$	1.10^{-8} à 1.10^{-7}
Craie de Warloy-Baillon	$T1 < 150 \text{ ms}$	$T1 = 90-150 \text{ ms}$	$T1 = 90-140 \text{ ms}$	-4.10^{-9} à 4.10^{-9}

Tableau 4-1. Temps de relaxation en fonction du champ magnétique utilisé et de la susceptibilité magnétique massique

La perturbation du champ statique sur les échantillons de sable a également été observée lors de l'utilisation de l'IRM où l'image est déformée (Figure 4-4 gauche). Il a même été impossible de réaliser des images par IRM sur la plupart des échantillons provenant de Marcilly. Il est notable que les sondages RMP, utilisant le champ magnétique le plus faible (le champ géomagnétique) sont les moins sensibles à ces effets des propriétés magnétiques.

4.1.2. Calibration par essai de pompage : exemple au Niger

Les essais de pompage permettent d'estimer la transmissivité et, si un piézomètre d'observation est proche du puits de pompage, la porosité de drainage d'un aquifère libre. Les teneurs en eau et transmissivités RMP peuvent donc être calibrées à partir des mesures par essais de pompage.

La précision de la teneur en eau RMP va dépendre non seulement de la précision de la mesure du signal, mais aussi de l'inversion. Un protocole d'inversion doit donc être établi pour estimer la valeur de la teneur en eau et son incertitude. Un tel protocole a été mis en œuvre pour traiter les données acquises dans la formation du Continental Terminal (CT3) au Niger et pour lesquelles des données issues d'essais de pompages sont disponibles.

- **Incertitude de mesure**

Deux principales sources d'incertitude sur le signal RMP sont à considérer. La première est liée au bruit électromagnétique ambiant (Figure 4-5) et concerne l'amplitude du signal mesuré au début de l'enregistrement.

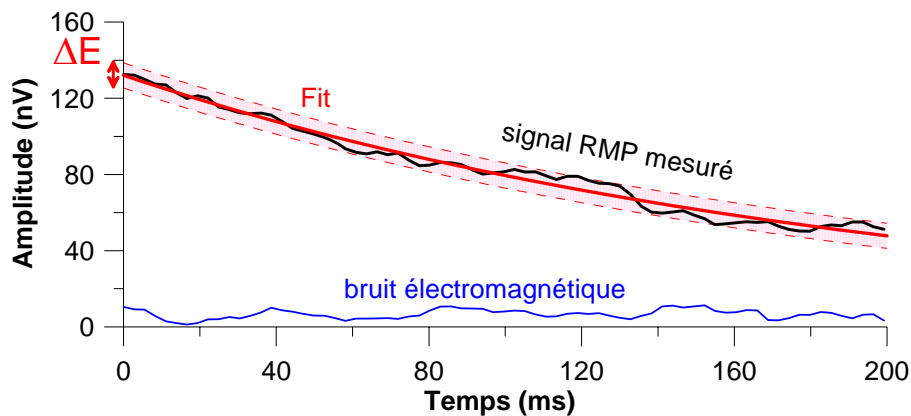


Figure 4-5. Incertitude sur la mesure du signal RMP liée au bruit électromagnétique

La seconde source d'incertitude est causée par le temps mort instrumental entre la fin de l'injection et le début de l'enregistrement. Pour inverser les mesures RMP en terme de teneur en eau, il faut connaître l'amplitude initiale (E_0) du signal, c'est-à-dire juste à la fin de l'injection. Le signal RMP est donc extrapolé (Figure 4-6) en utilisant le temps de relaxation $T2^*$. Ainsi l'incertitude sur l'estimation de la constante de temps $T2^*$ génère une incertitude sur l'amplitude initiale du signal RMP.

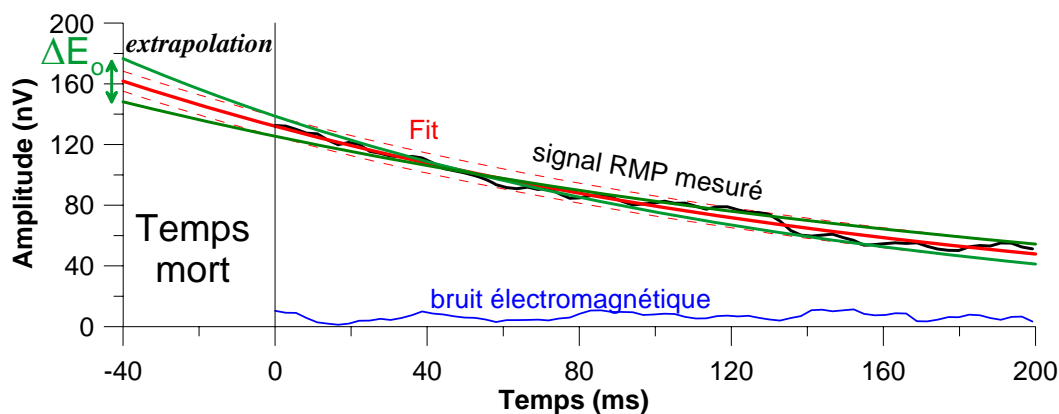


Figure 4-6. Incertitude sur la mesure du signal RMP liée à l'extrapolation pendant le temps mort instrumental

Ces deux sources d'incertitude sur le signal RMP doivent être prises en compte pour estimer la précision de mesure sur la teneur en eau RMP.

- **Effet de la température sur le signal RMP**

La température de l'eau dans l'aquifère du Continental Terminal est d'environ 30°C (valeurs comprises entre 28 et 33°C) en accord avec le climat local (29,1°C). Les logiciels de modélisation des sondages RMP ont été prévus pour des aquifères d'environ 10°C. L'erreur faite en interprétant des données acquises pour une eau à 30°C a été calculée. Deux effets sont considérés : (1) la diminution de la masse volumique de l'eau avec la température et (2) l'effet de la température sur la magnétisation des protons M_0 .

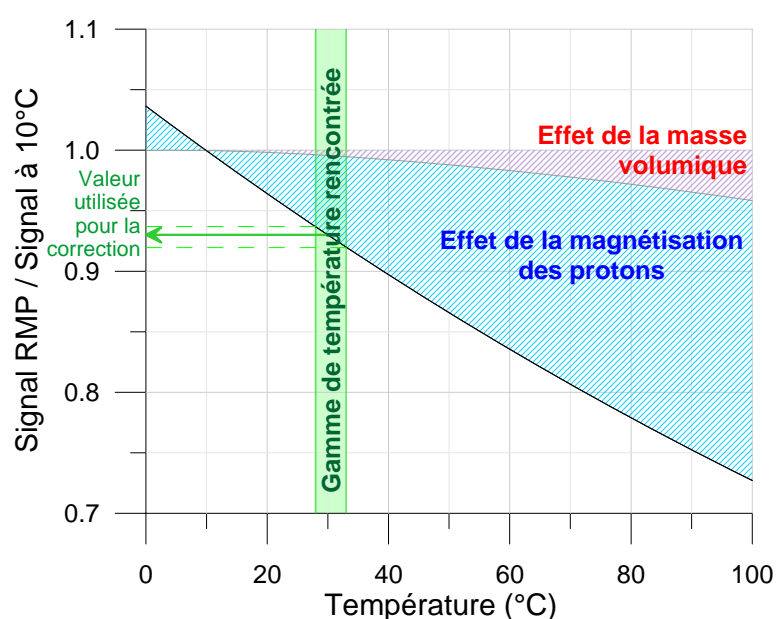


Figure 4-7. Effet de la température sur le signal RMP

La magnétisation des protons M_0 est décrite par l'équation de Curie (Legchenko et Valla, 2002) :

$$M_0 = N \cdot B_0 \frac{\gamma^2 \cdot \hbar^2}{4k\theta} \quad \text{Équation 4-1}$$

avec : N le nombre de proton d'hydrogène par unité de volume ; B_0 l'intensité du champ statique ; γ le rapport gyromagnétique ; \hbar la constante de Planck ; k la constante de Boltzmann ; θ la température (en Kelvin).

L'effet de la variation de la masse volumique de l'eau avec la température est pris en compte dans N (le nombre de proton d'hydrogène par unité de volume). En effet N s'exprime de la façon suivante :

$$N = 2 \frac{N_A \cdot \rho_w}{M_{H_2O}} \quad \text{Équation 4-2}$$

avec : N_A le nombre d'Avogadro ; M_{H_2O} la masse molaire de l'eau (=18 g/mol) ; ρ_w la masse volumique de l'eau.

Pour une masse volumique de 1000 kg/m³ (comme c'est le cas pour de l'eau pure à 5°C), N vaut 6.692. 10²⁸ m⁻³. A 30°C, l'eau a une masse volumique de 995,7 kg/m³ (de Marsily, 1981). L'erreur induite par la non prise en compte de ce phénomène est donc d'environ 0,4% sur le signal RMP.

D'après l'équation 4-1, l'erreur faite sur l'estimation du signal RMP en considérant de l'eau à 10°C, alors qu'elle est en réalité à 30°C sera de 7% (283K/303K = 0.93). D'une manière plus complète, l'effet de la température de l'eau sur le signal RMP a été calculé de 0°C à 100°C (Figure 4-7). Cette erreur étant systématique, elle peut être simplement prise en compte dans les calculs en multipliant les valeurs de teneur en eau par un coefficient correctif.

- **Levée de l'équivalence et estimation de la teneur en eau**

A cause du problème d'équivalence (cf. Chapitre 3) il n'est pas possible en général de quantifier la teneur en eau directement. La méthode RMP est bien sensible au produit teneur en eau par épaisseur. Cette grandeur correspond à une lame d'eau qui quantifie l'eau présente dans l'ensemble de l'aquifère. Dans le cadre de l'expérience au Niger, la géométrie de l'aquifère est déjà bien connue par les informations géologiques et par les

mesures TDEM. Il est donc possible d'utiliser ces informations sur la géométrie pour contraindre l'inversion RMP et estimer la teneur en eau sans ambiguïté.

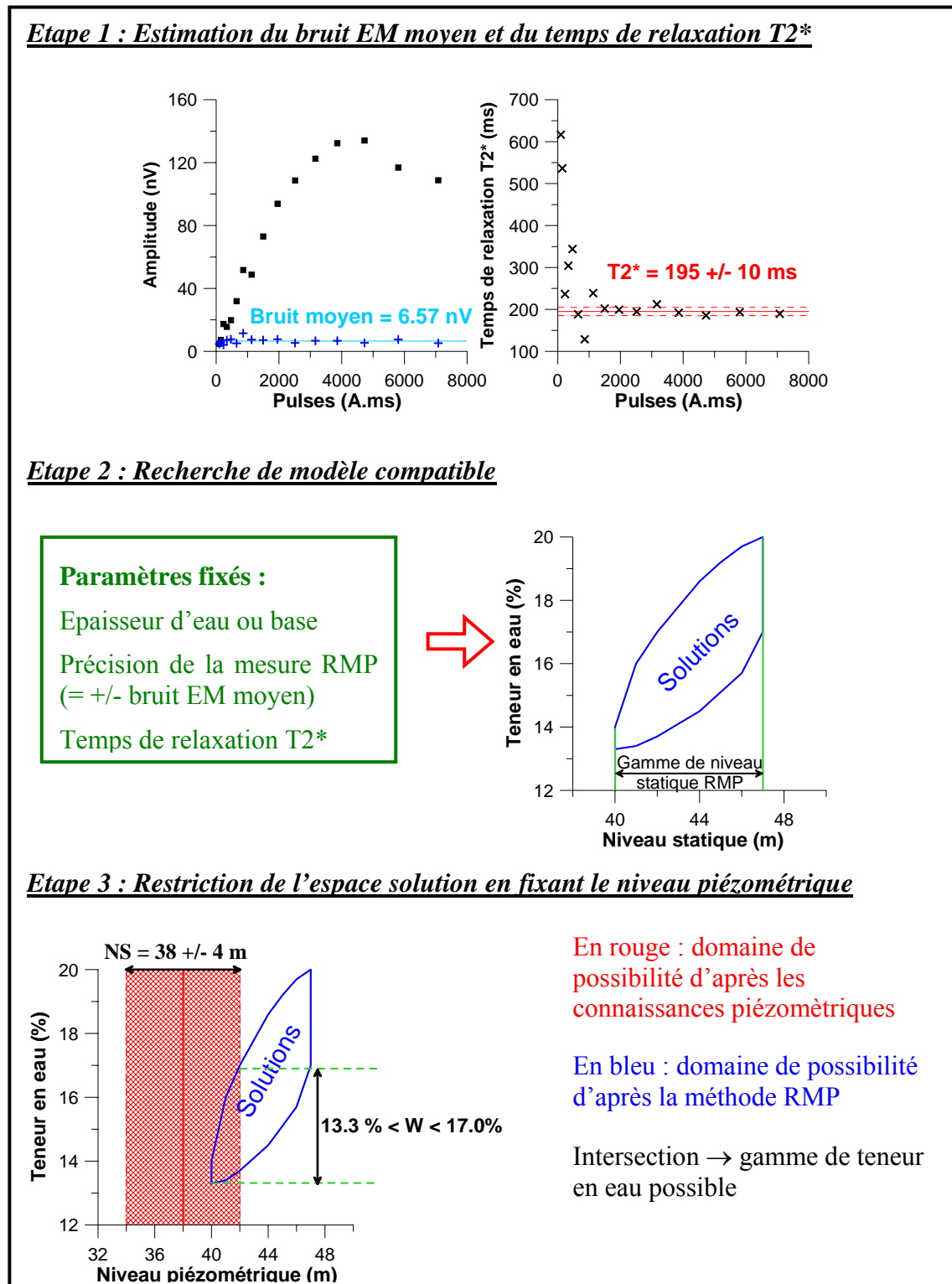


Figure 4-8. Principe d'inversion contrainte d'après l'exemple du site de Gassan Kournie

Les données RMP ont été inversées en considérant un aquifère saturé homogène, c'est-à-dire avec une seule couche à teneur en eau constante et non nulle. Le protocole d'inversion est décrit dans la Figure 4-8. La première étape a été d'estimer la précision du signal RMP. Le bruit électromagnétique moyen a été le critère pour évaluer cette précision. Tout modèle qui ajustera les données avec l'erreur quadratique RMS (Root Mean Square) inférieure au bruit électromagnétique moyen sera considéré comme valable pour expliquer les mesures. La gamme de temps de relaxations T_2^* correspondant à l'aquifère a été estimée d'après l'inversion automatique des données avec le logiciel *Samovar*.

Ensuite, plusieurs modèles de teneur en eau et niveau piézométrique ont été calculés avec le logiciel *Samogon* en imposant soit l'épaisseur de la couche dans la gamme des épaisseurs d'aquifère mouillé évaluées d'après les connaissances géologiques ; soit la base de l'aquifère estimée d'après les mesures TDEM. Le temps de relaxation T_2^* , qui permet de remonter à l'amplitude (E_0) à la fin de l'injection, est fixée d'après le résultat de l'inversion automatique.

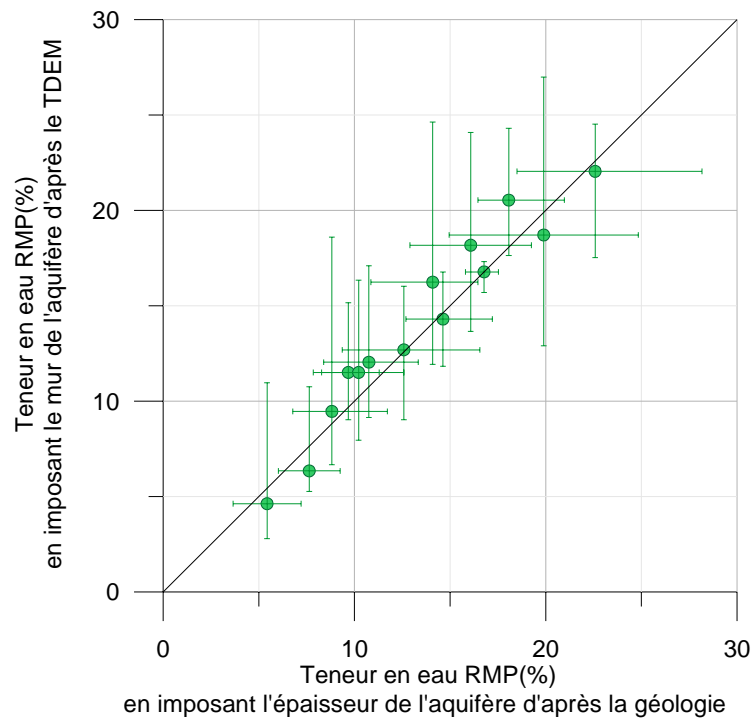


Figure 4-9. Comparaison des méthodes d'inversion contrainte
(Coefficient de corrélation : 97 %)

Un ensemble de solutions a ainsi pu être déterminé sous la forme de couples teneur en eau - profondeur du niveau piézométrique. Parmi l'ensemble de ces solutions, toutes celles dont le niveau piézométrique était incompatible avec les données topographiques ont été

éliminées afin d'améliorer la précision sur l'estimation de la teneur en eau. Il est à noter que la principale source d'incertitude sur le niveau piézométrique « topographique » est liée à l'incertitude sur la différence d'altitude entre la boucle RMP et l'ouvrage de référence (puits ou piézomètre et/ou forage selon les sites) qui n'a pas été mesurée précisément.

Les teneurs en eau et leurs incertitudes obtenues en contraignant l'épaisseur de l'aquifère mouillé ainsi que le niveau piézométrique d'après les informations hydrogéologiques sont comparées à celles obtenues en contraignant la profondeur du mur d'après les résultats des mesures TDEM sur la Figure 4-9. Les deux méthodes d'inversion contraintes donnent des résultats relativement similaires. La contrainte d'après l'hydrogéologie permet une précision un peu meilleure que la contrainte par les résultats TDEM : en moyenne l'incertitude relative est de 23% si on utilise l'information hydrogéologique contre 29% si on utilise les résultats du TDEM.

Dans un contexte général, il est rare d'avoir une information hydrogéologique aussi précise que dans cette étude au Niger où on dénombre 70 forages répartis sur 4000 km². Dans de nombreux cas au contraire, la résistivité du substratum présente un contraste électrique avec l'aquifère. La méthode TDEM ou une autre méthode électrique (au sens large) est bien complémentaire avec la méthode RMP dans ce cas et permet d'améliorer sensiblement l'incertitude sur la teneur en eau en réduisant le domaine d'équivalence.

- **Teneur en eau RMP et la porosité estimée par essai de pompage**

Les possibilités de calibrer les résultats RMP par des essais de pompage sont assez limitées car peu de mesures de porosité de drainage sont disponibles, faute de piézomètres d'observation à proximité de l'ouvrage dans lequel le pompage est effectué. Dans le cas du Niger, seulement trois valeurs de coefficient d'emmagasinement sont pour l'instant disponibles, ne permettant pas une calibration.

Afin de valider les résultats RMP sur un plus grand nombre de point, la porosité peut être calculée avec une formule empirique à partir de la perméabilité estimée par essai de pompage. La formule de Bretjinski (de Marsily, 1981) a été appliquée sur les données du Niger :

$$n_{Bretjinski} = 0,117 \cdot K^{1/7} \quad \text{Équation 4-3}$$

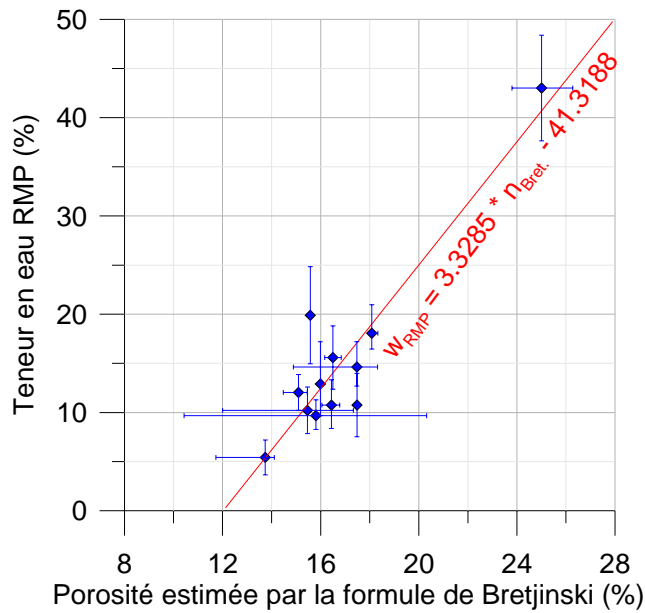


Figure 4-10. Teneur en eau RMP et porosité calculée par la formule de Bretjinski
(Coefficient de corrélation : 92 %)

Les résultats (Figure 4-10) suggèrent une relation linéaire entre la porosité calculée par la formule de Bretjinski et la teneur en eau RMP. Cette relation indique une cohérence entre les teneurs en eau estimées par RMP et les résultats d’essai de pompage. Cependant, la porosité calculée par la formule de Bretjinski ne peut pas être utilisée pour calibrer la teneur en eau RMP, car elle nécessite elle-même d’être calibrée.

- **Calibration des transmissivités RMP par les essais de pompages**

Les transmissivités RMP ont été calibrées d’après les transmissivités des essais de pompages. La formule empirique utilisée est la formule courante (cf. § 1.3.3, p. 56) :

$$T_{RMP} = C_p \cdot w_{RMP} \cdot (T_1)^2 \cdot z \quad \text{Équation 4-4}$$

avec : T_{RMP} la transmissivité RMP (en m/s) ; C_p le coefficient empirique de calibration ; w_{RMP} la teneur en eau RMP (en %) ; T_1 le temps de relaxation (en ms) ; z l’épaisseur de la couche (en m).

Le coefficient C_p a été estimé à $1,70 \cdot 10^{-10}$ à partir du calcul suivant :

$$C_p = \frac{1}{X} \sum_i^X \frac{T_{E.P.i}}{w_{RMPi} \cdot (T_{1i})^2 \cdot z_i} \quad \text{Équation 4-5}$$

avec : $T_{E.P.i}$ est la transmissivité estimée par l’essai de pompage i ; X le nombre d’essai de pompage.

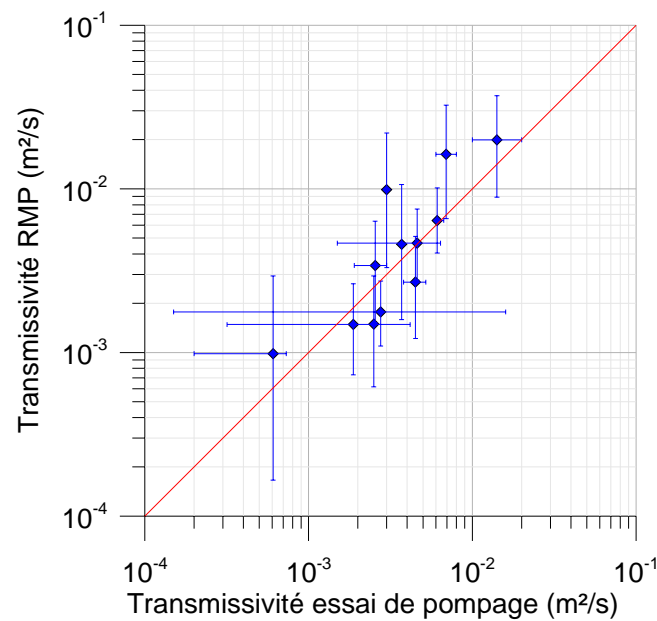


Figure 4-11. Transmissivités mesurées par RMP et par essai de pompage
(Coefficient de corrélation : 92 %)

L'incertitude sur l'estimation de la transmissivité par RMP a été prise en compte en considérant l'incertitude sur la teneur en eau et sur le temps de relaxation T_1 .

Les transmissivités estimées par RMP sont comprises entre $2 \cdot 10^{-4}$ et $2 \cdot 10^{-2}$ m²/s sur l'ensemble du domaine étudié. Elles sont comparées aux transmissivités obtenues par essai de pompage sur la Figure 4-11. Les résultats montrent que les transmissivités mesurées par ces deux méthodes sont très proches et ont des incertitudes tout à fait comparables.

Le coefficient de calibration obtenu sur ces données du Niger est comparé avec les coefficients obtenus dans d'autres contextes hydrogéologiques disponibles dans la bibliographie et avec le coefficient par défaut dans le logiciel *Samovar* (Figure 4-12 et Tableau 4-2). Comme ce facteur de calibration varie de plus d'un facteur 10 selon le contexte géologique, il est primordial de procéder à une calibration dans chaque nouveau contexte géologique pour une estimation quantitative de la transmissivité. Cependant, sans calibration, la transmissivité estimée par RMP peut être utilisée de façon qualitative pour le choix du site le plus propice pour l'implantation d'un forage par exemple.

Plusieurs causes peuvent expliquer la variabilité du coefficient de calibration :

- les propriétés magnétiques du milieu : le coefficient de calibration le plus élevé a été obtenu dans un contexte granitique (donc a priori fortement magnétique) et le coefficient le plus faible pour de la craie (peu magnétique) ;

- la température de l'eau : la température de l'eau dans les sables de Birmanie est par exemple de 30°C. Si on prend en compte l'effet de la température sur la perméabilité (Cf. §1.1.1 p. 25) le coefficient de $6,7 \cdot 10^{-9}$ correspond à de un coefficient de $5,0 \cdot 10^{-9}$ pour de l'eau à 12 °C, tout à fait comparable celui obtenu dans les sable de France
- la structure du matériel : le coefficient est plus grand pour des grès que pour des sables de façon similaire au facteur de cimentation de la loi d'Archie qui augmente lorsque la cimentation augmente.

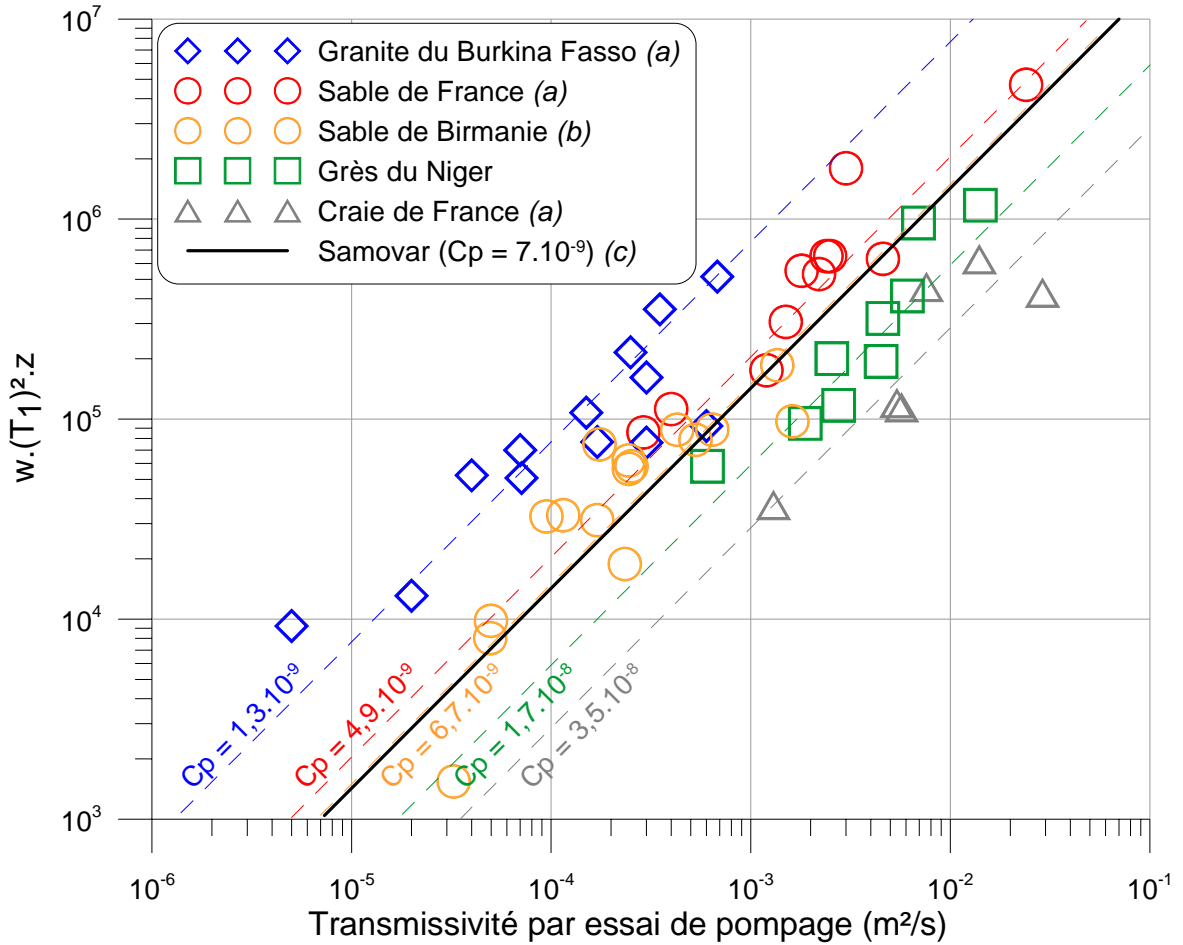


Figure 4-12. Comparaison des coefficients de calibration C_p dans différents contextes (a) Vouillamoz, 2003 ; (b) Vouillamoz et al., 2007 ; (c) Baltassat et Legtchenko, 2003.

Contexte	C_p	Coefficient de corrélation	Ecart relatif moyen
Granite du Burkina Fasso	$1,3 \cdot 10^{-9}$	74 %	46 %
Sable de France	$4,9 \cdot 10^{-9}$	96 %	23 %
Sable de Birmanie	$6,7 \cdot 10^{-9}$	81 %	40 %
Grès du Niger	$1,7 \cdot 10^{-8}$	92 %	34 %
Craie de France	$3,5 \cdot 10^{-8}$	61 %	53 %
Tous	$7 \cdot 10^{-9}$	63 %	86 %

Tableau 4-2. Coefficient de corrélation et écart relatif moyen de la Figure 4-12

4.1.3. Apport des sondages RMP à la modélisation hydrodynamique

- **Modèle initial du bassin du kori de Dantiandou**

Massuel (2005) a réalisé une modélisation hydrodynamique afin de mieux quantifier l'influence de la recharge sur la dynamique de la hausse de la nappe du CT3. Le domaine modélisé est focalisé sur la dépression piézométrique du bassin du kori de Dantiandou (Favreau *et al.*, 2002).

Les conditions aux limites du modèle (Figure 4-13 gauche) ont été définies d'après les informations piézométriques. La recharge a été calculée à partir d'un modèle (dénommé *Zarbfly*) de ruissellement et d'infiltration dans les bassins endoréiques. La modélisation a été calée en régime transitoire sur la période de mai 1992 à mai 1998 et validée sur la période entre mai 1999 et mai 2003.

La gamme de perméabilités ajustées sur le modèle est comprise entre $2,5 \cdot 10^{-6}$ et $1,2 \cdot 10^{-3}$ m/s avec une valeur moyenne de $2,1 \cdot 10^{-4}$ m/s. A partir de l'épaisseur de chacune des mailles, la transmissivité moyenne est estimée à $7,4 \cdot 10^{-3}$ m²/s. La répartition géographique de ces perméabilités est présentée sur la Figure 4-13 (milieu).

La gamme de porosité de drainage obtenue sur le modèle est assez large (de 1% à 35%) avec une valeur moyenne de 8%. La répartition spatiale obtenue est relativement hétérogène (Figure 4-13 droite). Un domaine de faible porosité domine au nord tandis qu'au sud un secteur centré sur le kori affiche des valeurs supérieures à 20%.

Le modèle ainsi réalisé permet de bien représenter la hausse interannuelle du niveau piézométrique mais ne rend pas bien compte des variations intersaisonniers.

Une modification globale de la recharge peut avoir des effets similaires sur la piézométrie qu'une modification globale des paramètres hydrodynamiques S et T. Par analogie avec la géophysique, on peut dire qu'il existe une « équivalence » entre la recharge et les paramètres hydrodynamiques dans la modélisation. Ainsi pour évaluer la recharge à partir de la modélisation, il faut connaître précisément les paramètres S et T.

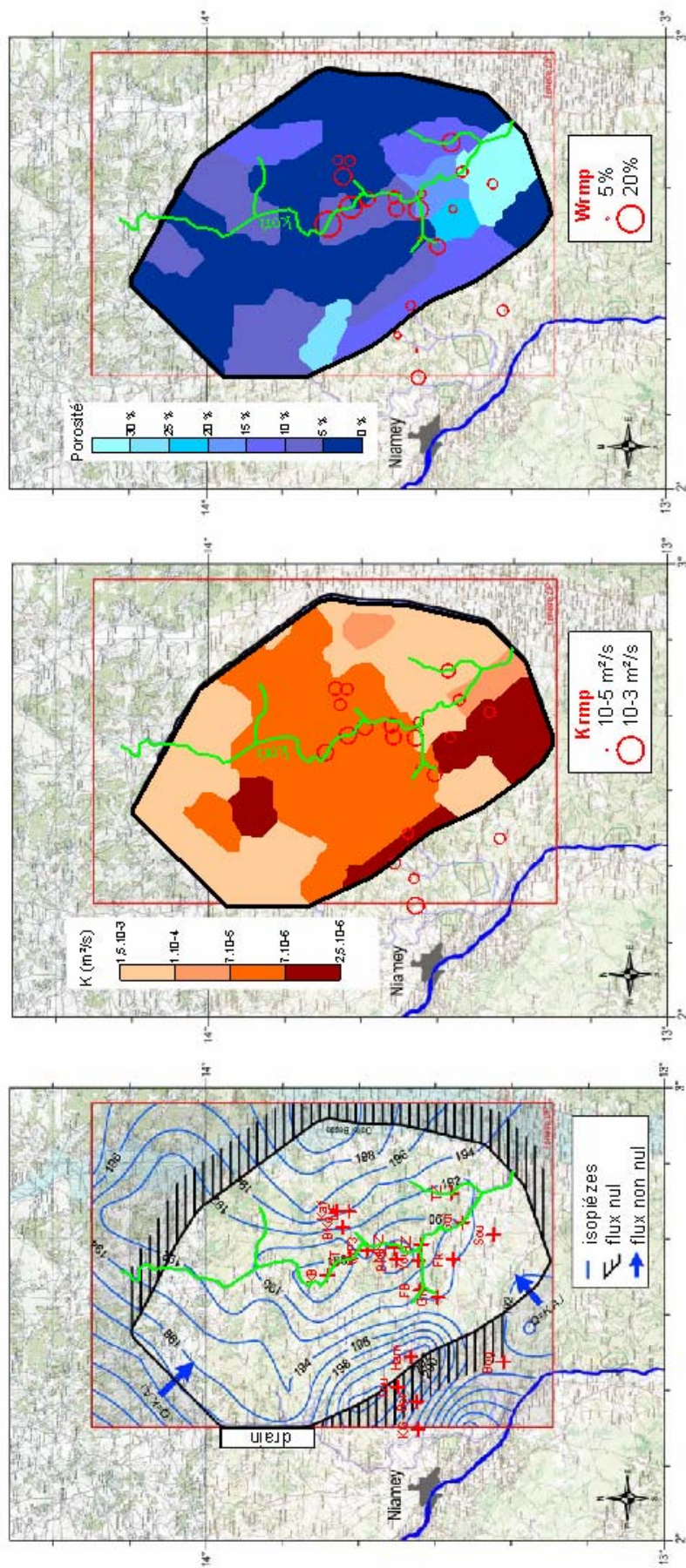


Figure 4-13. Paramètres du modèle du bassin du kori de Dantandou (d'après Massuel, 2005)

De gauche à droite : Conditions au limites et position des sondages RMP ; Perméabilité ; Porosité de drainage

- **Forçage du modèle par les résultats RMP**

La transmissivité estimée par sondage RMP ne présente pas de corrélation avec la transmissivité issue de la modélisation hydrogéologique (Figure 4-14A, coefficient de corrélation de 20%). Cette différence peut s'expliquer par un problème d'échelle : la zone investiguée par un sondage RMP est de dimension hectométrique alors qu'une seule maille du modèle représente une surface de 1 km². Or, si régionalement les formations sédimentaires peuvent être considérées comme homogènes, localement la présence de lentilles d'argile ou sableuses peut modifier considérablement les propriétés ponctuelles représentatives de la singularité (i.e. Figure 2-18).

Cependant, la gamme de valeurs de transmissivité (et perméabilité) utilisée dans la modélisation devrait être du même ordre que celle mesurée sur le terrain (que ce soit par essai de pompage ou par sondage RMP). Or les perméabilités du modèle hydrogéologique varient entre 2.10^{-6} et 1.10^{-3} m/s alors que les perméabilités mesurées par sondages RMP sont comprises entre 1.10^{-5} et 3.10^{-4} m/s (dans la zone modélisée). Comme les sondages RMP sont répartis sur des zones de perméabilité contrastées d'après le modèle (Figure 4-13 milieu), on peut penser qu'ils sont représentatifs de l'ensemble du bassin. Dans ce cas le modèle surestime les contrastes de perméabilités et pourrait être amélioré en contraignant la gamme de perméabilité.

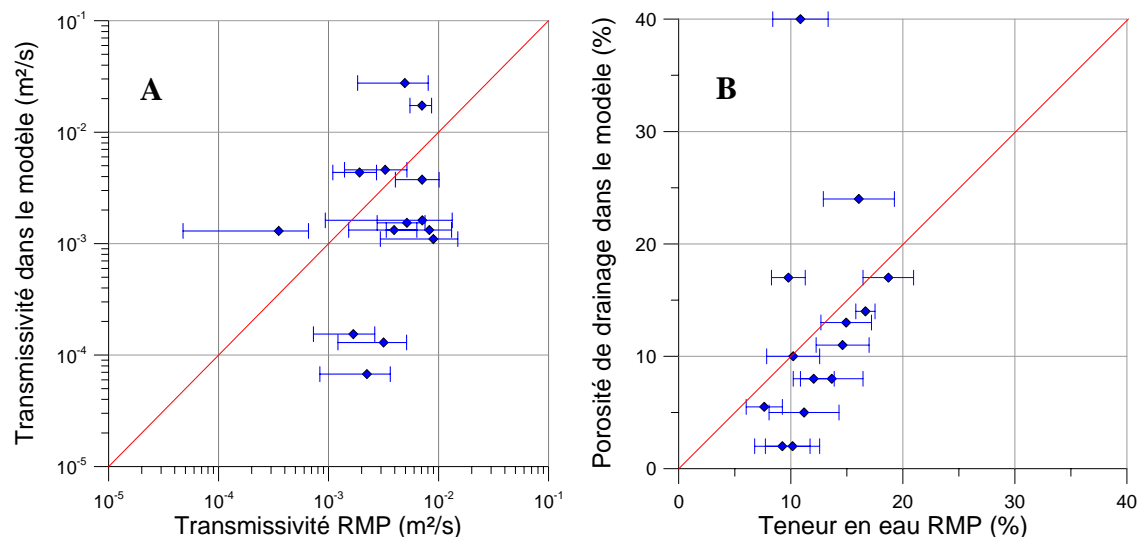


Figure 4-14. Comparaison des paramètres de la modélisation et des résultats RMP

A- Transmissivité ; B- Teneur en eau

La porosité de drainage du modèle est relativement bien corrélée à la teneur en eau RMP excepté pour les valeurs très élevées (Figure 4-14B, coefficient de corrélation de 40 % sur

l'ensemble des points et de 66% sans prendre en compte la valeur de porosité à 40 %). Les valeurs supérieures à 20% semblent excessives pour l'aquifère du CT3 et sont attribuées à un effet de bord. Ces valeurs sont situées à la bordure sud du bassin (Figure 4-13 droite). Une explication pourrait donc être que la limite à flux non nul du sud s'étend un peu plus vers l'est (Figure 4-15). Il est aussi possible que ce secteur en bordure de la zone étudiée ait fait l'objet de moins d'attention pour le recensement des mares endoréiques et que la recharge y soit moins bien définie. Une erreur, que ce soit sur les conditions aux limites ou que ce soit sur la recharge, peut être compensée par une surestimation de la porosité, ce qui est vraisemblablement le cas ici.

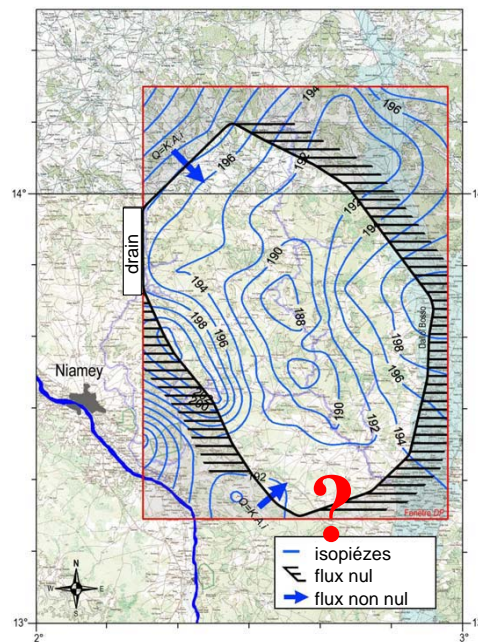


Figure 4-15. Incertitude sur la limite à flux nul

Pour les valeurs inférieures à 20%, les porosités de drainage du modèle semblent suivre la même tendance que les teneurs en eau RMP. La teneur en eau RMP serait toujours légèrement supérieure à la porosité de drainage modélisée. Il se peut que la méthode RMP soit capable de voir une partie de l'eau capillaire et surestime donc la porosité de drainage. Dans ce cas, les porosités de drainage du modèle pourraient être tout à fait réalistes. Une amélioration de la calibration des teneurs en eau RMP est nécessaire pour utiliser ces valeurs dans la modélisation.

Dans ce type de modélisation régionale un sondage RMP n'est pas représentatif d'une maille (d'1 km² ici). Tout comme les transmissivités, les teneurs en eau RMP calibrées seront alors davantage utiles en modélisation pour préciser les gammes de valeurs plausibles que pour indiquer une répartition géographique.

4.2. Zone non saturée en milieu crayeux

Dans des contextes géologiques où la susceptibilité magnétique est particulièrement faible (typiquement en milieu calcaire ou crayeux), de l'eau peut être détectée par RMP dans la zone non saturée. Dans la craie fracturée, la capacité de l'eau à circuler rapidement au travers de la zone non saturée est contrôlée par la pression capillaire dans la matrice poreuse et dans les fractures. Au dessus du niveau piézométrique, la frange capillaire de la craie peut être très épaisse et les mesures de pression d'eau sont difficiles. L'installation de tensiomètre en profondeur nécessite l'implantation de forages. Le développement d'une méthode non invasive comme la méthode RMP peut être une solution alternative.

4.2.1. Recherche de corrélation entre la pression capillaire et les résultats RMP

- **Relation entre saturation, pression et temps de relaxation**

Lorsqu'on désature un milieu, le nombre de molécules d'eau par unité de volume diminue. Comme l'eau reste autour des grains la distance moyenne entre les molécules d'eau et une paroi solide diminue aussi. Dans ces conditions, l'amplitude du signal RMP ou RMN qui dépend directement du volume d'eau investigué diminue. On s'attend aussi à une diminution du temps de relaxation qui dépend de la distance entre une molécule d'eau et une paroi solide. Cette relation entre temps de relaxation et saturation a été mise en évidence sur trois échantillons qui ont été désaturés progressivement (Figure 4-16).

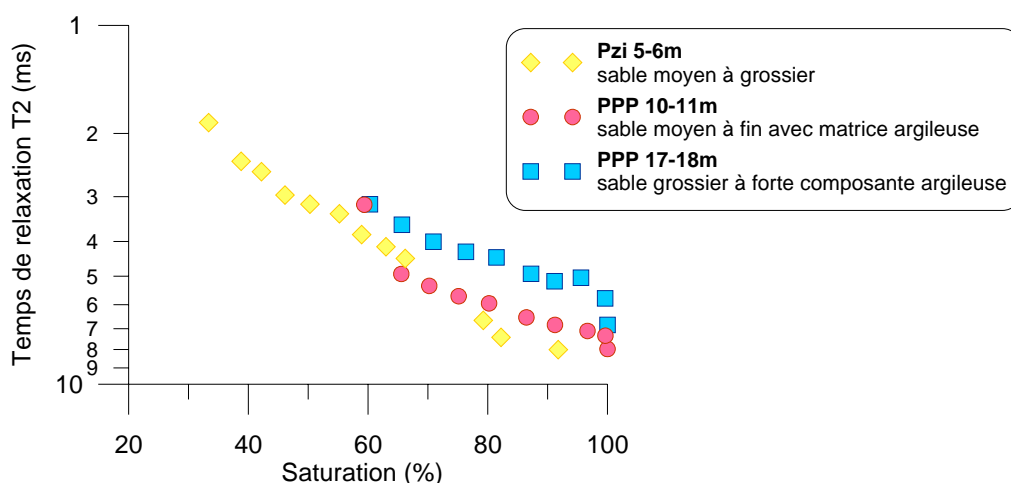


Figure 4-16. Relation entre temps de relaxation et saturation sur trois échantillons de Marcilly

Pour un milieu géologique donné, il existe une relation entre saturation et pression capillaire. Kleinberg (1996) a comparé une courbe de porosimétrie mercure avec une courbe cumulative de distribution de T_2 sur un échantillon de grès. Il a observé que le temps de relaxation T_2 varie de façon similaire à la pression capillaire lorsque la saturation de l'échantillon change (Figure 4-17). Dans ces conditions, il serait possible d'estimer la pression capillaire à partir du temps de relaxation après un processus de calibration.

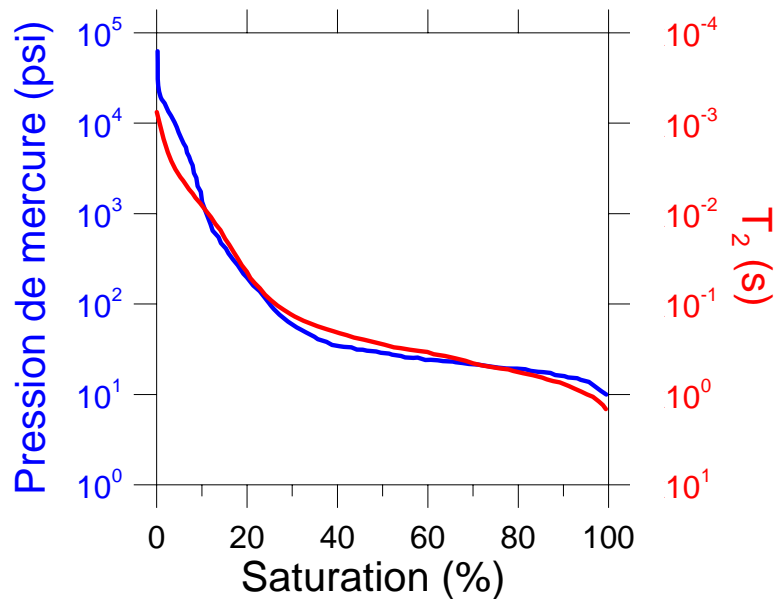


Figure 4-17. Comparaison d'une porosimétrie mercure et d'une courbe cumulative de T_2 (Kleinberg, 1996)

- **Particularité de la craie**

La matrice crayeuse est caractérisée par une porosité très fine et très homogène. En conséquence la pression d'entrée d'air est élevée (Figure 4-18) et la matrice poreuse reste pratiquement saturée même pour des succions élevées (jusqu'à -1000 hPa). Sur le terrain, la pression capillaire n'atteint pratiquement jamais la pression d'entrée d'air et la matrice poreuse est pratiquement toujours saturée (cf. Chapitre 2).

La question se pose alors de savoir si dans de telles conditions de saturation, le temps de relaxation va aussi être lié à la pression capillaire. Ou bien faut-il une désaturation significative des échantillons pour diminuer le temps de relaxation ?

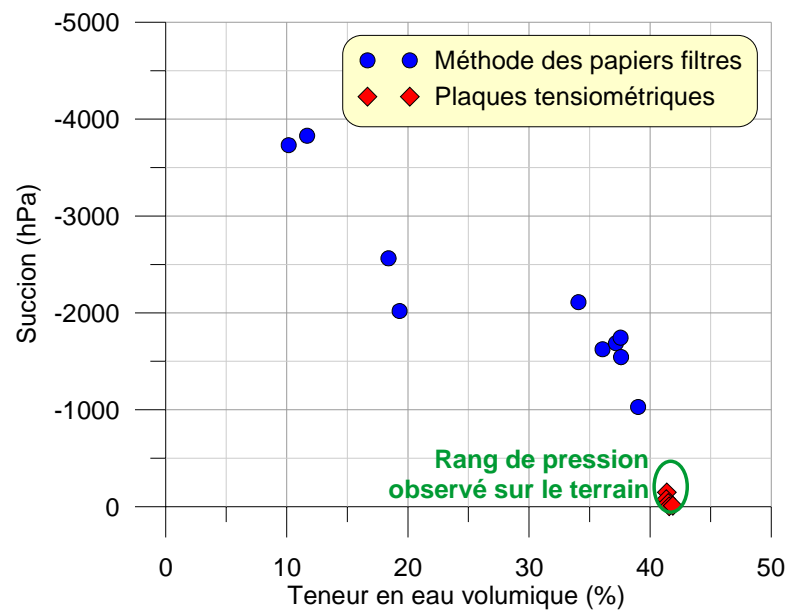


Figure 4-18. Courbe de rétention dans la craie

(Mesure réalisée par le laboratoire d'ANTEA sur des échantillons de Warloy-Baillon)

4.2.2. Mesures en laboratoire

- **Echantillons tel qu'in situ**

L'ensemble des résultats des mesures RMN qui ont été réalisées sur les échantillons de Warloy-Baillon préservés tant que possible dans des conditions telles qu'in situ, ainsi que les mesures effectuées par le laboratoire d'ANTEA de teneur en eau par pesée, sont présentées sur la Figure 4-19 et la Figure 4-20.

Comme attendu, les teneurs en eau RMN sont tout à fait semblables aux mesures par pesée (Figure 4-19 droite) et sont proches de la saturation (~ 40%) sur l'ensemble du profil. Font exception certaines valeurs mesurées en mars 2005 sur le forage P4 pour lesquelles un problème de paramétrisation du spectromètre avait été rencontré qui a été réglé par la suite.

La répétition des mesures des échantillons du forage P4 a montré que le paraffinage est une méthode efficace pour conserver les échantillons : exceptés pour quelques échantillons dont la paraffine s'est fissurée, les teneurs en eau et temps de relaxation n'ont pratiquement pas évolué entre mars et novembre sur les échantillons de ce forage P4. En revanche, l'emballage dans des membranes n'est pas suffisant pour préserver durablement les échantillons.

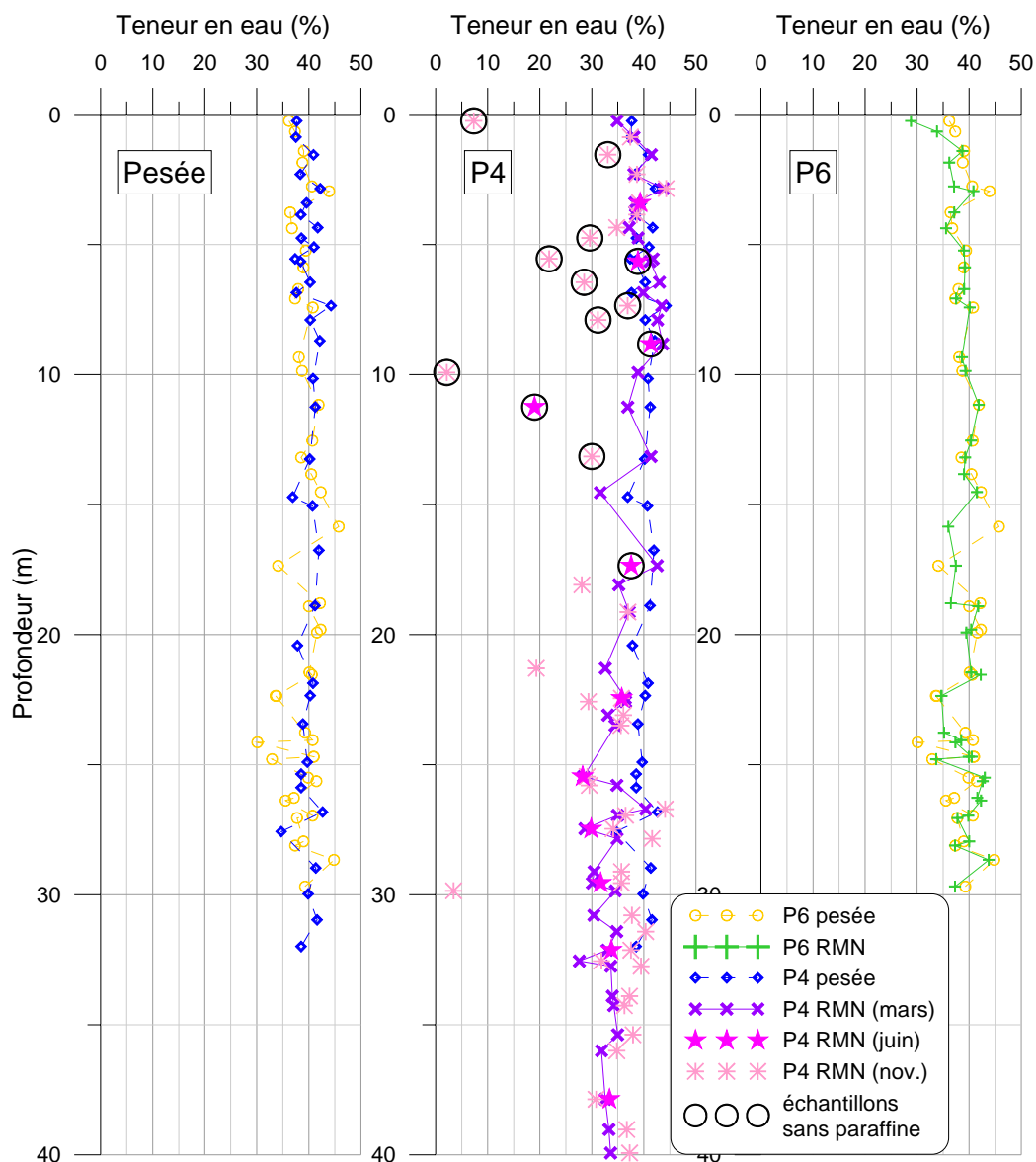


Figure 4-19. Mesures de teneur en eau sur les échantillons de Warloy-Baillon

Les temps de relaxation T2 (Figure 4-20) montrent une augmentation relativement régulière jusqu'à 30 m de profondeur (niveau approximatif du niveau piézométrique). Vers 32 m de profondeur (en concordance avec un changement géologique), on observe une diminution brutale du temps T2.

Au moment des forages, les tensiomètres n'étaient pas encore installés et il n'est pas possible de comparer ces résultats avec des profils de pression. Cependant, il est à noter que malgré une baisse du niveau piézométrique d'environ 2 m entre mars et novembre (date respective des forages P4 et P6), les mesures RMN sur les échantillons de P6 ne montrent pas de variations significatives par rapport aux échantillons du forage P4 situé à quelques mètres. En particulier les deux profils de temps de relaxation T2 sont bien

similaires. Ainsi les variations probables des conditions hydriques dans la matrice poreuse n'ont pas été détectées par les mesures en laboratoire.

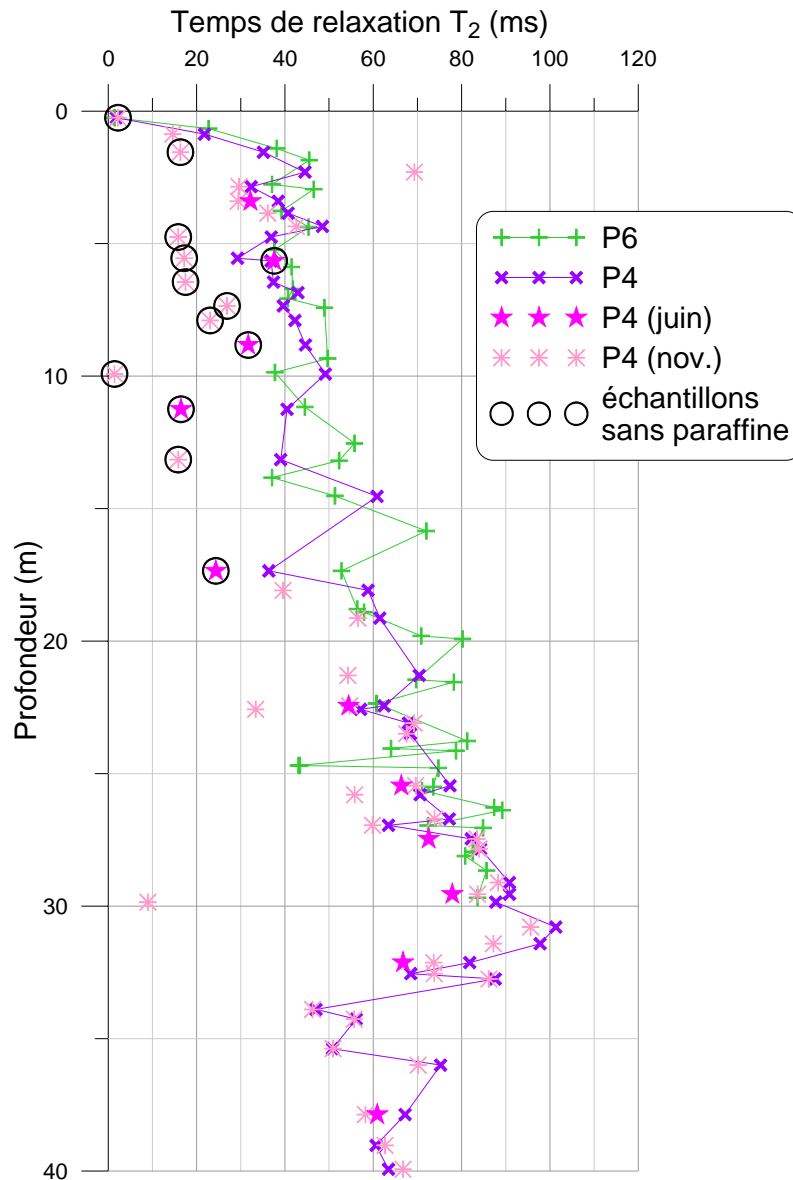


Figure 4-20. Temps de relaxation T_2 mesurés sur les échantillons de Warloy-Baillon

- **Echantillons à pression contrôlée**

La saturation et les temps de relaxation T_1 et T_2 sont représentés dans la Figure 4-21 en fonction de la pression capillaire imposée dans les cellules de Richards. Il apparaît que pour des succions inférieures à -2000 hPa, les échantillons restent pratiquement saturés (saturation $> 90\%$). Dans cette gamme de pression, les temps de relaxation ont tendance à diminuer avec la pression. Le temps de relaxation T_2 varie d'environ 6 ms et le temps T_1 de 9 ms sur l'ensemble de la gamme de pression où la saturation est constante.

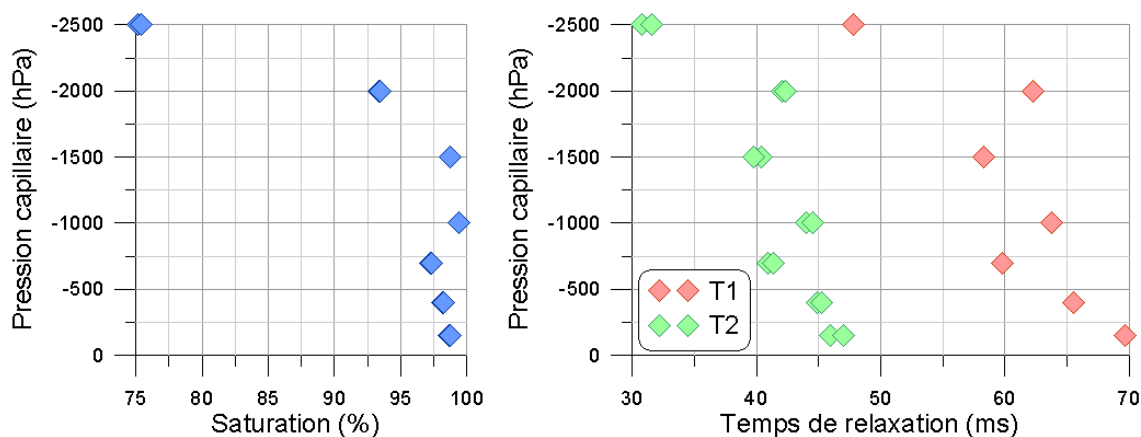


Figure 4-21. Variation de la saturation et des temps de relaxation avec la pression capillaire

De telles variations seront difficiles à mettre en évidence sur le terrain étant donnée la précision de la mesure RMP. Cependant, les fissures ne sont pas échantillonnées alors qu'il est probable qu'elles jouent un rôle important à la fois sur le comportement hydrique de la ZNS et sur le signal RMP de terrain.

Les variations de temps de relaxation en fonction de la pression ne peuvent pas expliquer les variations observées le long du profil où le temps de relaxation T2 varie de 40 ms et T1 de 60 ms depuis la surface jusqu'à la nappe.

- **Mesures complémentaires**

Les variations de susceptibilité magnétique mesurée sur des portions d'échantillons utilisés pour la RMN sont faibles. Mais on observe que les susceptibilités varient dans le même sens que les temps de relaxation T2 (Figure 4-22). Etant donné que ces valeurs de susceptibilité sont particulièrement faibles, il est vraisemblable que ce ne soit pas la susceptibilité magnétique qui influence directement le temps de relaxation. Mais la susceptibilité magnétique peut varier à cause de changement lithologique (i.e. teneur en argile) qui influencent aussi les temps de relaxation T2. Cette hypothèse n'a pas pu être vérifiée par les mesures BET qui n'ont pas été réalisées sur l'ensemble de la gamme de variation de T2 (Figure 4-23).

Il est toutefois probable que les variations des temps de relaxation en profondeur soient dominées par des changements lithologiques. Cela n'empêchera pas d'observer des variations temporelles liées à des changements de conditions hydriques.

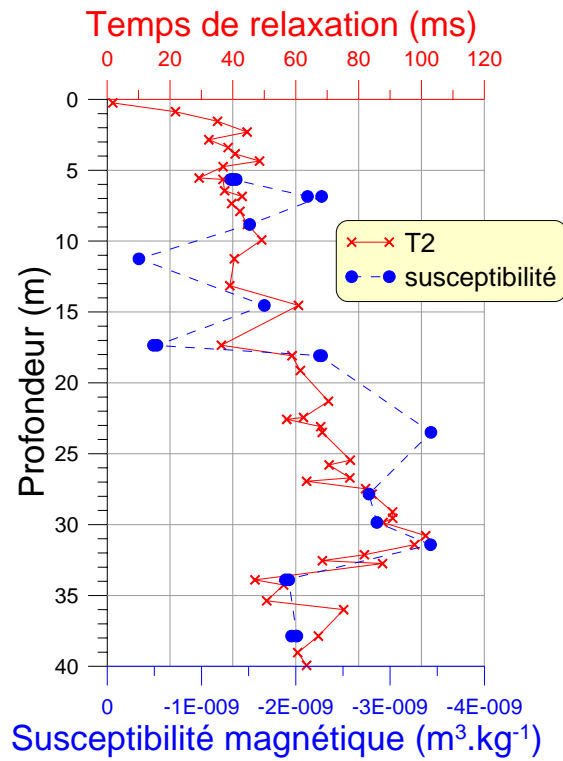


Figure 4-22. Susceptibilité magnétique massique et temps de relaxation T2 en fonction de la profondeur sur le forage P4

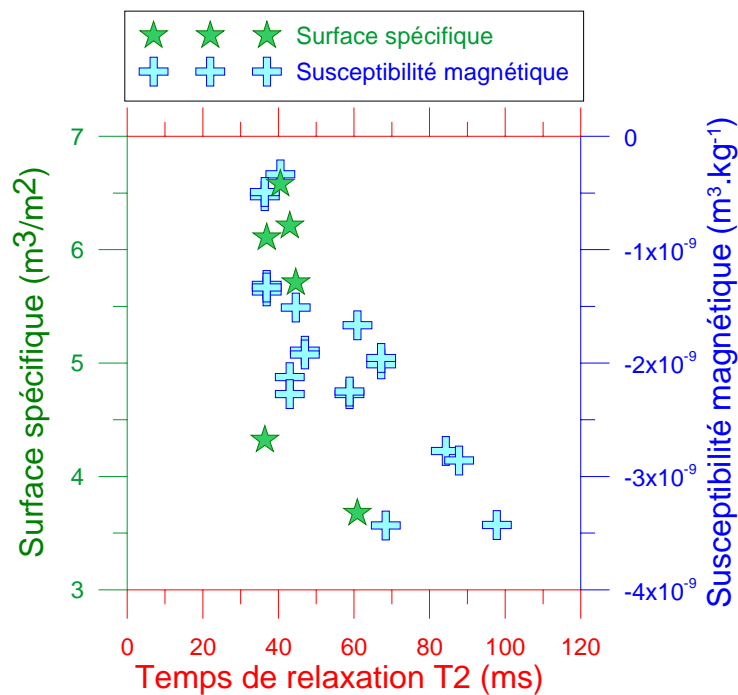


Figure 4-23. Surface spécifique et susceptibilité magnétique massique en fonction du T2 sur des échantillons du forage P4

Coefficient de corrélation entre la susceptibilité magnétique et T2 : -82%

4.2.3. Mesures RMP à l'échelle pluri décimétrique

- **Profil de teneur en eau**

Sur le site de Warloy-Baillon, les sondages RMP inversés montrent systématiquement des teneurs en eau et des temps de relaxation qui augmentent depuis la surface jusqu'à la nappe. Les résultats de ces sondages RMP sont comparés aux mesures RMN de laboratoire sur la Figure 4-24. Les temps de relaxation sont similaires en laboratoire et sur le terrain (cf. explications § 4.1.1). L'augmentation des temps de relaxation avec la profondeur pourrait être corrélée avec la pression capillaire, mais d'après les mesures en laboratoire il est plus probable qu'elle soit liée à des changements géologiques.

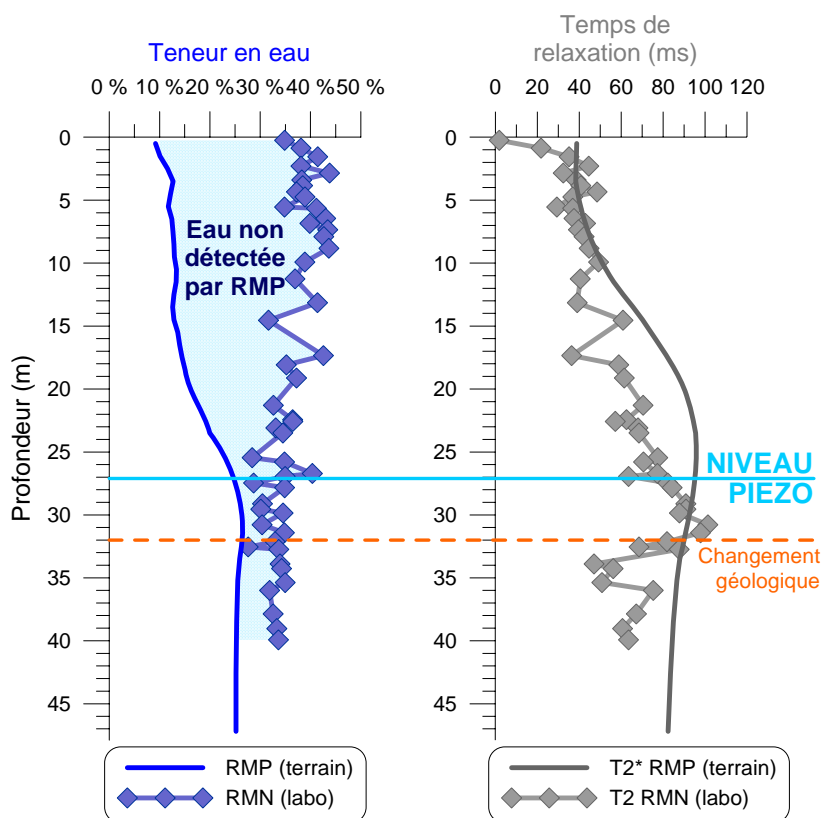


Figure 4-24. Profil de teneur en eau RMP et de temps de relaxation à Warloy-Baillon

A cause du temps mort instrumental, une partie de l'eau n'est pas détectée par RMP. Cette quantité d'eau manquante diminue avec la profondeur lorsque le temps de relaxation $T2^*$ augmente (Figure 4-24). A priori, les temps de relaxation $T2^*$ courts sont plus affectés par le temps mort instrumental que les $T2^*$ longs. Une modélisation numérique a montré (Figure 4-25) que des temps de relaxation qui augmentent avec la profondeur peuvent expliquer l'augmentation de la teneur en eau détectée par RMP. Dans ce modèle, un profil

de teneur en eau pratiquement constant comme le modèle théorique de la craie donne un profil de teneur en eau RMP en accord avec les mesures de terrain à Warloy-Baillon.

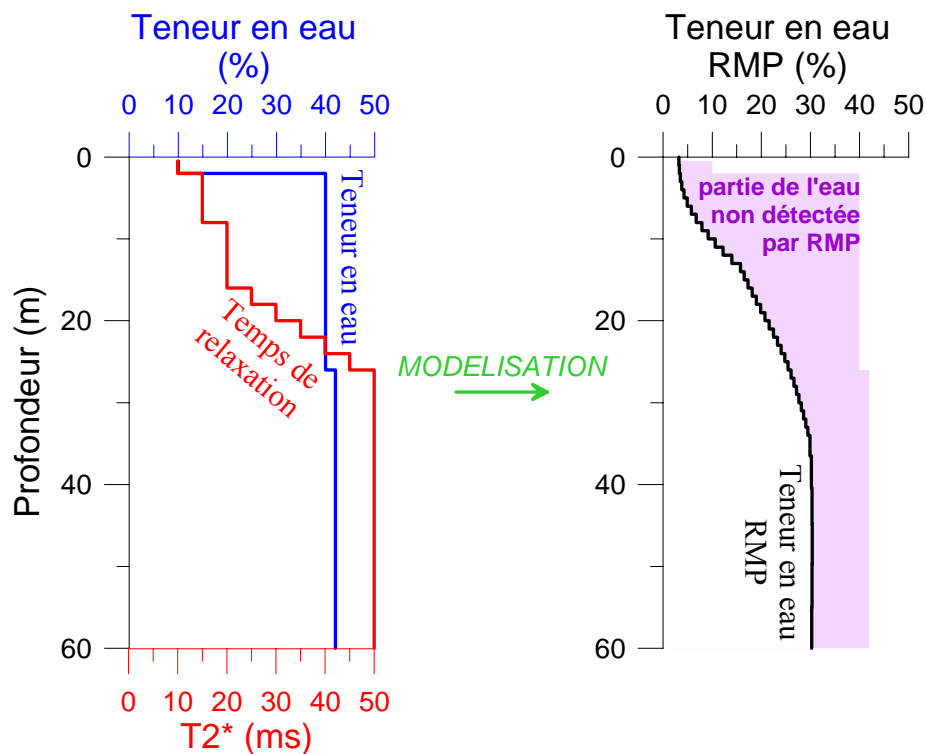


Figure 4-25. Effet de l'augmentation du $T2^*$ sur la teneur en eau RMP

- **Evolution dans le temps**

Entre octobre 2002 et août 2003, des sondages RMP avaient été répétés tous les mois sur un site situé dans la commune de Warloy-Baillon à environ 2 km du site expérimental actuel (Boucher, 2003 ; Baltassat et *al.*, 2004). L'objectif était de savoir si les variations des conditions hydriques au cours d'une année pouvaient être détectées et quantifiées par la méthode RMP. Lors de la recherche d'un site expérimental propice à l'étude de la ZNS en juillet 2004, une mesure a été refaite sur ce site (Baltassat et Girard, 2005).

Le suivi a montré (Figure 4-26 haut) des variations d'amplitude RMP légèrement supérieures à l'incertitude de mesure. Ces variations semblent relativement cohérentes avec les informations hydrogéologiques régionales (Figure 4-26 bas) : augmentation du stock d'eau en automne et diminution au printemps. Mais les variations observées sont à la limite de détection de la méthode RMP. Un prototype d'instrument de mesure est actuellement en développement pour réduire le temps mort avant le début de l'enregistrement du signal RMP et ainsi améliorer l'estimation de l'amplitude initiale.

De plus, les mesures RMP nécessitent d'être calibrées avec des mesures hydrogéologiques précises et sur le même site. Pour cette raison le monitoring a été repris sur le site actuel de Warloy-Baillon et des mesures sont effectuées lorsque les conditions de saturations (suivies par les tensiomètres) sont extrêmes. Les premiers résultats ne montrent pas de variations significatives et cohérentes du signal RMP lorsque les conditions de saturation changent (Baltassat *et al.*, 2007). Il est probable que l'incertitude ait été sous-estimée pour le suivi de 2002-2003. La méthode RMP n'est donc pas suffisamment précise pour suivre les conditions de saturations de la ZNS.

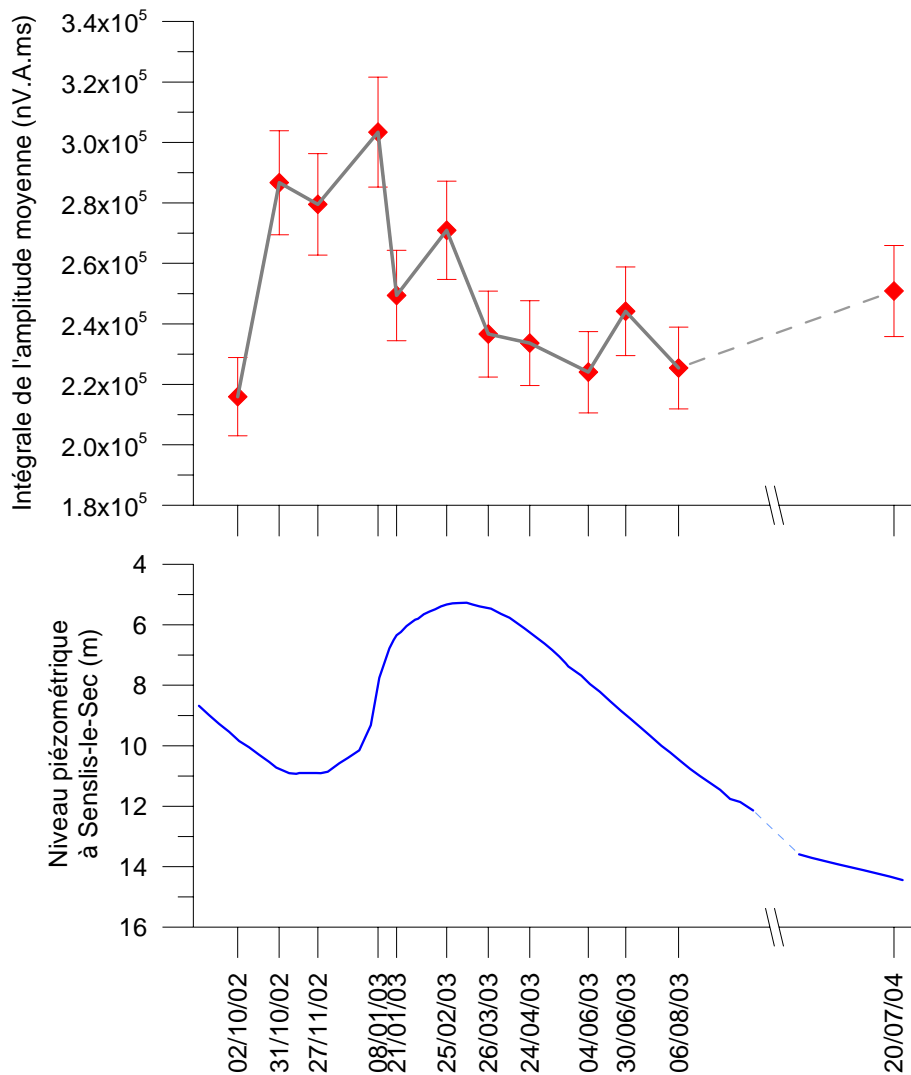


Figure 4-26. Monitoring RMP à Warloy-Baillon Nord entre octobre 2002 et août 2003

4.3. Synthèse du chapitre

La calibration de la teneur en eau RMP par des mesures sur échantillon est une opération délicate à cause des problèmes de représentativité de l'échantillon mais aussi de champ magnétique utilisé. Cependant les mesures en laboratoire permettent de mieux évaluer les paramètres qui influencent le signal de résonance magnétique. Par exemple, une relation entre temps de relaxation et pression capillaire a pu être observée. Cette relation ne peut toutefois pas être utilisée sur le terrain en contexte crayeux, étant donné l'incertitude sur la teneur en eau RMP et les faibles changements de conditions hydriques attendus dans la zone non saturée.

A cause du problème d'équivalence, la teneur en eau estimée par RMP est sujette à une incertitude importante. Il est possible d'améliorer la précision en apportant dans l'inversion une information complémentaire sur l'épaisseur ou la profondeur du mur de l'aquifère. Une telle information peut être obtenue soit d'après une connaissance précise de la géologie, soit par des mesures géophysiques telles que les méthodes électriques et électromagnétiques. Un couplage de la méthode RMP avec des sondages TDEM a montré par exemple des résultats très satisfaisants au Niger.

La formule empirique pour estimer la transmissivité a pu être validée sur un nouveau jeu de données au Niger. Une fois calibrés, les résultats des sondages RMP (plus nombreux que les mesures par essais de pompage) ont permis d'avoir une gamme de valeur de la transmissivité fiable et représentative de l'ensemble de la zone étudiée. Il s'est avéré que la modélisation hydrodynamique déjà réalisée (Massuel, 2005) a surestimé la variabilité spatiale des transmissivités et sans doute aussi la gamme de porosité de drainage. Maintenant que ce problème est diagnostiqué, il serait intéressant de reprendre la modélisation en imposant la gamme de paramètre (T et S_y) issue des résultats RMP, et ce afin d'estimer quantitativement la recharge.

Conclusion générale

Synthèse des résultats

Travaux réalisés aux cours de la thèse

Quatre sites ont été étudiés avec des méthodes géophysiques (sondage RMP, panneau électrique, sondage TDEM), des essais de pompages, et des mesures sur échantillon. Ces sites représentent des contextes hydrogéologiques variés : aquifères captifs sableux pour le site de Marcilly-en-Villette (Loiret), aquifère libre de grès peu consolidé pour le site du Niger, aquifère crayeux avec une importante zone non saturée pour le site de Warloy-Baillon (Somme) et aquifère karstique pour le site de Poumeyssens (Lot).

La réponse RMP dans des contextes correspondant aux conditions des sites étudiés a été modélisée numériquement afin de mieux comprendre et quantifier les paramètres physiques et hydriques du milieu poreux qui influencent le signal RMP.

Une méthodologie de mesure et un algorithme d'interprétation pour étudier les contextes 2D et 3D dont en particulier les milieux karstiques ont été développés.

Des échantillons ont été prélevés et étudiés en laboratoire par des mesures RMN (avec le spectromètre de l'Université de Berlin) et des mesures IRM (à l'Université de Bordeaux). Ces échantillons ont aussi été étudiés avec des mesures classiques en hydrogéologie (méthodes de pesée en particulier).

L'ensemble des mesures permet de confronter les résultats de différentes méthodes et ainsi de mieux comprendre les observations de terrain. Tous les résultats obtenus en laboratoire et sur le terrain ont été comparés entre eux. Cette analyse permet de séparer les effets de la géologie, des problèmes liés au changement d'échelle sur le signal RMP.

Les résultats géophysiques (TDEM et RMP) ont été comparés à ceux obtenus par la modélisation hydrodynamique du bassin du kori de Dantiandou au Niger. La possibilité d'intégration des données RMP dans la modélisation hydrogéologique a été étudiée.

Résultats obtenus

Dans un milieu tabulaire, la précision de résolution du toit des aquifères saturés (niveau piézométrique pour les aquifères libres et transition avec la couverture perméable pour les aquifères captifs) varie avec la profondeur, dépend de la taille de boucle et des conditions de bruit électromagnétique. Elle est meilleure proche de la surface et se dégrade progressivement en profondeur. Les modélisations, confirmées par une étude de terrain au Niger, ont montré que les sondages RMP détectent le toit des aquifères avec une précision de l'ordre de quelques mètres (chapitre 3). La résolution du niveau piézométrique peut être affectée par la présence d'une zone non saturée avec des teneurs en eau importantes. Mais une calibration par des mesures en forage permet d'éviter la confusion entre zone non saturée et zone saturée. A cause d'un problème d'équivalence entre teneur en eau et épaisseur de l'aquifère saturé, la profondeur du mur de l'aquifère est souvent mal définie, surtout lorsque l'aquifère est profond. Sans information a priori, l'estimation de l'épaisseur de l'aquifère par RMP peut facilement varier du simple au double en entraînant une variation de la teneur en eau dans le sens opposé. Cette limitation de résolution est imposée par la nature intégrative de la mesure RMP.

Un profil RMP au dessus du conduit karstique de Poumeyssens situé à 17 m de profondeur et qui mesure 40 m² de section a permis de valider l'outil de modélisation 2D/3D du signal RMP (chapitre 3-2). Les modélisations ont permis d'établir que si la direction du profil déviait de moins de 30° par rapport à la direction perpendiculaire au conduit karstique, alors l'erreur sur la localisation d'un tel conduit n'est pas dramatique compte tenu de sa largeur (erreur inférieure à 1,5 m sur la position). Par ailleurs, il a été montré par modélisation numérique et par l'expérience de terrain que si les variations latérales des propriétés hydrodynamiques sont progressives, une interpolation des résultats d'inversion 1D est suffisante.

Les mesures sur échantillon avec l'appareillage RMN et IRM ont mis en évidence que pour des contextes géologiques où la susceptibilité magnétique est très faible (typiquement de la craie ou du calcaire avec une susceptibilité de l'ordre de 10⁻⁶ SI) les temps de relaxation mesurés en laboratoire et sur le terrain sont très proches. Lorsque la susceptibilité magnétique est plus élevée (typiquement des sables et des argiles avec une susceptibilité de l'ordre de 10⁻⁴ SI), les temps de relaxation mesurés en laboratoire sont 10 fois plus faible

que ceux mesurés sur le terrain avec l'appareillage RMP. Cette différence a été expliquée par la différence de champ statique utilisé par les différents appareils.

Il a pu être montré sur échantillon qu'une corrélation existe entre la pression de l'eau et le temps de relaxation du signal RMN (chapitre 4-2). Cependant, l'expérience en laboratoire et sur le terrain a démontré que même si cette corrélation existe, il n'est pas possible de l'utiliser sur le terrain pour estimer la pression capillaire en contexte crayeux étant donné la précision de l'équipement RMP disponible. Le problème est en partie lié au fait que les variations naturelles de saturation dans la craie s'éloignent peu des conditions de saturation totale et que les temps de relaxation du signal RMP sont presque constants dans cette gamme de variation de la saturation.

A partir des sondages RMP, il est possible d'estimer la transmissivité des aquifères par une formule empirique. Cette formule doit être calibrée dans chaque nouveau contexte géologique. La précision de la formule empirique est liée au nombre de cas où elle est vérifiée. L'acquisition de données dans de nouveaux contextes géologiques est l'occasion de renforcer continuellement la validité de cette formule. Ainsi au cours de la thèse, la formule empirique a été appliquée avec succès à un nouveau jeu de données acquis au Niger (chapitre 4-1). Après calibration, les transmissivités estimées par RMP sont dans la gamme d'incertitude des transmissivités estimées par essai de pompage.

Pour améliorer la précision des propriétés hydrodynamiques estimées par RMP, de nouvelles méthodologies d'acquisition et d'interprétation des données ont été développées au cours de la thèse. Ces méthodologies sont à utiliser en fonction du contexte hydrogéologique et de la problématique à résoudre :

- Une solution pour mieux définir la géométrie des aquifères consiste à coupler la méthode avec une autre méthode géophysique comme le TDEM. Une étude de terrain au Niger démontre bien l'utilité d'une approche combinée RMP et TDEM en contexte sablo-argileux (chapitre 3-1). Dans cet exemple, le toit de l'aquifère ne peut pas être détecté par le TDEM car le contraste de résistivité entre les zones saturée et non saturée est trop faible. Au contraire, le substratum argileux de l'aquifère est localisé avec une précision d'ordre métrique par le TDEM. Dans ce cas les deux méthodes géophysiques sont bien complémentaires.
- Si les hétérogénéités des aquifères ont une dimension inférieure à la taille de la boucle (typiquement un conduit karstique), l'inversion des résultats doit prendre en compte les

effets 2D/3D. Une méthodologie spécifique doit alors être utilisée. Dans le cas particulier d'aquifères karstiques, un conduit (ou une cavité) rempli d'eau peut, dans des conditions favorables, être localisé avec précision en réalisant plusieurs sondages RMP avec une boucle émission/réception coïncidente et en utilisant une méthode d'inversion 3D ;

- Une solution pour améliorer l'interprétation des sondages RMP consiste à comparer les résultats de ces sondages RMP avec des mesures RMN en laboratoire basées sur le même principe physique (ces mesures ont par exemple permis de mettre en évidence la relation entre pression capillaire et temps de relaxation).

L'utilisation dans des modélisations hydrodynamiques de résultats RMP (éventuellement complétés par une autre méthode géophysique) se faisait jusqu'à présent essentiellement de manière qualitative, la principale application étant la délimitation de zones plus ou moins poreuses et/ou transmissives. Au cours de la thèse, une méthodologie a été proposée pour utiliser les sondages RMP de manière quantitative dans une modélisation hydrodynamique : les porosités et transmissivités mesurées par RMP peuvent restreindre la gamme de valeurs à utiliser en paramètres d'entrée du modèle (chapitre 4-1). L'application de cette méthodologie reste à faire.

Perspectives

Deux axes de recherches sont à développer pour améliorer la précision des résultats obtenus par sondage RMP : le développement instrumental et l'amélioration de l'interprétation d'un point de vue hydrogéologique.

Développements instrumentaux

Un nouvel appareil est actuellement en développement pour réduire le temps mort instrumental, actuellement de 40 ms avec l'appareil standard. Un prototype avec un temps mort de 12 ms a été testé pendant la thèse. Il devrait permettre d'améliorer la qualité des mesures dans les milieux où les temps de relaxation sont de l'ordre de 40 à 100 ms (par ex. pour la ZNS dans la craie). Cependant, la réduction du temps mort à 12 ms ne sera pas suffisante pour étudier les aquifères dans des roches magnétiques. Une alternative pour mesurer du signal RMP dans ce type de contexte est la séquence de spin-echo déjà utilisé en laboratoire (chapitre 1-3) et qu'il faut adapter aux mesures de terrain.

Une des principales limitations de la méthode reste le bruit électromagnétique ambiant. Dans de nombreux cas, la méthode ne peut pas être utilisée et en particulier dans des zones périurbaines dans lesquelles, pourtant, les besoins en eau sont importants. Il est donc nécessaire d'améliorer le filtrage du bruit. Les mesures avec une boucle de compensation réalisées pendant la thèse ont montré l'efficacité d'un filtrage analogique (chapitre 3-2). Un appareil de mesure multivoies qui ouvre de nouvelles perspectives pour le filtrage numérique sera bientôt développé. Cela devrait permettre d'améliorer le rapport signal/bruit dans de nombreuses situations et d'accéder à de nouvelles zones de travail. De plus, cet appareil multivoies pourra être utilisé pour améliorer la résolution des résultats obtenus sur des cibles 2D ou 3D en réalisant des mesures RMP avec une boucle d'émission et plusieurs boucles de réception (Hertrich, 2004).

Amélioration de l'interprétation hydrogéologique

Les principes de discrimination par la mesure RMP des différents types d'eau (eau liée, eau capillaire, eau gravitaire) n'ont pas pu être clairement exprimés au cours de la thèse à cause du problème de champ magnétique statique qui est différent entre les mesures en laboratoire et sur le terrain et qui peut modifier drastiquement les temps de relaxation dans certains cas (chapitre 4-1). Une solution pour résoudre ce problème consisterait à réaliser des mesures sur échantillon avec un appareil qui utilise le champ magnétique terrestre comme pour les mesures de terrain. L'idéal serait d'avoir un seul appareil de mesure capable de travailler à différentes échelles (de l'échantillon à l'échelle hectométrique) afin que le même temps mort, et le même filtrage soient appliqués à chaque type de mesure. Cependant, les problèmes de représentativité de l'échantillon et de changement d'échelle se poseront toujours.

Le coefficient d'emménagement est rarement estimé par essai de pompage faute de piézomètres d'observation. En conséquence peu de données sont disponibles pour calibrer l'estimation du coefficient d'emménagement par RMP (chapitre 4-1). De nouvelles comparaisons entre coefficient d'emménagement et paramètres RMP doivent être effectuées pour espérer établir une relation empirique aussi robuste que celle qui permet d'estimer la transmissivité d'un aquifère à partir des paramètres RMP.

Enfin, de nouveaux efforts doivent être faits pour intégrer au mieux les résultats géophysiques, et en particulier RMP dans la modélisation hydrodynamique à l'échelle du

bassin versant. En particulier, la méthodologie proposée pour le bassin versant au Niger reste à appliquer.

Valorisation

Les travaux réalisés au cours de cette thèse ont fait l'objet des publications et communications suivantes :

Publication dans des revues à comité de lecture

- 2005** Girard J.F., Legchenko A., **Boucher M.** (2005). Stability of MRS signal and estimating data quality, *Near Surface Geophysics*, 3, 187-194.
- 2006** **Boucher M.**, Girard J.F., Legchenko A., Baltassat J.M., Dörfliger N., Chalikakis K. (2006) - Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit, *Journal of Hydrology*, 330, 413-421
- 2007** Girard J.F., **Boucher M.**, Legchenko A., Baltassat J.M. (2007) - 2D Magnetic Resonance Tomography applied to karstic conduit imaging, *Journal of Applied Geophysics (accepted)*
- 2007** Vouillamoz J.M., Favreau G., Massuel S., **Boucher M.**, Nazoumou Y., Legchenko A. (2007) - Contribution of MRS to a better estimation of aquifer recharge: preliminary results in Niger, *Journal of Applied Geophysics (accepted)*
- 2007** Legchenko A., Ezersky M., Girard J.F., Baltassat J.M., **Boucher M.**, Camerlynck C., Al-Zoubi A. (2007) - Interpretation of MRS measurements in rocks with high electrical conductivity, *Journal of Applied Geophysics (accepted)*
- 2007** Girard J.F., Legchenko A., **Boucher M.**, Baltassat J.M. (2007) - Numerical study of the variations of magnetic resonance signal caused by the non horizontal topography, *Journal of Applied Geophysics (accepted)*

Communications à des colloques

- 2004-1.** **Boucher M.**, Girard J.F. (2004) Numerical study of the potential of Magnetic Resonance Soundings applied to localisation of karst aquifer. *16^{ème} Réunion des Sciences de la Terre, 20-25 Septembre, Strasbourg, France, poster RSTGV-A-00416, <http://www.cosis.net/abstracts/RSTGV/00416/RSTGV-A-00416.pdf>*
- 2004-2** Girard J.F., **Boucher M.**, Baltassat J.M., Legchenko.A., Chalikakis.K. (2004) Application de la RMP à la localisation des réseaux karstiques. *Journées AGAP. Qualité, 27-28 octobre, Lyon, France*
- 2005-1.** **Boucher M.**, Chalikakis K., Baltassat J.M. Legchenko A., Girard J.F. (2005) Localization of a karst conduit using 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, CD ROM edition.*

- 2005-2.** Girard J.F., **Boucher M.**, Legchenko A., 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, CD ROM edition.*
- 2005-3.** **Boucher M.**, Girard, J.F., Legchenko A., Baltassat J.M (2005) Comparaison de mesures RMN sur échantillons et de Sondages par Résonance Magnétique sur le site test de St Cyr en Val (Loiret). *5^{ème} colloque GEOFCAN, 20-21 septembre 2005, Orléans, France, pp. 27-30.*
- 2005-4.** Girard J.F., **Boucher M.**, Legchenko A., Baltassat J.M. (2005) Modélisation de Sondages par Résonance Magnétique au-dessus d'une structure 3D et application à la détection d'une cavité karstique. *5^{ème} colloque GEOFCAN, 20-21 septembre, Orléans, France, pp. 31-34.*
- 2005-5.** Chalikakis K., Guérin R., **Boucher M.** (2005) Etude par mise-à-la masse d'un conduit karstique près de Rocamadour (Lot, France). *5^{ème} colloque GEOFCAN, 20-21 septembre, Orléans, France, pp. 91-94.*
- 2005-6** Guérin R., Baltassat J.M., Legchenko A., Girard J.F., Chalikakis K., **Boucher M.**, Doerfliger N., Plagnes V. (2005) Description géopHYsique de KARst par la méthode de résonance magnétique des protons (RMP): (projet HYKAR). *Colloque de restitution scientifique ECCO, 5-7 décembre, Toulouse, France.*
- 2005-7** Legchenko A., Girard J.F., Descloitres M., Baltassat J.M., Vouillamoz. J.M., **Boucher M.** (2005) Reconstitution de la distribution de l'eau dans le proche sous-sol au travers de mesures RMP (projet METREAU). *Colloque de restitution scientifique ECCO, 5-7 décembre, Toulouse, France.*
- 2006-1** Girard J.F., Baltassat J.M., **Boucher M.** (2006) Imagerie et caractérisation des aquifères à l'aide de sondages par résonance magnétique protonique : une méthode directe de détection de l'eau souterraine. *Colloque Eau et Territoires, ENS - Lettres et Sciences Humaines, 9-10 janvier, Lyon, France.*
- 2006-2** Girard J.F., Baltassat J.M., **Boucher M.**, Legchenko A., Bernard J., Vouillamoz J.M. (2006) Le sondage par résonance magnétique protonique : une méthode non invasive pour caractériser les aquifères. *3^{ème} colloque maghrébin de géophysique appliquée, 11-13 mai, Oujda, Maroc.*
- 2006-3** **Boucher M.**, Baltassat J.M., Girard J.F., Lachassagne P., Legchenko A. (2006) Experimental study on the accuracy of the specific yield estimation obtained from Magnetic Resonance Soundings. *International symposium Darcy 2006 - Aquifers Systems Management, 30th May-1st June, Dijon, France, Poster DARCY-49, CD ROM edition.*
- 2006-4** Girard J.F., Baltassat J.M., **Boucher M.**, Legchenko A., Vouillamoz J.M. (2006) Aquifers imagery and permeability estimation using proton Magnetic Resonance Soundings. *International symposium Darcy 2006 - Aquifers Systems Management, 30th May-1st June, Dijon, France, Communication DARCY-122, CD ROM edition.*
- 2006-5** **Boucher M.**, Baltassat J.M., Legchenko A., Girard J.F, Amraoui N. (2006) MRS applied to the estimation of the negative pressure of water in chalk above the static water level. *3rd International Workshop on the Magnetic Resonance Sounding method: A reality in applied hydrogeophysics, 25-27 October, Madrid, Spain, (ISBN 84-7840-644-1), pp. 81-84.*

- 2006-6** Girard J.F., Legchenko A., **Boucher M.**, Baltassat J.M. (2006) Topographic effects on MRS results. 3rd *International Workshop on the Magnetic Resonance Sounding method: A reality in applied hydrogeophysics, 25-27 October, Madrid, Spain, (ISBN 84-7840-644-1), pp. 29-32.*
- 2006-7** Vouillamoz J.M., Favreau G., Massuel S., **Boucher M.**, Nazoumou Y., Legchenko A. (2006) Contribution of MRS to a better understanding of aquifer recharge: preliminary results in Niger. 3rd *International Workshop on the Magnetic Resonance Sounding method: A reality in applied hydrogeophysics, 25-27 October, Madrid, Spain, (ISBN 84-7840-644-1), pp. 97-100*
- 2007-1** Vouillamoz J.M., Favreau G., Massuel S., **Boucher M.**, Nazoumou Y., Legchenko A. (2007) Usefulness of Magnetic Resonance Soundings to constrain groundwater modelling. 13th *European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, 3-5 September, Istanbul, Turkey (accepted)*
- 2007-2** Favreau G., **Boucher M.**, Descloitres M., Vouillamoz J.M., Massuel S., Nazoumou Y., Legchenko A. (2007) Apport des sondages TDEM et RMP à la définition des paramètres de la modélisation d'un aquifère libre en milieu semi-aride (Niger). 6^{ème} *colloque GEOFCAN, 25-26 septembre, Bondy, France (accepté)*

Autres publications

- 2005 Boucher M.**, Girard J.F., Legchenko A., Baltassat J.M. (2005) - Eléments de méthodologie pour l'étalonnage de mesure de Résonance Magnétique Nucléaire (NMR) avec des données hydrodynamiques. *Rapport final. BRGM/RP-53666-FR, 69 p., 34 fig., 4 tabl., 2 ann.*
- 2005** Girard J.F., **Boucher M.** (2005) - Mesures par Imagerie de Résonance Magnétique (IRM) sur divers échantillons de sol, réalisées au laboratoire de Résonance Magnétique des Systèmes Biologiques (Bordeaux II). *Rapport final. BRGM/RP-54405-FR, 46 p., 29 fig., 2 tab., 1 ann.*
- 2006 Boucher M.**, Favreau G., Massuel S. Vouillamoz J.M. (2006) - Caractérisation hydrogéologique de l'aquifère libre du Continental Terminal 3 (CT3) au Niger par la méthode de Résonance Magnétique Protonique (RMP). *Rapport final BRGM/RP-54746-FR & Rapport IRD, 106 p., 28 fig., 3 tabl., 4 ann.*
- 2007** Baltassat J.M, **Boucher M.**, Girard J.F., Mathieu F., Dupont F. (2007) – Projet INTERREG III A FLOOD1 : Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement des crues – Caractérisation géophysique du site expérimental de Warloy-Baillon. BRGM/RP-55258-FR (en préparation)
- 2007** Girard J.F., Wuilleumier A., **Boucher M.** (2007) - Compte rendu des travaux de forages sur le site de Marcilly-en-Villette. *Rapport BRGM/RP-55345-FR (en préparation)*
- 2007** Descloitres M., Favreau G., Vouillamoz J.M., **Boucher M.** (2007) - Projet hydrogéophysique au Niger - Rapport de mission - Sondages électromagnétiques TDEM réalisés en novembre 2006. *Rapport IRD/BRGM. 123 p.*

Références bibliographiques

- Archie G.E.** (1942) - The electrical conductivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transaction of the Society of Petroleum Engineers of the American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers*. 146: 54-62.
- Astruc J.G., Coustou J.C., Cubaynes R., Galharague J., Lorblanchet M., Marcouly R., Péliissié T. and Rey J.** (1994) - Notice explicative, Carte géol. France (1:50000), Feuille de Gramat (833). Orléans : BRGM, 69 p
- Aubert M., Atangana Q.Y.** (1996) – Self-potential method in hydrogeological exploration of volcanic areas. *Groundwater*. 34: 1010-1016.
- Bakalowicz, M.** (1999) - Connaissance et gestion des ressources souterraines en eaux souterraines dans les régions karstiques. *Guide technique n°3, SDAGE Rhône - Méditerranée - Corse. Agence de l'Eau Rhône - Méditerranées - Corse, Lyon*, 40 p
- Baltassat J.M., Legtchenko A.** (2001) – Caractérisation par Résonance Magnétique Protonique (RMP) des aquifères des aquifères du socle de la région d'Andalatanousy (Madagascar). *BRGM/RP-50900-FR*, 49 p., 9 fig. 3 tabl. 1 ann.
- Baltassat J.M., Mathieu F., Legtchenko A., Mische J.M.** (2001) – Caractérisation des aquifères dans le secteur de Montreuil-sur-Epte (Val d'Oise) par la Résonance Magnétique Protonique (RMP). *BRGM/RP-51360-FR*, 41 p., 21 fig. 4 tabl. 5 ann.
- Baltassat J.M., Legtchenko A.** (2003) – Etalonnage des résultats des sondages de Résonance Magnétique protonique (RMP) avec des données hydrodynamiques, méthodologie mise au point à partir de divers sites de forages hydrogéologiques en Eure-et-Loir dans le Vaucluse et dans la Vienne. *BRGM/RP-52247-FR*, 38p., 14 fig., 4 tabl., 3 ann. (volume séparé)
- Baltassat J.M., Boucher M., Legtchenko A.** (2004) – Essai de suivi temporel des variations des paramètres RMP dans les sous-bassin de l'Hallue et de La Nièvre, bassin de la Somme. Rapport final. *BRGM/RP 52878-FR*, 59 p., 25 fig., 8 tabl., 6 ann.
- Baltassat J.M., Legchenko A., Ambroise B., Mathieu F., Lachassagne P., Wyns R., Mercier J.L., Schott J.J.** (2005) – Magnetic resonance sounding (MRS) and resistivity characterisation of a mountain hard rock aquifer: the Ringelbach Catchement, Vosges Massif, France. *Near Surface Geophysics*. 3 (4) : 267-274.
- Baltassat J.M., Girard J.F.** (2005) – Projet INTERREG III A FLOOD1. Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement des crues : contribution géophysique au choix d'un site expérimental dans le bassin de Somme. *BRGM/RP-53544-FR*, 112 p., 24 fig., 3 tabl., 6 ann.

- Baltassat J.M., Boucher M., Girard J.F., Mathieu F., Dupont F.** (2007) – Projet INTERREG III A FLOOD1 : Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement des crues – Caractérisation géophysique du site expérimental de Warloy-Baillon. BRGM/RP-55258-FR (en préparation)
- Beudoing 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., 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'Ouyse Causse de Gramat (Lot, France) *Hydrogéologie*. 4 : 279-292.
- Bell F.G., Culshaw M.G., Cripps J.C.** (1999) - A review of selected engineering geological characteristics of English Chalk. *Engineering Geology*. 54 : 237-269.
- Binley A., Slater L.D., Fukes M., Cassiani G.** (2005) – Relationship between spectral induced polarization and hydraulic properties of saturated and unsaturated sandstone. *Water Resources Research*. 41 : W12417
- Bosch F.P., Müller I.** (2005) – Improved karst exploration by VLF-EM-gradient survey: comparison with other geophysical methods. *Near Surface Geophysics*. 3 (4) : 299-310.
- Boucher M.** (2003) – Etude de faisabilité de caractérisation de la zone non saturée et d'estimation de la teneur en eau par la méthode RMP. *Rapport de stage de DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géochimie et Géostatistique, Université Paris VI*. 49 p
- Boucher M., Girard J.F., Legtchenko A., Baltassat J.M.** (2005) – Eléments de méthodologie pour l'étalonnage de mesures de Résonance Magnétique Nucléaire (NMR) avec des données hydrodynamiques. *Rapport final BRGM/RP*, 69 p., 34 fig., 4 tabl., 2 ann.
- Boucher M., Girard J.F., Legchenko A., Baltassat J.M., Doerfliger N., Chalikakis K.** (2006a) - Using 2D inversion of magnetic resonance soundings to locate a water-filled karst conduit. *Journal of Hydrology*. 330 (3-4) : 413-421.
- Boucher M., Favreau G., Massuel S., Vouillamoz J.M.** (2006b) - Caractérisation hydrogéologique de l'aquifère libre du Continental Terminal 3 (CT3) au Niger par la méthode de Résonance Magnétique Protonique (RMP). *Rapport final BRGM/RP-54746-FR & Rapport IRD*, 106 p., 28 fig., 3 tabl., 4 ann.
- Brunauer S., Emmet P., Teller E.** (1938) – Adsorption of gases in multimolecular layers. *Journal of American Chemical Society*. 60 : 309-319.
- Bryar T.R., Daughney C.J., Knight R.J.** (2000) - Paramagnetic effects of iron (III) Species on Nuclear Magnetic Relaxation of fluid Protons in porous media. *Journal of magnetic resonance*. 142: 74-85.
- Canet D., Boubel J.C., Soulas E.** (2002) - La RMN – Concepts, méthodes et applications. 2^{ème} édition. Dunot. Paris. 235 p

- Chalikakis K.** (2006) - Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection des ressources en eau dans les milieux karstiques. *Thèse de Doctorat, Université Paris VI*. 212 p
- Chalikakis K., Nielsen M.R., Legchenko A.** (2006) - MRS and TDEM study of glacial sedimentary quifers in central Jutland (Denmark). *3rd International Workshop on the Magnetic Resonance Sounding method: A reality in applied hydrogeophysics, October 25-27, Madrid, Spain, (ISBN 84-7840-644-1) 105-108.*
- Chang D., Vienegar H., Morriss C.** (1997) - Effective porosity, producible fluid and permeability from NMR logging. *The log Analyst*. March-April : 60-72.
- Crampon N., Roux J.C., Bracq P.** (1993) - Hydrogéologie de la craie en France. *Hydrogéologie*. 2 : 81-123.
- de Marsily G.** (1981) - Hydrologie quantitative. *Masson*. Paris. 215 p
- Dahlin T., Zhou B.** (2004) – A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*. 52 : 379-398.
- Dehays H. / BRGM / BURGEAP** (1990) – Programme d’hydraulique villageoise du conseil de l’entente (phases II et II bis). Etude d’implantation et contrôle des travaux de points d’eau. *Rapport final, BRGM / BURGEAP, R31874 / EAU 4S 90*, France.
- Descloitres M.** (1998) – Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : Application à la prospection d’aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (la Réunion). *Thèse de doctorat, Université Paris VI*. 238 p
- Descloitres M., Favreau G., Vouillamoz J.M., Boucher M.** (2007) - Projet hydrogéophysique au Niger - Rapport de mission - Sondages électromagnétiques TDEM réalisés en novembre 2006. *Rapport IRD/BRGM*. 123 p
- Desprez N.** (1971) – Etude des réservoirs aquifères post-Cénomaniens dans les régions Septentrionale et orientale de la Sologne (Loiret, Loir-et-Cher, Cher). *Rapport BRGM 71 SNG 256 BDP*. 56 p
- Doussan C., Jouniaux L., Thony J.L.** (2002). Variations of self potential and saturated water flow with time in sandy loam and clay loam soils. *Journal of Hydrology*. 267 : 173-185.
- Dunn K.J., Latorraca G.A., Bergman D.J.** (1998) – Permeability relation for periodic structures. *Magnetic Resonance Imaging*. 16 (5/6) : 553-556.
- Dunn K.J., Bergman D.J., Latorraca G.A.** (2002) - Nuclear Magnetic Resonance Petrophysical and Logging Applications. *Series: Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration. Vol. 32. Pergamon*. 293 p
- Dzikowski M., Delay F., Sauty J.P., Crampon N., 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 (1-4) : 305-324.

- Eisenlohr L., Bouzelboudjen M., Kiraly L., Rossier Y.** (1997) - Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system. *Journal of Hydrology*. 202 : 244-262.
- Farrar T.C., Becker E. D.** (1971) - Pulse and Fourier transform NMR: *Academic Press, New York*. 118 p
- Favreau G.** (2000) – Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). *Thèse de doctorat, Université de Paris-XI, Orsay*. 353 p
- Favreau G., Leduc C., Marlin C., Dray M., Taupin J.D., Massault M., Le Gal La Salle C., Babic M.** (2002) - Estimate of recharge of a rising water table in semiarid Niger from 3H and 14C modeling. *Ground Water*. 40 (2) : 144-151.
- Favreau G., Leduc C., Marlin C., Guéro A.** (2002) - Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (Sud-Ouest du Niger). A rising piezometric depression in the Sahel (southwestern Niger). *Comptes Rendus Géoscience (Académie des Sciences)*. 334 (6) : 395-401.
- Fleury M., Deflandre F., Godefroy S.** (2001) - Validity of permeability prediction from NMR measurements. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIC - Chemistry*. 4 (11) : 869-872.
- Foley I., Farooqui S.A., Kleinberg R.L.** (1996) - Effect of paramagnetic ions on NMR Relaxation of fluids at solid surfaces. *Journal of Magnetic Resonance, Series A*. 123 : 95-104.
- Gardner C.M.K., Bell J.P., Cooper J.D., Darling W.G., Reeve C.E.** (1991) – Groundwater recharge and water movement in the unsaturated zone. In : *Downing, R.A., Wilkinson, W.B. (eds) Applied Groundwater Hydrology*. Clarendon, Oxford, 54-76
- Ghorbani A.** (2007) – Contribution au développement de la résistivité complexe et à ses applications en environnement. *Thèse de Doctorat, Université Paris VI*. 223 p
- Gigout M., Desprez N.** (1971) - Notice explicative, Carte géologique de France 1/50000 Feuille de La Ferté-St-Aubin (398). *BRGM*.
- Girard J.F., Legchenko A., Boucher M.** (2005) – Stability of MRS signal and estimating data quality. *Near Surface Geophysics*. 3 (3) : 187-194.
- Girard J.F., Baltassat J.M., Gutierrez A., Mouvet C., Legchenko A., Mathieu F., Mieke J.M., Baran N., Morvan X.** (2006) – Contribution of joint used of MRS and ERT to hydrogeological modelling: case study of Montreuil-Sur-Epte basin (France). 3rd *International Workshop on the Magnetic Resonance Sounding method: A reality in applied hydrogeophysics, October 25-27, Madrid, Spain, (ISBN 84-7840-644-1), 101-104*.

- Girard J.F., Legchenko A., Boucher M., Baltassat J.M.** (2007a) - Numerical study of the variations of magnetic resonance signal caused by the non horizontal topography, *Journal of Applied Geophysics* (submitted)
- Girard J.F., Willeumier A., Boucher M.** (2007b) - Compte rendu des travaux de forages sur le site de Marcilly-en-Villette. *Rapport BRGM/RP-55345-FR* (en préparation)
- Goldman M., Rabinovich B., Rabinovich M., Gilad D., Gev I., Schirov M.** (1994) – Application of the integrated NMR – TDEM method in groundwater exploration in Israel. *Journal of Applied Geophysics*. 31 : 27-52.
- Gouez J.M.** (2005) – Modélisation hydrodynamique d'un système caractérisé par des méthodes géophysiques. *Rapport de Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie, parcours Hydrologie Hydrogéologie, Université Paris VI*. 48 p
- Greaves R.J., Lesmes D.P., Lee J.M., Toksöz M.N.** (1996) - Velocity variations and water content estimated from multi-offset, ground penetrating radar. *Geophysics*. 61 : 683-695.
- Guéro A.** (2003) – Etude des relations hydrauliques entre les différentes nappes du complexe sédimentaire de la bordure sud-ouest du bassin des Iullemmeden (Niger). Approches géochimiques et hydrodynamiques. *Thèse de doctorat, Université de Paris-XI, Orsay*. 238 p
- Gutierrez A.** (2005) - 3D geological and hydrogeological description of the Brévilles catchment. *Aquaterra FP6 Project (n° 505428 GOCE). Deliverable HYDRO 2.4*. 29 p.
- Hertrich M.** (2004) – Magnetic Resonance Sounding with separated transmitter and receiver loops for investigation of 2D water content distributions. *Thèse de doctorat, Université Technique de Berlin*. 123 p
- Jackson P.D., Taylor Smith D., Stanford P.N.** (1978) – Resistivity-porosity-particle shape relationships for marine sands. *Geophysics*. 43 (6) : 1250-1268.
- Kenyon W.E., Day P., Straley C. Willemsen J.** (1988) – A three part study of NMR longitudinal relaxation properties of water saturated sandstones. *Society of petroleum Engineers*. 3 : 622-636.
- Kenyon W. E., Kolleny J. A.** (1995) - NMR Surface Relaxivity of Calcite with Adsorbed Mn²⁺. *Journal of colloid and interface science*. 170 : 502-514.
- Kenyon W. E.** (1997) - Petrophysical principles of applications of NMR logging. *The Log Analyst, March-April* : 21-43.
- Kgotlhang, L.** (2000) – Evaluation of Magnetic Resonance Sounding technique as a tool for groundwater exploration (Case Study – Botswana). *MSc Thesis, ITC, Delft, the Netherlands*. 128 p

- Kleinberg R.L.** (1996) - Utility of NMR T2 distributions, connection with capillary pressure, clay effect, and determination of the surface relaxivity parameter ρ_2 . *Magnetic Resonance Imaging*, 14 (7/8) : 761-767.
- Kooman S.** (2003) - Saturated hydraulic conductivity derived from (hydro)geophysical measurements. *MSc Thesis, Wageningen University and Research Centre, Wageningen, the Netherlands*. 110 p
- Lachassagne P., Baltassat J.M., Legchenko A., Machard de Grammont H.** (2005) - The links between MRS and the hydrogeological parameters. *Near Surface Geophysics*. 3 (4) : 259-265.
- LaFleur, R.G.** (1999) - Geomorphic aspects of groundwater flow. *Hydrogeology Journal*. 7 : 78-93
- Lang J., Kogbe C., Alidou S., Alzouma K.A., Bellion G., Dubois D., Durand A., Guiraud R., Houessou A., De Klasz I., Romann E., Salard-Cheboldaeff M., Trichet J.** (1990) – The Continental Terminal in West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 10 : 79-99.
- Lange G., Mohnke O., Grisseemann C.** (2005) - SNMR measurements in Thailand to investigate low-porosity aquifers. *Near Surface Geophysics*. 3 (3) : 197-203.
- Leduc C., Favreau G., Schroeter P.** (2001) - Long-term rise in a Sahelian water table: the Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology*. 243 : 43-54.
- Legchenko A.V., Shushakov O.A., Perrin J., Portselan A.A.** (1995) - Noninvasive NMR study of subsurface aquifers in France. *International Exposition and SEG'95 Annual Meeting, October 9-12, Houston, USA*. 365-367.
- Legchenko A., Beauce A., Guillen A., Valla P., 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., Shushakov O.** (1998) - Inversion of surface NMR data. *Geophysics*. 63 (1) : 75-84.
- Legchenko A., Valla P.** (2002) – A review of basic principles for magnetic resonance sounding measurements. *Journal of Applied Geophysics*. 50 : 3-19.
- Legchenko A., Baltassat J.M., Beauce A., Bernard J.** (2002) - Nuclear resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. *Journal of Applied Geophysics*. 50 : 21-46.
- Legchenko A., Vouillamoz J.M. Baltassat J.M.** (2003) - A complex geophysical approach to the problem of groundwater investigation. *Proceedings Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems SAGEEP. April 2003, San Antonio, TX, United States*. 729-757.

- Legchenko A., Baltassat J.M., Bobachev A., Martin C., Robain H., Vouillamoz J.M.** (2004) - Magnetic resonance sounding applied to aquifer characterization. *Ground Water*. 42 (3) : 363-373.
- Legchenko A.** (2004) - Magnetic resonance sounding: enhanced modelling of a phase shift. *Applied Magnetic Resonance*. 25 : 621–636.
- Legchenko A., Descloitres M., Bost A., Ruiz L., Reddy M., Girard, J.F., Sekhar M., Kumar M., Braun J.J.** (2006) – Resolution of MRS Applied to the Characterization of Hard-Rock Aquifers. *Ground Water*. 44 (4) : 547–554.
- Levitt M.H.** (2001) - Spin Dynamics Basics of Nuclear Magnetic Resonance. *John Wiley and Sons, LTD, Chichester*. 672 p
- Lieblich D.A., Legchenko A., Haeni F.P., Portselan A.** (1994) - Surface nuclear magnetic resonance experiments to detect subsurface water at Haddam Meadows, Connecticut. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems (SAGEEP)*. March 1994, Boston, MA, United States. 717-736.
- Lubczynsky M., Roy J.** (2003) Hydrogeological interpretation and potential of the new magnetic resonance sounding (MRS) method. *Journal of Hydrology*. 283: 19-40.
- Lubczynski M., Roy J.** (2004) – Magnetic Resonance Sounding: New method for ground water assessment. *Ground Water*. 42 (2): 291-303.
- Lubczynski M., Roy J.** (2005) – MRS contribution to hydrogeological system parametrization. *Near Surface Geophysics*. 3 (3) : 131-139
- Machard de Gramont H.** (2007) – Projet INTERREG III A FLOOD1. Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement des crues : choix du site expérimental et campagne de forages. BRGM/RP-55377-FR, 197 p., 78 fig., 12 tabl., 9 ann.
- Maget P., Jauffrey D.** (1988) – Sologne – Identification des nappes. *Rapport BRGM 88 SGN 110 CEN*.127 p
- Mahmood-ul-Hassan M., Gregory P.J.** (2002) – Dynamics of water movement on Chalkland. *Journal of Hydrology*. 257 : 27-41.
- Marsaud B.** (1996) - Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. *Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay*. 305 p
- Massuel S.** (2005) – Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest du Niger. Modélisation des eaux de surface et souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003. *Thèse de doctorat, Université de Montpellier II*. 238 p
- Massuel S., Favreau G., Descloitres M., Le Troquer Y., Albouy Y., Cappelaere B.** (2006) – Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. *CATENA*, 67 (2) : 105-118

- Menessier G., Dickel B., Monciardini C.** (1976) - Carte géologique à 1/50000 d'Albert et sa notice explicative.
- Miehe J.M.** (1995) – Projet de recherche RMN – Sondages électriques sur les emplacements des stations RMN à Saint-Cyr-en-Val (Loiret). *Rapport BRGM 95 DGA/002*. 14 p
- Motyka J.** (1998) - A conceptual model of hydraulic networks in carbonate rocks, illustrated by examples in Poland. *Hydrogeology Journal*. 6 : 469-482
- Muet P.** (2002) - Source de Cabouy. Implantation d'un forage pour captage des eaux souterraines. *Rapport SOLEN egs*. 40 p
- Müller M., Kooman S., Yaramanci U.** (2005) - Nuclear magnetic resonance (NMR) properties of unconsolidated sediments in field and laboratory. *Near Surface Geophysics*. 3 (4) : 275-285.
- Neuman S.P.** (1975) – Analysis of pumping tests data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resource Research*. 11(2) : 329-342.
- Pallas P. / FAO** (1970) – Etude en vue de la mise en valeur du Dallol Maouri, Niger. Les eaux souterraines. *Rapport technique 1, AGS :SF/NER 8*, 162 p. Rome, Italie.
- Papadopoulos I.S., Cooper H.H.** (1967) – Drawdown in a well of large diameter. *Water Resource Research*. 3(1) : 241-244.
- Perrin J.** (1994) – Essai d'un appareillage de prospection par résonance magnétique nucléaire : l'hydroscope. *Rapport BRGM R38021*, 78p., 49 fig., 6 tabl. 5 ann.
- Peterson E.W., Wicks C.M.** (2003) - Characterization of the physical and hydraulic properties of the sediment in karst aquifers of the Springfield Plateau, Central Missouri, USA. *Hydrology Journal*. 11 : 357-367
- Plagnes, V.** (1997) - Structure et fonctionnement des aquifères karstiques : caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, 376 p
- Price M., Low R.G., McCann C.** (2000) - Mechanisms of water storage and flow in unsaturated zone of Chalk aquifer. *Journal of Hydrology*. 233 : 47-71.
- Robelin C.** (2007) – Projet INTERREG III A, FLOOD1. Rôle des eaux souterraines dans le déclenchement des crues : Résultats géologiques préliminaires d'après les premiers forages carottés. *BRGM/RP-54454-FR*, 33p., 10 fig., 1tab.
- Roux J.C.** (1978) – Atlas hydrogéologique de la Somme. *Editions BRGM*.
- Roy J., Lubczynski M.** (2003) – The magnetic resonance sounding technique and its use for groundwater investigations. *Hydrogeology Journal*. 11 : 455-465.
- Schafmeister M.T.** (2006) - What grains can tell on Darcy velocity? *International symposium Darcy 2006 - Aquifers Systems Management, 30th may-1st june, Dijon, France, Communication DARCYS-126, CD ROM edition*.

- Schirov M., Legchenko A., Creer G.** (1991) - New direct non-invasive ground water detection technology for Australia: *Expl. Geophys.*, 22 : 333-338.
- Sen P.N., Straley C., Kenyon W.E., Whittingham M.S.** (1990) – Surface-to-volume ratio, charge density, nuclear magnetic relaxation, and permeability in clay-bearing sandstones. *Geophysics*. 55 (1) : 61-69.
- Slichter C.P.** (1990) – Principle of Magnetic resonance. 3rd Edition. Springer. 655 p
- Supper R., Jochum B., Hübl G., Römer A., Arndt R.** (2002) – SNMR test measurements in Austria. *Journal of Applied Geophysics*. 50: 113-121.
- Suski B.** (2005) – Caractérisation et suivi des écoulements hydriques dans les milieux poreux par la méthode du Potentiel Spontané. *Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille III*. 191pp
- Theis C.V.** (1935) – The relation between the lowering of piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Trans AM. Geophys. Union, Ann. Meet. 16th*, 519-524.
- Touloumidjian C.** (1977) - 7 trous en France. *Etudes et sports sous-marins*, 37:13-17.
- Trushkin D.V., Shushakov O.A., Legchenko A.V.** (1994) - The potential of a noise-reducing antenna for surface NMR ground water surveys in the earth's magnetic field: *Geophysical Prospecting*. 42 : 855-862.
- Trushkin D.V., Shushakov O.A., Legchenko A.V.** (1995) - Surface NMR applied to an electroconductive medium. *Geophysical Prospecting*. 43 : 623–633.
- Vachier P., Cambier P., Prost R.** (1979) - Structure d'un milieu poreux : la craie. *Annales agronomiques*. 30 : 247-263.
- Vachier P., Dever L., Fontes J.C.** (1987) - Mouvements de l'eau dans la zone non saturée et alimentation de la nappe de la craie de Champagne (France). *Approches isotopique et chimique. Isotope Techniques in water resources development*. 299/53 : 367-379.
- Vouillamoz J.M., Descloitres M., Bernard J., Fourcassier P., 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, Université de Paris-XI, Orsay*. 315 p
- Vouillamoz J.M., Descloitres M., Toe G., Legchenko A.** (2005) - Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: a case study in Burkina Faso. *Near Surface Geophysics*. 3 (3) : 205-213.

- Vouillamoz J.M., Chatenoux B., Mathieu F., Baltassat J.M., Legchenko A.** (2007) - Efficiency of joint use of MRS and VES to characterize coastal aquifer in Myanmar. *Journal of Applied Geophysics*. 61 : 142-154.
- White W.B.** (2002) - Karst hydrology: recent development and open questions. *Engineering Geology*. 65 : 85-105
- Wyns R., Baltassat J.M., Lachassagne P., Legchenko A.V., Vairon J., Mathieu F.** (2004) - Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France)., *Bulletin de la Société Géologique de France*. 175 (1) : 21-34.
- Yaramanci U., Lange G., Knödel K.** (1999) – Surface NMR within a geophysical study of aquifer at Haldensleben (Germany). *Geophysical Prospecting*. 47 : 923-943.
- Young C.P., Oakes D.B., Wilkinson W.B.** (1976) - Prediction of future nitrate concentrations in ground water. *Ground Water*. 14 (6) : 426-438.

Dictionnaire français de l'hydrologie <http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/indexdic.htm>