



**CARACTERISATION DES PROPRIETES HYDRODYNAMIQUES
D'UN AQUIFERE DE SOCLE FRACTURE :
COUPLAGE ESSAIS DE POMPAGE –RESONANCE
MAGNETIQUE DES PROTONS (RMP)**

MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU
MASTER EN INGENIERIE DE L'EAU ET DE L'ENVIRONNEMENT
OPTION : **INFRASTRUCTURES ET RESEAUX HYDRAULIQUES**

Présenté et soutenu publiquement le 29 janvier 2016 par

YONLI Hamma Fabien

Travaux dirigés par :

Prof. Hamma YACOUBA, Professeur Titulaire CAMES

Dr. Mahamadou KOITA, Maître Assistant, CAMES

Laboratoire Hydrologie et Ressources en Eau (LEAH)

Jury d'évaluation du stage :

Président : Dr. Angelbert BIAOU
Membres et correcteurs : Prof. Hamma YACOUBA
Dr. Mahamadou KOITA
M. Cheick Omar ZOURE

Promotion [2014/2015]

AVANT-PROPOS

Ce travail de mémoire de fin d'études a été réalisé dans le cadre du projet interafricain de recherche sur la ressource en eau souterraine dénommé **GRIBA (Groundwater Resources in Basement Rocks of Africa)** financé par l'Union Européenne (UE) et l'Union Africaine (UA). Lancé en 2012, ce projet a une durée de 3 ans et réunit des partenaires de 3 pays africains: le Bénin (l'Université d'Abomey Calavi), le Burkina Faso (l'Université de Ouagadougou et l'institut 2iE), l'Ouganda (la Direction de l'Eau et l'Université Makerere) ; ainsi que deux partenaires européens, à savoir la Queen's University de Belfast en Irlande du Nord et l'IRD. Dans le but de mieux connaître les ressources en eau souterraine en zone de socle africain, le projet GRIBA s'est fixé les objectifs suivants :

- **Quantifier les propriétés hydrogéologiques des aquifères de socle** (y compris les volumes d'eau qui y sont stockés) grâce au développement d'une nouvelle approche qui s'appuie sur des outils complémentaires, notamment la méthode de Résonance Magnétique des Protonique (RMP) ;
- **Élaborer des scénarios de gestion durable des eaux souterraines**. La nouvelle connaissance des propriétés hydrogéologiques des aquifères permettra de construire des modèles prédictifs pour définir des scénarios d'exploitation appropriés ;
- **Soutenir la mise en place d'un réseau de chercheurs africains concernés par les aquifères de socle**.

DEDICACES

*Au Seigneur Tout-Puissant
Pour sa bénédiction et sa protection*

*A mon père
Aucun mot ne saurait exprimer l'affection
et l'admiration que je te porte*

*A la mémoire de ma mère et de ma sœur
Je garde de vous de très belles images au fond du cœur*

*A mes sœurs et à mon frère
Merci infiniment pour tout le soutien que vous me portez*

REMERCIEMENTS

Au moment d'exposer le résultat de mon travail, il m'est particulièrement agréable d'adresser ici, mes remerciements à tous ceux qui y ont contribué d'une façon ou une autre.

Cette étude a été menée au sein du laboratoire LEAH à 2iE sous la direction du Professeur Hama YACOUBA et sous le co-encadrement du Dr. Mahamadou KOITA. Qu'ils trouvent ici l'expression de ma gratitude pour m'avoir permis de vivre cette expérience enrichissante à la fois scientifiquement et humainement. Merci surtout pour l'implication du Dr KOITA dans ce travail.

Mes remerciements vont envers tout le corps enseignant de la Fondation 2iE pour la formation qui m'a été donnée.

J'adresse mes remerciements aux membres du jury de la soutenance de ce mémoire : Dr. Angelbert BIAOU, Prof. Hama YACOUBA, Dr Mahamadou KOITA et M. Cheick Omar ZOURE.

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'un projet de recherche dénommé GRIBA mis en œuvre par l'IRD. Je souhaite remercier le coordonnateur régional, Dr. Jean Michel VOUILLAMOZ, chercheur à l'IRD Bénin.

Je remercie toute l'équipe qui m'a accompagné dans mes travaux de terrains : M. Dimitri SORO doctorant au LEAH à 2iE, M. Maïga SALFO, Edouard NIKIEMA, Aly SIMBORO, Gédéon NGUERABE, Ismaël SETGO, Boureima TIONO, Emmanuel DARA, Issa SORO, Doui JOVIC.

Je remercie les doctorants de l'Université d'Abomey Calavi (Bénin) Fabrice LAWSON et Christian ALLE sans la collaboration desquels ce travail n'aurait pu aboutir.

Merci à l'UEMOA qui a financé ma dernière année de master à travers son programme de soutien à la formation et à la recherche de l'excellence.

RÉSUMÉ

De nombreux forages sont implantés dans les formations de socle du Burkina Faso. Le taux d'échec des forages y est élevé à cause d'une relative méconnaissance de ces milieux hétérogènes. La présente étude menée sur le bassin versant de Sanon dans la province du Kourwéogo (région du plateau central) vise une meilleure connaissance de l'hydrodynamisme des aquifères de socle. La démarche méthodologique adoptée a consisté dans un premier temps à réaliser onze (11) sondages RMP autour de forages existants et au niveau des crêtes dans le bassin de Sanon. Dans un second temps, six (6) essais de pompage ont été réalisés sur les forages autour desquels les sondages RMP ont été menés. Enfin, la loi de transfert éventuelle pouvant exister entre les paramètres RMP, à savoir la teneur en eau (w en %) et le temps de décroissance transversale (T_2^* en ms) d'une part et les paramètres hydrodynamiques à savoir l'emmagasinement S et la transmissivité T d'autre part a été identifiée.

Les teneurs en eau obtenues varient entre 0,6 et 4,6 %, la plus forte valeur ayant été obtenue au centre de la vallée du bassin et la plus faible au niveau d'un versant situé au Sud-Est du bassin. Les constantes de temps de décroissance transversale obtenues (83,7 à 149 ms) sont représentatives de celles d'un aquifère de sable moyen à fin.

L'interprétation des essais de pompage par la méthode de la dérivée logarithmique du rabattement a conduit à des valeurs de coefficients d'emmagasinement allant de $7,085 \cdot 10^{-5}$ à $4,506 \cdot 10^{-2}$ et des valeurs de transmissivités variant de $4,601 \cdot 10^{-6}$ à $2,477 \cdot 10^{-4}$ m²/s.

La loi de transfert identifiée, spécifique à l'aquifère de Sanon et liée à son contexte géologique a été établie sur les sites où ont été conduits conjointement des sondages RMP et des essais de longue durée.

Mots clés :

1. Aquifère de socle fracturé
2. Propriétés hydrodynamiques
3. Sanon
4. Essais de pompage

5. Loi de transfert

ABSTRACT

Many wells are drilled in hard rocks of Burkina Faso. The failure rate of drilling is high because of a relative lack of knowledge of these heterogeneous environments. This study led on the catchment of Sanon in the province of Kourwéogo (region of plateau central) aims a better understanding of hydrodynamic properties of hard rocks. The methodological approach consisted firstly to conduct eleven (11) MRS soundings around existing boreholes and at the crests of the catchment. Secondly six (6) long duration pumping tests were conducted on boreholes where MRS soundings have been conducted. Finally an eventual transfer law between MRS parameters namely water content (w in %) and transversal decay parameter (T_2^* in ms) on the one hand, and hydrodynamic parameters namely storage coefficient S and transmissivity T on the other hand has been identified.

The water contents vary between 0,6 to 4,6 %, the highest value was obtained in the center of the catchment valley and the lowest value at a crest located to the southeast of the catchment. The transversal decay parameters generally (from 83,7 to 149 ms) obtained are those of a medium to fine sand aquifer.

The interpretation of pumping tests by the method of the logarithmic derivative of the drawdown led to values of storage coefficients ranging from $7,085 \cdot 10^{-5}$ to $4,506 \cdot 10^{-2}$ and transmissivity values ranging from $4,601 \cdot 10^{-6}$ to $2,477 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$.

The identified transfer law which is linked to its geological context has been established on sites where were jointly conducted MRS soundings and long duration tests.

Keywords:

1. Fractured hard rock
2. Hydrodynamic properties
3. Sanon
4. Pumping tests

SIGLES ET ABREVIATIONS

ACF : Action Contre la Faim

AEP : Adduction en Eau Potable

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

DC : Direct Current

ERT : Electrical Resistivity Tomography

ETP: Evapotranspiration Potentielle

EM : Electromagnétique

GRIBA : Groundwater Ressources in Basement Rock of Africa

IRD: Institut de Recherche pour le Développement

OMD : Objectifs du Millénaire pour le Développement

PN-AEPA : Programme National d'Approvisionnement en Eau Potable et Assainissement

RMP : Résonance Magnétique des Protons

RMS : Root-Means-Squared

TDEM : Time-Domain Electromagnetics

UA : Union Africaine

UE : Union Européenne

NOTATIONS

Grandeurs	Significations	Unités (SI)
b	Epaisseur de l'aquifère	m
B_0	Champ géomagnétique	T
C_T	Facteur du coefficient de transmissivité RMP	$m \cdot s^{-3}$
$e(t, q)$	Signal de relaxation	V
E_0	Amplitude initiale du signal RMP	V
h	Charge hydraulique	m
K	Conductivité hydraulique	m/s
n	Porosité	Sans unités
n	Dimension de l'écoulement	Sans unités
q	Moment d'impulsion	$A \cdot s$
Q	Débit de pompage	m^3/s
r	Distance par rapport au puits de pompage	m
R	Recharge	m
s	Rabattement	m
S	Coefficient d'emmagasinement	Sans unités
S_s	Coefficient d'emmagasinement spécifique	Sans unités
S_{RMP}	Coefficient d'emmagasinement RMP	Sans unités
S_{pore}	Surface des pores	m^2
S_y	Porosité de drainage	Sans unités
S_{yRMP}	Porosité de drainage RMP	Sans unités
t	Temps	s
T	Transmissivité	m^2/s

Caractérisation des propriétés hydrodynamiques d'un aquifère de socle fracturé: Couplage
essais de pompage – Résonance Magnétique des Protons (RMP)

T_{RMP}	Transmissivité RMP	m^2/s
T_2^*	Constante de temps de décroissance transversale	s
V_{long}	Volume d'eau mesurable par la RMP	m^3
V_{pore}	Volume des pores	m^3
V_{total}	Volume total investigué	m^3
w	Teneur en eau RMP	Sans unités
z	Profondeur	m
ρ_2	Indice de relaxation de surface	m/s
γ	Rapport gyromagnétique	$rad.s^{-1}.T^{-1}$
φ_0	Phase	rad
ν	Fréquence de Larmor	Hz
ω_0	Vitesse angulaire de Larmor	$rad.s^{-1}$

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Constante de décroissance du temps T_2^* en fonction des formations (Schirov et al., 1991).....	26
Tableau 2 : Conditions de mesures des sondages RMP.....	32
Tableau 3 : Caractéristiques des essais de pompage.....	40
Tableau 4 : Résultats des inversions	47
Tableau 5 : Données utilisées pour l'établissement de la loi de transfert concernant la transmissivité.....	61

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte de localisation du site expérimental de Sanon	6
Figure 2: Carte géologique simplifiée du Burkina Faso	7
Figure 3: Coupe lithologique d'un forage du site expérimental de Sanon (modifié d'après BRGM, 1991).....	8
Figure 4: Précipitations mensuelles enregistrées par la station météorologique de Sanon.....	9
Figure 5: Ouvrages et piézomètres du site expérimental de Sanon	10
Figure 6: Modèle hydrogéologique conceptuel des aquifères de socle.....	11
Figure 7: Carte piézométrique de l'aquifère de Sanon (juin 2015)	12
Figure 8: Coupe électrique 2D obtenu à partir d'un profil ERT réalisé au centre du bassin et orienté N08° (modifié, d'après Soro et al. 2015)	15
Figure 9: Carte des résistivités apparentes (BRGM, 1991).....	16
Figure 10 : Principe de réalisation et diagramme temporel d'un sondage RMP (Vouillamoz, 2003 ; Hoareau, 2009)	24
Figure 11 : Carte de localisation des sondages RMP	30
Figure 12 : Configurations de boucle utilisées sur site : a. Carré b. Huit carré	31
Figure 13: Fenêtre de suivi d'un sondage RMP	33
Figure 14: Atténuation du bruit EM par la procédure de stacking.....	35
Figure 15: Equipement Numis ^{PLUS}	36
Figure 16: a. Courbe de sondage b. temps de décroissance du signal en fonction du moment d'impulsion.....	36
Figure 17 : Estimation théorique de la profondeur d'investigation (cas du sondage S15CS)	39
Figure 18: Localisation des essais de pompage réalisés	40
Figure 19 : Diagramme d'identification des régimes d'écoulement (Ehlig-Economides et al., 1994).....	43
Figure 20 : Méthodologie d'interprétation des essais de pompage.....	44
Figure 21 : Comparaison des sondages RMP S1 et SaGCS.....	46
Figure 22 : Logs de forages et paramètres RMP a. Cas du S1 (migmatite) b. Cas du S8	

(granite) c. Cas du S1CN (migmatite) d. Cas du S15 (migmatite) e. Cas du SaG (migmatite).....	48
Figure 23: Profil ERT S1 orienté N 15° (Soro et al., 2016 in press)	51
Figure 24: Profil ERT S15 orienté N 08° (Soro et al., 2016 in press)	52
Figure 25 : Profil ERT SaG orienté N 08° (Soro et al., 2016 in press).....	52
Figure 26 : Interprétation de l'essai de pompage S15-S16 (piézomètre S16) par le modèle de Dougherty-Babu	54
Figure 27 : Interprétation de l'essai de pompage S10-S11 (piézomètre S11) par le modèle de Theis + Limite imperméable	56
Figure 29: Position probable de la limite à flux nul.....	57
Figure 28: Interprétation de l'essai de pompage S10-S11 (piézomètre S11) par le modèle de Barker	57
Figure 30 : Interprétation de l'essai de pompage S12-Forage Ecole (piézomètre Forage Ecole) par la solution de Neuman	59
Figure 31 : Interprétation de l'essai de pompage S5-S8 (piézomètre S8) par la solution de Theis	60
Figure 32 : Relation entre $w\Delta zT_2^{*2}$ et la transmissivité obtenue par les essais de pompage ..	62
Figure 33 : Carte des transmissivités obtenues sur le site de Sanon	63

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION.....	3
PREMIERE PARTIE : GENERALITES	5
I. Présentation de la zone d'étude	6
I.1. Cadre géographique.....	6
I.2. Géologie	7
I.3. Climat et végétation	8
I.4. Hydrogéologie.....	10
II. Revue des méthodes de caractérisation hydrogéologique des aquifères de socle fracturé	17
II.1. Méthodes d'estimation de la recharge	17
II.2. Méthodes d'estimation de la structure et de la géométrie.....	18
II.3. Méthodes d'évaluation de la salinité et de la contamination de l'eau	20
II.4. Méthodes d'évaluation des propriétés hydrodynamiques.....	20
II.5. Modélisation hydrogéologique	27
DEUXIEME PARTIE : MATERIEL ET METHODES	28
I. Investigations géophysiques : sondages RMP	29
I.1. Mise en œuvre des sondages	29
I.2. L'équipement Numis ^{PLUS}	35
I.3. Méthodologie d'interprétation.....	36
II. Essais de pompage	39
II.1. Mise en œuvre.....	39
II.2. Méthodologie d'interprétation	41
TROISIEME PARTIE : RESULTATS, INTERPRETATIONS ET DISCUSSIONS	45
I. Résultats et interprétations	46
I.1. Résultats des mesures RMP	46
I.2. Evolution de crête en crête des paramètres RMP en fonction de la géométrie et de la structure de l'aquifère	49
I.2. Caractérisation hydrodynamique.....	53
I.3. Couplage essais de pompage – RMP	60
II. Discussion	64

Caractérisation des propriétés hydrodynamiques d'un aquifère de socle fracturé: Couplage
essais de pompage – Résonance Magnétique des Protons (RMP)

CONCLUSION	66
PERSPECTIVES.....	66
BIBLIOGRAPHIE	68
ANNEXE	76

INTRODUCTION

Le Conseil mondial de l'eau en mars 2006 a rappelé que « l'absence d'eau ou sa mauvaise qualité tue chaque année dix fois plus que toutes les guerres réunies ». Les victimes se dénombrent en grande partie en Afrique, dans sa zone sahélienne où la forte variabilité spatiale et temporelle de la pluie entraîne une raréfaction de la ressource en eau. Aussi le manque d'eau se décline en pauvreté et en retard au développement (ACF, 2006).

Le manque d'accès à l'eau potable et à l'assainissement résulte en partie du manque d'infrastructures. Au Burkina Faso, dans des régions arides du pays, certains villages ne disposaient jusqu'en 2010 d'aucun point d'eau potable malgré les nombreuses campagnes d'AEP et le nombre croissant d'intervenants dans le domaine (PN-AEPA, 2010) ; alors que l'objectif affiché par l'Etat pour l'atteinte des OMD était la réalisation des taux d'accès à l'eau potable de l'ordre de 87% en milieu urbain et de 76% en milieu rural.

Cet état de fait peut s'expliquer par la difficulté à mobiliser non seulement les eaux de surface qui souvent ne sont pas pérennes mais aussi les eaux souterraines. En effet, pour ces dernières le contexte géologique du pays est marqué par la prédominance du socle cristallin et cristallophyllien (80% du territoire) (Sawadogo, 1984). Ce milieu est réputé pour sa complexité. Cela est observable à partir des statistiques sur forages réalisés dans ce type de formation. Les travaux de Courtois et al. (2010) ont révélé qu'environ un tiers des forages ont été déclarés négatifs.

La procédure de prospection en eau souterraine dans les milieux de socle a beaucoup évolué. Si les méthodes employées permettent le repérage de zones potentiellement favorables au captage grâce à la description de la structure et de la géométrie du milieu, la productivité des forages n'en est pas pour autant garantie. Elle pourrait l'être si le volume d'eau stocké et la facilité avec laquelle celui-ci s'écoule dans l'aquifère étaient connus particulièrement au lieu d'implantation identifié.

Des différentes méthodes qui existent pour appréhender l'hydrodynamisme d'un aquifère, seuls les essais de pompage permettent d'estimer sa productivité et son emmagasinement. Pourtant leur mise en œuvre est limitée par des problèmes de coût, de temps car elle nécessite l'exécution et l'équipement d'ouvrages (forages et piézomètres) et la conduite de pompage de longue durée. Certains auteurs ont envisagé d'estimer les paramètres hydrodynamiques par d'autres méthodes : notamment à partir de diagraphies et de mesures géoélectriques (Kelly, 1977 ; Perdomo et al., 2014). Cependant ces méthodes ne sont pas directement « sensibles » à

l'eau et qu'il s'agisse des essais ou d'autres méthodes, ils demeurent impossible d'accéder à une connaissance de l'hydrodynamisme avant d'effectuer le forage.

Il en résulte que les milieux de socle restent donc mal connus ou du moins insuffisamment et que les captages sont exécutés avec une relative méconnaissance de leur aptitude à être productifs.

La méthode de sondage par Résonance Magnétique des Protons semble particulièrement bien adaptée à la description des aquifères puisqu'elle mesure un signal directement émis par les noyaux d'hydrogène des molécules d'eau (Vouillamoz, 2003 ; Hoareau, 2009). Un challenge qui s'impose est celui de parvenir à estimer les paramètres de productivité de l'aquifère par cette méthode non-invasive.

Dans le but d'augmenter équitablement et durablement l'accès à l'eau potable des populations des zones de socle, il est impératif d'améliorer la connaissance des milieux de socle. C'est ce qui justifie cette présente étude de caractérisation.

Elle a pour objectif de mieux comprendre l'hydrodynamisme de l'aquifère de Sanon situé en milieu de socle. Il est question d'effectuer sa caractérisation au travers d'une approche couplée alliant à la fois des méthodes hydrogéologiques classiques et des outils géophysiques. Spécifiquement, il s'agit de :

- estimer les valeurs transmissivités et de coefficients d'emménagement à travers des essais de pompage ;
- estimer la teneur en eau et la taille des pores à l'échelle du bassin, en particulier autour des ouvrages où les essais ont été conduits ;
- proposer une paramétrisation de la porosité de drainage et de la transmissivité à partir des paramètres RMP.

Organisation du document

Ce document s'articule autour de trois (03) grandes parties :

La première partie est consacrée à la synthèse bibliographique, dans laquelle sont présentés les contextes géologique et hydrogéologique du Burkina Faso et du site d'étude, les résultats obtenus par les études antérieures menées sur le site, et une revue des méthodes de caractérisation hydrogéologique des aquifères de socle. La deuxième partie concerne le matériel utilisé et la méthodologie adoptée pour l'atteinte des objectifs fixés. La troisième partie enfin, consistera à mener une analyse des résultats obtenus tout en portant une discussion sur ces derniers.

PREMIERE PARTIE : GENERALITES

I. Présentation de la zone d'étude

La présente étude de caractérisation porte sur le site expérimental de Sanon. Ce choix est justifié par son contexte géologique de socle dans lequel il est situé représentatif du Burkina, par sa proximité de la capitale et la disponibilité d'ouvrages hydrauliques réalisés au cours des projets antérieurs.

I.1. Cadre géographique

Le site expérimental de Sanon est situé dans la province du Kourwéogo à 30 km au Nord-Ouest de Ouagadougou la capitale du Burkina Faso. Il s'étend sur une superficie d'environ 14 km². Le relief est constitué d'une large vallée relativement plate cernée par des collines latéritiques la surplombant d'une cinquantaine de mètres de dénivelée (figure 1). La pente de la vallée draine les cours d'eau vers l'Ouest. En saison des pluies, les eaux des marigots convergent ainsi vers le bassin du Nazinon.

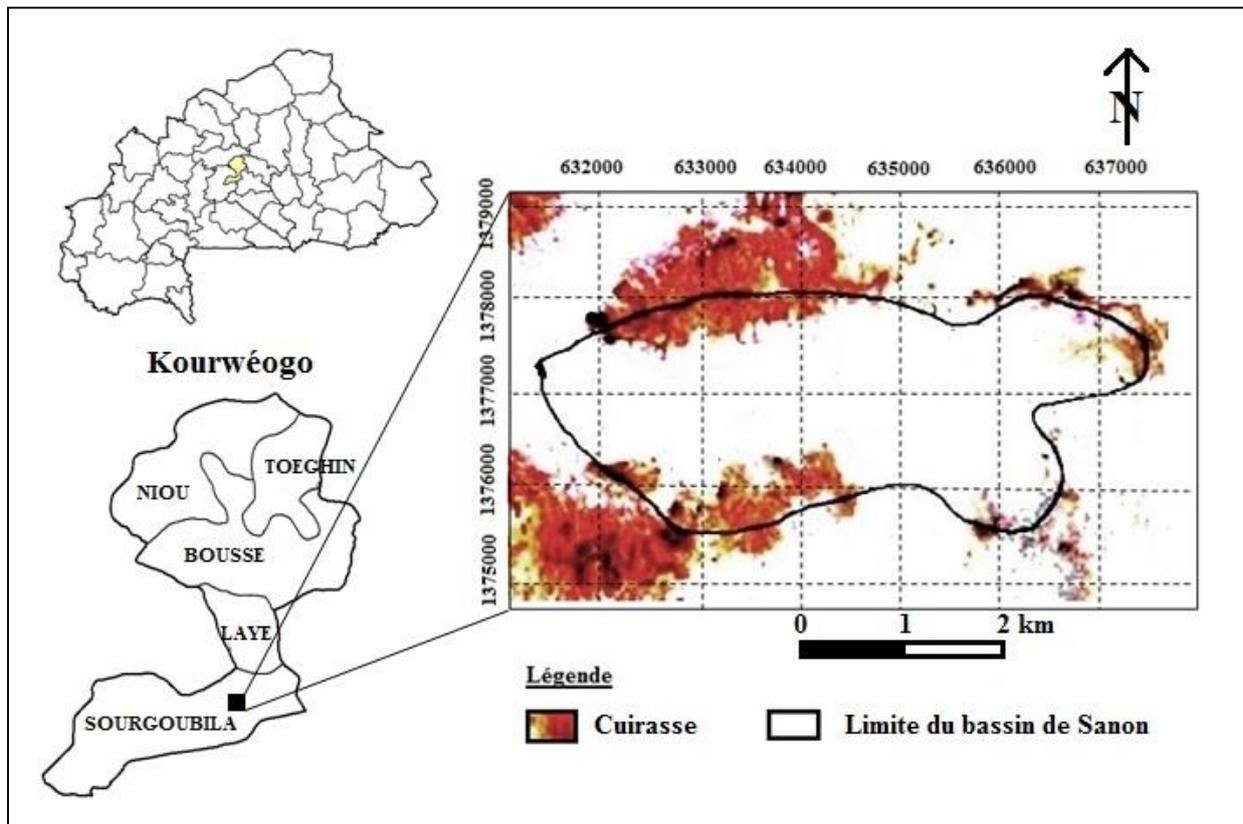


Figure 1: Carte de localisation du site expérimental de Sanon

I.2. Géologie

Au Burkina Faso, les formations de socle sont dominantes. Elles couvrent 80% du territoire contre 20% de terrains sédimentaires. Le site de Sanon situé dans la zone de socle est représentatif de la géologie du pays (figure 2) : il possède une épaisseur d'altération importante souvent saturée et recouverte par une épaisse cuirasse latéritique.

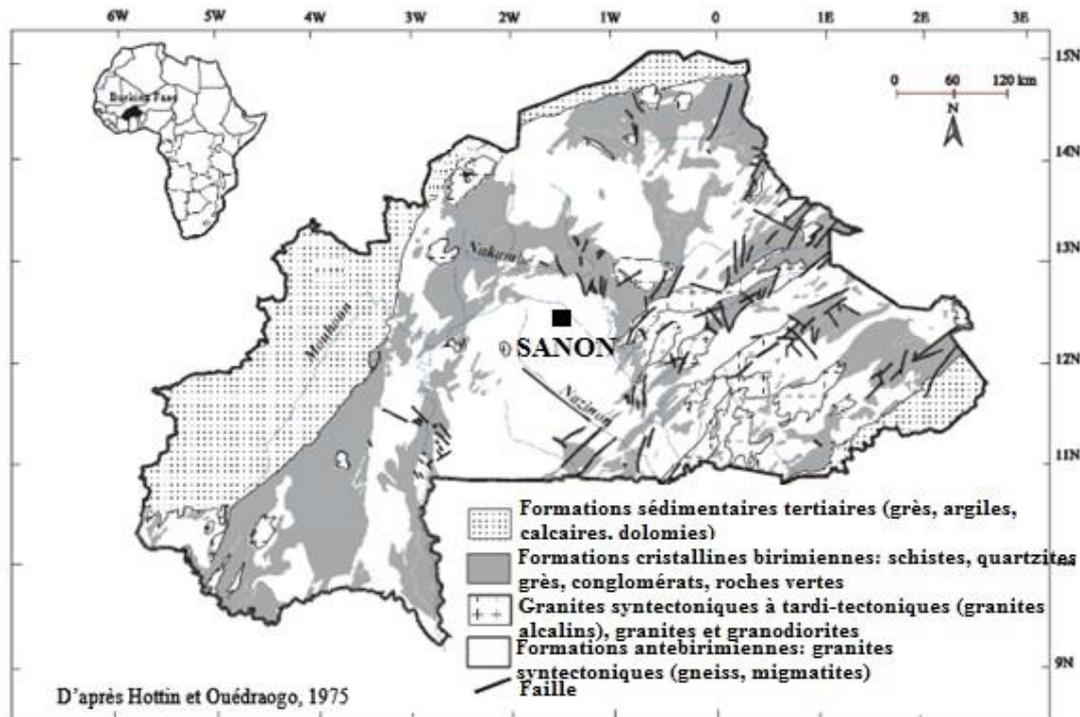


Figure 2: Carte géologique simplifiée du Burkina Faso

Les informations sur la géologie du site sont issues des nombreuses campagnes de foration réalisées dans le cadre des programmes d'hydraulique villageoise et des projets de recherche intervenus dans le village (BRGM-AQUATER, 1991 ; Compaoré, 1997).

L'analyse des coupes lithologiques des forages du site (figure 3) montre une prédominance de formations granito-gneissiques voire migmatiques avec des intercalations d'amphibolites (roches vertes) (Compaoré, 1997). Le substratum rocheux est couvert par un manteau d'altérites de quelques dizaines de mètres (environ 25 m dans la partie ouest, 30 à 50 m dans la vallée) composé de cuirasse latéritique, de sables argileux et d'arènes grenues.

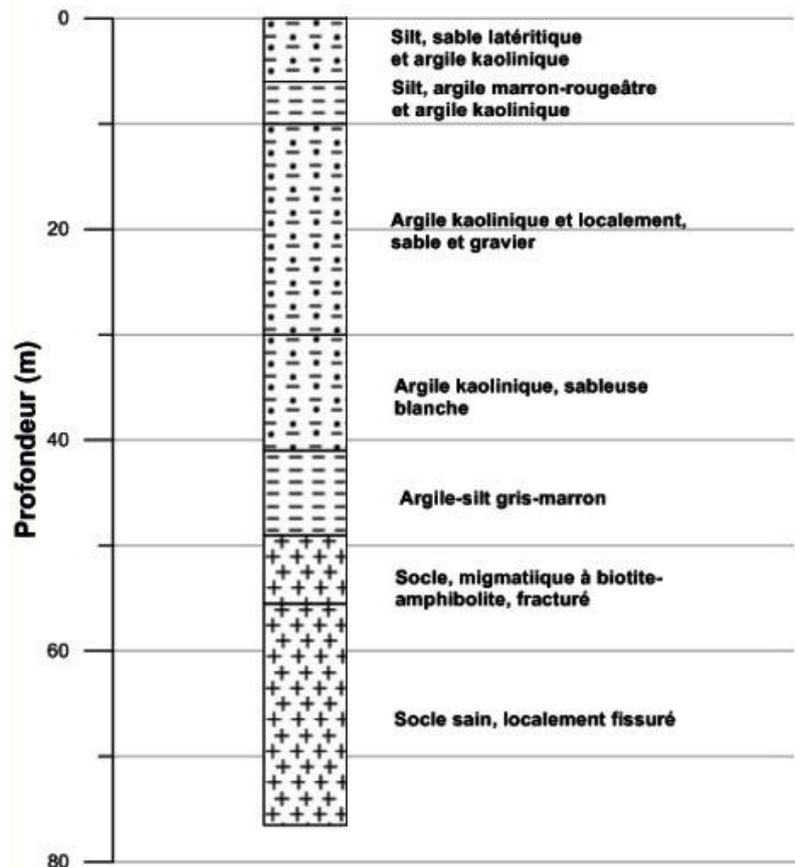


Figure 3: Coupe lithologique d'un forage du site expérimental de Sanon (modifié d'après BRGM, 1991)

I.3. Climat et végétation

Le climat est de type soudano sahélien caractérisé par deux saisons : une saison sèche s'étalant généralement d'octobre à mai et une saison pluvieuse de juin à septembre. L'alternance des saisons est due à l'oscillation latitudinale du front intertropical. Dans le cadre de notre étude, on a relevé à Sanon pour les années 2011, 2012, 2013 et 2014 respectivement 674,6 ; 803,9 ; 622,7 et 654,6 mm de pluie. La moyenne annuelle pour ces quatre années est de 689,0 mm. La figure ci-dessous montre les précipitations mensuelles pour les années 2013 et 2014 enregistrées par la station météorologique installée dans la vallée du site expérimental.

Les valeurs mensuelles d'évapotranspiration potentielle (ETP) (136,3 mm en moyenne pour

les années de 1988 à 1994) sont généralement supérieures aux précipitations toute l'année à l'exception des mois de juillet et d'août qui sont au cœur de la saison des pluies (Compaoré, 1997).

A Sanon, les températures maximales mensuelles peuvent atteindre 40 °C pendant les mois de mars, avril et mai. Le minimum des températures mensuelles (15 °C à 20 °C) est observé durant la période d'harmattan, vent sec chargé de poussières et fines qui souffle pratiquement de novembre à février (Compaoré, 1997).

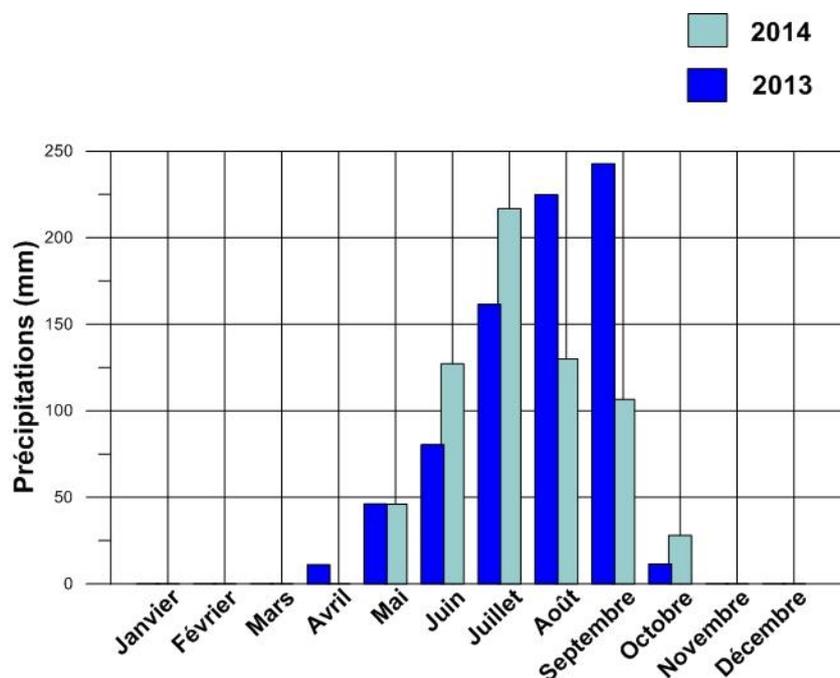


Figure 4: Précipitations mensuelles enregistrées par la station météorologique de Sanon

La végétation du site est marquée par des formations de type savane et steppe. Des variations locales peuvent apparaître se traduisant par des formations de composition individualisée en fonction de la nature du sol et de la présence plus ou moins permanente d'humidité. Les espèces telles que *Khaya senegalensis*, *Lanea acida*, *Ziziphus mauritania*, *Anogeissus leocapus*, *Acacia albisa*, *Fucus gnafalocarpa* y sont répandues (Ringtounda, 1991). Les arbustes du genre *Pilostigma* abondent dans les zones non cultivées situées dans la vallée.

I.4. Hydrogéologie

Sur la base des nombreux ouvrages présents sur le site (figure 5), il a été établi que l'aquifère de Sanon satisfait au modèle conceptuel admis en zone de socle et décrit par Maréchal et al. (2003) (figure 6).

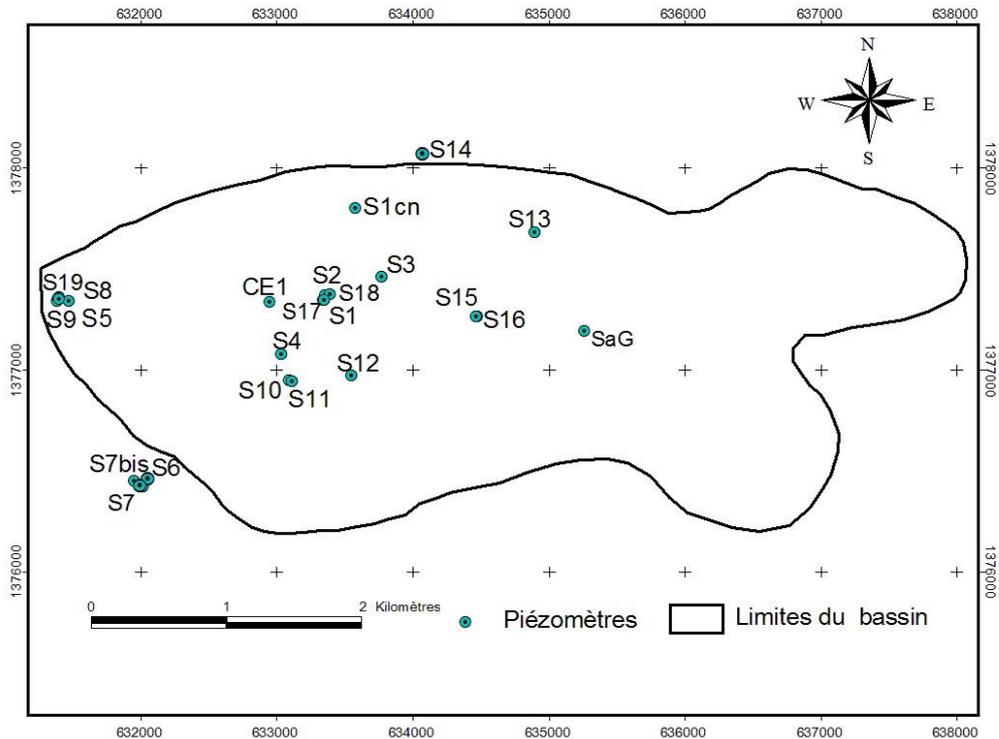


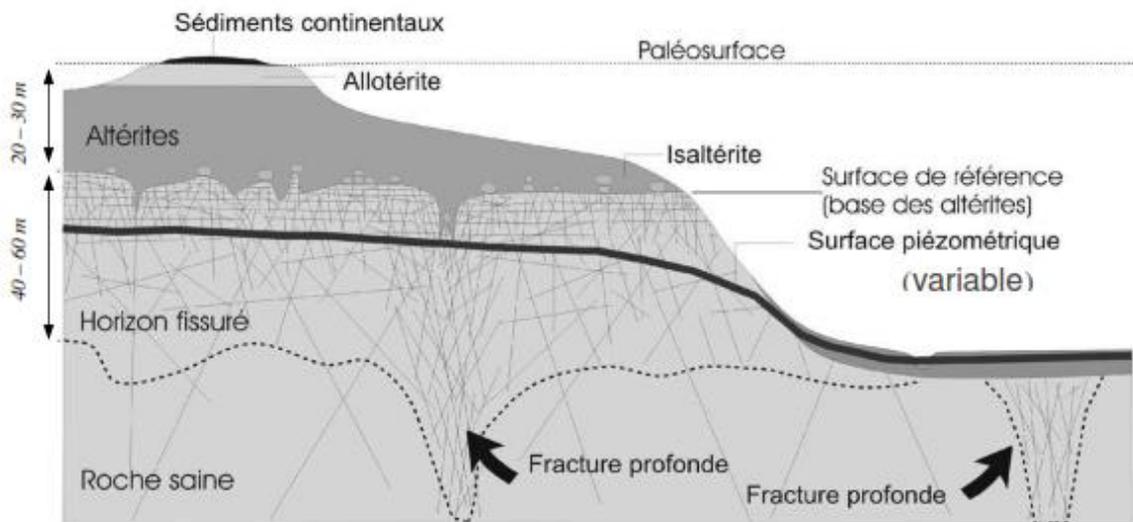
Figure 5: Ouvrages et piézomètres du site expérimental de Sanon

L'aquifère est composé d'une pellicule superficielle (altérites), capacitive et alimentée par la surface. Cette couche épaisse de quelques dizaines de mètres est riche en matériaux argileux car elle résulte du processus d'altération de la roche mère. De par sa composition argilo-sableuse, cette couche a une porosité assez importante et une perméabilité relativement faible, de l'ordre de 10^{-6} m/s (Lassachagne, 2008).

Une couche sous-jacente consistant en un horizon fissuré à perméabilité très élevée forme le deuxième niveau aquifère. Celle-ci est généralement caractérisée par un dense réseau de fissures horizontales dans les premiers mètres, subhorizontales et subverticales dans les mètres suivants (Cho et al., 2003; Maréchal et al., 2004; Wyns et al., 2004). Il a été établi que l'horizon fissuré résulte du même processus d'altération de la roche mère (Dewandel et al.,

2006; Wyns et al., 2004).

Le troisième niveau est localisé dans le substratum sain affecté par des fractures d'origine tectonique (failles). Le socle sain est considéré comme un milieu où la perméabilité n'est que locale (Lassachagne, 2008), où le stockage est faible et où la densité des fractures diminue avec la profondeur (Cho et al., 2003).



**Figure 6: Modèle hydrogéologique conceptuel des aquifères de socle
(d'après Maréchal et al., 2003)**

De nombreuses études ont été menées sur l'hydrogéologie du site de Sanon. Quoiqu'ayant des objectifs différents, elles ont toutes contribué à une meilleure compréhension du fonctionnement de l'aquifère. Les premiers travaux qui y furent menés ont été réalisés entre 1988 et 1991 par le groupement BRGM-AQUATER. La recherche des zones favorables pour la réalisation des forages à débit élevé était au centre de ces travaux. En 1997, l'étude menée par Compaoré, avait pour objectif principal d'évaluer la fonction capacitive des altérites du bassin de Sanon pour son environnement climatique. Elle visait l'approfondissement de la connaissance de la structure et du fonctionnement, en conditions naturelles et sous l'effet de pompage des altérites. Les travaux de Vouillamoz (2003) et Toé (2004), quant à eux, visaient à évaluer l'apport de techniques géophysiques récentes à l'étude des aquifères de socle : le panneau électrique à courant continu et le sondage par Résonance Magnétique Protonique (RMP). Les principaux résultats obtenus permettent la description de l'aquifère selon sa structure et sa géométrie, ses propriétés hydrodynamiques et son écoulement.

I.4.1. Description géologique et hydrogéologique des différentes couches de l'aquifère de Sanon

L'hydrogéologie du site est fortement influencée par la structuration et la géométrie de l'aquifère. La nappe présente une forme de dôme (figure 7) : les charges piézométriques maximales sont observées dans la vallée centrale, siège d'un important phénomène de recharge. Cette recharge localisée est due à un ruissellement important des eaux météoriques en provenance des crêtes et à la structure sableuse de la vallée centrale (Soro et al., 2015).

Dans cette partie, nous entreprenons la description géologique et hydrogéologique de l'aquifère de Sanon au travers des propriétés des trois couches du modèle conceptuel énoncé plus haut : altérites, horizon fissuré et socle sain localement fracturé, ainsi que de celles de la couverture superficielle.

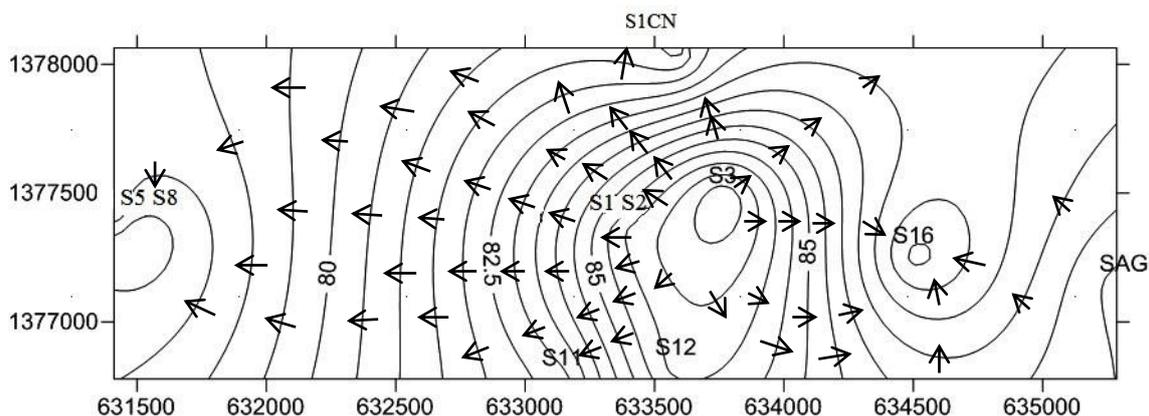


Figure 7: Carte piézométrique de l'aquifère de Sanon (juin 2015)

I.4.1.3. La couverture superficielle

Les milieux de socle connaissent des variations locales de l'épaisseur de recouvrement des altérites qui dépendent du faciès géologique, de la pluviométrie, de la géomorphologie et de la latitude (CEFIGRE Université d'Avignon, 1990). L'interprétation des photographies aériennes et d'images satellites SPOT suggère la présence sur le site de Sanon d'épaisses cuirasses latéritiques sous forme de collines et de recouvrements (Compaoré, 1997). Ces cuirasses protègent les formations plus meubles sous jacentes et affleurent surtout à l'est et au

nord du site. Dans l'axe de la vallée, les affleurements de cuirasse ont disparu par érosion. Les coupes lithologiques de quatre puits réalisés dans l'axe de la vallée de Sanon témoignent qu'il n'y a aucun recoupement de cuirasse latéritique et confirme ainsi que cette dernière y a été érodée. Elle laisse place à des sables latéritiques secs, qui avec les carapaces indurées de cuirasse au niveau des crêtes sont signalés sur les coupes électriques par un recouvrement résistant (400 à 1000 $\Omega.m$) (Soro et al., 2015). La couverture superficielle influence fortement les résultats des mesures de tomographie électrique. L'interprétation des panneaux doit donc être menée avec prudence car la couverture superficielle influence les pseudo-coupes géophysiques brutes, les coupes inversées et limite fortement la profondeur d'investigation (Toé, 2004).

I.4.1.2. Les altérites

La partie altérée de l'aquifère de Sanon est constituée d'une succession de deux couches : une couche allotérite, riche en kaolinite et une couche isaltérite, couche de granite ou migmatite ou roche verte altérée caractérisée par une altération argilo-sableuse. L'épaisseur de l'altération varie considérablement sur le site : elle atteint sa valeur maximale de 50 m en moyenne au sein de la vallée centrale et sa plus petite valeur d'environ 30 m vers les versants (Soro et al., 2015).

Ces altérites possèdent un fort pouvoir capacitif. Partout, sur le site elles sont saturées sur une épaisseur importante d'environ 40 m sauf à l'Ouest reconnu comme étant l'exutoire du bassin hydrogéologique (Compaoré, 1997). Des sondages RMP effectués sur le site ont permis d'établir que le réservoir d'eau s'y étendait sur une vingtaine de mètres : entre 8 et 29 m dans la vallée centrale (autour des forages S1 et S2), entre 7 et 30 m à l'exutoire du bassin (autour des forages S8 et S9) (Vouillamoz, 2003 ; Toé, 2004). Quoiqu'en accord avec les sondages électriques menés par Toé (2004) au droit de ces ouvrages, certains résultats présentent une discordance avec les logs de forages.

La forte capacité de stockage des altérites a été confirmée par les études de Compaoré (1997) à travers la réalisation de pompages de longue durée à faibles débits dans l'altération qui ont fourni des valeurs de coefficients d'emmagasinement élevées (1 à 3 % au niveau du dôme piézométrique contre 0,3 à 0,1 % en dehors du dôme). D'autres approches ont été adoptées pour estimer les propriétés des altérites. Au nombre de celles-ci, des mesures sur échantillons

suggèrent que la porosité efficace est de 2 % et la perméabilité des altérites est de l'ordre de 10^{-6} m/s. En accord avec ces résultats, la transmissivité serait de l'ordre de 2.10^{-4} m²/s au sein du dôme et 5.10^{-6} m²/s en dehors du dôme.

I.4.1.2. L'horizon fissuré

L'horizon fissuré est caractérisé par de nombreuses arrivées d'eau observées au cours de la foration au marteau-fond-de-trou. Les cuttings présentent à la fois des éléments de roche altérée et de roche originelle (Soro et al., 2015). Cette couche est marquée par une faible épaisseur au niveau de la vallée centrale (10 à 15 m). Celle-ci augmente lorsqu'on évolue vers les crêtes.

Le comportement hydrodynamique de l'horizon fissuré a été appréhendé par des pompages de 2 h (Compaoré, 1997). Les valeurs de coefficients d'emménagement faibles contrastent avec celles obtenues dans l'horizon fissuré, confirmant par la même occasion la fonction capacitive des altérites.

I.4.1.1. Le socle sain localement fracturé

Les coupes lithologiques des nombreux forages réalisés dans le cadre du projet « Milieux Fissurés II » et dans le cadre de la thèse de Compaoré (1997) laissent supposer la présence de nombreuses fractures. Une analyse des images satellitaires SPOT et des photointerprétations suggèrent que ces discontinuités du socle sont principalement orientées N55 à N75° E, N115 à N125° E et N145 à N 165° E. L'étude de Toé (2004) a envisagé d'identifier ces fractures par interprétation d'images satellites ASTER. Toutefois leur faible occurrence sur les images étudiées a limité la possibilité de conclure sur les directions préférentielles de fracturation. Se basant sur des images satellitaires LANDSAT TM5, Kabré (2012) conclut que les fractures sont principalement orientées Nord-Sud, N20-30° et N140-150°. Il propose une carte de linéaments, objets rectilignes ou curvilignes identifiables sur les images satellitaires qui traduisent des phénomènes géologiques profonds tels que les fractures, les failles ou les contacts géologiques. Les investigations géophysiques menées par Toé (2004): réalisation d'un panneau électrique avec le dispositif Wenner n'ont pas permis de mettre en évidence ces accidents géologiques. En outre, les informations recueillies s'éloignent de la réalité visible

sur les logs de forages. De tels résultats sont sans doute dus aux conditions de surface et surtout à la faible profondeur d'investigation des équipements utilisés. Des profils ERT effectués par Soro et al. (2015), il ressort que les fractures majeures du bassin sont probablement orientées N100-N120° E et N170°E. Sur les coupes électriques 2D, elles se manifestent par un épaissement de l'altération aux droits desquelles le socle semble être compartimenté (figure 8).

Des essais de pompage ont été exécutés dans le bedrock fracturé par le BRGM-AQUATER (1991), conduisant à des valeurs de transmissivités variant de $4,2 \cdot 10^{-5}$ à $8,2 \cdot 10^{-4}$ m²/s et de coefficients d'emménagement de l'ordre de 10^{-2} représentatives des propriétés du complexe socle sain, horizon fissuré et altérites.

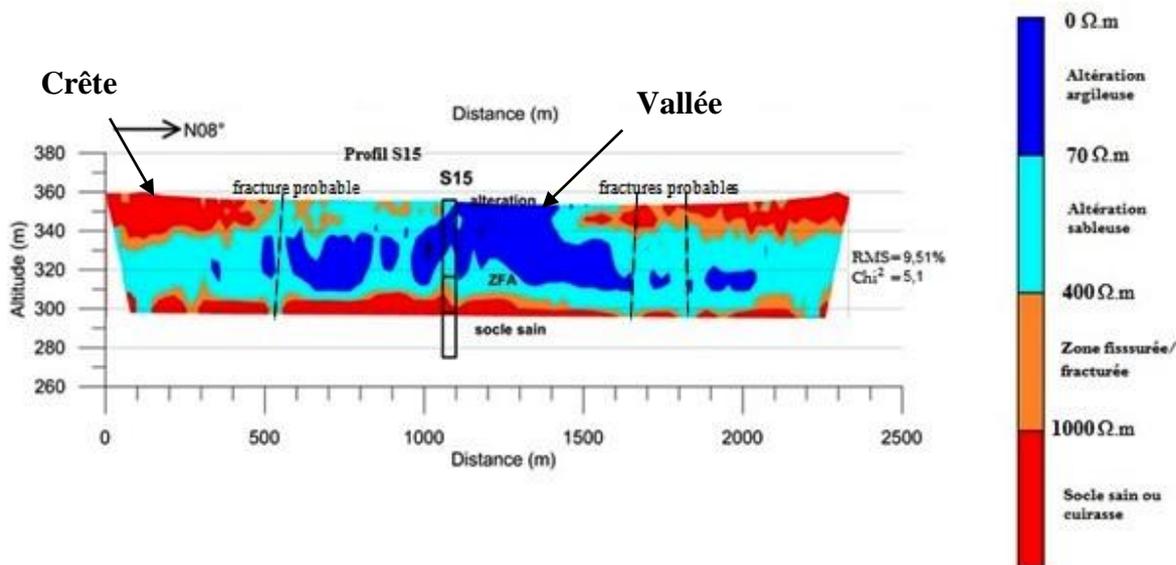


Figure 8: Coupe électrique 2D obtenu à partir d'un profil ERT réalisé au centre du bassin et orienté N08° (modifié, d'après Soro et al. 2015)

I.4.3. Ecoulement de la nappe

A Sanon, le niveau de la nappe est généralement peu profond (8 à 10 m) et est fortement influencé par les variations climatiques (Compaoré et al., 1997). Les nombreux piézomètres présents sur le site de Sanon constituent un véritable réseau de suivi-observation des eaux souterraines. Ce réseau a permis d'établir au cours du projet « milieux fissurés II » que l'aquifère de Sanon présente une forme de dôme. Ce constat a été confirmé par les études de Compaoré (1997) qui prouvent à travers l'élaboration de 6 cartes piézométriques

eaux vers la vallée centrale qui devient une zone préférentielle de recharge (figure 8).

II. Revue des méthodes de caractérisation hydrogéologique des aquifères de socle fracturé

L'eau souterraine dans les roches indurées n'a attiré l'attention que récemment. Cet état de fait provient probablement du rendement limité des ouvrages de captage dans ces milieux complexes (Gustafon G. et Krasny J., 1994). Leur importance pour l'alimentation en eau potable à travers le monde s'est accru, particulièrement pour les pays du tiers monde, rendant impératif une meilleure compréhension du fonctionnement de ces aquifères. De nombreuses méthodes se sont ainsi développées pour caractériser les milieux de socle : méthodes hydrogéophysiques, essais de pompage, traçage, modélisation, etc.. Elles visent souvent à décrire la capacité du milieu à contenir l'eau et à conduire le flux, ainsi que les phénomènes de recharge auxquels il est sujet ou encore la qualité de l'eau (salinité, contamination, etc.). Les sections suivantes présenteront ces méthodes, leur intérêt pour l'hydrogéologie (avec des références pour les milieux de socle et pour d'autres types de formations) ainsi que certaines limites de leur utilisation. La place de la RMP dans la caractérisation, méthode géophysique utilisée dans notre étude, est également précisée.

II.1. Méthodes d'estimation de la recharge

Les ressources en eau souterraine des aquifères de socle sont fortement tributaires des processus de recharge influencés par les conditions climatiques du milieu. La connaissance de la recharge se positionne donc comme un pré-requis pour une gestion efficace des ressources en eau. Plusieurs méthodes existantes permettent d'estimer la recharge des aquifères. Parmi celles-ci figurent les méthodes du bilan hydrique (bilan hydrologique, utilisation des lysimètres, méthodes climatiques, méthode du bilan de Thornthwaite), la méthode des traceurs et les méthodes fondées sur le volume d'eau souterraine (bilan du chlore, hydrogramme, analyse des cartes piézométriques) qui font parfois recours à la modélisation hydrodynamique (Compaoré, 1997). Selon Scanlon et al. (2002), toutes ces méthodes peuvent être classées suivant les trois (3) groupes suivants : les méthodes physiques, les méthodes des traceurs (géochimiques) et les modèles numériques.

Parmi les méthodes physiques, la méthode de la fluctuation piézométrique est l'une des méthodes les plus largement répandues pour estimer la recharge des eaux souterraines (Scanlon et al. (2002) ; $R = S_y \frac{\Delta H}{\Delta t}$ (1). L'estimation de la recharge s'effectue souvent par un calcul du bilan hydrologique (Mohammadi et al., 2014) sur un système identifié (dont sont connus la géométrie et le fonctionnement hydraulique), le bassin hydrogéologique comme échelle de travail. Toutefois, l'estimation de la recharge par ces méthodes nécessite la connaissance d'un paramètre : la porosité de drainage. Dans les milieux de socle ce paramètre peut parfois constituer une source d'erreur importante si l'on ne tient pas compte de son caractère hétérogène. Diverses études ont proposé d'utiliser la RMP pour réduire l'incertitude relative à cette grandeur. Etablissant un lien entre la porosité de drainage S_y et la teneur en eau RMP w et utilisant la formule de la fluctuation du niveau piézométrique $R = S_y \frac{\Delta H}{\Delta t}$ (1), les auteurs estiment la recharge d'un aquifère. Cette méthode a été appliquée par Vouillamoz et al. (2012) pour estimer la recharge d'un aquifère côtier du Sud-Ouest de l'Inde et par Boucher et al. (2009) pour estimer celle d'un aquifère gréseux libre du Niger.

Des méthodes alternatives basée sur l'utilisation du bilan de masse des ions chlorures Cl⁻ (Rohde et al., 2015) ou sur l'analyse des isotopes stables environnementaux (¹⁸O, ²H) (Diouf et al., 2012) ne nécessitent pas la connaissance de S_y . Elles sont souvent utilisées mais restent surtout applicables aux aquifères superficiels.

II.2. Méthodes d'estimation de la structure et de la géométrie

Lorsqu'il veut mobiliser la ressource en eau souterraine d'un aquifère de socle, certaines questions s'imposent à l'hydrogéologue. Parmi celles-ci : Quelle est l'épaisseur des zones perméables ? Quelle est la qualité du réservoir (argileux) ? Existe-il une couverture argileuse ? (Vouillamoz, 2003). Ces questions relatives à la structure et la géométrie des réservoirs sont communément résolues par l'utilisation d'outils hydrogéophysiques. Non-invasives, ces méthodes fournissent une alternative ou un complément aux observations directes (François et al., 2015).

En zone de socle, l'estimation de l'épaisseur de la zone d'altération et la localisation de la zone fracturée est faite grâce à des profils de résistivités (traîné électrique ou profil

électromagnétique), les sondages électriques permettant quant à eux, l'estimation en 1D des structures géologiques (Burgeap, 1984). Les méthodes électriques et électromagnétiques se basent sur la variation d'une grandeur physique : la résistivité électrique. Dans une formation ne contenant pas de minéraux conducteurs, celle-ci dépend majoritairement de la quantité d'eau présente, de la façon dont cette eau est distribuée à travers la formation et de sa minéralisation (McNeill, 1980). La distribution des valeurs de résistivité dans le sous-sol peut donc permettre de distinguer les formations géologiques présentes à travers la quantité d'eau qu'elles contiennent ou la qualité de cette eau.

Depuis les années 1990, les méthodes classiques du traîné et du sondage électrique ont été remplacées par la tomographie électrique pour une résolution optimisée des variations latérales de résistivités qui rendent mieux compte des géométries discontinues des aquifères de socle (Baltassat et al., 2015). En effet, les modèles 1D de résistivité apparente peuvent conduire à des résultats erronés dans les environnements relativement complexes (Dahlin et Loke, 1998). La tomographie électrique permet ainsi d'une estimation 2D ou 3D des structures géologiques. Ces méthodes hydrogéophysiques qualifiées de traditionnelles (Vouillamoz, 2003) ont fait leurs preuves dans les zones de socle, permettant par exemple dans le bassin de Sardon, l'identification et la caractérisation de la géométrie (extension horizontale et épaisseur) de la couche de saprolite et de l'horizon fissuré (Francès et al., 2014).

Toutefois, elles se trouvent limitées par le fait que le paramètre physique sur lequel elles sont fondées : la résistivité électrique, dans une formation, n'est pas uniquement liée à la présence d'eau et à sa minéralisation, mais également à la quantité et aux caractéristiques minéralogiques des argiles que cette formation peut contenir (Hoareau, 2008). L'interprétation des mesures est soumise aux problèmes d'équivalences. D'autres méthodes géophysiques peuvent alors constituer un complément intéressant pour une caractérisation complète du milieu. La RMP peut s'avérer très utile en particulier dans une procédure de prospection, la géophysique traditionnelle permettant de repérer des cibles géologiques favorables et la RMP permettant de quantifier le stock d'eau. L'application conjointe de ces méthodes a permis d'augmenter le taux de succès des forages de 56 % à 90 % pour un aquifère sédimentaire au Cambodge (Vouillamoz et al., 2002).

II.3. Méthodes d'évaluation de la salinité et de la contamination de l'eau

Parmi les autres aspects de la caractérisation hydrogéologique, se situent les questions liées à la qualité de l'eau. La contamination par les polluants et les phénomènes de transport de solutés associés sont appréhendés par des essais de traçage. Bien qu'ayant trouvé son origine en hydrogéologie karstique, le traçage est souvent appliqué dans diverses formations de socle (Pauwels et al, 2015). Il consiste à injecter dans le milieu des marqueurs dont les propriétés (fluorescence, par exemple) vont permettre de tracer les circulations et les trajets des eaux, leurs temps de séjour et de transit, etc.

Les problèmes de salinité des aquifères côtiers sont abordés par des outils géophysiques. Les sondages TDEM ont été largement utilisés dans les zones côtières pour cartographier les phénomènes d'intrusion saline à cause de la grande sensibilité de cette méthode aux cibles électriquement conductrices. Les tentatives d'application de la RMP dans des environnements salins ont indiqué qu'elle n'était pas une méthode appropriée pour tels milieux. Toutefois, associée aux méthodes géophysiques telles que le sondage TDEM, elle a fait ses preuves permettant de réduire les problèmes d'équivalences liées à cette méthode.

Legchencko et al. (2009) par une application conjointe des sondages méthodes TDEM et RMP parviennent à estimer les variations de salinité de l'eau dans un environnement géologique complexe (aquifère hautement hétérogène sur la côte occidentale israélienne de la mer morte). Vouillamoz et al. (2012) par l'utilisation de ces deux outils géophysiques établissent une cartographie des ressources en eau douce ainsi que de la salinité des eaux souterraines en milieu côtier sableux dans le Sud-Ouest de l'Inde.

II.4. Méthodes d'évaluation des propriétés hydrodynamiques

La gestion des ressources en eau nécessite une connaissance précise de la distribution des propriétés hydrodynamiques des aquifères à savoir la transmissivité T et le coefficient d'emmagasinement S . Parmi les différentes méthodes existantes pour déterminer ces

paramètres, la plus utilisée est l'essai de pompage. Cette méthode fournissant des propriétés moyennes du volume aquifère investigué, la question de savoir si cette méthode est adaptée aux aquifères hétérogènes a été évoquée.

Des méthodes telles que la tomographie hydraulique ont été proposées pour améliorer la résolution spatiale de ces essais conventionnels. Bien qu'ayant suscité un intérêt particulier pour les hydrogéologues, des problèmes inhérents à cette méthode, en particulier la non unicité de la solution n'ont pas milité en sa faveur. D'autres méthodes telles que la distribution de la granulométrie et les slug tests existent également.

Cependant, toutes ces méthodes évoquées nécessitent l'exécution de nombreux forages pour fournir une densité spatiale appropriée à la plupart des études concernant les eaux souterraines (Vouillamoz et al., 2012).

Un challenge important pour l'hydrogéologie serait de parvenir à estimer ces propriétés par des méthodes non invasives qui pourraient réduire le temps et le coût généralement associés à l'étude de ces paramètres.

Dans les lignes suivantes, un accent est porté sur les essais de pompage et les sondages RMP qui sont les méthodes utilisées dans le cadre de cette étude.

II.2.1. Essais de pompage

Les propriétés hydrodynamiques des aquifères de socle sont communément appréhendées par des essais de pompage de longue durée comme c'est le cas pour les autres types de formations. Pour les milieux de socle, l'interprétation des essais doit tenir compte de la complexité du milieu étudié (Maréchal et al., 2008) : à savoir l'absence de porosité primaire dans la roche et l'écoulement dans les fractures, les zones de faille et les zones d'altération.

En effet, les modèles proposés pour résoudre l'équation de diffusivité qui régit les écoulements souterrains ne sont pas tous adaptés à la description des milieux de roche dure.

La solution décrite par Theis (1935) est la plus fréquemment utilisée pourtant, son application suppose à tort des conditions d'homogénéité et d'isotropie des milieux de socle : ce qui est loin d'être le cas (Maréchal et al., 2008) . Des solutions plus adaptées tiennent compte de la complexité des écoulements souterrains à travers les fractures. Parmi celles-ci, la méthode de Neuman (1975) est adaptée aux aquifères libres anisotropiques, celles de Gringarten (1982) simulent les cas de puits recoupant une fracture unique horizontale ou verticale, celle de Moench (1984) simule les écoulements au sein d'un milieu de double porosité (réseau de

fractures au sein de blocs rocheux) (Barenblatt et al., 1960).

On perçoit dès lors une limitation de la méthode dont l'interprétation est non-univoque. De plus les essais de pompage sont rarement assez longs pour permettre l'identification de frontières d'écoulement à cause de leur coût et de la logistique associée. Ils demeurent difficilement applicables dans les milieux peu productifs. Un problème majeur rencontré lors de l'interprétation d'un essai de pompage concerne l'identification et le choix d'un modèle géologique associé.

L'interprétation des essais de pompage a longtemps été menée en comparant la réponse d'un aquifère (rabattement en fonction du temps) à des graphiques de référence qui sont des modèles représentatifs des solutions analytiques développées par différents auteurs. Ces modèles ont progressivement intégrés certaines spécificités telles que les effets de stockage et effets de peau, les hétérogénéités du milieu, la présence de limites, de fractures, etc.

Une des avancées les plus importantes est l'introduction dans la littérature, de nouveaux modèles basés non plus uniquement sur les rabattements mais aussi sur leurs dérivées (Schlumberger, 2002). En effet, les travaux de Chow ont prouvé que la transmissivité d'un aquifère confiné idéal est proportionnel à la dérivée logarithmique du rabattement. Bourdet et ses collègues ont développé par la suite l'idée de Chow, en décrivant la dérivée logarithmique du rabattement de nombreux modèles classiques d'écoulement (Renard, 2009). Avec ces résultats, l'interprétation passe désormais par la comparaison des dérivées logarithmiques des rabattements obtenus lors du pompage à des graphiques standards de dérivée.

Il demeure toutefois, que l'utilisation seule de ces courbes standards n'est pas toujours adaptée à la description de certains effets : écoulement multiphasique, conditions aux limites complexes, effets dans le puits de pompage, etc. La simulation numérique est un outil précieux qui permet de prendre en compte cette large variété d'effets qui influencent le régime transitoire.

II.2.2.1. Principe d'un essai de pompage

Réaliser un essai de pompage consiste à étudier l'influence d'un pompage à un débit connu sur le niveau piézométrique d'un aquifère. Si le débit est suffisamment important et la durée de l'essai suffisamment longue, on parvient à identifier par une mesure in situ, les

caractéristiques du milieu. L'échelle d'exécution des essais est suffisamment représentative du milieu, tient compte des hétérogénéités du milieu et permet une estimation satisfaisante des paramètres hydrodynamiques, du régime d'écoulement ainsi que la détection de la présence de limites éventuelles.

II.2.2. Usage de la Résonance Magnétique des Protons

La Résonance Magnétique Protonique (RMP) se distingue des méthodes géophysiques qualifiées de traditionnelles par la mesure d'un signal émis par des noyaux atomiques de la molécule d'eau. Cette propriété de « sélectivité » de la méthode (Lubczynski et Roy, 2003) a contribué à la qualifier de méthode directe (Legchencko et Valla, 2002). Les techniques telles que les méthodes électriques et électromagnétiques ne possèdent pas cette caractéristique (Lubczynski et Roy, 2003). L'interprétation des données de terrain permet l'obtention de deux paramètres : la distribution de la teneur en eau et du temps de décroissance du signal en fonction de la profondeur (paramètre relatif à la taille des pores).

La méthode présente pour intérêt d'être non intrusive et sur la base des paramètres mesurés, on peut oser une comparaison entre plusieurs sites d'implantation de forages. Comme les autres méthodes géophysiques, la méthode RMP est dépendante des conditions du site qui peuvent constituer des limites (Legchencko et al., 2002): bruit électromagnétique ambiant naturel ou anthropique, hétérogénéité du champ magnétique. Des procédures adaptées permettent toutefois de surmonter ces obstacles.

1.2.2.1. Principe d'un sondage RMP

Le sondage RMP est une méthode qui s'adresse aux noyaux atomiques de la molécule d'eau présents dans le sous-sol. Placés dans le champ géomagnétique terrestre B_0 , ceux-ci se situent dans un état d'équilibre énergétique qui se traduit par un mouvement de précession autour de B_0 . Réaliser un sondage RMP consiste à modifier cet état d'équilibre en faisant circuler dans une boucle un courant oscillant à une fréquence donnée qui induira un champ magnétique d'excitation. Si cette fréquence est égale à celle de Larmor, il se produit un phénomène appelé résonance magnétique : les moments magnétiques des protons s'écartent de leur position d'équilibre (Legchencko et al., 2002 ; Vouillamoz, 2003 ; Boucher, 2007). La fréquence de

Larmor est la fréquence de précession des protons qui dépend directement de l'intensité du champ magnétique terrestre.

Une fois le champ d'excitation coupé, un retour à l'état d'équilibre initial se produit et un signal de relaxation est émis par les protons qui est enregistré par la boucle réceptrice à la surface du sol. Ce signal oscille à la fréquence de Larmor et possède une enveloppe exponentielle qui décroît avec le temps et qui peut être approchée par la relation suivante (Legchencko et al., 2002 ; Hoareau, 2009 ; Vouillamoz et al., 2014a) :

$$e(t, q) = E_0(q) \cdot \exp\left(-\frac{t}{T_2^*(q)}\right) \sin(\omega_0 t + \varphi_0(q)) \quad (2)$$

où $q = I_0 \tau$ est le moment de l'impulsion, φ_0 la phase et T_2^* le temps de décroissance du signal (temps de relaxation transversale).

Le principe de réalisation d'un sondage RMP ainsi que son diagramme temporel sont illustrés sur la figure ci-dessous. En absence d'impulsion, seul le bruit électromagnétique est mesuré ; puis un temps mort instrumental succède à l'impulsion et enfin le signal RMP est mesuré.

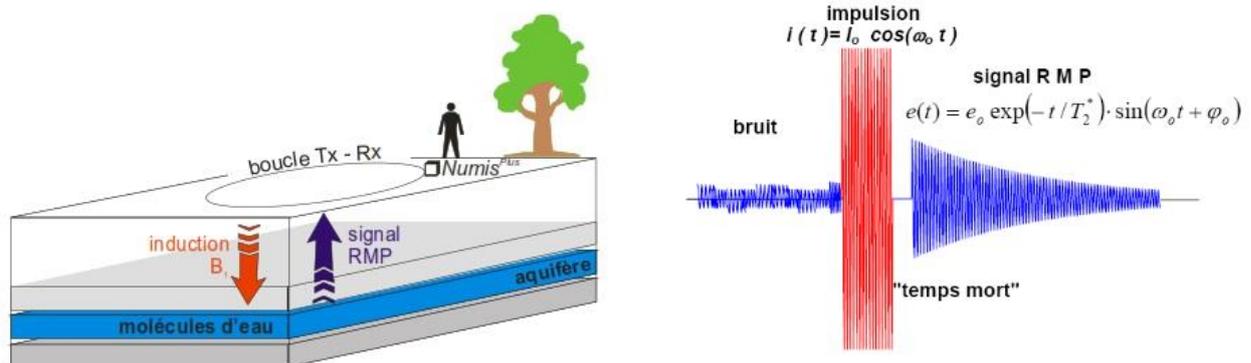


Figure 10 : Principe de réalisation et diagramme temporel d'un sondage RMP
(Vouillamoz, 2003 ; Hoareau, 2009)

Dans cette relation figurent trois types d'informations :

- l'amplitude initiale du signal E_0 qui est directement liée au nombre de noyaux d'hydrogène qui ont participé à son émission, et par conséquent à la quantité d'eau souterraine ;
- la constante de temps de décroissance du signal de relaxation T_2^* est liée à la taille moyenne des pores contenant l'eau, et donc à une porosité ;
- le déphasage entre le signal de relaxation et le courant primaire φ_0 est lié à la résistivité des terrains.

Signification des paramètres RMP

Teneur en eau RMP

La teneur en eau RMP est définie par Legchencko et al. (2002) par la formule :

$$w = \frac{V_{long}}{V_{total}} \times 100 \quad (3)$$

où V_{long} est le volume d'eau avec un temps de décroissance suffisamment long pour être mesuré avec l'instrumentation ($> 40 \text{ ms}$) ; V_{total} est le volume total qui est investigué.

Cette équation signifie que la teneur en eau RMP est inférieure à la porosité totale (Lubczynski et Roy, 2007) :

$$w < n \quad (4)$$

Elle serait une grandeur plutôt proche de la porosité de drainage S_y . Ces deux grandeurs sont différentes l'une de l'autre car une partie de la quantité d'eau qui génère le signal de relaxation ne peut pas être drainée par les forces de gravité (Vouillamoz et al., 2014a).

$$w > S_y \quad (5)$$

Au final $S_y < w < n$ (6) : la teneur en eau RMP est donc une grandeur comprise entre la porosité de drainage et la porosité totale.

Temps de décroissance du signal

Le temps de décroissance du signal RMP mesure à quel point les molécules d'eau sont liées à leur environnement. Un temps de décroissance long indique une eau faiblement liée tandis qu'un temps court indique que l'eau se situe dans des structures plus resserrées (Meju et al., 2002).

Le temps de décroissance T_2^* du signal est dominé par les interactions entre le proton hydrogène de la molécule d'eau et la surface solide du réservoir géologique.

$$\frac{1}{T_2^*} \approx \frac{\rho_2 S_{pore}}{V_{pore}} \quad (7)$$

où ρ_2 est l'indice de relaxation de surface et $\frac{S_{pore}}{V_{pore}}$ est le rapport de la surface des pores à leur volume (Vouillamoz et al., 2014a).

Schirov et al. (1991) ont effectué une classification empirique qui donne les intervalles de valeurs de T_2^* en fonction des formations dans lesquelles se situe l'eau.

Tableau 1 : Constante de décroissance du temps T_2^* en fonction des formations (Schirov et al., 1991)

Matériaux	T_2^* en ms
Argileuse sableuse	< 30
Sable argileux	30 à 60
Sable fin	60 à 120
Sable moyen	120 à 180
Sable grossier	180 à 300
Gravier	300 à 600
Eau de surface	600 à 1500

II.2.3. Intérêt d'une approche couplée

A partir d'une calibration des mesures RMP, c'est-à-dire une comparaison entre les paramètres RMP obtenus autour de forages et les paramètres hydrodynamiques obtenus par essais de pompage, il devient possible de proposer une formulation des paramètres hydrodynamiques à partir des signaux RMP. En d'autres termes, ayant proposé des lois de transfert correctes, on peut désormais envisager d'estimer la productivité des aquifères avant implantation de forages.

Dans l'estimation des propriétés hydrodynamiques, la mise en œuvre des essais de pompage engendre des coûts importants et ne permet pas toujours de multiplier les essais de façon satisfaisante dans l'espace et dans le temps (Vouillamoz et al., 2005).

Une approche couplée permettrait d'améliorer la spatialisation des données en réduisant le coût et le temps des investigations hydrogéologiques ainsi que les incertitudes dans la calibration des modèles numériques.

Des résultats concluants ont déjà été obtenus dans d'autres formations aquifères du Bénin en milieu de socle. Deux équations linéaires ont été proposées par Vouillamoz et al. (2014a) pour calculer la porosité de drainage à partir de la teneur en eau RMP w et du paramètre relatif à la

taille des pores T_2^* , ainsi qu'une formule de calcul de la transmissivité.

Sur la base de ces formules, 38 valeurs de porosité de drainage ont été obtenues où il aurait été impossible de réaliser 38 essais de pompage (Vouillamoz et al. (2014b)), confirmant ainsi l'intérêt du couplage RMP-essais de pompage.

II.5. Modélisation hydrogéologique

La modélisation hydrogéologique est utilisée pour représenter de façon schématique le système d'écoulements souterrains en résumant les informations géologiques et hydrogéologiques disponibles d'une zone d'étude (Anderson et Woessner, 1992). Les différentes méthodes de caractérisation énoncées plus haut permettent de fournir des modèles qui tiennent compte de la complexité des aquifères de socle. L'hydrogéophysique tient une place prédominante dans la caractérisation hydrogéologique. Les chercheurs proposent des approches multi-techniques combinant outils de télédétection, d'hydrogéophysique et d'hydrogéologie classique (François et al., 2014). Les modèles résultants sont de précieux outils de gestion, de prévision et de fonctionnement de l'aquifère, permettant d'élaborer des scénarii d'exploitation de la ressource. La modélisation hydrogéologique peut aussi être utilisée comme un outil de caractérisation hydrogéologique : le comportement de l'aquifère étant connu, elle peut permettre d'identifier les propriétés du milieu (paramètres hydrodynamiques, recharge, etc.) et constitue à ce titre une véritable méthode de caractérisation.

DEUXIEME PARTIE : MATERIEL ET METHODES

I. Investigations géophysiques : sondages RMP

La méthode géophysique utilisée pour la caractérisation de l'aquifère de Sanon est le sondage par Résonance Magnétique des Protons. La stratégie de prospection adoptée tient compte des données existantes et des expérimentations déjà menées sur le site : électrique 2D, logs de forage décrits d'après les cuttings et essais de pompage. Elle vise à apprécier les variations spatiales de la teneur en eau w et du temps de décroissance du signal T_2^* . Ces paramètres permettront d'avoir une connaissance du comportement de la teneur en eau et de la taille des pores à l'échelle du bassin en fonction de la structure et de la géométrie du profil d'altération, de crête en crête, d'une bute cuirassée à l'autre.

I.1. Mise en œuvre des sondages

I.1.1. Choix des lieux de sondages

En vue d'effectuer une caractérisation suffisamment représentative du bassin hydrogéologique, 11 sondages RMP ont été menés sur le site. Ceci de façon à appréhender le comportement de l'amont, de l'exutoire, de la vallée centrale (où la recharge est importante), et des frontières du bassin (où le ruissellement est prédominant). En chacun des lieux de sondage, la géologie est connue : soit de façon directe par la description lithologique issue des logs de forage, soit de façon indirecte grâce aux informations provenant des panneaux électriques. Dans certains cas, la boucle de sondage RMP a été centrée sur des forages existants munis de piézomètres d'observation : il s'agit des forages S1, S1CN, S8, S10, S15 et SaG. Un tel choix est nécessaire si nous voulons établir un lien entre les paramètres obtenus et ceux issus des essais de pompage. La figure 11 montre la localisation des sondages RMP menés sur le site de Sanon.

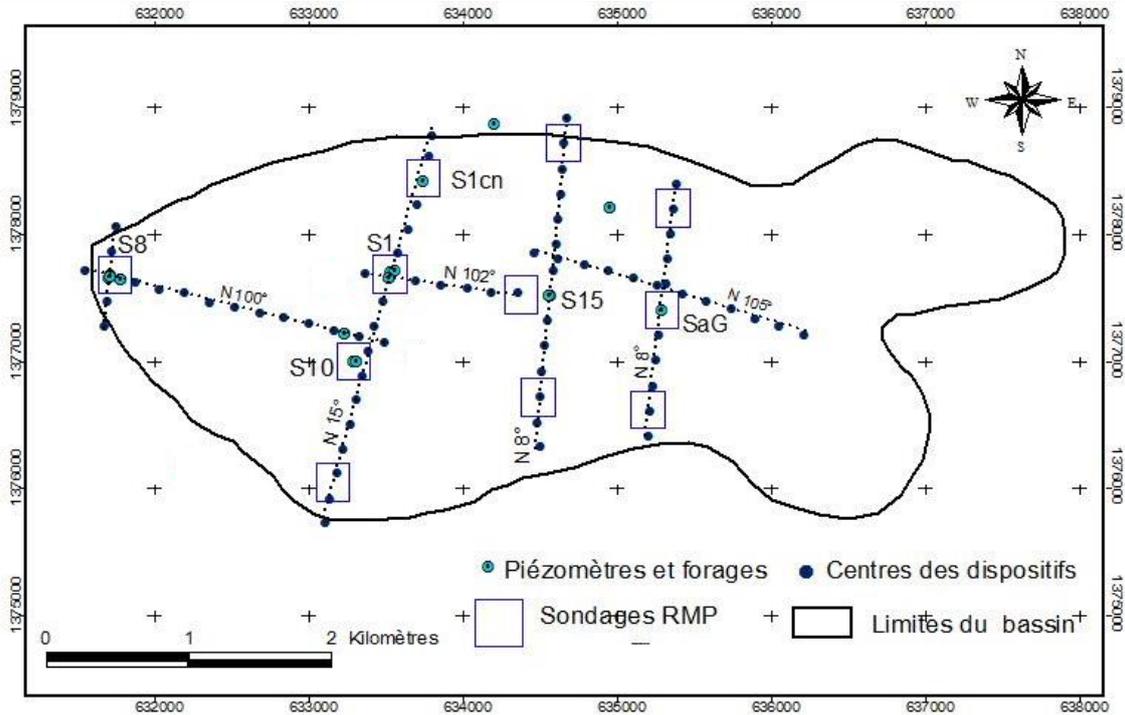


Figure 11 : Carte de localisation des sondages RMP

I.1.2. Mesure du champ géomagnétique local

La mise en œuvre d'un sondage RMP consiste à produire un champ d'excitation à l'aide d'une boucle de câble électrique placée à la surface du sol. Dans cette boucle circule un courant alternatif qui oscille à une fréquence donnée. Pour que le phénomène de résonance évoqué plus haut se produise, il faut que cette fréquence soit égale à la fréquence de Larmor. Cette dernière dépendant de l'amplitude du champ géomagnétique local, un préalable au sondage RMP a donc consisté en la mesure de ce champ magnétique à l'aide d'un magnétomètre à protons. Connaissant le champ géomagnétique local B_0 , on obtient la fréquence de Larmor ν par la relation suivante (Vouillamoz, 2003) :

$$\nu(\text{Hz}) = \frac{\gamma}{2\pi} B_0(\text{nT}) = 0,0426 \times B_0(\text{nT}) \quad (8)$$

γ étant le rapport giromagnétique. Cette constante est caractéristique de chaque isotope et vaut $2,675 \cdot 10^8 \text{ rad} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{T}^{-1}$ pour les noyaux d'hydrogène.

La relation (8) est la condition de résonance magnétique.

I.1.3. Choix de la taille et de la forme de la boucle

Le choix du type de boucle résulte d'un compromis entre la volonté d'obtenir un volume investigué important et celle d'améliorer les conditions de mesure (réduire le bruit électromagnétique). Le bruit électromagnétique représente l'ensemble des signaux qui ne sont pas d'origine RMP mais qui sont tout de même enregistrés par le dispositif Numis^{PLUS}. Ils peuvent être d'origine naturelle (champs créés par les courants telluriques, variations du champ dans la magnétosphère) ou anthropique (champs créés par les lignes de courant électrique, les véhicules, les moteurs électriques).

Pour sa facilité de mise en œuvre et disposant d'une longueur de câble de 600 m au total, nous avons opté pour la mise en place d'une boucle de forme carrée de 150 m de côté à chaque fois que les conditions de bruit électromagnétique autorisaient une telle configuration (cas des sondages S1, S18, S15 et SaG). Le côté de la boucle contrôle la profondeur d'investigation maximale qui peut donc être grossièrement estimée à 150 m.

La mise en œuvre de sondages aux lieux suivants (S1CN, S1CS, S10, S15CN, S15CS, SaGCN et SAGCS) a nécessité l'usage d'une configuration en huit carré de 75 m de côté. Ce choix permet d'améliorer l'acquisition de données expérimentales par une réduction du bruit et une amplification du signal RMP. Il présente toutefois l'inconvénient de réduire la profondeur d'investigation maximale à 75 m ainsi que le volume investigué.

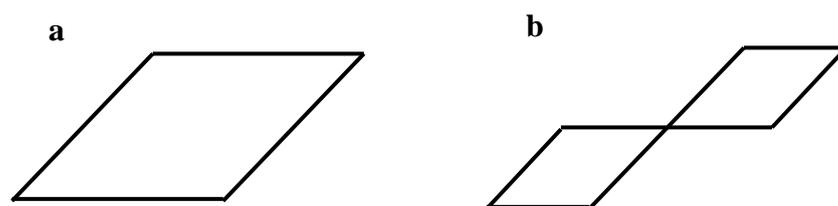


Figure 12 : Configurations de boucle utilisées sur site : a. Carré b. Huit carré

Le tableau ci-dessous donne les conditions de mesures dans lesquelles ont été menés les différents sondages.

Tableau 2 : Conditions de mesures des sondages RMP

Identifiant	Localisation	Forme et taille de la boucle	Fréquence de Larmor	Bruit moyen (nV)
S1	Vallée du bassin	Carrée 150 m	1425,3	9,03
S8	Exutoire du bassin	Carrée 150 m	1423,6	5,56
S15	Vallée du bassin	Carrée 150 m	1424,5	5,21
S10	Vallée du bassin	Huit carrée 75 m	1425,3	4,11
SaG	Amont du bassin	Carrée 150 m	1426,1	4,69
S1CS	Crête Sud	Huit carrée 75 m	1424,5	3,24
S1CN	Crête Nord	Huit carrée 75 m	1426,1	5,26
SaGCS	Crête Sud	Huit carrée 75 m	1424,5	2,43
SaGCN	Crête Sud	Huit carrée 75 m	1424,5	5,48
S15CN	Crête Nord	Huit carrée 75 m	1425,3	5,64
S15CS	Crête Sud	Huit carrée 75 m	1425,3	4,57

I.1.4. Mise en œuvre du sondage RMP

Le sondage RMP consiste à effectuer des mesures de l'amplitude du signal émis par les protons des molécules d'eau à différentes profondeurs. Le moment ou « pulse » $q = I\tau$ est le paramètre qui contrôle la profondeur d'investigation. Augmenter l'amplitude du courant d'excitation permet ainsi d'obtenir une information de plus en plus profonde. Tous les sondages ont été menés en 14 paliers de profondeur.

Le suivi du sondage est effectué à l'aide de différentes courbes qui s'obtiennent lors de sa mise en œuvre (figure 13). Elles permettent une première interprétation qualitative pour s'assurer qu'il s'agit bien d'un signal en provenance de l'eau que l'on mesure.

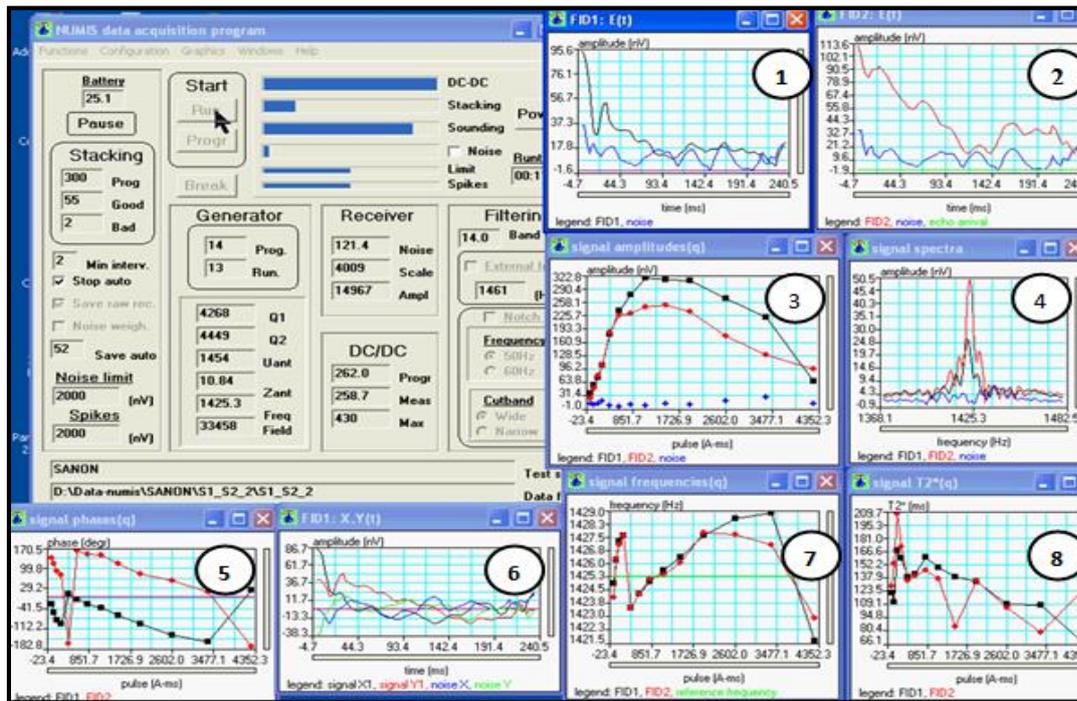
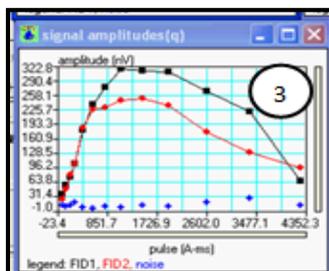
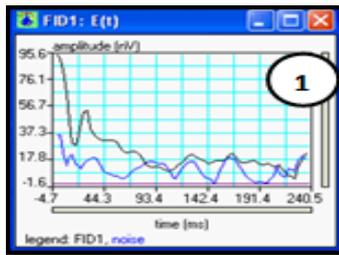


Figure 13: Fenêtre de suivi d'un sondage RMP

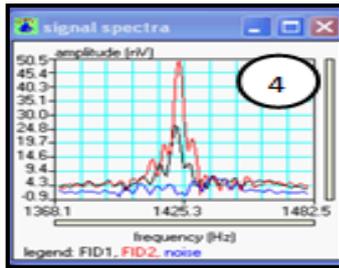


La courbe de sondage (figure 13. 3.) (en noir) représente l'amplitude initiale du signal de relaxation en fonction du moment d'impulsion. Ce dernier représente donc en RMP une pseudo-profondeur. La courbe de sondage renseigne ainsi donc qualitativement sur la distribution de l'eau souterraine selon la profondeur.

Les courbes d'enregistrement de terrain (fréquence (figure 13.7), phase (figure 13.5), constantes de temps de décroissance en fonction du moment d'impulsion (figure 13.8), amplitude du signal en fonction de la fréquence (figure 13.4), amplitude des signaux RMP en fonction du temps (figures 13.1, 13.2 et 13.6) permettent de s'assurer de la qualité des résultats.



La figure 13.1, par exemple, représente le signal RMP $e(t, q)$ (en noir) enregistré pour une valeur donnée du paramètre d'excitation (moment d'impulsion) en fonction du temps ; le signal est dégagé du bruit EM (en bleu) et on voit se dessiner l'allure de la fonction exponentielle décrite par l'équation (2) qui témoigne du phénomène de relaxation.



La figure 13.4 montre des signaux présentant un pic à une fréquence spécifique : il s'agit de la fréquence de Larmor. Aucun autre pic n'apparaît pour les autres fréquences indiquant que le signal mesuré provient donc des noyaux d'hydrogène des molécules d'eau.

I.1.5. Optimisation de la mesure RMP

Les principales limitations des sondages RMP concernent les mesures menées dans des environnements conducteurs, dans des environnements avec des rapports signal/bruit faibles et dans des endroits où le champ géomagnétique est hétérogène (Lubsczynski et Roy, 2003). Dans les localités où le bruit électromagnétique est trop important, la mesure du signal RMP n'est pas faisable ou est trop longue.

L'utilisation d'une antenne déployée sous forme de huit carré sur les sites bruités permet une élimination mutuelle du bruit induit par le champ électromagnétique dans chaque partie du huit. En présence de source de bruit anthropique, l'axe de la boucle doit être placé parallèlement à la source de bruit. La boucle en huit permet d'améliorer le rapport s/b de 2 à 10 fois (selon les conditions locales) comparée à la boucle standard carrée (Bernard, 2007).

Une procédure de stacking est utilisée pour tous les sondages. Elle consiste à additionner plusieurs enregistrements pour une même impulsion. Elle permet une atténuation du bruit EM naturel aléatoire. Le signal qui était influencé par le bruit EM (figure 14.a) parvient à en être discriminé (figure 14.b). Pour n mesures, le rapport signal sur bruit est amélioré d'un facteur de \sqrt{n} . Durant cette étude, le nombre de stacks utilisé a varié entre 150 et 600.

Les filtres : external frequency et notch filter sont appliqués respectivement pour éliminer les signaux ayant des fréquences différentes de celles de Larmor et les harmoniques du 50 Hz

(qui peuvent être engendrés par la présence de lignes électriques).

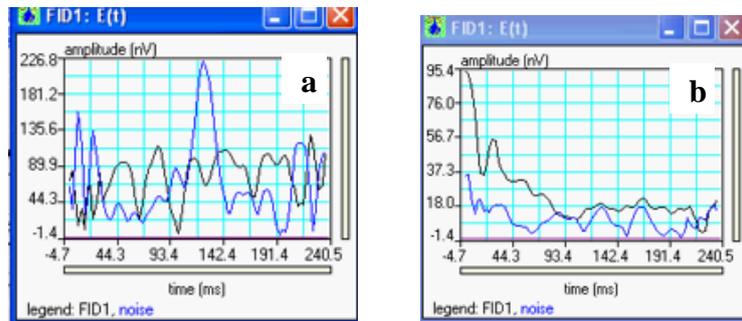


Figure 14: Atténuation du bruit EM par la procédure de stacking

I.2. L'équipement Numis^{PLUS}

L'équipement utilisé pour mener les sondages RMP est le Numis^{PLUS} de la firme IRIS Instruments. Il s'agit d'un appareil composé de plusieurs modules (figure 15). Le cœur de ce système est composé d'un générateur appelé unité centrale de transmission-réception : il a pour rôle l'émission de signaux d'excitation à la fréquence de Larmor et la mesure de la réponse RMP. Un ordinateur assure le contrôle du système entier, permet l'acquisition et le traitement des données brutes ainsi que le stockage de ces informations pour des interprétations futures. Deux convertisseurs DC/DC alimentés chacun par deux batteries de 12V sont requis pour une profondeur d'investigation maximale de (mise en place d'une boucle carrée de 150 m de côté). Deux capacités permettent d'optimiser l'énergie d'excitation.



Figure 15: Equipement Numis^{PLUS}

I.3. Méthodologie d'interprétation

L'interprétation des mesures de terrain est menée à l'aide du logiciel *Samovar*. Il permet d'effectuer une inversion des données de terrain. Dans ce processus d'inversion, les courbes $E_0(q)$ (amplitude initiale du signal en fonction de la pseudo profondeur) et $T_2^*(q)$ (temps de décroissance du signal en fonction de la pseudo profondeur) (figure 16) sont utilisées pour estimer, la teneur en eau $w(z)$ et la constante de temps de décroissance du signal $T_2^*(z)$.

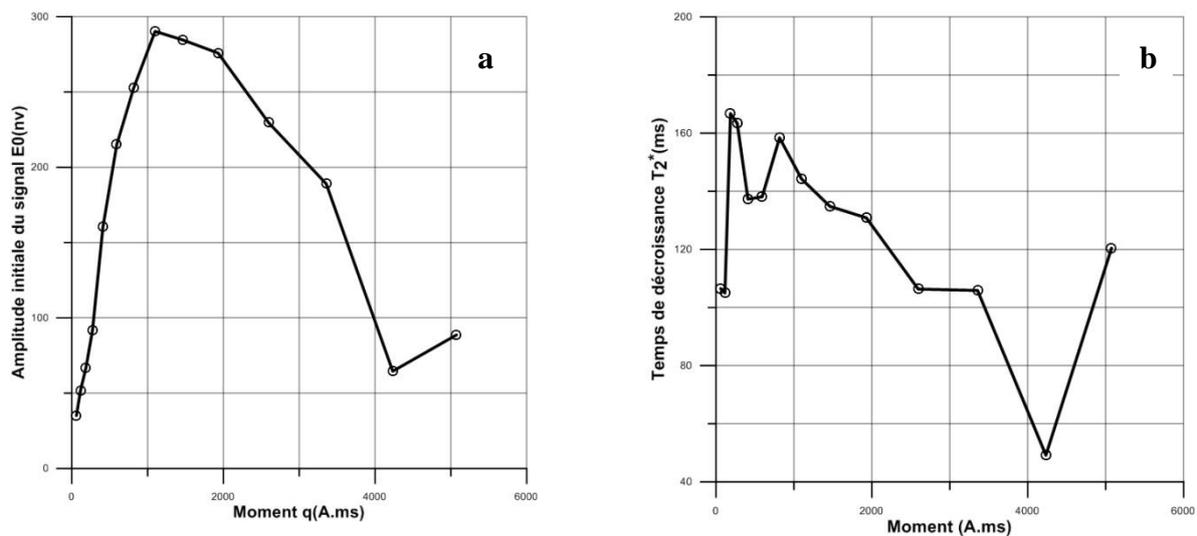


Figure 16: a. Courbe de sondage b. temps de décroissance du signal en fonction du moment d'impulsion

A partir donc des mesures de signaux RMP, il est possible d'obtenir un modèle représentant la répartition de teneur en eau RMP w et du temps de décroissance T_2^* en fonction de la profondeur z . Ces paramètres ne sont pas de véritables grandeurs hydrogéologiques (Vouillamoz, 2003). Toutefois la teneur en eau RMP est une grandeur liée à la porosité du réservoir et le temps de décroissance T_2^* est fonction de la taille moyenne des pores. Il est alors possible d'effectuer une première interprétation qualitative, la teneur en eau RMP w permettant d'appréhender la porosité de drainage et le temps de décroissance du signal T_2^* permettant d'apprécier la perméabilité.

Les paramètres w et T_2^* permettront d'effectuer une calibration et d'envisager une interprétation quantitative. L'interprétation d'un sondage RMP se fait en trois (3) étapes : la création d'une matrice, l'inversion des données et la création d'un modèle.

Vérification de la qualité des données

En RMP, la qualité des mesures est fonction du rapport signal RMP/bruit EM (s/b). Les données de bonne qualité présente une valeur élevée de ce rapport.

Création de la matrice

L'inversion des données RMP consiste à résoudre un système d'équations traduit de façon matricielle par $Aw = e_0$ (9) liant la teneur en eau w et l'amplitude initiale du signal RMP e_0 . Le logiciel *MRSComput* permet la création de la matrice A . Celle-ci tient compte des conditions locales dans lesquelles s'est effectuée la mesure (Bernard, 2007): taille et forme de la boucle, fréquence du générateur, résistivités des terrains, inclinaison du champ magnétique).

Inversion des données

L'inversion de données permet de faire correspondre aux données géophysiques, un modèle de terrain ayant des propriétés $w(z)$ et $T_2^*(z)$.

Obtenir la distribution des paramètres RMP selon la profondeur suppose de mener une inversion en mode « multicouche ». Une inversion bi-couche par exemple visant à connaître les propriétés des altérites et des zones fissurées individuellement peut être menée. Toutefois comme observé par Vouillamoz et al. (2014a), la frontière entre ces deux zones n'est que

conceptuelle puisqu'elles résultent du même processus d'altération. Nous avons donc opté de mener des inversions monocouches pour obtenir des propriétés moyennes des paramètres.

Ce choix de mener une inversion monocouche, est en outre justifié par la volonté de s'affranchir de certains problèmes de suppression fréquents en géophysique. Dans notre cas, cela signifie que l'on pourrait ainsi éviter que le niveau aquifère de l'horizon fissuré ne soit masqué par celui des altérites beaucoup plus capacitif. L'inversion des données avec *SamovarInv* nous fournit donc un modèle avec les paramètres w , Δz et T_2^* .

Modélisation

L'inversion d'un sondage RMP est soumise au problème des équivalences. Cela signifie que deux modèles peuvent produire le même signal RMP. Pour ces deux modèles équivalents le produit $w \cdot \Delta z$ est le même. Cela veut dire qu'il n'est pas possible de connaître à la fois la teneur en eau et l'épaisseur d'une couche. La connaissance à priori, d'un des facteurs de ce produit peut aider à déterminer l'autre. Sur la base des logs de forages, des panneaux électriques et des niveaux statiques, on peut estimer une certaine valeur de l'épaisseur de l'aquifère et déterminer avec plus de certitude la valeur de teneur en eau RMP w .

A l'étape de la modélisation, nous avons imposé une contrainte en fixant la profondeur du mur de l'aquifère sur la base des logs de forages ou des coupes électriques 2D. Celle-ci a été prise égale à la limite inférieure de la zone altérée fissurée. Cette modélisation est menée à l'aide du logiciel *SamovarMod* ; nous obtenons un nouveau couple de paramètres ($w, \Delta z$) tenant plus compte de la réalité hydrogéologique. Le temps de décroissance T_2^* , n'étant pas affecté par les équivalences, reste le même.

Profondeur d'investigation

La profondeur d'investigation est calculée théoriquement à partir de la réponse RMP d'une couche saturée d'eau sur 1 m à différentes profondeurs (figure 17). La détection de cette couche est possible tant que l'amplitude du signal RMP calculée est supérieure à une valeur seuil donnée par le bruit moyen obtenu. Nous avons donc vérifié à chaque inversion que cette condition était remplie, signifiant que pour chacun des sondages, la profondeur d'investigation correspond au maximum de 150 m pour les sondages avec boucles carrées et 75 m pour les sondages avec boucles en huit carré.

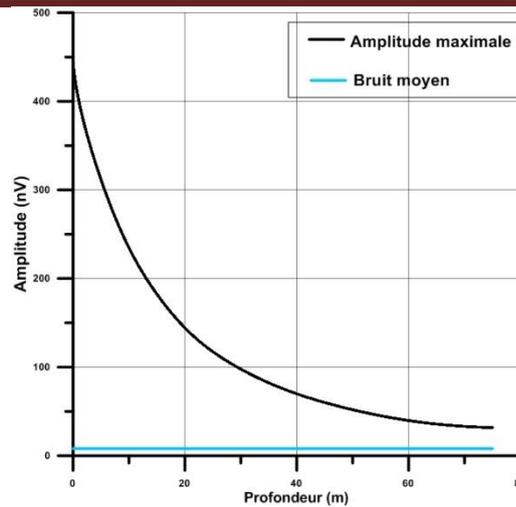


Figure 17 : Estimation théorique de la profondeur d'investigation (cas du sondage S15CS)

II. Essais de pompage

Des essais de pompage de longue durée ont été mis en œuvre pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère de Sanon.

II.1. Mise en œuvre

Six pompages à débit constant allant de 30 à 72 h ont été réalisés dans les forages S1CN, S15, S10, S12, SaG, S5 (tableau 3). L'évolution du niveau dynamique en fonction du temps a été suivie à la fois dans ces forages de pompage et dans d'autres ouvrages à proximité servant de puits d'observation sauf dans le cadre du pompage réalisé dans le forage SaG. A l'issue de chaque pompage, la remontée a été suivie à la fois dans l'ouvrage pompé et dans l'ouvrage d'observation jusqu'à l'atteinte au minimum de 90 % du rabattement obtenu à la descente.

Pour chaque essai, le débit de pompage est voisin du débit d'exploitation obtenu sur la base des essais par paliers de débits.

Tableau 3 : Caractéristiques des essais de pompage

Ouvrage de pompage	Ouvrage d'observation	Distances entre forage et piézomètre (m)	Débit moyen de pompage Q (m ³ /h)	Durée du pompage	Durée de la remontée
S1cn Forage	S1cn Piézo	5	0,6095	62 h	2 h 40 mn
S15	S16	8,06	2,907	70 h	4 h
S10	S11	15	8,411	72 h	5 h 55 mn
S12	Forage école	35,5	1,198	72 h	2 h 30 mn
SaG	Néant	-	0,57	30 h	3 h 30 mn
S5	S8	95	2,129	72 h	4 h 44 mn

Le but de ces pompages était de préciser quantitativement les caractéristiques de l'aquifère en ces lieux où pour la plupart aucun essai de pompage de longue durée n'avait encore été réalisé. De plus, si les études précédentes avaient permis d'apprécier les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère dans la vallée (dôme et exutoire du bassin), le comportement des crêtes restait jusqu'à là méconnu. Les lieux d'exécution des essais sont montrés sur la figure ci-dessous.

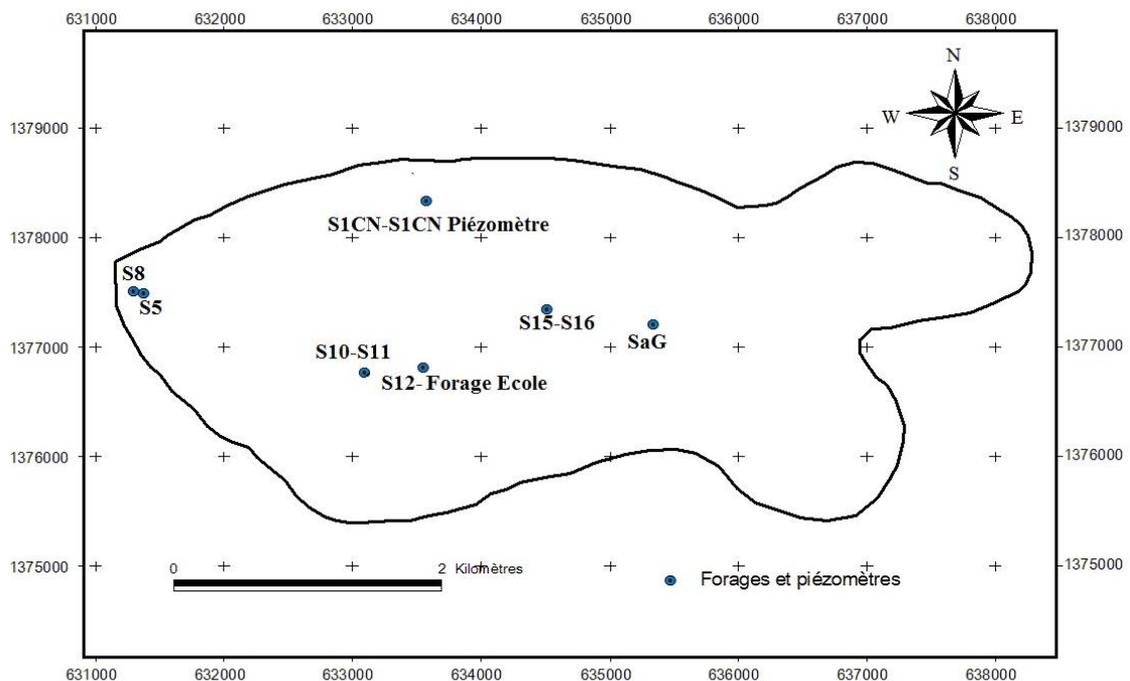


Figure 18: Localisation des essais de pompage réalisés

Mesure du débit de pompage

Au cours des essais de pompage, le débit est maintenu aussi constant que possible. Des mesures de débit en début d'essai sont opérées fréquemment permettant d'effectuer les ajustements nécessaires puis le débit est mesuré à une fréquence plus espacée dans la suite de l'essai. La mesure du débit s'effectue à la sortie du tuyau de refoulement en chronométrant le temps de remplissage d'un récipient jaugé (seau de 10 l).

Mesure de rabattements

Pour évaluer les rabattements, les niveaux dynamiques sont périodiquement mesurés dans l'ouvrage pompé et dans le piézomètre à l'aide de sondes piézométriques. Les relevés sont plus fréquents au début du pompage et au début de la remontée pour permettre de suivre les variations rapides du niveau piézométrique durant ces phases.

II.2. Méthodologie d'interprétation

L'interprétation des résultats des essais de pompage consiste à identifier les propriétés de l'aquifère, son régime d'écoulement et ses frontières. Mathématiquement, cela implique de comparer les réponses piézométriques de l'aquifère à un modèle théorique qui permettra de reproduire les rabattements obtenus au cours de l'essai.

Ce modèle représente une solution de l'équation de diffusivité en coordonnées radiales centré sur le puits de pompage :

$$\frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} + \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (10)$$

r représente la distance par rapport au puits de pompage (en m), h est la charge piézométrique (en m), S est le coefficient d'emmagasinement (sans unité) et T est la transmissivité de l'aquifère (en m^2/s).

La solution de cette équation développée par Theis

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u} du}{u} \text{ avec } u = \frac{r^2 S}{4Tt} \quad (11)$$

et simplifiée par Jacob comme suit

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \ln\left(\frac{2,25 \times T \times t}{S \times r^2}\right) \quad (12)$$

s (m) étant le rabattement, r (m) la distance par rapport au puits de pompage, Q (m^3/s) le débit de pompage, t (s) le temps, S le coefficient d'emmagasinement et T la transmissivité de l'aquifère ;

est celle la plus utilisée pour l'interprétation des essais de pompage, bien qu'elle ne soit pas adaptée à tous les aquifères.

La méthode que nous avons utilisée est la celle de la dérivée logarithmique du rabattement décrite par Renard et al. (2008). Elle fournit une orientation dans le choix de la solution à employer pour une meilleure interprétation.

Calcul de la dérivée du rabattement

La dérivée du rabattement

$$\frac{\partial s}{\partial \ln t} = t \frac{\partial s}{\partial t} \quad (13)$$

est calculée à partir d'une série discrète de rabattements s_i et d'instant t_i par la formule :

$$\left. \frac{\partial s}{\partial \ln t} \right|_{t_m} = \frac{s_i - s_{i-1}}{\ln(t_i) - \ln(t_{i-1})} \quad (14)$$

Cette approximation est associée au temps t_m correspondant au centre d'intervalle de temps (déterminé soit par la moyenne arithmétique $t_m = (t_i + t_{i-1})/2$, soit par la moyenne géométrique $t_m = \sqrt{t_i t_{i-1}}$ de deux valeurs de temps successives).

La dérivée du rabattement en fonction du temps est ensuite tracée dans un graphique semi-logarithmique ou bi-logarithmique.

Lissage de la dérivée

Quand la variation entre deux instants de mesures t_i et t_{i-1} est importante, les rabattements mesurés sont affectés par les incertitudes de mesure. La courbe dérivée devient alors « bruitée », signifiant qu'elle présente trop de variations, rendant son interprétation difficile. Dans le cadre de cette étude, chaque fois que nécessaire, la dérivée a été traitée par un lissage sur la base d'un algorithme développé par Bourdet et al. (1989). Cette méthode effectue le calcul de la dérivée en considérant une série d'instant t_i séparés de façon logarithmique.

L'analyse de la dérivée permet l'identification des régimes d'écoulement. Ceux-ci représentent la géométrie des lignes de courant dans la formation sollicitée par le pompage. Le diagramme établi par Ehlig-Economides et al. (1994) (figure 19) qui représente les divers régimes d'écoulement dans une échelle bilogarithmique a permis leur identification. Les courbes diagnostiques (en annexe) représentant simultanément le rabattement et la dérivée du rabattement ont facilité le choix du modèle conceptuel d'aquifère ainsi que celui de la solution analytique appropriée pour l'interprétation de chaque essai. La sélection du modèle et de la solution est assistée par les données recueillies par les géosciences (Schlumberger, 2002). Les informations géologiques disponibles à travers les logs de forages et les panneaux électriques permettent ainsi donc de valider ces choix.

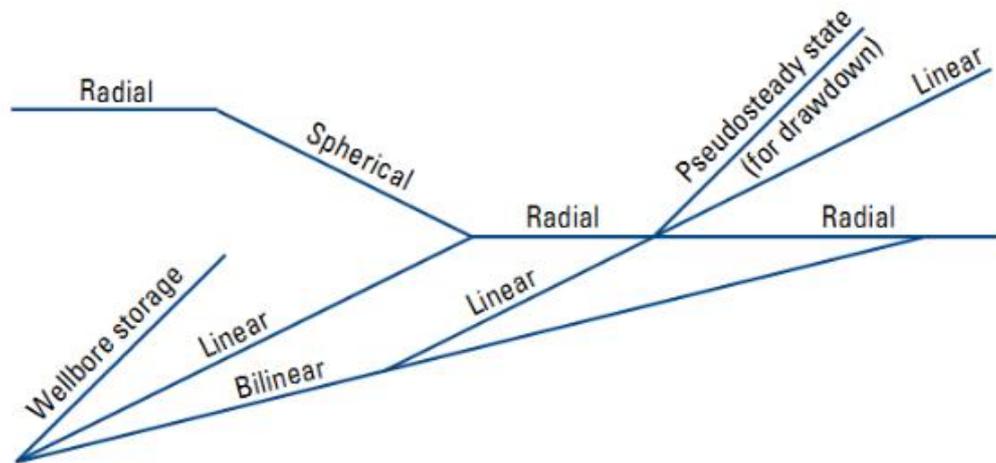


Figure 19 : Diagramme d'identification des régimes d'écoulement (Ehlig-Economides et al., 1994)

Pour s'affranchir des problèmes liés aux pertes de charges induites par le pompage, nous avons priorisé l'interprétation sur la base des données des ouvrages d'observation. Le logiciel utilisé pour l'interprétation des essais de pompage est AQTESOLV™ 4.5 Professionnel. Il comporte 35 solutions analytiques pour modéliser les données des essais de pompage prenant en compte les aquifères libres, captifs, semi-captifs, à double porosité ou à fracture unique. Certaines solutions permettent de tenir compte des effets de puits, de l'existence de débit retardé, etc.

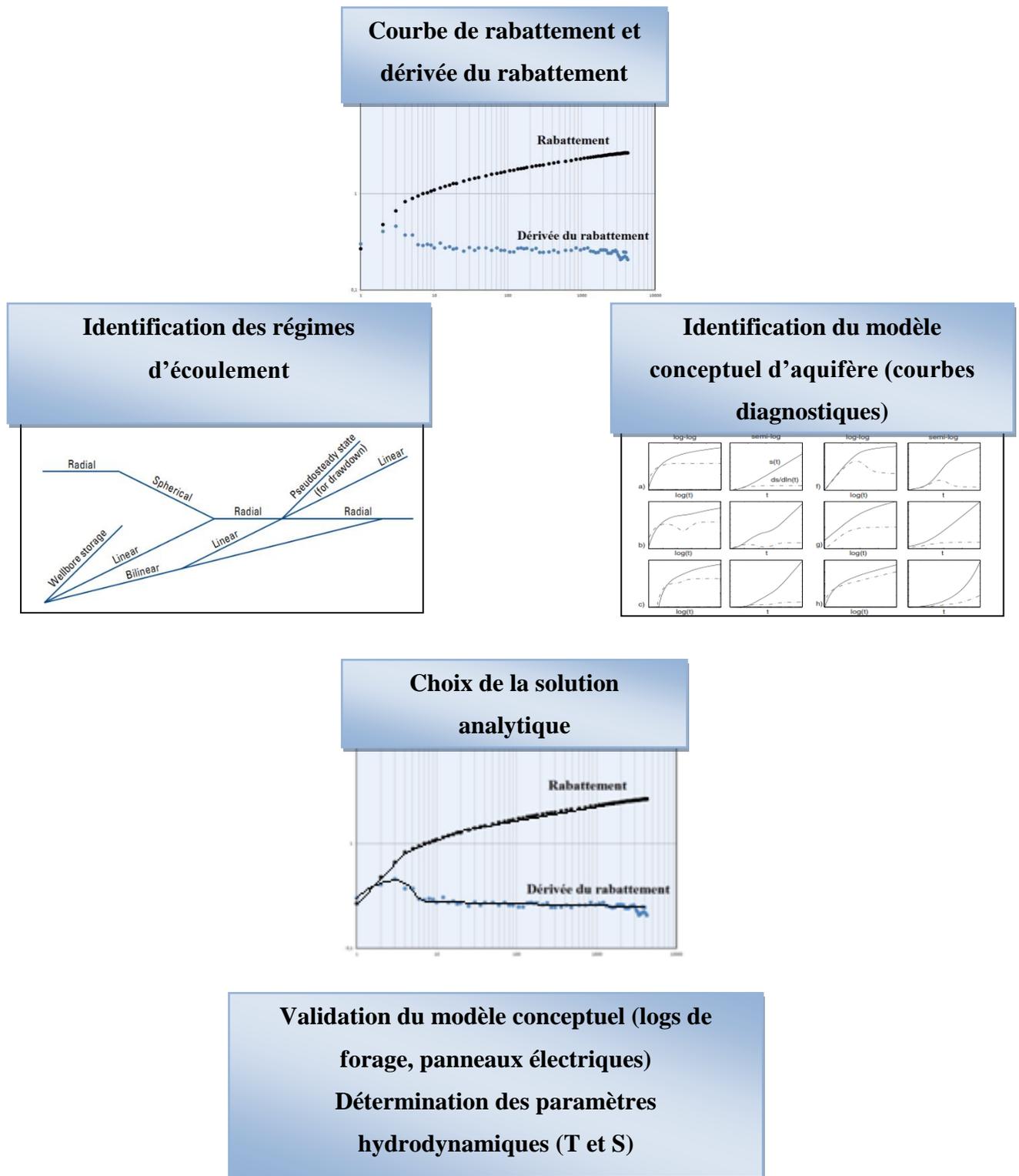


Figure 20 : Méthodologie d'interprétation des essais de pompage

**TROISIEME PARTIE : RESULTATS, INTERPRETATIONS ET
DISCUSSIONS**

I. Résultats et interprétations

Dans cette partie, nous présenterons les différents résultats issus des différents traitements des données de terrain. Les résultats concernent l'estimation des paramètres RMP notamment la teneur en eau et le temps de décroissance du signal ; l'estimation des paramètres hydrodynamiques (S et T) et l'identification de corrélation entre les paramètres hydrodynamiques et les paramètres RMP.

I.1. Résultats des mesures RMP

L'analyse de la qualité des 11 mesures RMP à travers l'estimation du rapport signal/bruit montre que les données obtenues sont de bonne qualité avec des rapports s/b variant de 1,69 à 9,48.

Les données de sondage RMP montrent que les amplitudes des signaux diffèrent bien souvent d'un site à l'autre et également en fonction de la profondeur sur un même site. La figure ci-dessous illustre cette variation à travers les courbes de sondage (variation de l'amplitude initiale en fonction de la pseudo profondeur).

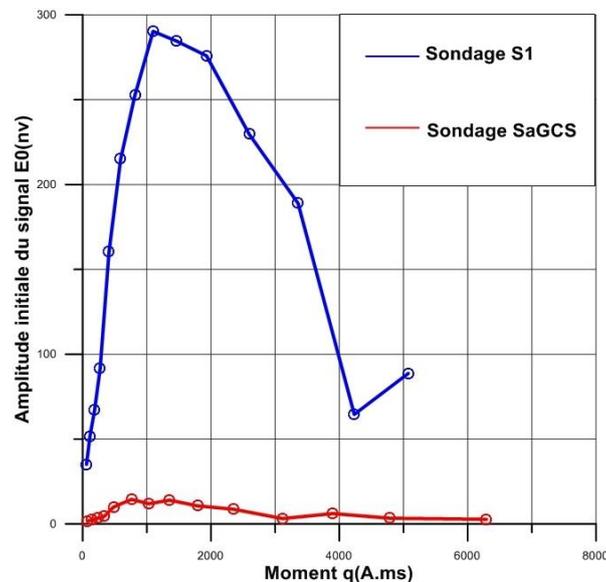


Figure 21 : Comparaison des sondages RMP S1 et SaGCS

Le tableau ci-dessous présente les paramètres RMP et la géométrie de l'aquifère obtenus après inversions des données de sondage. Les teneurs en eau ainsi obtenues en considérant un aquifère monocouche montrent que celles-ci varient d'un site à un autre avec des valeurs maximales au niveau de la vallée centrale où le dôme piézométrique est observé et au niveau des crêtes S1CN, SaGCN et S15CS. Les faibles teneurs en eau sont localisées au niveau de la crête SaGCS. La figure 22 illustre les teneurs en eau moyennées sur l'épaisseur saturée au niveau de S1, S15, S8, SaG et S1CN.

Tableau 4 : Résultats des inversions

Identifiant	Teneur en eau w(%)	Temps de décroissance T ₂ * (ms)	Toit de l'aquifère (m)	Epaisseur de l'aquifère Δz (m)	Lame d'eau wΔz (m)	Rapport signal sur bruit s/b	RMS (nV)
S1	4,6	131,7	6	52,5	2,42	9,48	11,62
S8	2,4	126,3	6,8	41,7	1,00	6,87	11,83
S15	2,3	129	6,5	53,8	1,24	9,63	14,08
S10	1,3	83,7	6,8	36,2	0,47	2,94	4,11
SaG	2,8	132,9	14,6	39,9	1,12	7,68	4,6
S1CS	1,4	132,2	8,6	41,7	0,58	3,77	5,09
S1CN	4,3	124,7	14,8	37,2	1,60	5,13	4,52
SaGCS	0,6	99,6	10,8	29,5	0,18	1,69	1,79
SaGCN	4,4	100,1	14,4	17,6	0,77	3,9	6,23
S15CN	2,6	120,5	14,1	35,9	0,93	3,5	2,4
S15CS	4,5	149	16,4	37,4	1,68	7,91	2,96

Caractérisation des propriétés hydrodynamiques d'un aquifère de socle fracturé: Couplage essais de pompage – Résonance Magnétique des Protons (RMP)

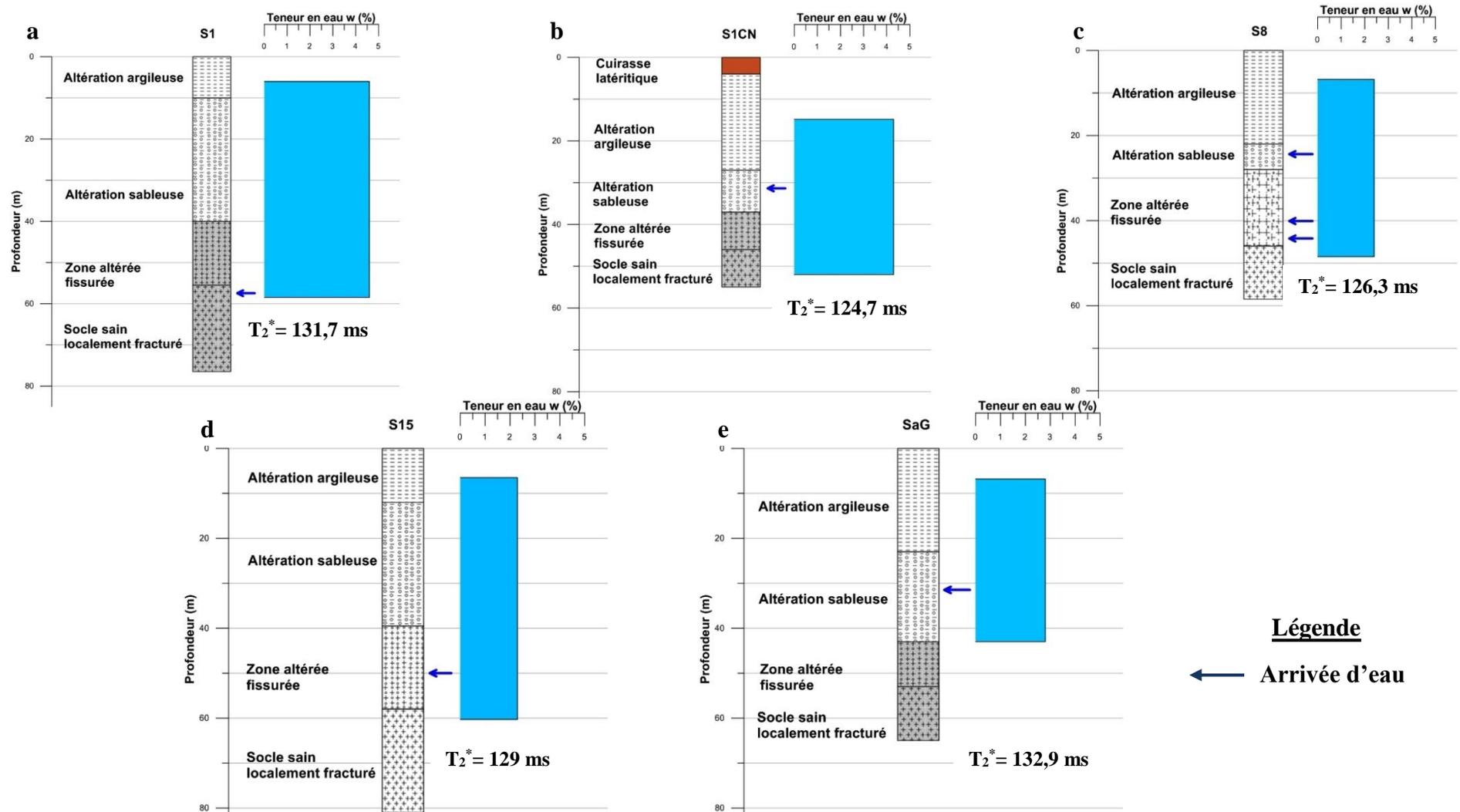


Figure 22: Logs de forages et paramètres RMP a. Cas du S1 (migmatite) b. Cas du S8 (granite) c. Cas du S1CN (migmatite) d. Cas du S15 (migmatite) e. Cas du SaG (migmatite)

Les temps de décroissance des signaux RMP T_2^* varient entre 83,7 et 149 ms suggérant que l'aquifère de Sanon est constitué de sables moyens à fins d'après la classification de Schirov et al. (1991). Les valeurs de teneur en eau RMP obtenues sont inférieures à 5 %. Ces valeurs sont en accord avec les autres études RMP menées en zone de socle (Descloîtres et al., 2007) et contrastent avec les valeurs de teneur en eau obtenues dans d'autres contextes géologiques : Boucher et al. (2008) ont obtenu une teneur en eau moyenne de 13 % pour un aquifère gréseux libre du Niger.

I.2. Evolution de crête en crête des paramètres RMP en fonction de la géométrie et de la structure de l'aquifère

Profil S1 Nord Sud

L'analyse de crête en crête des teneurs en eau et le temps de décroissance du signal en fonction de la géométrie et la structure du profil d'altération le long du profil passant par les forages S1 et S1CN (figure 23) révèle que le sondage S1, effectué sur migmatite, a été mené sur un terrain pourvu d'une épaisseur importante d'altération sableuse. La valeur de teneur en eau obtenue en S1 est de 4,6 % et localisée dans l'altération et la zone altérée fissurée (figure 17). Elle prouve la forte capacité de stockage dans la zone de dôme de piézométrie décrite comme une zone préférentielle de recharge (Outoumbé, 2014). La lame d'eau de 2,42 m est la plus importante de tout le site confirmant une fois de plus que les altérites (dont l'épaisseur est la plus importante sur le site) ont un rôle fortement capacitif.

Au Nord du profil, le sondage S1CN sur migmatite a quant à lui été mené au dessus d'une zone argileuse surmonté par un bloc cuirassé d'une épaisseur s'étendant sur près de 20 m visible sur la coupe électrique par un milieu électriquement résistant en surface. Ces conditions de surface font de cet endroit, un lieu où le ruissellement est prédominant. Pourtant la valeur de teneur en eau obtenue de 4,5 % avoisine celle obtenue dans la vallée. Elle suggère que les versants ne sont pas dépourvus d'eau. Une telle teneur en eau est liée à la proximité du lieu de sondage S1CN du dôme piézométrique. La présence d'un réservoir en dessous de la cuirasse pourrait témoigner en cet endroit d'un phénomène de captivité. Si tel n'était pas le cas, il serait difficile de comprendre la présence d'eau en-dessous de ces horizons

imperméables. En ces endroits, on est en droit de penser que la recharge de l'aquifère n'est plus verticale mais plutôt latérale (en provenance de la vallée) comme c'est le cas pour les nappes de type captif. L'interprétation d'essais de pompage pourrait permettre de confirmer cette hypothèse. Le temps de décroissance du signal RMP vaut 131,7 ms pour le sondage S1 contre 124,7 ms pour le sondage S1CN. La valeur de T_2^* relativement faible est sans doute influencée par la présence d'argile.

La réalisation du forage S1CN en cet endroit a confirmé cette assertion. La lithologie montre la présence d'altération argileuse sur 23 m. Celle-ci surmonte 10 m d'altération sableuse contenant aussi de l'argile. Le faible débit de fin de développement obtenu (0,6 m³/h dans l'altération) indique bien un milieu peu transmissif quoique pourvu d'eau.

Le sondage S1CS a été mené au-dessus d'un endroit identifié par Soro et al. (2015) comme une intrusion probable d'un milieu conducteur à l'intérieur d'un milieu résistant. La valeur de T_2^* obtenue est comparable à celle obtenue en S1 pourtant l'altération ne s'y étend que sur une dizaine de mètres. On pourrait faire l'hypothèse d'un milieu de porosité importante en profondeur. Ceci serait en adéquation avec la présence d'une intrusion probable, structure électriquement conductrice. La teneur en eau en ce lieu est assez modeste avec une valeur de 1,4 %.

Le sondage S10 mené sur socle migmatique n'a pas été réalisé sur ce profil. Il est toutefois situé à proximité. Ce sondage a donné des résultats quelque peu surprenants. La valeur de T_2^* de 83,7 ms se distingue de toutes les autres valeurs obtenues sur le site. Cette exception laisse envisager que la mesure a été influencée par le bruit électromagnétique. En effet, de tous les sondages menés avec des géométries en boucle carrée, il présente la valeur de bruit électromagnétique moyen la plus élevée. Le rapport signal sur bruit avec une valeur de 2,94 est également des plus faibles.

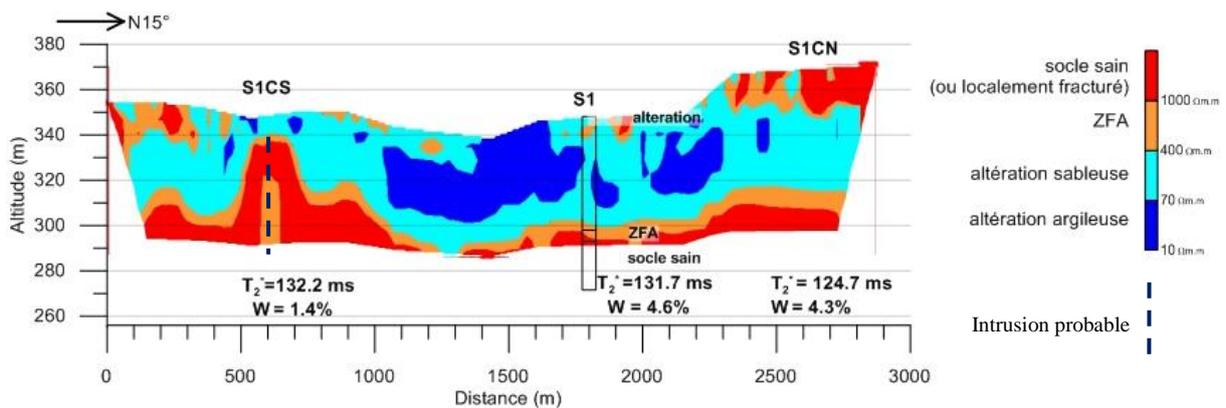


Figure 23: Profil ERT S1 orienté N 15° (Soro et al., 2016 in press)

Profil S15 Nord Sud

Au centre du profil S15 (figure 24), la lithologie décrite d'après les coupes géologiques révèle la présence de silt et d'argile depuis la surface du sol jusqu'à 30 m de profondeur. La coupe électrique par ailleurs, en accord avec le log, montre que les altérites sont argileuses comparativement aux autres endroits de la vallée sur une épaisseur variant de 20 à 40 m. Le sondage S15 a été mené dans l'axe de la vallée du bassin de Sanon, sur substratum migmatique. Comparativement à celle de S1, la teneur en eau de 2,3 % est relativement faible. L'altération argileuse étant présente depuis la surface, elle constitue sans doute une couche imperméable qui limite l'infiltration des eaux. Il est également probable qu'une partie de l'eau ne soit pas détectée par la méthode car fortement liée aux terrains.

Au sud du profil, les valeurs w et T_2^* élevées suggèrent la présence d'un milieu plus sableux. On conclut en la présence d'un aquifère relativement important sur une épaisseur de 37 m. Après le sondage S1, le sondage S15CS est celui présentant la lame d'eau la plus élevée (1,68 m). Ces valeurs élevées du produit $w \cdot \Delta z$ et de T_2^* en font un lieu potentiellement favorable à l'implantation d'un forage puisque le stock d'eau y est important ainsi que la taille des pores.

Plus au nord (sondage S15CN), la valeur de T_2^* indique que la porosité des altérites est faible. Cet état de fait n'est pas en adéquation avec la coupe électrique 2D selon laquelle, en dessous de la cuirasse, l'altération est de nature sableuse.

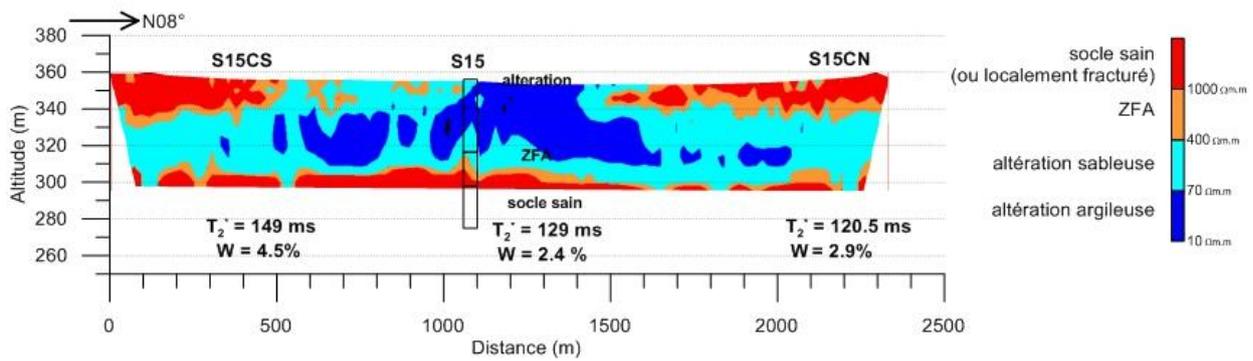


Figure 24: Profil ERT S15 orienté N 08° (Soro et al., 2016 in press)

Profil SaG Nord Sud

Au centre du profil (figure 25), les résultats du sondage RMP SaG mené sur substratum migmatique donnent une teneur en eau de 2,8 % sur une épaisseur d'environ 40 m localisée dans une altération argilo-sableuse et dans la zone altérée fissurée d'après les informations fournies par les coupes géologique et électrique.

Au Sud, le sondage SaGCS a été mené dans un environnement très résistant électriquement. En ce lieu, les altérites sont très peu présentes. Elles se développent sur une vingtaine de mètres. Le panneau électrique semble à peine présenter l'amorce d'un processus d'altération et une remontée du socle. C'est pourquoi la valeur de T_2^* influencée par le bruit électromagnétique se trouve être très faible et la teneur en eau (0,6 %) ainsi que la lame d'eau (0,18 m) quasi nulles.

La crête nord quant à elle, affiche une teneur en eau de 4,4 % comparable à celle du dôme piézométrique, cependant l'épaisseur n'est pas aussi importante (21,9 m). La valeur de T_2^* indique la présence d'un aquifère argileux quelque peu en contradiction avec l'électrique.

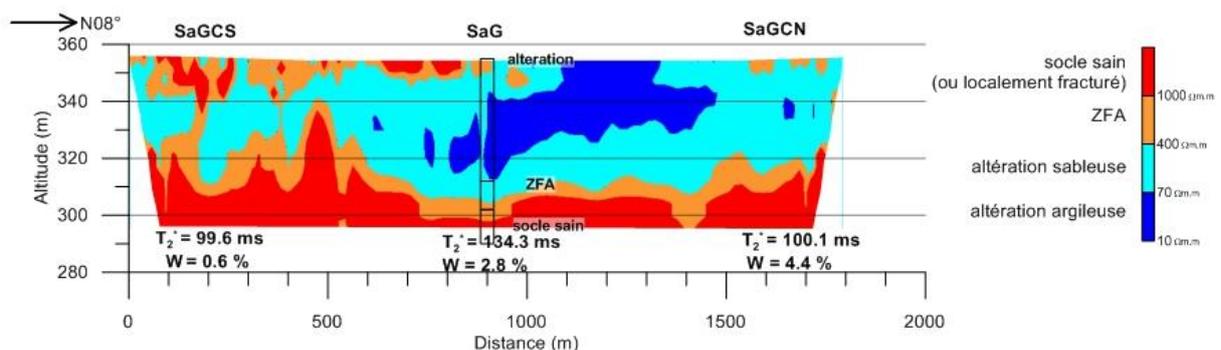


Figure 25: Profil ERT SaG orienté N 08° (Soro et al., 2016 in press)

Profil S8 Nord Sud

Ce sondage S8 a été réalisé au centre du profil S8 sur socle granitique, à l'exutoire du bassin. La valeur de T_2^* de 126 ms est en accord avec la prédominance d'altération argileuse. Comme pour le sondage S15, la valeur basse de teneur en eau de 2,4 % pourrait être influencée par la présence d'argile depuis la surface.

I.2. Caractérisation hydrodynamique

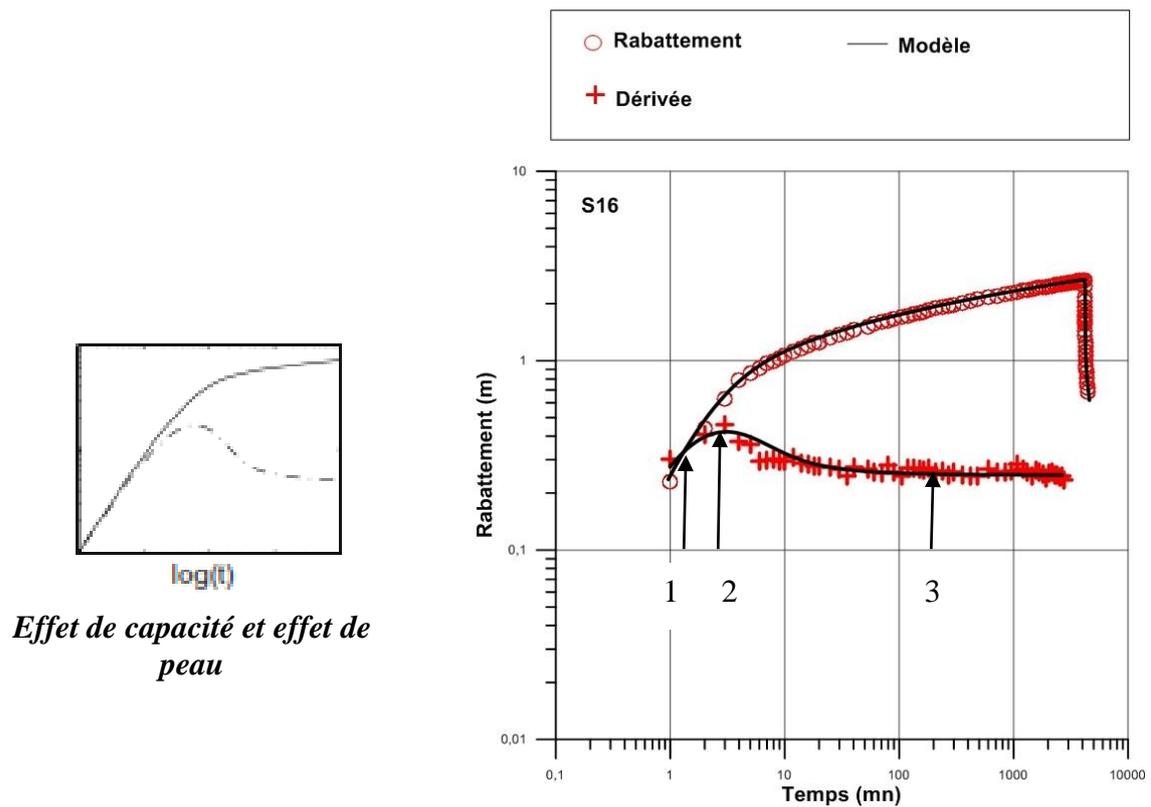
Pour chaque essai de pompage, une description des régimes d'écoulement est menée conformément à la méthodologie décrite plus haut. Puis les paramètres hydrodynamiques sont déterminés après avoir choisi une solution analytique appropriée.

Essai de pompage S1CN-S1CN Piézo

Lors du pompage du forage S1CN, le piézomètre S1CN Piézo n'a pas été considérablement influencé. Le rabattement observé dans cet ouvrage n'a atteint que 40 cm en dépit de la proximité des deux ouvrages (5 m). Le forage S1 captant la zone fissurée et le piézomètre S1CN captant le réservoir des altérites, il semblerait que la connectivité entre ces deux réservoirs soit faible. On peut donc supposer l'existence de deux compartiments séparés par une limite imperméable ou semi-imperméable. On est probablement en présence d'un aquifère de typologie captive ou semi-captive au niveau de S1CN, en accord avec les résultats de la RMP. Les faibles variations des niveaux piézométriques observés dans S1CN Piézo ne permettent pas d'obtenir une courbe de rabattement utilisable pour l'interprétation et le calcul des paramètres hydrodynamiques.

Essai de pompage S15-S16

Le graphique bi-logarithmique (figure 26) présente l'évolution du rabattement du niveau d'eau observé dans le piézomètre S16 pendant l'essai de pompage longue durée lors de la descente (pendant le pompage) et la remontée (après l'arrêt du pompage) ainsi que la courbe de dérivée de rabattement.



1. Effet de capacité 2. Régime de transition 3. Ecoulement radial infini

Figure 26 : Interprétation de l'essai de pompage S15-S16 (piézomètre S16) par le modèle de Dougherty-Babu

L'analyse de la dérivée permet de distinguer trois régimes d'écoulement :

- de 0 à 2 mn, un régime d'écoulement où la dérivée augmente suivant une pente unitaire sur une échelle bilogarithmique, ce qui correspond à un effet de capacité et/ou un effet de peau. Durant ces premiers instants, l'aquifère n'est pas encore sollicité. L'eau est pompée directement en provenance de l'ouvrage.
- de 2 mn à 20 mn, on perçoit une bosse caractéristique qui disparaît graduellement au fur et à mesure que la sollicitation de l'aquifère commence à se faire ressentir.
- de 20 mn à 72 h, la dérivée montre une stabilisation correspondant à un écoulement radial cylindrique.

Cette courbe de dérivée s'apparente à la courbe diagnostique de Renard et al. (2009) *effet de capacité et effet de peau*. La solution de Dougherty-Babu (1984) a été utilisée pour déterminer S et T . Cette solution analytique a été développée pour un écoulement transitoire à travers un puits à pénétration partielle ou totale de diamètre fini tenant compte de l'effet de capacité et de l'effet de peau dans un aquifère homogène, isotrope et captif. La valeur de la transmissivité peut être estimée à $T = 2,477.10^{-4} m^2/s$ et celle du coefficient d'emmagasinement à $S = 7,081.10^{-5}$. La solution adoptée et la valeur du coefficient d'emmagasinement obtenue inférieure à 10^{-3} sont celles d'une nappe captive.

Essai de pompage S10-S11

La figure 27 montre que la courbe de dérivée du rabattement du piézomètre S11 est supérieure à la courbe de rabattement aux premiers instants. Elle ne présente pas de stabilisation aux derniers instants : il n'y a pas de régime d'écoulement radial infini. Au contraire, elle continue de croître.

Ce comportement pourrait suggérer la présence d'une limite imperméable. La figure obtenue s'apparente à la courbe diagnostique *limite à flux nul d'extension infinie*. Son comportement peut être modélisé par la solution de Theis, en y ajoutant l'existence d'une limite imperméable. Avec le logiciel AQTESOLV™ 4.5, nous avons simulé la présence d'une limite à flux nul à 40 m du puits de pompage S10. La solution obtenue conduit aux valeurs de transmissivité $T = 4,196.10^{-4} m^2/s$ et de coefficient d'emmagasinement $S = 4,506.10^{-2}$. Cette solution choisie reproduit de façon satisfaisante les données expérimentales.

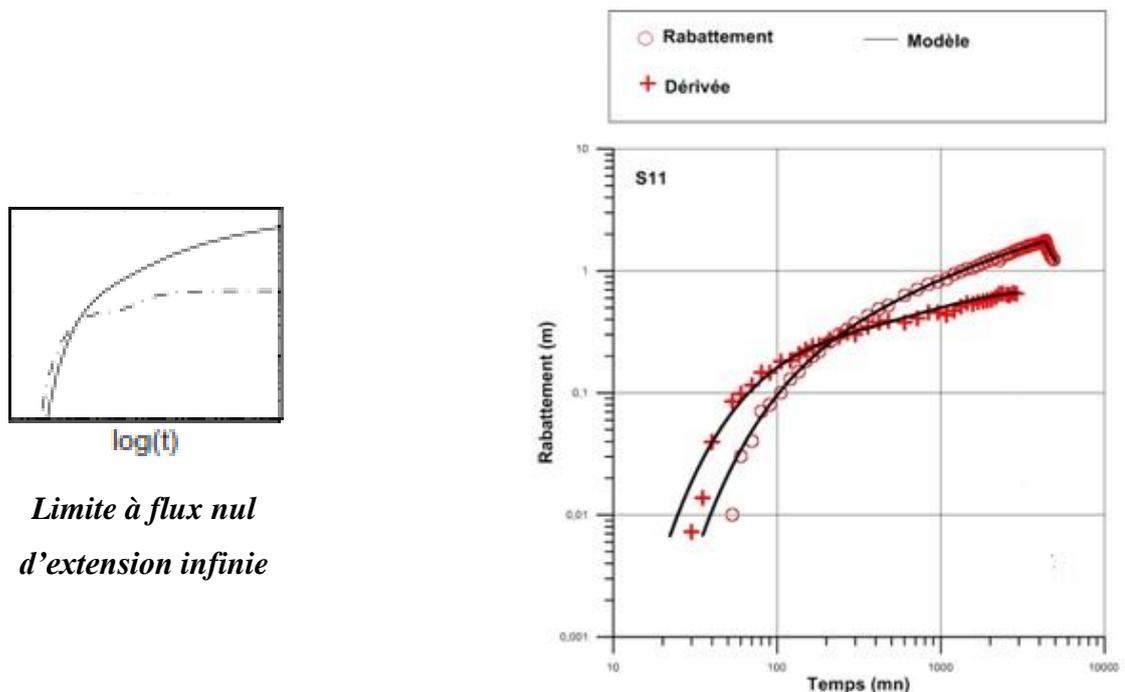


Figure 27 : Interprétation de l'essai de pompage S10-S11 (piézomètre S11) par le modèle de Theis + Limite imperméable

La courbe du rabattement et de sa dérivée se rapprochent également de la courbe diagnostique *écoulement radial généralisé*. Le modèle de Barker avec les paramètres $K = 1,319.10^{-5} \text{ m/s}$, $S_s = 1,136.10^{-3}$, $b = 37,91 \text{ m}$, $n = 1,578$ est une solution qui ajuste bien les données expérimentales également.

Le modèle d'écoulement radial généralisé développé par Barker correspond à une généralisation des équations définies pour des écoulements à géométrie radiale à n'importe quelle dimension n . Ce modèle permet notamment de simuler des écoulements à géométrie linéaire ($n = 1$) radiale ($n = 2$) ou sphérique ($n = 3$) ainsi que toutes les dimensions intermédiaires correspondant à des valeurs non-entières de n .

K représente la conductivité hydraulique, S_s le coefficient d'emmagasinement spécifique, b l'épaisseur de l'aquifère et n la dimension de l'écoulement.

La dimension de l'écoulement n étant légèrement inférieure à 2 peut aussi traduire la présence d'une limite imperméable (Hoareau, 2008).

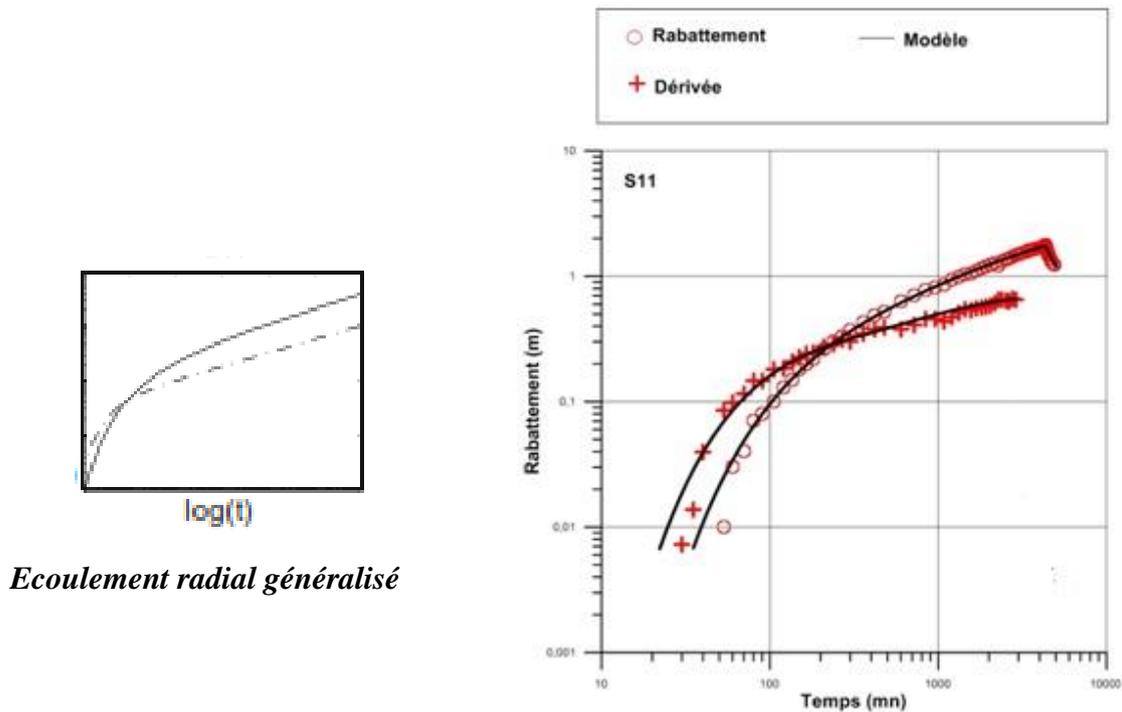


Figure 28: Interprétation de l'essai de pompage S10-S11 (piézomètre S11) par le modèle de Barker

Les deux modèles choisis indiquent donc la présence d'une limite imperméable. Le panneau représenté en figure 29 passe à proximité de S10 et S11. Le piézomètre S11 se situe approximativement à 630 m du S1. Il est par conséquent à quelques dizaines de mètres d'une structure verticale résistante qui surmonte l'intrusion. Celle-ci pourrait être la limite à flux nul suggérée par les solutions utilisées.

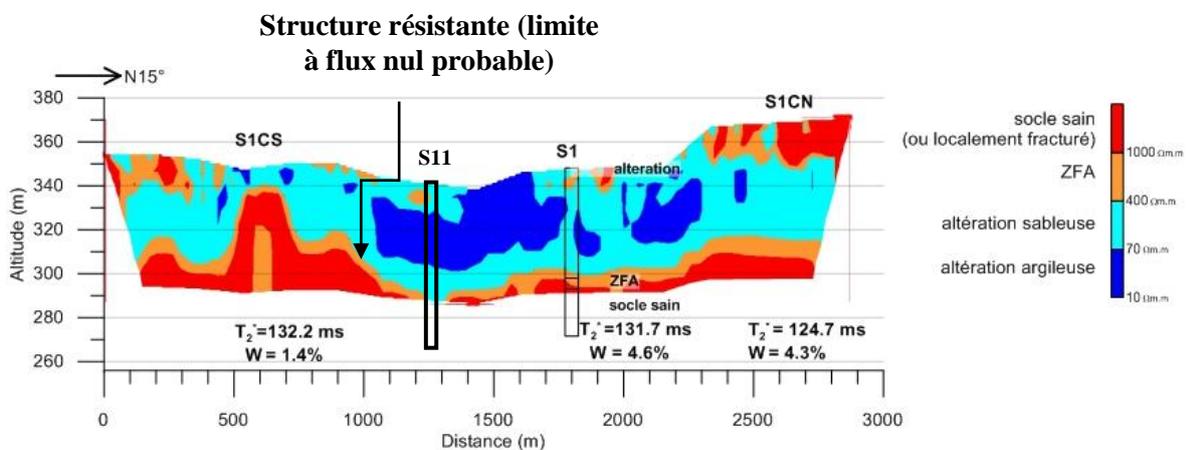


Figure 29: Position probable de la limite à flux nul

Les valeurs de T et S obtenues par les deux solutions sont très voisines. En effet par le modèle de Barker, on obtient $S = S_s \times b = 5,16.10^{-2}$ et $T = K \times b = 5.10^{-4} m^2/s$. Les valeurs élevées de S obtenues sont caractéristiques d'une nappe libre.

Essai de pompage S12-Forage Ecole

La courbe de dérivée du rabattement est proche de la courbe diagnostique *double porosité ou aquifère libre*. On y perçoit une inflexion de la dérivée se traduisant sur la courbe par un trou prononcé. Dans les premiers instants, le pompage vide le réservoir qui est directement en contact avec le puits de pompage : la zone altérée fissurée. On a un comportement semblable à celui d'une nappe captive où l'emmagasinement est de type élastique, c'est-à-dire du aux phénomènes de compaction du milieu et de compacité de l'eau. Ensuite, cette déplétion est partiellement complétée par l'eau en provenance d'un autre réservoir : celui des altérites. L'emmagasinement mis en jeu est celui d'un drainage vertical au-dessus de la nappe rabattue. Ce comportement peut être reproduit par la solution de Neuman qui est particulièrement adaptée aux formations de roc fracturé. La solution de Neumann a été développée pour un écoulement transitoire à travers un puits à pénétration totale ou partielle dans un aquifère libre, homogène et isotrope d'extension infinie avec un débit retardé. Ce modèle suppose un drainage instantané et néglige les effets de capacité. On obtient les valeurs de $T = 1,132.10^{-4} m^2/s$ et $S = 1,463.10^{-4}$. La valeur de la porosité de drainage est $S_y = 2,004.10^{-3}$.

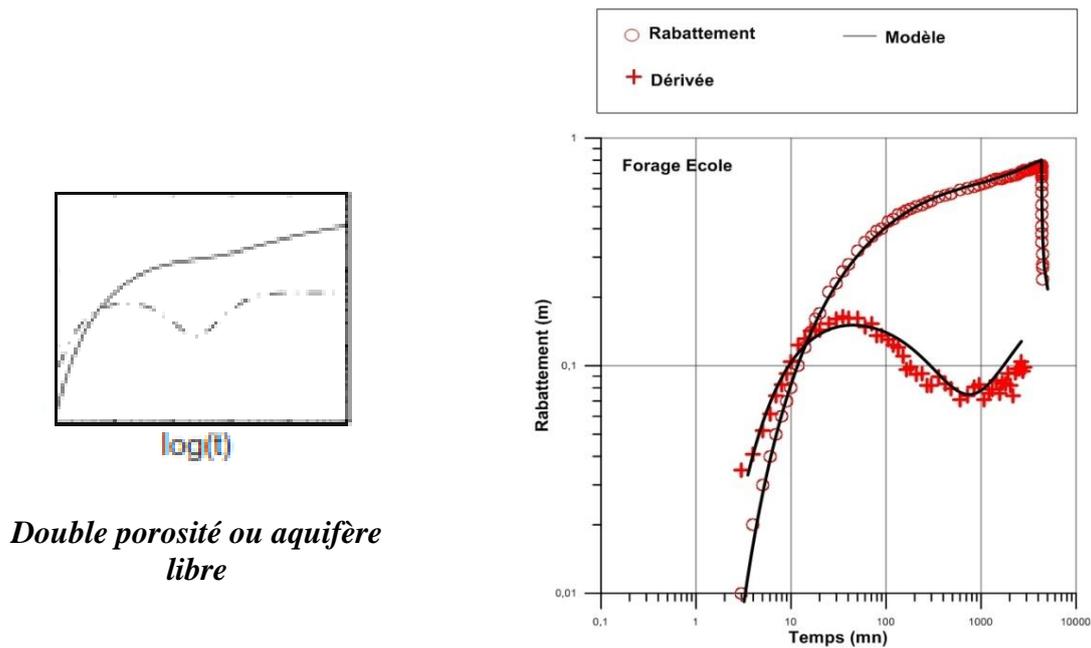


Figure 30 : Interprétation de l'essai de pompage S12-Forage Ecole (piézomètre Forage Ecole) par la solution de Neuman

Essai de pompage S5-S8

Sur la figure 31, les courbes traduisent un comportement typique de la solution de Theis. La dérivée amorce une stabilisation aux derniers instants du pompage caractéristique d'un écoulement radial infini. Le fait que l'on ne perçoive qu'une amorce est sûrement lié à la distance importante entre l'ouvrage de pompage et l'ouvrage d'observation (95 m). Aux premiers instants la dérivée est supérieure au rabattement.

Les paramètres obtenus par la solution de Theis sont $T = 1,101.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et $S = 1,114.10^{-3}$. Cette solution a été développée pour un écoulement transitoire à travers un puits à pénétration totale dans un aquifère captif et néglige les effets de capacité.

La valeur de l'ordre de 10^{-3} semble en adéquation avec la présence d'argile en surface visible sur le log de forage qui laisse à penser à un phénomène de captivité ou de semi-captivité.

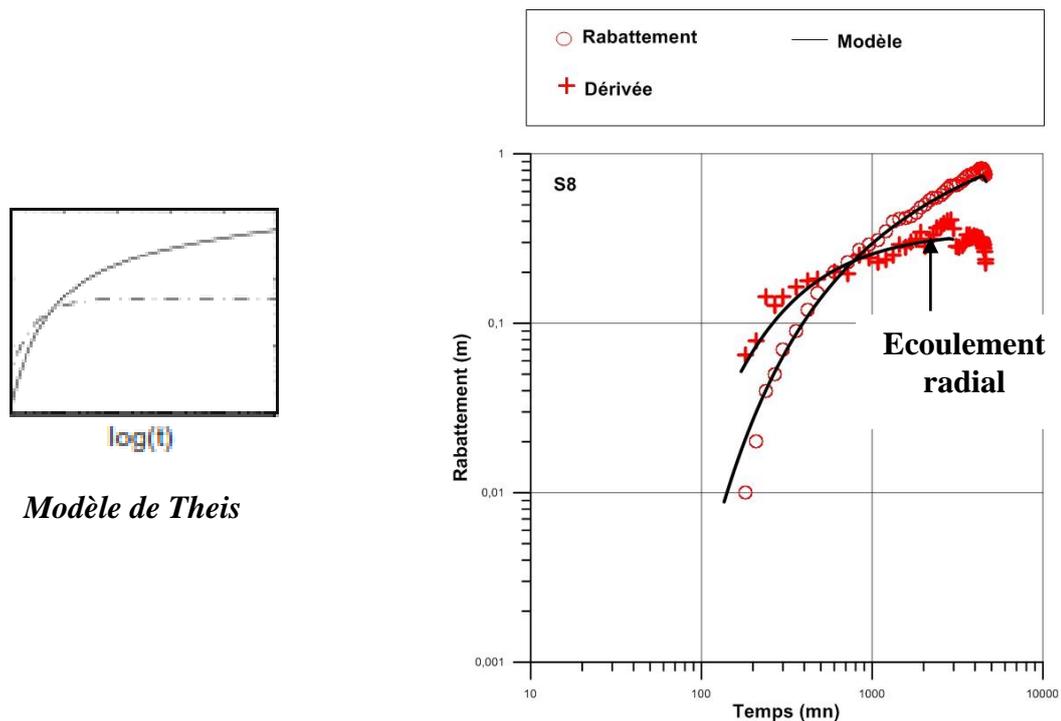


Figure 31 : Interprétation de l'essai de pompage S5-S8 (piézomètre S8) par la solution de Theis

Essai de pompage SaG

Ne disposant pas de piézomètre d'observation sur ce site, on peut uniquement calculer la transmissivité. Les mesures au puits de pompage seules étant disponibles, les interprétations sont limitées. Les données devraient être corrigées des pertes de charge quadratiques. Nous avons toutefois essayé d'utiliser le modèle de Neumann. Bien qu'il ne reproduise pas de façon très satisfaisante les données, on obtient $T = 4,601 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. Cette valeur traduit un milieu peu transmissif, en adéquation avec le faible débit de fin de développement de $0,6 \text{ m}^3/\text{h}$. Toutefois, elle est à considérer avec précaution car elle affiche un ordre de grandeur différent des autres valeurs de transmissivité et est obtenue par interprétation d'un essai mené sur 30 h.

I.3. Couplage essais de pompage – RMP

Dans cette partie, nous entreprenons d'établir des lois de transfert entre les paramètres hydrodynamiques issus des essais de pompage et les paramètres RMP.

I.3.1. Estimation de la transmissivité à partir des paramètres RMP

La transmissivité est estimée par la formule (Legchencko et al., 2002 ; Vouillamoz et al. 2014a) :

$$T_{RMP} = C_T w^a T_2^{*b} \Delta z \quad (15)$$

avec a, b, et C_T des paramètres empiriques calculés en comparant T_{RMP} avec la transmissivité déterminée grâce aux essais de pompage.

Le choix des données utilisées pour la calibration de la formule concerne les sondages et les essais menés au niveau des ouvrages S1, S8, S16. Ceci à cause du fait que les valeurs des paramètres RMP obtenues en S10 nous ont paru douteuses ; nous n'avons pas mené de sondage RMP en S12 et ne disposant pas de piézomètre d'observation au niveau de SaG, nous n'avons pu y obtenir une valeur de transmissivité tout à fait fiable.

Comme nous n'avons pas réalisé d'essais de pompage en S1 dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé les résultats de l'essai de pompage mené en S1 dans le socle fissuré et décrit dans la littérature (Compaoré, 1997). La transmissivité moyenne calculée à partir de cet essai est de $3,575.10^{-4}$. A partir des données présentées dans le tableau ci-dessous, on constate que la relation entre la transmissivité et le terme $w\Delta z T_2^{*2}$ est linéaire comme le montre la figure 32.

Tableau 5: Données utilisées pour l'établissement de la loi de transfert concernant la transmissivité

Identifiants	Teneur en eau w (%)	Epaisseur Δz (m)	Lame d'eau $w\Delta z$ (m)	Temps de décroissance T_2^* (ms)	$(T_2^*)^2 w \Delta z$ (ms ²)	Transmissivité T(m ² /s)
S1	4,6	52,5	2,42	131,7	0,0419746	0,000375
S8	2,4	41,7	1	126,3	0,0159517	0,0001101
S15	2,3	53,8	1,24	129	0,0206348	0,0002477

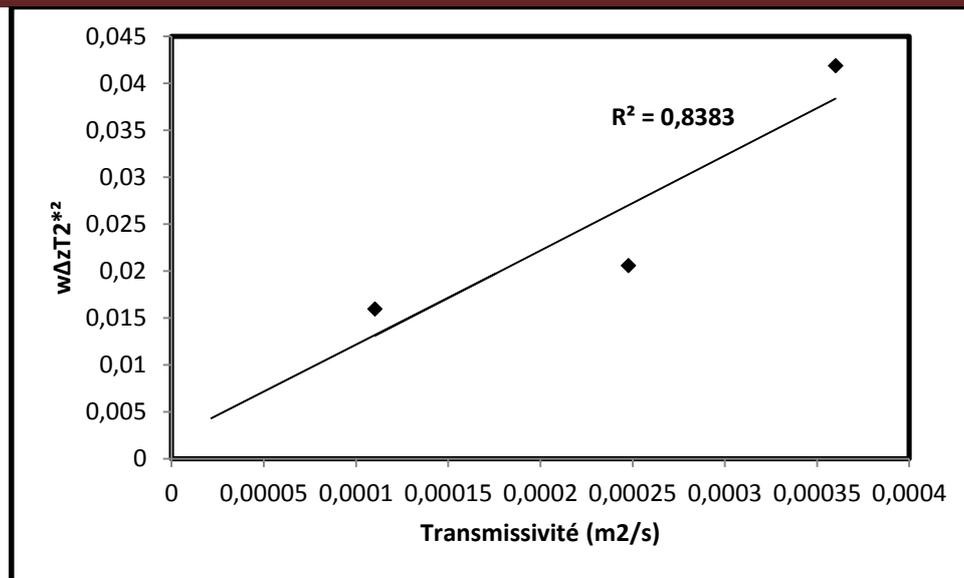


Figure 32 : Relation entre $w\Delta zT_2^{*2}$ et la transmissivité obtenue par les essais de pompage

Le coefficient C_T obtenu par la formule suivante (Plata et Rubio, 2008)

$$C_T = \frac{\sum T}{\sum w\Delta zT_2^{*2}} \quad (16)$$

donne une valeur de $9,15 \cdot 10^{-3} m \cdot s^{-3}$. La transmissivité peut donc être estimée, à partir des paramètres RMP par la formule suivante :

$$T_{RMP} = 9,15 \cdot 10^{-3} w\Delta zT_2^{*2} \quad (17)$$

avec Δz en m et T_2^* en s .

La valeur de C_T obtenue est quelque peu éloignée des valeurs publiées pour les aquifères de socle. Vouillamoz et al. (2014a) ont déterminé une valeur de $3 \cdot 10^{-3} m \cdot s^{-3}$. Plata et Rubio (2008) ont publié des valeurs C_T variant entre 10^{-3} et $7 \cdot 10^{-3}$. Comme précisé par Vouillamoz (2003), la pertinence de la valeur de C_T dépend du nombre et de la qualité des données utilisées pour son calcul.

Sur la base de la formule obtenue, il est déjà possible d'estimer la transmissivité aux différents endroits où ont été menés les sondages RMP. Nous proposons donc une carte de transmissivités calculées à partir de l'équation (11) sur le bassin de Sanon.

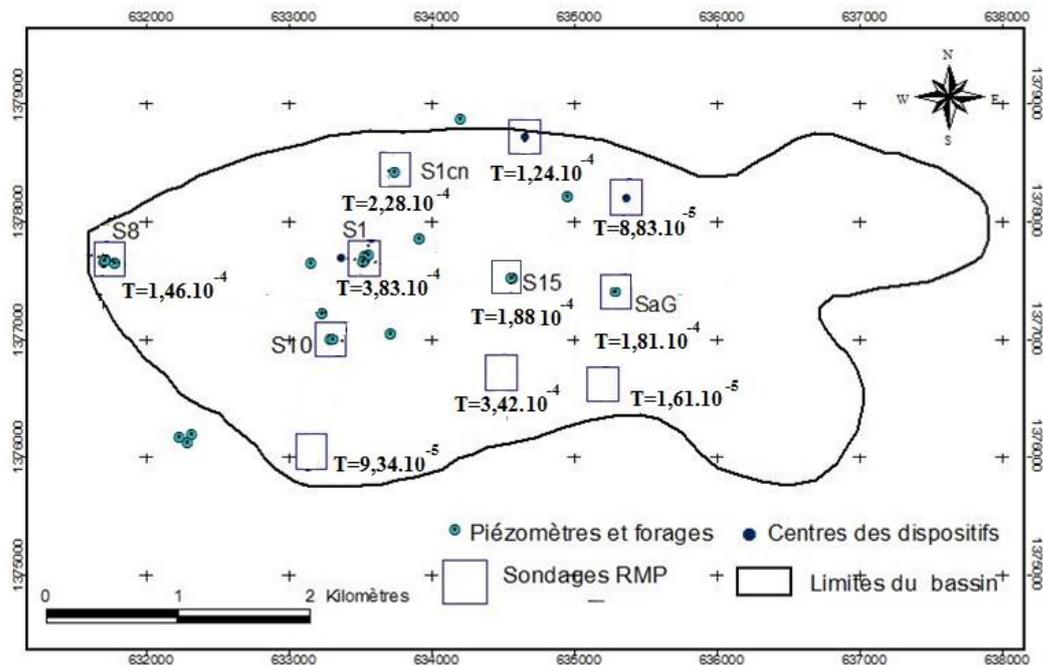


Figure 33 : Carte des transmissivités obtenues sur le site de Sanon

Cette carte des transmissivités à l'échelle du bassin pourrait être utile dans l'élaboration d'un modèle hydrogéologique de l'aquifère de Sanon. Et ceci d'autant plus que la répartition spatiale des données RMP est grande.

I.3.2. Estimation de la porosité de drainage et du coefficient d'emmagasinement à partir des données RMP

Des formules de transfert entre paramètres RMP et porosité de drainage et coefficient d'emmagasinement peuvent aussi être déterminés. En effet, des formules telles que les suivantes :

$$S_{RMP} = C_1(w\Delta z) \quad (18)$$

$$S_{y_{RMP}} = C_2 w \quad (19)$$

permettent respectivement de déterminer le coefficient d'emmagasinement pour les aquifères captifs et la porosité de drainage pour les aquifères libres.

Parmi nos données de coefficients d'emmagasinement exploitables (S1, S8 et S15), deux valeurs sont représentatives d'une nappe mixte : il s'agit des données de S1 et S8. Ces valeurs peuvent donc représenter des porosités de drainage. Seule la valeur obtenue en S15 traduit le

coefficient d'emménagement d'une nappe captive. Cela est imputable au fait que bien que le comportement des aquifères de socle soit celui d'une nappe libre, de façon localisée on observe des phénomènes de captivités. On le perçoit même au cours de la foration, où la profondeur du niveau statique diffère de celle des arrivées d'eau. Ces phénomènes de captivité sont observés en des endroits où les horizons surmontant l'aquifère sont de nature argileuse ou argilo-sableuse.

Ne disposant donc que de deux valeurs probables de porosité de drainage et une valeur de coefficient d'emménagement, il n'est à ce stade de notre étude pas possible d'établir des lois de transfert sur la base des équations (18) et (19).

II. Discussion

Les investigations géophysiques menées au cours de cette étude ont permis d'obtenir une bonne couverture spatiale du bassin de Sanon. En effet les études menées antérieurement n'avaient concerné que deux zones du bassin : le dôme piézométrique ainsi que l'exutoire. En ces deux endroits les valeurs de teneur en eau étaient respectivement de 4 % et 1,9 %. Quoique quelques peu différents de ces valeurs, les résultats de la présente étude affichent la même disparité : 4,6 % dans la zone du dôme contre 2,4 % à l'exutoire. La différence est sans doute liée au fait que la méthodologie d'interprétation n'est pas la même et que les mesures ne se sont pas effectuées aux mêmes périodes. Les valeurs élevées de teneur et lame d'eau obtenues lors du sondage S1 sont en adéquation avec le fait que la région du dôme piézométrique est une zone de recharge préférentielle et confirme le rôle capacitif des altérites qui s'y développent sur une épaisseur importante. En ce qui concerne la corrélation RMP-essais de pompage, la formule de transmissivité établie pourrait encore être améliorée par l'utilisation d'un plus grand nombre de données. Néanmoins, comparativement à la formule de Vouillamoz (2003), elle présente un intérêt : celui d'être spécifique au site de Sanon. En effet, la formule de Vouillamoz (2003) avait été étalonnée sur la base de données provenant à la fois des aquifères de socle granitique de Kombissiri et de Sanon.

L'utilisation de la dérivée logarithmique du rabattement a permis de choisir des solutions adaptées pour l'interprétation des essais de pompage. Ces solutions permettent une meilleure description des essais qui est en accord avec la réalité géologique et permettent de déterminer avec plus d'exactitude la transmissivité et l'emménagement. Les études antérieures quant à

elles, bien qu'ayant précisé que le comportement de l'aquifère de Sanon était de celui d'une nappe libre, avaient beaucoup utilisé les solutions de Theis et Jacob qui supposent une typologie captive de l'aquifère. La méthode de la dérivée a aussi permis d'observer la succession des régimes d'écoulement survenus au cours des pompages. Les ordres de grandeur des paramètres hydrodynamiques obtenus sont en accord avec les études antérieures.

CONCLUSION

Les investigations géophysiques ont permis de caractériser l'aquifère de Sanon du point de vue de la répartition spatiale de la teneur en eau et de la distribution de la taille des pores. L'aquifère est composé de sables moyens à fins selon les temps de décroissance obtenus qui varient de 83,7 à 149 ms. La teneur en eau et la lame d'eau maximales sont observées au niveau de la région du dôme piézométrique. Elles s'expliquent par la présence importante d'altération sableuse au niveau du dôme, par l'état de surface de cette zone et par sa position sur le bassin qui font d'elle une zone de recharge importante. Les sondages S1CN, SaGCN et S15CS menés sur des versants ont aussi donné des valeurs importantes de teneur en eau. Cet état de fait montre que ceux-ci ne sont pas forcément dépourvus d'eau malgré le ruissellement prépondérant dont ils peuvent parfois être le siège. Ce comportement suggère en certains endroits de la périphérie du bassin des phénomènes de captivité. La teneur en eau la plus faible de 0,6 % est obtenue en SaGCS, lieu où d'altérites sont très peu présentes.

De l'interprétation des essais de pompage, il ressort que les transmissivités varient entre $4,601.10^{-6}$ et $2,477.10^{-4}$ et les coefficients d'emmagasinement entre $7,085.10^{-5}$ et $4,506.10^{-2}$. Ces ordres de grandeurs de coefficients d'emmagasinement prouvent que l'aquifère de Sanon présente les propriétés d'une nappe libre et par endroits celles d'une nappe captive. La méthode d'interprétation utilisée a permis de mettre en évidence les modèles géologiques conceptuels d'aquifère suivant : effet de capacité et/ou effet de peau, limite à flux nul d'extension infinie, écoulement radial généralisé, écoulement de type double porosité ou aquifère libre, écoulement radial infini (solution de Theis). Tous ces modèles obtenus pour le même aquifère prouvent une fois de plus la complexité de ces milieux hétérogènes.

Le couplage essais de pompage-RMP a permis d'établir une relation entre la transmissivité issue des essais de pompage et les paramètres RMP permettant l'estimation de 10 valeurs de transmissivités.

PERSPECTIVES

La présente étude n'a pas permis d'établir de relation entre les porosités de drainage/coefficients d'emmagasinements obtenus par essai de pompage et les paramètres RMP. De plus, une relation a été établie concernant la transmissivité mais pourrait être

améliorée au regard du nombre de données utilisées pour sa formulation. Ceci pourrait être résolu par la mise en œuvre d'autres essais de pompage à des endroits où ont déjà été menés des sondages RMP, bien que leur réalisation nécessite de supporter financièrement l'exécution de nouveaux forages et piézomètres.

Grâce à cette étude, nous disposons désormais des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère à proximité du piézomètre S12. Il est d'ores et déjà possible d'y effectuer un sondage RMP pour obtenir de nouvelles données utiles pour l'établissement des équations.

Un modèle hydrogéologique tenant compte des nouvelles valeurs de transmissivités obtenues et de la limite à flux nul identifiée pourrait également être proposé.

BIBLIOGRAPHIE

ACTION CONTRE LA FAIM (2006). Eau-Hygiène-Assainissement pour les populations à
risqué. Hermann, Editeurs des Sciences et des Arts.

ANDERSON M.P., WOESSNER. W.W. (1992). Applied Groundwater Modeling:
Simulation of flow and advective transport. Academic Press.

**BALTASSAT J.M., MATHIEU F., AMBROISE B., BARBET C., BEON O.,
DEWANDEL B., LACHASSAGNE P., MARECHAL J-C, NORIE A., WYNS R.
(2015).** Méthodologie et résultats d'application de la tomographie électrique de
résistivité par courant continu pour l'exploration hydrogéologique des aquifères
discontinus en domaine de socle. Colloque Aquifères de socle : le point sur les
concepts et les applications opérationnelles. Du 11 au 13 Juin 2015 - La Roche- sur-
Yon.

BARENBLATT G. I., ZHELTOV I. P., KOCHINA I. N. (1960). Basic concepts in the
theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks). Journal of Applied Math
24(5), pp. 1286–1303.

BERNARD J. (2007). Instruments and field to measure a Magnetic Resonance Sounding.
Boletín Geológico y Minero, 118 (3), pp. 459-472.

BOUCHER M. (2007). Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères par
Résonance Magnétique des Protons dans différents contextes géologiques, de
l'échantillon à l'échelle hydrogéologique. Thèse de doctorat. Université d'Orléans.

**BOUCHER M., FRAVEAU G., DESCLOITRES M., VOILLAMOZ J.-M., MASSUEL
S., NAZOU MOU Y., CAPPALAERE B., LEGCHENCKO A. (2009).** Contribution
of geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semiarid
Niger: An overview. Comptes Rendus Geoscience 341, pp. 800-809.

BOURDET D., AYOUB, J.A., PIRARD Y.M. (1989). Use of pressure derivative in well-

test interpretation, SPE Formation Evaluation, June 1989, pp. 293-302.

BRGM-AQUATER (1991). Exploitation des eaux souterraines en socle cristallin et valorisation agricole : pilote expérimental en milieu rural pour des zones soudano-sahéliennes et sahéliennes. Rapport BRGM- AQUATER R 33576 Octobre 1991. BRGM, Orléans, 4 vol.

BURGEAP (1984). Utilisation des méthodes géophysiques pour la recherche d'eau dans les aquifères discontinus. *In* : Série hydrogéologie, edited by CIEH, PP. 164, Ouagadougou.

CEFIGRE – Université d'Avignon (1990). L'Hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest : Synthèse des connaissances du socle cristallin et cristallophyllien et sédimentaire ancien. 2^{ème} édition, 1992 collection Maîtrise de l'eau. Ministère de la coopération et du développement.

CHO M., CHOI Y., HA K., KEE W., LACHASSAGNE P., WYNS R. (2003). Relationship between the permeability of hard rock aquifers and their weathering, from geological and hydrogeological observations in South Korea. *In*: KRASNY J., HRKAL Z., BRUTHANS J. (Eds.). International Association of Hydrogeologists IAH Conference on "Groundwater in fractured rocks", Prague 15-19 September 2003.

COMPAORE G. (1997). Évaluation de la fonction capacitive des altérites, site expérimental de Sanon : socle granito-gneissique sous climat de type soudano-sahélien. Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse.

COMPAORE G., LACHASSAGNE P., POINTET T., TRAVI Y. (1997). Evaluation du stock d'eau des altérites : expérimentation sur le site granitique de Sanon (Burkina Faso). IAHS (24), pp. 37-46.

COURTOIS N., LACHASSAGNE P., WYNS R., BLANCHIN R., BOUGAÏRE F.D., SOME S., TAPSOBA A. (2010). Large - scale mapping of hard - rock aquifer

properties applied to Burkina Faso. *Ground Water* 48, pp. 269 – 283.

DAHLIN T., LOKE M. H. (1998). Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics* 38, pp. 237-249.

DESCLOITRES M., SEGUIS L., WUBDA M. (2007). Caractérisation des aquifères sur les sites Amma Catch au Bénin, Apport de la Résonance Magnétique des Protons. Rapport de mission IRD (23 novembre – 10 décembre 2006).

DEWANDEL B., LACHASSAGNE P., MARÉCHAL J.C., WYNS R., KRISHNAMURTHY N.S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifer controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology* 330, pp. 260-284.

DIOUF O. C., FAYE S. C., DIEDHIOU M., KABA M., FAYE S., GAYE C. B., FAYE A., ENGLERT A., WOHNLIC S. (2012). African Journal of Environmental Science and Technology Vol. 6(11), pp. 425-437.

GRINGARTEN A.C. (1982). Flow Test Evaluation of Fractured Reservoirs. *In: Recent Trends in Hydrogeology*, Geol. Society of America, Special paper 189, pp. 237-263.

GUSTAFSON G., KRASNY J. (1994). Crystalline rock aquifers: Their occurrence, use and importance. *Journal of Hydrogeology* 2, pp. 64-75.

HOAREAU J. (2009). Utilisation d'une approche couplée hydrogéophysique pour l'étude des aquifères. Applications aux contextes de socle et côtier sableux. Thèse de doctorat, Université Joseph-Fourrier-Grenoble 1.

KABRE P. W. (2012). Caractérisation hydrogéologique en milieu de socle fracturé : Cas de la province de Kourwéogo. Mémoire de fin d'études Master, 2iE.

KELLY W. E. (1977). Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Ground Water* (15), pp. 420–425.

EHLIG-ECONOMIDES C.A., HEGEMAN P., VIK S. (1994). Guidelines Simplify Well Test Interpretation, Oil and Gas Journal.

FRANCES A. P., LUBCZYNSKI M. W., MACIEL W., ROY J., SANTOS F. A. M., ARDEKANI M. R. M. (2014). Hydrogeophysics and remote sensing for the design of hydrogeological conceptual models in hard rocks – Sardón catchment (Spain). Journal of Applied Geophysics 110, pp. 63–81.

FRANCES A.P., RAMALHO E. C., FERNANDES J., GROEN M., HUGMAN R., KHALIL M. A., DE PLAEN J., SANTOS F. A. M. (2015), Contributions of hydrogeophysics to the hydrogeological conceptual model of the Albufeira-Ribeira de Quarteira coastal aquifer in Algarve, Portugal. Hydrogeology Journal Volume 23, Issue 7, pp. 1553-1572.

LASSACHAGNE P. (2008). Overview of the Hydrogeology of Hard Rock Aquifers: Applications for their Survey, Management, Modelling and Protection. *In:* AHMED S., JAYAKUMAR R., & SALIH A. (2008). Groundwater dynamics in hard rock aquifers: sustainable management and optimal monitoring network design. New Delhi, Capital Pub. Co.

LEGCHENKO A., VALLA P. (2002). A review of the basic principles for proton magnetic resonance sounding measurements. Journal of Applied Geophysics 50, pp. 3-19.

LEGCHENKO A., BALTASSAT J.M., BEAUCE A., BERNARD J. (2002). Nuclear magnetic resonance as a geophysical tool for hydrogeologists. Journal of Applied Geophysics 50 (1–2), pp. 21–46.

LEGCHENKO A., EZERSKY M., CAMERLYNCK C., AL-ZOUBI A., CHALIKAKIS K. (2009). Joint use of TEM and MRS methods in a complex geological setting. Comptes Rendus Geoscience, 341 (10-11), pp. 908-917.

LUBCZYNSKI M., ROY J. (2007). Use of MRS for hydrogeological parameterization and

modeling. Boletín Geológico y Minero 118, pp. 509–530.

MCNEILL J. D. (1980). Electrical conductivity of soils and rocks (Technical Note TN-5).
Rapport technique, Geonics Limited.

**MARECHAL J.C., WYNS R., LACHASSAGNE P., SUBRAHMANYAM K.,
TOUCHARD F. (2003).** Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré
des aquifères de socle: concordance avec la structure géologique des profils
d'altération. C.R. Geosciences (335), pp. 451-460.

MARÉCHAL J.C., DEWANDEL B., SUBRAHMANYAM, K. (2004). Use of hydraulic
tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-
fractured layer of a hard rock aquifer. Water Resources Research, 40 (11), pp. 1-17.

MARÉCHAL J.C., DEWANDEL B., SUBRAHMANYAM K., TORRI R. (2008),
Various Pumping Tests and Methods for Evaluation of Hydraulic Properties in
Fractured Hard Rock Aquifers. *In:* AHMED S., JAYAKUMAR R., & SALIH, A.
(2008). Groundwater dynamics in hard rock aquifers: sustainable management and
optimal monitoring network design. New Delhi, Capital Pub. Co.

MEJU M. A., DENTON P., FENNING P. (2002). Surface NMR sounding and inversion to
detect groundwater in key aquifers in England: Comparisons with VES-TEM methods.
Journal of Applied Geophysics 50(1-2-50), pp. 95-111.

MOHAMMADI Z., SALIMI M., FAGHIH A. (2012). Assessment of groundwater
recharge in a semi-arid groundwater system using water balance equation, southern
Iran. Journal of African Earth Sciences 95, pp. 1-8.

ROHDE M., EDMUNDS M. W., FREYBERG D., SHARMA O. P., SHARMA A. (2015).
Estimating aquifer recharge in fractured hard rock: analysis of the methodological
challenges and application to obtain a water balance (Jaisamand Lake Basin, India).
Hydrogeology journal 2015 v.23 no.7 pp. 1573-1586.

MOENCH A. F. (1984). Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research* **20** (7), pp. 831–846.

NEUMAN S.P. (1975). Analysis of Pumping Test Data from Anisotropic Unconfined Aquifers Considering Delayed Gravity Response. *Water Resour. Res.*, 11 (2), pp. 329-342.

OBUOBIE E., DIEKKRUGER B., AGYEKUM W. (2012). Groundwater level monitoring and recharge estimation in the White Volta River basin of Ghana. *Journal of African Earth Sciences* 71–72, pp. 80–86.

OUTOUMBE E. (2014). Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé : cas du site de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso). Mémoire de fin d'études Master, 2iE.

PAUWELS H., BOISSON A., MAAMAR S. B., AQUILINA L. (2015). Dénitrification dans les aquifères de socle : Etat des connaissances pour une gestion des eaux souterraines. Colloque Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles. Du 11 au 13 Juin 2015 - La Roche-sur-Yon.

PLATA J., RUBIO F. (2008). The use of MRS in the determination of hydraulic transmissivity: the case of alluvial aquifers. *Journal of Applied Geophysics* 66, pp. 128–139.

PERDOMO S., AINCHIL J.E., KRUSE E. (2014). Hydraulic parameters estimation from well logging resistivity and geoelectrical measurements. *Journal of Applied Geophysics* (105), pp. 50-58.

PN-AEPA (2010). Rapport sectoriel bilan annuel au 31 décembre 2010 de la région du Nord.

RENARD P., GLENZ D., MEJIAS M. (2009). Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal* 17, pp. 589–600.

RINGTOUMDA E. (1991). Contribution hydrogéologique de la vallée de Sanon (BURKINA FASO). Mémoire de fin d'études. Université de Ouagadougou.

SAWADOGO A. N. (1984). Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute Volta. Etude du bassin versant de la Sissili. Thèse de doctorat, U.S.M. Grenoble.

SCANLON B.R., HEALY R.W., COOK P.G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology* 10, pp. 18–39.

SCHIROV M., LEGCHENKO A., CREER G. (1991). New direct non-invasive ground water detection technology for Australia. *Exploration Geophysics* 22, pp. 333–338.

SCHLUMBERGER (2002). Well Test Interpretation.

SORO D., KOITA M., BIAOU A., OUTOUMBE E., KOUSSOUBE Y., ALLE C., YACOUBA H., GUERIN R., VOUILLAMOZ J. M. (2015). Structure et géométrie aquifère de socle sous climat sahélien : cas du site expérimental de Sanon (Centre Nord du Burkina Faso). Colloque Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles. Du 11 au 13 Juin 2015 - La Roche-sur-Yon.

THEIS C. V. (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground water storage. *Transactions of the American Geophysical Union* 16, pp. 519–526.

TOE G. (2004). Apports de nouvelles techniques géophysiques à la connaissance des aquifères de socle, Tomographie électrique, électromagnétisme fréquentiel, Résonance Magnétique Protonique: application au Burkina Faso. Thèse de doctorat, Université Paris 6.

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.

VOUILLAMOZ J.M. (2003). La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive: les sondages par Résonance Magnétique Protonique. Thèse de doctorat, Université Orsay, Paris XI.

VOUILLAMOZ J.M., DESCLOITRES M., TOE G. AND LEGCHENKO A. (2005). Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. *Near Surface Geophysics* 3, pp. 205–213.

VOUILLAMOZ J.M., SOKHENG S., BRUYERE O., CARON D., ARNOUT L. (2012); Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding, *Journal of Hydrology* 458-459, pp. 51-58.

VOUILLAMOZ J.M., SOKHENG S., BRUYERE O., CARON D., ARNOUT L. (2012). Towards a better estimate of storage properties of aquifer with magnetic resonance sounding. *Journal of Hydrology* 458, pp. 51–58.

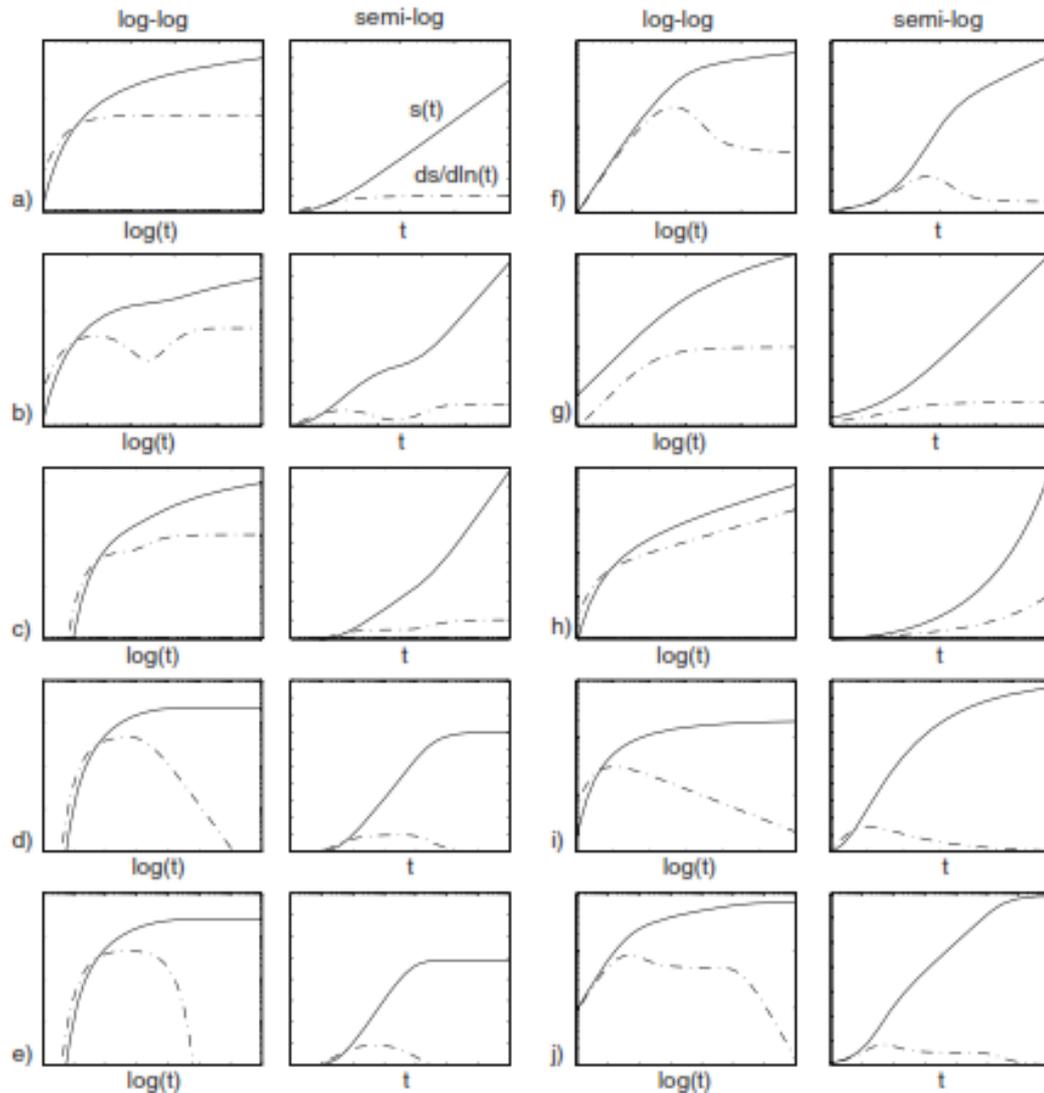
VOUILLAMOZ J.M., LAWSON F.M.A., YALO N., DESCLOITRES M. (2014a). The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: The example of Benin. *Journal of Applied Geophysics* 107, pp. 16–24.

VOUILLAMOZ J.M., LAWSON F.M.A., YALO N., DESCLOITRES M. (2014b). Groundwater in hard rocks of Benin: Regional storage and buffer capacity in the face of change. *Journal of Hydrology* 520, pp. 379–386.

WYNS R., BALTASSAT J.M., LACHASSAGNE P., LEGTCHENKO A., VAIRON, J. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(1), pp. 21-34.

ANNEXE

Courbes diagnostiques pour interprétation des régimes d'écoulement des essais de pompage (Renard, 2009)



a) Theis model : infinite two-dimensional confined aquifer; b) double porosity or unconfined aquifer; c) infinite linear no-flow boundary; d) infinite linear constant head boundary; e) leaky aquifer; f) well-bore storage and skin effect; g) infinite conductivity vertical fracture; h) general radial flow –non-integer flow dimension smaller than 2; i) general radial flow –non-integer flow dimension larger than 2; j) combine effect of well bore storage and infinite linear constant head boundary.