



UNIVERSITE
JEAN LOROUGNON GUEDE
UFR ENVIRONNEMENT

REPUBLIQUE DE COTE D'IVOIRE
Union-Discipline-Travail

Ministère de l'Enseignement Supérieur et
de la Recherche Scientifique

ANNEE : 2024-2025

N° D'ORDRE : 141

CANDIDAT

Nom : KOUASSI

Prénoms : Kouassi Jean-Michel

**Soutenue publiquement le :
26 Juin 2025**

THESE

**Pour l'obtention du grade de Docteur de
l'Université Jean LOROUGNON GUEDE**

Mention : Géosciences et Environnement

Spécialité : Hydrogéologie et Géophysique Appliquée

**Contribution des sources dans l'approvisionnement en eau
potable des populations en contexte de socle cristallin :
approche couplée hydrogéophysique et par modélisation
hydrodynamique (Daloa, Centre-ouest de la Côte d'Ivoire)**

JURY

Président : M. DONGUI Bini Kouamé, Professeur Titulaire, Université Jean
Lorougnon Guédé, Côte d'Ivoire

Co-Directeur : M. DIBI Brou, Professeur Titulaire, Université Jean
Lorougnon Guédé, Côte d'Ivoire

Co-Directeur : M. LACHASSAGNE Patrick, Directeur de Recherche, UMR
HydroSciences Montpellier, France

Rapporteur : M. KOUAME Kan Jean, Maître de Conférences, Université
Félix Houphouët-Boigny d'Abidjan-Cocody, Côte d'Ivoire

Examineur : M. ANOH Kouao Armand, Maître de Conférences, Université
Jean Lorougnon Guédé, Côte d'Ivoire

Examineur : M. CARRIERE Simon, Directeur de recherche, Institut de
Recherche et de Développement (IRD), France

TABLE DES MATIERES

DEDICACE.....	vii
REMERCIEMENTS.....	viii
LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS.....	xii
LISTE DES TABLEAUX	xiii
LISTE DES FIGURES.....	xiv
LISTE DES ANNEXES	xviii
INTRODUCTION	1
PARTIE I : GENERALITES	5
Chapitre 1 : Cadre géographique, contextes géologique, hydrogéologique et socio-économique du bassin versant de la rivière Tétégbeu	6
1.1 Situation géographique du bassin versant de la rivière Tétégbeu	6
1.2 Relief	7
1.3 Cadre climatique	7
1.3.1 Variation mensuelle de la pluviométrie et de la température.....	8
1.3.1.1 Pluviométrie	8
1.3.1.2 Température	8
1.3.1.3 Humidité relative.....	9
1.4 Réseau hydrographique	9
1.5 Occupation du sol.....	11
1.6 Contexte géologique du bassin versant de la Lobo	12
1.6.1 Granites	12
1.6.2 Granodiorites.....	12
1.6.3 Observations de terrain.....	13
1.7 Caractéristiques hydrogéologiques de la zone d'étude	14
1.8 Alimentation en eau potable sur le bassin de la rivière Tétégbeu	14

1.9 Activités socio-économiques.....	16
Conclusion partielle.....	17
Chapitre 2 : Etat des connaissances sur les différents thèmes abordés.....	18
2.1 Généralités sur les types de sources	18
2.2 Etat de l'art sur la description des aquifères fracturés.....	20
2.2.1 Aquifères de socle	20
2.2.1.1 Structure et fonctionnement des aquifères de socle cristallin	20
2.2.2 Notion de recharge des aquifères	22
2.3 Etat de l'art sur les méthodes de tomographie de résistivités électriques	23
2.3.1 Notion de résistivité électrique.....	23
2.3.1.1 Tomographie de Résistivité Electrique	24
2.3.2 Principes physiques	24
2.3.2.1 Notion de résistivité apparente	27
2.3.3 Dispositifs de mesure dans le cadre de la tomographie électrique.....	27
2.3.4 Processus d'inversion en tomographie électrique.....	30
2.4 Modélisation numérique des écoulements en milieux fracturés	32
2.4.1 Différents types de modélisation des écoulements en milieux fracturés.....	32
2.4.1.1 Modélisation en réseaux de fractures discrètes	32
2.4.1.2 Approche continue équivalente	33
2.4.2 Processus de modélisation des écoulements souterrains.....	33
2.4.3 Equation régissant les écoulements souterrains	34
2.4.3.1 Loi de Darcy	35
2.4.3.2 Equation de continuité.....	36
2.4.3.3 Equation de diffusivité	37
2.4.4 Conditions initiales et conditions aux limites du modèle.....	38
2.4.4.1 Conditions initiales du modèle	38

2.4.4.2 Conditions aux limites du modèle	38
2.4.5 Protection des nappes d'eau souterraine	39
2.4.5.1 Notion de bassin d'alimentation d'un captage	39
2.4.5.2 Notion de périmètres de protection	40
2.4.5.3 Délimitation des zones de capture et de protection des captages.....	41
2.4.5.4 Notions de simulation de l'âge des eaux souterraines	42
2.4.5.5 Notion de théorie des réservoirs et de transport advectif-dispersif.....	43
Conclusion partielle.....	45
PARTIE II : MATERIEL ET METHODES	46
Chapitre 3 : Données et matériel.....	47
3.1 Données	47
3.1.1 Données images satellitaires	47
3.1.2 Données cartographiques	47
3.1.3 Fiches techniques de forages et d'essais de pompage.....	47
3.1.4 Données climatiques	48
3.2 Matériel	48
3.2.1 Matériel de terrain pour l'acquisition de données hydrogéologiques	48
3.2.2 Matériel d'acquisition de données hydrogéophysiques	49
3.2.3 Outils de traitement de données	50
Conclusion partielle.....	50
Chapitre 4 : Approche méthodologique	51
4.1 Caractérisation du système aquifère alimentant les sources de la commune de Daloa..	51
4.1.1 Géométrie et structure des profils d'altération	51
4.1.1.1 Description du profil d'altération à l'échelle du forage	51
4.1.1.2 Description de l'épaisseur utile de la couche fracturée.....	52
4.1.2 Caractéristiques hydrodynamiques du système aquifère	54

4.1.2.1 Détermination de la porosité efficace	54
4.1.2.2 Détermination de la conductivité hydraulique de la saprolite.....	56
4.1.2.3 Détermination de la transmissivité et la conductivité hydraulique de l'horizon fracturé	59
4.1.3 Cartographie piézométrique	60
4.1.4 Estimation de la recharge directe par la méthode Water Table Fluctuations.....	61
4.2 Elaboration d'un modèle conceptuel des sources de la commune de Daloa.....	62
4.2.1 Détermination des débits des sources.....	63
4.2.2 Description du profil d'altération par la Tomographie de Résistivité Electrique	63
4.2.2.1 Investigations de terrain	63
4.2.2.2 Prétraitements et traitements des données TRE	65
4.3 Détermination des zones de capture et de protection des sources à partir d'un modèle numérique.....	68
4.3.1 Modélisation des écoulements souterrains en zone saturée	68
4.3.1.1 Principales hypothèses	68
4.3.1.2 Objectifs du modèle	68
4.3.1.3 Justification du choix de la zone de modélisation.....	69
4.3.1.4 Choix du modèle	69
4.3.1.5 Présentation du code numérique FEFLOW	69
4.3.1.6 Elaboration du modèle conceptuel : modélisation hydrogéologique 3D	70
4.3.1.7 Maillage du modèle	74
4.3.1.8 Conditions aux limites du modèle	74
4.3.1.9 Conditions initiales de l'écoulement souterrain	76
4.3.1.10 Recharge et prélèvements.....	76
4.3.1.11 Paramètres hydrodynamiques	77
4.3.1.12 Calage et validation du modèle d'écoulement souterrain en zone saturée.....	77
4.3.2 Modèle de transport de l'âge des eaux souterraines.....	81

4.3.2.1 Choix du modèle de transport inverse	81
4.3.2.2 Conditions hydrodynamiques du transport	81
4.3.2.3 Modélisation des zones de capture probabiliste et de protection des sources..	82
4.3.2.4 Tests de sensibilité	83
Conclusion partielle.....	84
PARTIE III : RESULTATS ET DISCUSSION	85
Chapitre 5 : Caractéristiques du système aquifère comprenant les sources de Daloa	86
5.1 Géométrie et structure des profils d'altération	86
5.1.1 Profil d'altération à partir des logs de forages	86
5.1.2 Epaisseur utile de l'horizon fracturé	87
5.1.2.1 Débit linéaire	87
5.1.2.1 Pourcentage cumulé de débit linéaire.....	87
5.1.2.2 Variation de la densité des arrivées d'eau sous la base de la saprolite	88
5.1.2.3 Nombre d'arrivée d'eau	89
5.2 Caractéristiques hydrodynamiques du système aquifère	91
5.2.1 Caractéristiques hydrodynamiques des formations superficielles	91
5.2.1.1 Porosité efficace	91
5.2.1.2 Conductivité hydraulique	91
5.2.2 Caractéristiques hydrodynamiques de l'horizon fracturé.....	92
5.2.2.1 Transmissivité	92
5.2.2.2 Conductivité hydraulique	93
5.2.3 Caractéristiques piézométriques.....	93
5.2.3.1 Variation spatiale de la piézométrie	93
5.2.3.2 Variation temporelle de la piézométrie	94
5.2.4 Recharge de la nappe.....	95
5.3 Discussion	96

Conclusion partielle.....	101
Chapitre 6 : Caractéristiques du modèle conceptuel des sources	102
6.1 Variabilité temporelle du débit des sources	102
6.2 Apport de la Tomographie de Résistivité Electrique à la description du profil d'altération	103
6.2.1 Calibrage et description géo-électrique du profil d'altération	103
6.2.2 Description géo-électrique du profil d'altération au niveau des sources	108
6.3 Modèle conceptuel hydrogéologique des sources dans un contexte de socle cristallin	112
6.4 Discussion	113
Conclusion partielle.....	116
Chapitre 7 : Zones de capture et de protection des sources	117
7.1 Modèle d'écoulement souterrain en zone saturée	117
7.1.1 Calage du modèle en régime permanent	117
7.1.2 Validation en régime transitoire	123
7.2 Zones de capture probabiliste et de protection des sources.....	126
7.2.1 Zones de capture probabiliste.....	126
7.2.2 Périmètre de protection des sources	128
7.2.3 Influence de la porosité efficace sur la vitesse d'écoulement	130
7.3 Discussion	132
Conclusion partielle.....	137
CONCLUSION.....	138
REFERENCES	143
ANNEXES	
PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES	

DEDICACE

À la mémoire de mon père, Feu KOUASSI Kouamé (qu'il repose en paix). Cher Papa, j'espère que de là où tu es, tu observes mon parcours avec fierté. Tu as quitté ce monde trop tôt, mais ton héritage d'amour, de respect, d'honneur, de dignité et de travail bien fait continue de guider mes pas chaque jour. Tu m'as appris à être un homme intègre et digne, et bien que ton absence soit douloureuse, ta présence spirituelle reste une source constante d'inspiration et de motivation pour accomplir mes ambitions. Ce mémoire est un hommage à tout ce que tu m'as appris et à l'inspiration constante que tu restes dans ma vie.

À ma mère, KOUAMI Affoué Eugénie, pour l'amour immense et les innombrables sacrifices que tu as consentis pour mon avenir. Ta force, ta patience et ton soutien sans faille m'ont permis de surmonter chaque obstacle. Que Dieu t'accorde une longue vie afin que tu puisses récolter les fruits de tes efforts.

À la mémoire de mon oncle, Feu YAO Konan Alphonse (qu'il repose en paix). Oncle, tu m'as pris sous ton aile dès mon plus jeune âge, me procurant un foyer chaleureux et un soutien indéfectible durant mes années d'école primaire et secondaire. Bien que tu sois parti trop tôt, ton influence bienveillante continue d'éclairer ma voie. Je te dédie ce travail avec l'espoir de toujours te rendre fier.

À mon oncle KOUASSI Kouakou Lazare, qui m'a guidé avec sagesse et patience tout au long de mon parcours universitaire. Cher oncle, ton soutien sans faille, ta présence continue et tes conseils avisés ont été essentiels à l'aboutissement de ce projet. Ce mémoire est aussi le fruit de tes efforts, car sans toi, ce chemin aurait été bien plus difficile.

À mes sœurs, KOUASSI Adjoua Élise et KOUASSI Adjoua Priscilla.

À vous tous, je vous dédie humblement ce mémoire en signe de gratitude pour tout ce que vous avez fait pour moi, avec l'espoir de toujours être à la hauteur de votre amour et de vos attentes.

A la grande famille **KOUASSI**

REMERCIEMENTS

Réaliser une thèse, c'est avant tout mener un travail de recherche individuel, souvent intense, parfois solitaire. Mais c'est également une opportunité précieuse d'intégrer une équipe, une véritable famille scientifique solidaire, avec laquelle on collabore et partage ses découvertes. C'est à tous ceux qui m'ont suivi, guidé, conseillé et soutenu que je m'adresse ici.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude au Ministre DIAWARA Adama, Ministre de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche, pour m'avoir accordé une bourse d'étude qui m'a permis de réaliser un stage doctoral en France. Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude à l'Ambassade de Côte d'Ivoire en France, qui a grandement facilité mes différentes mobilités dans le pays. Je remercie particulièrement Madame GOGOUA Waliguy Yolande, Cheffe du service étudiant, pour son rôle déterminant dans le bon déroulement de nos séjours.

J'aimerais témoigner ma gratitude au Professeur AUGÉ Philippe, Président de l'Université de Montpellier, pour m'avoir accueilli au sein de son institution. Grâce à cette opportunité, j'ai pu bénéficier d'un cadre stimulant pour l'avancement de mes travaux. Je remercie également les équipes pédagogiques et administratives pour leur disponibilité et leur professionnalisme, qui ont facilité mon intégration et la réussite de cette expérience.

Je tiens à exprimer mes remerciements aux autorités de l'Université Jean Lorougnon Guédé et tout particulièrement à la Professeure ADOHI Krou Viviane, Présidente de l'Université, pour leur engagement à promouvoir la formation et l'excellence académique.

Je voudrais également remercier le Directeur de l'Unité de Formation et de Recherche (UFR) Environnement, Professeur KOUASSI Kouakou Lazare, Professeur Titulaire, qui a accepté de remplir la tâche ardue qui consistait à conduire l'UFR. Je vous adresse mes sincères remerciements pour nous avoir transmis l'amour du travail bien fait.

Ce travail n'aurait probablement jamais vu le jour sans l'aide précieuse et l'encadrement du Professeur DIBI Brou, Professeur Titulaire, Directeur du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement de l'Université Jean Lorougnon Guédé et Co-directeur de cette thèse. Merci, Professeur, d'avoir accepté de diriger ce travail. C'est grâce à votre accord et à vos orientations que ce sujet a pu être formalisé et a bénéficié des financements nécessaires. Je vous exprime ma profonde gratitude pour votre disponibilité et votre engagement tout au long de cette recherche. Vous m'avez transmis votre passion pour l'hydrogéologie et permis de profiter de votre vaste expérience. Merci, Professeur, pour votre encadrement fructueux, votre soutien scientifique et moral inestimable. Vous m'avez énormément appris, et malgré les nombreuses difficultés rencontrées au cours de ces années, vous avez toujours assumé votre rôle avec constance. Merci infiniment pour tout. Que vous prospériez à tous égards !

Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude au Professeur LACHASSAGNE Patrick, Directeur de l'UMR HydroSciences Montpellier (Unité Mixte de Recherche (UMR N°5151)), pour avoir accepté de co-diriger cette thèse. Merci, Professeur, de m'avoir accueilli au sein de votre laboratoire, pour votre accompagnement, vos conseils, et surtout pour la confiance que vous avez placée en moi en me permettant d'apprendre à vos côtés. Sur le plan scientifique, votre expérience et votre rigueur m'ont été d'un apport capital. Vous m'avez permis de comprendre de nombreux concepts dans le domaine de l'hydrogéologie générale, notamment le développement de modèles conceptuels d'aquifères complexes, tels que les aquifères cristallins. Vous m'avez toujours ouvert les portes de votre bureau et n'avez jamais

hésité à me fournir les documents dont j'avais besoin dans mes multiples procédures administratives. Merci infiniment pour tout. Que vous prospériez à tous égards !

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude au Professeur ROSSIER Yvan de l'Université de Grenoble Alpes, dont l'expertise et l'assistance inestimable ont été déterminantes pour la réussite de mes travaux de modélisation hydrogéologique. Après plusieurs séances de travail fructueuses en visioconférence, il a eu la générosité de se déplacer jusqu'à mon laboratoire à HydroSciences Montpellier pour m'assister directement. Grâce à ses conseils avisés, nous avons réussi à obtenir les résultats tant attendus lors de cette journée mémorable. Je suis également profondément reconnaissant pour l'opportunité qu'il m'a offerte de participer à son cours à l'Université de Montpellier, ce qui a enrichi mon apprentissage des techniques de modélisation hydrogéologique sous FEFLOW. Professeur ROSSIER, je vous remercie très sincèrement pour tout le soutien que vous m'avez apporté. Que vous prospériez à tous égards !

Ce travail a été financé par le PASRES en Côte d'Ivoire, avec l'appui de plusieurs partenaires techniques, notamment la DTH de Daloa, la SODEXAM et la société DHI, qui m'a généreusement offert une licence académique du logiciel FEFLOW. Il a également bénéficié du soutien du programme de bourses d'excellence de l'UEMOA pour la formation et la recherche, ainsi que de la DOB du Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche scientifique de Côte d'Ivoire, grâce à laquelle une partie du projet a pu être réalisée en France. Je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance à toutes ces organisations et institutions pour leur contribution inestimable, sans laquelle ce travail n'aurait pu voir le jour.

Cette étude a été réalisée dans le cadre d'une collaboration scientifique entre le Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement (LSTE) (Université Jean Lorougnon Guédé, Côte d'Ivoire) et l'UMR HydroSciences Montpellier (Université de Montpellier, France). Je remercie vivement toutes les personnes qui, par leurs conseils, leur expertise et leur soutien, ont contribué à ce projet. Qu'elles se reconnaissent en ce travail, fruit de leur contribution.

Je voudrais dire merci au Professeur KOUAME Kan Jean de l'Université Félix Houphouët-Boigny, aux Docteurs KOUAME Loukou Nicolas de l'Université Félix Houphouët-Boigny et KOUDOU Aimé de l'Université Jean Lorougnon Guédé pour avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse. Leurs observations et suggestions ont grandement contribué à l'amélioration de ce document. Merci infiniment pour votre précieux apport.

Je remercie chaleureusement le Professeur DONGUI Bini Kouamé, Professeur Titulaire à l'Université Jean Lorougnon Guédé, pour avoir accepté de présider le jury. Mes remerciements s'adressent également à l'ensemble des membres du jury, qui, malgré leurs nombreuses responsabilités, ont consacré de leur temps pour évaluer ce travail et y apporter des contributions précieuses en vue de son amélioration.

Je tiens à remercier Monsieur BRUNET Pascal, Ingénieur/Technicien géophysique à HydroSciences Montpellier. Votre expertise et votre assistance précieuse ont été déterminantes pour la réussite de mes travaux en géophysique. Vous m'avez généreusement offert l'opportunité de participer à vos travaux sur le terrain, ce qui m'a permis d'approfondir ma compréhension de nombreuses notions, notamment les méthodes de mesure et d'interprétation des données géophysiques. Merci infiniment pour votre précieux apport.

J'exprime ma reconnaissance à Monsieur N'GUESSAN Kouassi Claude, ancien Directeur Territorial de l'Hydraulique Humaine de Daloa, pour son soutien constant chaque fois que nous le sollicitons, en particulier pour l'obtention des fiches techniques de forage.

Je tiens à adresser mes sincères remerciements au Docteur MANGOUA Oi Mangoua Jules, Maître de Conférences et responsable de l'axe hydrogéologie du projet EPAEP_Daloa, pour ses conseils avisés et ses contributions significatives. En acceptant de corriger ce mémoire, vous avez grandement contribué à l'améliorer. Cher Maître, je vous remercie pour l'attention minutieuse que vous avez accordée à ce travail. Vos explications et suggestions ont été d'une grande valeur, et je vous suis profondément reconnaissant pour le temps que vous avez consacré à la révision de l'article scientifique que nous avons publié dans le cadre de cette thèse.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements au Docteur KOUADIO Zilé Alex, Maître de Conférences et Chef du département des sciences de la terre. Cher Maître, votre bienveillance, vos conseils éclairés et vos orientations précieuses ont eu un impact profond sur mon parcours. Votre attitude toujours enjouée et votre capacité à inspirer la confiance ont créé un environnement d'apprentissage enrichissant. Vous avez su nous apporter l'espoir et nous motiver à dépasser nos aspirations, et pour cela, je vous en suis profondément reconnaissant.

Je tiens à adresser mes sincères remerciements aux Professeurs KONAN-WAIDHET Arthur Brice, Professeur Titulaire à l'Université Jean Lorougnon Guédé et KOUAME Kouassi Innocent, Professeur Titulaire à l'Université NANGUI ABROGOUA. Chers Maîtres, je vous remercie pour votre disponibilité, votre soutien inestimable et vos conseils éclairés.

Je souhaite adresser un remerciement spécial au Docteur KONAN Kouakou Séraphin, Maître de Conférences, qui, au-delà de partager son savoir, apporte une aide précieuse à l'insertion professionnelle des étudiants de l'UJLoG, aide dont j'ai eu le privilège de bénéficier. Cher Maître, votre engagement envers la réussite de vos étudiants est admirable et a un impact significatif sur nos parcours. Je remercie également Docteur SORO Donissongou Dimitri, Maître-Assistant à l'Université Félix-Houphouët-Boigny, pour son aide durant cette thèse.

Je suis très reconnaissant envers tous les enseignants de l'UFR Environnement, auprès desquels nous avons énormément appris. Plus particulièrement, les Docteurs YAO Affoué Berthe Épouse TOURE, SOMBO Abé Parfait, KOUAKOU Kouassi Hervé, ANOH Kouao Armand, EBLIN Sampah Georges, KOUA Tano Jean-Jacques et SORO Taninan Drissa, tous Maîtres de Conférences, pour leur soutien. Je remercie également les Docteurs KOUAME Yao Morton, BROU Loukou Alexis, KAMENAN Yiwa Monique Épouse MANGOUA, tous Assistants à l'UFR Environnement. Leur soutien a été essentiel durant cette thèse.

Je tiens à remercier sincèrement mes aînés du laboratoire LSTE, les Docteurs KOUAME Kouadio Jean Olivier, KOKOBOU Kouassi Hervé, OUATTARA Gningnéri Souleymane, KOFFI Béranger, TOURE Fanraban Fabrice et N'GUESSAN Konan Jean Yves. Grâce à vous, j'ai acquis les bases essentielles pour l'utilisation des logiciels SIG, une compétence qui m'a été d'une grande aide dans mes travaux. Vous avez également pris le temps de relire mon document et n'avez pas hésité à m'accompagner sur le terrain. Merci infiniment pour tout.

Une zone d'étude de 140 km², c'est assez vaste, et cela l'est encore plus lorsqu'on la connaît mal. Heureusement, j'ai eu la chance d'être accompagné par KONAN Yao Emile Desmond, qui connaît tous les recoins. Toujours partant pour le terrain, la passion qui l'anime devrait être un exemple pour tous. Merci infiniment pour tout, cher frère ! Je n'oublie pas non plus KRE Yon

Edwige, TUO Yaraba, ADJORO Serge Arnaud, KANGA Kouassi Constantin Gautier, N'GORAN Yao Patrick, TAPE Kanon Thierry Alexandre et BAMBA Nanga, l'artisan réparateur, qui m'ont apporté un soutien précieux sur le terrain. Merci encore à tous !

Je tiens également à remercier tous les post-doctorants et doctorants du laboratoire LSTE avec qui j'ai eu le plaisir de partager de nombreux moments enrichissants. Mes remerciements s'adressent d'abord aux Docteurs OUEDE Gla Blaise, KOUASSI Amino Anne-Marie, KADJO M'min Marie Florence, GOE Bi Antoine et AKAFFOU Franck, puis à KONATE Yaya, AKATCHI Akouba Agnès, KRA Léandre Junias, KOUASSI Barbara Sidoine Abonouah, YAO Anne Josiane Larissa, COULIBALY Wawogninlin Brice et KOUAKOU Boukhamy Wilson Lewis pour leur soutien et leurs contributions précieuses à la réalisation de ce travail. Je remercie également tous les étudiants du parcours GEE pour leur aide et leur encouragement.

Je remercie tous les post-doctorants et doctorants du laboratoire HSM pour l'ambiance conviviale lors des journées des doctorants. Un merci particulier aux Docteurs TANGUY Garance, OLLIVIER Chloé, BERTHELIN Romane, BAUD Benjamin et FARHANI Nesrine ainsi qu'à BOURA Aurélie, et KINGLO August Abdon pour les moments agréables partagés ensemble. À mes compagnons de tous les jours, Docteur OUANGARE Cheik Abba Cissé "Chékou l'élément", Docteur OMAR Golab Moussa "Le 1er collaborateur", Docteur DIEME Laurent Pascal "Monsieur Laurent", YAO Kouakou Christian Junior "Christ le tuteur", KOUACOU Béranger "Collègue debout de Christ", SOSSOU Luc "Collègue marmailleur", et KOUADIO Konan Bertin "KKB", merci pour votre amitié, votre expérience partagée et ces instants de rire qui illuminaient nos journées. Un remerciement particulier à notre aîné Docteur AOULOU Kouassi Aristide "Grand Patron", dont l'aide précieuse a facilité mon intégration et qui a toujours fait preuve de bienveillance envers moi. Les surnoms que je vous ai attribués témoignent de l'esprit d'équipe et de la complicité qui nous ont unis. Grâce à vous, ces années de travail ont été rythmées par de nombreux moments de bonheur et de détente.

Je tiens à remercier chaleureusement mes camarades de la deuxième promotion (2014-2015) de la filière GEE de l'Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa. Un merci particulier à YAPI Assoi Robert Canisius, YAPO Assemian Sylvestre, KOUASSI Akissi Estelle, et NOUFOU Adel Akou Aicha, dont le soutien inébranlable m'a été d'une aide précieuse durant toutes ces années universitaires. Votre amitié et votre présence ont été d'un grand réconfort.

Je remercie chaleureusement ma famille pour son soutien indéfectible tout au long de mon parcours. À mes frères KOUASSI Yao Marcellin, KOUAME Kouassi Thiegbia, KOUASSI Kouadio Patrice, ainsi qu'à mon oncle KONAN Yao Joachim et ma tante KOFFI Akissi, je tiens à exprimer ma plus profonde gratitude. Votre bienveillance, vos prières et votre soutien constant ont été d'une importance capitale durant mes années universitaires. Merci pour tout.

Je remercie chaleureusement tous les membres du groupe Partage & Culture (P&C) de la paroisse Sainte Bernadette de Montpellier. Votre accompagnement spirituel et vos encouragements ont été d'un immense soutien lors de mon séjour en France. Grâce à vous, j'ai pu renforcer ma foi et puiser la force nécessaire pour surmonter les épreuves. Un merci particulier à ma binôme, BOA Sabrina, dont le soutien constant et l'amitié m'ont été précieux. Que Dieu vous bénisse tous pour votre bienveillance et vos prières.

Nous ne saurions terminer sans toutefois dire un très grand merci à ceux qui, de façon discrète et dans l'ombre, ont contribué à la réalisation de cette thèse.

LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS

ADE	: Advection Dispersion Equation
AE	: Arrivée d'Eau
AEP	: Alimentation en Eau Potable
DHI	: Danish Hydraulic Institute
DOB	: Direction de l'Orientation et des Bourses
DTH	: Direction territoriale de l'hydraulique humaine
EPEAEP-Daloa	: Elaboration d'un modèle de gestion intégrée des ressources en eau pour l'amélioration de l'approvisionnement en eau potable de la commune de Daloa
FEFLOW	: Finite Element subsurface FLOW systems
FIT	: Front Intertropical
GPS	: Global Positioning System
HCM	: Hydrogeological Conceptual Model
HVA	: Hydraulique Villageoise Améliorer
INS	: Institut National de la Statistique
MNE	: Modèle Numérique d'Élévation
NRMSE	: Normalized Root Mean Squared Error
OLI	: Operational Land Imager
OUAIP :	: OUtil d'Aide à l'Interprétation des Pompages d'essai
PASRES	: Programme d'Appui Stratégique à la Recherche Scientifique
RMP	: Résonance Magnétique Protonique
RMS	: Root Mean Squared
RMSE	: Root Mean Squared Error
SIG	: Système d'Information Géographique
SODEXAM	: Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire, Aéronautique et Météorologique
SRTM	: Shuttle Radar Topographic Mission
TRE	: Tomographie de Résistivité Electrique
UEMOA	: Union Économique et Monétaire Ouest Africaine
UTM	: Universal Transversal Mercator
VER	: Volume Élémentaire Représentatif
WGS 84	: World Geodetic System 1984
WTF	: Water Table Fluctuations

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Tableau récapitulatif des points de mesure et des paramètres utilisés pour l'estimation de la porosité efficace.....	55
Tableau II : Tableau récapitulatif des points de mesure et des paramètres utilisés pour l'estimation de la conductivité hydraulique	58
Tableau III : Fiche technique de l'essai de pompage F20_UJLoG	60
Tableau IV : Paramètres de transport du modèle.....	82
Tableau V : Récapitulatif des valeurs de porosité efficace utilisées dans les scénarios de simulation	84
Tableau VI : Porosité efficace des couches superficielles.....	91
Tableau VII : Conductivité hydraulique des couches superficielles	92
Tableau VIII : Paramètres hydrodynamiques de l'horizon fracturé.....	93
Tableau IX : Recharge des eaux souterraines entre décembre 2021 et janvier 2023	96
Tableau X : Valeur initiale et après calage des paramètres hydrodynamiques.....	119
Tableau XI : Valeurs de vérification du calage des paramètres hydrodynamiques.....	121
Tableau XII : Comparaison entre les charges observées et simulées en régime permanent ...	122
Tableau XIII : Bilan de masse du modèle après le calage en régime permanent.....	123
Tableau XIV : Statistiques des tests de validation.....	124
Tableau XV : Comparaison entre les charges observées et simulées en régime transitoire ...	125
Tableau XVI : Tableau récapitulatif des débits simulés et des zones de capture des sources.	127

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Situation géographique du bassin versant de la rivière Tétégbeu.....	6
Figure 2 : Diagramme ombrothermique à la station de Daloa (1990-2022)	8
Figure 3 : Humidité relative du bassin versant de la Lobo de 1986 à 2020	9
Figure 4 : Réseau hydrographique du bassin versant de la rivière Tétégbeu.....	10
Figure 5 : Quelques sources de la zone d'étude	10
Figure 6 : Occupation du sol sur le bassin versant de la rivière Tétégbeu en janvier 2022	11
Figure 7 : Formations géologiques du bassin versant de la rivière Tétégbeu	13
Figure 8 : Affleurements de roches en forme de dalle et dôme	14
Figure 9 : Site de prélèvement d'eau de la SODECI sur la retenue de la Lobo.....	15
Figure 10 : Différentes sources d'approvisionnement en eau potable en zone rurale	15
Figure 11 : Quelques cultures pratiquées dans la zone d'étude	16
Figure 12 : Source de Tchêchêlé.....	18
Figure 13 : Modèle conceptuel de quelques types de source	19
Figure 14 : Modèle conceptuel d'un profil d'altération d'un aquifère de socle partiellement érodé.....	22
Figure 15 : Champ du courant électrique dans un milieu homogène semi-infini	24
Figure 16 : Milieu semi-infini	25
Figure 17 : Dispositif de mesure de résistivité électrique à quatre électrode AMNB nommé Wenner α	26
Figure 18 : Dispositifs de mesure de résistivité électrique et leurs coefficients k associés	28
Figure 19 : Acquisition "forward" et "reverse" pour le dispositif Pôle-dipôle	29
Figure 20 : Diagramme des dérivées de Fréchet des dispositifs	30
Figure 21 : Inversion par méthode itérative en tomographie 2D	31
Figure 22 : Diagramme schématique d'écoulement en chenaux dans les fractures.....	32
Figure 23 : Etapes de la modélisation hydrogéologique	34
Figure 24 : Représentation de l'expérience de Darcy pour un écoulement permanent.....	35

Figure 25 : Bassin versant hydrogéologique et bassin d'alimentation d'un captage dans un cas simple	40
Figure 26 : Sonde piézométriques utilisée pour la mesure des profondeurs piézométriques .	48
Figure 27 : Résistivimètre de type SYSCAL et accessoires	49
Figure 28 : Réalisation d'un forage à Daloa (quartier Bellecôte)	52
Figure 29 : Infiltromètre à double anneau.....	57
Figure 30 : Schéma illustrant la loi de Darcy.....	57
Figure 31 : Variation du débit surfacique en fonction du temps.....	58
Figure 32 : Interprétation de l'essai de pompage F20_UJLoG	59
Figure 33 : Carte des points de prélèvement des échantillons de sol, de mesure de niveau piézométrique et de mesure de conductivité hydraulique de la saprolite.....	61
Figure 34 : Acquisition des données TRE.....	65
Figure 35 : Carte du domaine à modéliser	71
Figure 36 : Carte montrant la surface topographique et la base de la saprolite intégrées dans le modèle numérique	72
Figure 37 : Modèle 3D des différentes couches de l'aquifère du bassin versant de la rivière Tétégbeu.....	73
Figure 38 : Conditions aux limites du domaine à modéliser.....	75
Figure 39 : Répartition des forages de pompage actifs	76
Figure 40 : Série temporelle des valeurs de la recharge.....	80
Figure 41 : Série temporelle des valeurs du coefficient de transfert.....	80
Figure 42 : Illustration de quelques profils d'altération.....	86
Figure 43 : Débit linéaire calculé en référence à la profondeur du forage sous la base de la saprolite	87
Figure 44 : Pourcentage cumulé de débit linéaire pour estimer les propriétés de l'horizon fracturé	88
Figure 45 : Distribution de la densité des arrivées d'eau en fonction de la profondeur du forage sous la base de la saprolite	89

Figure 46 : Nombre d'arrivée d'eau et leurs distributions en fonction de la profondeur du forage sous la base de la saprolite	90
Figure 47 : Carte piézométrique du bassin versant de la rivière Tétégbeu en période d'étéage..	94
Figure 48 : Evolution trimestrielle de la profondeur du niveau piézométrique	95
Figure 49 : Evolution mensuelle des débits des sources (2019-2022)	103
Figure 50 : Interprétation des panneaux électriques SP_F4 selon les méthodes d'inversion ..	104
Figure 51 : Interprétation des panneaux électriques SP_F15 selon les méthodes d'inversion.	106
Figure 52 : Distribution verticale de résistivité inversée du modèle en fonction de la méthode d'inversion.....	107
Figure 53 : Interprétation des panneaux électriques au niveau de la source de Tazibouo_U ..	109
Figure 54 : Panneaux électriques réalisés au niveau des sources de Labia et Abattoir 1.....	110
Figure 55 : Panneaux électriques réalisés au niveau des sources d'Abattoir 2 SUD-B et Zaragoua.....	111
Figure 56 : Mise en évidence de l'affleurement des isaltérites à partir des signatures géo-électriques.....	112
Figure 57 : Modèle conceptuel des sources dans un contexte de socle cristallin.....	113
Figure 58 : Corrélation entre charges hydrauliques observées et simulées	117
Figure 59 : Carte des charges hydrauliques observées et simulées en régime permanent	118
Figure 60 : Distribution spatiale de la conductivité hydraulique des couches du modèle ...	120
Figure 61 : Comparaison des charges observées et simulées après calibration en régime permanent	121
Figure 62 : Corrélation entre débits observés et simulés en régime permanent.....	122
Figure 63 : Corrélation entre charges hydrauliques observées et simulées	124
Figure 64 : Comparaison des charges hydrauliques observées et simulées en régime transitoire	125
Figure 65 : Corrélation entre débits observés et simulés sous calibration en régime transitoire	126
Figure 66 : Carte des charges hydrauliques et des zones de capture simulées	127

Figure 67 : Champ de probabilité d'atteinte indiquant les zones de capture des sources	128
Figure 68 : Superposition des isolignes de l'espérance de vie moyenne aux champs de probabilité d'atteinte	129
Figure 69 : Influence de la porosité efficace sur la dynamique d'écoulement des eaux souterraines.....	132

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Synthèse de quelques directives nationales de protection des eaux souterraines

Annexe 2 : Localisation des forages dans le bassin versant de la Lobo

Annexe 3 : Photos montrant des formations géologiques observées sur le site d'étude

Annexe 4 : Les différents profils TRE réalisés

Annexe 5 : Représentation des pseudo-coupes de la résistivité apparente mesurée, de la résistivité apparente calculée et du modèle de résistivité inversé pour les profils SP_F4 et SP_F15 réalisés au niveau des plateaux

Annexe 6 : Pseudo-sections montrant la résistivité apparente mesurée, la résistivité apparente calculée et le modèle de résistivité inversé pour les profils réalisés au niveau des sources et inversés avec la méthode Robuste

Annexe 7 : Evolution mensuelle du débit cumulé des sources (2019-2022)

Annexe 8 : Localisation des zones de capture

Annexe 9 : Temps de transit (Scénario 1 (S1)) des particules d'eau au sein des différentes zones de capture déterminées

Annexe 10 : Ecart entre débits des sources observés et simulés

Annexe 11 : Influence de la porosité efficace sur la dynamique d'écoulement des eaux souterraines

INTRODUCTION

Introduction

L'eau, indispensable à la vie humaine et aux écosystèmes, est une ressource vitale que des millions de personnes dans le monde peinent à obtenir en quantité suffisante pour leurs besoins fondamentaux (UNESCO, 2015 ; Giao *et al.*, 2023). En effet, les ressources en eau restent menacées tant au niveau de la disponibilité que de la qualité par les activités anthropiques et les phénomènes de changement climatique (UNESCO, 2015). Ces menaces restent plus accentuées au niveau des ressources en eau de surface (Erler *et al.*, 2019). Face à cette situation, les ressources en eau souterraine sont devenues une solution incontournable. Elles répondent à environ 43 % des besoins mondiaux en irrigation et contribuent de manière importante à l'hydratation, à l'assainissement et à l'hygiène dans de nombreuses régions du monde (Siebert *et al.*, 2010 ; Giao *et al.*, 2023). Malgré leur importance, l'exploitation et la gestion des eaux souterraines sont souvent difficiles et coûteuses en raison de la complexité des systèmes aquifères qui les contiennent, notamment ceux des aquifères fracturés (Lods & Gouze, 2004 ; Jourde *et al.*, 2007 ; Gleeson *et al.*, 2009 ; Mangoua, 2013 ; Worthington *et al.*, 2016 ; Lachassagne *et al.*, 2021). En Afrique, ce problème est exacerbé par le fait que, sur une grande partie du continent, les ressources en eau souterraine disponibles proviennent principalement des aquifères de socle cristallin fracturé (Koita, 2010 ; Koita *et al.*, 2013a ; Soro, 2017 ; Aoulou *et al.*, 2021 ; Lachassagne *et al.*, 2021 ; Sako & Ouangaré, 2023).

Au niveau de la Côte d'Ivoire, les eaux souterraines sont de plus en plus utilisées pour l'approvisionnement en eau des populations rurales, notamment dans le contexte de socle cristallin (Koita, 2010 ; Dibi *et al.*, 2010 ; Mangoua, 2013 ; Kouadio, 2022). Dans ces milieux fracturés, l'exploitation des eaux souterraines se justifie vis-à-vis des eaux de surface par leur répartition, leur qualité et leur coût de production (Koita, 2010 ; Mangoua, 2013 ; Ouattara, 2022). Pour ces avantages, elles méritent d'être protégées. Cela nécessite donc la gestion de certaines activités humaines sur le territoire. Pour cela, la délimitation des aires d'alimentation des captages s'avère nécessaire et primordiale. Cependant, la complexité des aquifères de socle cristallin et la faible quantité de données disponibles à l'échelle locale montre qu'il est nécessaire de s'orienter vers de nouveaux concepts de gestion des ressources en eau souterraine tel que les modèles numériques (Rossier & Kiraly, 1992 ; Neupauer & Wilson, 2002 ; Koita *et al.*, 2013b ; Vernoux *et al.*, 2014 ; Attard *et al.*, 2016a ; Liu *et al.*, 2019). Dans ces aquifères cristallins, de récents travaux de recherche ont révélé l'existence de nombreuses sources, de plus en plus utilisées par les populations locales pour leur approvisionnement en eau potable (Ligban, 2013 ; Adjiri *et al.*, 2019). Pourtant, dans les aquifères cristallins, les processus et le contexte hydrogéologique qui expliquent pourquoi les eaux souterraines coulent au niveau des

Introduction

sources sont moins bien connus que ceux des forages (Koita *et al.*, 2013a ; Lachassagne *et al.*, 2021). Il est donc important d'améliorer le modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères de socle cristallin dans les zones où des sources sont présentes, afin de caractériser le type de sources, leur contexte d'émergence, leur vulnérabilité à la contamination et de vérifier leur durabilité saisonnière (Rivard *et al.*, 2003 ; Dewandel *et al.*, 2011). Au cours des deux dernières décennies, le modèle conceptuel hydrogéologique des aquifères cristallins a considérablement évolué, passant de concepts invoquant des fractures d'origine tectonique à un concept de fractures liées aux processus d'altération (Wyns *et al.*, 2004 ; Lachassagne *et al.*, 2021). Les méthodes de caractérisation de la structure et du fonctionnement de ces hydrosystèmes ont évolué en conséquence (Wyns *et al.*, 2004 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Courtois *et al.*, 2010 ; Soro, 2017 ; Belle *et al.*, 2019 ; Aoulou *et al.*, 2021 ; Kouadio, 2022). Cependant, ces méthodes ne fournissent pas d'informations sur le contexte d'émergence des sources dans ce type d'environnement géologique, comme c'est le cas pour les sources de la commune de Daloa (Ligban, 2013 ; Adjiri *et al.*, 2019). Or dans cette localité, du fait des difficultés d'approvisionnement en eau potable, les populations sont souvent obligées de se tourner vers d'autres types d'approvisionnement en eau potable. En effet, l'eau fournie au robinet n'est pas accessible à tous, mais en plus, elle présente souvent un goût et une couleur considérés comme très désagréables par la population (Eblin *et al.*, 2019). Cette situation qui prend de plus en plus d'ampleur, oblige une grande partie de la population à utiliser les sources pour leur approvisionnement en eau potable. Or, ces ressources en plus de la non maîtrise de leur disponibilité, pourraient être menacées par la pollution (Eblin *et al.*, 2019). Il est donc nécessaire de délimiter les zones de capture (aires d'alimentation) de ces sources afin de protéger les aquifères d'où provient leur eau. La modélisation numérique des écoulements souterrains apparaît ainsi comme un outil incontournable pour répondre à ces enjeux, à condition que le système des aquifères et des sources soit correctement conceptualisé. C'est dans ce contexte que cette étude intitulée « **Contribution des sources dans l'approvisionnement en eau potable des populations en contexte de socle cristallin : approche couplée hydrogéophysique et par modélisation hydrodynamique (Daloa, Centre-ouest de la Côte d'Ivoire)** » a été initiée. Elle s'inscrit dans un vaste projet dénommé « Elaboration d'un modèle de gestion intégrée des ressources en eau pour l'amélioration de l'approvisionnement en eau potable de la Commune de Daloa (EPEAEP_Daloa) ». L'objectif principal de cette étude est de comprendre le fonctionnement hydrogéologique du système aquifère alimentant les sources des régions de socle cristallin altéré et fracturé, afin d'assurer leur protection efficace et durable.

Introduction

De façon spécifique, il s'agit de :

- caractériser le système aquifère contenant les sources de la commune de Daloa ;
- élaborer un modèle conceptuel des sources de la commune de Daloa ;
- déterminer les zones de capture et de protection des sources de la commune de Daloa à partir d'un modèle numérique.

Les travaux sont menés sur les aquifères du bassin versant de la rivière Tétégbeu. Pour réaliser cette étude, ce travail a été subdivisé en trois grandes parties qui se présentent comme suit :

- ✓ la première partie présente les généralités sur la zone d'étude. Elle fait l'état de connaissance de la géologie, du contexte climatique, hydrogéologique et sur des concepts abordés dans cette étude ;
- ✓ la deuxième partie décrit les données, le matériel et les différentes méthodes utilisés dans le cadre de cette étude ;
- ✓ la troisième partie présente les différents résultats et leur discussion.

Ce travail se termine par une conclusion générale qui dresse le bilan des connaissances acquises au cours de cette étude ainsi que les perspectives de recherche qu'elle suscite.

PARTIE I : GENERALITES

Partie I : Généralités

Chapitre 1 : Cadre géographique, contextes géologique, hydrogéologique et socio-économique du bassin versant de la rivière Tétégbeu

Le premier chapitre de cette étude est consacré à la présentation des caractéristiques physiques de la zone d'étude. Cette présentation qui est essentiellement basée sur la littérature existante, permettra de situer géographiquement la zone d'étude et donner ses caractéristiques physiques.

1.1 Situation géographique du bassin versant de la rivière Tétégbeu

La rivière Tétégbeu est un sous-affluent de la rivière Lobo. Son bassin hydrographique est situé au Centre-ouest de la Côte d'Ivoire et s'étend entre les longitudes 6°20' et 6°29' Ouest et entre les latitudes 6°46' et 6°55' Nord (Figure 1). La rivière Tétégbeu débute son cours d'eau dans la commune de Daloa et draine un bassin versant de 140 km². Elle draine les eaux vers la rivière Goré avant d'être acheminé dans la rivière Lobo.

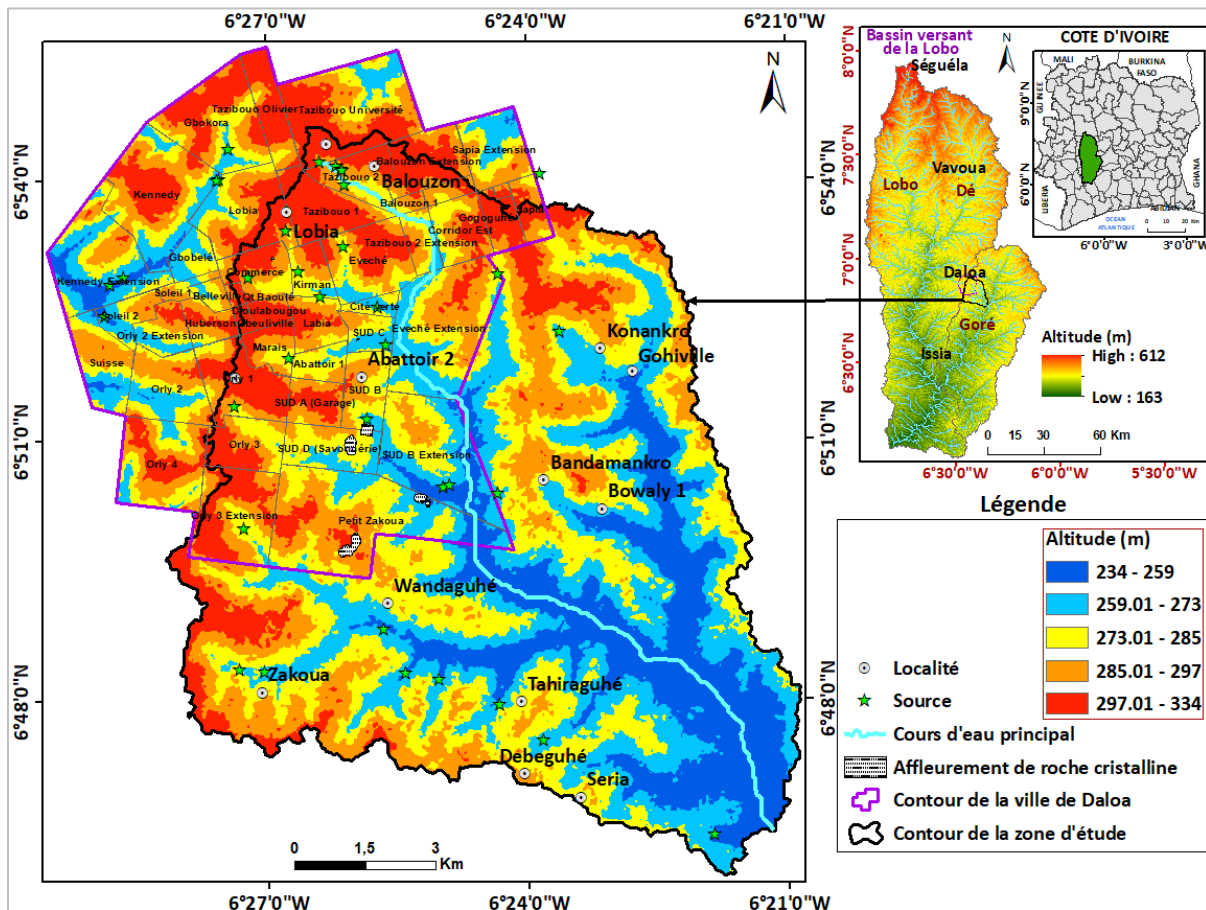


Figure 1 : Situation géographique du bassin versant de la rivière Tétégbeu

Partie I : Généralités

1.2 Relief

Le bassin versant de la rivière Tétégbeu est constitué dans son ensemble de plaines et de plateaux, avec des altitudes comprises entre 234 et 334 mètres. Les plaines ont une altitude qui varie entre 234 et 273 m et sont localisées au Sud-est du bassin versant, et correspondent au tracé du cours d'eau. Les plateaux qui occupent la majeure partie du bassin versant ont des altitudes qui varient entre 273 et 334 m, avec des hauteurs souvent supérieures à 300 m, disposés de manière isolée ou en alignements, parfois entourés de glacis cuirassés ou caractérisés par des dômes granitiques (Yao, 2015 ; Koffi, 2022). La carte du relief du bassin versant de la rivière Tétégbeu (Figure 1) a été réalisée à partir d'un modèle numérique de terrain de 30 m de résolution extrait du SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission).

1.3 Cadre climatique

Le bassin versant de la Lobo, auquel appartient le bassin versant de la rivière Tétégbeu est soumis au régime climatique ouest-africain caractérisé par l'action de deux masses d'air de natures différentes. Il s'agit de l'harmattan marqué par un air chaud et sec, originaire du Sahara, qui souffle du Nord-est vers le Sud et la mousson caractérisée par un air plus frais et humide d'origine océanique et circulant du Sud vers le Nord-est. Ces deux masses d'air qui se différencient notamment par leur humidité, sont séparées par le Front Intertropical (FIT) (Eldin, 1971 ; Yao, 2015). Les déplacements du FIT engendrent différentes régions climatiques qui permettent de distinguer deux types de climat sur le bassin versant de la Lobo : le régime équatorial de transition (climat attiéen) et le régime équatorial de transition atténué (climat baouléen) (Eldin, 1971 ; Yao, 2015). Le climat équatorial de transition atténué s'observe dans la moitié Nord du bassin versant et est marqué par deux saisons (une saison sèche et une saison des pluies). Le climat équatorial de transition marqué par quatre saisons (deux saisons sèches et deux saisons humides), s'observe dans l'extrême Sud (Yao, 2015).

Au niveau du bassin versant de la rivière Tétégbeu, les saisons se répartissent entre une saison pluvieuse (SP) de mars à octobre et une saison sèche (SS) très marquée de novembre à février comportant quelques précipitations isolées. La Figure 2 illustre la répartition des différents régimes climatiques du bassin versant.

Partie I : Généralités

1.3.1 Variation mensuelle de la pluviométrie et de la température

1.3.1.1 Pluviométrie

Les amplitudes pluviométriques annuelles de la station de Daloa, sur la période 1990-2022, oscillent entre 840 et 1 585 mm avec une valeur moyenne annuelle d'environ 1 220 mm. La plus forte valeur a été enregistrée en 2013 et la plus faible en 2001. L'analyse de la Figure 2 met en évidence l'alternance entre période humide et période sèche. La saison des pluies allant de mars à octobre est marquée par deux maxima qui s'observent en juin et en septembre. Quant à la saison sèche, elle s'étend de novembre à février.

1.3.1.2 Température

La température moyenne annuelle enregistrée à la station de Daloa sur la période 1990-2022 est égale à 26 °C. Les températures moyennes mensuelles pour la chronique 1990-2022, varient globalement entre 24°C et 28°C. Les mois de février, mars et avril sont les plus chauds avec des températures moyennes supérieures à 27°C. La saison des pluies entraîne une baisse sensible de la température mensuelle d'environ 3°C durant les mois de juillet et août. Elle remonte légèrement après la saison des pluies pour se stabiliser entre 26°C et 27°C pendant les mois d'octobre et novembre.

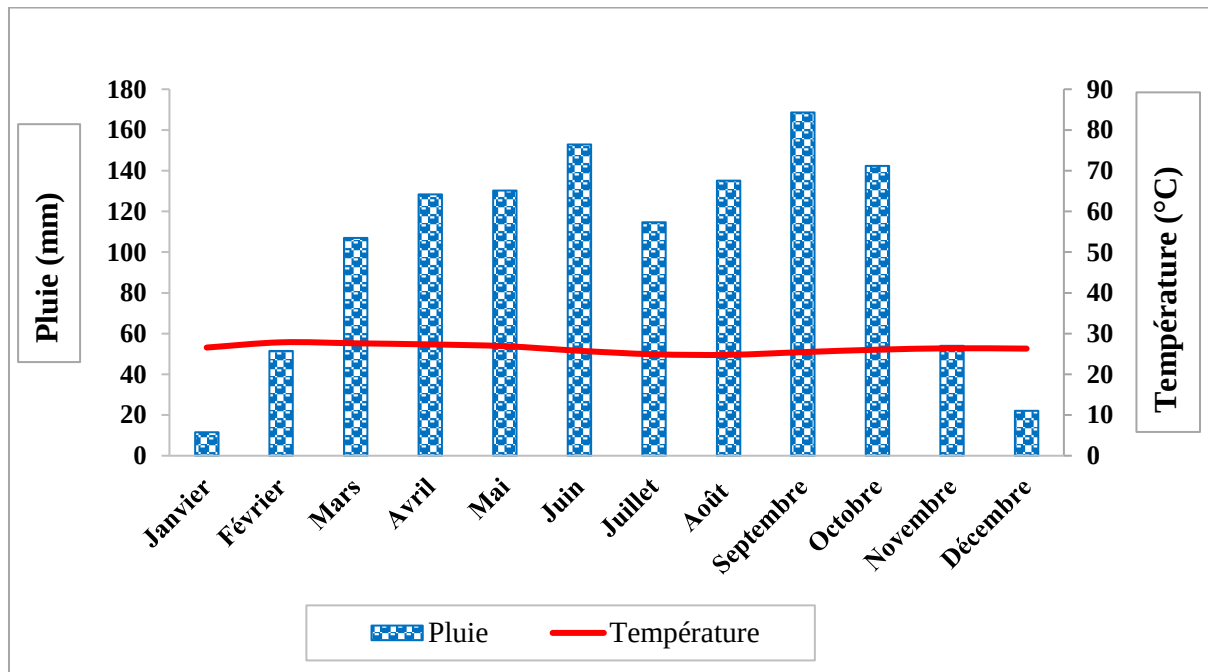


Figure 2 : Diagramme ombrothermique à la station de Daloa (1990-2022)

1.3.1.3 Humidité relative (%)

L'humidité relative de l'air, exprimée en pourcentage (%), représente le rapport de la quantité d'eau effectivement contenue dans l'air et la capacité d'absorption de l'eau à une température donnée. L'humidité relative varie peu dans le bassin versant de la Lobo (Kouadio, 2022). Selon les résultats des travaux de recherche de Kouadio (2022), les valeurs moyennes mensuelles varient entre 54 et 80 % (Figure 3). La plus faible valeur, soit 54 %, est enregistrée en Janvier. L'humidité relative dépasse les 55 % pour tous les autres mois, ce qui explique les températures relativement basses dans la région.

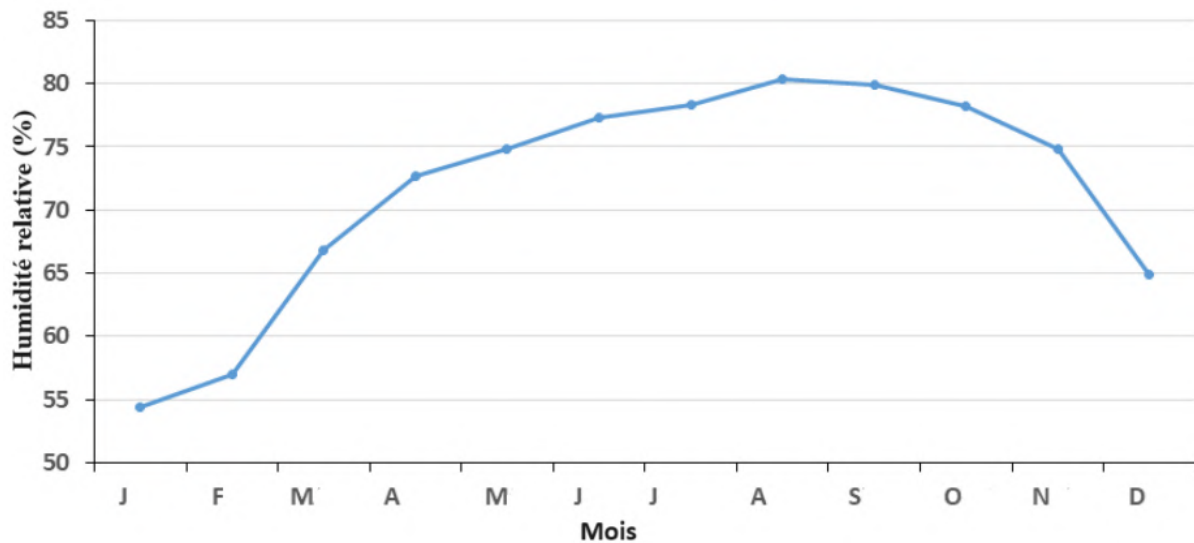


Figure 3 : Humidité relative du bassin versant de la Lobo de 1986 à 2020

Source : Kouadio (2022)

1.4 Réseau hydrographique

La rivière Tétégbeu (Figure 4) est un sous-affluent de la rivière Lobo. Son cours d'eau débute dans la commune de Daloa et draine les eaux vers la rivière Goré avant d'être acheminé dans la rivière Lobo. Son réseau hydrographique est peu dense et constitue le principal affluent de la rivière Goré qui draine les eaux de la commune de Daloa. Cet affluent a un régime permanent et son lit contient de l'eau en toute saison. Cependant, certains affluents de la rivière Tétégbeu sont intermittents (Figure 4). Les eaux de la rivière Tétégbeu s'écoulent principalement dans la direction Nord-sud et la période de plus bas niveau des eaux est observée pendant les mois de janvier et de février. Aux abords des vallées, on rencontre de nombreuses sources (Figure 4) dont certaines sont présentées sur la Figure 5.

Partie I : Généralités

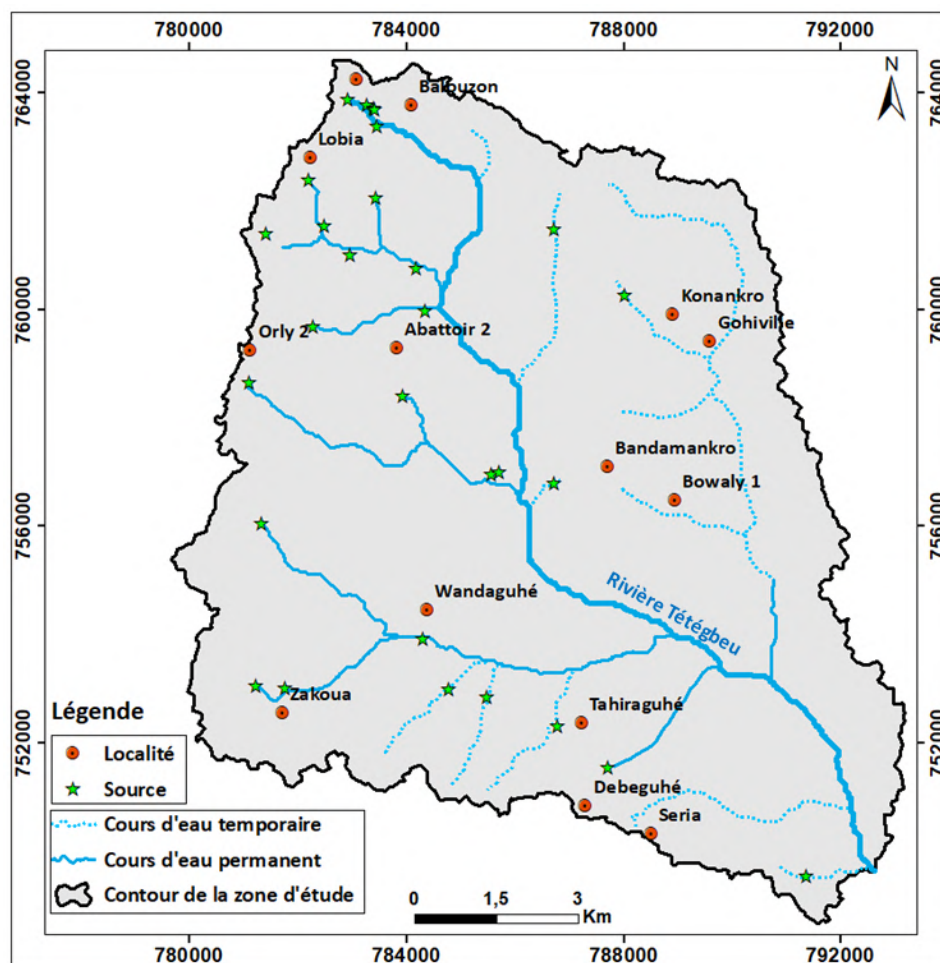


Figure 4 : Réseau hydrographique du bassin versant de la rivière Tétégbou



Figure 5 : Quelques sources de la zone d'étude

1.5 Occupation du sol

Le bassin versant de la rivière Tétégebeu est localisé dans le domaine guinéen et appartient au secteur mésophile avec des zones forestières propices à l'agriculture. La destruction importante de la forêt pour la pratique de l'agriculture fait que progressivement, la forêt défrichée se développe et la forêt naturelle devient clairsemée (Figure 6). La forêt dégradée se distingue par la pratique des cultures pérennes, comme le binôme café-cacao et surtout l'hévéa et l'anacarde qui commencent à prendre de l'ampleur dans la zone. Les cultures et espaces en herbe deviennent de plus en plus l'élément dominant de cette végétation (Figure 6). La carte d'occupation du sol présentée dans cette section a été élaborée à partir d'une image Landsat 9 OLI datant de janvier 2022, avec une résolution de 30 mètres.

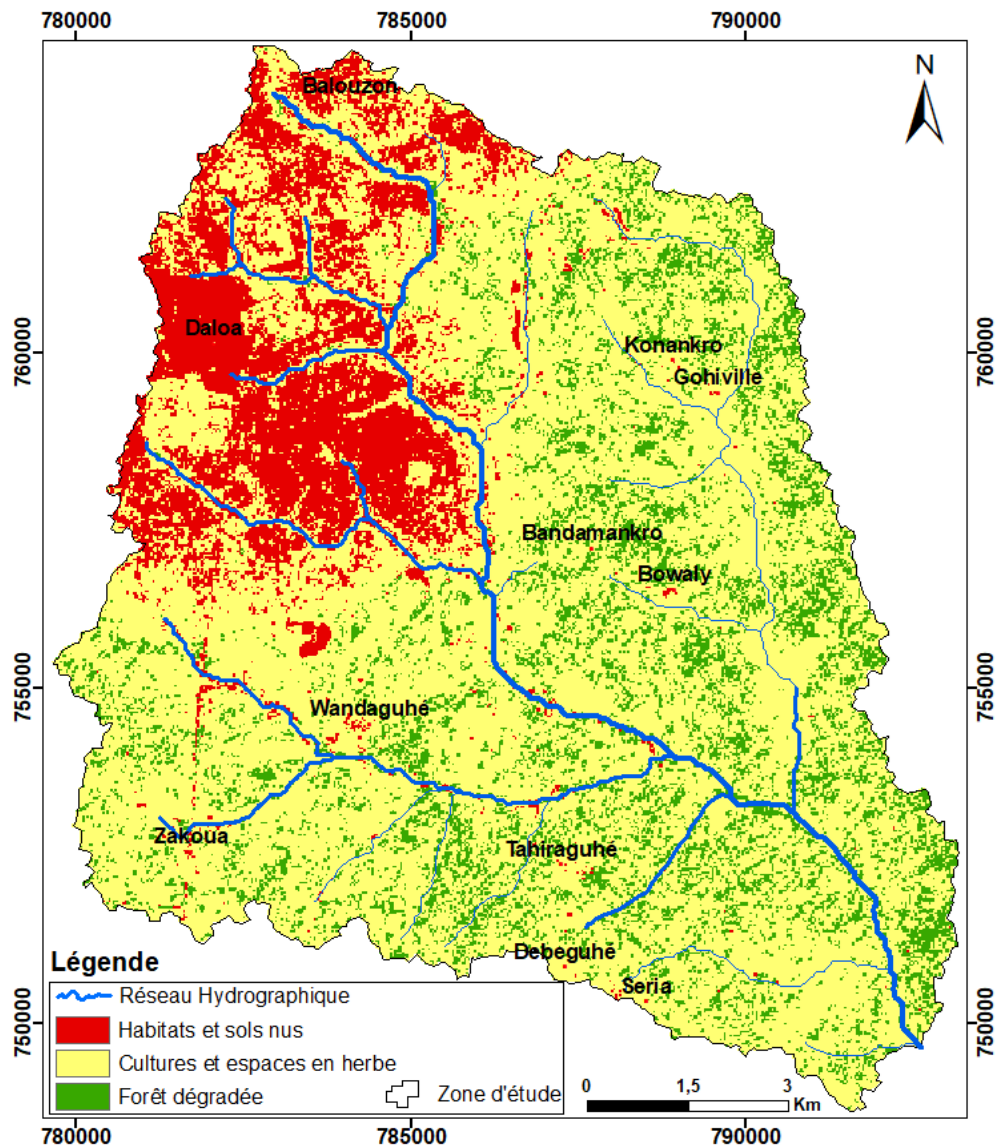


Figure 6 : Occupation du sol sur le bassin versant de la rivière Tétégebeu en janvier 2022

Partie I : Généralités

1.6 Contexte géologique du bassin versant de la Lobo

Le sous-sol de la zone d'étude est composé de formations du Précambrien moyen, dominées par des granites et des granodiorites, les granodiorites représentant 85 % de la surface (Figure 7). Ces roches plutoniques ont été profondément altérées au cours des ères Mésozoïque à Quaternaire, et sont donc recouvertes de profils d'altération de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (Delor *et al.*, 1995 ; Lachassagne *et al.*, 2021). La géologie du bassin de la rivière Tétégebeu est connue grâce aux travaux de Delor *et al.* (1995).

1.6.1 Granites

Les granites sont des roches magmatiques plutoniques à texture grenue, de teinte claire (blanche, grise, rosée : hololeucocrate à leucocrate) avec les minéraux essentiels suivants, constituant 80% de la roche : quartz xénomorphe interstitiel, feldspath alcalin (orthose, microcline), et plagioclase (albite, oligoclase) subautomorphe. Les minéraux secondaires et accessoires sont très variés : mica, amphibole, pyroxène, sphène, apatite, zircon, tourmaline, cordiérite parfois, etc (Hutton, 1988 ; Delor *et al.*, 1995).

1.6.2 Granodiorites

Les granodiorites sont des roches magmatiques plutoniques grenues, voisines des granites, contenant du quartz (> 10 %), des feldspaths avec moins d'orthose que de plagioclases, ceux-ci souvent zonés (cœur d'andésine, bordure d'oligoclase), des ferromagnésiens : biotite, amphibole, parfois du pyroxène. Les minéraux noirs sont peu abondants dans les granodiorites associées aux granites ou aux monzonites, dont elles dérivent par augmentation de la quantité des plagioclases. Les minéraux noirs sont, par contre, assez abondants, jusqu'à 40 % de la roche, dans les granodiorites associées aux gabbros, dont elles dérivent par augmentation de la quantité de quartz (Hutton, 1988 ; Delor *et al.*, 1995).

Partie I : Généralités

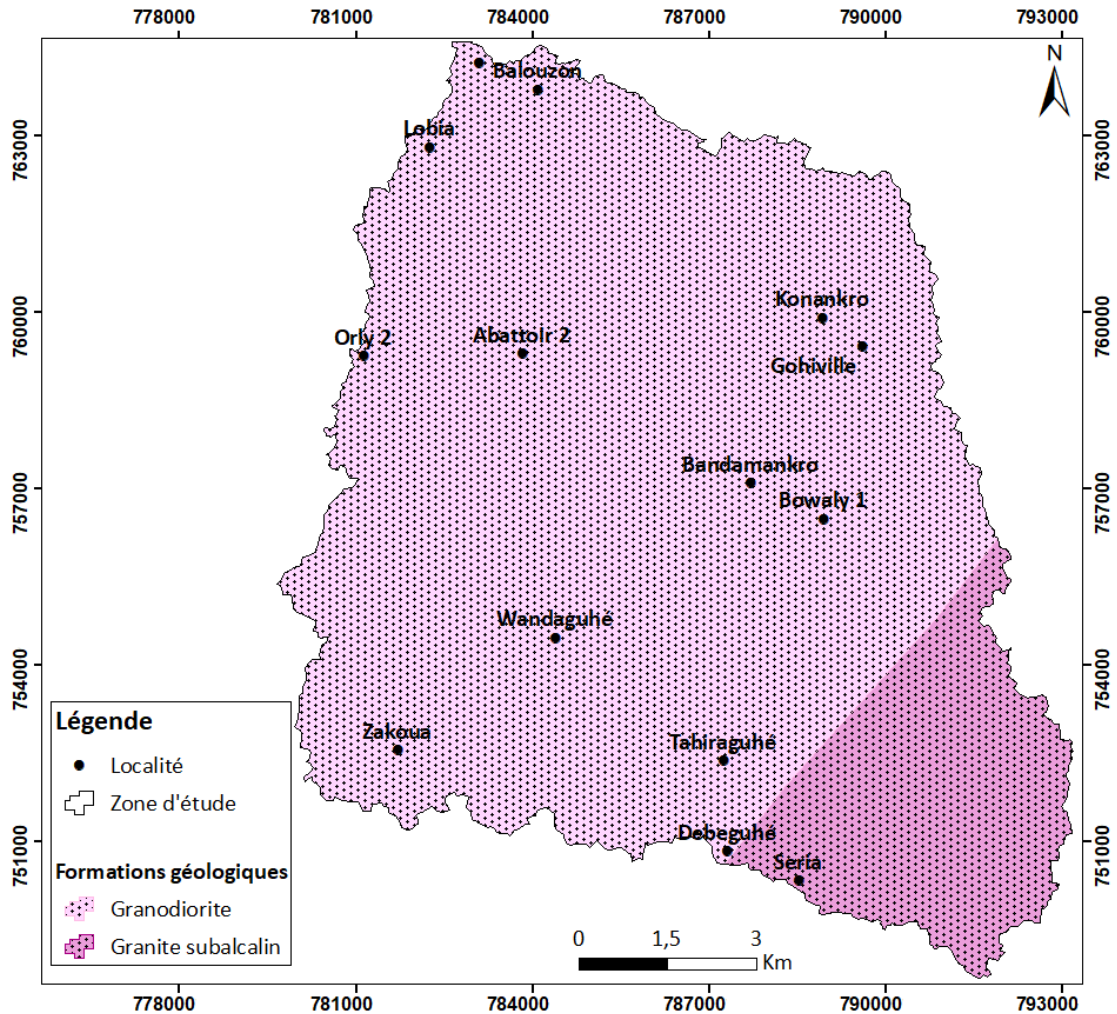


Figure 7 : Formations géologiques du bassin versant de la rivière Tétégebeu

Source : Delor *et al.* (1995)

1.6.3 Observations de terrain

Les roches observées à l’affleurement présentent différents aspects (Figure 8) :

- Les dalles : ce genre d’affleurement est très peu fréquent dans la zone. Elles épousent généralement l’altitude du relief. Fréquemment, elles sont affectées de fractures.
- Les dômes : Ils forment des massifs isolés qui interrompent parfois la monotonie du relief.

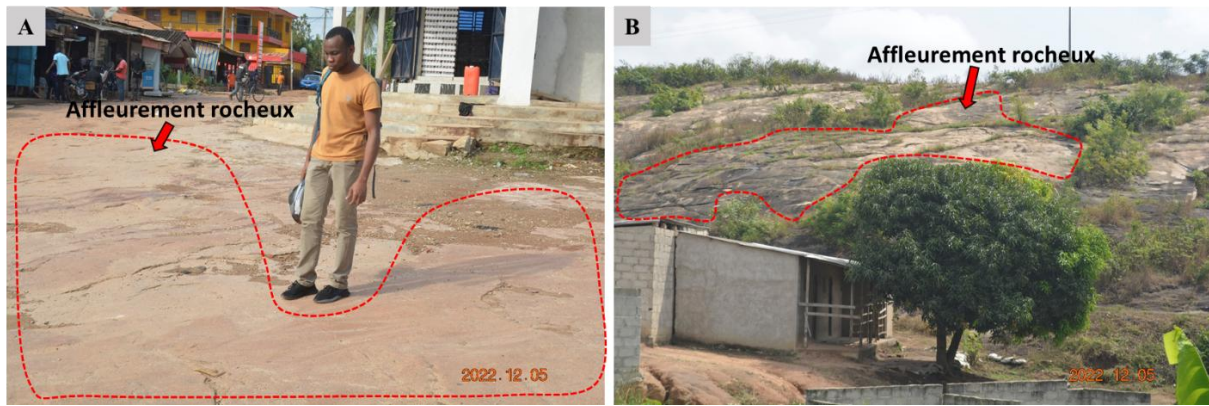


Figure 8 : Affleurements de roches en forme de dalle (A) au quartier commerce et dôme (B) au quartier Abattoir 2

1.7 Caractéristiques hydrogéologiques de la zone d'étude

La zone d'étude est située dans une région de socle cristallin constitué principalement de roches plutoniques, où se superposent généralement deux types d'aquifères. Le profil d'altération typique comprend, de haut en bas, la saprolite et l'horizon fracturé, qui, lorsqu'ils sont saturés, forment un aquifère composite (Kamenan, 2021 ; Kouadio, 2022 ; Ouattara, 2022). La saprolite se divise en deux sous-unités avec, de haut en bas, les allotérites, à dominance argileuse et les isaltérites, à dominance sableuse. Lorsqu'elle est saturée en eau, la saprolite assure la fonction capacitive de l'aquifère composite. En dessous de la saprolite se trouve l'horizon fracturé, qui assure la fonction transmissive de l'aquifère composite. Cet horizon fracturé constitue la principale cible des forages d'eau, qui sont généralement réalisés de façon verticale (Ligban, 2013 ; Kouadio, 2022 ; Ouattara, 2022).

1.8 Alimentation en eau potable sur le bassin de la rivière Tétégbou

Dans le bassin versant de la rivière Tétégbou, notamment dans la ville de Daloa, l'approvisionnement en eau potable des populations est assuré par la retenue d'eau de la rivière Lobo (Figure 9). Cette retenue, d'après Koffi (2022), s'étend sur une superficie de 15 hectares, avec une profondeur moyenne de 3,6 mètres et une longueur de 1,6 km.

La retenue d'eau de la rivière Lobo, traitée et distribuée aux populations par la Société de Distribution d'Eau de Côte d'Ivoire (SODECI), a connu ces dernières années un phénomène intense d'eutrophisation (Koffi, 2022). Cette situation a entraîné une baisse de la production d'eau de la SODECI (Koffi, 2022). En effet, la localité de Daloa, pôle économique de la région, a vu sa production d'eau potable passer d'environ $2,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ en 2009 à $2,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ en 2018 (Kouadio, 2022).

Partie I : Généralités



Figure 9 : Site de prélèvement d'eau de la SODECI sur la retenue de la Lobo

Au niveau des villages de la zone d'étude, l'eau potable est fournie par des pompes à motricité humaine installées dans le cadre des programmes d'hydraulique villageoise. Les localités comptant entre 1 000 et 4 000 habitants bénéficient quant à elles de systèmes d'Hydraulique Villageoise Améliorés (HVA). Cependant, une partie de cette population se procure de l'eau à partir des émergences naturelles et des puits traditionnels, dont la qualité physico-chimique et microbiologique est incertaine (Figure 10). Cette situation est exacerbée par l'abandon des forages en raison de diverses pannes mécaniques, parfois liées à l'assèchement de certains forages pendant la saison sèche.



Figure 10 : Différentes sources d'approvisionnement en eau potable en zone rurale : A) pompe à motricité humaine à Konankro ; B) puits traditionnel à Tahiraguhé ; C) source à Zaragoua

1.9 Activités socio-économiques

La Sous-Préfecture de Daloa, où est situé le bassin versant de la rivière Tétégbéu, se trouve dans la zone agricole la plus productive du pays et bénéficie d'infrastructures routières permettant un trafic régulier des produits agricoles. En 2021, la Sous-Préfecture de Daloa comptait près de 420 000 habitants selon l'INS (2021). L'agriculture constitue la principale activité génératrice de revenus des populations (Figure 11). Il s'agit d'une agriculture extensive, pluviale et manuelle, qui compense ses faiblesses par la conquête permanente de nouvelles terres (Noufou, 1998). Le système de production agricole est dominé par le binôme café-cacao et l'hévéa, avec quelques industries du bois également présentes. L'élevage, principalement de type traditionnel, comprend majoritairement la volaille, les bovins et les ovins. En plus des cultures industrielles, un important réseau de cultures vivrières se développe, comprenant le riz pluvial, le maïs, l'igname, la banane plantain et le manioc. Ainsi, ce secteur constitue une source d'approvisionnement en produits vivriers essentiels pour la région et l'ensemble du territoire ivoirien.



Figure 11 : Quelques cultures pratiquées dans la zone d'étude : A) Plantation de Cacao ; B) Plantation de Café ; C) Plantation d'Hévéa et D) Rizière

Conclusion partielle

Le bassin versant de la rivière Tétégbeu est caractérisé par un relief peu contrasté et peu varié, dominé par les plateaux de 270 à 335 m d'altitude. Le climat du bassin est de type équatorial de transition atténué (climat baouléen) caractérisé par deux saisons dont une saison des pluies de mars à novembre avec un ralentissement des précipitations en juillet-août et une saison sèche très marquée de décembre à février comportant quelques précipitations isolées. La rivière Tétégbeu présente un réseau hydrographique peu dense et constitue le principal affluent de la rivière Goré qui draine les eaux de la commune de Daloa. La population dans cette zone est estimée à 420 000 habitants. Les formations géologiques du bassin versant appartiennent au socle précambrien (précambrien moyen), principalement constitué de granites et de granodiorites. Sur le plan hydrogéologique, le bassin versant présente deux types d'aquifères : la saprolite, en surface, et la couche fracturée, en profondeur, qui forment un aquifère composite lorsqu'elles sont saturées en eau. Ce chapitre a permis de présenter le cadre physique de la zone d'étude. Le chapitre suivant présentera l'état des connaissances sur les sources, la caractérisation hydrogéologique, la tomographie de résistivité électrique, la modélisation des écoulements souterrains, les approches de simulation de l'âge des eaux souterraines ainsi que sur les aires d'alimentation et de protection des captages.

Partie I : Généralités

Chapitre 2 : Etat des connaissances sur les différents thèmes abordés

2.1 Généralités sur les types de sources

Le terme « source » revêt plusieurs significations, désignant tant l'origine d'un cours d'eau (où il prend sa source) que la résurgence d'une eau souterraine (Castany & Margat, 1977 ; Archambault, 1987 ; Ligban, 2013). Dans la présente étude, il s'agit spécifiquement d'une émergence, une eau qui sort naturellement du sol (Figure 12). Elle peut rejoindre un cours d'eau, alimenter des plans d'eau tels que des mares ou des lacs, se déverser directement dans la mer, ou bien s'infiltrer à nouveau dans le sol (Castany & Margat, 1977). Certaines sources coulent en permanence, tandis que d'autres ne s'écoulent qu'après des événements pluvieux, une fois que la nappe qui les alimente a été rechargée.



Figure 12 : Source de Tchêthêlé
Source : Ligban (2013)

Le mode d'émergence d'une source est spécifique à son contexte géologique et hydrogéologique, ce qui permet de les classer en différents types. Parfois, les sources sont canalisées par l'homme pour alimenter des fontaines, des bassins ou d'autres structures servant à stocker l'eau pour des usages humains. Elles ont souvent été des points de repère centraux pour l'implantation de villages ou d'infrastructures nécessitant de l'eau, telles que des lavoirs ou des hôpitaux (Archambault, 1987 ; Ligban, 2013). À travers le monde, les sources ont inspiré des croyances et des légendes. On leur attribue parfois des pouvoirs magiques et curatifs, donnant lieu au développement de cultes de guérison (Archambault, 1987). Les propriétés thérapeutiques souvent associées aux sources sont également à l'origine du thermalisme proposé dans les environs des sources d'eaux chaudes. D'un point de vue hydrogéologique, certains auteurs (Castany & Margat, 1977 ; Archambault, 1987 ; Ligban, 2013) identifient différents types de sources (Figure 13), présentés comme suit :

Partie I : Généralités

- **Source de dépression** : Source provoquée par l'intersection de la surface du sol avec la surface d'une nappe libre, sans incidence d'une limite imperméable de l'aquifère ;
- **Source de déversement** : Source située au contact du mur imperméable d'un aquifère, issue d'une nappe libre de déversement, non soutenue et souvent comprise dans une ligne de sources ;
- **Source de débordement ou de trop-plein** : Source située au contact du toit imperméable d'un aquifère, à la limite d'une nappe libre et d'une nappe captive ;
- **Source artésienne** : Source issue d'une nappe captive ;
- **Source thermique** : Type particulier de source artésienne provenant d'un système aquifère dans lequel les gradients de température sont un facteur appréciable de l'hydrodynamisme ;
- **Source par émergence** : Ce sont les sources typiques de zones au relief très peu accentué des régions de bouclier. On les rencontre directement en amont de zones marécageuses étendues. Ces sources correspondent à l'affleurement de la zone saturée d'un aquifère à nappe libre, nappe alluviale ou nappe de vallée ;
- **Source submergée** : Source située sous un plan d'eau de surface tel que la mer, un lac ou un cours d'eau ;
- **Source d'éboulis** : Source située au pied ou au cœur d'un éboulis et dont l'origine géologique est située à un emplacement différent du point d'apparition en surface.

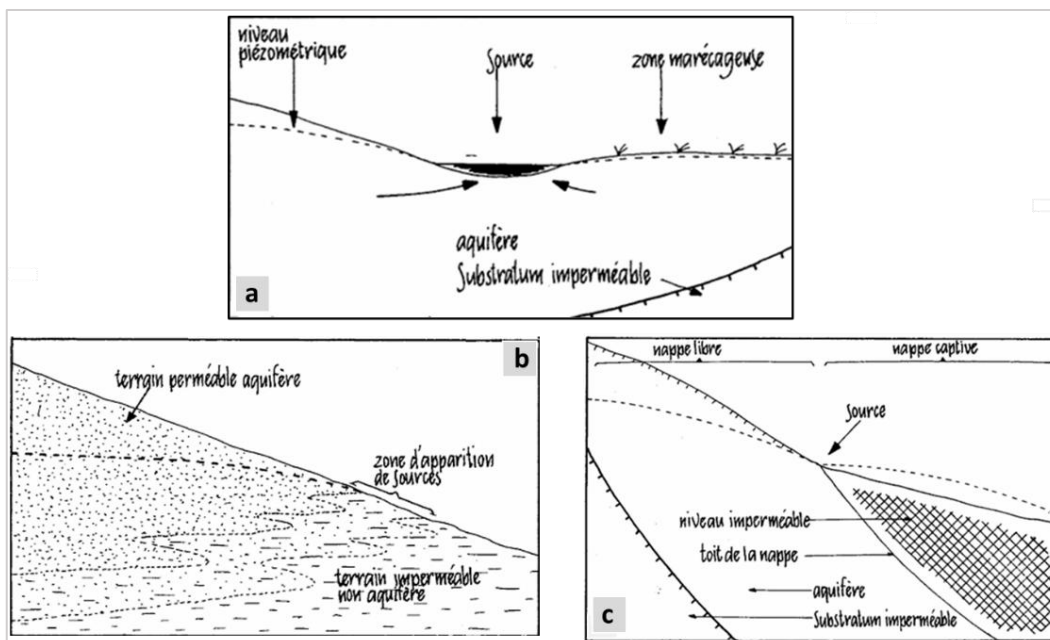


Figure 13 : Modèle conceptuel de quelques types de source. **a** : source par émergence ; **b** : sources de déversement ; **c** : sources de débordement

Source : Archambault (1987)

2.2 Etat de l'art sur la description des aquifères fracturés

2.2.1 Aquifères de socle

Les roches de socle (encore appelées formations de socle) se distinguent généralement des roches sédimentaires par leur hétérogénéité et leur anisotropie (Singhal, 2008). Dans la littérature, ces formations sont communément définies comme des roches cristallines d'origine magmatique, métamorphique, ainsi que des roches sédimentaires consolidées (Krásný & Sharp, 2007). Cependant, dans le domaine de l'hydrogéologie, des définitions plus spécifiques sont données. Les formations de socle sont ainsi caractérisées comme des roches cristallines, non-volcaniques, et non carbonatées, possédant une porosité primaire et une perméabilité généralement faible pour l'extraction de l'eau souterraine (Gustafsson, 1994). Leurs propriétés hydrauliques dépendent principalement de la fracturation et de l'altération associée, ce qui leur vaut souvent le nom de "roches fracturées". Répandues sur tous les continents, ces formations de socle couvrent environ 20 à 35% des terres émergées à travers le monde (Krásný & Sharp, 2007 ; Singhal, 2008 ; Lachassagne *et al.*, 2021). Leur potentiel aquifère est attribué à l'altération et à la fracturation qui leur confèrent une porosité secondaire et une perméabilité variable (Lachassagne *et al.*, 2015). Les aquifères de socle suscitent un intérêt croissant dans la communauté scientifique, en raison de leur importance pour l'alimentation en eau potable et les usages agricoles (Wang *et al.*, 2018).

2.2.1.1 Structure et fonctionnement des aquifères de socle cristallin

Les aquifères de socle tirent le qualificatif de « discontinu » de la nature discrète de leur perméabilité. Ainsi, lors de la réalisation d'un forage, les « venues d'eau » significatives apparaissent au sein de la roche saine (dure) qui n'est perméable qu'au droit de ces venues d'eau. Le modèle classique d'aquifère discontinu identifie ainsi ces venues d'eau discrètes à des fractures ouvertes, d'origine tectonique. Cependant, la plupart des régions où affleurent les roches métamorphiques ou magmatiques sont des régions dites « stables », émergées (Lachassagne *et al.*, 2021). Les roches y présentent en général une pellicule superficielle altérée de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, qui correspond à un profil d'altération de type latéritique. Ces formations peu consolidées résultent d'une altération très poussée de la roche originelle. En raison de leur teneur en argile, les altérites sont caractérisées par une perméabilité relativement faible, mais par des capacités significatives d'emmagasinement, allant de 1 % à plus de 15 % (Lachassagne *et al.*, 2015). Les altérites assurent ainsi une fonction de stockage des eaux souterraines. Des travaux de recherche récents ont mis en évidence, sous cette partie

Partie I : Généralités

meuble, un « horizon fracturé », stratiforme, de 50 à 100 m d'épaisseur, auquel l'aquifère de socle doit sa perméabilité (Dewandel *et al.*, 2011 ; Lachassagne *et al.*, 2015). L'origine de cette fissuration était généralement attribuée à des processus de décompression. Cependant, il est maintenant démontré que cette fracturation résulte des contraintes engendrées par le gonflement des minéraux au cours du processus d'altération, en particulier le mica noir (biotite) (Wyns *et al.*, 2004 ; Lachassagne *et al.*, 2021). La fréquence des fissures ainsi générées décroît régulièrement vers le bas (Wyns *et al.*, 2004). Ce sont ces profils d'altération qui confèrent aux roches de socle leurs propriétés aquifères, avec, de haut en bas la saprolite et l'horizon fracturé qui, lorsqu'elles sont saturées en eau, constituent un aquifère composite (Wyns *et al.*, 2004 ; Maréchal *et al.*, 2004 ; Courtois *et al.*, 2010 ; Dewandel *et al.*, 2011 ; Lachassagne *et al.*, 2015, 2021). La saprolite se compose de deux sous-unités. Dans la partie supérieure, on trouve les allotérites, à dominance argileuse, où la structure de la roche initiale n'est plus visible. En dessous, les isaltérites conservent encore la structure de la roche initiale. Au sein des roches grenues, la base des isaltérites prend un aspect feuilleté (Lachassagne *et al.*, 2015 ; Belle *et al.*, 2019). Là où elle est saturée en eau, la saprolite assure la fonction capacitive de l'aquifère composite. Au sein des roches à grains fins ou à faible teneur en quartz, cet horizon est principalement argileux et de très faible perméabilité (Dewandel *et al.*, 2011 ; Lachassagne *et al.*, 2015 ; Lachassagne *et al.*, 2021). L'horizon fracturé est caractérisé par une fracturation dense dans ses premiers mètres et une décroissance de la densité des fractures avec la profondeur (Figure 14). La connectivité des fractures et, par conséquent, la perméabilité de l'horizon fracturé, décroissent ainsi rapidement vers le bas (Guihéneuf *et al.*, 2014). Dans les granites ou les roches foliées verticalement, ces fractures sont majoritairement subhorizontales (Belle *et al.*, 2019). L'horizon fracturé assure la fonction transmissive de l'aquifère composite et c'est lui qui est capté par la plupart des forages des régions de socle, qui sont en général verticaux (Lachassagne *et al.*, 2015). Lorsque la couverture d'altérites meubles est partiellement ou totalement érodée, ou non saturée, l'horizon fracturé peut assurer tout ou partie la fonction capacitive de l'aquifère (Wyns *et al.*, 2004 ; Lachassagne *et al.*, 2015 ; Kouadio, 2022 ; Ouattara, 2022).

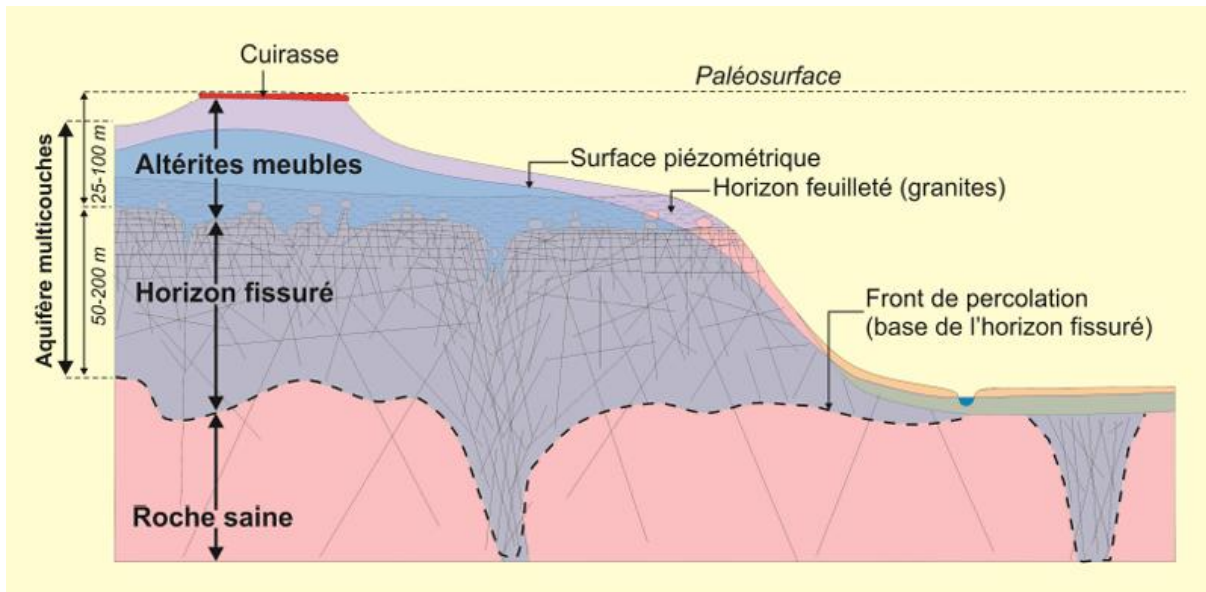


Figure 14 : Modèle conceptuel d'un profil d'altération d'un aquifère de socle (de type granitique) partiellement érodé

Source : Lachassagne *et al.* (2015)

2.2.2 Notion de recharge des aquifères

Le renouvellement des eaux souterraines est un facteur essentiel dans tout projet de développement durable axé sur l'exploitation et la gestion des ressources en eaux souterraines (Ali Rahmani *et al.*, 2018). La recharge désigne le flux d'eau qui renouvelle ou alimente un aquifère, principalement par percolation à travers le sol. Pour une exploitation durable des eaux souterraines, il est crucial de comprendre comment les aquifères sont alimentés, en prenant en compte les différentes sources d'entrée (précipitations, échanges avec d'autres aquifères, etc.) et de sortie (évapotranspiration, pompage, etc.) (Hung Vu & Merkel, 2019). Évaluer quantitativement le taux de recharge peut grandement contribuer à la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des systèmes aquifères et à une meilleure appréhension du processus hydrologique à grande échelle. Cette évaluation nécessite une connaissance préalable des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère, et aussi de sa forme, sa géométrie, son étendue et ses conditions aux limites. Les méthodes d'estimation de la recharge sont nombreuses et ont fait l'objet de discussions dans plusieurs articles (Jassas & Merkel, 2014 ; Ali Rahmani *et al.*, 2018 ; Kouadio, 2022). Le choix de la méthode dépend de l'identification des principaux mécanismes d'alimentation et des facteurs hydrologiques qui les influencent (Kouadio, 2022). Dans cette étude, la méthode de la fluctuation piézométrique a été sélectionnée en raison de ses résultats probants dans les contextes de socle cristallin (Soro, 2017 ; Kouadio, 2022).

2.3 Etat de l'art sur les méthodes de tomographie de résistivités électriques

Une des limitations des sondages électriques (1D) réside dans leur incapacité à prendre en compte les variations latérales de la résistivité du sous-sol (Marescot, 2008 ; Alle *et al.*, 2018). La méthode d'imagerie électrique 2D a été développée dans le but de créer un modèle du sous-sol où la répartition de la résistivité varie à la fois verticalement et horizontalement le long du profil. Dans ce contexte, on suppose que la résistivité ne change pas dans la direction perpendiculaire au profil, ce qui est généralement valable pour de nombreux corps géologiques allongés (Soro, 2017). Ainsi, la méthode peut être appliquée avec succès. Pour obtenir des résultats optimaux, il est important de positionner les profils perpendiculairement au corps à étudier, ce qui permet également de déterminer ses dimensions réelles. En théorie, une approche en 3D serait encore plus précise, mais elle nécessiterait un nombre beaucoup plus élevé de points de mesure : quelques dizaines pour un sondage standard, entre 100 et 1000 pour un profil 2D, et plusieurs milliers pour une acquisition 3D (Marescot, 2008). Par conséquent, l'imagerie 2D représente un compromis intéressant, offrant des données fiables tout en maintenant des coûts d'acquisition et de traitement raisonnables (Marescot, 2008 ; Soro, 2017).

2.3.1 Notion de résistivité électrique

En électrostatique, un milieu conducteur est caractérisé par sa conductivité électrique (σ) en siemens par mètre ($S.m^{-1}$). L'inverse de la conductivité électrique est la résistivité électrique (ρ) en ohm mètre ($\Omega.m$). Elle définit la capacité d'un milieu à s'opposer au passage d'un courant électrique, avec ρ défini par l'équation 1 (Priou, 2021).

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad (1)$$

Où ρ : résistivité électrique et σ : conductivité électrique

Cette grandeur dépend des propriétés intrinsèques du matériau (Zhdanov *et al.*, 1995). L'estimation de la résistivité repose sur la mesure d'une ou plusieurs différences de potentiel. Elles sont mesurées avec des électrodes disposées à la surface ou à l'intérieur du milieu étudié. Un courant I est injecté à travers certaines électrodes et une différence de potentiel ΔV est mesurée entre une ou plusieurs paires d'électrodes (Chouteau & Giroux, 2005). Le nombre d'électrodes varie selon les dispositifs. Il existe plusieurs méthodes pour mesurer la résistivité selon les applications, parmi lesquelles la mesure uniaxiale (1D) et les mesures de type tomographie (Priou, 2021) qui sont présentées et utilisées dans cette thèse.

2.3.1.1 Tomographie de Résistivité Electrique

La Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) est une méthode utilisée pour cartographier le champ de résistivité électrique d'un milieu. Contrairement aux méthodes uniaxiales, elle permet d'obtenir une représentation 2D ou 3D dite "réelle" du milieu. Cette méthode a été développée en géophysique pour la cartographie des sols pour localiser des nappes phréatiques, du pétrole, des panaches de pollution des sols (Rücker & Günther, 2011 ; Bichet *et al.*, 2016 ; Simyrdanis *et al.*, 2018), etc. Pour introduire le principe de la tomographie de résistivité électrique, on considère un milieu semi-infini où un courant I est appliqué à sa surface au point A, tandis qu'un potentiel V est mesuré en un point M (Figure 15).

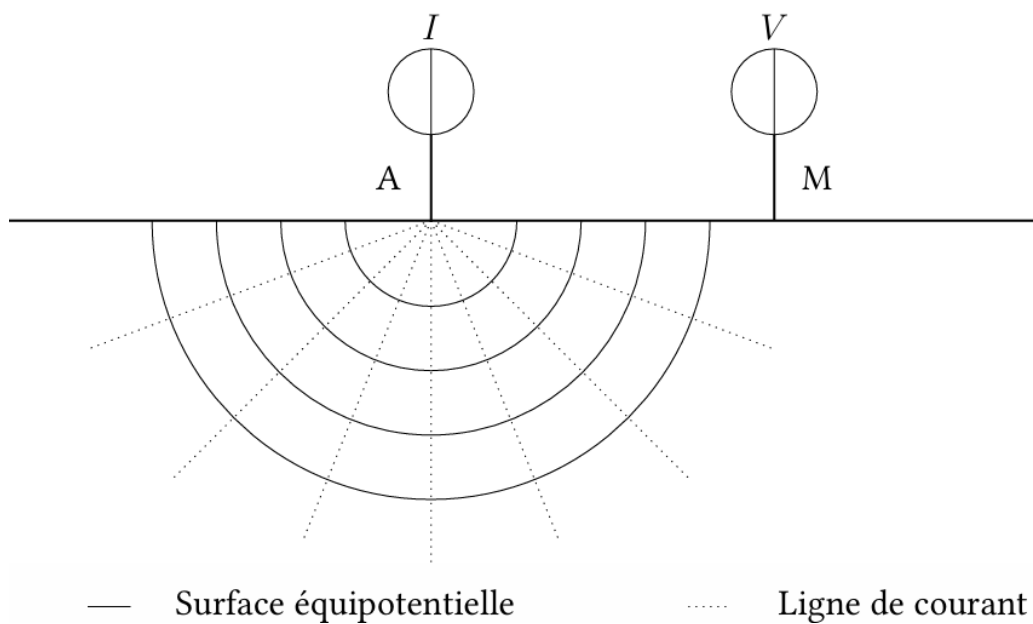


Figure 15 : Champ du courant électrique dans un milieu homogène semi-infini

Source : Priou (2021)

2.3.2 Principes physiques

Les principes de base en électricité reposent sur la loi d'Ohm qui définit, pour un matériau de dimensions finies, le paramètre de résistance R (en Ω) opposée au passage d'un courant d'intensité I (en A). Toutefois, la résistance n'est pas une propriété intrinsèque du matériau, car elle varie en fonction de ses dimensions (Soro, 2017 ; Priou, 2021). D'après la loi d'Ohm on a l'équation 2 :

$$\Delta V = R \cdot I \quad (2)$$

ΔV (en V) représente la différence de potentiel aux limites du matériau sur lequel est appliqué le courant.

Partie I : Généralités

Pour un objet cylindrique de longueur L (en m) et de section S (en m²), la résistance R est fonction de sa résistivité ρ (en $\Omega.m$) selon la relation (Soro, 2017) (Equation 3) :

$$R = \rho \cdot \frac{L}{S} \quad (3)$$

La résistivité ρ est une propriété intrinsèque du matériau car elle ne dépend pas de sa géométrie et de ses dimensions. Afin de calculer le potentiel crée par l'injection d'un courant I à travers une surface S , il faut faire intervenir le vecteur densité de courant $\vec{J}$. Il s'agit de la quantité de charges électriques traversant une section par unité de temps. Ainsi, la forme générale et élémentaire de la loi d'Ohm s'écrit comme suit (Equation 4) (Soro, 2017 ; Priou, 2021) :

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \sigma \vec{\nabla} V \quad (4)$$

Où $\vec{J}$ représente la densité de courant (A/m²) et $\vec{E}$ le champ électrique (V/m), qui est également le gradient du potentiel V . Considérant la conservation de la densité de courant produite par une source de courant ponctuelle I (Chouteau & Giroux, 2005), on a (Equation 5) :

$$\nabla J = \text{constante} \quad (5)$$

Le champ de potentiel électrique $V(r)$ produit à une distance r (en m) de la source, dans un milieu présentant une distribution 2D ou 3D isotrope des conductivités σ , est ainsi gouverné par l'équation (Equation 6) de Poisson (ou $\delta(r)$ représente la fonction Dirac) (Loke, 2001) :

$$\nabla \cdot (\sigma \cdot \nabla V) = -I \cdot \delta(r) \quad (6)$$

Il en découle que pour un terrain homogène avec une électrode placée en surface du sol, la propagation du courant est réalisée sur une demi-sphère (Figure 16) et la distribution des potentiels électriques est exprimée par la solution analytique suivante (Equation 7) :

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (7)$$

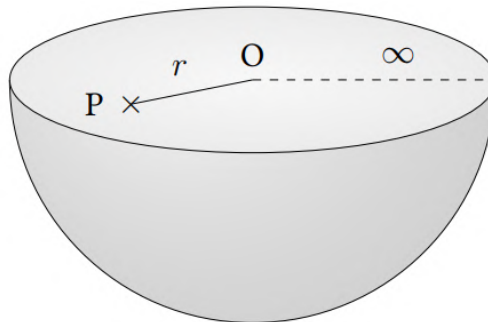


Figure 16 : Milieu semi-infini

Source : Priou (2021)

Partie I : Généralités

Il est fréquent d'utiliser deux électrodes d'imposition de courant distinctes. Pour ce cas à deux sources ponctuelles imposées aux points 1 et 2, le potentiel en un point P s'écrit (Equation 8) :

$$V(r) = \frac{I_1 \rho}{2\pi r_1} + \frac{I_2 \rho}{2\pi r_2} \quad (8)$$

avec r_1 la distance de la première électrode au point P, r_2 la distance de la seconde électrode au point P et I_1, I_2 respectivement l'intensité imposée au point 1 et au point 2. Si $I = I_1 = -I_2$, on a alors (Equation 9) :

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (9)$$

En tomographie électrique il est fréquent d'utiliser des dispositifs à quatre électrodes. Dans ce cas elles sont conventionnellement nommées AMNB comme présenté sur la Figure 17. Les électrodes A et B servent de points d'imposition du courant alors que les électrodes M et N servent de points de mesure du potentiel. Les potentiels aux électrodes M et N s'écrivent suivant l'équation 10 :

$$V_M(r) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} \right), \quad V_N(r) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AN}} - \frac{1}{r_{BN}} \right) \quad (10)$$

Donnant ainsi la différence de potentiel $\Delta V_{MN}(r)$ (Equation 11) :

$$\Delta V_{MN}(r) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right) \quad (11)$$

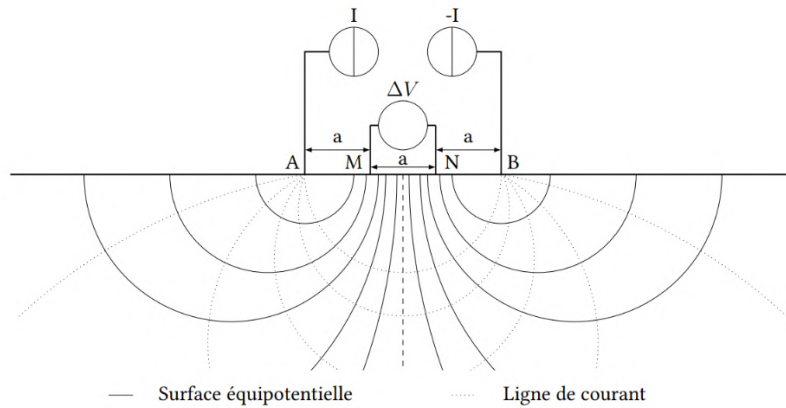


Figure 17 : Dispositif de mesure de résistivité électrique à quatre électrode AMNB nommé Wenner α

Source : Priou (2021)

2.3.2.1 Notion de résistivité apparente

Une fois la différence de potentiel ΔV mesurée dans le cas d'un milieu homogène semi-infini, la résistivité est calculée avec l'équation 10. On obtient alors une relation directe reliant la mesure de différence de potentiel et la résistivité du milieu (Equation 12) :

$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (12)$$

Avec k un coefficient (m), appelé facteur géométrique, dépendant de la disposition des électrodes de courant (A et B) et de potentiel (M et N). Lorsque la formule de l'équation 12 est utilisée pour calculer une résistivité dans le cadre de mesures effectuées sur un matériau non homogène, on parle de résistivité apparente ou de potentiel normalisé noté $\tilde{\rho}$. Cette donnée est utilisée en géophysique pour permettre l'affichage direct des potentiels mesurés sous forme de cartographie (Chouteau & Giroux, 2005 ; Marescot *et al.*, 2008 ; Soro, 2017 ; Priou, 2021).

2.3.3 Dispositifs de mesure dans le cadre de la tomographie électrique

D'un point de vue expérimental, la tomographie électrique nécessite l'implémentation de deux outils de mesures : un interrogateur et un capteur. Le capteur est constitué d'électrodes dont le nombre varie selon l'usage (Bourreau *et al.*, 2020).

En géophysique, depuis les années 80, les capteurs sont constitués d'un grand nombre d'électrodes (Barker, 1981), ce qui permet d'obtenir un ensemble de mesures important pour générer des cartes de résistivité électrique. L'interrogateur est utilisé séquentiellement pour injecter du courant électrique dans certaines électrodes du capteur, ce qui permet de mesurer une différence de potentiel. Généralement pour une mesure, quatre électrodes sont sollicitées. Cette prise de mesure est répétée un certain nombre de fois selon les conditions expérimentales. On dispose alors d'un jeu de données utiles à l'identification des paramètres de résistivité et à la cartographie.

Cette section présente les dispositifs d'investigation utilisés en géophysique. Les électrodes sont placées dans la plupart des cas le long d'une ligne. Toutefois, certains dispositifs sont disposés en carrés ou utilisent plusieurs lignes d'électrodes pour rendre le processus compatible avec une identification en trois dimensions (Chambers *et al.*, 2006 ; Johnson *et al.*, 2010). Un même capteur permet généralement d'utiliser plusieurs dispositifs d'investigation. Parmi les dispositifs existants, les plus connus sont le Wenner (α et β), le Schlumberger, le dipôle-dipôle, le pôle-dipôle et le pôle-pôle. La configuration des électrodes pour ces dispositifs classiques, ainsi que leurs coefficients k , sont illustrés sur la Figure 18. Les dérivées de Fréchet de ces

Partie I : Généralités

dispositifs sont présentées sur la Figure 18. Dans le cadre de cette thèse, nous avons choisi d'utiliser le dispositif Pole dipôle ($k = 2\pi n(n + 1)a$) en raison de sa profondeur d'investigation importante sur de courtes longueurs de profil (Marescot, 2006 ; Kumar *et al.*, 2014).

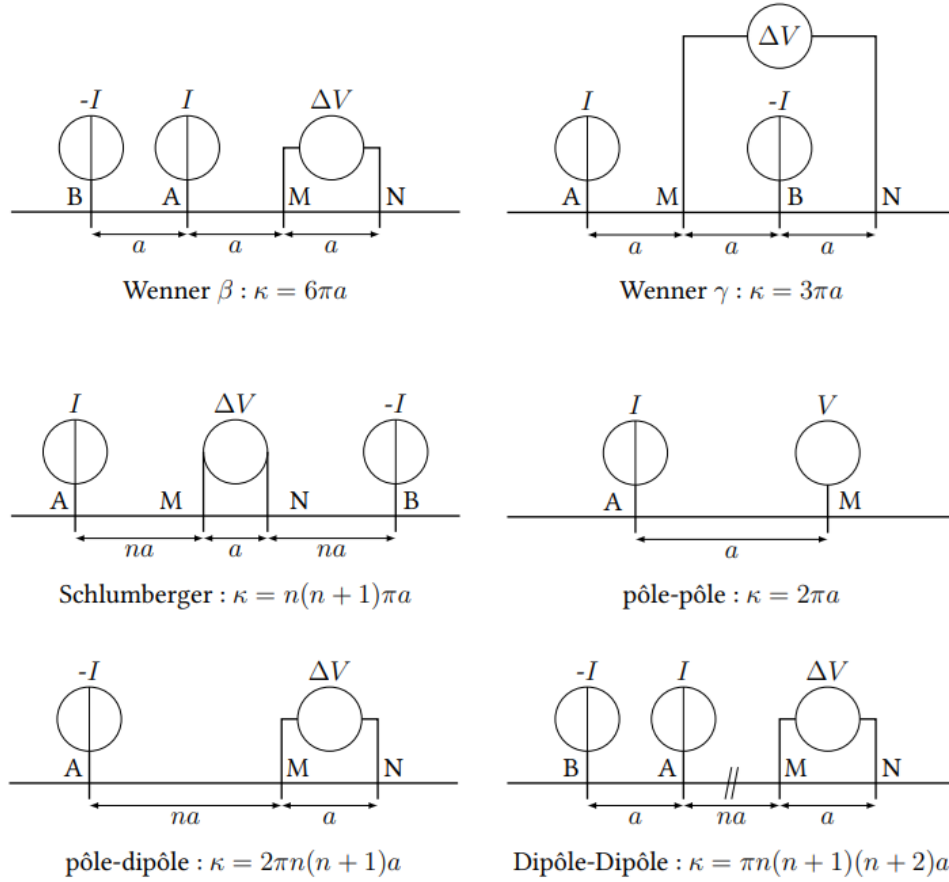


Figure 18 : Dispositifs de mesure de résistivité électrique et leurs coefficients k associés. Le coefficient n est le rapport entre la distance MN (a) et la distance AM ou NB
Source : Marescot (2006)

Le dispositif pôle-dipôle utilisé dans cette étude, consiste à n'avoir qu'un seul pôle d'injection de courant sur le profil, l'autre étant positionné « à l'infini », c'est-à-dire à une distance suffisante pour ne pas affecter la distribution des lignes de courant au voisinage du pôle d'injection situé sur le profil. Il fournit en général plus de signal que le dispositif dipôle-dipôle (Marescot, 2008 ; Belle *et al.*, 2019). Pour éviter que la force du signal diminue trop rapidement avec de grandes valeurs de n (>10), l'inter-électrode a entre les dipôles MN doit être augmentée (Marescot, 2008). Le principal problème vient du fait que le Pôle-dipôle est un dispositif asymétrique (une électrode d'injection de courant à l'infini). Une structure symétrique apparaîtra donc sous la forme d'une anomalie de résistivité apparente asymétrique sur la pseudo-section (Loke, 2001). Cette asymétrie mesurée peut parfois influencer le modèle obtenu après inversion. De façon à éliminer l'effet de l'asymétrie, les mesures sont répétées avec les

Partie I : Généralités

électrodes arrangées de manière inverse (Figure 19). En combinant les dispositifs Pôle-dipôle "forward" et "reverse", tout artefact créé par l'asymétrie du dispositif est éliminé (Loke, 2001 ; Marescot, 2008). La plupart des logiciels d'inversion sont capables de gérer ce type de problème (Dahlin & Zhou, 2004 ; Marescot, 2008). Dans le cadre de cette thèse nous avons utilisé le logiciel Res2Dinv.

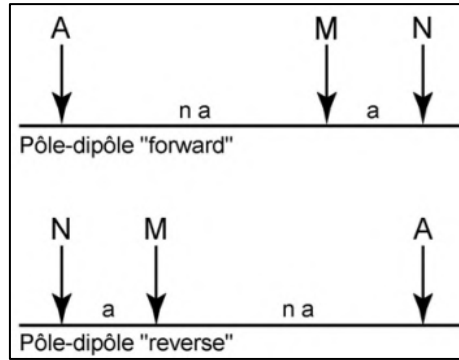


Figure 19 : Acquisition "forward" et "reverse" pour le dispositif Pôle-dipôle

Source : Marescot (2008)

Le **dispositif Wenner α** (Figure 17) est un dispositif fréquemment utilisé, sa sensibilité est affichée sur la figure 20. En raison de son bon rapport signal/bruit et de sa symétrie, il est considéré comme l'un des dispositifs les plus simples à utiliser. C'est pourquoi, lorsqu'une mesure risque d'être bruitée, ce dispositif est généralement privilégié. Comparé aux autres dispositifs, le Wenner α est plus sensible aux variations de résistivité verticales (avec la profondeur) et moins aux variations de résistivité horizontales (selon la direction (AB)) (Loke, 2001). Le **dispositif Wenner β** est un cas particulier du dispositif dipôle-dipôle. Il a donc les mêmes propriétés que le dipôle-dipôle. Le **dispositif Wenner γ** est moins couramment utilisé car il est plus compliqué à exploiter de par son asymétrie (Loke, 2001 ; Marescot, 2008).

Le **dispositif Schlumberger** correspond à un $W\alpha$ modifié où l'écartement du dipôle d'injection est de taille supérieure ou égale à celui du $W\alpha$ (c'est-à-dire que $AB \geq 3 MN$) (Loke, 2001). Ses caractéristiques sont proches de celles du Wenner α avec toutefois un moins bon rapport signal/bruit, une couverture spatiale moins homogène, mais une profondeur d'investigation et une résolution plus importante ainsi qu'une meilleure sensibilité aux structures obliques ou verticales (Loke, 2001 ; Dahlin & Zhou, 2004 ; Marescot, 2008). Le dispositif Schlumberger est beaucoup utilisé en hydrogéologie dans les milieux complexes (Dahlin & Zhou, 2004).

Le **dispositif dipôle-dipôle** donne une très bonne résolution des terrains de sub-surface et pour les discontinuités horizontales. Il est moins sensible aux effets latéraux (structures parallèles au profil, ravines ou crêtes parallèles au profil) que le dispositif Schlumberger (Loke, 2001 ; Dahlin

Partie I : Généralités

& Zhou, 2004). Par contre, le rapport signal/bruit décroît rapidement et la profondeur d'investigation peut être moins importante que celle atteinte par le dispositif Schlumberger (Dahlin & Zhou, 2004).

Le dispositif Pôle-Pôle possède deux électrodes disposées à l'infini (injection B et mesure N). Seules les électrodes A et M sont déplacées sur le site (Marescot, 2008). Malgré une couverture homogène, sa résolution spatiale des structures est assez faible, avec un rapport signal/bruit moyen mais une profondeur d'investigation élevée. Le Pôle-Pôle est plutôt adapté pour la prospection profonde et pour les structures 3D (Loke, 2001 ; Dahlin & Zhou, 2004 ; Marescot, 2008). (Dahlin & Zhou, 2004) ont explicité le fonctionnement des différents dispositifs et schématisé les cartographies des sensibilités pour tous ces dispositifs (Figure 20)

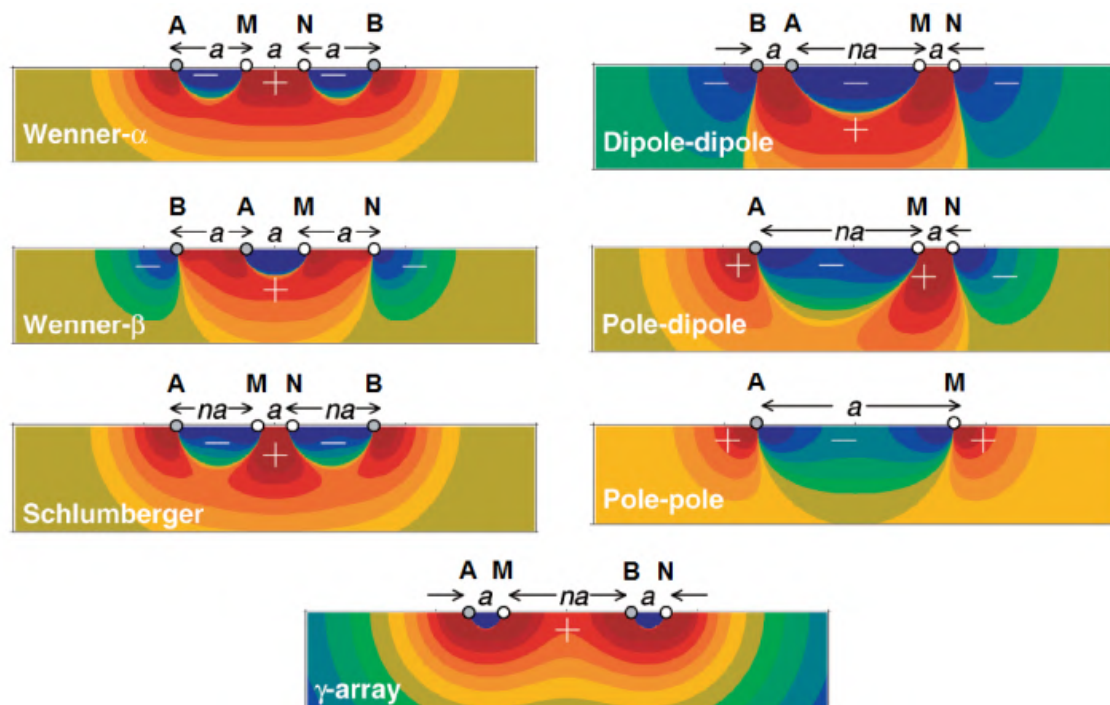


Figure 20 : Diagramme des dérivées de Fréchet des dispositifs : géométrie du quadripôle et sensibilité spatiale en 2D. Le dispositif γ -array correspond au dispositif Wenner γ ; le signe (+) ou couleur rouge représente les domaines à forte résolution et le signe (-) ou couleur bleue représente les domaines à faible résolution

Source : Dahlin & Zhou (2004)

2.3.4 Processus d'inversion en tomographie électrique

Les pseudo-sections de résistivités apparentes ne peuvent être interprétées qu'après inversion de celles-ci. Le principe de l'inversion consiste à trouver des modèles du sous-sol (résistivités interprétées) permettant d'expliquer les résistivités apparentes mesurées (pseudo-section)

Partie I : Généralités

(Storz & Jacobs, 2001). L'inversion de données est une tâche complexe. De ce fait ce sont des méthodes de résolution numérique itérative qui sont utilisées (Marescot, 2008 ; Soro, 2017). Le processus est décrit dans la figure 21.

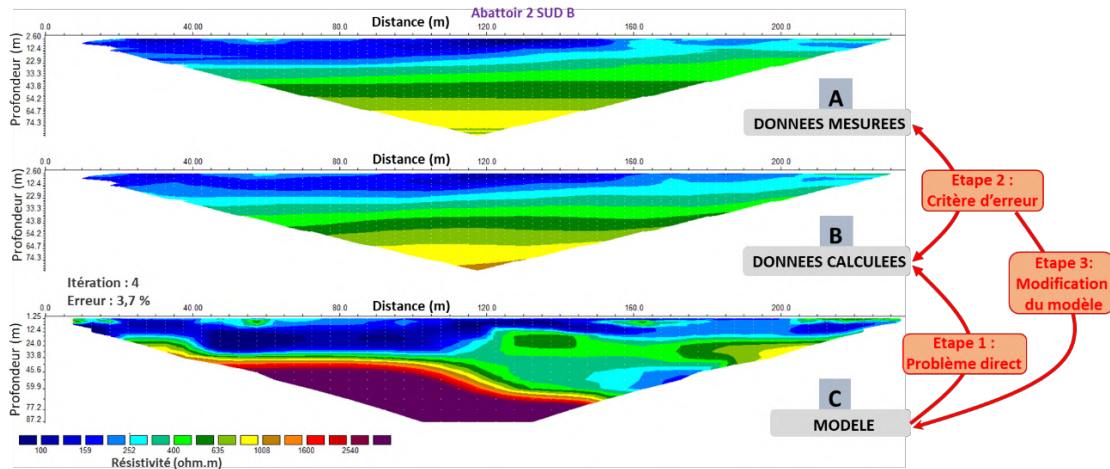


Figure 21 : Inversion par méthode itérative en tomographie 2D

Un modèle (C) de base est tout d'abord élaboré très souvent à partir des données de résistivités apparentes mesurées (A). L'algorithme calcule ensuite la réponse de ce modèle en résolvant le problème direct (c'est à dire le calcul de résistivités apparentes à partir de résistivités vraies) (étape 1). On obtient alors le profil (B). L'algorithme détermine alors l'écart entre les profils (A) et (B), c'est le critère d'erreur (étape 2). Le modèle (C) est ensuite modifié dans le but de minimiser (l'écart) entre (A) et (B) (étape 3). On évalue à nouveau l'erreur entre (A) et (B). L'opération est alors répétée de manière itérative jusqu'à ce que l'un des critères d'arrêt soit satisfait (nombre d'itération, valeur de l'écart entre A et B). Toutefois, il est important de signaler que plusieurs solutions existent pour une série de données mesurées. Cette indétermination peut être due à des problèmes d'équivalence et de suppression (Marescot, 2008 ; Hoareau, 2009). Certaines peuvent être très différentes, voire complètement aberrantes par rapport à la structure du terrain étudié. La sélection du modèle « correct » parmi ces solutions nécessite donc des connaissances a priori sur le terrain étudié, ou l'acquisition d'informations complémentaires permettant de contraindre cette interprétation (Hoareau, 2009). Si l'on dispose d'informations provenant d'un log de forage par exemple, celles-ci doivent obligatoirement être prises en compte dans l'interprétation.

2.4 Modélisation numérique des écoulements en milieux fracturés

2.4.1 Différents types de modélisation des écoulements en milieux fracturés

Les modèles numériques d'eaux souterraines, décrivent mathématiquement, les processus de transport et d'écoulement des eaux souterraines (Loizeau, 2013). Ils permettent de donner une image de l'aquifère qui peut être plus ou moins détaillée en fonction des besoins. Par ce fait, ils permettent de répondre à de nombreuses questions et d'évaluer les effets de diverses situations à travers des simulations informatiques. En raison de l'anisotropie et de l'hétérogénéité des aquifères, diverses approches de modélisation ont été développées selon le contexte géologique (Koita, 2010 ; Kouadio, 2022 ; Ouattara, 2022). Nous distinguons deux grandes approches de modélisation suivant la prise en compte des fractures : approche continue et approche discrète. Elles peuvent être réalisées dans un cadre déterministe ou stochastique (Koita, 2010).

2.4.1.1 Modélisation en réseaux de fractures discrètes

Dans les roches fracturées avec une faible perméabilité matricielle, l'écoulement est souvent très hétérogène et localisé dans quelques fractures. La complexité de cet écoulement est principalement due à la géométrie des fractures, où des structures superposées de tailles variées peuvent chacune avoir un impact significatif sur l'écoulement global (Bour & Davy, 1997 ; Dewandel *et al.*, 2006 ; Jourde *et al.*, 2007). Dans ces milieux fracturés à faible perméabilité, l'écoulement dépend de la connectivité des fractures. Si les fractures ne sont pas connectées ou forment de petits amas isolés, aucun écoulement n'est possible. En revanche, si les fractures sont interconnectées, le système se comporte comme un milieu continu (Cacas *et al.*, 1990 ; Lorig *et al.*, 2015). À l'échelle de la fracture, l'irrégularité et la rugosité des surfaces des plans de fracture conduisent à un écoulement en chenaux à l'intérieur des fractures (Tsang & Tsang, 1987) (Figure 22).

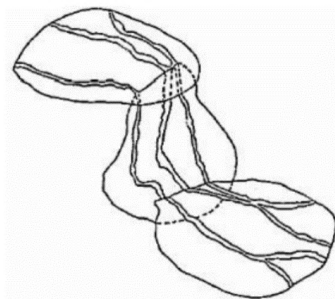


Figure 22 : Diagramme schématisant d'écoulement en chenaux dans les fractures

Source : Tsang & Tsang (1987)

Partie I : Généralités

Tandis qu'à l'échelle du réseau, la conductivité hydraulique dépend de l'agencement des fractures et, plus particulièrement, de leur degré d'interconnexion (Koita, 2010). Pour comprendre les écoulements dans ces zones, il est nécessaire de déterminer l'importance et le rôle des deux composantes principales : la matrice et les réseaux de fractures (Michel, 2009). Des modèles sont utilisés pour étudier ces écoulements, permettant de représenter les fractures au sein de la matrice rocheuse. En effet, ces milieux sont hétérogènes sur une large gamme d'échelle et leur échantillonnage exhaustif est impossible.

2.4.1.2 Approche continue équivalente

Dans cette approche, le milieu hétérogène est assimilé à un milieu équivalent (ou ensemble de milieux équivalents), dont les propriétés et caractéristiques effectives sont déterminées à partir de moyennes calculées sur des volumes d'échantillonnage définis. Il s'agit donc d'une représentation équivalente du milieu. Cette méthode est utilisée en raison de sa simplicité en termes de données requises et de son efficacité numérique grâce à l'utilisation de mailles de grande taille (Wu *et al.*, 1999). Les porosités primaires (de la matrice) et secondaires (des fissures) ainsi que les distributions de perméabilités sont remplacées par un milieu poreux continu avec des propriétés hydrauliques équivalentes (Koita, 2010 ; Soro, 2017 ; Kouadio, 2022). Dans ce cas, les équations couramment utilisées pour simuler les écoulements en milieu poreux (comme l'équation de continuité) peuvent être utilisées.

2.4.2 Processus de modélisation des écoulements souterrains

Un modèle est une simplification de la réalité, devant refléter au mieux les mécanismes et les processus simulés. Le niveau de détail exigé dans les modèles dépend du but pour lequel le modèle est développé (Kouamé, 2007b ; Casillas-Trasvina *et al.*, 2019). En hydrogéologie, les modèles sont élaborés pour améliorer la connaissance et la gestion durable des eaux souterraines (Kouamé, 2007b ; Sahoo & Jha, 2017). En effet, les données sur la ressource en eau souterraine (forages, piézomètres, etc.) sont souvent limitées à des points spécifiques (Sahoo & Jha, 2017), ce qui ne permet pas toujours de prendre des décisions éclairées. Afin de minimiser cette contrainte, le comportement du système étudié est formulé sous forme d'équations mathématiques, constituant ainsi un modèle mathématique. La simulation mathématique des flux au sein des aquifères discontinus reste un défi pour les hydrogéologues, mais, selon les objectifs et les données disponibles, les approches mentionnées ci-dessus permettent d'obtenir la précision nécessaire pour créer des modèles réalistes (Cook, 2003). Ces modèles impliquent souvent la résolution d'équations différentielles aux dérivées partielles, qui

Partie I : Généralités

peuvent être résolues soit analytiquement, soit numériquement. Par ailleurs, les modèles hydrogéologiques sont généralement de types physiques déterministes, car basés sur l'application des lois physiques générales (comme la loi de Darcy et l'équation de continuité) et les variables ont une valeur fixée. La discrétisation spatiale des équations d'écoulement permet d'obtenir un champ de potentiels à partir duquel les vitesses d'écoulement sont déterminées en utilisant la loi de Darcy (Kamenan, 2021 ; Colombani *et al.*, 2021 ; Kouadio, 2022). Les systèmes d'équations décrivant l'écoulement dans ces milieux peuvent souvent être résolus numériquement par la méthode des différences finies ou des éléments finis. La modélisation numérique de l'écoulement des eaux souterraines élaborée dans cette étude est un processus interactif, dont les principales étapes sont illustrées dans la Figure 23.

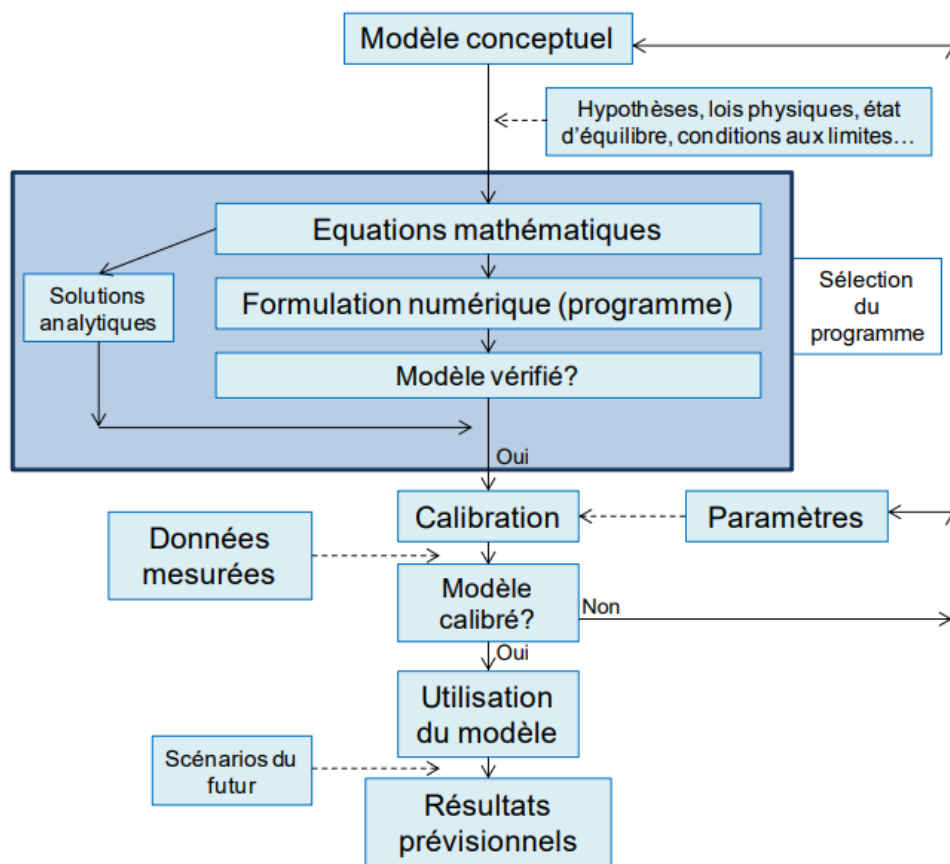


Figure 23 : Etapes de la modélisation hydrogéologique

Source : Dassargues (2020)

2.4.3 Equation régissant les écoulements souterrains

Les mouvements de l'eau, des contaminants et de la chaleur en subsurface sont influencés par divers processus. Ils sont reliés à trois catégories de modèles : modèle d'écoulement d'eau souterraine, modèle d'écoulement multiphasique (sol, eau, air) et modèle d'écoulement des

Partie I : Généralités

contaminants dissous dans l'eau souterraine. Les modèles hydrogéologiques doivent prendre en compte deux processus fondamentaux : l'écoulement de l'eau en réponse aux gradients de potentiel hydraulique, et les flux entrants ou sortants du système, tels que la recharge naturelle ou les extractions par pompage. L'équation générale des écoulements en milieux variablement saturés est déduite du principe de conservation de masse et de la loi de Darcy (Darcy, 1856 ; Prabhu & Inayathulla, 2019).

2.4.3.1 Loi de Darcy

Darcy (1856) a montré expérimentalement (Figure 24) que le flux passant à travers une colonne de milieux poreux est proportionnel au gradient hydraulique (Equation 12 et 13). Dans le cas d'un milieu saturé (Figure 24), la loi de Darcy (Equation 13 et 14) est ici écrite pour des écoulements monophasiques permanents en milieu poreux avec une matrice solide homogène, isotrope et rigide. Le fluide est considéré comme incompressible et isotherme.

$$Q = -K_s A \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) \quad (13)$$

$$q = -K_s \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) \quad (14)$$

Où Q est le débit permanent à travers la colonne, A la surface de la section de la colonne, K_s la conductivité hydraulique à saturation, $\Delta H/\Delta L$ le gradient hydraulique, $q = Q/A$ la densité de flux volumique (flux de Darcy).

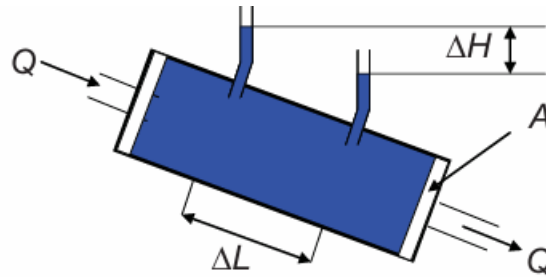


Figure 24 : Représentation de l'expérience de Darcy pour un écoulement permanent

Source : Loizeau (2013)

La loi de Darcy pour les milieux saturés (Equation 15 et 16) dans un système à trois dimensions s'écrit (Loizeau, 2013) :

$$\vec{q} = -\vec{K}_s \vec{\nabla}(H) \quad (15)$$

Soit encore :

Partie I : Généralités

$$\vec{q} = -\frac{\bar{k}}{\nu\rho}(\overrightarrow{grad} P + \rho g \vec{\nabla} Z) \quad (16)$$

Où g : accélération gravitationnelle ; Z : élévation par rapport au niveau de référence ; P : pression exercée sur l'eau ; ν : viscosité cinématique ; H : charge hydraulique ; ρ : densité de l'eau ; $\bar{K}_s$: tenseur de conductivité hydraulique à saturation et $\bar{k}$: tenseur de perméabilité.

2.4.3.2 Equation de continuité

On exprime la conservation de la masse pour un VER indéformable avec le bilan de masse suivant (Equation 17) :

$$(Variation\ de\ la\ masse = Masse\ entrante - Masse\ sortante) \quad (17)$$

En considérant que le flux d'écoulement massique est égal à la variation de la masse de l'eau à l'intérieur du VER en fonction du temps (Loizeau, 2013 ; Rossier, 2025), on obtient la formulation générale de l'équation de continuité (Equation 18) :

$$-\left[\frac{\partial}{\partial x}(\rho_w q_x) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_w q_y) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho_w q_z)\right]\Delta x\Delta y\Delta z = \frac{\partial M_w}{\partial t} \quad (18)$$

En nappe libre, la variation de la masse volumique de l'eau est négligeable comparée au volume drainé. Le bilan de masse pendant l'unité de temps dans le volume est réductible à un bilan volumique dans la zone saturée (Equation 19).

$$(Variation\ de\ volume\ d'eau = Volume\ entrant - Volume\ sortant) \quad (19)$$

Avec l'approximation de Dupuit-Forschheimer, l'écoulement dans ce volume est horizontal en tout point. Les directions d'écoulement du flux se font suivant les axes x et y .

La variation du volume d'eau dans le temps contenu dans un élément de volume selon l'axe des x (Equations 20.1 ; 20.2) :

$$\frac{\partial V_w}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} Q_x \Delta x \quad (20.1)$$

De même, suivant l'axe des y :

$$\frac{\partial V_w}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial y} Q_y \Delta y \quad (20.2)$$

La variation totale du volume d'eau par unité de temps pour les directions x et y est (Equation 21) :

$$\frac{\partial V_w}{\partial t} = -\left[\frac{\partial}{\partial x} Q_x \Delta x + \frac{\partial}{\partial y} Q_y \Delta y\right] \quad (21)$$

Partie I : Généralités

2.4.3.3 Equation de diffusivité

L'équation fondamentale des écoulements en nappe (avec des hypothèses restrictives) est l'équation de diffusivité. Cette équation est analogue à l'équation de la chaleur (Fourier, 1822). C'est une combinaison entre l'équation de Darcy (Equation 15) et l'équation de continuité (Equation 21).

Pour un aquifère isotrope, avec e [L] l'épaisseur saturée de l'aquifère, et des flux dans les directions x et y , on a (Equations 22 ; 23 ; 24 ; 25) :

$$Q_x = q_x e \Delta y \quad (22) \quad q_x = -K_{sx} \frac{\partial H}{\partial x} \quad (23)$$

$$Q_y = q_y e \Delta x \quad (24) \quad q_y = -K_{sy} \frac{\partial H}{\partial y} \quad (25)$$

En combinant l'équation de continuité (Equation 21) et l'équation de Darcy (Equation 23 et 25), on obtient (Equation 26) :

$$\frac{\partial V_w}{\partial t} = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{sx} e \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{sy} e \frac{\partial H}{\partial y} \right) \right] \Delta x \Delta y \quad (26)$$

Avec l'hypothèse de Dupuit-Forshheimer définissant S_y (Dupuit, 1863 ; Forchheimer, 1926), on peut écrire (Equation 27) :

$$S_y \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{sx} e \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{sy} e \frac{\partial H}{\partial y} \right) \quad (27)$$

Si l'aquifère est supposé homogène et isotrope ($K_{sx} = K_{sy} = K_{sz} = K_s$) et si une variation de charge H dans la nappe est faible par rapport à l'épaisseur de l'aquifère e , alors on peut écrire la forme linéarisée suivante (Equation 28) (Boussinesq, 1904) :

$$T \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) = S_y \frac{\partial H}{\partial t} \quad (28)$$

En régime d'écoulement permanent, en 3D, $\frac{\partial H}{\partial t} = 0$ par définition et on obtient l'équation 29 :

$$K_{sx} \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + K_{sy} \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + K_{sz} \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = 0 \quad (29)$$

2.4.4 Conditions initiales et conditions aux limites du modèle

2.4.4.1 Conditions initiales du modèle

La condition initiale représente l'état du modèle au début de la simulation. La condition initiale à renseigner dans le modèle à l'instant $t = 0$ correspond à une valeur de la cote piézométrique sur tous les nœuds du domaine. Ce champ de valeurs est issu des cartes d'interpolation de la piézométrie observée.

2.4.4.2 Conditions aux limites du modèle

Un modèle numérique ne peut fonctionner que si on définit des conditions aux limites, c'est-à-dire aux bornes du domaine. En effet, le modèle est conditionné par le fait que l'eau rentre ou sort par ces limites (Kouamé, 2007b ; Atteia, 2011). Les conditions aux limites pour un modèle d'écoulement peuvent être de trois types.

- **1^{er} type, condition de type « Dirichlet » condition de charge imposée** : Cette limite permet d'imposer une charge hydraulique sur une frontière ou à un endroit du modèle (lorsque la cote piézométrique est connue, ainsi que son évolution temporelle).

- **2^{ème} type, condition de type « Neumann » ou de flux** : définition d'un flux (lié à une précipitation effective, une irrigation, un drainage, une surface imperméable, ...) ; Ce type de condition est imposé lorsque le flux entrant ou sortant à la frontière est connu. Il permet par exemple de tenir compte de la pluie efficace qui s'infiltre en surface, des flux qui s'infiltrent dans les bassins d'infiltration, des flux pompés et des flux en provenance de l'extérieur du domaine. Un flux nul équivaut à $\vec{\nabla}h \cdot \vec{n} = 0$, il est mis en application en hydrogéologie pour marquer la limite avec le substratum imperméable au fond du domaine, ou pour marquer une limite géologique imperméable ou limite de bassin versant.

- **3^{ème} type, condition mixte de type « Cauchy » (condition de charge imposée avec transfert imposé).**

Cette condition est utilisée pour simuler l'échange nappe-rivière à condition que le fond du cours d'eau ne soit pas colmaté (c'est-à-dire que le niveau d'eau du cours d'eau est égal à la charge hydraulique de la nappe en contact).

Le second terme fait intervenir un coefficient d'échange. Ce paramètre de transfert est estimé à partir de l'équation 30 :

$$\Phi = \frac{K_s}{d} \quad (30)$$

Partie I : Généralités

Avec Φ le coefficient d'échange nappe-rivière (en s^{-1}), K_s la conductivité hydraulique à saturation de la couche colmatée de fond de rivière (en m/s), d est l'épaisseur de la couche colmatée prise en compte (en *mètre*).

2.4.5 Protection des nappes d'eau souterraine

2.4.5.1 Notion de bassin d'alimentation d'un captage

Le bassin hydrogéologique d'un aquifère, ou bassin versant souterrain, est la zone où les eaux souterraines convergent vers un même exutoire ou groupe d'exutoires. Contrairement aux bassins de surface, la délimitation du bassin hydrogéologique peut être migrante (Figure 25), et il correspond au domaine souterrain où les écoulements convergent vers un point bas, tel qu'une source ou un captage (Bussard, 2005 ; Dörfliger *et al.*, 2007 ; Vernoux *et al.*, 2014). Lorsque l'aquifère est partiellement alimenté par l'infiltration d'un cours d'eau, seuls les secteurs du bassin versant de ce cours d'eau qui contribuent à l'alimentation de l'aquifère par l'infiltration directe ou après un ruissellement diffus sont inclus dans le bassin hydrogéologique (Rasmussen *et al.*, 2006 ; Vernoux *et al.*, 2014). Contrairement au bassin versant topographique, la délimitation du bassin versant hydrogéologique se fait à partir de la surface piézométrique de la nappe souterraine, prenant en compte les pentes et le contour de cette surface. En effet, la forme de la surface piézométrique ne dépend pas seulement de la localisation des zones d'infiltration, mais également de la distribution des perméabilités, de la forme des couches imperméables qui constituent la base de la nappe pour les nappes libres et de la répartition des pressions (ou charges) pour les nappes captives (Vernoux *et al.*, 2014).

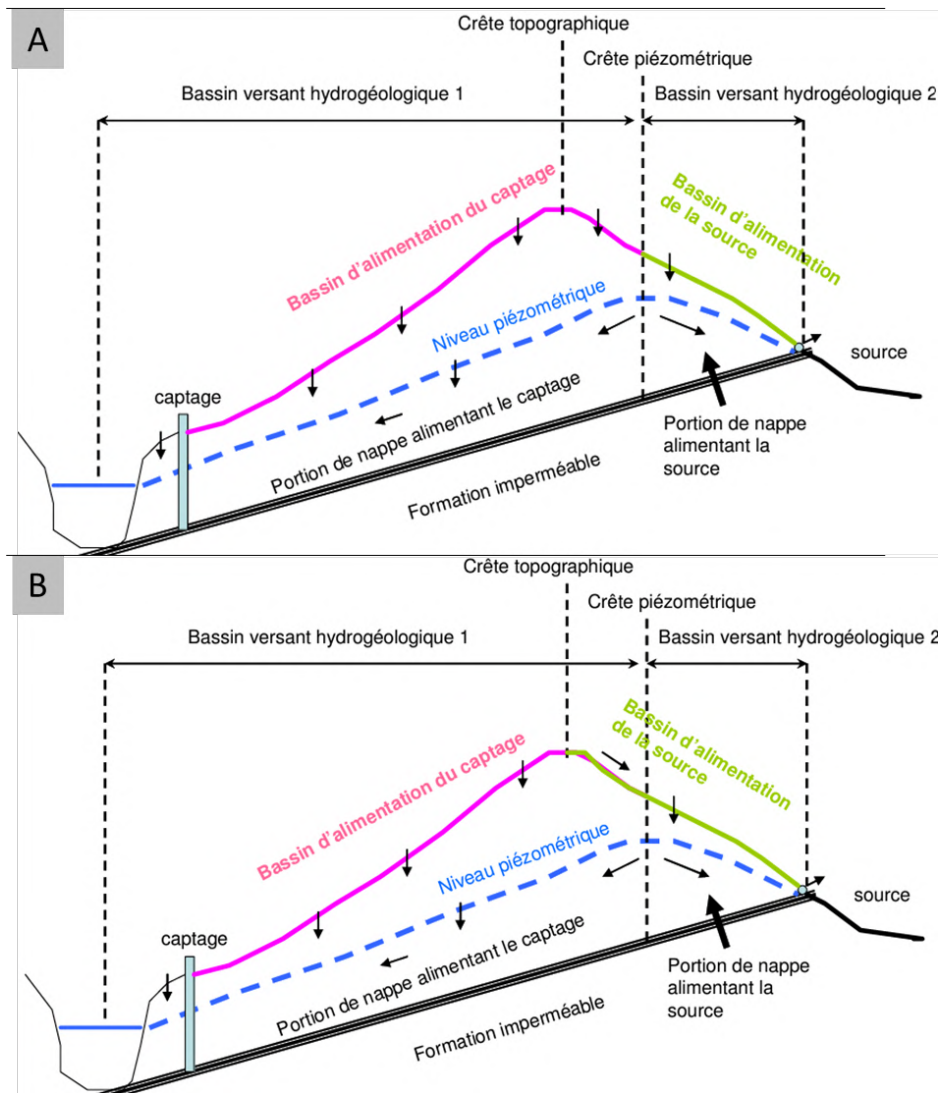


Figure 25 : Bassin versant hydrogéologique et bassin d'alimentation d'un captage dans un cas simple. A : cas où le bassin d'alimentation de la source n'est pas confondu avec le bassin versant en surface ; B : cas où le bassin d'alimentation de la source est confondu avec le bassin versant en surface

Source : Vernoux *et al.* (2014), modifié

2.4.5.2 Notion de périmètres de protection

Le périmètre de protection est une zone particulière autour d'un point de captage d'eau potable, (source ou forage) où des prescriptions sont établies pour limiter les risques de pollution de l'eau captée (Barataud & Hellec, 2015). Il définit un territoire comprenant la surface et le sous-sol autour d'un ouvrage à travers lequel les contaminants peuvent migrer et atteindre l'eau souterraine pompée par le captage (Karanta, 2002 ; Kamenan, 2021). Les périmètres de protection ont donc pour objectif la protection des points de captage d'eau destinée à l'Alimentation en Eau Potable (AEP) contre toute forme de pollution pouvant provenir de la

Partie I : Généralités

surface du sol. Ils visent aussi à interdire ou à réglementer les activités se déroulant à l'intérieur de ces périmètres et qui pourraient nuire à la qualité des eaux captées (Annexe 1). En Côte d'Ivoire, le décret n° 2013-440 du 13 juin 2013 portant code de l'eau, au titre des dispositions générales définit le périmètre de protection comme une aire soumise à une réglementation ou à des précautions particulières. Il prévoit trois types de périmètres de protection autour des ouvrages de captage des eaux souterraines :

Périmètre de protection immédiat : aire clôturée où toute activité, installation ou dépôt sont interdits en dehors de ceux explicitement autorisés ;

Périmètre de protection rapproché : aires où peuvent y être interdits ou réglementés toutes activités ou tous dépôts de nature à nuire directement ou indirectement à la qualité des eaux ;

Périmètre de protection éloigné : aire où les activités peuvent être réglementées si elles présentent un risque de pollution.

Ce décret n° 2013-440 du 13 juin 2013 portant code de l'eau, indique que les limites du périmètre de protection ne peuvent excéder une distance maximale de 1 Km pour le périmètre de protection immédiat, de 5 Km pour le périmètre de protection rapproché et de 10 Km pour le périmètre de protection éloigné (MEF-CI, 2013).

2.4.5.3 Délimitation des zones de capture et de protection des captages

Les activités anthropiques, qu'elles soient agricoles, industrielles, commerciales ou domestiques, peuvent contribuer à la détérioration de la qualité des eaux souterraines. Afin de protéger les eaux souterraines exploitées par un captage (source, puits, forage) de production, il est essentiel de développer une bonne connaissance du système d'écoulement et de délimiter adéquatement la zone entourant le captage à l'intérieur de laquelle diverses activités peuvent présenter un risque de pollution des eaux souterraines qui alimentent le captage. De nombreuses méthodes ont été développées pour délimiter de telle zone de capture (aire d'alimentation) et de protection des captages, dont les plus couramment utilisées sont la méthode analytique et les modèles numériques (Vernoux *et al.*, 2014). La plupart des méthodes utilisées pour délimiter les zones de capture et de protection des captages visent à répondre à la question suivante : est-ce qu'une particule d'eau présente en un point quelconque de la zone saturée de l'aquifère finira par atteindre le captage ? L'objectif est donc de calculer le champ de probabilité (P), qui représente la probabilité qu'une particule d'eau se trouvant à n'importe quel point de la nappe rejoigne le captage (OFEFP, 2004). En raison des limitations des méthodes analytiques, l'utilisation des modèles numériques est de plus en plus répandue (Rock & Kupfersberger,

Partie I : Généralités

2002). Ils permettent en particulier de prendre en compte les hétérogénéités de l'aquifère (distributions de perméabilités, condition aux limites, présence de cheneaux, failles, ...), la dispersion ou l'interférence d'autres pompages (Bussard, 2005). Cependant, l'un des défis liés à la définition des temps de parcours des eaux souterraines et des zones de capture et de protection réside dans l'incertitude des propriétés des aquifères, qui sont rarement connues avec un degré raisonnable de précision. La probabilité de capture (ou de sortie) est donc un concept clé qui doit également être pris en compte dans la protection des eaux souterraines. L'approche standard généralement utilisée consiste à délimiter les zones de capture et de protection des captages au moyen du suivi des particules (Ceric & Haitjema, 2005 ; Paradis *et al.*, 2007 ; Frind *et al.*, 2014). Un inconvénient de cette approche est que l'incertitude due à diverses sources et échelles est négligée. Le concept de l'âge des eaux souterraines (simulant le champ de probabilité de capture et l'espérance de vie moyenne) permet de résoudre ce type de problème et est fortement recommandé pour la délimitation des zones de capture et de protection des eaux souterraines des aquifères complexes (Goode, 1996 ; Cornaton & Perrochet, 2006 ; Park *et al.*, 2008 ; Molson & Frind, 2012 ; Chow *et al.*, 2016 ; Liu *et al.*, 2019).

2.4.5.4 Notions de simulation de l'âge des eaux souterraines

La caractérisation des particules d'eau souterraine par rapport à un temps de parcours dans un système aquifère dépend entièrement de la référence spatiale à partir de laquelle ce temps est mesuré (Rossier, 2025). Habituellement, l'âge des eaux souterraines est défini comme une quantité relative par rapport à un point de départ où l'âge est supposé être nul (Cornaton & Perrochet, 2006 ; Chow *et al.*, 2016). Pour une position spatiale donnée dans le réservoir, l'âge (A) correspond au temps écoulé depuis que les particules d'eau ont pénétré dans le système aux limites de la recharge, où l'âge est nul. Pour la même position spatiale, l'espérance de vie (E) est définie comme le temps nécessaire pour que les particules d'eau atteignent une limite de sortie du système (Cornaton & Perrochet, 2006 ; Attard *et al.*, 2016b ; Liu *et al.*, 2019 ; Rossier, 2025). L'espérance de vie est donc nulle à un exutoire (Attard *et al.*, 2016a). Le temps de transit (T) désigne enfin le temps total nécessaire aux mêmes particules d'eau pour migrer d'une zone d'entrée ($T = E$) à une zone de sortie ($T = A$) (Cornaton & Perrochet, 2006 ; Chow *et al.*, 2016 ; Liu *et al.*, 2019). Dans un Volume Élémentaire Représentatif (REV), les trois variables A, E et T sont des variables aléatoires, chacune décrite par une fonction de densité de probabilité (Cornaton & Perrochet, 2006). Ces fonctions représentent la distribution statistique des particules d'eau au fil du temps. Autrement dit, elles montrent comment ces particules se déplaceraient dans un échantillon d'eau souterraine, si des méthodes analytiques permettaient

Partie I : Généralités

d'observer ce phénomène (Cornaton & Perrochet, 2007). Cornaton & Perrochet (2006) ont montré que, pour les aquifères en conditions d'écoulement permanent, la théorie des réservoirs (Eriksson, 1971) peut être obtenue en intégrant les équations d'advection-dispersion (ADE) dans les directions avant (forward) et arrière (backward), associées à des conditions aux limites appropriées.

2.4.5.5 Notion de théorie des réservoirs et de transport advectif-dispersif

Partant de l'hypothèse que l'ADE classique, avec des paramètres de transport indépendants du temps, peut modéliser le transport évolutif des distributions d'âge et d'espérance de vie dans les eaux souterraines en conditions d'écoulement permanent. Cornaton & Perrochet (2006) ont démontré que la distribution de la probabilité d'âge $g_A(x, t)$ à la position $x = (x, y, z)$ dans un réservoir d'eau souterraine Ω peut être obtenue comme la solution de l'ADE en temps différé (forward-in-time ADE) lorsqu'une impulsion unitaire de traceur conservateur est appliquée uniformément sur les zones de recharge. La courbe de percée qui en résulte est la distribution probabiliste de l'âge (Jury & Roth, 1990 ; Danckwerts, 1995). La fonction de densité de probabilité de l'espérance de vie $g_E(x, t)$ obtenue en résolvant le modèle adjoint formel de l'ADE vers l'avant (forward ADE) (Garabedian, 1964 ; Arnold, 1974), est appelée ADE vers l'arrière dans le temps (backward in-time ADE) (Weissmann *et al.*, 2002 ; Ponprasit *et al.*, 2022). Des détails concernant les caractéristiques spécifiques des problèmes de valeurs limites produisant les fonctions de densité de probabilité g_A et g_E sont donnés par Cornaton & Perrochet (2006). En considérant un domaine aquifère Ω dans l'espace tridimensionnel avec une limite de recharge hydraulique Γ_- , une limite de décharge Γ_+ et une limite imperméable Γ_0 , et connaissant les champs d'âge et d'espérance de vie $g_A(x, t)$ et $g_E(x, t)$, on peut définir la fonction $\psi(t)$ (Equation 31) comme la fonction de densité de probabilité de l'âge interne ou la fonction de densité de probabilité de l'espérance de vie interne (Cornaton & Perrochet, 2006) :

$$\begin{aligned}\psi(t) &= \frac{\partial m(t)}{\partial t} = \frac{1}{M_0} \frac{\partial M(t)}{\partial t} = \frac{1}{M_0} \int_{\Omega} \phi g_A(x, t) d\Omega \\ &= \frac{1}{M_0} \int_{\Omega} \phi g_E(x, t) d\Omega\end{aligned}\tag{31}$$

où $\phi = \phi(x)$ est la porosité efficace ou la teneur en eau mobile, M_0 est le volume poreux total, et où la fonction $M(t)$ est la quantité cumulée d'eau mobile dans Ω avec un âge (ou une espérance de vie) t , de telle sorte qu'elle corresponde à l'âge interne (ou à l'espérance de vie) de la fonction de distribution cumulative $m(t)$, multipliée par le volume poreux total M_0 .

Partie I : Généralités

La fonction de densité de probabilité $\varphi(t)$ (Equation 32) du temps de transit à la sortie (ou à l'entrée) d'une limite est définie comme suit (Cornaton & Perrochet, 2006) :

$$\begin{aligned}\varphi(t) &= \frac{1}{F_0} \int_{r_+} J_A(x, t) \cdot n d\Gamma + \frac{1}{F_0} \int_{\Omega} q_0(x) g_A(x, t) d\Omega \\ &= \frac{1}{F_0} \int_{r_-} J_E(x, t) \cdot n d\Gamma + \frac{1}{F_0} \int_{\Omega} q_1(x) g_E(x, t) d\Omega\end{aligned}\quad (32)$$

$$F_0 = F_{0,+} + F_{0,O} = F_{0,-} + F_{0,I} \quad (33)$$

$$J_A = -\mathbf{q}g_A - \mathbf{D}\nabla g_A \quad (34)$$

$$J_E = -\mathbf{q}g_E - \mathbf{D}\nabla g_E \quad (35)$$

où $\mathbf{n}$ est un vecteur unitaire normal vers l'extérieur ; F_0 est le débit total en régime permanent est ; $F_{0,+}$ est le débit à travers les limites de sortie ; $F_{0,-}$ est le débit à travers les limites d'entrée (Equation 33) ; $F_{0,I}$ est le débit produit par les sources internes d'intensité q_I , et $F_{0,O}$ le débit lié aux puits internes d'intensité q_0 . Les flux massiques totaux de l'âge J_A et de l'espérance de vie J_E sont classiquement définis par la somme des flux convectifs et dispersifs (Equation 34 et 35), où $\mathbf{q}$ désigne le vecteur flux de Darcy, et $\mathbf{D}$ le tenseur de macro-dispersion (Cornaton & Perrochet, 2006).

La théorie des réservoirs (Equation 36) fournit la relation intrinsèque entre la distribution des âges dans le réservoir Ω et aux limites (Cornaton & Perrochet, 2006) :

$$\varphi(t) + \tau_0 \frac{\partial \psi(t)}{\partial t} = \delta(t) \quad (36)$$

Le temps de renouvellement τ_0 est le rapport entre le volume poreux de l'aquifère M_0 et le débit constant F_0 . La formulation de la théorie des réservoirs (Equation 36) est appelée théorie des réservoirs vers l'avant (forward) lorsque la fonction $\psi(t)$ caractérise la fonction de densité de probabilité de l'âge interne. Lorsque $\psi(t)$ est la fonction de densité de probabilité de l'espérance de vie interne, l'équation (36) est appelée théorie des réservoirs vers l'arrière (backward). Soit $f(t)$ la fonction de distribution cumulative (cdf) du temps de transit (Equation 37) :

$$f(t) = \frac{F(t)}{F_0} = \int_0^t \varphi(\tau) d\tau \quad (37)$$

Avec $F(t)$ représentant la distribution cumulée des temps de transit, l'intégration de l'équation (36) donne l'équation (38) de bilan de masse suivante :

Partie I : Généralités

$$f(t) + \tau_0 \psi(t) = 1 \quad (38)$$

Où après multiplication par F_0 , on obtient l'équation 39 :

$$F_0 - F(t) = M_0 \psi(t) \quad (39)$$

Lorsque la théorie des réservoirs est appliquée au réservoir global, la fonction de densité de probabilité $\varphi(t)$ représente l'intensité de la probabilité que les particules d'eau aient un temps de transit t à la limite de sortie Γ_+ correspondant à l'union de chaque sortie de Ω . Ainsi, la fonction de densité de probabilité $\varphi(t)$ représente également la fonction de densité de probabilité de l'espérance de vie de l'union de chaque portion de la limite d'entrée Γ_- . Dans cet état, l'équation (36) est d'une utilité pratique lorsque l'on considère des aquifères avec une seule zone de recharge et une seule zone de décharge, auquel cas la fonction de densité de probabilité $\varphi(t)$ est la fonction de transfert du système (Cornaton & Perrochet, 2006). La formulation de la théorie des réservoirs (Equation 36) est donc un modèle approprié pour caractériser le transport de solutés par une approche de fonction de transfert, comme décrit précédemment par Dagan (1982), Jury & Roth (1990) et Ponprasit *et al.* (2022). Les modèles numériques utilisent donc ces algorithmes pour concevoir la zone de capture probabiliste des captages d'eau souterraine (Jury, 1982 ; Cornaton & Perrochet, 2007 ; Molson & Frind, 2012 ; Chow *et al.*, 2016). Dans le cadre de cette étude, le logiciel FEFLOW a été utilisé pour résoudre ces équations régissant l'écoulement des eaux souterraines.

Conclusion partielle

Ce chapitre a permis de faire l'état des connaissances sur les caractéristiques des aquifères fissurés et sur les différents types de sources. Il a également abordé certaines approches relatives à la description des aquifères, notamment la géophysique et la modélisation numérique. L'application de ces différentes approches, selon les règles de l'art, peut contribuer à améliorer la compréhension des mécanismes d'émergence des sources dans les aquifères complexes, tels que les aquifères de socle cristallin. Après ces généralités, il convient de passer à la deuxième partie du mémoire, c'est-à-dire le matériel et les méthodes utilisés pour la réalisation de cette étude.

PARTIE II : MATERIEL ET METHODES

Chapitre 3 : Données et matériel

Ce chapitre présente les données, le matériel de terrain et les logiciels qui ont été utilisés dans le cadre de ce travail.

3.1 Données

Les données utilisées dans le cadre de ce travail proviennent de diverses sources. Elles incluent des fiches techniques de forages et d'essais de pompage, des images satellitaires, des données cartographiques et des données hydro-climatiques.

3.1.1 Données images satellitaires

Le SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), avec une résolution de 30 m, a été utilisé pour extraire le Modèle Numérique d'Élévation (MNE) de la zone d'étude ainsi que le réseau hydrographique. Une image Landsat 9, également de résolution de 30 m, a été utilisée pour cartographier l'occupation du sol dans la zone d'étude.

3.1.2 Données cartographiques

Il s'agit de la carte géologique établie au 1/200 000 pour les localités de Daloa et de Séguéla (Delor *et al.*, 1995). Cette carte a été fournie par la Société de Développement Minier de Côte d'Ivoire (SODEMI).

3.1.3 Fiches techniques de forages et d'essais de pompage

Pour cette étude, les données utilisées concernent principalement les données issues des fiches techniques des forages réalisés sur le bassin versant de la Lobo, collectées auprès de la Direction Régionale de l'Hydraulique. Au total, 316 fiches ont été retenues pour l'analyse. Ces fiches contiennent des informations clés telles que les coordonnées géographiques du forage, le débit du forage, la profondeur de la saprolite, la profondeur des arrivées d'eau, le nombre d'arrivées, le niveau statique, la profondeur totale, ainsi que les types de formations géologiques rencontrées. Les fiches d'essais de pompage utilisées sont issues des forages du champ captant de l'Université Jean Lorougnon Guédé, ainsi que d'autres forages situés sur le bassin versant de la rivière Tétégebeu. Au total, 13 fiches d'essais de pompage ont été utilisées. Ces données ont permis de déterminer l'épaisseur utile de la couche fracturée et de calculer les paramètres hydrodynamiques, qui ont ensuite été intégrés dans le modèle numérique.

Partie II : Matériel et méthodes

3.1.4 Données climatiques

Les données climatologiques utilisées comprennent les mesures de précipitations et de température, toutes collectées à une fréquence journalière (1990-2022). Ces données climatologiques proviennent de la station de Daloa et ont été fournies par la Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire, Aéronautique et Météorologique (SODEXAM).

3.2 Matériel

Le matériel utilisé dans la présente étude est composé de matériel d'acquisition de données hydrogéologiques, de collecte de données géophysiques et des outils de traitement de données.

3.2.1 Matériel de terrain pour l'acquisition de données hydrogéologiques

Pour décrire le comportement de l'eau dans un aquifère, un réseau de piézomètres est généralement utilisé. Cependant, en l'absence de piézomètres dans la zone d'étude, le suivi a été réalisé dans des forages dont la plupart avaient des pompes en panne (Figure 26). Le matériel utilisé pour cette étude comprend principalement :

- **un décimètre** pour mesurer la margelle ;
- **un appareil photo numérique** pour les prises de vues ;
- **un GPS (Global Positioning System)** pour relever les coordonnées géographiques ;
- **une sonde piézométrique lumineuse et sonore** pour mesurer les profondeurs piézométriques des ouvrages étudiés ;
- **un seau de 10 L et un chronomètre** pour la mesure des débits des sources ;
- **un infiltromètre à double anneau** pour mesurer la perméabilité in situ ;
- **une tarière** : pour prélever des échantillons de sol pour déterminer la porosité.



Figure 26 : Sonde piézométriques utilisée pour la mesure des profondeurs piézométriques

Partie II : Matériel et méthodes

3.2.2 Matériel d'acquisition de données hydrogéophysiques

La collecte des données hydrogéophysiques sur le terrain s'est effectuée avec le matériel suivant (Figure 27) :

- **un résistivimètre de type SYSCAL et accessoires** : permet de collecter les différentes données géo-électriques et se présente sous la forme d'un boîtier contenant une batterie de 12 V incorporée ;
- **une boussole** : pour l'orientation sur le terrain ;
- **des rubans métriques de 100 mètres** (au nombre de deux) : pour mesurer les longueurs des différents layons, le pas de mesure entre les électrodes et l'espacement entre les layons ;
- **des machettes** : utilisées pour tracer les différents layons ;
- **un GPS** : pour la géolocalisation des points de mesure de résistivité apparente.



Figure 27 : Résistivimètre de type SYSCAL et accessoires

Partie II : Matériel et méthodes

3.2.3 Outils de traitement de données

Les outils de traitement de données utilisés dans cette étude sont essentiellement constitués de logiciels. Parmi eux, on retrouve :

- **ArcGis 10.2** utilisé pour la production des cartes thématiques ;
- **OUAIP v2.3** utilisé pour calculer les paramètres hydrodynamiques (transmissivité et conductivité hydraulique) du système aquifère du bassin versant de la rivière Tétégbeu ;
- **R 4.2.1** a permis de réaliser les tests statistiques ;
- **Prosys II** utilisé pour faire le prétraitement des données de résistivité apparente ;
- **Res2Dinv V-3.57.36** utilisé pour faire l'inversion des données de Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) ;
- **Adobe Illustrator V25.1** a permis d'élaborer le modèle conceptuel hydrogéologique des sources ;
- **Surfer 19** utilisé pour réaliser la carte piézométrique ;
- **FEFLOW 7.5** (Finite Element subsurface FLOW systems), un logiciel de modélisation hydrogéologique, utilisé pour élaborer les modèles d'écoulement et de transport de l'âge des eaux souterraines dans l'aquifère du bassin versant de la rivière Tétégbeu.

Conclusion partielle

Cette partie de l'étude a permis de présenter les différentes données et matériel utilisés. D'une part, les données comprennent les images satellitaires Landsat 9 et MNT de résolution de 30 mètres pour la réalisation des cartes thématiques, des données cartographiques, ainsi que des données climatiques (précipitations et températures sur la période 1990–2022), utilisées pour évaluer la pérennité saisonnière des sources. À cela s'ajoutent les données hydrogéologiques telles que les fiches techniques de forage, les fiches d'essais de pompage et les niveaux piézométriques, nécessaires à la caractérisation du système aquifère. D'autre part, le matériel de terrain utilisé est composé d'un résistivimètre Syscal Pro, d'une tarière, d'un GPS, d'un appareil photo numérique, d'une boussole, d'une sonde piézométrique, d'un infiltromètre à double anneaux, ainsi que d'un seau et d'un chronomètre. L'ensemble de ces données et matériel a permis de mettre en œuvre les différentes méthodes qui seront présentées dans le chapitre suivant.

Chapitre 4 : Approche méthodologique

La méthodologie adoptée dans ce travail s'articule autour de trois axes principaux : i) la caractérisation du système aquifère alimentant les sources de la commune de Daloa ; ii) l'élaboration du modèle conceptuel des sources de cette commune ; iii) la détermination des zones de capture et de protection des sources à partir d'un modèle numérique.

4.1 Caractérisation du système aquifère alimentant les sources de la commune de Daloa

Dans le cadre de cette étude, la caractérisation du système aquifère alimentant les sources a constitué une étape importante pour comprendre son fonctionnement hydrogéologique, comme le soulignent plusieurs auteurs (Lachassagne *et al.*, 2011 ; Soro, 2017 ; Kouadio, 2022). Cette caractérisation s'est appuyée sur la définition de la géométrie des formations aquifères. Il s'agit de déterminer l'épaisseur des différentes couches géologiques, notamment la saprolite et l'horizon fracturé, à partir de l'analyse des logs de forage et des analyses statistiques (Tellam & Barker, 2006 ; Koita *et al.*, 2013b ; Kouamé *et al.*, 2017 ; Dewandel *et al.*, 2017 ; Aoulou *et al.*, 2021). Les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère ont également été déterminées pour mieux comprendre la dynamique des écoulements souterrains et les fluctuations du niveau de la nappe (Tellam & Barker, 2006 ; Cuthbert, 2010 ; Kouamé *et al.*, 2017 ; Réfloch *et al.*, 2017 ; Lachassagne *et al.*, 2021). La méthodologie adoptée a ainsi commencé par une analyse de la lithologie du profil d'altération afin de déterminer le type et l'épaisseur des différentes couches géologiques présentes sur le site d'étude. Des analyses statistiques ont été effectuées pour caractériser l'épaisseur utile de la couche fracturée. Ensuite, nous avons déterminé la porosité efficace, la conductivité hydraulique et la transmissivité. Enfin, la piézométrie a été caractérisée suivie de l'estimation de la recharge de l'aquifère.

4.1.1 Géométrie et structure des profils d'altération

4.1.1.1 Description du profil d'altération à l'échelle du forage

La description de la structuration verticale du profil d'altération a été faite à partir de l'interprétation de 316 fiches de forage d'une profondeur moyenne de 68 m, réparties sur le bassin versant de la rivière Lobo (Annexe 2), dont 16 dans la zone d'étude. Les fiches de forage ont été collectées auprès de la Direction Territoriale de l'Hydraulique humaine (DTH), basé à Daloa. Ces fiches sont similaires à celles décrites en détail par Aoulou *et al.* (2021). L'interprétation des lithologies a été enrichie par l'observation d'affleurements de roches cristallines fracturées et altérées, des cuttings de forage et de carrières de sable (Figure 28, Annexe 3).



Figure 28 : Réalisation d'un forage à Daloa (quartier Bellecôte). a) foreuse et b) dépôts des cuttings à chaque mètre de l'avancement du forage

4.1.1.2 Description de l'épaisseur utile de la couche fracturée

4.1.1.2.1 Description de l'épaisseur utile à partir du débit linéaire

La méthode mise en œuvre se base sur les concepts récents de perméabilité liés à l'altération dans les aquifères de socle et de la méthode proposée par Courtois *et al.* (2010) et reprise par Aoulou *et al.* (2021) dans un environnement géologique similaire au site d'étude. L'un des principaux résultats de la méthode a été la caractérisation de la couche fracturée des aquifères de socle (épaisseur, productivité). La productivité est exprimée en termes de débit linéaire ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) et sa variation a été observée en fonction de la profondeur du forage sous la base de la saprolite. Sur la base du modèle conceptuel des aquifères de socle, Courtois *et al.* (2010) ont défini un paramètre qu'ils ont nommé « débit linéaire » (Equation 40) :

$$q_i(l_i) = \frac{Q_i}{l_i}, i = 1, n \text{ ("i" varie de 1 à n)} \quad (40)$$

Où Q_i est le débit instantané (m^3/h) du forage numéro i ; l_i est la longueur forée sous la base de la saprolite (m) ; $q_i(l_i)$ est le débit linéaire résultant ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) et n est le nombre de forage considéré.

Le pourcentage cumulé d'écoulement linéaire sous la base de la saprolite a été déterminé et tracé sous la forme d'une courbe cumulative à partir de l'équation (41) :

$$p_q(L) = \sum_{l=L_{\min}}^{l=L} q_i(l) / \sum_{l=L_{\min}}^{l=L_{\max}} q_i(l) \quad (41)$$

Partie II : Matériel et méthodes

Où $q_i(l)$ est le débit linéaire du forage i calculé avec la longueur l du forage sous la base de la saprolite ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) et $p_q(L)$ est le pourcentage cumulé du débit linéaire (%) calculé pour l'échantillon composé des forages dont la longueur sous la base de la saprolite est inférieure à L (m). Le pourcentage cumulé $p_q(L)$ est calculé pour toutes les valeurs possibles de L présentes dans le jeu de données des forages, variant de $L_{\min}$ à $L_{\max}$. Par définition, le pourcentage cumulé varie de $p_q(L_{\min}) = 0\%$ à $p_q(L_{\max}) = 100\%$.

Une représentation graphique du débit linéaire cumulé en fonction de la longueur l du forage sous la base de la saprolite a été réalisée tel que proposé par Courtois *et al.* (2010). Au niveau de la courbe des débits linéaires cumulés, on distingue généralement une partie médiane de la courbe à tendance linéaire, de pente relativement faible, correspondant au débit linéaire le plus élevé, ce qui permet de caractériser l'épaisseur et la productivité de la partie la plus productive de l'horizon fracturé. Au-delà, les débits linéaires diminuent puis deviennent nuls lorsque la base de l'horizon fracturé est dépassée. Cette dernière partie de la courbe caractérise la partie la plus profonde de l'horizon fracturé et les éventuelles discontinuités perméables sous-jacentes. La première partie de la courbe a parfois une pente plus raide à son début. Cela résulte de l'incertitude sur la localisation de la base de la saprolite. La productivité moyenne de la partie la plus transmissive de la couche fracturée peut être quantifiée à travers les équations 42 et 43 :

$$q_M(L_u) = \sum_{l=\text{Min}(l_i, i=1, n)}^{L_u} q_i(l)/j(L_u), i = 1, n \quad (42)$$

$$Q_M(L_u) = q_M(L_u) \times L_u \quad (43)$$

Où L_u (m) est “l'épaisseur utile ou l'épaisseur de la partie la plus productive” de la couche fracturée (définie soit par la méthode des pentes, soit par la méthode des centiles) ; $q_M(L_u)$ est le débit linéaire moyen ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) évalué pour “l'épaisseur utile (L_u)” ; $j(L_u)$ est le nombre de forage correspondant ; et $Q_M(L_u)$ est le débit moyen résultant (m^3/h) pour des forages “théoriques” qui recouvreraient toute “l'épaisseur utile” (longueur L_u) de la couche fracturée. Dans le cas de cette étude, L_u a été déterminé par la méthode des pentes comme recommandé par Aoulou *et al.* (2021) qui ont travaillé dans des environnements géologiques similaires au site d'étude.

Partie II : Matériel et méthodes

4.1.1.2.2 Description de l'épaisseur utile à partir des arrivées d'eau

La base de données constituée contient des informations sur le nombre et la profondeur des arrivées d'eau observées pendant la foration. Les arrivées d'eau sont observées exclusivement au sein de la couche fracturée (sous la base de la saprolite). Elles sont interprétées comme étant liées à l'existence de fractures perméables au sein de la couche fracturée. La base de données contient 316 forages bien repartis sur le bassin versant de la rivière Lobo (Annexe 2) avec un total de 594 arrivées d'eau observées. Dans un premier temps, la profondeur de chaque arrivée d'eau sous la base de la saprolite a été calculée comme étant la différence entre la profondeur de l'arrivée d'eau considérée et la profondeur sous la base de la saprolite du forage considéré. Ensuite, l'estimation de la densité des arrivées d'eau sous la base de la saprolite a été réalisée au moyen du logiciel R par la méthode du noyau (Silverman, 1986 ; Scott, 1992 ; Sheather, 2004 ; Young & Wessnitzer, 2016) qui est une généralisation de la méthode d'estimation par histogramme. L'estimation par noyau est une méthode non-paramétrique d'estimation de la densité de probabilité d'une variable aléatoire. La densité des arrivées d'eau estimée suit une loi Gaussienne de paramètres (23,64 ; 17,22). Un diagramme en violon a également été utilisé pour montrer comment les arrivées d'eau sont distribuées sous la saprolite selon leurs ordres d'apparition. Contrairement à un diagramme en boîte (boîtes à moustaches), qui ne peut fournir que des statistiques sommaires. Les diagrammes en violon ont permis de montrer les statistiques sommaires ainsi que la distribution de densité de chaque type d'arrivée d'eau sous la saprolite (Scott, 1992 ; Young & Wessnitzer, 2016). Enfin, l'analyse conjointe de la distribution de densité des arrivées d'eau et la courbe du pourcentage cumulé des débits linéaires a permis de déterminer la partie la plus productive de la couche fracturée.

4.1.2 Caractéristiques hydrodynamiques du système aquifère

4.1.2.1 Détermination de la porosité efficace (ou porosité de drainage)

La porosité efficace S_y , exprimée en pourcentage, est le rapport du volume d'eau gravitaire (V_r), que le réservoir peut contenir à l'état saturé, puis libéré sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total (V_t). Elle est inférieure à la porosité totale qui englobe l'espace occupée par l'eau liée (De Marsily, 1981 ; Kouamé, 2007a ; Kouadio, 2022). La porosité efficace s'exprime par l'équation 44 :

$$S_y = \frac{V_r}{V_t} \quad (44)$$

Partie II : Matériel et méthodes

Sur le site d'étude, des échantillons de sol ont été prélevés à deux endroits : au niveau de la saprolite latéritique des plateaux et au niveau de la saprolite sableuse des vallées. Les échantillons ont été placés dans des récipients jaugés et pesés. Ils ont ensuite été aspergés avec des volumes d'eau connus. Après 48 heures d'égouttage, les volumes d'eau recueillis ont été mesurés. Ces volumes (Tableau I) ont permis de calculer les différentes porosités efficaces.

Tableau I : Tableau récapitulatif des points de mesure et des paramètres utilisés pour l'estimation de la porosité efficace

Points de prélèvements (P)	P1	P2	P3	P4
Profondeur de prélèvement (m)	1	1	1,3	1
Volume d'échantillon (Vt) (ml)	240	290	220	240
Volume d'eau versé (Vd) (ml)	60	110	80	90
Volume d'eau recueilli (Vr) (ml)	40	73	7	13
Volume total d'échantillon (Vt) (ml)	300	400	300	330
Points de prélèvements (P)	P5	P6	P7	P8
Profondeur de prélèvement (m)	1	1,4	1,1	1,3
Volume d'échantillon (Vt) (ml)	250	220	235	225
Volume d'eau versé (Vd) (ml)	80	80	65	75
Volume d'eau recueilli (Vr) (ml)	31	7	20	13
Volume total d'échantillon (Vt) (ml)	330	300	300	300
Points de prélèvements (P)	P9	P10		
Profondeur de prélèvement (m)	1	1		
Volume d'échantillon (Vt) (ml)	240	240		
Volume d'eau versé (Vd) (ml)	60	90		
Volume d'eau recueilli (Vr) (ml)	20	11		
Volume total d'échantillon (Vt) (ml)	300	330		

4.1.2.2 Détermination de la conductivité hydraulique (K) de la saprolite

Les mesures de conductivité hydraulique, tout comme celles de porosité efficace, ont été effectuées dans la saprolite latéritique des plateaux et dans la saprolite sableuse des vallées (Figure 33). Pour la détermination de la conductivité hydraulique de la saprolite, un infiltromètre double anneaux a été utilisé (Koffi, 2004 ; Jacky *et al.*, 2005 ; Kouamé, 2007a ; Réfloch *et al.*, 2017 ; Kouadio, 2022). L'infiltromètre à double anneau se compose d'un anneau interne, et d'un anneau externe grâce auquel le flux vertical est maintenu dans l'anneau interne (Figures 29 a et b). Le principe de cet appareil est basé sur la mesure des variations du niveau d'eau dans l'anneau interne. Les deux anneaux, enfoncés dans le sol d'une profondeur Z_w (de 3 à 5 cm), et remplis d'eau jusqu'à la même hauteur h , sont le siège d'une infiltration verticale (Figure 29 a). On mesure les variations du niveau de l'eau dans l'anneau interne au cours du temps au moyen d'un dispositif adapté (flotteur disposé à la surface de l'eau (Figure 29 a) ou une graduation à l'intérieur de l'anneau interne, ce qui a été utilisé dans cette étude). Ces variations étant en général très faibles par rapport à la charge h appliquée à la surface, on peut considérer que l'écoulement à l'intérieur de l'anneau interne est à charge constante (Jacky *et al.*, 2005 ; Kouadio, 2022 ; Ouattara, 2022). Notons A la surface de l'anneau interne et Δh la variation du niveau d'eau pendant le temps t (Equations 45 ; 46 ; 47) :

$$V = A \cdot \Delta h \quad (45)$$

$$Q = \frac{V}{t} = \frac{A \cdot \Delta h}{t} \quad (46)$$

$$Q_s = \frac{\Delta h}{t} \quad (47)$$

V : le volume infiltré (m^3), Q : le débit infiltré (m^3/s) ; Q_s : le débit surfacique (m/s) (ou vitesse d'infiltration).

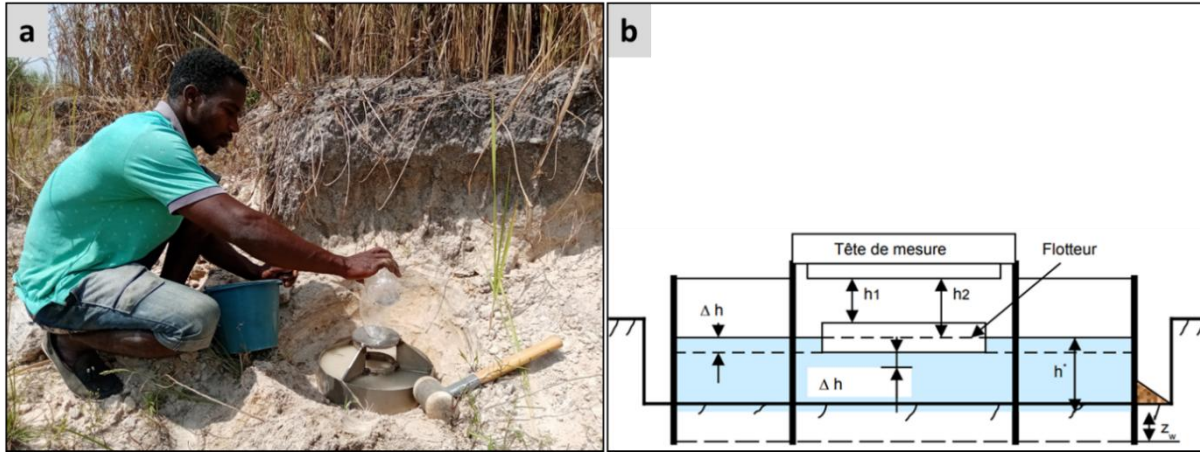


Figure 29 : Infiltromètre à double anneau. a : dispositif de mesure ; b : schéma de l'essai

Source : Jacky *et al.* (2005)

On applique la loi de Darcy (Figure 30) à l'écoulement vertical descendant, en considérant qu'à la profondeur Z_w la charge hydraulique est nulle (pression atmosphérique). Dans ce cas le gradient hydraulique (i) (Equation 48) est déterminé par la relation suivante (Jacky *et al.*, 2005) :

$$i = \frac{h^* + Z_w}{Z_w} = \left(1 + \frac{h^*}{Z_w}\right) \quad (48)$$

où h^* est la charge hydraulique appliquée dans l'anneau interne. La loi de Darcy (Equation 49) s'écrit ainsi :

$$Q_s = Ki = \frac{\Delta h}{t} \quad (49)$$

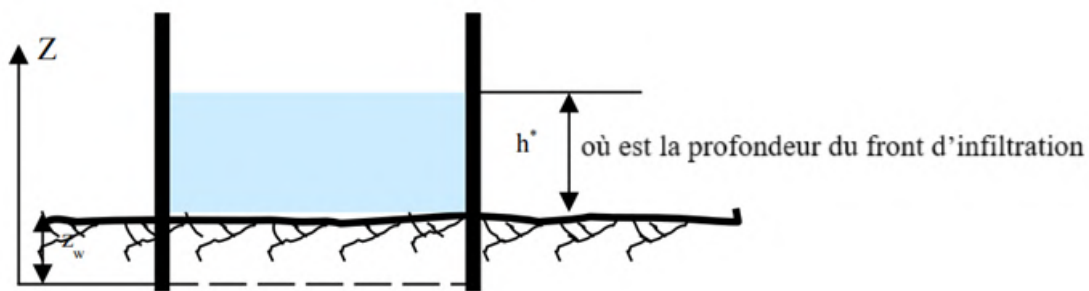


Figure 30 : Schéma illustrant la loi de Darcy

Source : Jacky *et al.* (2005)

En utilisant l'équation 49, nous pouvons calculer la perméabilité K . Ainsi, une représentation graphique du débit surfacique en fonction du temps a été réalisée, comme proposé par Jacky *et al.* (2005). Sur ces courbes (Figure 31), nous observons que le débit surfacique diminue au fil du temps pour finalement se stabiliser. Cette stabilisation correspond au régime permanent. La

Partie II : Matériel et méthodes

perméabilité K est alors calculée à partir de l'équation 49, en se basant sur les valeurs moyennes de la portion linéaire de la courbe (Figure 31 ; Tableau II).

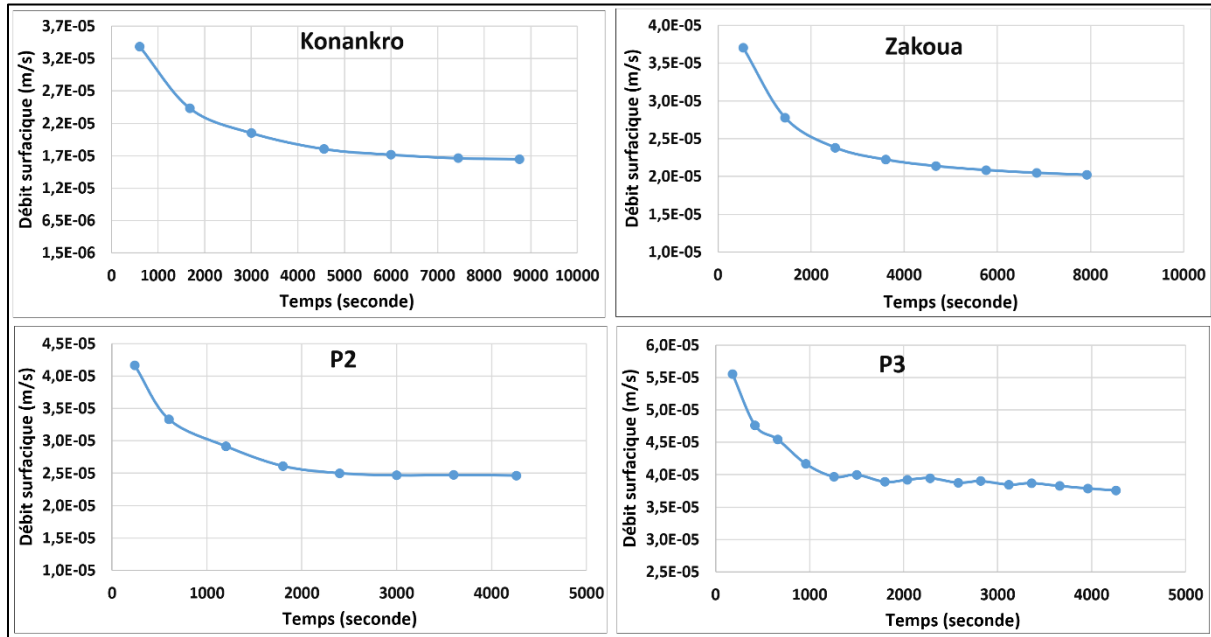


Figure 31 : Variation du débit surfacique en fonction du temps pour quelques sites de mesure

Tableau II : Tableau récapitulatif des points de mesure et des paramètres utilisés pour l'estimation de la conductivité hydraulique

	h^* (m)	Z_w (m)	Δh (m)	t (s)	r (m)	A (m ²)	V (m ³)	Q (m ³ /s)	Q_s (m/s)	i
P1	0,06	0,05	0,09	2100	0,055	9,5E-03	8,2E-04	3,9E-07	4,1E-05	2,2
P2	0,06	0,05	0,08	3012	0,055	9,5E-03	7,1E-04	2,4E-07	2,5E-05	2,2
P3	0,06	0,05	0,10	2640	0,055	9,5E-03	9,5E-04	3,6E-07	3,8E-05	2,2
P4	0,06	0,05	0,11	2280	0,055	9,5E-03	1,1E-03	4,7E-07	4,9E-05	2,2
Wandaguhé	0,06	0,05	0,10	5100	0,055	9,5E-03	9,5E-04	1,9E-07	2,0E-05	2,2
Zaragoua	0,06	0,05	0,12	5580	0,055	9,5E-03	1,1E-03	2,0E-07	2,2E-05	2,2
Zakoua	0,06	0,05	0,12	5760	0,055	9,5E-03	1,1E-03	2,0E-07	2,1E-05	2,2
Bowaly	0,06	0,05	0,02	12000	0,055	9,5E-03	1,4E-04	1,2E-08	1,3E-06	2,2
Konankro	0,06	0,05	0,11	6690	0,055	9,5E-03	1,0E-03	1,6E-07	1,6E-05	2,2
Balouzon	0,06	0,05	0,13	6720	0,055	9,5E-03	1,2E-03	1,8E-07	1,9E-05	2,2
Orly plateau	0,06	0,05	0,03	15000	0,055	9,5E-03	2,4E-04	1,6E-08	1,7E-06	2,2

4.1.2.3 Détermination de la transmissivité et la conductivité hydraulique de l'horizon fracturé

La transmissivité est un paramètre qui régit le débit d'eau qui s'écoule par unité de largeur de l'aquifère, sous l'effet du gradient hydraulique, incluant l'épaisseur de l'aquifère. Elle peut renseigner sur la perméabilité du milieu connaissant l'épaisseur de la couche de l'aquifère traversée. La détermination de la transmissivité se fait à partir des données d'essais de pompage.

Dans cette étude, nous avons utilisé la méthode d'Hantush (1964) pour déterminer la transmissivité et la conductivité hydraulique à partir des forages situés dans le champ captant de l'Université Jean Lorougnon Guédé, ainsi que d'autres forages répartis sur la zone d'étude. Cette méthode consiste à ajuster une courbe théorique aux points d'observations dans une échelle semi-logarithmique à l'aide du logiciel OUAIP (Figure 32). La transmissivité est obtenue par une optimisation qui consiste à minimiser l'écart entre les données de rabattement observées et les rabattements simulés (Figure 32, Tableau III). Une fois la transmissivité déterminée, la conductivité hydraulique est calculée à partir de l'équation 50 :

$$K = \frac{T}{e} \quad (50)$$

Avec T : la transmissivité (m^2/s) ; K : conductivité hydraulique (m/s) et e : l'épaisseur de l'aquifère (m).

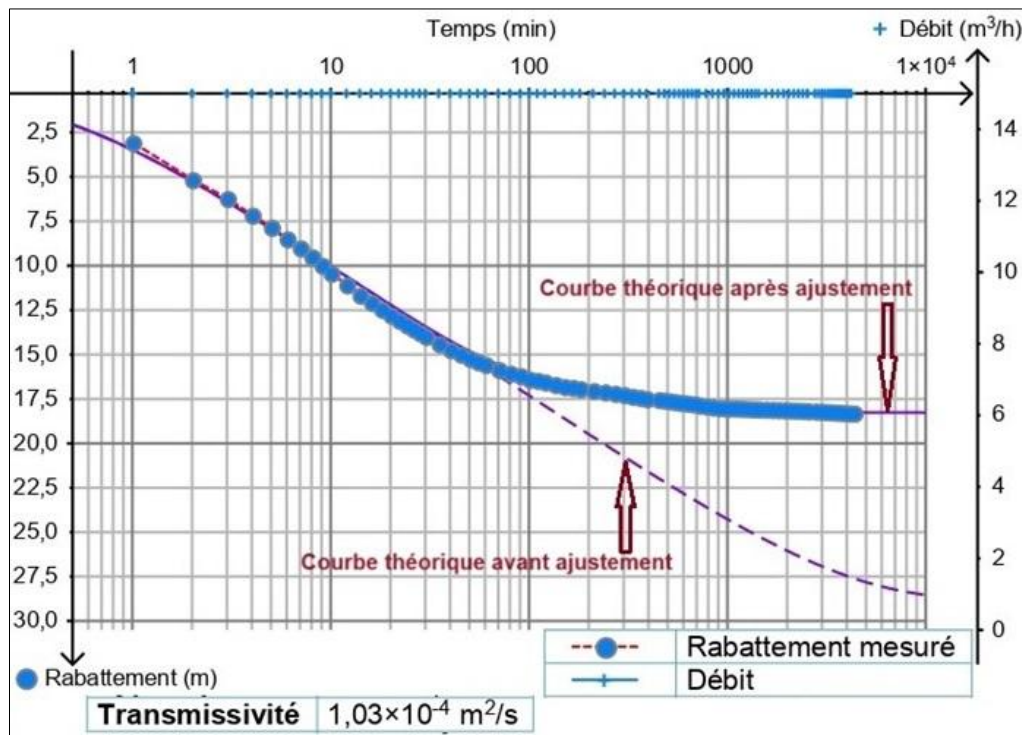


Figure 32 : Interprétation de l'essai de pompage F20_UJLoG

Partie II : Matériel et méthodes

Tableau III : Fiche technique de l'essai de pompage F20_UJLoG

Forage F20	Débit de pompage : 15 m ³ /h			Profondeur du forage : 97,52 m			Niveau statique : 13,32 m			Profondeur de pose de la pompe : 60 m		
Temps de pompage (mn)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12
Niveau piézométrique (m)	13,32	16,37	18,46	19,52	20,45	21,14	21,79	22,3	22,8	23,28	23,72	24,38
Temps de pompage (mn)	14	16	18	20	22	24	26	28	30	35	40	45
Niveau piézométrique (m)	24,96	25,37	25,75	26,08	26,37	26,63	26,86	27,07	27,28	27,69	28,03	28,28
Temps de pompage (mn)	50	55	60	70	80	90	100	110	120	135	150	165
Niveau piézométrique (m)	28,52	28,71	28,86	29,15	29,35	29,49	29,69	29,76	29,85	29,99	30,1	30,15
Temps de pompage (mn)	180	210	240	270	300	330	360	390	450	480	510	540
Niveau piézométrique (m)	30,22	30,33	30,4	30,48	30,56	30,65	30,71	30,79	30,84	30,87	30,91	30,95
Temps de pompage (mn)	570	600	630	660	690	720	780	840	900	960	1020	1080
Niveau piézométrique (m)	30,99	31,01	31,04	31,07	31,09	31,15	31,2	31,25	31,29	31,3	31,31	31,31
Temps de pompage (mn)	1140	1200	1260	1320	1380	1440	1560	1680	1800	1920	2040	2160
Niveau piézométrique (m)	31,32	31,33	31,34	31,35	31,36	31,37	31,38	31,39	31,4	31,41	31,42	31,43
Temps de pompage (mn)	2280	2400	2520	2540	2760	2880	3000	3120	3240	3360	3480	3600
Niveau piézométrique (m)	31,44	31,45	31,46	31,47	31,48	31,49	31,5	31,51	31,52	31,53	31,54	31,55
Temps de pompage (mn)	3720	3840	3960	4080	4200	4328						
Niveau piézométrique (m)	31,56	31,57	31,58	31,59	31,59	31,6						

4.1.3 Cartographie piézométrique

Les niveaux piézométriques des eaux souterraines ont été mesurés à l'aide d'une sonde piézométrique manuelle. Les mesures ont été réalisées en décembre 2021 (période d'étiage) sur 14 forages en panne. La première étape après la campagne de mesures a consisté à déterminer l'altitude piézométrique pour chaque forage étudié. Les altitudes piézométriques ont été déterminées à l'aide de l'équation (51).

$$H = Z - (P - H_m) \quad (51)$$

Avec : H : Altitude piézométrique (m) ; Z : Altitude du sol ou du terrain naturel (m) ; P : Profondeur mesurée (m) ; H_m : hauteur de la margelle du forage.

La carte piézométrique a été réalisée par la méthode de krigeage dans Surfer, en intégrant les altitudes des sources pérennes (28 sources), des cours d'eau permanents (210 points numérisés le long de la partie pérenne des cours d'eau) et le niveau piézométrique mesuré sur les 14 forages (Figure 33). Les élévations (altitude) ont été obtenues à partir du Modèle Numérique d'Élévation (MNE) extrait du STRM (Shuttle Radar Topographic Mission), avec une résolution XY de 30 mètres. Il est important de noter que les missions de reconnaissance des sources pérennes et des rivières permanentes ont été réalisées entre décembre 2021 et février 2022, pendant la période d'étiage. L'interpolation a été effectuée en utilisant la méthode standard de

Partie II : Matériel et méthodes

krigeage ordinaire dans Surfer. L'efficacité de la prédiction a été calculée à partir de la validation croisée pour l'ensemble des données. L'analyse des paramètres de validation croisée indique une moyenne quadratique de 1,13 m, une variance de 1,28 m, un écart-type de 1,13 m et une moyenne de 0,17 m. Ces caractéristiques de précision s'avèrent satisfaisantes pour une bonne interpolation (Fencik & Vajsábllová, 2006). Bien que les paramètres de validation croisée soient satisfaisants, l'interpolation reste une méthode d'estimation dont les valeurs obtenues peuvent s'éloigner de la réalité en certains points du domaine. Ainsi, nous avons ajusté manuellement les contours piézométriques, en utilisant l'outil Spline Polyline dans Surfer, pour tenir compte des relations entre la piézométrie et la topographie qui n'ont pas été prises en compte lors du krigeage.

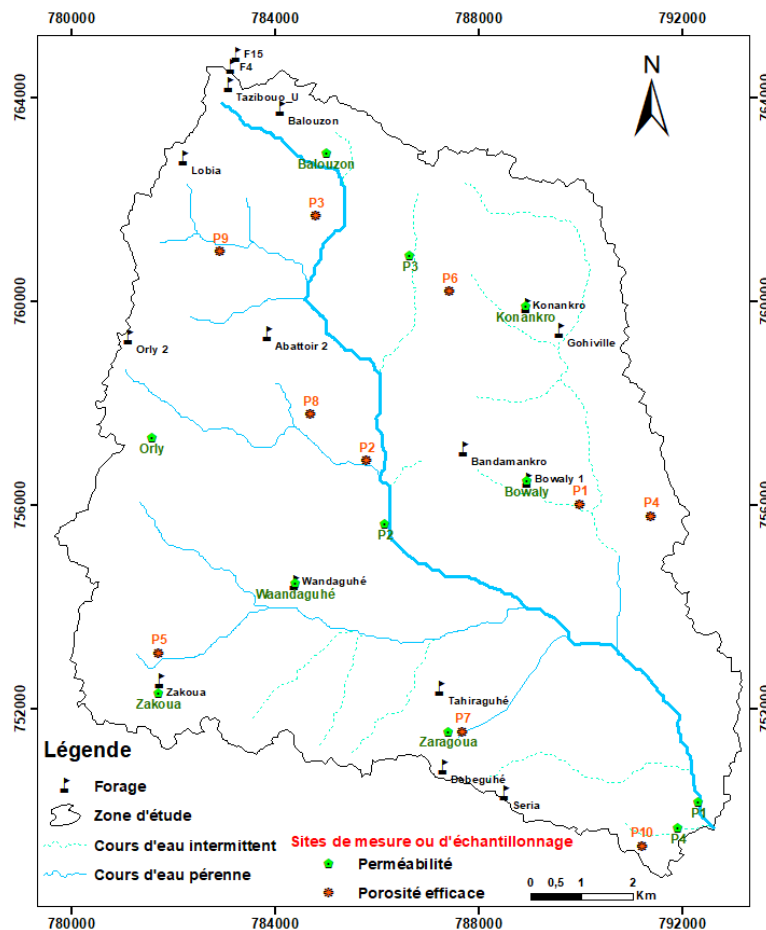


Figure 33 : Carte des points de prélèvement des échantillons de sol (pour la détermination de la porosité efficace), de mesure de niveau piézométrique et de mesure de conductivité hydraulique de la saprolite

4.1.4 Estimation de la recharge directe par la méthode Water Table Fluctuations (WTF)

La méthode WTF repose sur la relation entre la recharge et la variation de niveau de la nappe sur un intervalle de temps Δt . L'importance de cette méthode réside dans sa simplicité, sa

Partie II : Matériel et méthodes

facilité d'utilisation et son faible coût d'application (Crosbie *et al.*, 2005 ; Delin *et al.*, 2007). Aucune hypothèse n'est formulée sur les mécanismes par lesquels l'eau se déplace à travers la zone non saturée. Le niveau d'eau mesuré à un endroit dans un forage d'observation est bien représentatif d'une zone d'au moins plusieurs mètres carrés (Delin *et al.*, 2007). Mais son utilisation repose sur un certain nombre de contraintes (Obuobie *et al.*, 2012) : pas de perturbation par les pompages, pas d'effet de retard important lors du transit dans la zone non saturée, système aquifère libre. Cette méthode requiert des données sur le rendement spécifique et les variations temporelles des niveaux d'eau. Bien que son application soit simple, déterminer une valeur représentative du rendement spécifique et s'assurer que les fluctuations des niveaux d'eau sont dues à la recharge plutôt qu'à des changements de pression atmosphérique, à la présence d'air emprisonné ou à des influences humaines peut être difficile. Une fois la valeur de S_y connue, la recharge directe est calculée à l'aide de l'équation (52) :

$$R = S_y \times \frac{\Delta H}{\Delta t} \quad (52)$$

Où R : recharge directe ; S_y : coefficient d'emménagement (ou porosité de drainage) ; ΔH : variation du niveau piézométriques et Δt : période.

Pour appliquer la méthode WTF, une détermination du rendement spécifique (S_y) est nécessaire (Healy & Scanlon, 2010). Les méthodes couramment utilisées pour déterminer S_y sont les méthodes de laboratoire, les essais de pompage, les essais de traçage et les méthodes géophysiques (Healy & Scanlon, 2010 ; Addisie, 2022). Dans notre cas, la valeur du coefficient d'emménagement utilisé est issue de la littérature, en particulier des travaux de Soro (2017), qui l'a déterminée par méthode géophysique dans des environnements géologiques similaires, avec une valeur moyenne de 2 %. Dans cette étude, ΔH a été défini comme la différence entre le niveau piézométrique maximal et le niveau piézométrique minimal observés sur 12 forages au cours de la période allant de décembre 2021 à janvier 2023.

4.2 Elaboration d'un modèle conceptuel des sources de la commune de Daloa

Dans cette section, Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) a été utilisée pour caractériser le contexte d'émergence des sources. La méthodologie adoptée a d'abord consisté à évaluer le débit des sources. Ensuite, la TRE a été utilisée, après validation de la méthode d'inversion appropriée, pour imager le profil d'altération à la fois sur les plateaux et dans les vallées où les sources se trouvent (Annexe 4, 5 et 6).

4.2.1 Détermination des débits des sources

Le flux sortant (débit) des sources représente le volume d'eau émanant d'une source donnée, mesuré par unité de temps. La connaissance et la gestion de ces débits sont essentielles pour définir la zone de capture des sources, garantissant ainsi une gestion plus efficace des eaux de source. Pour mesurer ces débits, la méthode du “chronomètre et du récipient” a été employée, offrant une précision remarquable (Hammes *et al.*, 2020). Des campagnes mensuelles de mesure des débits des sources ont donc été réalisées entre 2019 et 2022 à l'aide d'un seau de 10 litres. À la suite de chaque campagne, le débit est déterminé en résolvant l'équation (53).

$$Q = \frac{V}{t} \quad (53)$$

Où Q : débit (l/s), V : le volume (l) d'eau mesuré ; t : temps (s) de mesure

4.2.2 Description du profil d'altération par la Tomographie de Résistivité Electrique

L'approche méthodologique a consisté à réaliser des panneaux électriques au niveau des crêtes (sur le forage F4 et F15 appelé “forage test”) pour décrire le profil d'altération des zones de plateau. Ensuite, nous avons réalisé des panneaux électriques aux abords des vallées (zones préférentielles d'apparition des eaux souterraines) pour décrire le profil d'altération des zones d'apparition des sources. Enfin, une analyse comparative des signatures géo-électrique a été réalisée pour en déduire les formations géologiques à l'origine des sources. La Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) 2D a été utilisée pour la description des profils d'altération. La mise en œuvre de cette technique se subdivise en deux grandes étapes à savoir : les investigations de terrain et le traitement des données (inversion, calibration et classification).

4.2.2.1 Investigations de terrain

Les réseaux les plus couramment utilisés pour les mesures de résistivité en 2D sont les réseaux Wenner, Schlumberger, pôle-pôle, dipôle-dipôle et pôle-dipôle (Marescot, 2008). Dans le cadre de cette étude, la configuration d'électrodes choisie était le pôle-dipôle, avec 48 électrodes espacées de 5 mètres. Ce choix s'explique par la forte urbanisation de la zone d'étude qui limite l'espace disponible pour étendre les câbles électriques en raison des routes, des bâtiments et des câbles électriques enterrés. Pour cette raison, le choix s'est porté sur le réseau pôle-dipôle, connu pour sa capacité à différencier des structures géologiques complexes à grande profondeur avec des câbles TRE courts, comme l'ont notamment souligné Kumar *et al.* (2014). De plus, le réseau pôle-dipôle a une force de signal significativement plus élevée que les autres réseaux pour obtenir des données de résistivité 2D à haute résolution, ainsi qu'une sensibilité verticale

Partie II : Matériel et méthodes

plus élevée et une plus grande profondeur d'investigation sur les réseaux linéaires courts, comme le confirment notamment Kumar *et al.* (2014) et Kouadio (2022) qui ont travaillé dans des environnements géologiques similaires. Au niveau du site, deux profils TRE (SP_F4 et SP_F15, (Annexes 4 et 5)) ont été réalisés au niveau des plateaux pour caractériser en détail les structures géo-électriques à proximité des forages F4 et F15. F4 et F15 sont deux forages du champ captant de l'Université Jean Lorougnon Guédé (Daloa), réalisés pour assurer l'approvisionnement autonome du campus en matière d'eau potable. Six autres profils TRE (Annexe 4 et 6), à savoir SZ, SA1, SA2, SL, STU1 et STU2, passant respectivement à proximité des sources Labia, Abattoir 2, Abattoir 2 SUD B, Zaragoua et Tazibouo-U ont été réalisés en saison sèche, pendant la période d'étiage, pour caractériser le profil d'altération au niveau des zones d'apparition des sources. Le but des panneaux électriques réalisés au niveau des plateaux est de s'assurer de recouper toutes les formations géologiques stratiformes du profil d'altération rencontrées dans la zone. Ceci permet d'évaluer la signature géophysique décrivant les différentes lithologies rencontrées dans ces régions et d'effectuer une comparaison entre la signature géophysique des panneaux électriques réalisés sur les forages tests et celle des panneaux électriques réalisés au niveau des zones d'apparition des sources. Cette technique a permis d'effectuer la calibration du modèle à partir d'un jeu d'ajustement des paramètres d'inversion tout en recherchant le modèle qui décrit le mieux la lithologie des forages tests.

Les profils TRE ont été acquis à l'aide d'un résistivimètre Syscal-Pro Switch 48 (Iris Instruments) avec 48 électrodes métalliques régulièrement espacées de 5 mètres sur 235 mètres (Figure 34). L'espacement de 5 mètres entre les électrodes a été choisi pour assurer à la fois une résolution appropriée de la résistivité de la subsurface à faible profondeur et une profondeur maximale d'investigation d'environ 90 m. La résistance de contact des électrodes est généralement inférieure à 3 k Ω pour tous les profils. Les paramètres d'acquisition pour tous les profils et les différentes configurations étaient les suivants : temps d'acquisition 30 min (1 181 mesures en mode direct et 1 181 mesures en mode reverse) ; $Q < 1 \%$ (où Q est l'écart-type sur les mesures de résistivité, une caractéristique de stabilité des données) et tension d'injection de 400 Volt. Un facteur Q élevé est généralement une indication d'un faible rapport signal/bruit. Le protocole pôle-dipôle, avec une électrode d'injection distante, maximise le rapport signal/bruit des mesures et augmente la profondeur d'exploration. La position de l'électrode distante a été déterminée conformément aux recommandations proposées par Razafindratsima & Lataste (2014) pour minimiser son influence sur les mesures de résistivité, avec une distance minimale de l'électrode distante de 1 000 m.



Figure 34 : Acquisition des données TRE

4.2.2.2 Prétraitements et traitements des données TRE

Les données obtenues sur le terrain sont d'abord prétraitées, puis traitées avant d'être interprétées.

- **Prétraitements des données**

Après acquisition, les mesures ont été filtrées pour éliminer les valeurs anormales. Les données brutes des mesures électriques (résistivité apparente) ont été filtrées (correction des incohérences,) avec le logiciel Prosys II (Soro, 2017 ; Kouadio, 2022). Le filtrage a consisté à la suppression des données de résistivité aberrante. Les points qui présentent des valeurs de résistivités apparentes manifestement beaucoup plus faibles ou plus fortes que les points voisins situés sur le même niveau de données sont supprimés. Ces sauts des valeurs de résistivités apparentes peuvent être dus à un mauvais contact entre l'électrode et le sol, ou à des problèmes de courts-circuits lorsque les conditions sont très humides (Loke, 2001 ; Chambers *et al.*, 2006).

- **Traitement des données : inversion, calibration et classification**

Le traitement des données comprend la phase d'inversion des données, de calibration et de classification. L'inversion des données consiste à obtenir à partir des résistivités apparentes mesurées sur le terrain les résistivités interprétées de façon itérative. La routine d'inversion généralement utilisée est basée sur un lissage utilisant la contrainte des moindres carrés

Partie II : Matériel et méthodes

(Günther, 2004). La fonction objective ci-dessous (Equation 54) contraint l'inversion de telle manière que les variations spatiales des résistivités calculées soient lissées.

$$f = (\rho_{\text{cal}} - \rho_{\text{mes}})^2 + \lambda \left(\frac{d\rho}{dx} + Z \frac{d\rho}{dy} \right) \quad (54)$$

Avec f : fonction objectif, ρ_{cal} : résistivité calculée, ρ_{mes} : résistivité mesurée ; ρ : résistivité du modèle de référence. Les paramètres λ et Z sont respectivement le facteur d'amortissement permettant de définir l'intensité de la contrainte « lissage » dans l'inversion et le paramètre qui contrôle l'anisotropie.

La qualité de l'inversion est contrôlée par le RMS (Root Mean Squared) (Günther, 2004 ; Marescot *et al.*, 2008). Le RMS mesure la somme du carré des différences entre les résistivités électriques apparentes mesurées et calculées. Le pourcentage de la racine carrée moyenne (RMS) a été utilisé pour évaluer la performance de l'inversion (Cheng *et al.*, 2019). Le RMS est défini par l'équation (55) suivante :

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[\frac{(h_0)_i - (h_m)_i}{(h_0)_i} \right]^2} \quad (55)$$

Où h_0 est la profondeur observée (c'est-à-dire le vrai modèle) de la couche de sol à l'emplacement i , h_m est le modèle (c'est-à-dire le modèle inversé) et N est le nombre d'observations (le nombre total d'ensemble de données mesurés).

Si le RMS est égal à 0, cela indique que les résultats simulés par le modèle correspondent parfaitement aux observations. Par contre, si le RMS est supérieur à 100 %, alors le modèle n'est pas meilleur qu'un prédicteur utilisant zéro (Cheng *et al.*, 2018, 2019).

Les inversions de résistivité électrique ont été réalisées à l'aide du logiciel Res2Dinv. Le but du processus d'inversion est la minimisation de la fonction objective, qui est l'erreur quadratique moyenne (RMS) entre les résistivités modélisées et mesurées. La minimisation est obtenue par un processus itératif au cours duquel la fonction objective doit diminuer. La convergence de la minimisation est un critère obligatoire car il existe un nombre infini de modèles disponibles qui correspondent à des mesures présentant la même erreur RMS (Marescot, 2008 ; Kumar *et al.*, 2014 ; Zhou *et al.*, 2014). Il est donc important de réduire le nombre de solutions mathématiques à des modèles plus réalistes d'un point de vue géologique, en utilisant une procédure dite d'inversion et en incorporant toutes les informations préalables disponibles dans le processus d'inversion. Caterina *et al.* (2014) recommandent d'ajouter des informations préalables telles

Partie II : Matériel et méthodes

que des contraintes structurelles, ce qui semble particulièrement approprié lorsque la limite est située dans des zones peu sensibles à la TRE. Cependant, ces informations préalables sont généralement absentes et il est évident qu'il n'existe pas d'ensemble spécifique de paramètres donnant la distribution de résistivité 2D « réelle ». Il est donc proposé d'effectuer plusieurs inversions avec des méthodes différentes et des contraintes spécifiques, de sorte que chaque imagerie d'inversion soit particulièrement adaptée à la détermination des caractéristiques lithologiques et structurelles du modèle hydrogéologique (Dahlin & Zhou, 2004 ; Marescot, 2008 ; Belle *et al.*, 2019 ; Priou, 2021 ; Jia *et al.*, 2023). Suite à cette recommandation, nous avons utilisé deux méthodes d'inversion à des fins de comparaison : l'inversion robuste, ou norme L1, et l'inversion de contrainte standard des moindres carrés, ou norme L2 (Guedes *et al.*, 2020). Dans cette étude, nous faisons référence à l'inversion robuste (norme L1) comme « méthodes d'inversion robustes » et à l'inversion de contrainte standard par moindres carrés (norme L2) comme « méthodes d'inversion standard ». Les valeurs résiduelles des modèles d'inversion des normes L1 et L2 sont exprimées respectivement en erreurs absolues (Abs) et en erreurs quadratiques moyennes (RMS) (Guedes *et al.*, 2020). Selon Marescot (2008), la méthode d'inversion robuste (ROB) est bien adaptée aux environnements présentant de forts contrastes de résistivité. Elle minimise l'erreur absolue et fournit des limites plus claires entre les différentes couches. L'inversion ROB fournit des résultats plus précis pour déterminer la limite entre le profil d'altération et la roche saine non altérée. La méthode d'inversion standard (STD) minimise l'erreur quadratique et constitue une inversion lissée. Combinée à un facteur d'anisotropie (ratios de planéité) de 0,3, cette inversion renforce la continuité horizontale des couches géo-électriques. Dans cette étude, chaque méthode d'inversion sélectionnée (Robuste ou Standard) est utilisée pour identifier et caractériser à la fois les anomalies de résistivité verticales et reconnaître les contrastes de résistivité subhorizontaux liés au profil d'altération stratiforme, en utilisant dans les deux cas un facteur d'anisotropie de 1. Les structures ainsi révélées avec chaque méthode d'inversion sont comparées à la lithologie des forages tests. Les valeurs de résistivité et les géométries sont ensuite comparées aux faciès géologiques des forages tests pour confirmer la réalité des structures, notamment celles qui décrivent le mieux la lithologie de ces forages. Les modèles de résistivité obtenus après inversion ont été classifiés suivant les gammes de résistivité correspondant à chaque formation géologique observée sur le modèle géologique des forages tests. Pour chaque TRE réalisée au niveau des sources, des gammes de résistivité sont établies et comparées aux résistivités et lithologie des forages test avant de passer à l'interprétation géologique et hydrogéologique.

4.3 Détermination des zones de capture et de protection des sources à partir d'un modèle numérique

Les zones de capture et de protection des sources ont été déterminées à l'aide d'un modèle de transport de l'âge des eaux souterraines. L'élaboration de ce modèle nécessite d'abord la réalisation d'un modèle d'écoulement, étape primordiale pour la mise en place d'un modèle représentatif du système hydrogéologique.

4.3.1 Modélisation des écoulements souterrains en zone saturée

La modélisation des systèmes hydrogéologiques est une tâche complexe basée sur des hypothèses (Kouamé *et al.*, 2017 ; Kouadio, 2022 ; Rossier, 2025).

4.3.1.1 Principales hypothèses

La démarche de modélisation fait appel à des hypothèses qui conduisent à une représentation simplifiée du système hydrogéologique. Dans cette étude, nous avons adopté pour l'approche de modélisation du milieu continu discrétisé. Cette approche suppose que les différents compartiments des couches du modèle (zones de même perméabilité) sont homogènes et isotropes. La recharge a été supposée uniforme dans tout le domaine en régime permanent et variable dans le temps en régime transitoire. Les prélèvements ont été effectués au niveau de l'horizon fracturé sous forme de débits de pompage constants.

4.3.1.2 Objectifs du modèle

Cette partie de l'étude vise à valoriser l'ensemble des connaissances acquises sur la caractérisation des aquifères cristallins, à la fois des travaux antérieurs et de cette étude, notamment le modèle conceptuel des sources déjà décrit. Le but est de développer un modèle permettant de comprendre le comportement hydrogéologique global des aquifères cristallins contenant des sources. Plus spécifiquement, il s'agit de :

- définir la dynamique de l'écoulement des eaux souterraines ;
- estimer les paramètres hydrodynamiques du système aquifère du bassin versant de la rivière Tétégbeu ;
- simuler la recharge directe des eaux souterraines et les échanges nappe-rivière dans le bassin versant de la rivière Tétégbeu ;
- déterminer les zones de capture et de protection des sources.

4.3.1.3 Justification du choix de la zone de modélisation

Le bassin versant de la rivière Tétégebeu dispose de la plupart des données nécessaires pour la réalisation d'un modèle hydrogéologique. Dans cette zone, la Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) a été réalisée pour apporter une caractérisation plus détaillée du système aquifère. Aussi, cette zone compte plusieurs forages dont la plupart ne sont plus en activité et l'on peut y avoir accès en toutes saisons. Sur ce sous bassin versant, tous les forages disposent de fiches d'essais de pompage, ce qui a permis d'avoir une bonne répartition des paramètres hydrodynamiques. De plus, ce bassin versant regorge de nombreuses sources naturelles bien réparties sur l'ensemble de la zone. Dans cette zone, les activités agricoles sont particulièrement intenses, notamment les cultures maraîchères, qui se pratiquent généralement à proximité des sources. Ce bassin versant couvre plus de 60 % de la superficie de la commune de Daloa. Les formations géologiques sont constituées de granite et de granodiorite, des roches cristallines, ce qui en fait un site idéal pour cette étude.

4.3.1.4 Choix du modèle

Le modèle doit prendre en compte l'hétérogénéité des horizons géologiques du site et les frontières du domaine avec les conditions aux limites. La sélection des modèles s'est faite selon plusieurs critères, notamment la dimension (3D), la convection, la dispersion et la diffusion. Le bilan de cette présélection pour la modélisation des écoulements et du transport des eaux souterraines a abouti à plusieurs modèles. Les modèles retenus sont ceux traitant des écoulements et du transport en 3D en zone saturée. Il s'agit des logiciels suivants :

- MODFLOW de l'U.S. Geological Survey ;
- MARTHE du BRGM ;
- FEFLOW développé par DHI/WASY.

Parmi ces outils présélectionnés, le choix s'est porté sur l'utilisation du modèle FEFLOW développé par WASY (Allemagne). Ce modèle offre une grande flexibilité pour définir les conditions aux limites et les paramètres des aquifères, permettant ainsi de mieux représenter les réalités hydrogéologiques spécifiques d'une zone. De plus, il utilise la technique des éléments finis plus adaptée pour les milieux hétérogènes et complexes.

4.3.1.5 Présentation du code numérique FEFLOW

Le logiciel FEFLOW « Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System » est un outil de simulation numérique conçu pour modéliser l'écoulement souterrain, le transport de masse et le transport de chaleur en utilisant la méthode des éléments finis. Initialement

Partie II : Matériel et méthodes

développé par Hans Jörg Diersch, il a été enrichi par une équipe internationale d'experts de la société DHI/WASY (Diersch & Kolditz, 2002). FEFLOW permet de réaliser des modélisations en 2-Dimensions (2D) ou en 3-Dimensions (3D). Les processus d'écoulement et de transport de contaminant sont basés sur les principes physiques fondamentaux que sont la conservation de masse du fluide et du contaminant (Ju *et al.*, 2011 ; Diersch, 2014 ; Rossier, 2025). En 2D et 3D, le logiciel utilise les équations d'écoulement d'eau en zone saturée ou non saturée. La discrétisation du domaine quant à elle, nécessite de définir le type et le nombre d'éléments utilisés. La répartition dans l'espace des éléments est effectuée par des maillages automatiques (Diersch, 2014). Les différents types de conditions aux limites en termes d'écoulement sont de type : « Dirichlet » (1^{ère} catégorie), « Neumann » (2^e catégorie), « Cauchy » (3^e catégorie). Les conditions initiales du milieu peuvent être introduites dans FEFLOW soit par la charge hydraulique en milieu saturé ou non saturé, soit par le degré de saturation, soit par la teneur en eau volumique ou encore par la pression de l'eau en milieu non saturé. Enfin, les conditions de calcul et la discrétisation temporelle sont essentielles à la simulation du problème posé en régime permanent ou transitoire. Elles définissent le temps initial et posent les conditions sur les critères de convergence. L'outil de modélisation permet d'observer l'évolution de la simulation en des points particuliers du domaine, il s'agit « des points d'observation » qui sont positionnés par l'utilisateur. Il est important de noter que les principes fondamentaux d'une modélisation restent les mêmes quel que soit le logiciel utilisé.

4.3.1.6 Elaboration du modèle conceptuel : modélisation hydrogéologique 3D

Le développement d'un modèle conceptuel a pour but selon De Marsily (2004), de simplifier un problème de terrain complexe et d'organiser les données associées au terrain de sorte que le système puisse être analysé. De ce fait, la géométrie du modèle est un aspect à définir pour conceptualiser le modèle. En effet, dans le modèle, les systèmes aquifères peuvent être représentés en système monocouche ou en système multicouche. Pour un système multicouche, les trois composantes de l'écoulement sont prises en compte au sein des couches et le modèle conceptuel tient compte des caractéristiques de chaque couche (De Marsily, 1981, 2004). Selon Lachassagne *et al.* (2021), les aquifères de socle sont des systèmes composites dont les différentes strates n'ont pas les mêmes propriétés. De ce fait, une représentation multicouche conviendrait à ce type de système.

4.3.1.6.1 Extension latérale du modèle

Selon Anderson & Woessner (1992), la première étape dans la formulation du modèle conceptuel est de définir la zone d'intérêt, c'est-à-dire les limites du modèle. Les coordonnées

Partie II : Matériel et méthodes

géographiques de la zone modélisée se trouvent dans le référentiel WGS 1984 UTM, Zone 29 Nord, entre les latitudes 780 000 à 794 000 m en abscisses et entre les longitudes 748 000 à 766 000 m en ordonnées. Cette zone couvre une superficie d'environ 140 km² (Figure 35). L'extension latérale du modèle correspond aux limites du bassin versant de la rivière Tétégbeu.

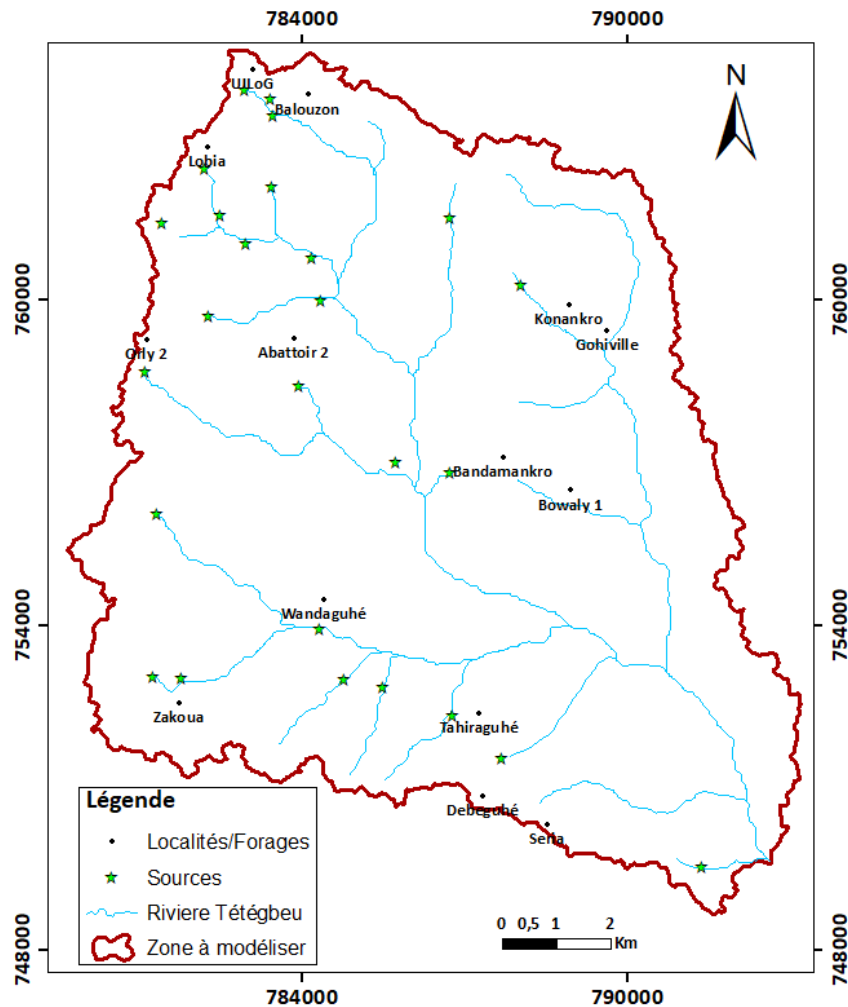


Figure 35 : Carte du domaine à modéliser

4.3.1.6.2 Extension verticale : géométrie des couches du modèle

L'extension verticale du modèle est prise en compte par l'intégration des différentes couches du domaine à modéliser. Cette extension verticale s'étend de la surface topographique jusqu'au toit du socle sain. Dans cette étude, les propriétés géométriques du modèle ont été définies en utilisant l'épaisseur des différents horizons lithologiques, déterminée à partir de l'analyse des coupes lithologiques, des données de Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) et des observations de terrain. Le toit du modèle est représenté par la surface topographique (MNE). La figure 36 illustre la surface topographique du modèle, obtenue à partir de données du satellite Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). L'analyse combinée de ces informations a permis

Partie II : Matériel et méthodes

de décrire la géométrie du profil d'altération en trois couches distinctes : la saprolite, la partie la plus densément fracturée et la partie la moins fracturée du socle. Les méthodes utilisées pour déterminer l'épaisseur des couches fracturées ont été basées sur des analyses statistiques des débits linéaires et l'estimation de la densité des arrivées d'eau par la méthode du noyau (section précédente). Quant à l'épaisseur de la saprolite, elle a été spécifiée en fonction des données TRE et de coupe lithologique, révélant une variation progressive de l'amont vers l'aval (Figure 36).

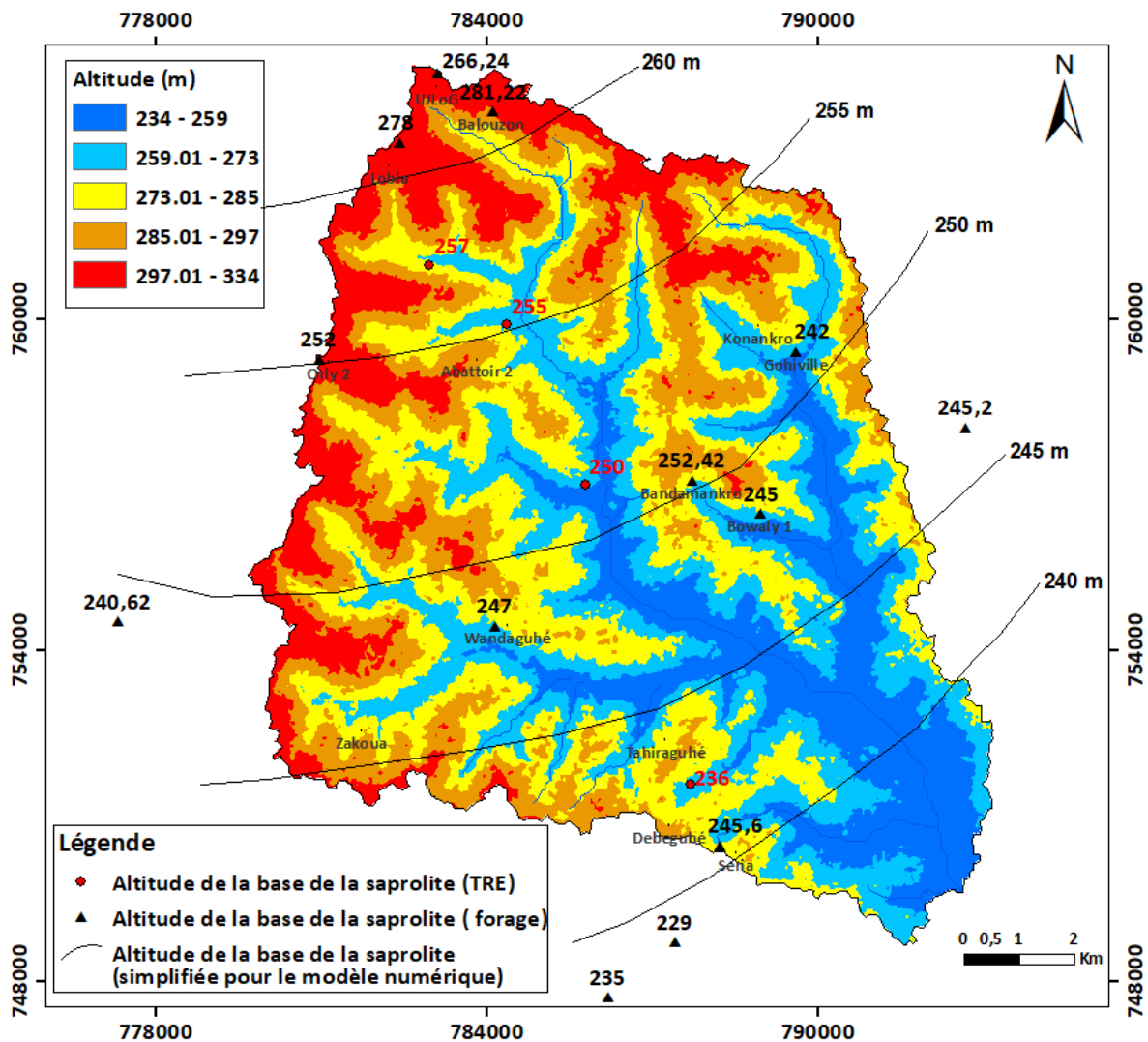


Figure 36 : Carte montrant la surface topographique et la base de la saprolite intégrées dans le modèle numérique

Une fois les épaisseurs définies, le modèle 3D a été construit en intégrant ces épaisseurs comme composantes verticales à la surface topographique, en portant une attention particulière à la variabilité de l'épaisseur de la saprolite selon la topographie (Figure 37). Le modèle numérique a été élaboré de la manière suivante :

Partie II : Matériel et méthodes

- le toit de la couche de saprolite constitue la surface topographique, représentée par les données SRTM, et sa base correspond au toit de la partie la plus fracturée de l'horizon fracturé. Son épaisseur varie entre 3 et 70 m en fonction de la position spatiale ;
- la partie la plus fracturée de l'horizon fracturé a pour sommet la base de la couche de saprolite sus-jacente. Sa base constitue le toit de la partie inférieure de l'horizon fracturé, avec une épaisseur de 40 m ;
- la partie inférieure de l'horizon fracturé a pour sommet la base de la partie la plus fracturée de l'horizon fracturé sus-jacente, et sa base constitue le toit du socle sain. Son épaisseur moyenne est d'environ 45 m.

Nous avons exclu la couche « roche saine » parce qu'elle ne présente pas d'intérêt hydrodynamique particulier, puisque la roche saine est considérée comme imperméable. Etant donné qu'aucune discontinuité tectonique n'a été mise en évidence au cours de cette étude, le toit de cette couche peut être considéré comme le mur du système aquifère.

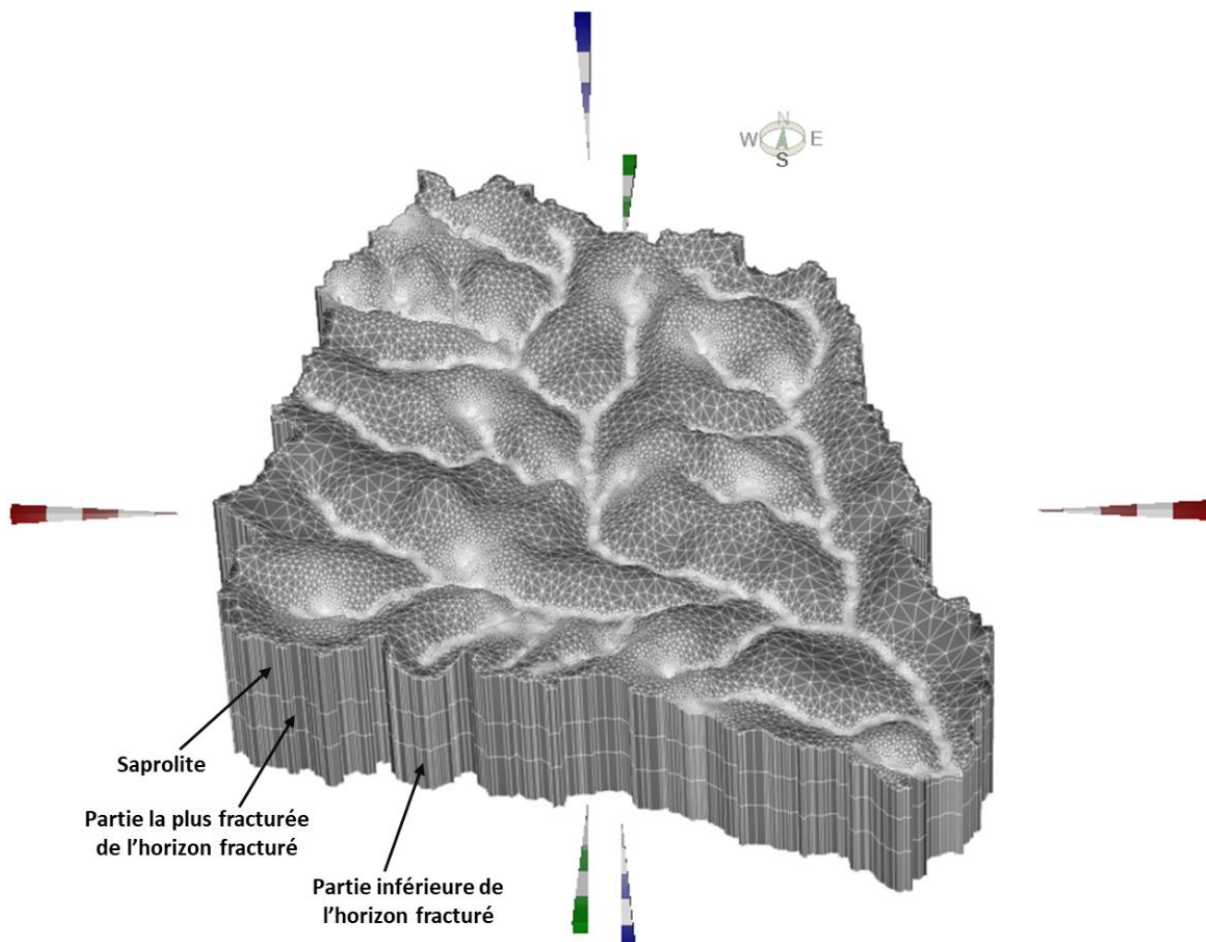


Figure 37 : Modèle 3D des différentes couches de l'aquifère du bassin versant de la rivière Tétégeu

4.3.1.7 Maillage du modèle

Dans cette étude, le contour du bassin versant de la rivière Tétégbeu a servi de base pour la création du maillage qui a été construit à partir d'éléments plans triangulaires. Le modèle intègre toutes les caractéristiques importantes connues susceptibles d'affecter l'écoulement des eaux souterraines, telles que les rivières, les sources et les forages autour desquels les mailles sont affinées. Le maillage du modèle était composé de 216 243 éléments et de 146 284 nœuds, répartis sur quatre "slices" et trois couches. Les "slices" sont considérés comme les plans supérieurs ou inférieurs des couches hydrogéologiques.

4.3.1.8 Conditions aux limites du modèle

Les conditions aux limites appliquées au modèle incluent : limites à flux imposé ou condition de Neumann, limites à potentiel imposé ou condition de Dirichlet et des conditions de type 3 ou de Cauchy.

4.3.1.8.1 Condition de Neumann (flux imposé)

Dans notre cas, les limites latérales du modèle correspondent également aux limites du bassin versant de la rivière Tétégbeu (lignes de partage des eaux). Les conditions aux limites appliquées le long des frontières du modèle varient entre une condition de Cauchy et une condition de flux nul (Figure 38). Compte tenu du fait que la limite du modèle correspond à la limite du bassin versant, une condition de flux nul a été imposée au niveau du contour du bassin. L'exutoire du bassin versant est caractérisé par une zone marécageuse d'environ 400 m de long. Cette zone a été simulée grâce à l'utilisation d'une condition aux limites de transfert (Equation 56) (limite de Cauchy), imposée aux couches 1 et 2 (Diersch & Kolditz, 2002 ; Reynolds & Marimuthu, 2007 ; Loizeau, 2013).

$$q_{nh}(x_i, t) = \phi_h(h_2^R - h) \quad (56)$$

Où q_{nh} représente le flux de Darcy ($L T^{-1}$; longueur par temps), ϕ_h un coefficient de transfert (T^{-1}), h_2^R est la charge hydraulique de référence (L), h est la charge hydraulique (L) au nœud adjacent à la portion de frontière.

4.3.1.8.2 Condition de Cauchy

Les rivières sont également simulées avec une limite de troisième type ou condition de Cauchy (Diersch & Kolditz, 2002 ; Reynolds & Marimuthu, 2007). Il s'agit d'un potentiel imposé sur la rivière et d'un facteur de colmatage du lit (coefficient de transfert) qui exprime la relation de flux qui existe entre la rivière et l'aquifère. Ainsi, cette condition revient à une condition du

Partie II : Matériel et méthodes

premier type (potentiel imposé) dès lors que le lit de la rivière n'est pas colmaté. Les rivières du domaine ont donc été simulées en utilisant la condition aux limites de Cauchy (Figure 38). Toutefois, l'élévation du niveau dans la rivière a été assignée comme hauteur hydraulique de référence pour permettre une sortie libre à la surface. Cette condition aux limites permet à la fois aux rivières simulées de recevoir de l'eau de l'aquifère et d'apporter de l'eau à l'aquifère, ce qui permet d'évaluer les échanges entre la nappe et la rivière.

4.3.1.8.3 Condition de Dirichlet (limites à potentiel imposé)

La condition de Dirichlet permet d'imposer une charge constante à un nœud. Cette condition peut être utilisée pour drainer ou alimenter l'aquifère. En pratique, ces conditions sont généralement appliquées au contact entre un aquifère et les eaux de surface (De Marsily, 2004). Dans notre modèle, les sources du domaine ont été représentées comme des zones de décharge de la nappe, en utilisant une condition aux limites de type Dirichlet (Figure 38) où $h = z$ (élévation). Cette condition a été combinée à une contrainte de flux maximum égale à 0 pour garantir une sortie libre de l'eau du modèle, mais pas d'entrée.

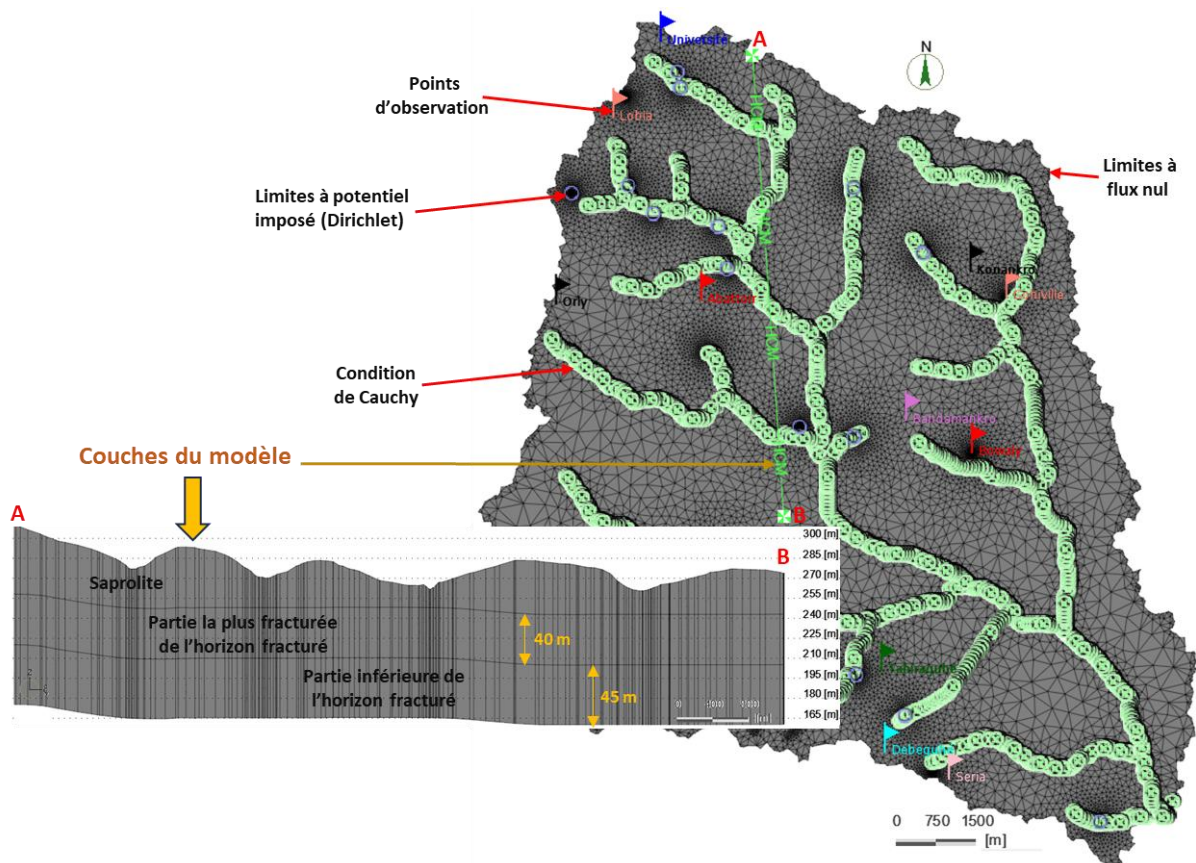


Figure 38 : Conditions aux limites du domaine à modéliser

4.3.1.9 Conditions initiales de l'écoulement souterrain

Les conditions initiales sont des données piézométriques imposées au modèle en se basant sur les mesures effectuées sur le terrain. Dans notre cas, conformément aux recommandations de Rossier (2025), la charge hydraulique maximale mesurée en août 2022 a été utilisée comme charge initiale du système pour la simulation.

4.3.1.10 Recharge et prélèvements

Dans cette partie, nous avons assigné une recharge directe au niveau de la topographie. Cette recharge résulte de l'infiltration des précipitations et représente une limite dite « de recharge ». Elle a été supposée uniforme dans tout le domaine en régime permanent, en utilisant comme recharge initiale la moyenne (35 mm/an) déterminée dans les sections précédentes, et variable dans le temps en régime transitoire. Concernant les forages en activité, des prélèvements ont été assignés sous forme de débits de pompage constants au niveau de l'horizon fracturé. Ces prélèvements, effectués sur 5 forages (Figure 39), varient de 28 à 120 m³/jour, pour un total de 386 m³/jour. En régime transitoire, les prélèvements dans les forages ont été considérés comme variables dans le temps en raison de la mise en service de nouveaux forages (3 forages).

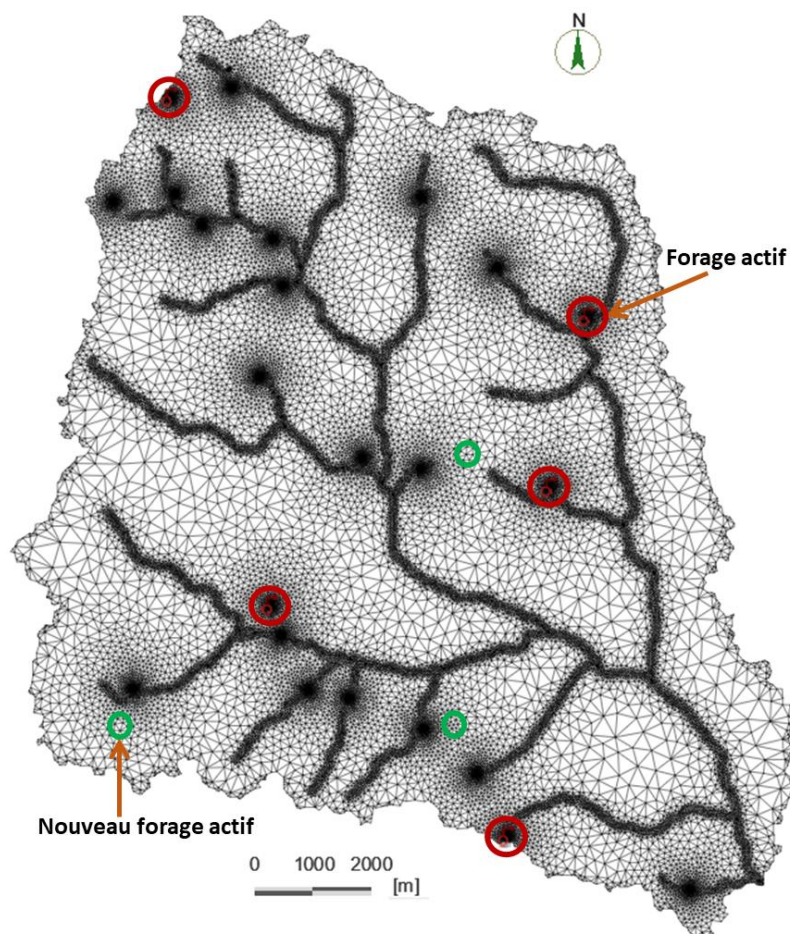


Figure 39 : Répartition des forages de pompage actifs

4.3.1.11 Paramètres hydrodynamiques

La capacité d'un système aquifère à conduire le flux et à stocker l'eau est déterminée par ses propriétés hydrodynamiques. En régime permanent, la conductivité hydraulique et la recharge demeurent les seuls paramètres de l'aquifère qui vont avoir une influence sur le champ de potentiel hydraulique et les écoulements. La conductivité hydraulique de l'horizon fracturé a été déterminée à partir de l'interprétation des essais de nappe. Pour la saprolite, la conductivité hydraulique a été déterminée à l'aide de l'infiltromètre à double anneaux, avec des mesures effectuées sur les formations latéritiques du plateau et les formations sableuses des vallées. Cela a permis de différencier la conductivité hydraulique de ces différentes zones lors de la calibration du modèle. La variation spatiale de la conductivité hydraulique a été prise en compte dans le modèle en discrétisant l'aquifère en de nombreuses zones arbitraires de conductivité hydraulique variable, où $K_{xx} = K_{yy} = K_{zz}$. Toutefois, pour la première simulation, la moyenne géométrique des valeurs de conductivité hydraulique de chaque couche a été assignée comme paramètre d'entrée du modèle pour l'ensemble de la couche. Pour la couche la moins fracturée, une valeur arbitraire de 1×10^{-7} m/s a été assignée, en s'appuyant sur les résultats de travaux antérieurs réalisés dans des environnements géologiques similaires, qui révèlent une diminution de la conductivité hydraulique en profondeur (Koita, 2010 ; Dewandel *et al.*, 2012 ; Guihéneuf *et al.*, 2014 ; Kouadio, 2022).

4.3.1.12 Calage et validation du modèle d'écoulement souterrain en zone saturée

4.3.1.12.1 Calage en régime permanent

Le calage d'un modèle vise à reproduire au mieux le fonctionnement hydrodynamique de la nappe étudiée, en ajustant les différents paramètres que l'on estime pouvoir varier tout en restant dans la gamme des valeurs réalistes (Douez & Bichot, 2012 ; Kouamé *et al.*, 2017 ; Rossier, 2025). Dans cette étude, le calage du modèle en régime permanent a été réalisé afin de minimiser la différence entre les niveaux simulés et observés des eaux souterraines de 11 forages répartis dans la zone d'étude, ainsi que le débit des sources. Les niveaux d'eau mesurés en Août 2022 ont été choisis comme référence pour représenter les niveaux observés. Le calage du modèle s'est déroulé par un processus d'essais et d'erreurs, au cours duquel les estimations initiales des paramètres du modèle ont été ajustées jusqu'à obtenir une concordance satisfaisante entre les données observées et simulées. En raison de l'hétérogénéité du système aquifère modélisé, un ajustement local de la conductivité hydraulique a été effectué, permettant ainsi de minimiser à la fois les écarts entre les valeurs observées et simulées des données de débit et de

Partie II : Matériel et méthodes

piézométrie. De manière pratique, le processus de calibrage s'est déroulé comme suit : ajustement de la conductivité hydraulique, de la recharge et/ou du coefficient de transfert, puis simulation du modèle, suivi de la comparaison entre les valeurs de débit et de niveaux hydrauliques simulées et observées. En cas d'écarts significatifs, le processus était réitéré jusqu'à ce que les différences entre les valeurs observées sur le terrain et celles simulées soient minimales (Domez & Bichot, 2012 ; Loizeau, 2013 ; Vernoux *et al.*, 2014 ; Rossier, 2025).

• Performance du modèle

Les équations 57 à 59 décrivent respectivement les critères de performance du modèle. Dans cette étude, en plus des critères de performance intégrés dans FEFLOW, d'autres méthodes sont employées, telles que la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE) et le critère de Nash-Sutcliffe (NS). Un bon ajustement du modèle est indiqué par une valeur de RMSE proche de zéro, tandis que des valeurs de NRMSE inférieures à 10 % et des valeurs de NS proches de 100 % indiquent une meilleure performance du modèle (Perrin *et al.*, 2001 ; Loizeau, 2013 ; Kouamé *et al.*, 2017 ; Kundu *et al.*, 2024 ; Rossier, 2025).

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(Y_{obs,i} - Y_{cal,i})^2}{N}} \quad (57)$$

$$NRMSE = \frac{RMSE}{Y_{obs_{max}} - Y_{obs_{min}}} * 100\% \quad (58)$$

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Y_{obs,i} - Y_{cal,i})^2}{\sum_{i=1}^N (Y_{obs,i} - \bar{Y}_{obs})^2} * 100\% \quad (59)$$

NRMSE « Normalized Root Mean Squared Error » ; *NS* : « Nash-Sutcliffe » ; *N* : Nombre de point d'observation ; $Y_{obs,i}$: charge hydraulique observée de la *i*ème observation ; $Y_{cal,i}$: charge hydraulique simulée de la *i*ème observation ; $Y_{obs_{max}}$: charge hydraulique maximale observée ; $Y_{obs_{min}}$: charge hydraulique minimale observée et $\bar{Y}_{obs}$: moyenne des charges hydrauliques observées.

4.3.1.12.2 Validation du modèle en régime transitoire

Le régime permanent ne permet pas d'appréhender le fonctionnement dynamique de la nappe. Nous avons donc validé le modèle numérique en régime transitoire afin de présenter la réaction hydraulique du milieu. La simulation transitoire s'est déroulée sur une période de deux ans.

Partie II : Matériel et méthodes

Pour valider le modèle en régime transitoire, deux mois ont été choisis : août 2022 comme mois de référence et novembre 2022 pour la comparaison. Les mêmes points d'observation utilisés dans la simulation en régime permanent ont été retenus. Le modèle en régime transitoire vise principalement à valider la porosité efficace intégrée, en plus des autres paramètres physiques influençant la dynamique de l'écoulement souterrain, dans le modèle en régime permanent (Sousa *et al.*, 2013). La valeur attribuée pour la saprolite correspond à la moyenne géométrique de 5,6 % déterminée dans les sections précédentes. Pour la partie la plus fracturée de l'horizon fracturé, nous avons assigné une porosité de 2 %, correspondant à celle utilisée pour déterminer la recharge. Quant à la partie la moins fracturée de cet horizon, une valeur arbitraire de 0,2 % a été assignée, en s'appuyant sur des travaux antérieurs réalisés dans des environnements géologiques similaires (Dewandel *et al.*, 2012 ; Guihéneuf *et al.*, 2014 ; Soro, 2017 ; Lachassagne *et al.*, 2021 ; Kouadio, 2022). La validation du modèle en régime transitoire tient compte de la variation des prélèvements dans les forages, de la recharge et du coefficient de transfert. Sur le bassin versant, les prélèvements dans les forages sont passés de 386 m³/j à 557 m³/j, en tenant compte de trois nouveaux forages mis en service. Concernant la recharge, nous avons créé une série temporelle pour intégrer la variation saisonnière de la recharge (Figure 40). Les campagnes de mesure piézométrique trimestrielle effectuées en 2022 ont montré que la période de recharge commence en mai et se termine en novembre. Il a également été constaté que la recharge estimée avec la méthode WTF sur la période mai-août représentait 42 % de la recharge totale en 2022. Celle de la période août-novembre représentait 58 % de la recharge totale en 2022. Sur cette base, 42 % de la recharge obtenue après le calage du modèle en régime permanent a été affectée à la période mai-août, et 58 % à la période août-novembre. Comme pour la recharge, une série temporelle a été créée pour le coefficient de transfert. Les différentes missions de terrain réalisées sur le bassin versant de la rivière Tétégbeu ont montré que certains cours d'eau sont à sec de décembre à mai. Cet effet temporaire des cours d'eau a été pris en compte en créant une série temporelle des valeurs du coefficient de transfert (Figure 41) dans le modèle en régime transitoire.

Partie II : Matériel et méthodes

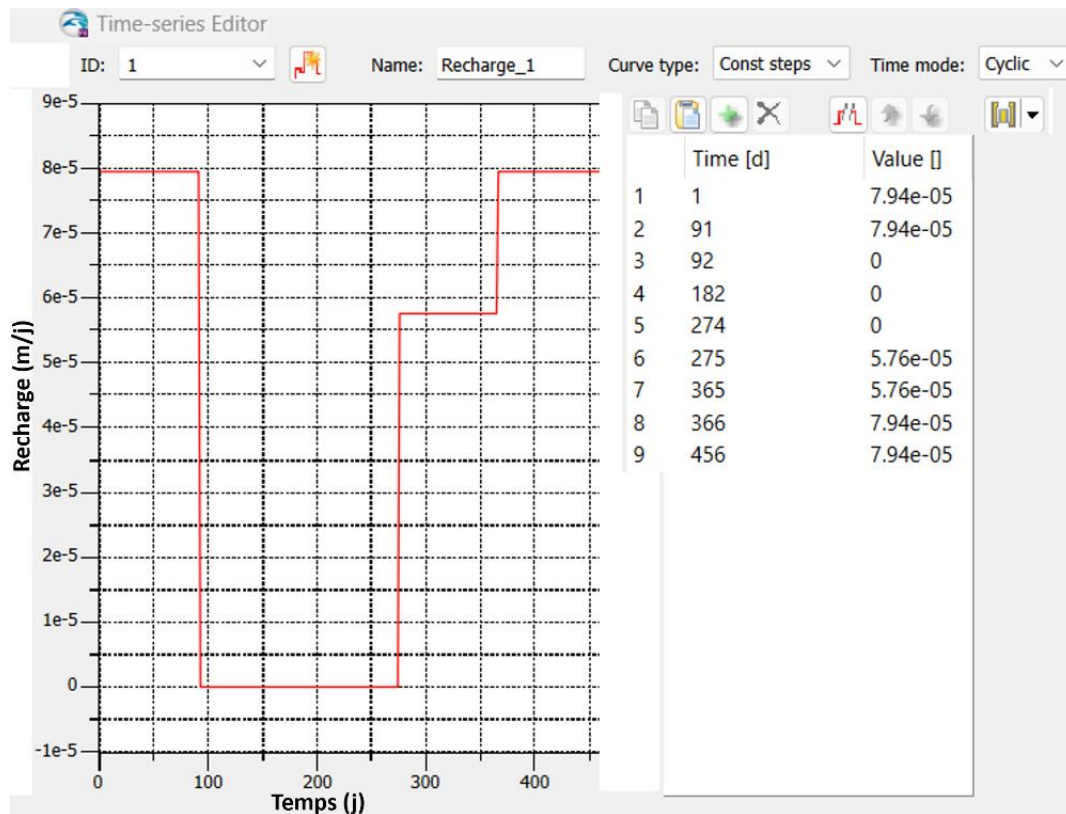


Figure 40 : Série temporelle des valeurs de la recharge

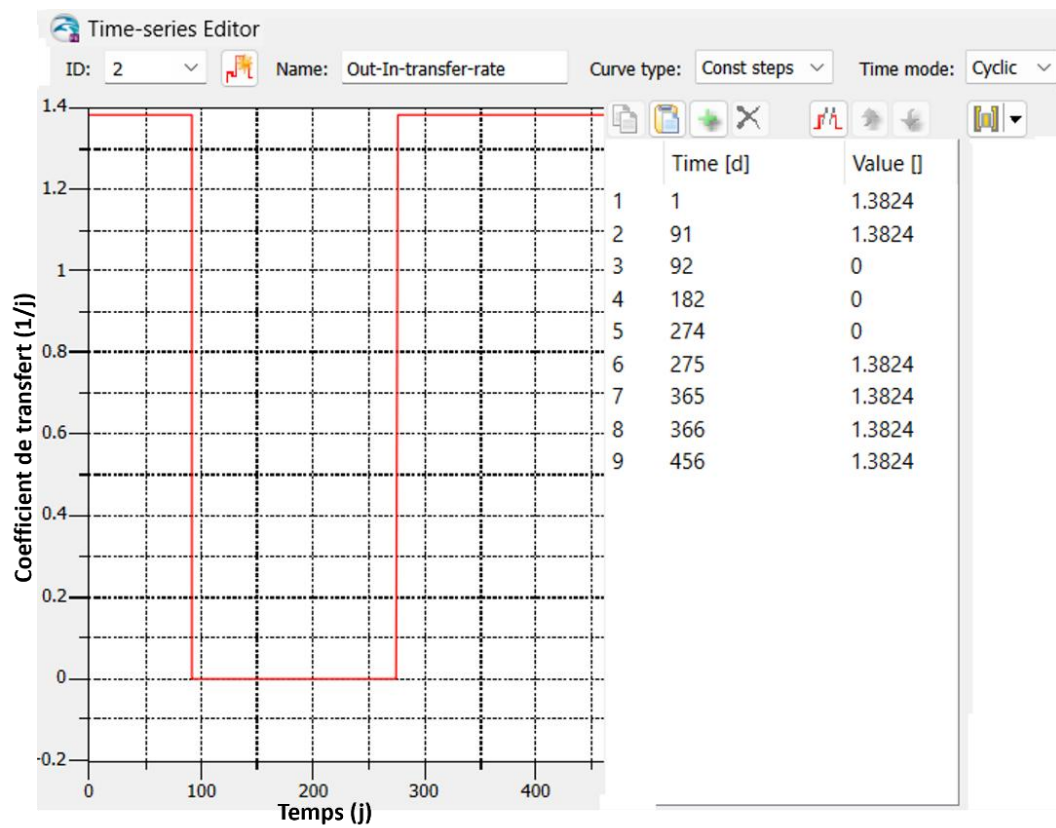


Figure 41 : Série temporelle des valeurs du coefficient de transfert

4.3.2 Modèle de transport de l'âge des eaux souterraines

L'objectif de la simulation du transport de l'âge des eaux souterraines est de délimiter les zones de capture des sources et de déterminer le temps de transit à l'intérieur de ces zones. Dans cette étude, un modèle de transport inverse a été élaboré à cet effet. Ce modèle, réalisé en régime permanent à l'aide du code FEFLOW, simule l'âge des eaux souterraines, notamment les espèces d'âge "espérance de vie moyenne" et "probabilité de sortie". Le modèle d'écoulement des eaux souterraines, préalablement calibré en régime permanent, a servi de base pour la construction de ce modèle de transport inverse tout en intégrant les paramètres physiques validés en régime transitoire. La démarche a consisté à définir le problème, les conditions aux limites, ainsi que les paramètres d'entrée.

4.3.2.1 Choix du modèle de transport inverse

Le transport inverse utilise l'équation du transport advectif-dispersif et est conceptuellement similaire à la méthode de suivi inverse des particules (Rossier & Perrochet, 1991 ; Vassolo *et al.*, 1998 ; Neupauer & Wilson, 2002 ; Frind *et al.*, 2002). Le terme macro-dispersion dans l'équation d'advection-dispersion peut être interprété comme un terme qui représente l'incertitude des paramètres à l'échelle locale de la conductivité hydraulique (Gelhar & Axness, 1983). La zone de capture issue d'un modèle de transport inverse est exprimée en termes de probabilité de capture, notée P . L'équation est résolue avec une condition de type 1, où $P = 1$ à l'emplacement du captage et $P = 0$ dans les zones éloignées, où aucune particule d'eau ne peut atteindre le captage. Cela génère un panache de probabilité de capture avec des valeurs comprises entre $0 \leq P \leq 1$. Dans cette étude, le panache de probabilité de capture a été simulé à l'aide d'un modèle de transport de l'âge des eaux souterraines en régime permanent en utilisant le logiciel FEFLOW.

4.3.2.2 Conditions hydrodynamiques du transport

Dans cette section, la porosité efficace, la dispersivité et le coefficient de diffusion moléculaire ont été assignés à l'ensemble du domaine modélisé. Le choix des valeurs de dispersivité est toujours délicat dans les simulations hydrogéologiques, car celles-ci dépendent de l'échelle d'observation (Rossier & Kiraly, 1992 ; Gelhar *et al.*, 1992). Pour cette simulation, les valeurs de dispersivité longitudinale et de diffusion moléculaire utilisées proviennent de la littérature, notamment des travaux de Molson & Frind (2012), Attard *et al.* (2016a) et Chow *et al.* (2016), qui ont appliqué ces paramètres dans la modélisation du transport d'âge en 2D et 3D pour des environnements géologiques similaires. Ces valeurs se situent dans la plage de dispersivité

Partie II : Matériel et méthodes

recommandée par Appelo & Postma (2004) pour un modèle de cette échelle. De manière générale, la dispersivité transversale représente 5 à 20 % de la dispersivité longitudinale (Gelhar *et al.*, 1992). L'ensemble des paramètres de transport utilisés est récapitulé dans le tableau IV.

Tableau IV : Paramètres de transport du modèle

Paramètres	Unités	Valeurs Assignés
Porosité efficace (%)	Couche 1 (saprolite)	-
	Couche 2	-
	Couche 3	-
Dispersivité longitudinale	m	20
Dispersivité transversale	m	3
Coefficient de diffusion moléculaire	m ² /s	1.10 ⁻⁹

4.3.2.3 Modélisation des zones de capture probabiliste et de protection des sources

Le but de la délimitation des zones de capture et de protection des eaux souterraines est de faciliter la mise en place de programmes d'assainissement en cas de contamination, ainsi que des initiatives de protection préventive dans un contexte plus général. Étant donné que le transport des polluants est influencé par les circulations des eaux, l'approche de simulation de l'âge des eaux souterraines propose de délimiter les zones de capture ou de protection en se basant sur le cheminement des eaux depuis la surface du bassin d'alimentation jusqu'au captage considéré (Feyen *et al.*, 2004 ; Cornaton & Perrochet, 2006). La méthodologie consiste à modéliser la distribution statistique de l'âge des eaux souterraines à l'échelle de l'aquifère à l'aide de l'équation d'advection-dispersion (Rossier & Kiraly, 1992 ; Frind *et al.*, 2002 ; Cornaton & Perrochet, 2006, 2007 ; Molson & Frind, 2012 ; Attard *et al.*, 2016b). Ainsi, les zones de capture et de protection des sources ont été délimitées par une simulation de l'âge des eaux souterraines à partir d'un modèle de transport de l'âge des eaux souterraines calibré en régime permanent. L'âge de l'eau représente le temps écoulé depuis que celle-ci a pénétré dans la nappe, indiquant ainsi le temps de transit entre la limite d'entrée et l'emplacement actuel. Dans le cadre de cette étude, les espèces d'âge considérés sont l'espérance de vie et la probabilité d'atteinte. L'espérance de vie correspond au temps moyen nécessaire pour qu'une molécule d'eau atteigne une limite de sortie du système, et elle est nulle à cette limite. La probabilité d'atteinte est relative à un point de sortie spécifique ou à un groupe de points de sortie. Elle est donc utilisée pour calculer la probabilité qu'une particule d'eau quitte le domaine à ces emplacements ciblés (Frind *et al.*, 2002 ; Molson & Frind, 2012 ; Chow *et al.*, 2016).

Partie II : Matériel et méthodes

Contrairement aux simulations de l'espérance de vie, les conditions aux limites de la probabilité de sortie ne sont pas appliquées automatiquement. Une condition aux limites de type Dirichlet, où $h = z$ (élévation), a été manuellement appliquée à l'emplacement des sources pour délimiter la zone dans laquelle toute particule d'eau présente à une probabilité de sortir par la source. Cette zone, caractérisée par un champ de probabilité allant de 0 à 1, correspond à la zone de capture de la source ou « zone de capture probabiliste de la source » (Frind *et al.*, 2002 ; Bussard, 2005 ; Molson & Frind, 2012). En examinant la probabilité d'atteinte en combinaison avec les isolignes de l'espérance de vie, nous avons pu positionner des isochrones (temps de transit) sur la zone de capture de chaque source, ce qui a permis de définir le périmètre de protection des sources conformément aux réglementations en vigueur (Bussard *et al.*, 2006 ; Molson & Frind, 2012 ; MEF-CI, 2013). En nous appuyant sur des travaux de recherche antérieurs menés dans des environnements géologiques similaires, nous avons analysé les isochrones de 50 jours, 1 an, 5 ans et 10 ans pour définir les différents types de périmètres de protection dans cette étude (Marine, 1967 ; Bussard, 2005 ; Tellam & Barker, 2006 ; Kamenan, 2021).

4.3.2.4 Tests de sensibilité

Afin d'évaluer la sensibilité et la fiabilité des rayons de protection obtenus, un test de sensibilité a été réalisé en modifiant les valeurs de porosité efficace. Ces tests visent à identifier comment la porosité efficace des différentes couches du modèle numérique influence la dynamique de l'écoulement des eaux souterraines dans la zone d'étude. Concrètement, les porosités efficaces des couches 1 et 2 ont été réduites de 50 % et encore augmentées de 50 % par rapport aux valeurs de porosité efficace du modèle de transport de référence (scénario 1), afin d'évaluer leur impact sur le système d'écoulement global.

Pour ce faire, plusieurs simulations ont été réalisées selon différents scénarios. Le scénario 1 (S1) représente le modèle de transport de référence utilisé pour déterminer les zones de capture et de protection des sources dans cette étude. Le scénario 1' (S1') a été conçu pour vérifier l'influence de la couche 2 sur l'écoulement global du modèle de référence en réduisant la porosité efficace de cette couche de 50 %. Les scénarios 2 et 3 (S2 et S3) ont ensuite été mis en place pour évaluer l'effet de la porosité efficace de la saprolite (couche 1) sur l'écoulement global. Dans le scénario 2, la porosité efficace de la couche 1 a été augmentée de 50 %, tandis que dans le scénario 3, elle a été diminuée de 50 % par rapport au modèle de référence. De la même manière que pour le scénario 1', les scénarios 2' et 3' (S2' et S3') ont été réalisés en réduisant uniquement la porosité efficace de la couche 2 de 50 %, mais en utilisant les

Partie II : Matériel et méthodes

paramètres des scénarios 2 et 3 respectivement, afin d'évaluer l'influence de la porosité efficace de la couche 2. Ces simulations ont permis d'évaluer l'effet de la porosité efficace sur la position des isochrones par rapport à chaque source. Le tableau V récapitule les valeurs de porosité efficace utilisées dans les différents scénarios.

Tableau V : Récapitulatif des valeurs de porosité efficace utilisées dans les scénarios de simulation

		Porosités efficaces (%)		
	Scénarios	Couche 1 (saprolite)	Couche 2	Couche 3
Modèle de référence	Scénario 1 (S1)	6	2	0,2
-50 % (couche 2)	Scénario 1' (S1')	6	1	0,2
-50 % (couche 1)	Scénario 2 (S2)	3	2	0,2
-50 % (couche 1 et 2)	Scénario 2' (S2')	3	1	0,2
+50 % (couche 1)	Scénario 3 (S3)	12	2	0,2
+50 % (couche 1) et -50 % (couche 2)	Scénario 3' (S3')	12	1	0,2

Conclusion partielle

Ce chapitre a fait le point des différentes méthodes développées pour mener à bien cette étude. Cette démarche méthodologique a débuté par une description lithologique et hydrogéologique du système aquifère, en utilisant des données de forages. Par la suite, la Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) a été utilisée, après validation de la méthode d'inversion appropriée, pour imager le profil d'altération à la fois sous les plateaux et dans les vallées où se trouvent les sources. Enfin, la méthodologie mise en œuvre pour la simulation des zones de capture et de protection des sources à l'aide du logiciel FEFLOW a été décrite. Les résultats obtenus à partir de ces approches sont présentés et discutés dans la troisième partie de ce mémoire.

PARTIE III : RESULTATS ET DISCUSSION

Chapitre 5 : Caractéristiques du système aquifère comprenant les sources de Daloa

5.1 Géométrie et structure des profils d'altération

5.1.1 Profil d'altération à partir des logs de forages

L'analyse des coupes lithologiques des forages montre la succession de trois horizons bien distincts au sein des profils d'altération (Figure 42), qui obéissent à une structuration verticale classique avec, du sommet à la base : les allotérites (0 à 40 m d'épaisseur), les isaltérites (3 à 30 m d'épaisseur, au maximum, sur les profils complets non érodés), qui surmontent l'horizon fracturé au sein duquel sont observées les arrivées d'eau au cours de la foration. Les allotérites comprennent, sous l'horizon pédologique, la cuirasse latéritique, localement démantelée en graviers latéritiques, latérite et argile latéritique bariolée. En revanche, les isaltérites sont constituées de sables argileux, de sables et d'arènes. Sous la base des isaltérites, on rencontre le socle fracturé (Figure 42).

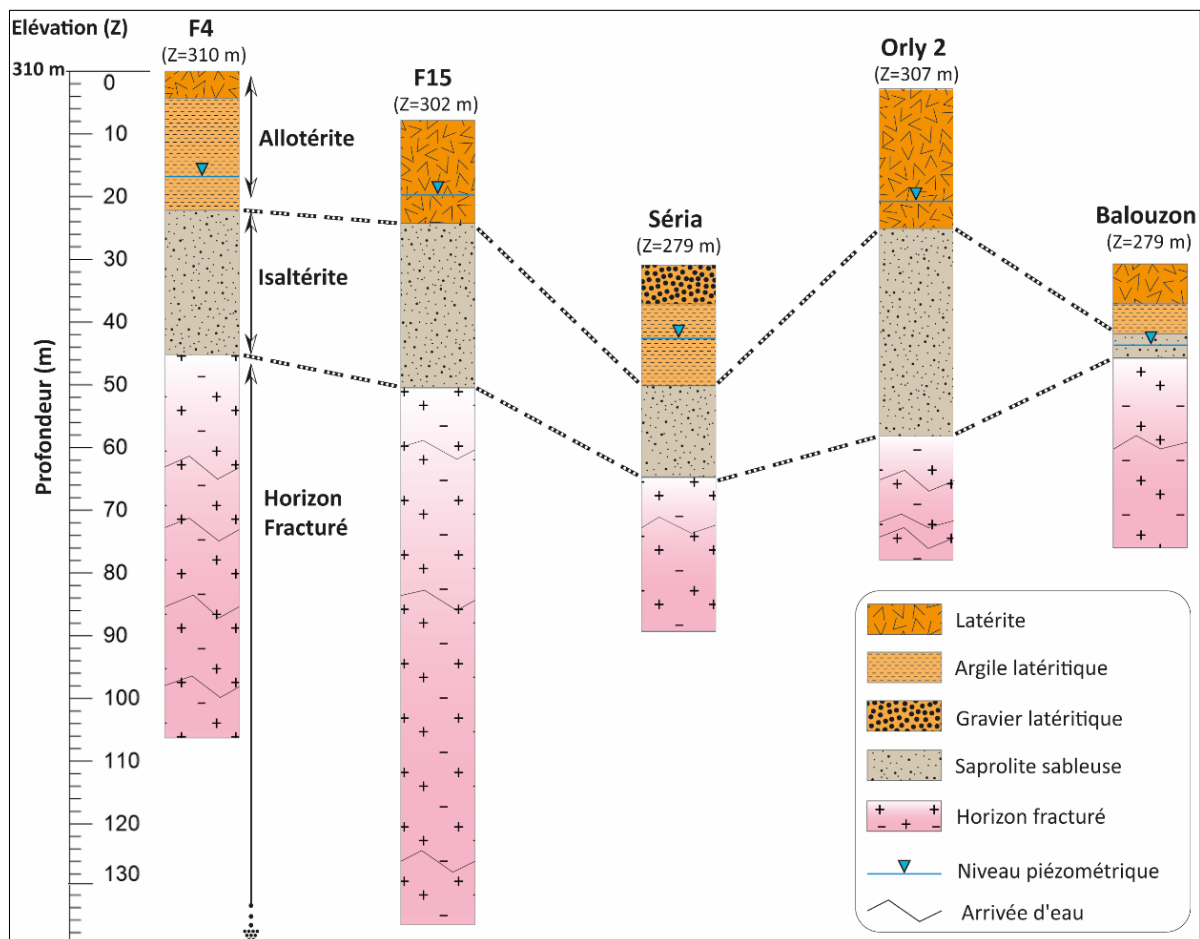


Figure 42 : Illustration de quelques profils d'altération

5.1.2 Epaisseur utile de l'horizon fracturé

5.1.2.1 Débit linéaire

La figure 43 montre le débit linéaire exprimé en référence à la profondeur du forage sous la base de la saprolite. Les débits linéaires calculés oscillent entre $0,01 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ et $1,54 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ avec une moyenne de $0,13 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, un écart type de $0,19 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ et un coefficient de variation de 1,5. L'analyse des données montre qu'environ 70% des forages ont un débit linéaire inférieur à $0,13 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ et 30% des forages ont un débit linéaire supérieur $0,13 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Sur la figure 43, une relation plus évidente est observée entre le débit linéaire du forage et la profondeur du forage sous la base de la saprolite. En effet, même si le débit linéaire garde une variabilité importante, il montre une tendance générale à diminuer avec la profondeur du forage sous la saprolite. Dans la région de Daloa, les débits linéaires les plus élevés sont principalement observés dans les intervalles [4 ; 50 m], ce qui pourrait indiquer qu'il s'agit de la partie la plus productive de l'aquifère de la couche fracturée.

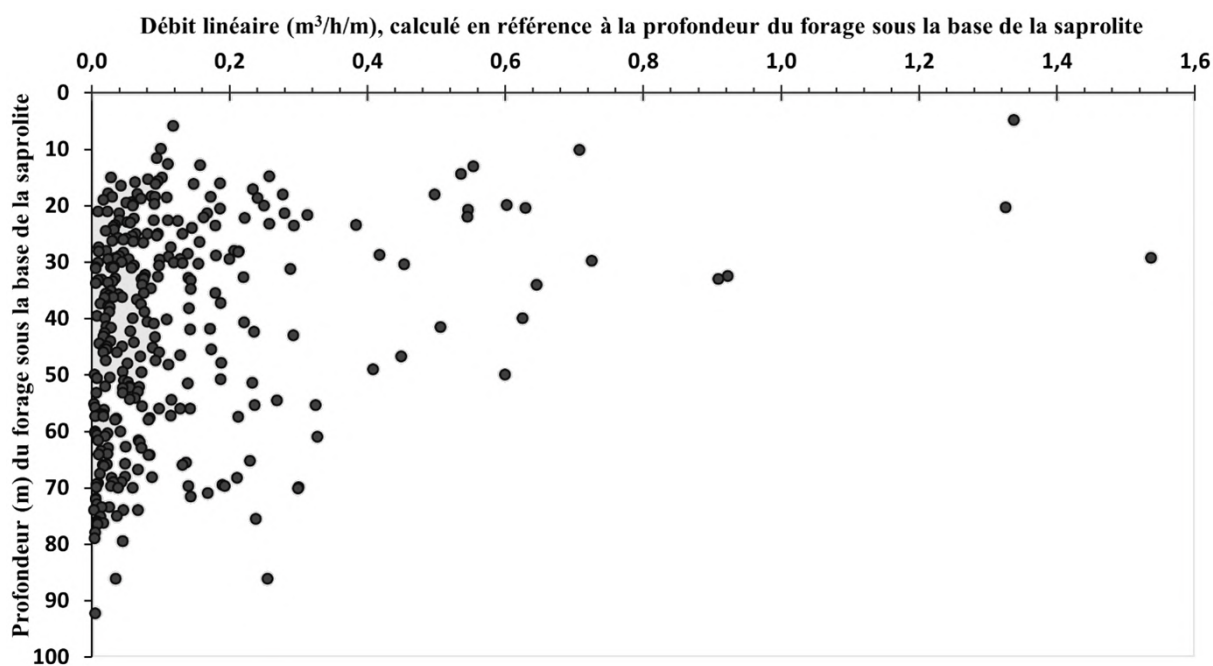


Figure 43 : Débit linéaire calculé en référence à la profondeur du forage sous la base de la saprolite

5.1.2.1 Pourcentage cumulé de débit linéaire

La figure 44 montre le tracé du pourcentage cumulé de débit linéaire résultant de 316 forages bien reparti sur le bassin versant de la Lobo (Annexe 2). Les résultats obtenus avec la méthode « pente » (c'est-à-dire la méthode utilisant la partie du tracé présentant la pente la plus faible du graphique) montrent que l'épaisseur de la partie la plus productive de la couche fracturée est de

Partie III : Résultats et discussion

38 m. Le débit linéaire et le débit instantané de la partie la plus productive de la couche fracturée montrent une dispersion assez importante, entre 0,01 et 1,54 m³/h/m avec une moyenne de 0,17 m³/h/m, et 0,2 et 45 m³/h avec une moyenne de 4 m³/h, respectivement.

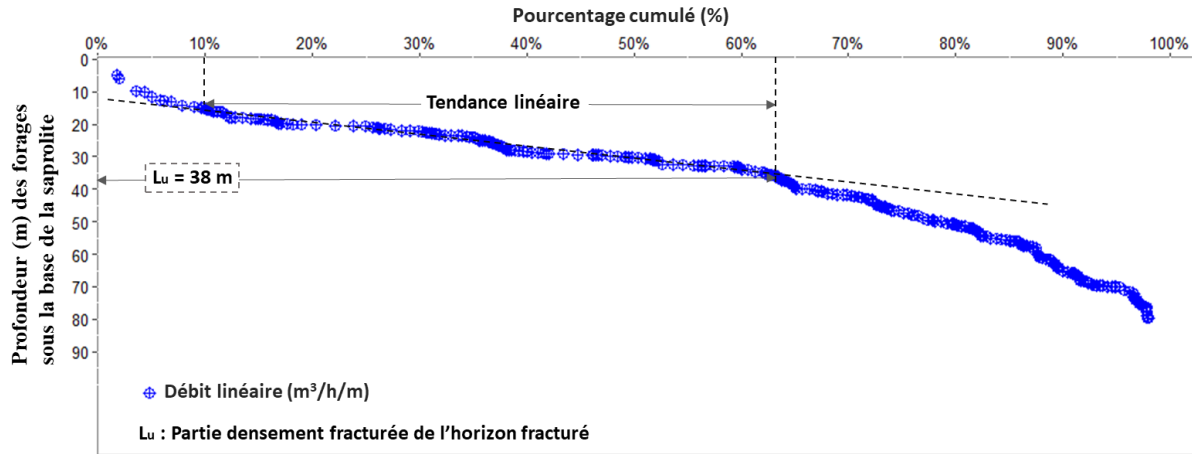


Figure 44 : Pourcentage cumulé de débit linéaire pour estimer les propriétés de l'horizon fracturé

5.1.2.2 Variation de la densité des arrivées d'eau sous la base de la saprolite

À l'échelle du bassin versant de la Lobo, l'analyse de 316 logs de forage révèle un total de 594 arrivées d'eau sous la base de la saprolite. Les résultats de l'analyse statistique (Figure 45) montrent que la profondeur des arrivées d'eau sous cette base varie de 0,2 m à 83 m, avec une moyenne de 23 m et un écart-type de 17 m. Ces données indiquent une forte dispersion des arrivées d'eau dans les 40 premiers mètres sous la saprolite. L'analyse de la distribution de la densité des arrivées d'eau en fonction de la profondeur de forage sous la base de la saprolite (Figure 45) révèle une augmentation de cette densité jusqu'à un pic situé autour de 11 m de profondeur. Au-delà de cette profondeur, la densité diminue progressivement jusqu'à 40 m. Entre 41 et 50 m, on observe une légère augmentation de la densité, suivie d'une diminution marquée au-delà de 50 m. L'analyse statistique montre que près de 82 % des arrivées d'eau se situent dans les 40 premiers mètres sous la base de la saprolite. Cette forte concentration d'arrivées d'eau est indicative d'une densité élevée de fracturation dans cette zone. Ainsi, les 40 premiers mètres de la couche fracturée constituent la partie la plus densément fracturée et, par conséquent, la plus productive. En effet, cette zone enregistre les débits linéaires les plus élevés.

Partie III : Résultats et discussion

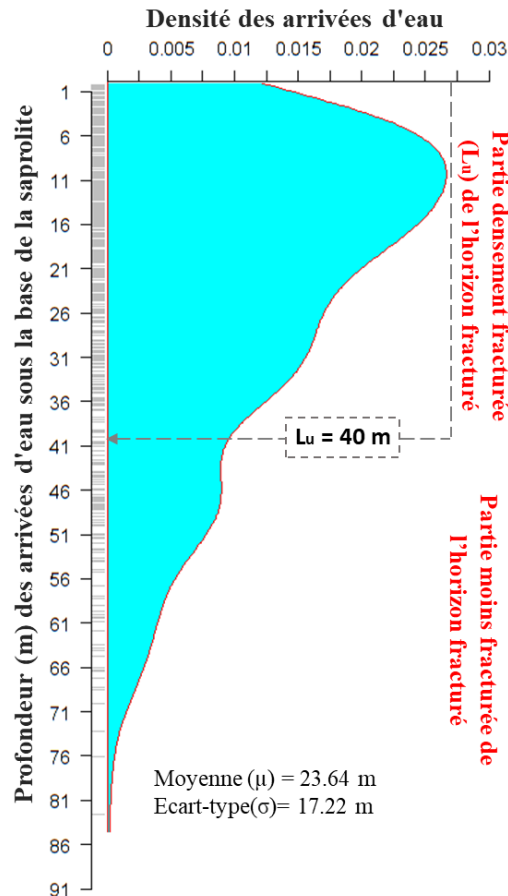


Figure 45 : Distribution de la densité des arrivées d'eau en fonction de la profondeur du forage sous la base de la saprolite

5.1.2.3 Nombre d'arrivée d'eau

Sur un total de 316 forages où les profondeurs des arrivées d'eau (AE) ont été enregistrées, tous les forages présentent au moins une AE. Parmi ceux-ci, 193 forages possèdent deux AE, 63 en possèdent trois, et seulement 22 forages ont quatre AE. La figure 46 présente la distribution de la densité des AE en fonction de leur ordre d'apparition sous la base de la saprolite, ce qui permet d'apprécier la répartition de chaque type d'AE dans le socle fracturé. On constate que les premières AE ont des profondeurs qui varient entre 0,2 m et 83 m, avec une forte densité autour de 8 m et une profondeur moyenne de 18 m. L'analyse statistique montre que 50 % des premières AE ont une profondeur inférieure à 15 m, 75 % ont une profondeur inférieure à 26 m et 25 % ont une profondeur supérieure à 26 m. Les deuxièmes AE sont observées à des profondeurs comprises entre 1 m et 70 m, avec une forte densité autour de 17 m et une profondeur moyenne de 27 m. Statistiquement, 50 % des deuxièmes AE ont une profondeur inférieure à 25 m, 75 % inférieure à 31 m, et 25 % supérieure à 31 m. Les troisièmes AE apparaissent à des profondeurs allant de 6 m à 76 m, avec une forte densité autour de 25 m et

Partie III : Résultats et discussion

une profondeur moyenne de 33 m. L'analyse statistique révèle que 50 % des troisièmes AE ont une profondeur inférieure à 30 m, 75 % inférieure à 45 m, et 25 % supérieure à 45 m. Les quatrièmes AE se situent entre 8 m et 73 m de profondeur, avec une forte densité autour de 47 m et une profondeur moyenne de 44 m. Statistiquement, 50 % des quatrièmes AE ont une profondeur inférieure à 47 m, 75 % inférieure à 53 m, et 25 % supérieure à 53 m.

La cartographie de la distribution des AE en fonction de leur ordre d'apparition sous la base de la saprolite permet de mieux identifier les compartiments les plus fracturés de la couche fracturée, en se basant sur les profondeurs présentant une forte densité pour chaque type d'AE. Toutefois, pour évaluer plus précisément la productivité de ces zones fracturées, il serait plus pertinent de considérer la distribution des débits des AE. Malheureusement, la base de données actuelle ne contient pas les débits pour chaque AE. Il serait essentiel de mesurer les débits des différentes AE sous la base de la saprolite lors des futurs programmes de forage, afin de mieux comprendre la productivité des différentes parties de la couche fracturée.

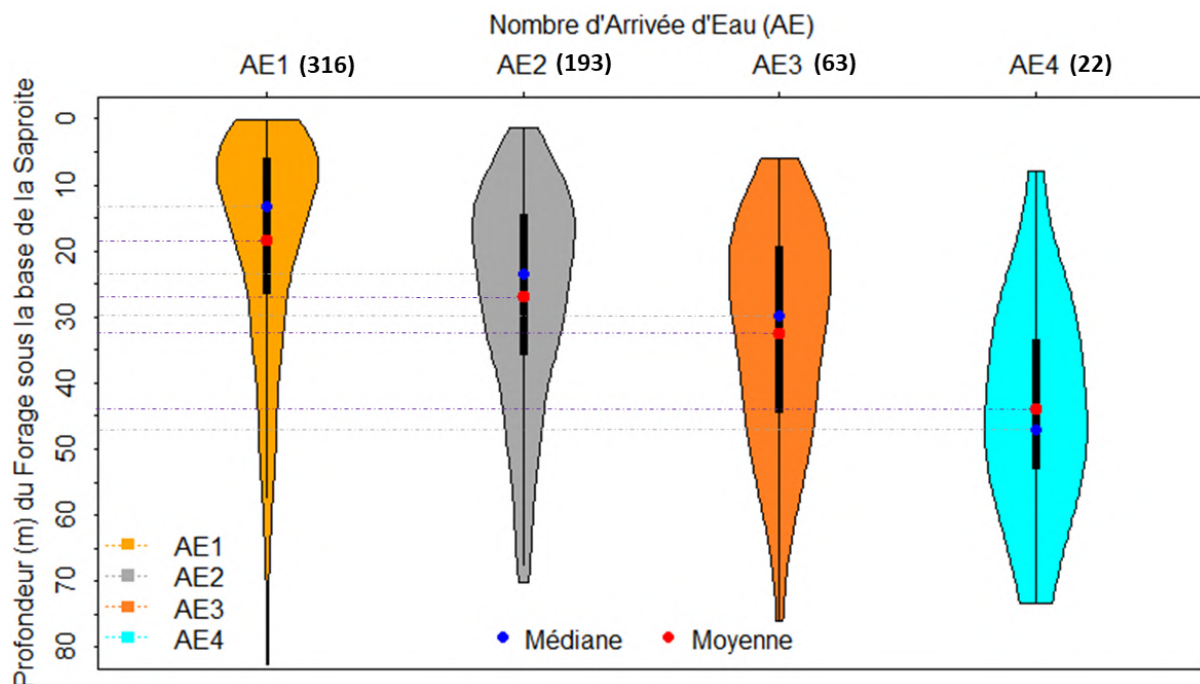


Figure 46 : Nombre d'arrivée d'eau et leurs distributions en fonction de la profondeur du forage sous la base de la saprolite

5.2 Caractéristiques hydrodynamiques du système aquifère

5.2.1 Caractéristiques hydrodynamiques des formations superficielles (la saprolite)

5.2.1.1 Porosité efficace

Les porosités efficaces des couches superficielles présentées dans le tableau VI, varient de 2,3 % à 18,2 %, avec une moyenne géométrique de 5,6 %. Les valeurs élevées ont été observées sur les échantillons prélevés dans les vallées, où les formations géologiques sont principalement sableuses. La porosité efficace moyenne de ces formations sableuses est de 10 %. En revanche, les porosités efficaces les plus faibles ont été obtenues sur les échantillons prélevés au niveau des plateaux, caractérisés par des formations géologiques de type latéritique, dominées par l'argile latéritique. La porosité efficace moyenne pour ces formations latéritiques est de 3,1 %.

Tableau VI : Porosité efficace des couches superficielles (saprolite)

Code Echantillons	Porosité efficace (%)	Formations géologiques
P1	13,3	Saprolite sableuse Moy. G = 10 %
P2	18,2	
P5	9,4	
P7	6,7	
P9	6,7	
P3	2,3	Saprolite latéritique Moy. G = 3,1 %
P4	3,9	
P6	2,3	
P8	4,3	
P10	3,3	
Max.	18,2	
Min.	2,3	
Moy. G	5,6	

5.2.1.2 Conductivité hydraulique

La conductivité hydraulique de la saprolite déterminée à partir de la méthode d'infiltromètre à double anneau, a donné les résultats présentés dans le tableau VII. Les conductivités hydrauliques varient de $K = 5,6 \times 10^{-7}$ m/s à $K = 2,2 \times 10^{-5}$ m/s, avec une moyenne géométrique de $K_{\text{Moy. G.}} = 6,9 \times 10^{-6}$ m/s. Les valeurs les plus élevées de conductivité hydraulique ont été mesurées dans la saprolite sableuse des vallées. Pour ces formations sableuses, la conductivité hydraulique moyenne est de $K_{\text{Moy. G.}} = 1,7 \times 10^{-5}$ m/s. En revanche, les valeurs les plus faibles de conductivité hydraulique ont été obtenues au niveau des plateaux où les formations géologiques sont de type latéritique. La conductivité hydraulique moyenne géométrique pour ces formations latéritiques est de $K_{\text{Moy. G.}} = 4,2 \times 10^{-6}$ m/s. Ces variations de conductivité hydraulique

Partie III : Résultats et discussion

témoignent de l'hétérogénéité de la saprolite au niveau du bassin versant de la rivière Tétégebeu. La saprolite sableuse composée de grains de sable plus ou moins grossiers facilite l'écoulement de l'eau, ce qui explique les valeurs de conductivité hydraulique plus élevées. En revanche, les formations latéritiques dominées par l'argile latéritique offrent une résistance plus élevée à l'écoulement de l'eau en raison de la faible connectivité des pores. Cela se traduit par une conductivité hydraulique plus faible.

Tableau VII : Conductivité hydraulique des couches superficielles (saprolite)

Sites	Conductivité hydraulique (m/s)	Formations géologiques
P1	$1,9 \times 10^{-5}$	Saprolite Sableuse $K_{\text{Moy. G.}} = 1,7 \times 10^{-5} \text{ m/s}$
P2	$1,1 \times 10^{-5}$	
P3	$1,7 \times 10^{-5}$	
P4	$2,2 \times 10^{-5}$	
Wandaguhé	$8,9 \times 10^{-6}$	Saprolite (Latérite) $K_{\text{Moy. G.}} = 4,2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$
Zaragoua	$9,8 \times 10^{-6}$	
Zakoua	$9,5 \times 10^{-6}$	
Bowaly	$5,6 \times 10^{-7}$	
Konankro	$7,5 \times 10^{-6}$	
Balouzon	$8,8 \times 10^{-6}$	
Orly	$7,6 \times 10^{-7}$	
Max.	$2,2 \times 10^{-5}$	
Min.	$5,6 \times 10^{-7}$	
Moy. G	$6,9 \times 10^{-6}$	

5.2.2 Caractéristiques hydrodynamiques de l'horizon fracturé

5.2.2.1 Transmissivité

Les valeurs de la transmissivité déterminées pour le bassin versant de la rivière Tétégebeu varient entre $T = 6 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ et $T = 9 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ avec une moyenne géométrique de $T = 1,3 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, un écart-type moyen de $T = 2,7 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et un coefficient de variation de 2,2 (Tableau VII). Cette valeur du coefficient de variation témoigne de l'hétérogénéité de ces valeurs et une forte dispersion des caractéristiques du milieu.

Partie III : Résultats et discussion

5.2.2.2 Conductivité hydraulique

L'interprétation de 13 essais par pompage réalisés dans le bassin versant de la rivière Tétégbeu et à proximité a permis d'estimer la conductivité hydraulique de la couche fracturée (Tableau VIII). Les conductivités hydrauliques obtenues varient de $K = 1,1 \times 10^{-6}$ m/s à $K = 8 \times 10^{-5}$ m/s avec une moyenne géométrique de $K = 4,3 \times 10^{-6}$ m/s, un écart-type moyen de $K = 2,8 \times 10^{-5}$ m/s et un coefficient de variation de 6,5. Tout comme la transmissivité, cette valeur du coefficient de variation témoigne du caractère hétérogène de la couche fracturée. Cette hétérogénéité pourrait probablement être liée à la variation spatiale de la densité de fracturation au sein de cette couche.

Tableau VIII : Paramètres hydrodynamiques de l'horizon fracturé

Sites	Transmissivité (m^2/s)	Conductivité hydraulique (m/s)
F1_UJLoG	$9,3 \times 10^{-5}$	$1,8 \times 10^{-6}$
F4_UJLoG	$7,2 \times 10^{-5}$	$1,2 \times 10^{-6}$
F7_UJLoG	$7,9 \times 10^{-5}$	$1,1 \times 10^{-6}$
F13_UJLoG	1×10^{-4}	$1,9 \times 10^{-6}$
F14_UJLoG	$7,3 \times 10^{-4}$	7×10^{-5}
F15_UJLoG	9×10^{-4}	8×10^{-5}
F17_UJLoG	$1,4 \times 10^{-4}$	$2,1 \times 10^{-6}$
F18_UJLoG	$1,5 \times 10^{-4}$	2×10^{-6}
F20_UJLoG	1×10^{-4}	$1,6 \times 10^{-6}$
Bowaly	1×10^{-4}	$3,7 \times 10^{-5}$
Lobia	6×10^{-5}	$2,1 \times 10^{-6}$
Balouzon	$7,1 \times 10^{-5}$	$2,4 \times 10^{-6}$
Wandaguhé	$6,9 \times 10^{-5}$	$5,6 \times 10^{-6}$
Max.	9×10^{-4}	8×10^{-5}
Min.	6×10^{-5}	$1,1 \times 10^{-6}$
Moy. G	$1,3 \times 10^{-4}$	$4,3 \times 10^{-6}$
Ecart-type moyen	$2,7 \times 10^{-4}$	$2,8 \times 10^{-5}$
Coefficient de variation	2,2	6,5

5.2.3 Caractéristiques piézométriques

5.2.3.1 Variation spatiale de la piézométrie

La figure 47 illustre la cohérence entre l'altitude des sources, l'altitude du niveau piézométrique des forages et l'altitude des parties pérennes des cours d'eau observés pendant les périodes d'étiage. La carte piézométrique (Figure 47) montre que l'écoulement de la nappe suit la topographie, comme c'est souvent le cas dans les aquifères de socle cristallin. Les parties pérennes de la rivière Tétégbeu ainsi que les sources drainent la nappe. La rivière doit donc son débit d'étiage à celle-ci.

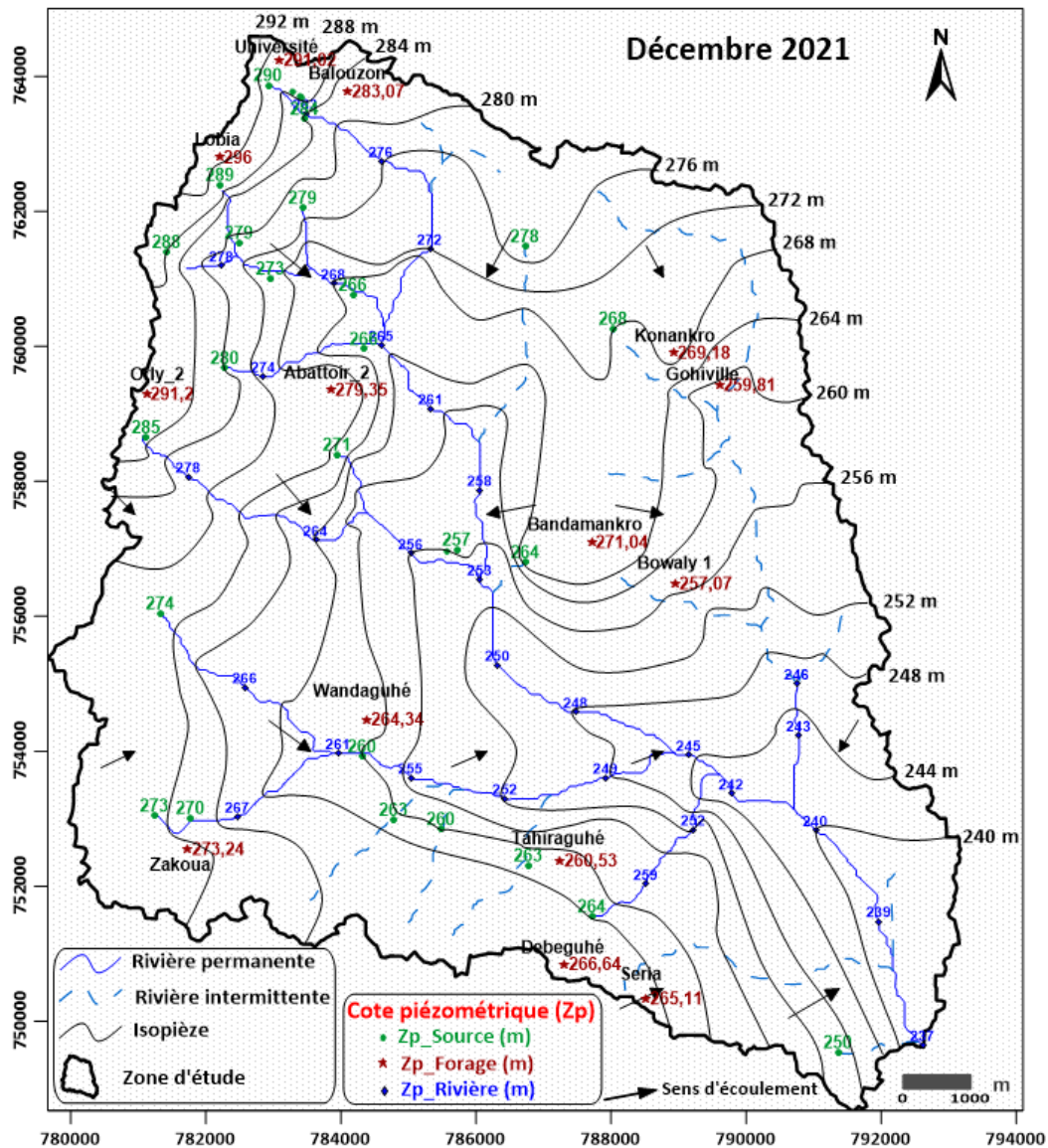


Figure 47 : Carte piézométrique du bassin versant de la rivière Tétégbeu en période d'étiage (décembre 2021)

5.2.3.2 Variation temporelle de la piézométrie

Les campagnes piézométriques trimestrielles menées entre décembre 2021 et janvier 2023 ont permis d'étudier l'évolution spatio-temporelle de la piézométrie dans le bassin versant de la rivière Tétégbeu. L'analyse de la figure 48 révèle des variations d'amplitude piézométrique allant de 0,7 à 3,7 mètres, avec une moyenne de 1,7 mètre, entre les périodes de hautes eaux et de basses eaux.

Partie III : Résultats et discussion

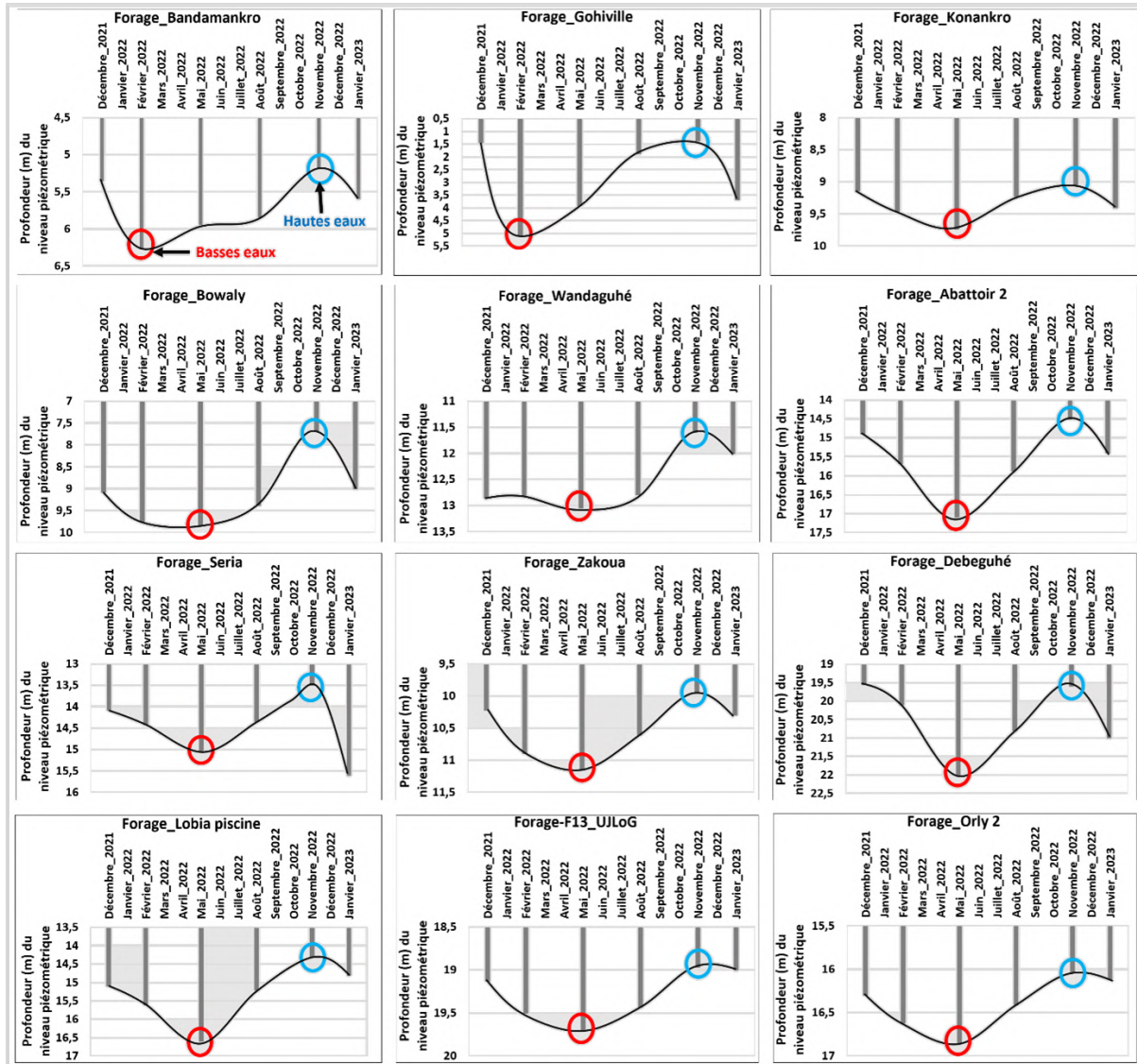


Figure 48 : Evolution trimestrielle de la profondeur du niveau piézométrique (décembre 2021 - janvier 2023)

5.2.4 Recharge de la nappe

Les campagnes de suivi du niveau piézométrique effectuées entre décembre 2021 et janvier 2023 ont permis d'estimer la recharge dans la zone d'étude. L'analyse du tableau IX révèle que les valeurs de recharge varient de 14 à 74 mm, avec une moyenne de 35 mm/an, ce qui représente environ 4 % de la pluviométrie moyenne en 2022 (Tableau IX). Les forages de Gohiville et Abattoir 2 montrent les valeurs de recharge les plus élevées, tandis que les forages de Konankro, UJLoG_F13 et Orly 2 affichent les valeurs les plus faibles (Tableau IX).

Partie III : Résultats et discussion

Tableau IX : Recharge des eaux souterraines entre décembre 2021 et janvier 2023

Localités	Fluctuations piézométriques (m)	Recharge directe (mm)
Bandamankro	1,1	22
Bowaly 1	2,1	43
Konankro	0,7	14
Gohiville	3,7	74
Zakoua	1,2	24
Debeguhé	2,4	48
Séria	1,5	30
Wandaguhé	1,5	30
Abattoir 2	2,6	52
Lobia piscine	2,3	46
UJLoG_F13 (université)	0,7	15
Orly_2	0,8	16
Recharge directe moyenne		35
Maximale		74
Minimale		14
Pluviométrie moyenne en 2022		900
Pourcentage de la recharge directe		4

5.3 Discussion

Profil d'altération et épaisseur utile de l'horizon fracturé

Le profil d'altération observé dans le bassin versant de la rivière Tétégbeu, composé d'allotérites, d'isaltérites et de socle fracturé, reflète une structuration verticale typique des aquifères cristallins (Lachassagne *et al.*, 2021). Les allotérites, constituées de cuirasse latéritique, de graviers latéritiques et d'argiles latéritiques bariolées, forment un aquitard qui limite la perméabilité. En revanche, les isaltérites, composées de sables argileux, de sables et d'arènes granitiques, constituent un aquifère de perméabilité modérée. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par Kouadio (2022) sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé, ainsi qu'à ceux observés dans les aquifères cristallins de nombreuses régions du monde (Lachassagne *et al.*, 2015 ; Soro, 2017 ; Alle *et al.*, 2018 ; Belle *et al.*, 2019). La compréhension précise de cette stratification est cruciale pour optimiser les profondeurs de forage lors des programmes de réalisation de ces ouvrages. Elle est également essentielle pour l'élaboration de modèles hydrogéologiques fiables garantissant une exploitation et une gestion efficaces des ressources en eau souterraine.

La non-maîtrise de la partie productive de l'horizon fracturé des aquifères de socle cristallin augmente les coûts économiques lors des programmes de forage d'eau, car les foreurs en quête de fractures productives creusent souvent à des profondeurs considérables sans succès (Dibi *et al.*, 2010 ; Kouamé *et al.*, 2021 ; Bouatrin *et al.*, 2022 ; Kokobou, 2023). Par conséquent, la

Partie III : Résultats et discussion

détermination de la partie productive de l'horizon fracturé est essentielle pour guider les foreurs quant à l'épaisseur utile de cet horizon et pour développer des modèles conceptuels appropriés, nécessaires à l'élaboration de modèles numériques robustes pour la gestion des ressources en eau souterraine (Koita, 2010 ; Lachassagne *et al.*, 2015 ; Alle *et al.*, 2018 ; Dumont *et al.*, 2023). Dans cette étude, la localisation de la partie productive de l'horizon fracturé a été réalisée en étudiant la variation du débit linéaire en fonction de la profondeur du forage sous la base de la saprolite et en analysant la distribution des arrivées d'eau sous cette même base. Cette approche a révélé que le débit linéaire et la densité des arrivées d'eau diminuent de manière similaire avec la profondeur. Les débits linéaires les plus élevés se situent entre 4 m et 50 m sous la saprolite. Cela est cohérent avec les résultats de l'analyse statistique du pourcentage cumulé de débit linéaire utilisant la méthode de la pente qui indique que la partie productive de l'horizon fracturé se situe dans les 38 premiers mètres sous la saprolite. Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Courtois *et al.* (2010) dans des environnements géologiques similaires en utilisant la même méthode. Parallèlement, la distribution des arrivées d'eau suggère que cette partie productive se trouve dans les 40 premiers mètres sous la saprolite. Environ 82 % des arrivées d'eau ont été observées dans ces quarante premiers mètres, avec une forte densité autour des 11 premiers mètres. Au-delà de cette profondeur, la densité des arrivées d'eau diminue progressivement jusqu'à 40 m, suivie d'une diminution marquée au-delà de cette limite. De même, le débit linéaire diminue progressivement en dessous de 40 m, suggérant une raréfaction des fractures productives après cette limite de 40 m. Cette observation concorde avec les connaissances actuelles sur les aquifères cristallins, qui indiquent que la densité des fractures diminue avec la profondeur sous la base de la saprolite (Dewandel *et al.*, 2006 ; Courtois *et al.*, 2010 ; Lachassagne *et al.*, 2021). Des études menées dans les zones de socle cristallin en Afrique, en Asie et en Europe (Courtois *et al.*, 2010 ; Guihéneuf *et al.*, 2014 ; Lachassagne *et al.*, 2015) ont montré que la connectivité des fractures et la perméabilité de la zone fracturée diminuent avec la profondeur. Wyns *et al.* (2004) attribuent cette diminution à la présence de fractures subhorizontales localisées dans les premiers horizons sous la saprolite. Lachassagne *et al.* (2021) expliquent que la diminution observée de la conductivité hydraulique de l'horizon fracturé avec la profondeur n'est pas une conséquence d'une plus faible perméabilité des fractures ou de leur fermeture en profondeur due à des contraintes lithostatiques, mais plutôt due à leur disparition en profondeur. Ces auteurs approfondissent leurs explications en indiquant que les fractures subhorizontales qui se localisent dans la partie superficielle de l'horizon fracturé résultent principalement du processus d'altération de certains minéraux (la biotite par exemple), plutôt que des contraintes générées par le refroidissement du magma, une

Partie III : Résultats et discussion

activité tectonique ultérieure ou des processus de décompression litho-statique. En effet, les réactions d'altération chimique provoquent un gonflement de la biotite. Ces changements de volume vont augmenter les contraintes pour finalement fracturer la roche. A leur tour, ces fractures favorisent localement le transport et l'exportation de produits chimiques à travers la roche, accélérant ainsi l'altération (Wyns *et al.*, 2004 ; Lachassagne *et al.*, 2011 ; Quesnel, 2015). Cette transformation augmente les contraintes horizontales, car l'expansion est limitée dans le milieu rigide et, le gonflement vertical n'est possible que lorsque la contrainte verticale dépasse la charge litho-statique (Maréchal *et al.*, 2004 ; Lachassagne *et al.*, 2021). Ainsi, la forte concentration des arrivées d'eau dans les quarante premiers mètres sous la saprolite indique une densité élevée de fractures subhorizontales dans cette zone. En s'appuyant sur l'analyse statistique du pourcentage cumulé du débit linéaire et la distribution des arrivées d'eau, il est possible d'estimer l'épaisseur de la partie la plus transmissive et donc la plus productive de l'aquifère étudié qui se situe entre 35 et 40 mètres sous la base de la saprolite. Cette plage d'épaisseur utile est supérieure à celle proposée par Courtois *et al.* (2010) dans les aquifères cristallins au Burkina Faso qui varient entre 26 et 34 m. En revanche, elle corrobore les résultats obtenus par Aoulou *et al.* (2021) à l'Ouest de la Côte d'Ivoire sur les formations granodioritiques qui indiquent une épaisseur d'environ 40 m.

Propriétés hydrodynamiques

La porosité efficace a été déterminée à partir d'échantillons prélevés sur les plateaux et dans les vallées de la zone étudiée. Les valeurs moyennes obtenues sont respectivement de 3,1 % sur les plateaux, où les formations géologiques sont principalement latéritiques et dominées par de l'argile latéritique, et de 10 % dans les vallées, caractérisées par des formations sableuses. Ces valeurs s'inscrivent dans la plage de porosité efficace proposée par Klimentos (1991) qui a étudié sur divers sites à travers le monde. Selon Klimentos (1991), la porosité efficace des formations argileuses est inférieure à 3 %, tandis que celle des formations sableuses varie entre 3 % et 30 %. Cette gamme de valeurs se rapproche de celle proposée par Lachassagne *et al.* (2021) pour la saprolite à composition argilo-sableuse des régions de socle cristallin, qui se situe entre 5 % et 30 %. Ainsi, la valeur moyenne de 5,6 % obtenue dans cette étude indique clairement que la saprolite de la zone étudiée est dominée par des formations argilo-sableuses. Des travaux menés par Kouadio (2022) sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé confirment également que les formations superficielles de la saprolite dans cette région sont principalement argilo-sableuses avec une porosité efficace variant entre 1 % et 10 %.

Partie III : Résultats et discussion

Les valeurs de transmissivité au niveau du bassin versant de la rivière Tétégbeu varient entre 6×10^{-5} et 9×10^{-4} m²/s, avec une moyenne de $1,3 \times 10^{-4}$ m²/s et un coefficient de variation de 2,2. Ces valeurs sont similaires à celles obtenues dans diverses régions de socle en Côte d'Ivoire, notamment celles rapportées par Kouassi *et al.* (2012) dans la région du N'Zi-Comoé, par De Lasme *et al.* (2021) dans quatre régions du Nord (la Bagoué, le Tchologo, le Poro, et le Hambol). Des résultats similaires ont été obtenus par Kouadio (2022) dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. De plus, elles corroborent les valeurs de transmissivité trouvées dans des formations géologiques similaires à travers le monde (Soro, 2017 ; Hasan *et al.*, 2020 ; Lachassagne *et al.*, 2021). Ces valeurs de transmissivité montrent une grande variabilité. En général, les études menées en Côte d'Ivoire indiquent que les valeurs de transmissivité varient entre 10^{-6} et 10^{-4} m²/s (Kouadio, 2022). Cette large gamme de valeurs témoigne de la forte dispersion de ce paramètre. Selon Hasan *et al.* (2020), cette importante dispersion des paramètres hydrodynamiques est principalement due aux variations quantitatives et qualitatives de la fracturation, plutôt qu'à l'hétérogénéité des faciès lithologiques observés dans les différentes régions.

Dans la zone d'étude, la perméabilité de la saprolite a été déterminée à l'aide d'un infiltromètre à double anneaux. Comme pour la porosité efficace, les mesures ont été effectuées sur les plateaux et dans les vallées. Les valeurs moyennes de conductivité hydraulique obtenues sont de $4,2 \times 10^{-6}$ m/s sur les formations latéritiques des plateaux, et de $1,7 \times 10^{-5}$ m/s dans les vallées où les formations géologiques sont sableuses. De manière générale, nous constatons que les valeurs de conductivité hydraulique mesurées dans les vallées sont supérieures à celles mesurées sur les plateaux. Cela est probablement dû à la nature argilo-sableuse des formations latéritiques des plateaux, comme l'ont confirmé Lachassagne *et al.* (2021). En effet, ces auteurs indiquent que la conductivité hydraulique de l'allotérite est inférieure à celle de l'isaltérite (saprolite sableuse).

Au niveau de la couche fracturée, les valeurs de conductivité hydraulique obtenues dans cette étude, basées sur les interprétations des essais de pompage, varient entre $1,1 \times 10^{-6}$ m/s et 8×10^{-5} m/s, avec une moyenne de $4,3 \times 10^{-6}$ m/s. Ces valeurs sont comparables à celles obtenues dans d'autres régions de socle cristallin. C'est le cas de Chandra *et al.* (2008) en Inde qui ont trouvé des valeurs comprises entre 9×10^{-7} et 1×10^{-5} m/s. Il en est de même pour Taylor & Howard (2000), dans le bassin versant de l'Aroca en Ouganda, qui ont rapporté des valeurs allant de 3×10^{-7} à 4×10^{-5} m/s. Kouadio (2022), dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé a obtenu des valeurs entre $1,1 \times 10^{-6}$ et $1,8 \times 10^{-5}$ m/s. Ces résultats montrent une grande variabilité,

Partie III : Résultats et discussion

typique des aquifères fracturés, où les propriétés hydrauliques peuvent varier considérablement en fonction de la structure et de la connectivité des fractures (Lachassagne *et al.*, 2021).

Variation piézométrique et recharge

La recharge directe des eaux souterraines a été estimée à partir des profondeurs piézométriques mesurées sur des forages abandonnés qui servaient de piézomètres. La méthode WTF a été utilisée pour déterminer la recharge directe de la nappe en 2022. L'analyse des données piézométriques issues de ces forages révèle des variations piézométriques allant de 0,7 à 3,7 mètres, avec une moyenne de 1,7 mètre entre les périodes de hautes eaux et de basses eaux. Globalement, une tendance à l'augmentation du niveau piézométrique est observée en novembre, suivie d'une diminution en mai pour la plupart des forages. Les recharges calculées pour ces forages sont comprises entre 14 et 74 mm/an. Ces valeurs de recharge obtenues dans cette étude sont raisonnables et se situent dans la plage des estimations obtenues avec la méthode WTF par Kouadio (2022) au niveau du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé ; ainsi qu'avec d'autres méthodes dans des études antérieures réalisées dans des aquifères de socle (Sibanda *et al.*, 2009 ; Ali Rahmani *et al.*, 2018). Bien que cela soit cohérent avec les estimations de recharge indiquées dans les études précédentes, la valeur de recharge moyenne de 35 mm/an obtenue dans cette étude est légèrement supérieure aux résultats obtenus dans certaines études précédemment mentionnées. Cela serait dû au fait que la valeur de porosité de drainage utilisée dans cette étude a été obtenue à partir de la littérature (Soro, 2017 ; Lachassagne *et al.*, 2021) et n'a pas été déterminée pour les aquifères spécifiques de la zone d'étude, ce qui pourrait expliquer une certaine marge d'erreur. La fiabilité des résultats de l'étude peut être améliorée en utilisant des valeurs de porosité de drainage déterminées pour les aquifères de la zone d'étude. Comparée à la recharge directe de 165 mm/an estimée par Kamenan (2021) sur un autre sous-bassin de la rivière Lobo à l'aide de la méthode du bilan hydrologique, la recharge moyenne obtenue dans cette étude reste très faible. Cette différence significative pourrait s'expliquer par le fait que la méthode du bilan hydrologique, très souvent utilisée dans les régions de socle, peut surestimer les taux de recharge dans les zones de roches fracturées (Kouadio, 2022). En effet, la méthode détermine la recharge ponctuelle qui est censée être une recharge diffuse provenant de parties altérées et fracturées de la roche au niveau ou en amont d'un forage d'observation où des mesures de profondeur piézométrique ont été effectuées. Dans ces zones, l'estimation de la recharge est correcte, mais l'estimation ne peut pas être étendue aux zones où la roche n'est pas altérée et où les aquifères sont recouverts de couches imperméables. De telles zones, représentées par des affleurements (cuirasse, granite et

Partie III : Résultats et discussion

de granodiorite), sont présentes dans certaines parties de la zone d'étude. Par conséquent, le taux de recharge moyen de 165 mm/an estimé par Kamenan (2021) est trop élevé pour être considéré comme une moyenne pour toute la surface de la zone d'étude. Cependant, selon certains auteurs (Sibanda *et al.*, 2009 ; Jassas & Merkel, 2014), ces différences pourraient être également liées aux différents algorithmes qu'utilise chaque méthode ainsi que les hypothèses formulées, et recommandent de faire recours aux modèles numériques des écoulements souterrains pour vérifier le taux de recharge estimé par ces méthodes.

Conclusion partielle

Les différentes approches de caractérisation hydrogéologique utilisées dans cette étude ont permis de faire une description hydrogéologique détaillée du système aquifère de la rivière Tétégbéu. Les résultats révèlent que la couche fracturée a une épaisseur maximale d'environ 85 mètres, mais que sa partie la plus densément fracturée et donc la plus productive se situe dans les 35 à 40 premiers mètres sous la saprolite. Les paramètres hydrodynamiques du système aquifère varient en fonction des couches et des formations géologiques présentes sur le site. Au niveau de la saprolite, la conductivité hydraulique (K) varie entre $5,6 \times 10^{-7}$ m/s et $2,2 \times 10^{-5}$, avec les valeurs les plus élevées enregistrées dans les vallées où la saprolite sableuse est dominante. Pour la couche fracturée, la transmissivité varie entre 6×10^{-5} m²/s et 9×10^{-4} m²/s, tandis que la conductivité hydraulique se situe entre $1,1 \times 10^{-6}$ m/s et 8×10^{-5} m/s. Le suivi trimestriel de la piézométrie dans la zone d'étude a permis de déterminer les périodes de hautes et basses eaux. La période des hautes eaux a lieu en novembre, tandis que la période des basses eaux varie selon la profondeur du niveau piézométrique des forages, s'étendant généralement de février à mai. L'analyse de la variabilité spatiale de la piézométrie indique que l'écoulement des eaux souterraines suit la topographie. Concernant la recharge directe, elle est ici estimée à 35 mm en 2022 avec la méthode WTF, ce qui représente 4% de la pluie annuelle (pour $S_y=2\%$).

Ces résultats soulignent l'importance de la stratification lithologique dans la variabilité des propriétés hydrodynamiques et la nécessité de prendre en compte ces variations pour élaborer des modèles hydrogéologiques fiables et garantir une gestion efficace des ressources en eau souterraine.

Chapitre 6 : Caractéristiques du modèle conceptuel des sources

6.1 Variabilité temporelle du débit des sources

Les campagnes mensuelles de mesure du débit ont permis d'observer la variation du débit des sources dans la commune de Daloa de 2019 à 2022. Le nombre de sources dont le débit a été mesuré est passé de 11 en 2019 et 2020 à 12 en 2021, puis à 14 en 2022, ce qui reflète l'identification de nouvelles sources au fil des ans. La figure 49 présente un ensemble de données mesurées sur quatre années ainsi que les précipitations mensuelles sur toute la période de 2019 à 2022. L'analyse de la figure 49 révèle que les débits des sources varient entre 0,3 m³/h et 5,8 m³/h en 2019, entre 0,2 m³/h et 6,5 m³/h en 2020, entre 0,2 m³/h et 6 m³/h en 2021, et entre 0,08 m³/h et 7,28 m³/h en 2022. Les débits les plus élevés (≥ 5 m³/h) ont été enregistrés au niveau des sources de Gbokora, Labia et Bellecôte, tandis que les débits les plus faibles (< 1 m³/h) ont été observés sur les sources d'Abattoir 1, d'Abattoir 2 et de Tazibouo-U_S1. Ces faibles débits pourraient être attribués à une inadéquation du système de captage. En effet, la réhabilitation du système de captage de la source de Tazibouo-U_S1 en 2022 a entraîné une augmentation du débit, comme le montre la figure 49. Des résultats similaires ont été observés à la source de Bellecôte, qui avait un débit inférieur à 2 m³/h avant la réhabilitation de son système de captage à la fin de 2018. Après réhabilitation, la source a maintenu un débit supérieur à 2 m³/h sur toute la période de 2019 à 2022. Le débit cumulé minimal et maximal des sources de la commune de Daloa est respectivement de 24 m³/h (soit 7 L/s) et de 54 m³/h (soit 15 L/s), avec une moyenne de 32 m³/h (9 L/s) sur la période de 2019 à 2022 (Annexe 7). Sur les quatre années, les débits les plus élevés des sources étaient généralement observés en octobre, tandis que les débits les plus faibles sont généralement observés en janvier ou en février, lorsque les précipitations sont minimales. La figure 49 indique que pour les années 2019 et 2022, les maximums de précipitations et les débits les plus élevés coïncident en octobre, alors que cette corrélation est moins évidente pour 2020 et 2021. Sur ces années, un décalage est observé entre les maximums de précipitations, survenus en mars 2020 et août 2021, et les débits les plus élevés enregistrés en octobre.

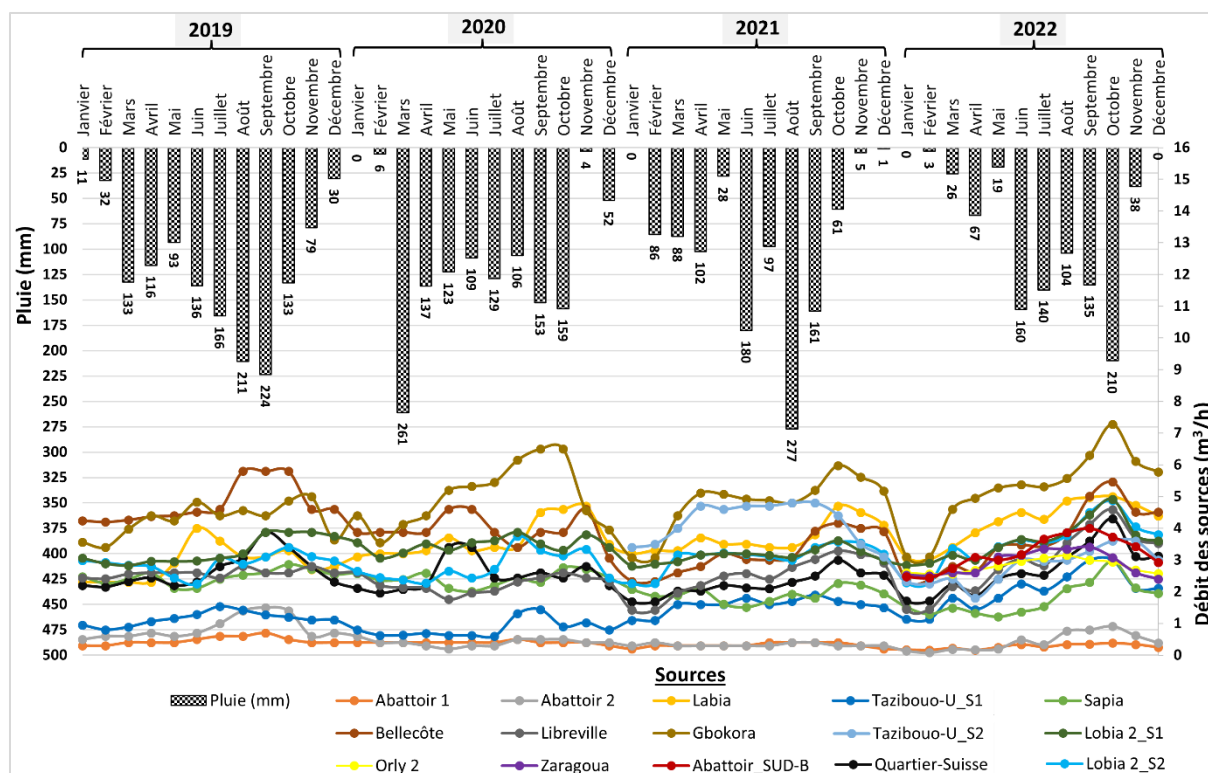


Figure 49 : Evolution mensuelle des débits des sources (2019-2022)

6.2 Apport de la Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) à la description du profil d'altération

Cette partie de l'étude présente, d'une part, les résultats de la calibration géo-électrique des panneaux électriques à partir des forages de reconnaissance (forages F4 et F15), et d'autre part, ceux de l'interprétation des panneaux réalisés au niveau des sources, sur la base de cette calibration.

6.2.1 Calibrage et description géo-électrique du profil d'altération

- **Interprétation du profil TRE SP_F4**

L'observation de la section de résistivité interprétée avec la méthode d'inversion robuste (Figure 50-a) révèle une succession de couches stratiformes et d'horizon superficiel, de résistivité variable. La coupe électrique obtenue présente du haut vers le bas, une couche résistante (résistivité : 500 - 1600 $\Omega.m$) en surface, d'environ 23 m d'épaisseur suivie d'une couche conductrice dont la résistivité varie entre 80 et 500 $\Omega.m$ avec une épaisseur relativement continue et homogène d'environ 36 m. Enfin, les formations de profondeur supérieure à 59 m apparaissent très résistantes (résistivité >1600 $\Omega.m$).

Partie III : Résultats et discussion

Quant à la section de résistivité interprétée avec la méthode d'inversion Standard (Figure 50 - b), nous observons du haut vers le bas, un milieu résistant (résistivité : 500 - 1600 $\Omega.m$) de 18 m d'épaisseur environ suivi d'un milieu conducteur (résistivité : 80 - 500 $\Omega.m$) de 56 m d'épaisseur environ et un milieu très résistant (résistivité > 1600 $\Omega.m$) pour les formations de profondeur supérieure à 74 m. En comparant les résultats des deux méthodes d'inversion, nous constatons que les deux méthodes mettent en évidence un milieu résistant en surface suivi d'un milieu conducteur et enfin, un milieu très résistant au bas du profil. Cependant, les épaisseurs des horizons géo-électriques obtenues avec la méthode d'inversion Standard sont plus grandes que celles obtenues avec la méthode Robuste.

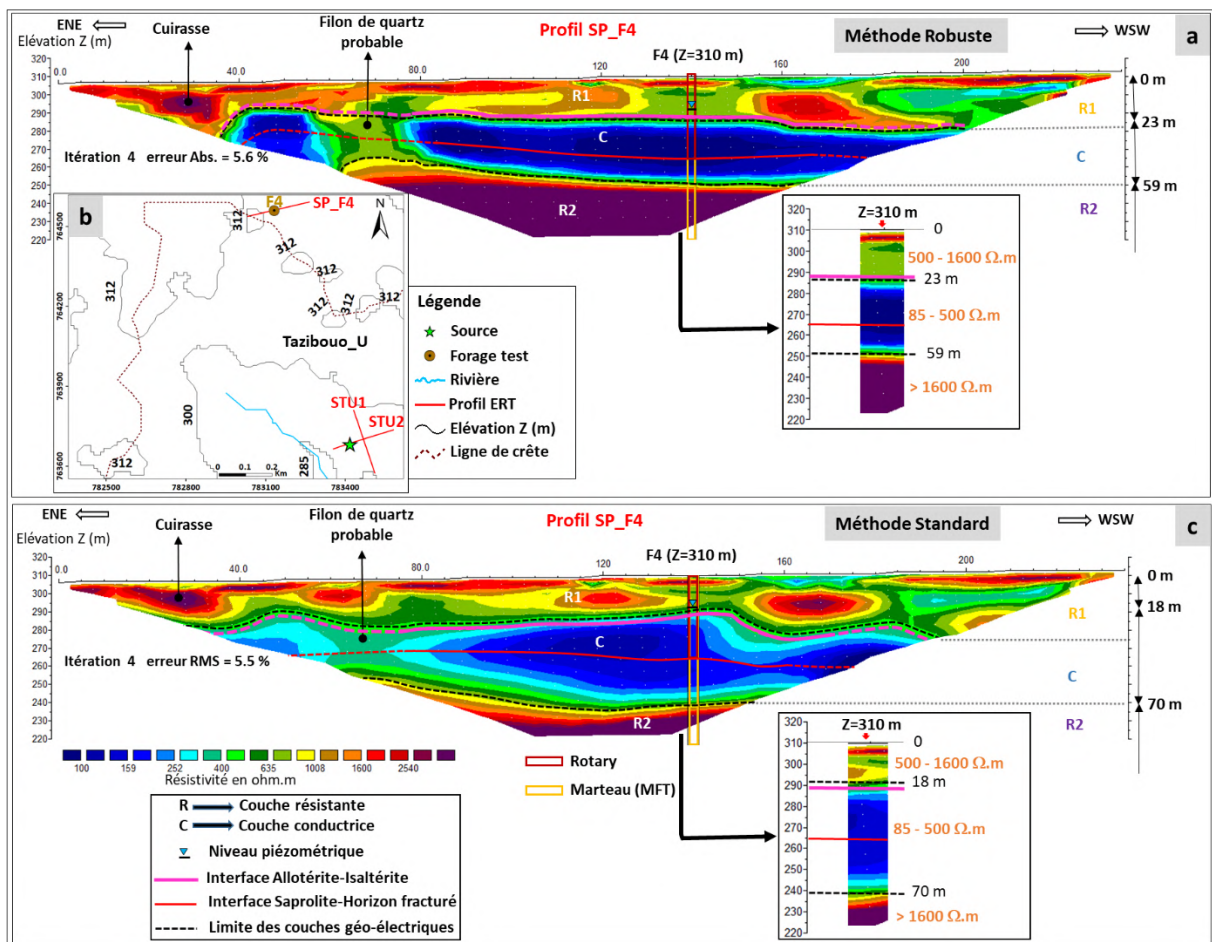


Figure 50 : Interprétation des panneaux électriques SP_F4 selon les méthodes d'inversion ; **a :** panneau électrique issu de la méthode d'inversion Robuste ; **b :** localisation des profils SP_F4, STU1 et STU2 ; **c :** panneau électrique issu de la méthode d'inversion Standard

Sur le modèle géologique du forage F4, il est identifié du haut vers le bas une couche d'allotérite sèche de 22 m d'épaisseur, une couche d'isaltérite saturée d'eau de 23 m d'épaisseur et sous la base des isaltérites, on rencontre le socle fissuré au niveau duquel des arrivées d'eau sont observées au cours de la foration au marteau-fond-de-trou. Il est notable que les fractures

Partie III : Résultats et discussion

caractérisées par ces arrivées d'eau et identifiées lors de la foration au sein de l'horizon fracturé ne sont pas visibles sur l'image ERT du Profil SP_F4. Par contre, au niveau du profil d'altération, les allotérites et les isaltérites sont respectivement mises en évidence par un milieu résistant et conducteur.

- **Interprétation du profil TRE SP_F15**

L'interprétation faite avec la méthode d'inversion Robuste (Figure 51 - a) indique du haut vers le bas, une couche résistante (résistivité : 500 - 1600 $\Omega.m$) en surface d'environ 15 m d'épaisseur suivie d'une couche conductrice (résistivité : 80 - 500 $\Omega.m$) d'environ 45 m d'épaisseur et enfin, apparaissent très résistantes (résistivité $>1600 \Omega.m$), les formations de profondeur supérieure à 60 m.

Concernant l'inversion réalisée avec la méthode Standard (Figure 51 - c), nous observons du haut vers le bas, une couche résistante (résistivité : 500 - 1600 $\Omega.m$) de 14 m d'épaisseur suivie d'une couche conductrice (résistivité : 80 - 500 $\Omega.m$) de 63 m d'épaisseur, et une couche très résistante (résistivité $> 1600 \Omega.m$) pour les formations de profondeur supérieure à 77 m.

Sur le log du forage F15, il est identifié du haut vers le bas une couche d'allotérite sèche de 16,5 m d'épaisseur, une couche d'isaltérite saturée d'eau d'épaisseur 26 m et sous la base des isaltérites, on rencontre le socle fissuré au niveau duquel des arrivées d'eau sont observées.

Comme ce fut le cas pour le panneau réalisé au niveau du forage F4, l'observation des résultats d'inversion du panneau réalisé au niveau du forage F15, montre que les épaisseurs des horizons géo-électriques obtenues avec la méthode d'inversion Standard sont plus épaisses que celles obtenues avec la méthode Robuste. De même, les fractures recoupées par le forage F15 et identifiées au cours de la foration comme des arrivées d'eau au sein du socle ne sont pas visibles sur l'image TRE du Profil SP_F15.

Partie III : Résultats et discussion

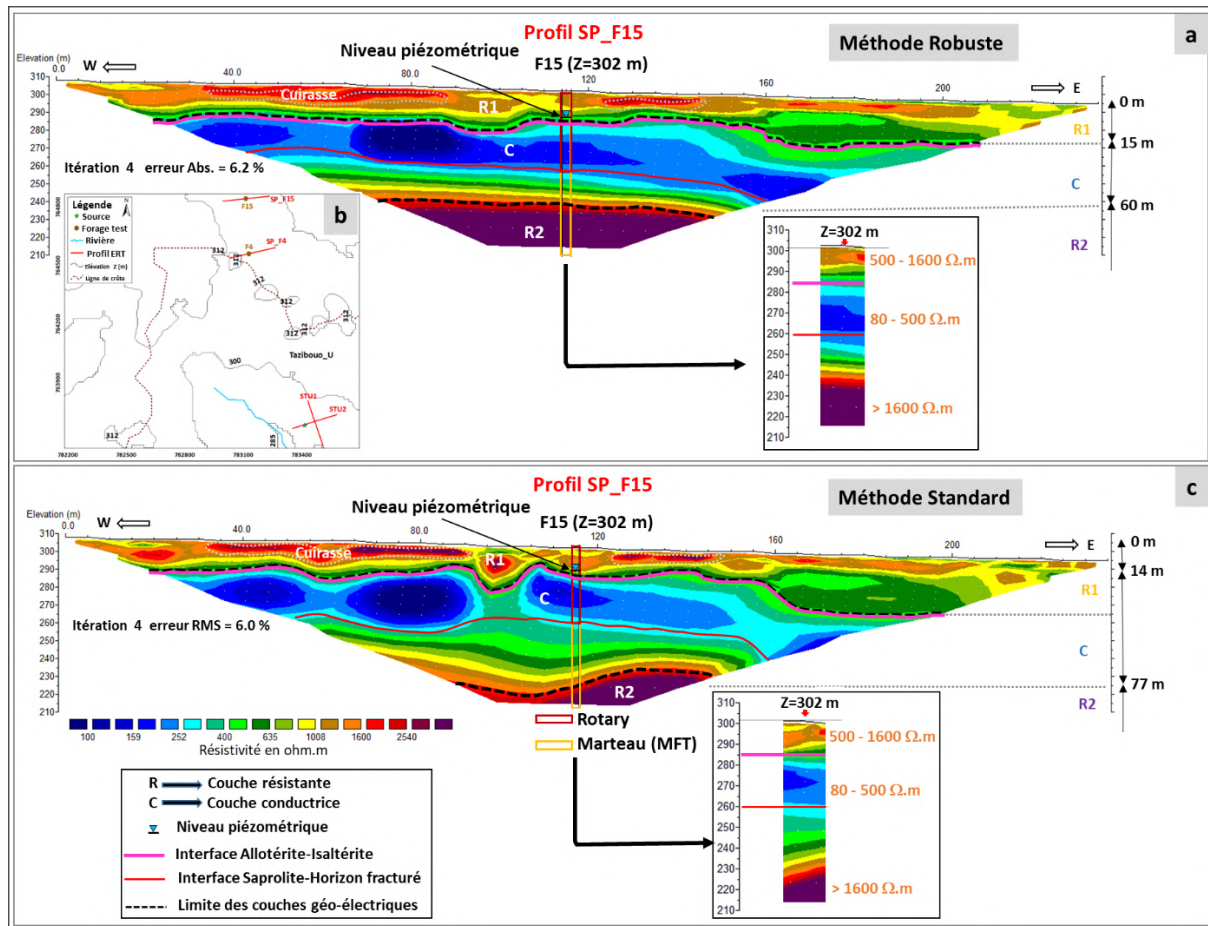


Figure 51 : Interprétation des panneaux électriques SP_F15 selon les méthodes d'inversion. **a** : panneau électrique issu de la méthode d'inversion Robuste ; **b** : localisation des profils SP_F4, STU1 et STU ; **c** : panneau électrique issu de la méthode d'inversion Standard

Quelle que soit la méthode d'inversion retenue, la comparaison des résultats des profils géo-électriques avec le log des forages (exemple du forage F4 et F15) montre que l'horizon géo-électrique résistant observé en surface correspond aux allotérites, caractérisées par des formations latéritiques. En-dessous de cet horizon résistant, apparaît un horizon conducteur plutôt homogène. Cet horizon conducteur correspond à la partie inférieure de la saprolite, saturée en eau, correspondant en grande partie à la saprolite sableuse et à la partie la plus superficielle (15 - 20 m) de l'horizon fracturé sous-jacent. En dessous de cet horizon conducteur, une couche très résistante succède à la couche conductrice, par l'intermédiaire d'un gradient de résistivité plus resserré avec la méthode d'inversion Robuste que Standard. Cette dernière couche correspond à la partie médiane et inférieure de l'horizon fracturé, la profondeur d'investigation des profils TRE ne permettant pas d'atteindre la base de l'horizon fracturé et la roche saine sous-jacente. L'interface saprolite-horizon fracturé se situe au cœur du conducteur

Partie III : Résultats et discussion

C, fréquemment à la base de sa partie la plus conductrice. C'est cet « isoligne » qui a été retenue pour extrapoler cette interface. Néanmoins, la précision de son positionnement réalisé ainsi reste faible.

- **Choix de la méthode d'inversion**

Les résultats issus des deux méthodes d'inversion indiquent la même succession résistant (R1) - conducteur (C) - résistant (R2) (avec de haut en bas R1-C-R2) (Figure 52-a et 52-b). La profondeur et surtout la progressivité des limites conducteur-résistant (R1-C et C-R2) sont variables d'une méthode d'inversion à l'autre. La limite supérieure (R1-C), marquée par une transition relativement brutale, est assez bien définie sur les panneaux électriques par les deux méthodes d'inversion, même si le gradient est légèrement plus fort avec la méthode d'inversion Robuste qu'avec la méthode Standard. Sur la base des deux données de forage, il est difficile de déterminer si cette limite R1-C correspond au contact entre allotérite et isaltérite ou à la limite de saturation du profil d'altération (niveau piézométrique). Néanmoins, cette limite présentant des variations brusques et localement de fortes pentes, elle ne peut correspondre au niveau piézométrique dont les variations spatiales sont beaucoup plus régulières. La limite inférieure (C-R2) n'est pas définie de la même manière par les deux méthodes d'inversion. Le gradient de résistivité est plus fort avec la méthode Standard qu'avec la méthode Robuste (Figure 52). Sur cette base, la méthode d'inversion Robuste a été retenue pour l'interprétation des panneaux électriques réalisés au niveau des sources. Néanmoins, les inversions avec la méthode Standard ont aussi été prises en considération afin d'éviter tout artefact lié à l'inversion.

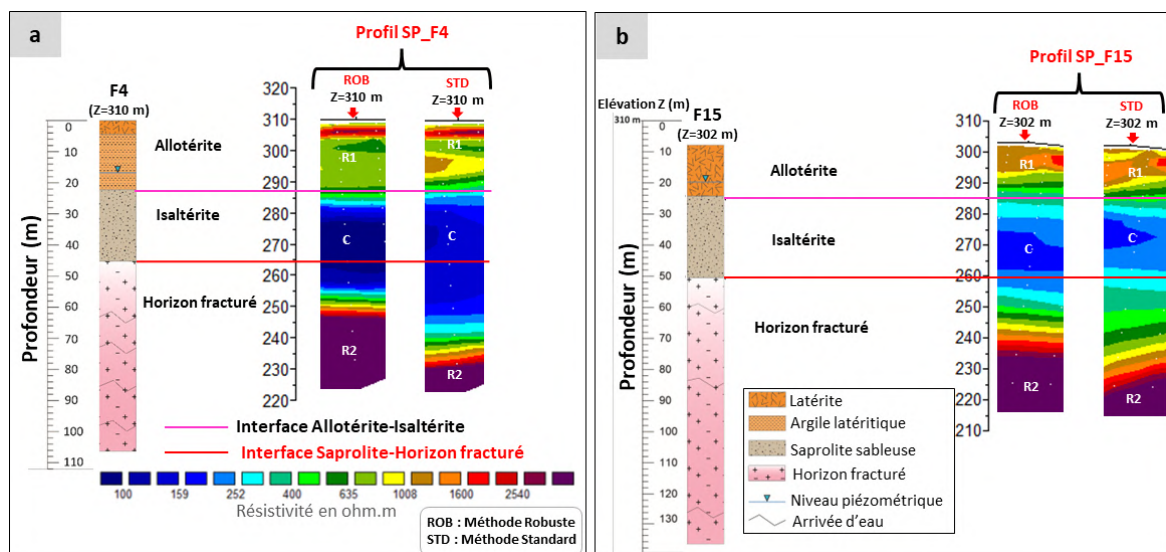


Figure 52 : Distribution verticale de résistivité inversée du modèle en fonction de la méthode d'inversion

6.2.2 Description géo-électrique du profil d'altération au niveau des sources

Compte tenu du peu d'informations géologiques disponibles au niveau des sources, l'interprétation des profils TRE s'est appuyée sur le calibrage des investigations géophysiques effectuées aux forages (cf. section précédente) et sur des observations effectuées sur affleurements, notamment au niveau de carrières de sable (Annexe 3) situées dans des bas-fonds ou à proximité des sources.

- **Interprétation des profils TRE**

Le panneau électrique STU1 est situé à 60 m en amont de la source de Tazibouo_U. Il est implanté perpendiculairement à la topographie et donc perpendiculairement à l'axe d'écoulement supposé des eaux souterraines (Figure 53-a). Sur ce profil, les cotes topographiques les plus élevées se trouvent aux abscisses les plus élevées (droite de la Figure 53-a). Le deuxième panneau électrique STU2 est implanté perpendiculairement au profil STU1 et passe sur la source (Figure 53-b). En leur point de croisement (abscisse 125 m sur le profil STU1 et abscisse 120 m sur le profil STU2), les deux profils montrent une signature géo-électrique très similaire et aussi des profondeurs similaires pour les contacts entre les différents horizons géo-électriques. Cela montre la bonne qualité des acquisitions et des inversions.

Les horizons géo-électriques observés sur les panneaux électriques STU1 et STU2 sont, de haut en bas, les suivants :

- un premier terrain conducteur (résistivité 80 - 500 $\Omega.m$) dont l'épaisseur fluctue entre 30 et 55 m est observé en surface. Les observations effectuées lors de l'aménagement de cette source ont révélé la présence d'arènes granitiques à 3 m de profondeur, surmontées d'une couche sableuse et sablo-argileuse, ce qui confirme la calibration géologique effectuée à partir des données de forages (cf. section précédente). Les latérites et cuirasses latéritiques observées au niveau des crêtes (forage F4 notamment) auraient été partiellement ou entièrement érodées dans cette zone de vallée. En se basant sur la calibration effectuée sur les forages, la profondeur de la transition entre les isaltérites et l'horizon fracturé se situerait entre 12 et 40 m de profondeur, soit à des altitudes comprises entre 252 et 275 m. Cette interface est relativement plane sur le profil STU2. Elle montre des variations d'une vingtaine de mètres d'amplitude sur le profil STU1 ;
- les horizons sous-jacents correspondent au gradient de résistivité observé sur les profils décrits au sein de la section précédente qui caractérise les parties supérieures et médianes de l'horizon

Partie III : Résultats et discussion

fracturé, dont la résistivité est comprise entre 500 et 1600 $\Omega.m$ dans sa partie supérieure puis supérieure à 1600 $\Omega.m$ au-delà.

La source émerge des isaltérites qui constitueraient donc l'aquifère qui l'alimente (Figure 53 - d). La transition entre isaltérites et horizon fracturé se situe à plusieurs dizaines de mètres de profondeur sous la source.

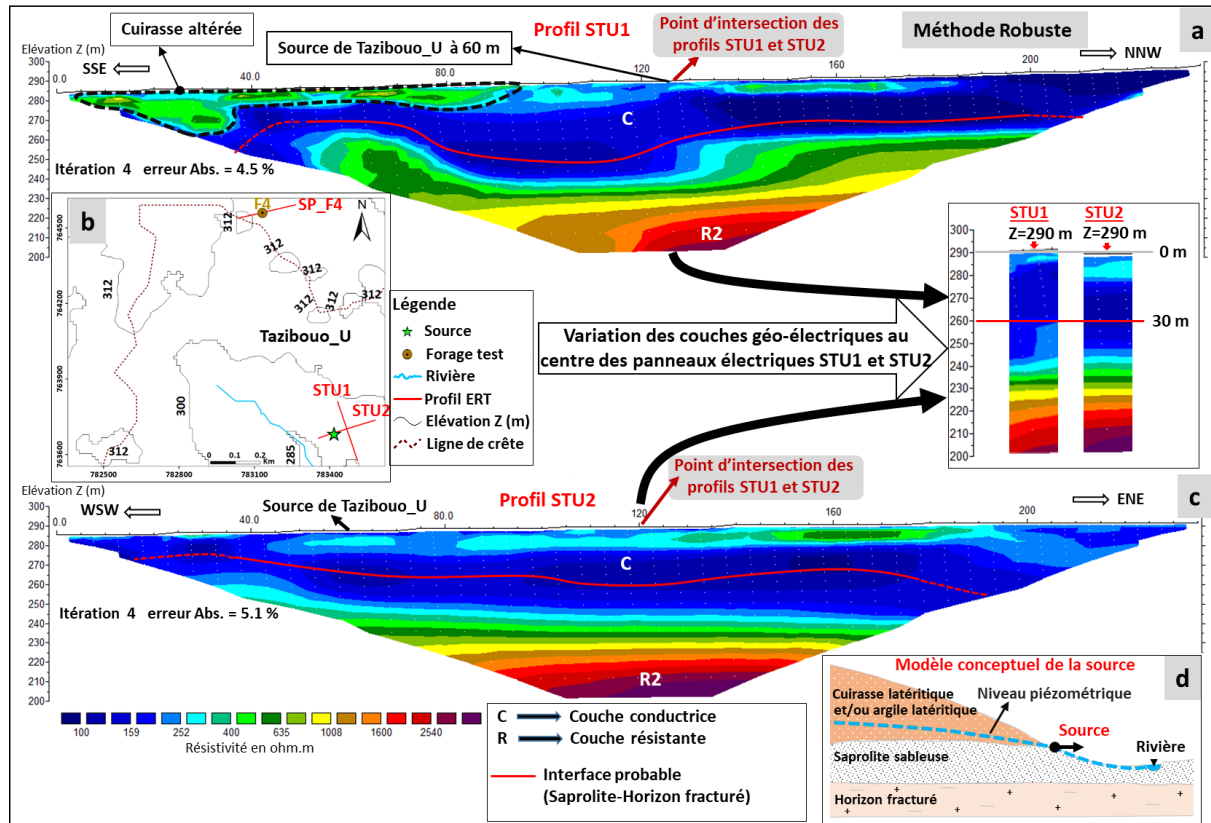


Figure 53 : Interprétation des panneaux électriques au niveau de la source de Tazibouo_U ; **a** : profil STU1 ; **b** : localisation des profils STU par rapport au profil SP_F4 ; **c** : profil STU2 ; **d** : modèle conceptuel de la source de Tazibouo_U

L'imagerie électrique des profils SL, SA1, SA2 et SZ (Figure 54 et 55) qui se situent eux aussi à proximité de sources, présentent la même succession géo-électrique que les profils STU, avec un milieu conducteur en surface, de résistivités comprises entre 80 et 500 $\Omega.m$, correspondant aux isaltérites. Des échantillonnages à la tarière sur plusieurs de ces sites ont confirmé la présence de sable grossier à 1 m de profondeur. Sous cet horizon conducteur, la résistivité croît comme sur les profils STU. Il n'existe donc pas de singularité entre les profils géo-électriques observés au droit des plateaux et dans les zones topographiquement déprimées, donc entre leurs différents profils d'altération. Les sources émergent partout, sur ce site, au cœur des isaltérites.

Partie III : Résultats et discussion

Dans le détail, nous constatons aussi, sur la quasi-totalité de ces panneaux électriques, la présence de structures de résistivité intermédiaire (résistivité : 500-1600 $\Omega.m$) au sein de l'horizon conducteur de subsurface (C). Ces structures sont associées à des remontées ou approfondissements locaux de la base de l'horizon conducteur (C) aux dépens de l'horizon résistant sous-jacent (R2), qui correspond à la partie médiane de l'horizon fracturé. Ces variations verticales montrent la présence d'hétérogénéités au sein du profil d'altération liées à l'altération différentielle de la roche saine : filons de quartz moins altérables que leur encaissant (certains ont été observés sur le terrain (Annexe 3)), filons de pegmatites ou roches vertes observés sur certains logs de forage, boulders, etc.

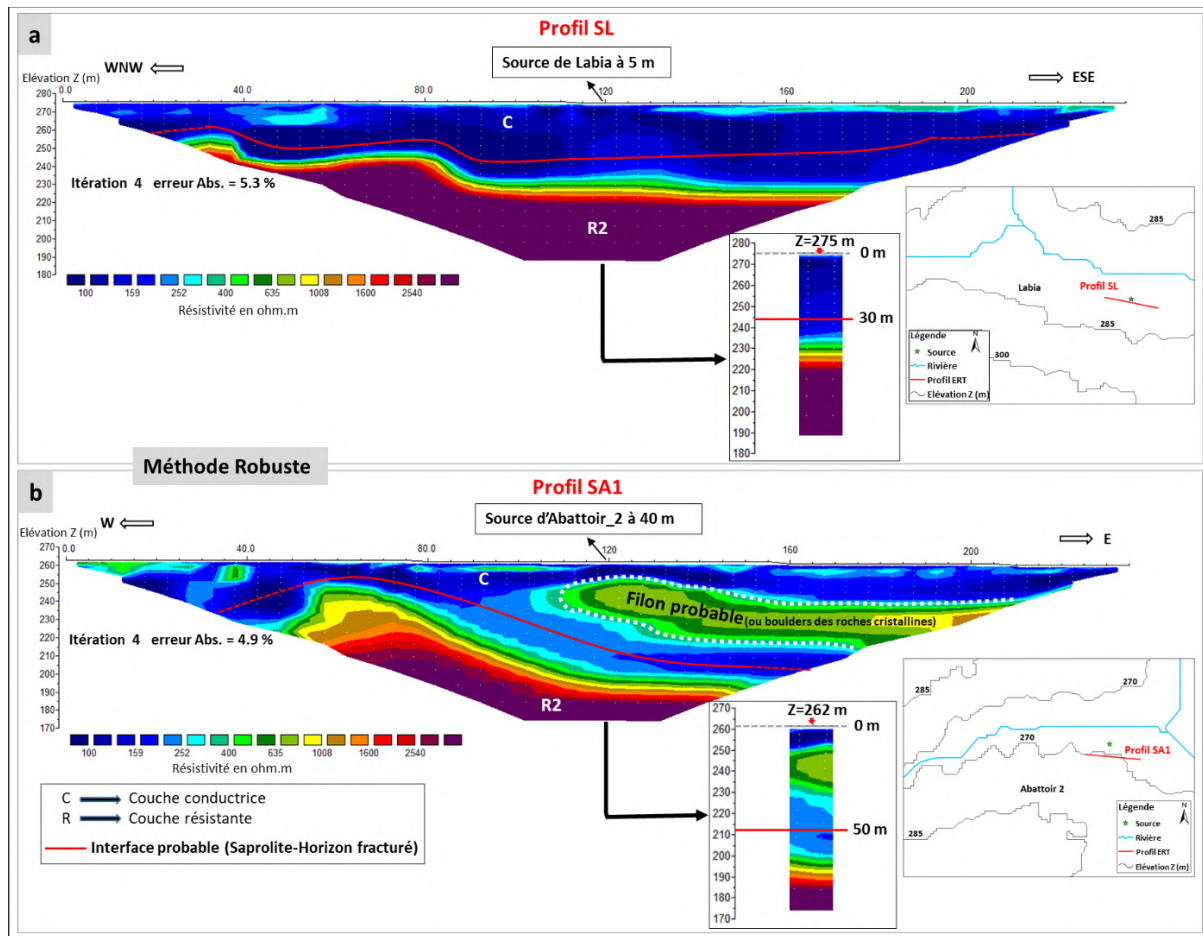


Figure 54 : Panneaux électriques réalisés au niveau des sources de Labia et Abattoir 1 ; **a** : profil SL ; **b** : profil SA1

Partie III : Résultats et discussion

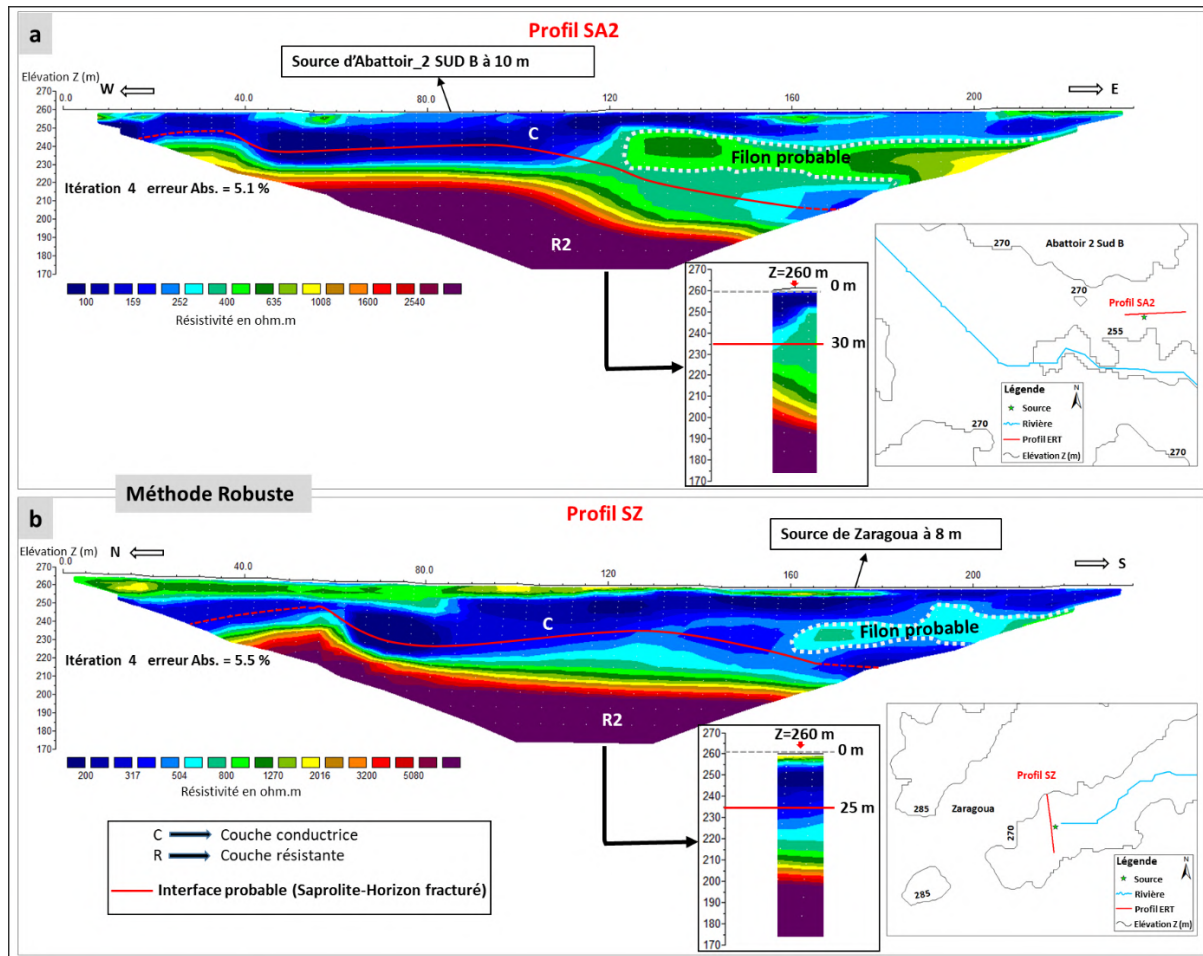


Figure 55 : Panneaux électriques réalisés au niveau des sources d'Abattoir 2 SUD-B et Zaragoua ; **a** : profil SL ; **b** : profil SA1

En analysant conjointement les différents panneaux électriques et les données lithologiques de forages, nous constatons que la couche résistante et ses hétérogénéités (allotérite) observées en subsurface sur les panneaux électriques des plateaux n'apparaissent pas sur ceux des vallées, notamment au niveau des zones d'émergence des sources. Cela laisse ainsi apparaître en surface l'horizon conducteur sous-jacent caractérisant les isaltérites (Figure 56). Ce qui démontre que les sources émergent des isaltérites, qui constitueraient le principal aquifère qui les alimente. Cette zone d'émergence correspond à l'intersection du niveau piézométrique avec la surface topographique. Il s'agit de source dont le débit est fonction de l'épaisseur de la tranche d'aquifère captée. Les sources émergent partout, sur ce site, au cœur des isaltérites (Figure 56). L'analyse des modèles géologiques de forage montre que les sables argileux, les sables et les arènes granitiques constituent les principaux composants lithologiques des isaltérites dont l'épaisseur varie de 3 à 30 m.

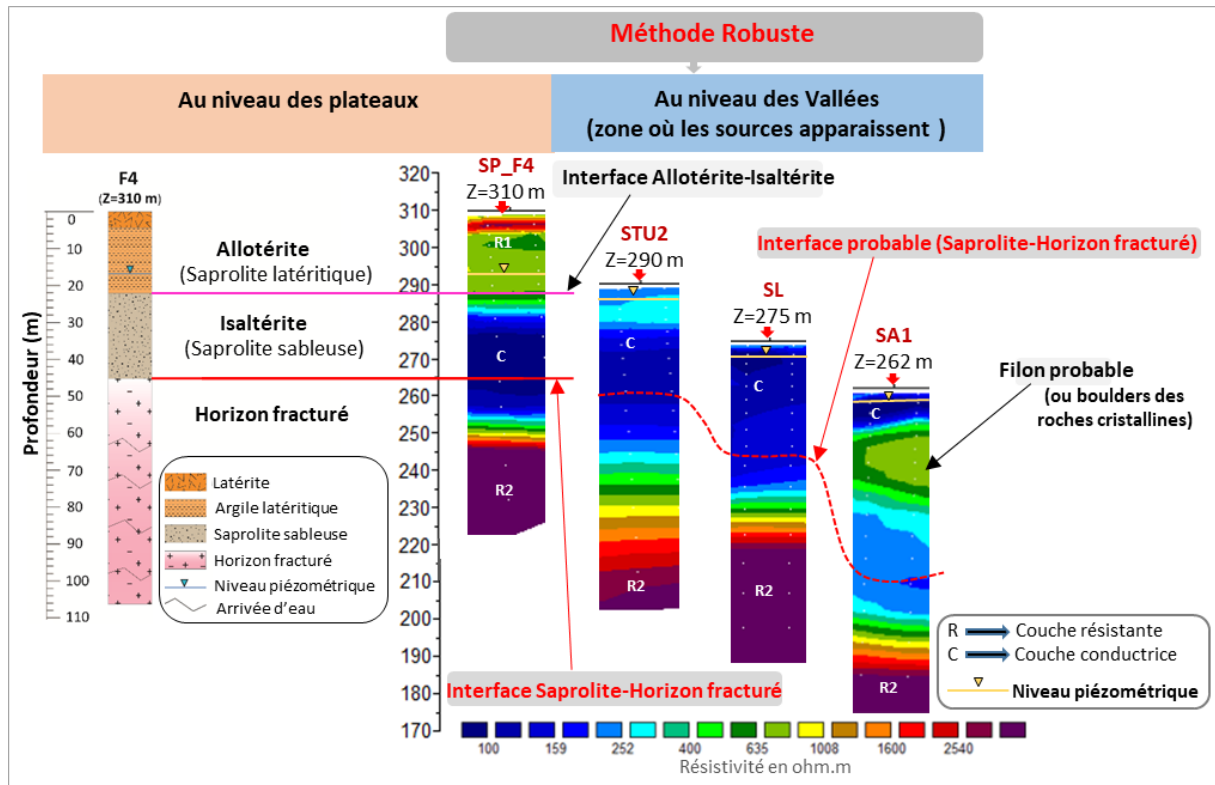


Figure 56 : Mise en évidence de l'affleurement des isaltérites à partir des signatures géo-électriques

6.3 Modèle conceptuel hydrogéologique des sources dans un contexte de socle cristallin

L'analyse combinée des informations issues des coupes géologiques des forages, de la TRE, des cartes topographiques et piézométriques fournit un modèle conceptuel hydrogéologique cohérent (Figure 57) de la zone d'étude. Ce modèle conceptuel permet ainsi de comprendre le contexte de l'émergence d'une source dans une zone de socle. En ce qui concerne la structure géologique du profil d'altération, il est montré que, dans les vallées, les formations latéritiques observées sur les plateaux ont été érodées. Dans ces vallées, seules les isaltérites affleurent. Les sources émergent des isaltérites qui constitue le principal aquifère qui les alimente. La couche fracturée, généralement exploitée par les forages, se trouve à quelques dizaines de mètres de profondeur sous les sources. Les sources sont captées dans la partie amont de la zone où le niveau piézométrique commence à effleurer la surface topographique. Les zones humides situées en aval sont également des zones d'émergence diffuse de la nappe libre des isaltérites.

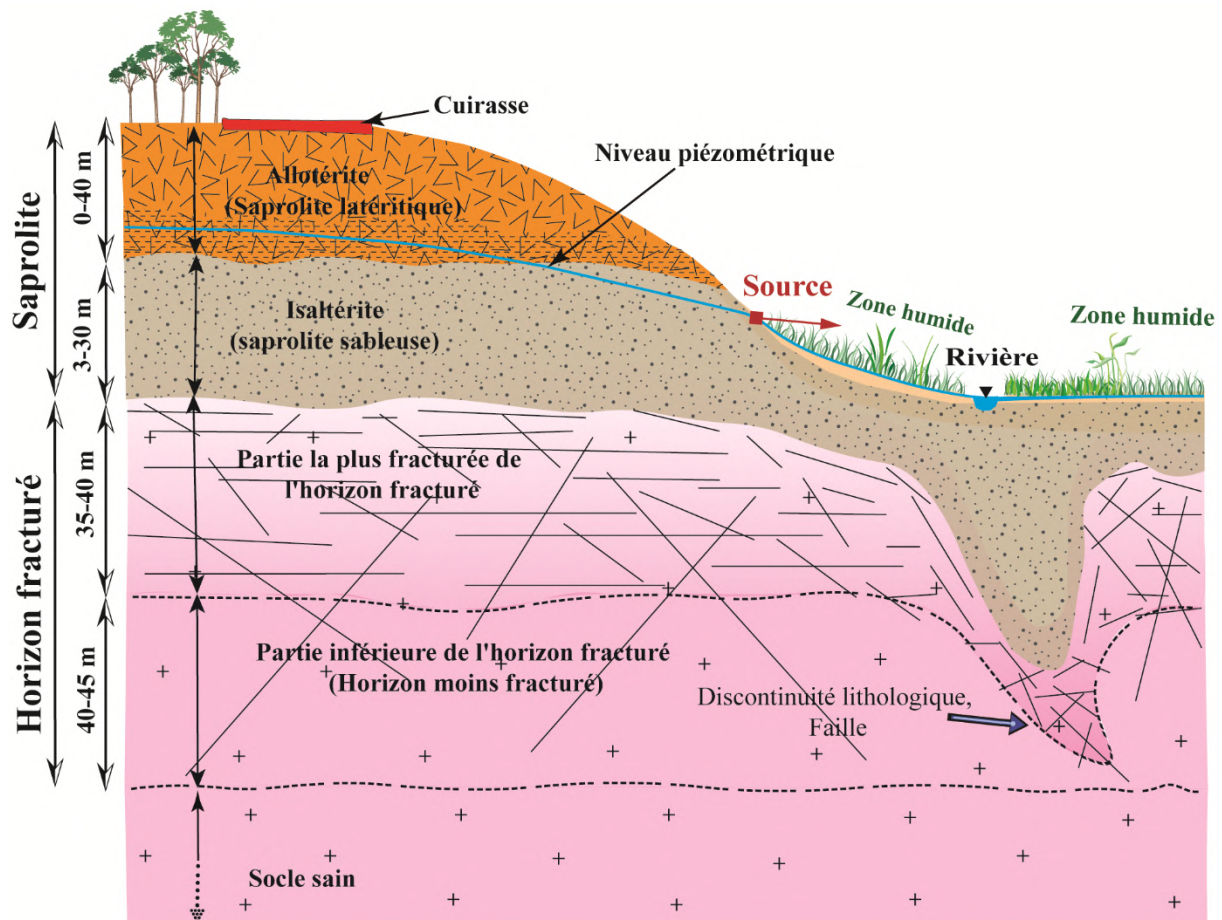


Figure 57 : Modèle conceptuel des sources dans un contexte de socle cristallin

6.4 Discussion

Débit des sources

La variation de débit des sources dans la commune de Daloa sur une période de quatre années a été analysée en relation avec les précipitations mensuelles. Les résultats montrent que le cumul des débits mensuels des sources varie entre 7 L/s et 15 L/s, avec une moyenne de 9 L/s sur la période de 2019 à 2022. Ces valeurs de débit fournissent une indication de la disponibilité en eau souterraine dans la région et peuvent servir de base pour la planification et la gestion de ces ressources (Rivard *et al.*, 2003 ; Nouaceur *et al.*, 2015). Sur les quatre années, les maximums des débits sont généralement observés en octobre, tandis que les débits les plus faibles sont généralement observés en janvier ou en février, lorsque les précipitations sont minimales. Cette tendance peut être expliquée par l'effet tardif de la recharge des aquifères, qui est généralement influencée par les régimes climatiques (Ali Rahmani *et al.*, 2018). L'analyse comparée de la variation des précipitations et des débits de source montre qu'il y a une corrélation entre les maximums de précipitations et les maximums des débits pour les années 2019 et 2022. Cependant, cette corrélation est moins évidente pour les années 2020 et 2021. En effet, un

Partie III : Résultats et discussion

décalage entre les maximums de précipitations, survenus en mars 2020 et août 2021 et les maximums des débits, enregistrés en octobre, est observé. Cela suggère que les fortes pluies isolées n'influencent pas directement l'augmentation des débits des sources. Ce décalage d'environ 1 à 6 mois entre les maximums de précipitations et les maximums des débits peut être décrit comme une période de remplissage des sols résultant du déficit hydrique hérité de la saison sèche précédente. Ce décalage suggère l'existence d'une relation non linéaire entre les précipitations et la recharge dans la zone d'étude. Des études antérieures ont également rapporté des observations similaires, mettant en évidence la complexité des processus hydrodynamiques dans les régions de socle (Fiorillo & Doglioni, 2010).

Description géo-électrique du contexte d'émergence des sources

La combinaison des résultats de la TRE sur les plateaux et dans les zones de sources, avec les coupes lithologiques des forages et les observations d'affleurements a permis de caractériser l'architecture de l'aquifère qui alimente les sources. Les profils TRE ont mis en évidence un profil d'altération de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, composé de trois couches géo-électriques principales sous les plateaux et de deux couches géo-électriques dans les zones d'émergence des sources (vallées). Ces résultats sont conformes aux études antérieures réalisées dans un environnement géologique similaire (Worthington *et al.*, 2016 ; Kouadio, 2022 ; Nagaiah *et al.*, 2022). De haut en bas, on observe : une couche résistante (500 - 1600 $\Omega.m$) comprenant localement des zones relativement plus conductrices, puis une couche très conductrice (80 - 500 $\Omega.m$) et une couche très résistante (résistivité > 1600 $\Omega.m$). La couche résistante observée près de la surface sur les plateaux n'existe pas dans les vallées, notamment près des sources où des affleurements d'isaltérites sont fréquemment observés. Ceci montre clairement que les latérites et la croûte de fer observées sur les plateaux, ainsi qu'une partie ou la totalité des argiles tachetées sous-jacentes ont été érodées dans les vallées. Les sols de subsurface légèrement plus résistants observés sont des reliques de ces croûtes de fer ou plus vraisemblablement, des sols secondaires tardifs (Lachassagne *et al.*, 2011 ; Koita *et al.*, 2013a). Les zones de forte résistivité (résistivité > 1600 $\Omega.m$) qui ressortent au sein de la couche résistante en surface sur les plateaux correspondraient à la cuirasse ferrugineuse observée en surface en de nombreux points, là où elles ne sont pas recouvertes par une couche graveleuse ou latéritique. Les grandes variations de résistivité de cette couche résistante reflètent la forte hétérogénéité des formations latéritiques. Cela montre que, dans ces zones de roches cristallines, la couche d'allotérite qui compose ces formations latéritiques est très hétérogène. Sur la base d'observations directes de terrain, les zones de résistivité supérieures à 1600 $\Omega.m$

Partie III : Résultats et discussion

peuvent être attribuées à des zones où la cuirasse est fortement indurée et intacte, ou à la présence de filon de quartz dans ces formations latéritiques (Annexe 3). Les zones de plus faible résistivité caractérisent les zones où la cuirasse a été démantelée, formant des latérites ou des graviers latéritiques. Ces zones de plus faible résistivité pourraient également correspondre à des argiles latéritiques (Blot, 2004 ; Soro, 2017). Cette couche résistante et ses hétérogénéités observées en subsurface sur les TRE acquises sur les plateaux n'apparaissent pas sur les TRE acquises dans les vallées, notamment au niveau ou à proximité des zones d'émergence des sources, où la couche conductrice sous-jacente caractérise des isaltérites proches de la surface topographique. Ceci montre sans ambiguïté que les sources émergent des isaltérites, à 20 ou 30 m au-dessus de leur contact avec la couche fracturée sous-jacente. La saprolite (isaltérite) constitue donc l'aquifère alimentant les sources, la zone d'émergence amont correspondant à l'intersection de la surface piézométrique avec la surface topographique. Il s'agit de sources d'émergence (Archambault, 1987) dont le débit dépend de l'épaisseur de la tranche aquifère captée. Les informations recueillies lors de nos différentes missions de terrain révèlent que la plupart de ces sources sont aménagées par les populations locales, et captent généralement une épaisseur de 2 à 3 m de l'aquifère. Ceci est cohérent avec les faibles débits (0,3 - 2 L/s) mesurés à ces sources lors de nos travaux de terrain (en période d'étiage). Ces sources, rarement isolées, sont bien réparties le long de la zone d'affleurement de la couche aquifère de la saprolite, à une altitude moyenne dans les vallées. Il est à noter qu'aucune source n'a été observée à proximité des principaux cours d'eau dans la partie aval du bassin versant ; cela est dû soit au fait qu'il y a des écoulements souterrains diffus le long du cours d'eau et dans les zones humides, et/ou que la rivière a érodé le profil d'altération en dessous de la base de la saprolite. Des mesures du débit de la rivière réparties dans l'espace et la modélisation des eaux souterraines devraient permettre de répondre à cette question à un stade ultérieur de la recherche. Des mesures détaillées du débit effectuées pendant l'étiage 2022 dans la zone de Tazibouo et Balouzon montrent que les quatre (4) sources de cette région ont un débit total de 2 L/s alors que le cours d'eau, immédiatement en aval, a un débit de 4,6 L/s. Ces données confirment que les sources ne drainent que partiellement l'aquifère, une quantité significative des eaux souterraines leur échappant et émergeant de manière diffuse dans les zones humides et le long du cours d'eau. Un aménagement plus approprié des sources, en augmentant probablement l'épaisseur de la tranche d'aquifère captée, augmenterait donc leur débit, mais les transformerait en des sortes de mares-réservoirs, et réduirait le débit du cours d'eau. Cette augmentation du débit des sources serait d'un maximum d'environ 4 L/s. Par rapport aux forages, l'exploitation des sources présente les inconvénients avec un débit réduit pendant la saison sèche. En effet, les sources

Partie III : Résultats et discussion

amortissent moins les variations interannuelles de la recharge et ne permettent pas, comme les forages, d'atteindre des pics d'utilisation de l'eau. Du point de vue de la qualité, la couche aquifère des isaltérites est exposée en surface, rendant ses eaux souterraines vulnérables à la contamination. Les rares anomalies résistantes visibles sur la TRE dans les isaltérites sont interprétées soit comme des blocs, soit comme la présence de filons. En effet, de nombreux blocs de quartz, potentiellement issus du démantèlement de filons, sont visibles au sein des couches latéritiques (Annexe 3).

Conclusion partielle

Cette étude a permis de caractériser le contexte d'émergence des eaux souterraines dans les environnements cristallins à partir de la TRE. Pour ce faire, des profils TRE ont été exécutés sur les plateaux et dans les vallées où apparaissent les sources. Les couches géo-électriques mises en évidence ont été comparées à la lithologie des forages. Les résultats révèlent que les allotérites présentes près de la surface sous les plateaux, ainsi que la partie supérieure des isaltérites, ont été érodées dans les vallées, mais pas suffisamment en profondeur pour laisser affleurer la couche fracturée. Les isaltérites, composées de sables argileux, de sables et d'arènes granitiques, constituent le principal aquifère qui alimente les sources. La couche fracturée sous-jacente, se trouvant à quelques dizaines de mètres de profondeur sous les sources, n'est pas directement impliquée dans cette alimentation. Ces résultats constituent non seulement une base conceptuelle pour mieux comprendre ces aquifères complexes, mais offrent également des orientations techniques pour le captage et la protection des sources dans ces zones cristallines.

Partie III : Résultats et discussion

Chapitre 7 : Zones de capture et de protection des sources

Dans cette section, nous présentons les résultats ayant conduit à la délimitation des zones de capture et des périmètres de protection des sources. Il s'agit notamment des résultats issus du calage et de la validation du modèle d'écoulement des eaux souterraines, ainsi que de ceux provenant du modèle de transport de l'âge des eaux souterraines.

7.1 Modèle d'écoulement souterrain en zone saturée

Dans cette partie, nous exposons les résultats du calage et de la validation du modèle d'écoulement souterrain en zone saturée, obtenus grâce à l'approche du milieu continu discrétisé.

7.1.1 Calage du modèle en régime permanent

Le calage du modèle en régime permanent a permis d'ajuster la conductivité hydraulique, la recharge directe et le coefficient de transfert. Les résultats de la modélisation indiquent une bonne corrélation entre les charges hydrauliques simulées et observées (Figures 58 et 59), ainsi qu'entre les débits simulés et observés au niveau des sources.

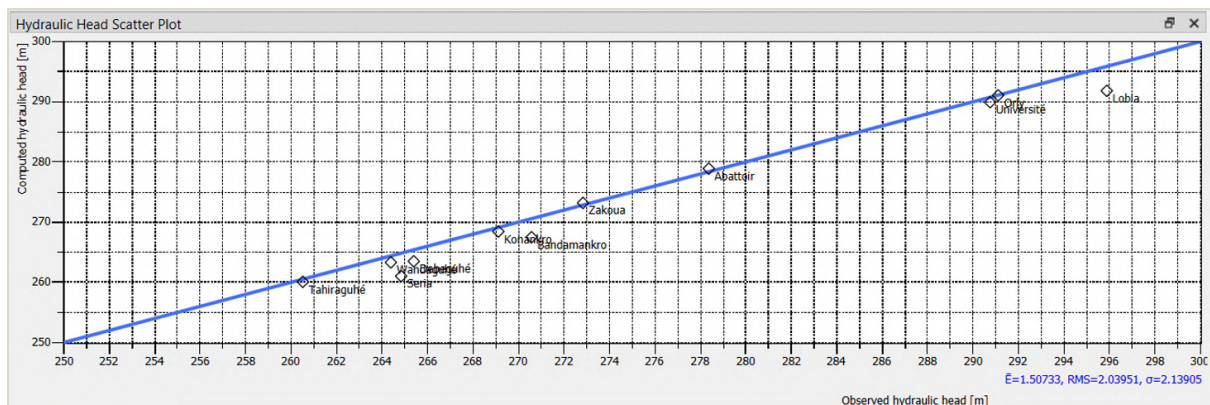


Figure 58 : Corrélation entre charges hydrauliques observées et simulées (août 2022)

Partie III : Résultats et discussion

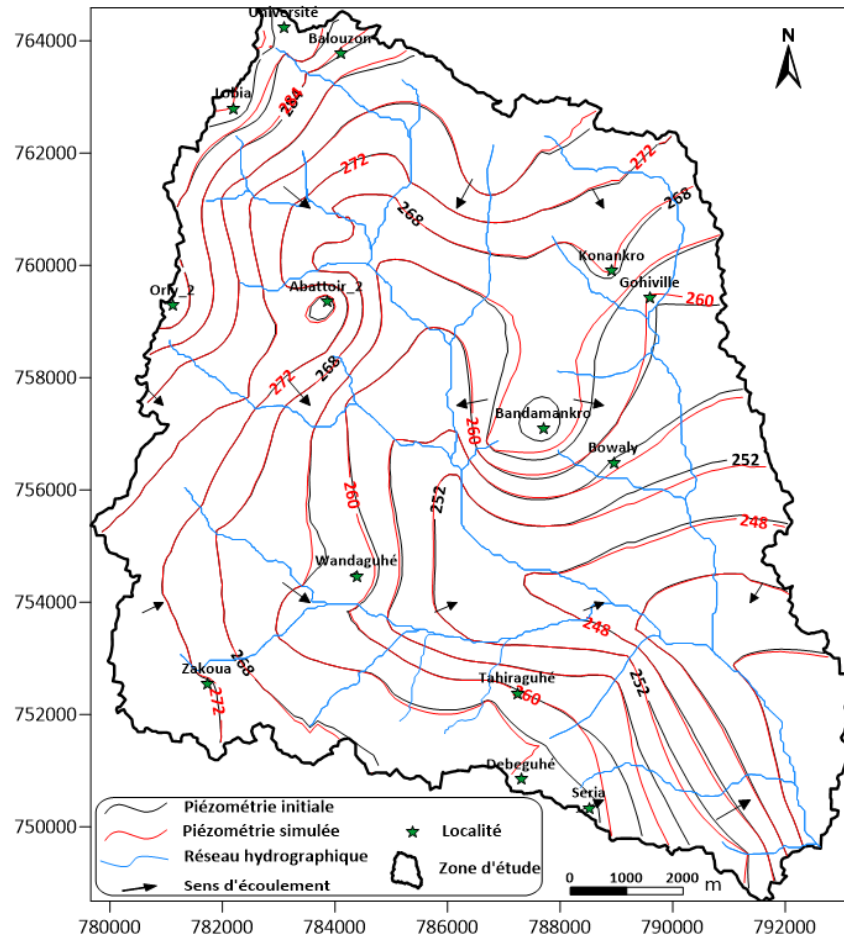


Figure 59 : Carte des charges hydrauliques observées et simulées en régime permanent (août 2022)

Ces ajustements entre les charges simulées et les charges observées ont conduit à une variation spatiale des conductivités hydrauliques du site d'étude. Le calage a été considéré satisfaisant lorsqu'il n'a plus été possible de réduire les écarts entre les données mesurées et les données calculées. Ainsi, la conductivité hydraulique de la saprolite obtenue après le calage du modèle varie entre $2,8 \times 10^{-7}$ m/s et $7,3 \times 10^{-5}$ m/s, avec une moyenne de $5,5 \times 10^{-6}$ m/s et $4,7 \times 10^{-5}$ m/s respectivement au niveau des plateaux et des vallées. Pour la couche la plus densément fracturée du socle, elle varie entre $2,3 \times 10^{-7}$ m/s et $7,4 \times 10^{-5}$ m/s, avec une moyenne de $1,7 \times 10^{-5}$ m/s. Quant à la couche la moins fracturée du socle, la conductivité hydraulique calée est de 1×10^{-7} m/s (Tableau X). La recharge directe simulée permettant d'ajuster les charges observées et simulées est de 50 mm/an. Cette recharge est obtenue à partir d'une recharge initiale de 35 mm/an. La recharge simulée représente environ 5% de la précipitation moyenne annuelle de la zone. Quant à la porosité efficace des différentes couches, elle est restée inchangée et le coefficient de transfert est $1,6 \times 10^{-5}$ (s^{-1}). Le tableau X résume l'ensemble des résultats obtenus après le calage du modèle.

Partie III : Résultats et discussion

Tableau X : Valeur initiale et après calage des paramètres hydrodynamiques

			Valeurs initiales	Valeurs calées
Conductivité hydraulique (m/s)	Couche 1 (saprolite)	Au niveau des plateaux	4,2×10 ⁻⁶	5,5×10 ⁻⁶
		Au niveau des vallées	1,7×10 ⁻⁵	4,7×10 ⁻⁵
	Couche 2 (Horizon fracturé : partie densément fracturée)		4,3×10 ⁻⁶	1,7×10 ⁻⁵
	Couche 3 (horizon fracturé : partie inférieure et moins fracturée)		1×10 ⁻⁷	1×10 ⁻⁷
Porosité efficace (%)	Couche 1 (saprolite)		6	6
	Couche 2 (Horizon fracturé : partie densément fracturée)		2	2
	Couche 3 (horizon fracturé : partie inférieure et moins fracturée)		0,2	0,2
Recharge (mm/an)			35	50
Coefficient de transfert : entrée/sortie (s ⁻¹)			1,7×10 ⁻⁵	1,6×10 ⁻⁵

La répartition spatiale de la conductivité hydraulique, permettant d'ajuster les charges simulées aux charges observées, est présentée en 3D et 2D sur la figure 60. Ces valeurs de conductivités hydrauliques varient spatialement d'une zone à l'autre. Au niveau de la saprolite, elles sont plus élevées dans les vallées. Une vue en coupe marquée comme section transversale a été générée, comme illustré sur la figure 60-b. Cette coupe permet de montrer la forte disparité de la conductivité hydraulique au sein du système aquifère étudié, qui reste toutefois dans la gamme des valeurs mesurées sur le terrain. Cela témoigne de l'hétérogénéité et de la complexité du domaine modélisé.

Partie III : Résultats et discussion

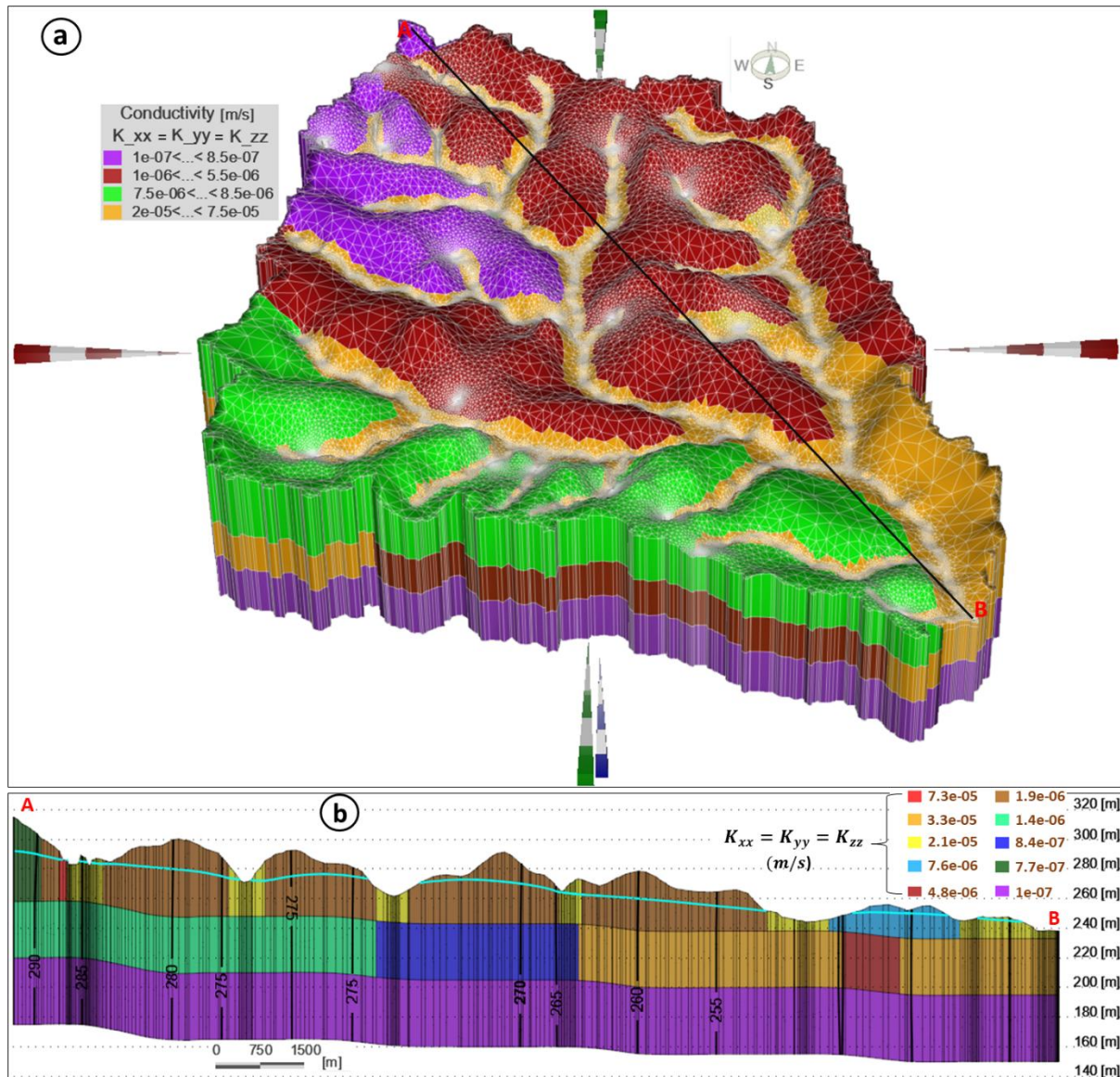


Figure 60 : Distribution spatiale de la conductivité hydraulique des couches du modèle calibré ; le trait bleu indique la surface libre de la nappe et les traits verticaux en noir gras indique le potentiel hydraulique

Les critères de performance du modèle sont consignés dans le tableau XI. La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE) « Root Mean Square error Norm » pour ce calage est égale à 5,4 % (<10 %). Le critère de Nash-Sutcliffe est de 97 % avec une moyenne des écarts absolus entre la piézométrie observée et celle simulée de 1,5 m. L'écart-type entre les différentes charges hydrauliques est à 2,1 m. Ces résultats indiquent que le modèle est bien calibré.

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XI : Valeurs de vérification du calage des paramètres hydrodynamiques

Critères de performance	Symboles	Valeurs
Moyennes des écarts des charges hydrauliques (m)	$ \bar{E} $	1,5
Ecart-type des erreurs des charges hydrauliques (m)	σ	2,1
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (m)	RMSE	2
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée (%)	NRMSE	5,4
Nash-Sutcliffe (%)	NS	97

La figure 61 illustre les écarts entre les charges hydrauliques simulées et observées (août 2022). Bien que ces écarts entre les charges simulées et observées soient faibles dans l'ensemble, il existe certaines zones dont les écarts de charges simulées et observées sont élevés (Tableau XII). Les plus grandes différences sont observées sur les forages de Bandamankro, de Séria et de Lobia piscine avec respectivement des écarts de 3 m, 3,7 m et 3,9 m (Figure 61 et Tableau XII).

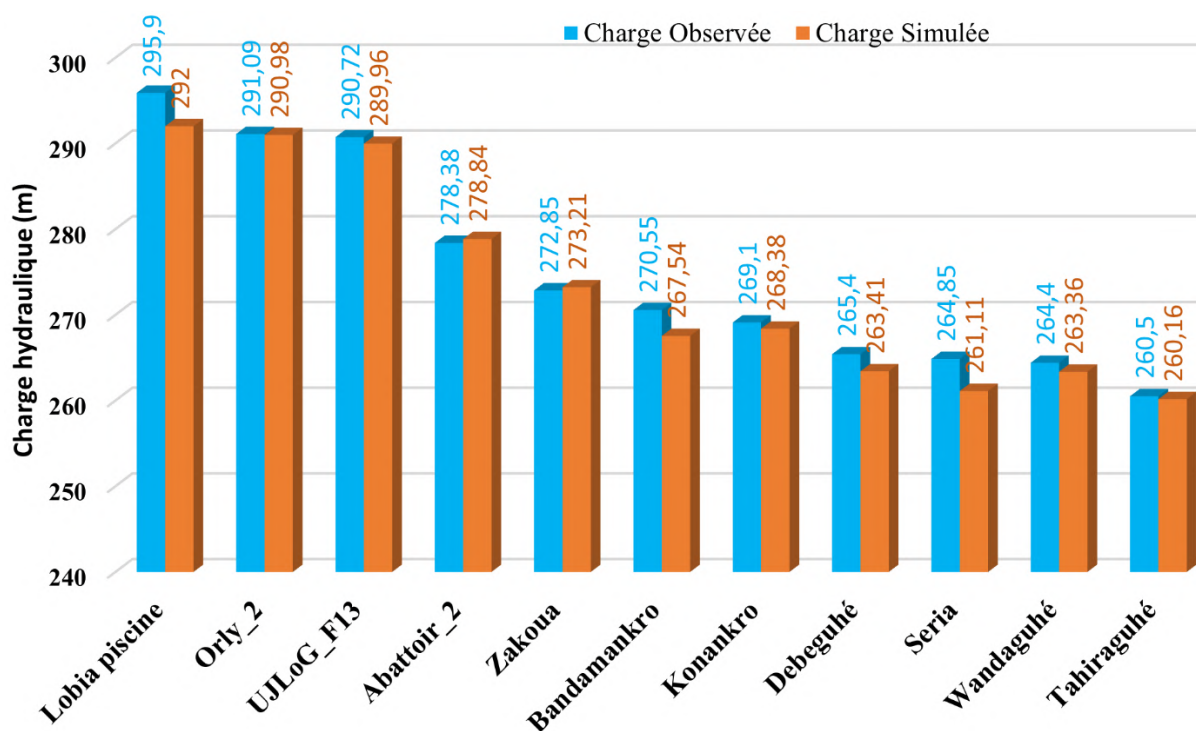


Figure 61 : Comparaison des charges observées et simulées après calibration en régime permanent (août 2022)

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XII : Comparaison entre les charges observées et simulées en régime permanent (août 2022)

	Charges observée (m)	Charges simulées (m)	Différence de charge (m)
Lobia piscine	295,9	292	3,9
Orly	291,09	290,98	0,11
UJLoG_F13 (Université)	290,72	289,96	0,76
Abattoir	278,38	278,84	0,46
Zakoua	272,85	273,21	0,36
Bandamankro	270,55	267,54	3,01
Konankro	269,1	268,38	0,72
Debeguhé	265,4	263,41	1,99
Séria	264,85	261,11	3,74
Wandaguhé	264,4	263,36	1,04
Tahiraguhé	260,5	260,16	0,34

- **Concordance des débits mesurés et simulés au niveau des sources**

La condition de Dirichlet appliquée aux sources a permis d'estimer les débits sortant de celles-ci. L'analyse de la figure 62 révèle une bonne concordance entre les débits simulés et observés (août 2022) au niveau des sources de la zone d'étude, avec un coefficient d'ajustement de 99%. Cet ajustement a été rendu possible grâce à la discrétisation spatiale de la conductivité hydraulique, mettant ainsi en lumière l'hétérogénéité du système aquifère étudié.

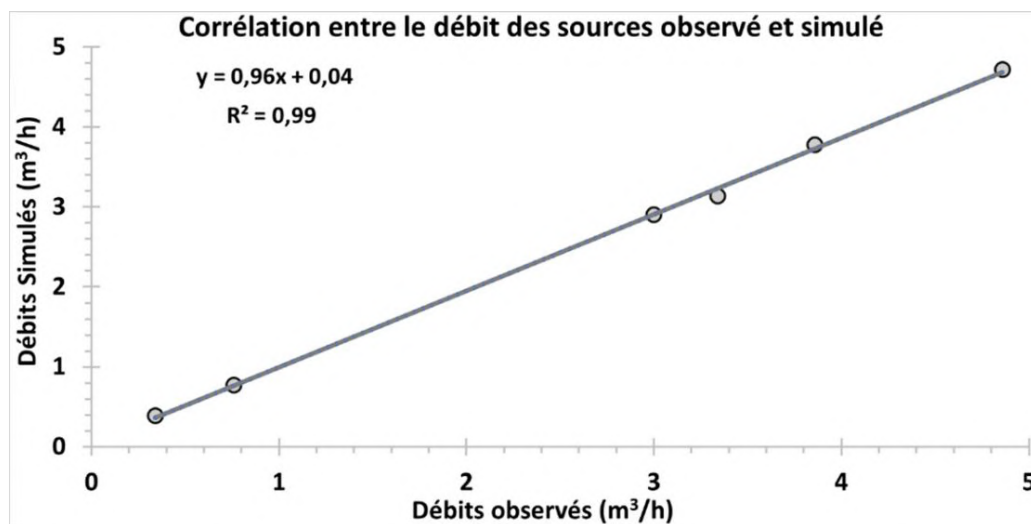


Figure 62 : Corrélation entre débits observés et simulés en régime permanent

Dans l'ensemble, les valeurs des charges hydrauliques et des débits des sources calculées se sont révélées raisonnables et cohérentes avec les observations de terrain. Les résultats de la

Partie III : Résultats et discussion

modélisation montrent que les eaux souterraines alimentent exclusivement la rivière dans la zone d'étude, soit directement, soit par le biais des sources. L'analyse du bilan de masse du modèle a révélé qu'environ 3 % du débit total d'eau fourni par la nappe sur l'ensemble de la zone d'étude sortait au niveau des sources, tandis qu'environ 95 % sortait au niveau des rivières (Tableau XIII). Cette contribution significative au niveau des rivières suggère qu'une grande partie de l'eau fournie par la nappe ne parvient pas aux points d'émergence actuels, ce qui met en évidence le caractère diffus des résurgences dans la zone d'étude. Cette constatation est en accord avec les observations faites sur le terrain et témoigne du bon calage du modèle. Bien que le modèle en régime permanent soit bien calé, il ne représente que les contraintes dans des conditions d'équilibre dynamique. Pour observer les variations des charges hydrauliques au fil du temps dans les conditions modélisées, la simulation en régime permanent peut s'avérer insuffisante. Par conséquent, un modèle en régime transitoire a été développé pour évaluer les effets des propriétés hydrauliques variables dans le temps sur la variabilité des charges hydrauliques et des débits des sources. Les paramètres du modèle en régime permanent ont été utilisés comme base pour le modèle transitoire.

Tableau XIII : Bilan de masse du modèle après le calage en régime permanent

		Entrées (m ³ /h)	Sorties (m ³ /h)
Bilan de masse du modèle	Recharge	796,29	0
	Rivières	1,19	760,08
	Sources	0	21,32
	Forages	0	16,07
Total		797,48	797,47

7.1.2 Validation en régime transitoire

Après un calibrage acceptable du modèle, vient l'étape de validation, qui est réalisée dans cette étude à travers la simulation des valeurs de novembre 2022. Pour tester la stabilité du modèle, une simulation en régime transitoire a été effectuée en maintenant les paramètres hydrodynamiques ajustés lors de la précédente simulation en régime permanent. Cette simulation transitoire s'est déroulée sur une période de deux ans. Pour valider le modèle en régime transitoire, deux mois ont été choisis : août 2022 comme mois de référence et novembre 2022 pour la comparaison. Les mêmes points d'observation utilisés dans la simulation précédente ont été retenus. L'analyse de la figure 63 montre que les valeurs de charge

Partie III : Résultats et discussion

hydraulique simulées en novembre 2022 sont approximativement similaires aux valeurs observées, ce qui indique que le modèle calibré est satisfaisant.

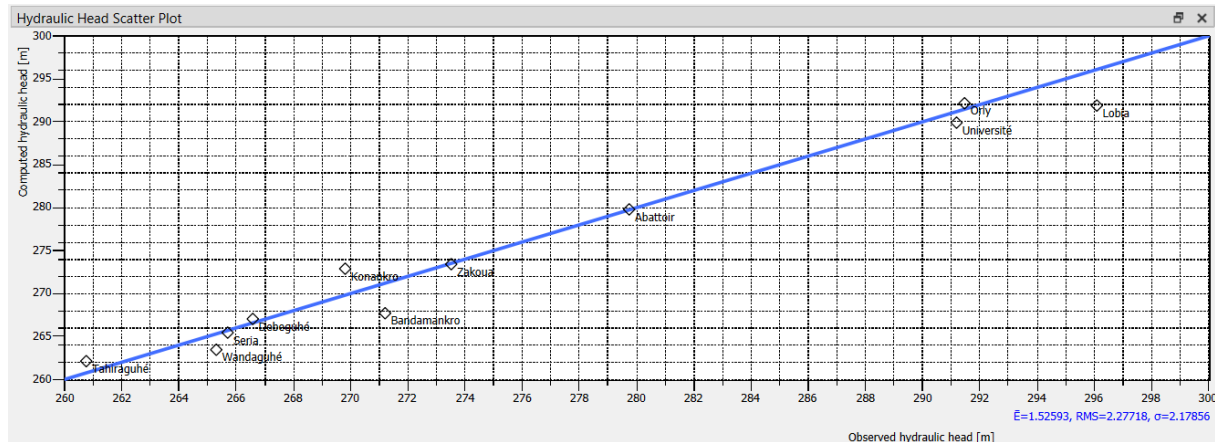


Figure 63 : Corrélation entre charges hydrauliques observées et simulées (novembre 2022)

Le Tableau XIV présente les critères de performance observés après la validation du modèle en régime transitoire. La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne des écarts normalisés (NRMSE) est égale à 5,9 % (<10 %), avec une moyenne des écarts absolus entre la piézométrie observée et celle simulée de 1,5 m. L'écart-type entre les différentes charges hydrauliques est 2,2 m. Le critère de Nash-Sutcliffe est de 96%.

Tableau XIV : Statistiques des tests de validation

Critères de performance	Symboles	Valeurs
Moyennes des écarts des charges hydrauliques (m)	$ \bar{E} $	1,5
Ecart-type des erreurs des charges hydrauliques (m)	σ	2,2
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (m)	RMSE	2,3
Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne normalisée (%)	NRMSE	5,9
Nash-Sutcliffe (%)	NS	96

La figure 64 montre les écarts entre les niveaux piézométriques observés en novembre 2022 et ceux calculés par le modèle. Ces écarts sont significatifs au niveau des forages de Konankro, de Bandamankro et de Lobia piscine où respectivement des écarts de 3 m ; 3,5 m et 4,3 m ont été observés (Tableau V). Dans l'ensemble, la comparaison entre les charges hydrauliques observées et simulées indique que le modèle transitoire reproduit de manière satisfaisante les conditions hydrologiques observées sur le terrain. Par conséquent, les résultats des simulations peuvent être considérés comme satisfaisants (Figure 64 et Tableau V).

Partie III : Résultats et discussion

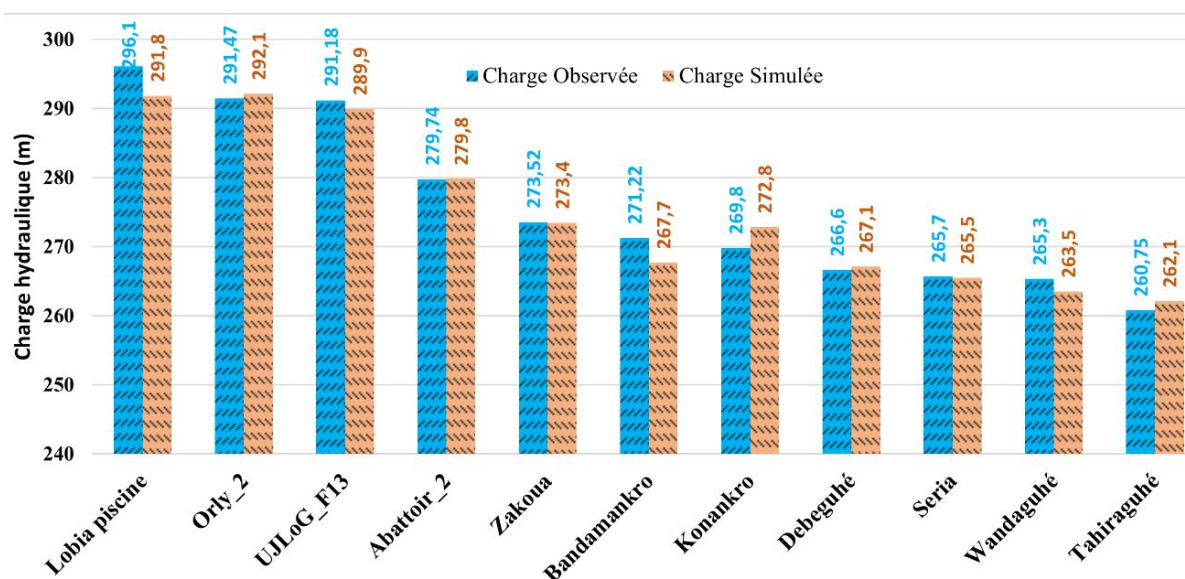


Figure 64 : Comparaison des charges hydrauliques observées et simulées en régime transitoire (novembre 2022)

Tableau XV : Comparaison entre les charges observées et simulées en régime transitoire

	Charges observée (m)	Charges simulées (m)	Différence de charge (m)
Lobia	296,1	291,84	4,26
Orly	291,47	292,12	0,65
Université	291,18	289,92	1,26
Abattoir	279,74	279,79	0,05
Zakoua	273,52	273,43	0,09
Bandamankro	271,22	267,67	3,55
Konankro	269,8	272,83	3,03
Debeguhé	266,6	267,08	0,48
Séria	265,7	265,47	0,23
Wandaguhé	265,3	263,5	1,8
Tahiraguhé	260,75	262,11	1,36

La figure 65 montre une bonne corrélation entre les débits mesurés en novembre 2022 et ceux calculés par le modèle, avec un coefficient d'ajustement de 98 %. Cette forte correspondance, similaire à celle observée pour les charges hydrauliques, confirme que le modèle transitoire reproduit de manière satisfaisante les débits mesurés sur le terrain. Par conséquent, le modèle d'écoulement calibré en régime permanent est considéré comme acceptable et peut être utilisé à des fins prédictives. Ainsi, un modèle de transport de l'âge des eaux souterraines, basé sur le modèle d'écoulement, a été développé pour résoudre un problème de simulation de l'âge des

Partie III : Résultats et discussion

eaux souterraines, en particulier l'espérance de vie et la probabilité d'atteinte. Le paramétrage de ce modèle de transport en régime permanent intègre les paramètres physiques validés en régime transitoire. Les résultats obtenus, présentés dans la section suivante, ont permis de déterminer la zone de capture et de protection des sources.

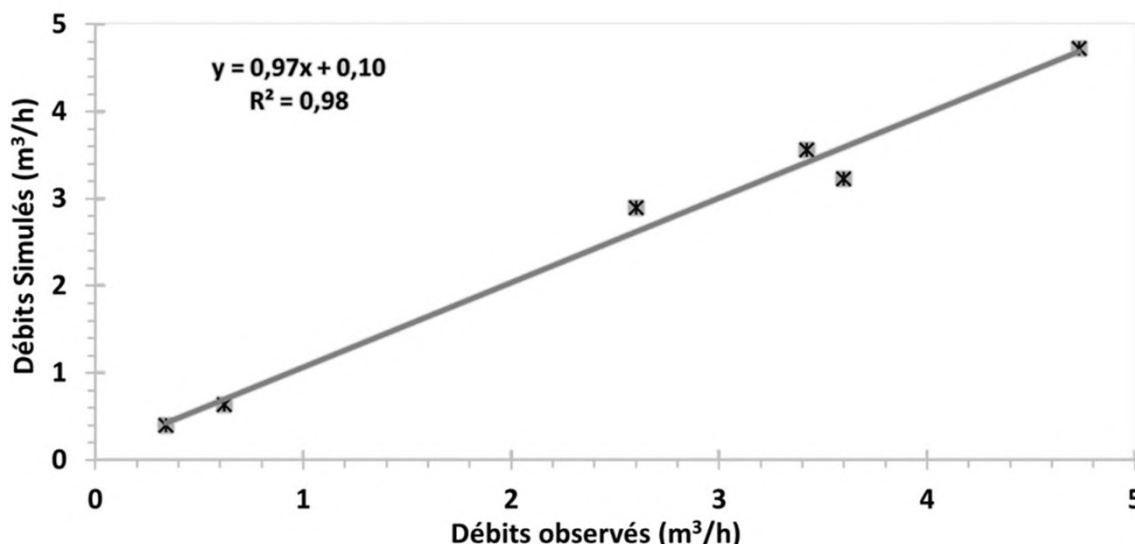


Figure 65 : Corrélation entre débits observés et simulés sous calibration en régime transitoire

7.2 Zones de capture probabiliste et de protection des sources

Cette section présente les résultats des simulations des zones de capture (ou aires d'alimentation) et de protection des sources obtenus à partir d'un modèle de transport d'âge advectif-dispersif. La zone de capture probabiliste est caractérisée par un champ de probabilité indiquant la probabilité qu'une particule d'eau atteigne chaque source. Cette probabilité, variant entre 0 et 1. Les secteurs présentant une forte probabilité d'atteinte sont représentés en orange, tandis que ceux avec une probabilité plus faible apparaissent en bleu (Figure 66 et 67). Les périmètres de protection ont été définis en simulant le temps de transit des particules d'eau dans la zone d'étude (Annexe 8 et 9).

7.2.1 Zones de capture probabiliste

La Figure 67 illustre les champs de probabilité qu'une particule d'eau atteigne chaque source. Les résultats obtenus révèlent que la superficie des zones de capture des sources varie entre 0,17 et 1 Km². La source de Labia présente la plus grande zone de capture, tandis que les plus petites zones sont observées pour les sources d'Abattoir 1 et 2. L'analyse des résultats du modèle révèle les informations présentées au Tableau XVI :

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XVI : Tableau récapitulatif des débits simulés et des zones de capture des sources

Sources	Débit des sources (m ³ /h) (Simulés)	Zones de capture (Km ²) (ou aires d'alimentation)
Tazibouo-U_S2	2,9	0,52
Labia	4,72	1
Abattoir 1	0,39	0,18
Abattoir 2	0,77	0,17
Abattoir SUD-B	3,78	0,93
Zaragoua	3,14	0,8

On constate que les zones de capture les plus petites sont particulièrement observées pour les sources ayant un débit très faible (< 1 m³/h) (Annexe 10), notamment la source d'Abattoir 1 et 2 (Figure 66 et Figure 67 (b-2 et b-3)). Cela suggère que le débit des sources a une influence sur l'étendue de leur zone de capture.

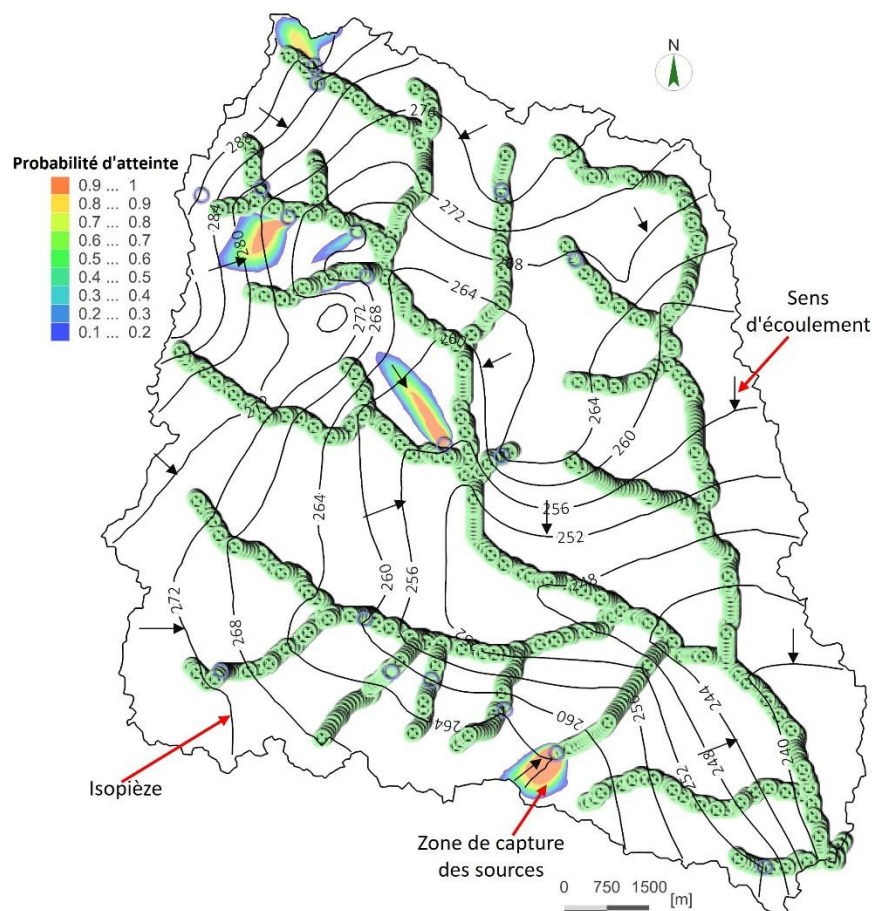


Figure 66 : Carte des charges hydrauliques et des zones de capture simulées (août 2022)

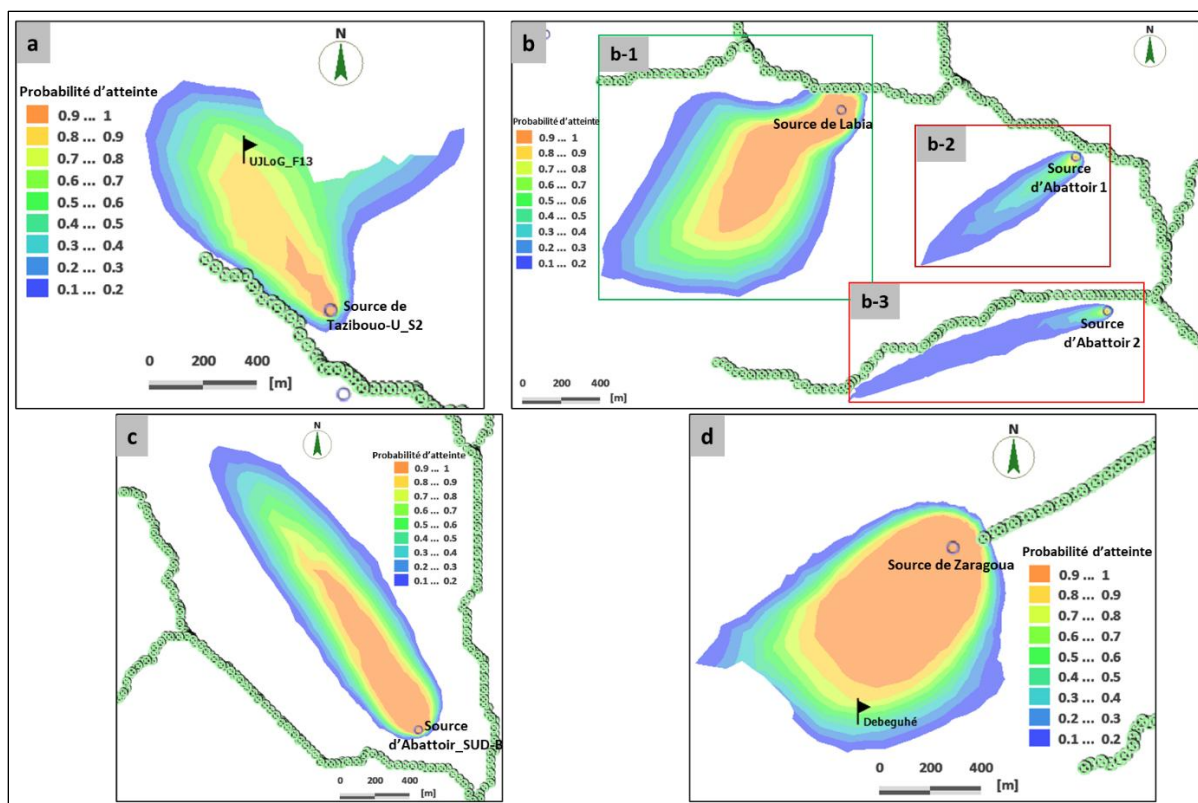


Figure 67 : Champ de probabilité d'atteinte indiquant les zones de capture des sources ; **a** : zone de capture de la source de Tazibouo-U_S2 ; **b-1** : zone de capture de la source de Labia ; **b-2** : zone de capture de la source d'Abattoir 1 ; **b-3** : zone de capture de la source d'Abattoir 2 ; **c** : zone de capture de la source d'Abattoir_SUD-B ; **d** : zone de capture de la source de Zaragoua

7.2.2 Périmètre de protection des sources

Les zones de capture, couvrant des superficies importantes, peuvent poser des défis importants en termes de protection, étant souvent coûteuses voire matériellement irréalisables en fonction du type d'occupation du sol. Afin d'optimiser l'efficacité des mesures de protection tout en minimisant les coûts, il est judicieux de prioriser la protection des zones les plus contributives à l'alimentation des sources. Pour ce faire, il est essentiel d'étudier le cheminement de l'eau au sein de ces zones de capture. Cette partie de l'étude présente les isochrones du temps de parcours des particules d'eau au sein de ces zones, établis à partir du concept d'espérance de vie moyenne. La combinaison de la probabilité d'atteinte avec les isolignes de l'espérance de vie moyenne a permis ainsi de définir des périmètres de protection des sources du domaine d'étude (Figure 68). La figure 68 présente les temps de transit des particules d'eau au sein des zones de capture des sources, notamment les isochrones correspondant à des durées de 50 jours, 1 an, 5 ans et 10 ans. Les résultats indiquent que :

Partie III : Résultats et discussion

- Pour la source de Tazibouo-U_S2, les isochrones correspondant à 50 jours, 1 an, 5 ans et 10 ans se situent respectivement à 14 m, 38 m, 162 m et 268 m ;
- Pour la source de Labia, ces isochrones se situent respectivement à 27 m, 101 m, 295 m et 416 m ;
- Pour la source d'Abattoir_SUD-B, ils se situent respectivement à 20 m, 118 m, 370 m et 535 m ;
- Et pour la source de Zaragoua, à 19 m, 73 m, 195 m et 276 m.

Dans l'ensemble, les isochrones à 50 jours, 1 an, 5 ans et 10 ans se situent respectivement à une distance moyenne de 20 m, 83 m, 256 m et 374 m en amont des sources.

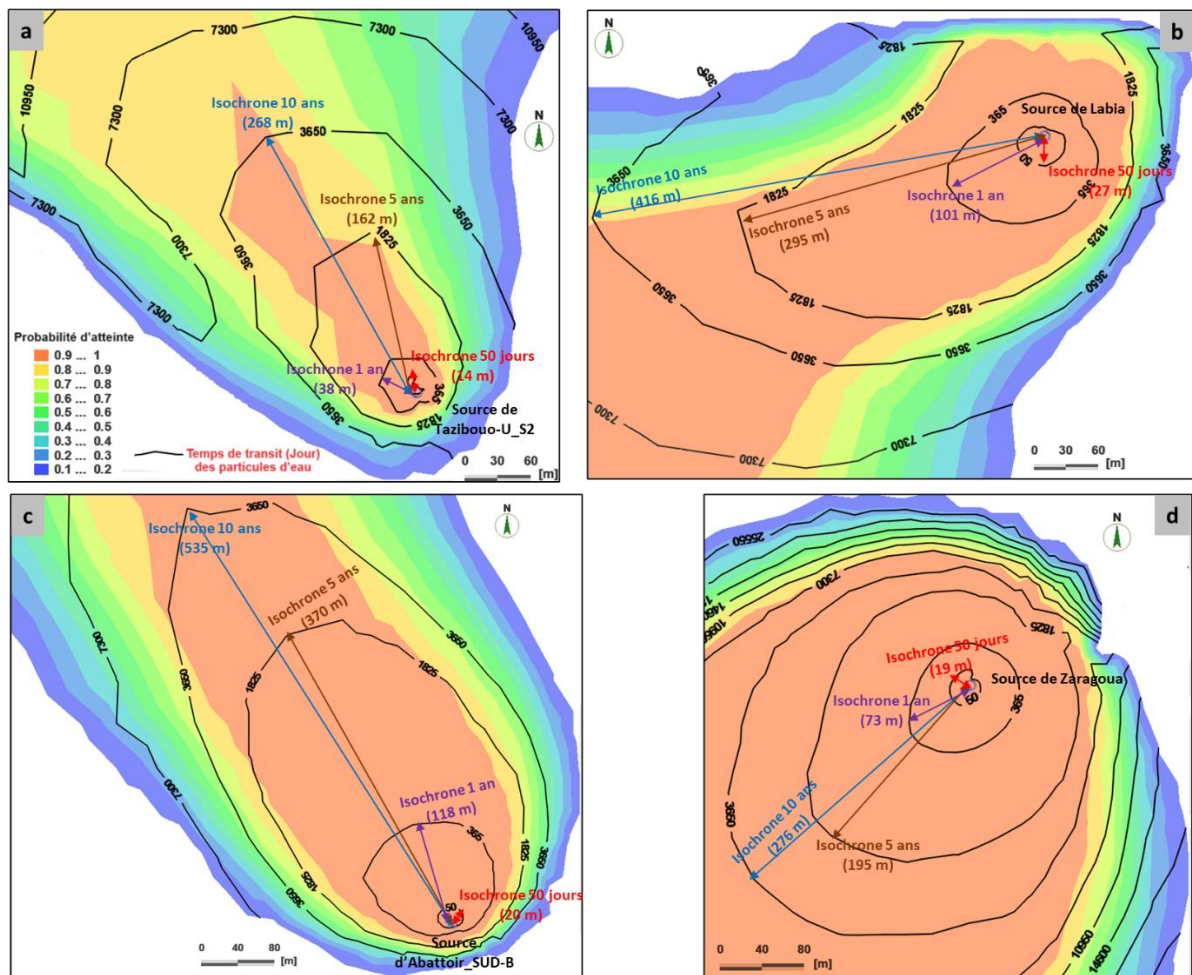


Figure 68 : Superposition des isolignes de l'espérance de vie moyenne aux champs de probabilité d'atteinte ; **a** : périmètre de protection de la source de Tazibouo-U_S2 ; **b** : périmètre de protection de la source de Labia ; **c** : périmètre de protection de la source d'Abattoir_SUD-B ; **d** : périmètre de protection de la source de Zaragoua

7.2.3 Influence de la porosité efficace sur la vitesse d'écoulement

En raison de la proximité des isochrones de 50 jours (périmètre de protection immédiat) par rapport aux sources, nous avons effectué un test de sensibilité sur le modèle de transport. Les résultats de ce test, visant à évaluer l'impact de la porosité de drainage des différentes couches du modèle sur la dynamique d'écoulement des eaux souterraines, sont présentés selon différents scénarios (Figure 69). Le scénario 1 (S1) représente le modèle de transport de référence utilisé pour déterminer les zones de capture et de protection décrites dans la section précédente. Le scénario 1' (S1') a été conçu pour vérifier l'influence de la couche 2 (horizon fracturé) sur l'écoulement global du modèle de référence en réduisant la porosité efficace de cette couche de 50 %. Les scénarios 2 et 3 (S2 et S3) ont ensuite été mis en place pour évaluer l'effet de la porosité efficace de la saprolite (couche 1) sur l'écoulement. Dans le scénario 2, la porosité efficace de la couche 1 a été augmentée de 50 %, tandis que dans le scénario 3, elle a été diminuée de 50 % par rapport au modèle de référence. De la même manière que pour le scénario 1', les scénarios 2' et 3' (S2' et S3') ont été réalisés en réduisant uniquement la porosité efficace de la couche 2 de 50 %, mais en utilisant les paramètres des scénarios 2 et 3 respectivement, afin d'évaluer l'influence de la porosité efficace de la couche 2. Ces différentes simulations ont permis de déterminer l'effet de la porosité efficace sur la position des isochrones par rapport à chaque source. Les résultats de ces tests sont illustrés dans la figure 69 pour la source de Labia et dans l'annexe 11 pour toutes les sources.

L'analyse de la figure 69 révèle les variations de la position des isochrones par rapport à la source de Labia en fonction des modifications de la porosité de drainage de la saprolite (couche 1) et celle de la couche fracturée sous-jacente (couche 2).

❖ Diminution de la porosité de drainage de la saprolite (couche 1) de 50 % (scénario 2) :

- o **Isochrone de 50 jours** : passe de 27 m à 37 m (augmentation de 10 m)
- o **Isochrone de 1 an** : passe de 101 m à 138 m (augmentation de 37 m)
- o **Isochrone de 5 ans** : passe de 295 m à 363 m (augmentation de 68 m)
- o **Isochrone de 10 ans** : passe de 416 m à 473 m (augmentation de 57 m)

❖ Diminution de la porosité de drainage des couches 1 et 2 de 50 % (scénario 2') :

- o **Isochrone de 50 jours** : passe de 27 m à 38 m (augmentation de 11 m)
- o **Isochrone de 1 an** : passe de 101 m à 163 m (augmentation de 62 m)

Partie III : Résultats et discussion

- o **Isochrone de 5 ans** : passe de 295 m à 400 m (augmentation de 105 m)
- o **Isochrone de 10 ans** : passe de 416 m à 490 m (augmentation de 74 m)
- ❖ **Augmentation de la porosité de drainage de la saprolite (couche 1) de 50 % (scénario 3) :**
 - o **Isochrone de 50 jours** : passe de 27 m à 16 m (diminution de 11 m)
 - o **Isochrone de 1 an** : passe de 101 m à 54 m (diminution de 47 m)
 - o **Isochrone de 5 ans** : passe de 295 m à 197 m (diminution de 98 m)
 - o **Isochrone de 10 ans** : passe de 416 m à 292 m (diminution de 124 m)
- ❖ **Augmentation de la porosité de drainage de la couche 1 de 50 % et diminution de celle de la couche 2 de 50 % (scénario 3') :**
 - o **Isochrone de 50 jours** : passe de 27 m à 17 m (diminution de 10 m)
 - o **Isochrone de 1 an** : passe de 101 m à 56 m (diminution de 45 m)
 - o **Isochrone de 5 ans** : passe de 295 m à 203 m (diminution de 92 m)
 - o **Isochrone de 10 ans** : passe de 416 m à 295 m (diminution de 121 m)

Ces résultats montrent clairement et logiquement que la vitesse d'écoulement des eaux souterraines augmente lorsque la porosité de drainage de la saprolite diminue, et diminue lorsque la porosité de drainage de la saprolite augmente. De plus, lorsque la porosité de drainage de la saprolite est faible, la diminution de la porosité de drainage de la couche fracturée sous-jacente a un effet plus significatif sur la dynamique d'écoulement. En revanche, lorsque la porosité de drainage de la saprolite est élevée, la diminution de la porosité de drainage de la couche fracturée a peu d'impact. La porosité de drainage joue donc un rôle crucial dans la définition des périmètres de protection des ouvrages de captage des eaux souterraines. Parmi les différents scénarios testés, le scénario 2' apparaît comme le plus réaliste pour définir le périmètre de protection des sources, notamment en ce qui concerne la vitesse d'écoulement des eaux souterraines dans un contexte de socle cristallin. Pour ce scénario, les isochrones de 50 jours, 1 an, 5 ans et 10 ans se trouvent respectivement à des distances moyennes de 30 m, 130 m, 351 m et 474 m en amont des sources (Annexe 11). Ces distances sont recommandées pour la protection des sources étudiées et peuvent également être appliquées à des environnements géologiques similaires.

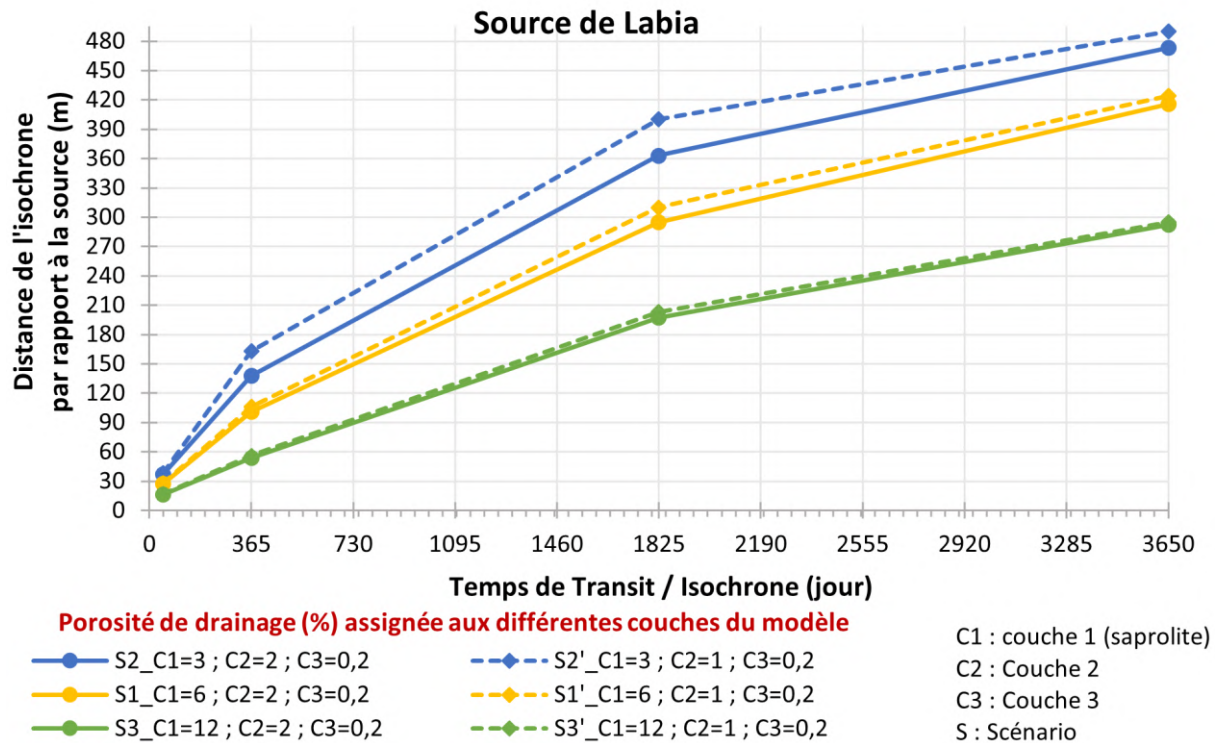


Figure 69 : Influence de la porosité efficace sur la dynamique d'écoulement des eaux souterraines

7.3 Discussion

Calage et validation

L'objectif de la protection des sources est de maintenir leurs eaux souterraines aussi proches que possible de leur état naturel, tant du point de vue de leur qualité que de leur quantité, afin d'assurer un approvisionnement suffisant en eau de qualité à partir des sources. Pour atteindre ces objectifs, il est essentiel de délimiter les zones de capture et de protection des sources pour prévenir toutes formes de pollution et gérer les installations d'ouvrage de captage des eaux souterraines au sein des zones de capture des sources. Cependant, l'approche méthodologique utilisée peut sous-estimer ces zones de capture et de protection, surtout dans des environnements géologiques complexes. Dans ce contexte, l'utilisation de modèles numériques est recommandée pour les aquifères complexes (Stauffer *et al.*, 2005 ; Bussard *et al.*, 2006), comme ceux présents dans la zone d'étude. Selon Liu *et al.* (2019), les modèles numériques basés sur des modèles conceptuels peu fiables peuvent conduire à une sous-estimation des zones de capture, limitant ainsi la surface protégée et augmentent le risque de contamination des sources. Cependant, en intégrant les sources dans cette étude, nous avons pu développer un modèle conceptuel robuste capable de simuler de manière fiable les conditions hydrogéologiques des sources. Ce qui améliore la fiabilité des zones de capture et de protection

Partie III : Résultats et discussion

délimitées. Le schéma conceptuel de la zone d'étude, qui représente une simplification à l'échelle locale du modèle présenté dans les sections précédentes, a mis en évidence la géométrie de la saprolite ainsi que les deux parties de la couche fracturée. Ce modèle conceptuel a également révélé que le profil d'altération de la saprolite se compose principalement de latérites meubles, d'argiles latéritiques, de sables et d'arènes, illustrant ainsi la grande hétérogénéité de cette formation dans la zone d'étude, comme l'ont confirmé Kouadio (2022) et Mangoua (2013), qui ont travaillé dans des environnements géologiques similaires. Les mesures de perméabilité in situ réalisées sur la saprolite à l'aide d'un infiltromètre à double anneaux, ainsi que celles issues de l'interprétation des essais de nappe (couche fracturée), ont également confirmé cette hétérogénéité du système aquifère étudié. Ces hétérogénéités lithologiques au sein du système aquifère étudié sont en adéquation avec le modèle conceptuel proposé par Kouadio (2022) pour le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, et s'intègrent bien aux logs hydrogéologiques de travaux antérieurs de Lachassagne *et al.* (2015) ainsi que de Soro (2017) menés dans des contextes géologiques similaires. La prise en compte de cette hétérogénéité dans le modèle numérique a été réalisée par un ajustement spatial de la conductivité hydraulique des couches du modèle sur des mailles prédéfinies, conformément aux recommandations de Sauret (2008) et de Loizeau (2013).

Le calage en régime permanent du modèle d'écoulement des eaux souterraines a donné un NRMSE égal à 5,4 % (< 10%), indiquant ainsi le modèle numérique est bien calé (Perrin *et al.*, 2001 ; Loizeau, 2013 ; Kouamé *et al.*, 2017). L'ajustement manuel de la conductivité hydraulique lors du calage du modèle d'écoulement couplé au modèle conceptuel a permis de déterminer des valeurs de conductivité hydraulique proches de la réalité. Au niveau de la saprolite, les conductivités hydrauliques ajustées sont hétérogènes, variant de $2,8 \times 10^{-7}$ m/s à $7,3 \times 10^{-5}$ m/s. Ces valeurs ajustées sont généralement du même ordre de grandeur que la conductivité hydraulique moyenne mesurée qui est de $6,9 \times 10^{-6}$ m/s. Cependant, au niveau de l'amont du bassin, les valeurs ajustées diffèrent des valeurs de conductivité hydraulique mesurées dans ces zones. Bien que ces valeurs ajustées paraissent faibles par rapport à celles mesurées, elles permettent néanmoins d'obtenir une corrélation satisfaisante entre les données (piézométries et débits) simulées et observées. Dans les vallées, au voisinage des cours d'eau, la conductivité hydraulique ajustée est généralement de l'ordre de 10^{-5} m/s, ce qui est cohérent avec les mesures effectuées dans ces zones. Ces vallées représentent d'importantes zones d'émergences des eaux souterraines vers les rivières, justifiant l'attribution de valeurs de conductivité hydraulique plus élevées. Globalement, les valeurs de conductivité hydraulique

Partie III : Résultats et discussion

assignées sont représentatives de la saprolite, étant donné qu'elles se situent dans la gamme de 10^{-7} m/s à 10^{-5} m/s. Des recherches antérieures dans des environnements géologiques similaires ont rapporté des valeurs de conductivité hydraulique de la saprolite comprises dans cette gamme (Chilton & Foster, 1995 ; Dewandel *et al.*, 2006). Pour la partie la plus densément fracturée de la couche fracturée, les valeurs de conductivités hydrauliques ajustées varient également de $2,3 \times 10^{-7}$ m/s à $7,4 \times 10^{-5}$ m/s. Ces valeurs ajustées sont généralement plus élevées que celles ajustées au niveau de la saprolite, ce qui est cohérent avec les résultats de recherche antérieur indiquant que la couche fracturée présente des conductivités hydrauliques supérieures à celles de la saprolite dans les milieux de socle cristallin (Lachassagne *et al.*, 2011). Les valeurs ajustées au niveau de la partie la moins fracturée de la couche fracturée sont plus incertaines en raison de données limitées, d'où l'attribution d'une valeur moyenne de 1×10^{-7} m/s. La distribution spatiale de la conductivité hydraulique a joué un rôle important dans le modèle, permettant ainsi de calibrer à la fois le débit des sources et les charges hydrauliques observées en contrôlant avec précision la répartition spatiale de la conductivité autour des ouvrages cibles. Suite à ces ajustements, la valeur de coefficient de transfert (entrée/sortie) de $1,6 \times 10^{-5}$ a été appliquée au niveau des rivières. En effet, la période du mois d'août choisi pour la modélisation est une période intermédiaire entre les basses eaux et hautes eaux. Les rivières sont donc toutes pérennes à cette période. Le coefficient de transfert ajusté est légèrement inférieur à la conductivité hydraulique ajustée au niveau des vallées. Cela suggère que le lit des cours d'eau est légèrement colmaté, ce qui est cohérent avec les observations de terrain. En effet, le coefficient de transfert est un paramètre qui contrôle l'effet de colmatage du lit des rivières. Pour un cours d'eau dont le lit n'est pas colmaté, le coefficient de transfert aura la même valeur que la conductivité hydraulique des formations aquifères en place (Loizeau, 2013 ; Rossier, 2025). La valeur de recharge ajustée dans le modèle est de 50 mm/an, ce qui suggère que la valeur estimée de 35 mm/an avec la méthode WTF dans cette étude est supposée être représentative de la zone d'étude. À partir de ces paramètres hydrodynamiques ajustés, une bonne corrélation a été constatée entre les données simulées et observées que sont les charges hydrauliques et débits des sources. Bien que les écarts entre les charges simulées et observées soient globalement faibles, certaines zones présentent des écarts élevés. Les plus grandes différences sont observées sur les forages de Bandamankro, de Séria et de Lobia piscine, avec respectivement des écarts de 3 m, 3,7 m et 3,9 m. Ces différences sont probablement dues à des facteurs spécifiques au site tels que les variations locales de la conductivité hydraulique et les effets de recharge locale, comme l'ont indiqué les résultats de certaines recherches antérieures

Partie III : Résultats et discussion

(Edmunds *et al.*, 2002 ; Stauffer *et al.*, 2005 ; Molson & Frind, 2017 ; Janos *et al.*, 2018 ; Ali Rahmani *et al.*, 2018).

Après calibration, le modèle a été validé en régime transitoire en utilisant les données de débit des sources et les charges hydrauliques mesurées en novembre 2022. Dans ce modèle transitoire, une série temporelle a été créée pour la recharge et le coefficient de transfert. En se basant sur les calculs effectués avec la méthode WTF, une variation temporelle a été imposée pour la recharge, permettant ainsi de prendre en compte l'hétérogénéité temporelle de la recharge (périodes de recharge et de décharge), comme le suggèrent les recherches antérieures (Loizeau, 2013 ; Li *et al.*, 2024 ; Rossier, 2025). De plus, une série temporelle a été intégrée pour modéliser les effets saisonniers sur les rivières de la zone d'étude, en se basant sur les informations de terrain, afin de prendre en compte les périodes où les rivières sont pérennes et celles où elles ne le sont pas. Les mêmes points d'observation utilisés dans le modèle en régime permanent ont été repris pour la validation du modèle. En régime permanent, le critère de performance (NRMSE) est de 5,4 %, et en régime transitoire, il est de 5,9 %, avec un critère de Nash-Sutcliffe de 96 %. En régime permanent, le coefficient de corrélation entre les débits des sources mesurés en août 2022 et ceux calculés par le modèle est de 99 %, tandis qu'en régime transitoire, ce coefficient est de 98 % entre les débits mesurés en novembre 2022 et ceux simulés pour le même mois. Aucune différence significative n'a été observée entre les débits simulés et mesurés en novembre 2022, témoignant de la robustesse et de la stabilité du modèle mis en place (Chow *et al.*, 2016 ; Kouadio, 2022 ; Rossier, 2025).

Zones de capture probabiliste et de protection à l'aide de modèle de transport advectif-dispersif

Le modèle d'écoulement des eaux souterraines, calibré en régime permanent, a servi de base pour élaborer le modèle de transport advectif-dispersif d'âge simulant l'espérance de vie moyenne et la probabilité d'atteinte. Pour ce faire, une condition limite de type 1 (condition de Dirichlet) a été imposée à l'emplacement de la source. Les valeurs de la dispersivité longitudinale (α_L) et transversale (α_T) ont été arbitrairement fixées à 20 m et 3 m respectivement dans le modèle de transport d'âge. Ces valeurs se situent dans la plage de dispersivité donnée par Engesgaard *et al.* (1996) et Appelo & Postma (2004) pour un modèle de cette échelle. Le coefficient de diffusion moléculaire a également été arbitrairement fixé à 1.10^{-9} m²/s, similaire à celui d'un traceur conservatif, comme décrit dans des études antérieures (Fretwell *et al.*, 2005 ; Perera *et al.*, 2008 ; Montcoudiol *et al.*, 2015). Des valeurs de dispersion et de diffusion similaires ont été appliquées dans la modélisation du transport d'âge en 2D et

Partie III : Résultats et discussion

3D par Molson & Frind (2012) ; Attard *et al.* (2016) et Chow *et al.* (2016). Les différents résultats obtenus à l'issue des simulations d'espérance de vie moyenne et de probabilité d'atteinte sont cohérents avec le sens d'écoulement des eaux souterraines au niveau de la zone d'étude. Ces résultats démontrent l'applicabilité et la robustesse du modèle conceptuel développé, ainsi que sa capacité à reproduire fidèlement les écoulements dans un modèle numérique. On remarque que la méthode a été capable de déterminer correctement les zones de capture des sources et les temps de trajet au niveau de ces zones. Cependant, les six sources sélectionnées présentent clairement de fortes différences dans les formes de leurs distributions de probabilité d'atteinte. Il est à noter que les plus petites zones de capture obtenues semblent moins réalistes en termes de surface d'alimentation de la source. Cette observation est particulièrement notable pour les sources ayant un débit très faible ($< 1 \text{ m}^3/\text{h}$), notamment la source d'Abattoir 1 et 2. Hormis ces incohérences qui pourraient également être liées à des effets topographiques, le modèle de transport de l'âge des eaux souterraines, avec l'espèce d'âge "probabilité d'atteinte", par advection et dispersion simule de manière satisfaisante les zones de capture des sources. La combinaison des isolignes de l'espérance de vie moyenne et du champ de probabilité d'atteinte a permis de déterminer le temps de trajet au niveau de la zone de capture en positionnant des isochrones dans le champ de probabilité [0,1-1]. Cette méthode a facilité la délimitation de la zone de protection des sources en se basant sur la position des isochrones. Dans l'ensemble, les isochrones de 50 jours, 1 an, 5 ans et 10 ans se trouvent en moyenne à 20 m, 83 m, 256 m et 374 m en amont des sources. La proximité de ces isochrones par rapport aux sources pourrait s'expliquer par les faibles valeurs de conductivité hydraulique dans ces zones, généralement de l'ordre de 10^{-6} . Cependant, cela pourrait également être influencé par les variations locales des paramètres de stockage, comme la porosité de drainage, qui n'ont pas été prises en compte. Le test de sensibilité effectué sur la porosité de drainage en témoigne. Au vu des résultats qui précèdent, notamment ceux du test de sensibilité, la valeur moyenne des périmètres de protection pourrait être fixée respectivement à 30 m (isochrone de 50 jours) pour le périmètre de protection immédiat et à 130 m (isochrone de 1 an) pour le périmètre de protection rapproché. Pour le périmètre de protection éloigné, l'intégralité de la zone de capture devrait être considérée. Par mesure de précaution et conformément aux résultats de recherches antérieures (Molson & Frind, 2012 ; Sousa *et al.*, 2013 ; Chow *et al.*, 2016), une attention particulière devrait être portée à la zone la plus contributive à l'alimentation, à savoir le champ de probabilité d'atteinte [0,9-1], afin d'assurer une protection adéquate et durable des sources. Bien que les isochrones issus de la distribution de l'espérance de vie moyenne soient cohérents avec les systèmes d'écoulement généraux dans la zone d'étude, les temps de transit

Partie III : Résultats et discussion

simulés dans cette étude sont dans l'ensemble courts. Cependant, ces temps de trajet restent raisonnables, d'autant que les travaux de recherche antérieurs sur les aquifères altérés et fracturés révèlent des vitesses d'écoulement similaire (Marine, 1967 ; Sawada *et al.*, 2000 ; Tellam & Barker, 2006). En effet, les travaux de Marine (1967) et de Sawada *et al.* (2000) montrent que les vitesses d'écoulement dans les aquifères cristallins altérés et fracturés sont très variables, oscillant entre 2 et 100 m/an. De plus, Tellam & Barker (2006), qui ont étudié des aquifères de grès au Royaume-Uni, ont démontré que les vitesses d'écoulement dans les aquifères altérées et fracturées sont généralement inférieures à 200 m/an. Par ailleurs, les travaux de Woolfenden & Ginn, (2009) et de Kim & Lee, (2020) soulignent l'impact de la porosité et de la dispersivité, notamment la porosité efficace et l'ampleur relative de la dispersivité longitudinale par rapport à la dispersivité transversale, sur la distribution de l'espérance de vie moyenne. Selon ces auteurs, ces paramètres pourraient influencer les caractéristiques de l'écoulement, telles que la vitesse d'écoulement. Ainsi, les isolignes de l'espérance de vie, qui ont tendance à être basses par rapport à la position des sources, peuvent être considérées comme prudentes dans le cadre de la protection des sources étudiées. Par conséquent, l'adoption de techniques de discrétisation appropriées de la dispersivité et de la porosité efficace, basées sur des données de terrain, serait importante pour obtenir des résultats plus fiables.

Conclusion partielle

Les zones de capture des sources jouent un rôle important dans la protection des eaux de source contre la pollution anthropique et la gestion des ressources en eau souterraine. Le modèle de transport de l'âge des eaux souterraines, élaboré en régime permanent, a permis de déterminer les zones de capture probabilistes des sources, cohérentes avec le système d'écoulement des eaux souterraines dans la zone d'étude. Cela démontre la bonne conceptualisation du modèle conceptuel des sources développé dans cette étude. Cependant, nous avons constaté que lorsque le débit de la source est faible ($< 1 \text{ m}^3/\text{h}$), le modèle simule des zones de capture moins réalistes. L'analyse des isolignes de l'espérance de vie moyenne a permis de déterminer les isochrones autour des sources permettant ainsi de délimiter les zones de protection des sources conformément aux réglementations en vigueur. Sur la base de l'analyse de sensibilité à la porosité efficace, les périmètres de protection sont définis comme suit : une distance moyenne de 30 m pour le périmètre de protection immédiat (isochrone de 50 jours), de 130 m pour le périmètre de protection rapproché (isochrone de 1 an) et la superficie totale de la zone de capture pour le périmètre protection éloigné.

CONCLUSION

Conclusion

Ce travail de thèse a été mené dans le but de comprendre le fonctionnement hydrogéologique du système aquifère alimentant les sources dans les régions de socle cristallin altéré et fracturé. Plus spécifiquement, il s'agissait de caractériser le système aquifère alimentant les sources de la commune de Daloa, d'élaborer un modèle conceptuel de ces sources, et de déterminer les aires d'alimentation (ou zones de capture) et de protection des sources à l'aide d'un modèle de transport advectif-dispersif. Pour ce faire, une méthodologie fondée sur la complémentarité de plusieurs techniques a été mise en œuvre. Pour caractériser le système aquifère, une description lithologique du profil d'altération a été réalisée à partir des données de forage. Des analyses statistiques ont été effectuées, notamment pour déterminer le pourcentage cumulé du débit linéaire et la densité des arrivées d'eau sous la base de la saprolite, afin de caractériser la partie la plus productive de la couche fracturée. Les paramètres hydrodynamiques ont été estimés à l'aide de la méthode de l'infiltromètre double anneaux, des essais de pompage, et de la porosité efficace en laboratoire par la méthode d'imbibition. La recharge annuelle a été évaluée en utilisant la méthode de fluctuation piézométrique. Pour l'élaboration du modèle conceptuel des sources, une approche combinant des données de forage et des données géophysiques a été adoptée. Les zones de capture et de protection des sources ont été déterminées à l'aide d'un modèle de transport advectif-dispersif utilisant le code FEFLOW. Cette approche méthodologique a permis de fournir une compréhension approfondie du fonctionnement hydrogéologique des sources de la commune de Daloa, contribuant ainsi à leur protection efficace et durable.

Caractéristiques du système aquifère

La caractérisation de la structure de l'aquifère est essentielle pour comprendre son fonctionnement hydrodynamique. L'analyse de diverses données, notamment les lithologs et les observations de terrain, a permis de décrire le profil d'altération du système aquifère du bassin versant de la rivière Tétégbeu. Le profil d'altération suit une structuration verticale classique comprenant de la surface à la base : les allotérites (0 à 40 m d'épaisseur), les isaltérites (3 à 30 m d'épaisseur sur les profils complets non érodés) et l'horizon fracturé (ou couche fracturée). Les allotérites et les isaltérites qui caractérisent la saprolite, diffèrent par leur composition lithologique. Les allotérites (partie supérieure de la saprolite) sont constituées de cuirasse latéritique, de graviers latéritiques et d'argiles latéritiques bariolées, tandis que les isaltérites (partie inférieure de la saprolite) sont composées de sables argileux, de sables et d'arènes. L'analyse statistique du débit linéaire et de la distribution verticale des arrivées d'eau sous la saprolite a révélé que la partie la plus productive de la couche fracturée se situe dans les 35 à

Conclusion

40 premiers mètres sous la base de la saprolite. Cette couche est principalement exploitée par des forages.

Les paramètres hydrodynamiques de la couche fracturée ont été déterminés à partir des résultats des essais de pompage. La transmissivité moyenne obtenue est $T = 1,3 \times 10^{-4}$ m²/s et la conductivité hydraulique moyenne est $K_v = 4,3 \times 10^{-6}$ m/s. Pour la saprolite, la conductivité hydraulique moyenne déterminée à partir de la méthode d'infiltration à double anneau, est de $K_v = 6,9 \times 10^{-6}$ m/s et la porosité efficace moyenne obtenue est de 5,6 %.

Le suivi trimestriel de la nappe du bassin versant de la rivière Tétégbeu a permis de comprendre l'évolution spatio-temporelle de la piézométrie du bassin. La carte piézométrique élaborée à partir de ces données a montré que, dans ce bassin versant, l'écoulement des eaux souterraines suit principalement la topographie. Le niveau de la nappe dans cette zone varie de 0,7 à 3,7 mètres, avec une moyenne de 1,7 mètre entre les périodes de hautes eaux et de basses eaux. La recharge directe des eaux souterraines, estimée par la méthode WTF, est de 35 mm/an, soit 4 % des précipitations en 2022.

Modèle conceptuel hydrogéologique des sources

Les résultats des profils de Tomographie de Résistivité Electrique (TRE) réalisés sur les plateaux ainsi que dans les vallées où apparaissent les sources ont montré que les formations latéritiques observées sur les plateaux ont été érodées dans les vallées. Dans ces vallées, seules les isaltérites affleurent, accompagnées éventuellement de croûtes de fer récentes résultant de l'altération secondaire tardive de ce profil d'altération érodé. Le sable argileux, le sable et les arènes qui constituent l'aquifère des isaltérites alimentent ainsi les sources. La couche fracturée sous-jacente, dont le sommet se trouve 20 à 30 m plus profond que le niveau des sources, n'est pas directement impliquée dans cette alimentation.

Bien que les techniques de résistivité électrique en 2D soient efficaces pour identifier les structures des profils d'altération y compris les zones de fracturation intense, elles sont limitées pour imager les fractures individuelles de la couche fracturée qui ont été observées pendant la foration.

Modèles d'écoulement souterrain de la nappe du bassin versant de la rivière Tétégbeu

Le modèle d'écoulement souterrain de la nappe du bassin versant de la rivière Tétégbeu a été calé en régime permanent et validé en régime transitoire avec des données de terrain. Ce modèle a révélé que les eaux souterraines alimentent exclusivement la rivière, soit directement, soit à travers les sources. Les paramètres hydrodynamiques simulés varient entre $K = 2,8 \times 10^{-7}$ m/s et

Conclusion

$K = 7,3 \times 10^{-5}$ m/s pour la première couche, entre $K = 2,3 \times 10^{-7}$ m/s et $K = 7,4 \times 10^{-5}$ m/s pour la deuxième couche, et $K = 1 \times 10^{-7}$ m/s pour la troisième couche. La recharge simulée est de 50 mm/an, ce qui représente environ 5 % de la pluviométrie annuelle.

Zones de capture et de protection des sources

Le modèle de transport de l'âge des eaux souterraines, élaboré en régime permanent, a permis de déterminer les zones de capture et de protection des sources. La superficie des zones de capture des sources varie entre 0,17 Km² et 1 Km². Les périmètres de protection des sources sont spécifiés comme suit : une distance moyenne de 30 m autour des sources a été définie pour le périmètre de protection immédiat (isochrone de 50 jours) et 130 m pour le périmètre de protection rapproché (isochrone de 1 an). En ce qui concerne le périmètre de protection éloigné, il est conseillé de prendre en compte l'intégralité de la superficie de la zone de capture. Ces mesures visent à garantir la préservation efficace des sources et à prévenir la contamination des eaux souterraines, en tenant compte de leur dynamique d'écoulement.

Ainsi, cette étude offre des orientations claires pour la mise en place de stratégies de protection adaptées et contribue à une meilleure compréhension et gestion des eaux de source dans les régions de socle cristallin.

RECOMMANDATIONS

Pour améliorer cette étude et approfondir l'état de connaissance du système aquifère alimentant les sources des régions de socle cristallin altéré et fracturé, les recommandations ci-dessous sont faites :

- A l'endroit de la Direction Territoriale de l'Hydraulique humaine de Daloa (DTH), il faut :
- installer un réseau de piézomètres équipés d'enregistreurs automatiques sur l'ensemble du bassin versant de la rivière Tétégebeu, pour suivre l'évolution du niveau de la nappe ;
 - aménager les sources et les intégrer dans le système d'approvisionnement en eau potable pour garantir un approvisionnement durable en eau potable des zones péri-urbaines et rurales ;
 - envisager la mise en place de forages de captage au niveau des sources afin d'augmenter significativement le volume d'eau mobilisé, tout en encadrant la réalisation des futurs forages dans les zones de capture, en vue d'une gestion plus efficace et durable de ces ressources ;
 - exiger la mesure des débits de chaque arrivée d'eau dans les futurs programmes de réalisation de forage, pour caractériser de manière précise et efficace la partie la plus productive de l'horizon fracturé.

Conclusion

A l'endroit de la communauté scientifique, il faut :

- promouvoir l'utilisation de techniques avancées telles que l'imagerie électromagnétique 3D et la résonance magnétique des protons pour cartographier les structures aquifères et identifier les fractures individuelles vues par les foreurs pendant la foration ;
- appliquer les méthodes de traçage pour mieux comprendre la dynamique d'écoulement des eaux souterraines et affiner la géométrie des zones de capture des sources ;
- établir des réseaux de surveillance à long terme pour suivre les variations de la piézométrie, du débit des sources et de la qualité des eaux souterraines dans ces aquifères cristallins ;
- créer et maintenir des bases de données accessibles contenant des informations sur les aquifères, la qualité des eaux souterraines, et le débit des sources, pour permettre à d'autres chercheurs de construire sur ces connaissances.

A l'endroit de la Direction en charge de l'urbanisation à Daloa, il faut :

- intégrer des critères stricts de protection des sources et des zones marécageuses dans les plans d'urbanisme, en veillant à ce que les zones d'urbanisation soient situées en dehors des périmètres de protection des sources ;
- mener des campagnes de sensibilisation auprès des populations locales pour expliquer l'importance de ne pas construire dans les zones de protection des sources et sur les bonnes pratiques à adopter pour préserver ces sources.

PERSPECTIVES

En termes de perspectives d'étude, il sera question de :

- caractériser le système aquifère dans les milieux cristallins fracturés par Résonance Magnétique Protonique (RMP) pour identifier les plans de fractures et quantifier la ressource en eau souterraine ;
- évaluer la qualité physico-chimiques et microbiologiques des eaux de source pour garantir leur potabilité ;
- améliorer la compréhension de la dynamique d'écoulement des eaux souterraines par essai de traçage pour caractériser l'étendue des zones de capture.

Ces perspectives visent à enrichir les connaissances sur le fonctionnement des aquifères et à optimiser la gestion des ressources en eau souterraine dans les régions de socle cristallin altéré et fracturé.

REFERENCES

Références

- Addisie M.B. (2022). Groundwater recharge estimation using water table fluctuation and empirical methods. *H2Open Journal*, 5(3) : 457–468.
- Adjiri O.A., Kone B., Aka N., Djabakate I. & Dibi B. (2019). Caractérisation physico-chimique et source de la minéralisation des eaux souterraines des départements de Daloa et Zoukougbeu, Côte d'Ivoire. *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 13(4) : 1–14.
- Ali Rahmani S.E., Chibane B. & Boucefiane A. (2018). Sensitive analysis of ground recharge estimation model, for semiarid areas. *Applied Water Science*, 8(7): 1–10.
- Alle I.C., Descloitres M., Vouillamoz J.-M., Yalo N., Lawson F.M.A. & Adihou A.C. (2018). Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: the example of Benin, West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 139 : 341–353.
- Anderson M.P. & Woessner W.W. (1992). Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport. *Academic Press Inc*, États-Unis, 381 p.
- Aoulou K.A., Pistre S., Oga Y.M.S., Dewandel B. & Lachassagne P. (2021). Improving the Methods for Processing Hard Rock Aquifers Boreholes' Databases. Application to the Hydrodynamic Characterization of Metamorphic Aquifers from Western Côte d'Ivoire. *Water*, 13(22) : 1–35.
- Appelo C.A.J. & Postma D. (2004). Geochemistry, Groundwater and Pollution. *CRC Press*, New York (USA), 635 p.
- Archambault J. (1987). Le Captage des sources. *AFVP & GRET*, Paris (France), 152 p.
- Arnold L. (1974). Stochastic differential equations: theory and applications. *Wiley*, New York, 228 p.
- Attard G., Rossier Y., Winiarski T., Cuvillier L. & Eisenlohr L. (2016a). Deterministic modelling of the cumulative impacts of underground structures on urban groundwater flow and the definition of a potential state of urban groundwater flow: example of Lyon, France. *Hydrogeology Journal*, 24(5) : 1213–1229.
- Attard G., Rossier Y. & Eisenlohr L. (2016b). Urban groundwater age modeling under unconfined condition – Impact of underground structures on groundwater age: Evidence of a piston effect. *Journal of Hydrology*, 535 : 652–661.

Références

- Atteia O. (2011). Modélisation du devenir des composés organiques dans les aquifères applications avec Rflow 2D. *TEC & DOC*, Paris (France), 190 p.
- Barataud F. & Hellec F. (2015). L’outil foncier, une solution délicate pour protéger les captages d’eau potable. *Économie rurale*, (347) : 3–20.
- Barker R. (1981). The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. *Geophysical Prospecting*, 29 : 128–143.
- Belle P., Lachassagne P., Mathieu F., Barbet C., Brisset N. & Gourry J.-C. (2019). Characterization and location of the laminated layer within hard rock weathering profiles from electrical resistivity tomography: implications for water well siting. *Geological Society, London, Special Publications*, 479(1) : 187–205.
- Bichet V., Grisey E. & Aleya L. (2016). Spatial characterization of leachate plume using electrical resistivity tomography in a landfill composed of old and new cells (Belfort, France). *Engineering Geology*, 211 : 61–73.
- Blot A. (2004). Caractérisation des chapeaux de fer en milieu latéritique cuirassé. *Comptes Rendus - Géoscience*, 336(16) : 1473–1480.
- Bouatrin K.D., Kouame I.K., Douagui A.G., Kouassi K.A. & Goula B.T.A. (2022). Conceptual Model of Aquifers in the Bedrock Zone of the Marahoué Watershed (Centre-West of Ivory Coast). *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 10(07) : 229–256.
- Bour O. & Davy P. (1997). Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 33(7) : 1567–1583.
- Bourreau L., Gaillet L., Bouteiller V., Schoefs F., Thauvin B., Schneider J. & Naar S. (2020). Spatial identification of exposure zones of concrete structures exposed to a marine environment with respect to reinforcement corrosion. *Structure and Infrastructure Engineering*, 16(2) : 346–354.
- Boussinesq J. (1904). Recherches théoriques sur l’écoulement des nappes d’eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. *Journal de Mathématiques Pures et Appliquées*, 10 : 5–78.
- Bussard T. (2005). Méthodologie de dimensionnement des zones de protection des captages d’eaux souterraines contre les polluants chimiques persistants. Thèse De Doctorat, Environnement Naturel Et Architectural, EPFL (Lausanne, Suisse), 172 p.

Références

- Bussard T., Tacher L., Parriaux A. & Maître V. (2006). Methodology for delineating groundwater protection areas against persistent contaminants. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 39(1) : 97–109.
- Cacas M.C., Ledoux E., De Marsily G., Tillie B., Barbreau A., Durand E., Feuga B. & Peaudecerf P. (1990). Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: calibration and validation: 1. The flow model. *Water Resources Research*, 26(3) : 479–489.
- Casillas-Trasvina A., Zhou Y., Stigter T.Y., Mussáa F.E.F. & Juízo D. (2019). Application of numerical models to assess multi-source saltwater intrusion under natural and pumping conditions in the Great Maputo aquifer, Mozambique. *Hydrogeology Journal*, 27(8) : 2973–2992.
- Castany G. & Margat J.F. (1977). Dictionnaire français d'hydrogéologie. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans (France), 249 p.
- Caterina D., Hermans T. & Nguyen F. (2014). Case studies of incorporation of prior information in electrical resistivity tomography: comparison of different approaches. *Near Surface Geophysics*, 12(4) : 451–465.
- Ceric A. & Haitjema H. (2005). On using simple time-of-travel capture zone delineation methods. *Groundwater*, 43(3) : 408–412.
- Chambers J.E., Kuras O., Meldrum P.I., Ogilvy R.D. & Hollands J. (2006). Electrical resistivity tomography applied to geologic, hydrogeologic, and engineering investigations at a former waste-disposal site. *GEOPHYSICS*, 71(6) : 231–239.
- Chandra S., Ahmed S., Ram A. & Dewandel B. (2008). Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: A theoretical development with field application. *Journal of Hydrology*, 357(3) : 218–227.
- Cheng Q., Tao M., Chen X. & Binley A. (2019). Evaluation of electrical resistivity tomography (ERT) for mapping the soil–rock interface in karstic environments. *Environmental Earth Sciences*, 78(15) : 1–14.
- Cheng Q.-B., Chen X., Xu C.-Y., Zhang Z.-C., Reinhardt-Imjela C. & Schulte A. (2018). Using maximum likelihood to derive various distance-based goodness-of-fit indicators for hydrologic modeling assessment. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 32(4) : 949–966.

Références

- Chilton P.J. & Foster S.S.D. (1995). Hydrogeological Characterisation And Water-Supply Potential Of Basement Aquifers In Tropical Africa. *Hydrogeology Journal*, 3(1) : 36–49.
- Chouteau M. & Giroux B. (2005). Géophysique appliquée II-GLQ 3202 : Méthodes électriques. Notes de cours, Ecole Polytechnique Montréal, Canada, 82 p.
- Chow R., Frind M.E., Frind E.O., Jones J.P., Sousa M.R., Rudolph D.L., Molson J.W. & Nowak W. (2016). Delineating baseflow contribution areas for streams – A model and methods comparison. *Journal of Contaminant Hydrology*, 195 : 11–22.
- Colombani N., Fronzi D., Palpacelli S., Gaiolini M., Gervasio M.P., Marcellini M., Mastrocicco M. & Tazioli A. (2021). Modelling Shallow Groundwater Evaporation Rates from a Large Tank Experiment. *Water Resources Management*, 35(10) : 3339–3354.
- Cook P.G. (2003). A guide to regional groundwater flow in fractured rock aquifers. *CSIRO*, Glen Osmond (Australia), 115 p.
- Cornaton F. & Perrochet P. (2006). Groundwater age, life expectancy and transit time distributions in advective–dispersive systems ; 2. Reservoir theory for sub-drainage basins. *Advances in Water Resources*, 29(9) : 1292–1305.
- Cornaton F. & Perrochet P. (2007). Reply to “Comment on groundwater age, life expectancy and transit time distributions in advective–dispersive systems: 1. Generalized reservoir theory” by Timothy R. Ginn. *Advances in Water Resources*, 30(4) : 1058–1059.
- Courtois N., Lachassagne P., Wyns R., Blanchin R., Bougaïré F.D., Somé S. & Tapsoba A. (2010). Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *Groundwater*, 48(2) : 269–283.
- Crosbie R.S., Binning P. & Kalma J.D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, 41(1) : 1–9.
- Cuthbert M.O. (2010). An improved time series approach for estimating groundwater recharge from groundwater level fluctuations. *Water Resources Research*, 46(9) : 1–11.
- Dagan G. (1982). Stochastic modeling of groundwater flow by unconditional and conditional probabilities: 2. The solute transport. *Water Resources Research*, 18(4) : 835–848.
- Dahlin T. & Zhou B. (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52(5) : 379–398.

Références

- Danckwerts P.V. (1995). Continuous flow systems. Distribution of residence times. *Chemical Engineering Science*, 50(24) : 3857–3866.
- Darcy H. (1856). Les fontaines publiques de la ville de Dijon: Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau : Ouvrage terminé par un appendice relatif aux fournitures d'eau de plusieurs villes, au filtrage des eaux et à la fabrication des tuyaux de fonte, de plomb, de tôle et de bitume. *Victor Dalmont*, Dijon (France), 647 p.
- Dassargues A. (2020). 13. Principes des techniques de modélisation hydrogéologique. *In: Hydrogéologie appliquée*, Dunod, pp. 431–483.
- De Marsily G. (1981). Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la terre, *Masson*, Paris (France), 215 p.
- De Marsily G. (2004). Cours d'hydrogéologie. *Masson*, Paris (France), 236 p.
- Delin G.N., Healy R.W., Lorenz D.L. & Nimmo J.R. (2007). Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, 334(1–2) : 231–249.
- Delor C., Siméon Y., Vidal M., Zeade Z., Koné Y. & Adou M. (1995). Carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000, feuille Séguéla, Mémoire n°9 de la Direction des Mines et de la Géologie, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 19 p.
- Dewandel B., Caballero Y., Perrin J., Boisson A., Dazin F., Ferrant S., Chandra S. & Maréchal J. (2017). A methodology for regionalizing 3-D effective porosity at watershed scale in crystalline aquifers. *Hydrological Processes*, 31(12) : 2277–2295.
- Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Maréchal J.C. & Krishnamurthy N.S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330(1–2) : 260–284.
- Dewandel B., Lachassagne P., Zaidi F.K. & Chandra S. (2011). A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: Example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *Journal of Hydrology*, 405(3–4) : 474–487.
- Dewandel B., Maréchal J.C., Bour O., Ladouche B., Ahmed S., Chandra S. & Pauwels H. (2012). Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *Journal of Hydrology*, 416–417 : 83–97.

Références

- Dibi B., Doumouya I., Konan-Waidhet A.B., Kouame K.I., Angui K.T. & Issiaka S. (2010). Assessment of the groundwater potential zone in hard rock through the application of GIS: the case of Aboisso Area (South-east of Côte d'Ivoire). *Journal of Applied Sciences*, 10(18) : 2058–2067.
- Diersch H.-J.G. (2014). FEFLOW: Finite Element Modeling of Flow, Mass and Heat Transport in Porous and Fractured Media. *Springer Berlin Heidelberg*, Berlin, Heidelberg, 410 p.
- Diersch H.-J.G. & Kolditz O. (2002). Variable-density flow and transport in porous media: approaches and challenges. *Advances in Water Resources*, 25(8–12) : 899–944.
- Dörfliger N., Jauffret D., Petit V. & Mettetal J.-P. (2007). Délimitation des périmètres de protection en milieu karstique : méthodologie basée sur la structure et le fonctionnement des systèmes karstiques ainsi que sur la cartographie multicritère de la vulnérabilité. Exemples d'application en Franche-Comté. *European journal of water quality*, 38(1) : 51–60.
- Douez O. & Bichot F. (2012). Apport de la modélisation pour la gestion des prélèvements à la périphérie d'une zone humide côtière : application au Marais Poitevin. In: *Colloque CFH-AIH Cassis 2012 : Ressources et gestion des aquifères littoraux*, Cassis, France, pp. 121–128.
- Dumont M., Plagnes V., Lachassagne P., Guérin R., Nugraha B., Mohamad F., Oudin L., Fadillah A., Valdès D., Brocard G., Bonjour J.-L., Saadi M., Esneu A.-S., Muhammad A., Hendarmawan & Dörfliger N. (2023). Water cycle modelling strengthened by probabilistic integration of field data for groundwater management of a quite unknown tropical volcanic hydrosystem. *Comptes Rendus - Géoscience*, 355(S1) : 1–23.
- Dupuit J. (1863). Études théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables : avec des considérations relatives au régime des grandes eaux, au débouché à leur donner et à la marche des alluvions dans les rivières à fond mobile. *Dunod*, Paris (France), 304 p.
- Eblin S.G., Konan K.S., Mangoua O.M.J., Nedeff V., Sandu A.V., Barsan N. & Sandu I. (2019). Nitrate Pollution of Groundwater Based on GIS in the City of Daloa, West-central Cote d'Ivoire. *Revista de Chimie*, 70(7) : 2579–2583.
- Edmunds W., Fellman E., Goni I. & Prudhomme C. (2002). Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 10(1) : 205–215.
- Eldin M. (1971). Le milieu naturel de Côte d'Ivoire. Mémoire ORSTOM, Paris (France), 50 : 73–108.

Références

- Engesgaard P., Jensen K.H., Molson J., Frind E.O. & Olsen H. (1996). Large-Scale Dispersion in a Sandy Aquifer: Simulation of Subsurface Transport of Environmental Tritium. *Water Resources Research*, 32(11) : 3253–3266.
- Eriksson E. (1971). Compartment Models and Reservoir Theory. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 2(1) : 67–84.
- Erler A.R., Frey S.K., Khader O., d’Orgeville M., Park Y., Hwang H., Lapen D.R., Richard Peltier W. & Sudicky E.A. (2019). Simulating Climate Change Impacts on Surface Water Resources Within a Lake-Affected Region Using Regional Climate Projections. *Water Resources Research*, 55(1) : 130–155.
- Fencik R. & Vajsáblová M. (2006). Parameters of interpolation methods of creation of digital model of landscape. *Ninth AGILE Conference on Geographic Information Science*, 20 : 374–381.
- Feyen L., Dessalegn A.M., De Smedt F., Gebremeskel S. & Batelaan O. (2004). Application of a Bayesian Approach to Stochastic Delineation of Capture Zones. *Groundwater*, 42(4) : 542–551.
- Fiorillo F. & Doglioni A. (2010). The relation between karst spring discharge and rainfall by cross-correlation analysis (Campania, southern Italy). *Hydrogeology Journal*, 18(8) : 1881–1895.
- Forchheimer P. (1926). Grundriss der Hydraulik. *Vieweg Teubner Verlag*, Wiesbaden (Deutschland), 148 p.
- Fourier J.B.J. (1822). Théorie analytique de la chaleur. *Didot*, Paris (France), 639 p.
- Fretwell B.A., Burgess W.G., Barker J.A. & Jefferies N.L. (2005). Redistribution of contaminants by a fluctuating water table in a micro-porous, double-porosity aquifer: Field observations and model simulations. *Journal of Contaminant Hydrology*, 78(1–2) : 27–52.
- Frind E.O., Molson J.W., Sousa M.R. & Martin P.J. (2014). Insights from four decades of model development on the Waterloo Moraine: A review. *Canadian Water Resources Journal*, 39(2) : 149–166.
- Frind E.O., Muhammad D.S. & Molson J.W. (2002). Delineation of Three-Dimensional Well Capture Zones for Complex Multi-Aquifer Systems. *Groundwater*, 40(6) : 586–598.
- Garabedian P.R. (1964). Partial differential equations. *Wiley*, New York (USA), 672 p.

Références

- Gelhar L.W. & Axness C.L. (1983). Three-dimensional stochastic analysis of macrodispersion in aquifers. *Water Resources Research*, 19(1) : 161–180.
- Gelhar L.W., Welty C. & Rehfeldt K.R. (1992). A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. *Water Resources Research*, 28(7) : 1955–1974.
- Giao N.T., Nhien H.T.H., Anh P.K. & Thuptimdang P. (2023). Groundwater quality assessment for drinking purposes: a case study in the Mekong Delta, Vietnam. *Scientific Reports*, 13(1) : 1–13.
- Gleeson T., Novakowski K. & Kurt Kyser T. (2009). Extremely rapid and localized recharge to a fractured rock aquifer. *Journal of Hydrology*, 376(3–4) : 496–509.
- Goode D.J. (1996). Direct Simulation of Groundwater Age. *Water Resources Research*, 32(2) : 289–296.
- Guedes V.J.C.B., Lima V.B.D.O., Borges W.R. & Cunha L.S.D. (2020). Comparison of the Geoelectric Signature with Different Electrode Arrays at the Jockey Club Landfill of Brasília, DF, Brazil. *Brazilian Journal of Geophysics*, 38(1) : 40–51.
- Guihéneuf N., Boisson A., Bour O., Dewandel B., Perrin J., Dausse A., Viossanges M., Chandra S., Ahmed S. & Maréchal J.C. (2014). Groundwater flows in weathered crystalline rocks: Impact of piezometric variations and depth-dependent fracture connectivity. *Journal of Hydrology*, 511 : 320–334.
- Günther T. (2004). Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements. PhD Thesis, Geoscience And Mining, Technical University of Bergakademie Freiberg (Freiberg, Germany), 161 p.
- Gustafsson P. (1994). Spot Satellite Data For Exploration Of Fractured Aquifers In A Semi-Arid Area In Southeastern Botswana. *Hydrogeology Journal*, 2(2) : 9–18.
- Hammes G., Ghisi E. & Liseane Padilha T. (2020). Water end-uses and rainwater harvesting: a case study in Brazil. *Urban Water Journal*, 17(2) : 177–183.
- Hantush M.S. (1964). Hydraulics of Wells. In: *Advances in Hydroscience*, Elsevier, pp. 281–432.
- Hasan M., Shang Y., Jin W. & Akhter G. (2020). Estimation of hydraulic parameters in a hard rock aquifer using integrated surface geoelectrical method and pumping test data in southeast Guangdong, China. *Geosciences Journal*, 25(2) : 223–242.

Références

- Healy R.W. & Scanlon B.R. (2010). Estimating Groundwater Recharge. Cambridge University Press, United Kingdom, 245 p.
- 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, Hydrologie Et Environnement, Université Joseph Fourier (Grenoble I, France), 209 p.
- Hung Vu V. & Merkel B.J. (2019). Estimating groundwater recharge for Hanoi, Vietnam. *Science of The Total Environment*, 651 : 1047–1057.
- Hutton D.H.W. (1988). Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2–3) : 245–255.
- INS (2021). Recensement général de la population et de l'habitat (RGPH) de 2021. Institut National de la Statistique (INS). Abidjan (Côte d'Ivoire), 37 p.
- Jacky M., Lafhaj Z., Mazen S., Raabia S. & B. H. (2005). Mesures expérimentales de la perméabilité in-situ des limons en zone urbaine au moyen de l'Infiltromètre à Double Anneau et du perméamètre de Guelph. In: *Colloque GeocityNet, 2005, 15-16 octobre 2005, Lille (France)*, 7 p.
- Janos D., Molson J. & Lefebvre R. (2018). Regional groundwater flow dynamics and residence times in Chaudière-Appalaches, Québec, Canada: Insights from numerical simulations. *Canadian Water Resources Journal*, 43(2) : 214–239.
- Jassas H. & Merkel B. (2014). Estimating Groundwater Recharge in the Semiarid Al-Khazir Gomai Basin, North Iraq. *Water*, 6(8) : 2467–2481.
- Jia Z., Wu H., Peng J., Lu Q., Huang W., Liu C., Wang F., Liu Y. & He M. (2023). The deep origin of ground fissures in the Kenya Rift Valley. *Scientific Reports*, 13(1) : 1–15.
- Johnson T.C., Versteeg R.J., Ward A., Day-Lewis F.D. & Reil A. (2010). Improved hydrogeophysical characterization and monitoring through parallel modeling and inversion of time-domain resistivity and induced-polarization data. *GEOPHYSICS*, 75(4) : 27–41.
- Jourde H., Fenart P., Vinches M., Pistre S. & Vayssade B. (2007). Relationship between the geometrical and structural properties of layered fractured rocks and their effective permeability tensor. A simulation study. *Journal of Hydrology*, 337(1–2) : 117–132.

Références

- Ju M., Zhao C., Dai T. & Yang J. (2011). Finite element modeling of pore-fluid flow in the Dachang ore district, Guangxi, China: Implications for hydrothermal mineralization. *Geoscience Frontiers*, 2(3) : 463–474.
- Jury W.A. (1982). Simulation of solute transport using a transfer function model. *Water Resources Research*, 18(2) : 363–368.
- Jury W.A. & Roth K. (1990). Transfer Functions and Solute Movement Through Soil: Theory and Applications. Birkhäuser Verlag, Californie, 226 p.
- Kamenan Y.M. (2021). Elaboration d'un modèle de protection des eaux souterraines en zone de socle : cas des aquifères du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Géosciences et Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé (Daloa, Côte d'Ivoire), 194 p.
- Karanta G. (2002). Etude comparative de méthodes de détermination de périmètres de protection autour des ouvrages de captage dans les aquifères captifs fracturés du Sud-ouest du Québec. Mémoire présenté pour l'obtention du Grade de Maître des Sciences (M.Sc.), Centre Eau Terre Environnement, Université du Québec INRS-ETE (Québec, Canada), 258 p.
- Kim B.-W. & Lee H. (2020). Modified Convergent Flow Tracing Method for Evaluating Advective Velocity and Effective Porosity in Fractured Rock Aquifers. *Water*, 12(12) : 1–20.
- Klimentos T. (1991). The effects of porosity-permeability-clay content on the velocity of compressional waves. *GEOPHYSICS*, 56(12) : 1930–1939.
- Koffi B. (2022). Fonctionnement hydroclimatique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé : Modélisation de la sédimentation dans la zone de captage pour l'approvisionnement en eau potable de la ville de Daloa (Centre-ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Géosciences et Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé (Daloa, Côte d'Ivoire), 257 p.
- Koffi K. (2004). Contribution à l'étude des processus couplés hydrogéochimiques dans les stocks de déchets miniers : le cas du site de Carnoules (Gard, France). Thèse de Doctorat, Sciences de l'eau dans l'environnement Continental, Université de Montpellier 2 (Montpellier, France), 161 p.
- Koita M. (2010). Caractérisation et modélisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère fracturé en zone de socle : région de Dimbokro-Bongouanou (Centre Est de la Côte

Références

- d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Géosciences et Environnement, Université de Montpellier 2 (Montpellier, France), 235 p.
- Koita M., Jourde H., Koffi K.J.P., Da Silveira K.S. & Biao A. (2013a). Characterization of weathering profile in granites and volcanosedimentary rocks in West Africa under humid tropical climate conditions. Case of the Dimbokro Catchment (Ivory Coast). *Journal of Earth System Science*, 122(3) : 841–854.
- Koita M., Jourde H. & Rossier Y. (2013b). Relative importance of weathering profiles and major fracture zones to fit the water balance of a hydrogeological catchment in hard rocks. *Revue internationale des sciences de l'environnement*, 4(3) : 296–314.
- Kokobou K.H.J. (2023). Elaboration d'une base de données liée aux forages et analyse géospatiale par Système d'Information Géographique : cas des départements de Yamoussoukro et de Toumodi (Centre de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Géosciences et Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé (Daloa, Côte d'Ivoire), 163 p.
- Kouadio K.J.O. (2022). Modélisation du mode de recharge et du transfert des polluants vers les eaux souterraines du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Géosciences et Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé (Daloa, Côte d'Ivoire), 280 p.
- Kouamé I.K., Douagui A.G., Bouatrin D.K., Kouadio S.K.A. & Savané I. (2021). Assessing the hydrodynamic properties of the fissured layer of granitoid aquifers in the Tchologo Region (Northern Côte d'Ivoire). *Heliyon*, 7(7) : 1–7.
- Kouamé K.I. (2007a). Pollution physico-chimique des eaux dans la zone de la décharge d'Akouédo et analyse du risque de contamination de la nappe d'Abidjan par un modèle de simulation des écoulements et du transport des polluants. Thèse de Doctorat, Sciences et Gestion de l'Environnement, Université d'Abobo-Adjamé (Abidjan, Côte d'Ivoire), 230 p.
- Kouamé K.J. (2007b). Contribution à la Gestion Intégrée des Ressources en Eaux (GIRE) du District d'Abidjan (Sud de la Côte d'Ivoire) : Outils d'aide à la décision pour la prévention et la protection des eaux souterraines contre la pollution. Thèse de Doctorat, Sciences et Techniques de l'Eau et de l'Environnement, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 229 p.
- Kouamé K.J., Etienne A.G., Kouadio K.A., Bernard D.K. & Patrice J.J. (2017). Perimeters of Protection Demarcation for New Boreholes of Bonoua Aquifer (Southeastern, Côte d'Ivoire)

Références

- through Hydrogeological Modeling. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 05(11) : 118–138.
- Kouassi A.M., Ahoussi K.E., Yao K.A.F., Ourega W.E.J.A., Yao K.S. & Biémi J. (2012). Analyse de la productivité des aquifères fissurés de la région du N’Zi Comoé (Centre-est de la Côte d’Ivoire). *LARHYSS Journal*, 9 : 57–74.
- Krásný J. & Sharp J.M. eds. (2007). Groundwater in fractured rocks: selected papers from the Groundwater in Fractured Rocks International Conference, Prague, 2003. 9, *Taylor & Francis*, New York, 646 p.
- Kumar D., Rao V.A. & Sarma V.S. (2014). Hydrogeological and geophysical study for deeper groundwater resource in quartzitic hard rock ridge region from 2D resistivity data. *Journal of Earth System Science*, 123(3) : 531–543.
- Kundu B., Zwaan F. & Senapati B. (2024). Unfolding rotational tectonics and topographic evolution from localized versus diffuse plate boundary counterparts. *Scientific Reports*, 14(1) : 1–14.
- Lachassagne P., Dewandel B. & Wyns R. (2015). The conceptual model of hard rock aquifers and its practical applications. In: *Vingtièmes journées techniques du Comité Français d’Hydrogéologie de l’Association Internationale des Hydrogéologues*. « Aquifères de socle : le point sur les concepts et les applications opérationnelles » La Roche-sur-Yon (France), Juin 2015, 11 p.
- Lachassagne P., Dewandel B. & Wyns R. (2021). Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers—guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeology Journal*, 29(8) : 2561–2594.
- Lachassagne P., Wyns R. & Dewandel B. (2011). The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3) : 145–161.
- De Lasme O.Z., Kouadio S.D. & Coulibaly A. (2021). Caractérisation des propriétés Hydrodynamiques des aquifères du socle dans quelques localités du Nord de la Côte d’Ivoire. *European Scientific Journal ESJ*, 17(7) : 137–153.
- Li M., Xie Y., Dong Y., Wang L. & Zhang Z. (2024). Review: Recent progress on groundwater recharge research in arid and semiarid areas of China. *Hydrogeology Journal*, 32(1) : 9–30.

Références

- Ligban R. (2013). Caractérisation hydrogéologique et origine des eaux de sources naturelles dans le degré carré de Daloa (Centre-ouest ; Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Géosciences et Environnement, Université Nangui Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 135 p.
- Liu Y., Weisbrod N. & Yakirevich A. (2019). Comparative Study of Methods for Delineating the Wellhead Protection Area in an Unconfined Coastal Aquifer. *Water*, 11(6) : 1–17.
- Lods G. & Gouze P. (2004). WTFM, software for well test analysis in fractured media combining fractional flow with double porosity and leakance approaches. *Computers & Geosciences*, 30(9–10) : 937–947.
- Loizeau S. (2013). Amélioration de la compréhension des fonctionnements hydrodynamiques du champ captant de Crépieux-Charmy. Thèse De Doctorat, Sciences De La Terre, Université de Grenoble (Grenoble, France), 221 p.
- Loke M. (2001). Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. Tutorial and Users' Guide. 136 p.
- Lorig L.J., Darcel C., Damjanac B., Pierce M. & Billaux D. (2015). Application of discrete fracture networks in mining and civil geomechanics. *Mining Technology*, 124(4) : 239–254.
- Mangoua O.M.J. (2013). Evaluation des potentialités et de la vulnérabilité des ressources en eau souterraine des aquifères fissures du bassin versant de la Baya (Est de la Côte d'Ivoire). Thèse De Doctorat, Géosciences Et Environnement, Université Nangui Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 171 p.
- 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) : 1–33.
- Marescot L. (2006). An introduction to electrical imaging. *Bulletin de la Societe Vaudoise des Sciences Naturelles*, 90 : 23–40.
- Marescot L. (2008). Imagerie électrique pour géologue-acquisition, traitement, interprétation. In:., Cours, ETH-École polytechnique fédérale de Zurich (Suisse), 73 p.
- Marescot L., Lopes S.P., Rigobert S. & Green A.G. (2008). Nonlinear inversion of geoelectric data acquired across 3D objects using a finite-element approach. *GEOPHYSICS*, 73(3) : 121–133.

Références

- Marine I.W. (1967). The Use of a Tracer Test to Verify an Estimate of the Groundwater Velocity in Fractured Crystalline Rock at the Savannah River Plant Near Aiken, South Carolina. *In: Geophysical Monograph Series*, ed. Stout G.E., American Geophysical Union, pp. 171–179.
- MEF-CI (2013). Décret n°2013-440 du 13 juin 2013 déterminant le régime juridique des limites de protection des ressources en eau des aménagements et ouvrages hydrauliques. (Ministère des Eaux et Forêts de Côte d’Ivoire (MEF-CI). Abidjan (Côte d’Ivoire), 5 p.
- Michel L. (2009). Transport en fracture et interaction avec la matrice : une expérience analogique. Thèse de Doctorat, Géosciences, Université de Rennes 1 (Rennes, France), 279 p.
- Molson J. & Frind E. (2017). FLONET/TR2 User Guide, A two-dimensional simulator for groundwater flownets, contaminant transport and residence time, Version 5. Waterloo, ON : Université Laval (Québec, Canada), 57 p.
- Molson J.W. & Frind E.O. (2012). On the use of mean groundwater age, life expectancy and capture probability for defining aquifer vulnerability and time-of-travel zones for source water protection. *Journal of Contaminant Hydrology*, 127(1–4) : 76–87.
- Montcoudiol N., Molson J., Lemieux J.-M. & Cloutier V. (2015). A conceptual model for groundwater flow and geochemical evolution in the southern Outaouais Region, Québec, Canada. *Applied Geochemistry*, 58 : 62–77.
- Nagaiah E., Sonkamble S. & Chandra S. (2022). Electrical geophysical techniques pin-pointing the bedrock fractures for groundwater exploration in granitic hard rocks of Southern India. *Journal of Applied Geophysics*, 199 : 1–12.
- Neupauer R.M. & Wilson J.L. (2002). Backward probabilistic model of groundwater contamination in non-uniform and transient flow. *Advances in Water Resources*, 25(7) : 733–746.
- Nouaceur Z., Noureddine G., BenoitLaignel & Habaieb H. (2015). Impact des changements climatiques sur les eaux souterraines en Tunisie. *Géologues*, 187(4) : 1–5.
- Noufou C. (1998). Déforestation et activités agricoles en Côte d’Ivoire : recherche d’un nouvel équilibre. Thèse de Doctorat, Faculté de Foresterie et de Géomatique, Université Laval (Québec, Canada), 159 p.
- Obuobie E., Diekkruieger B., Agyekum W. & Agodzo S. (2012). Groundwater level monitoring and recharge estimation in the White Volta River basin of Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 71–72 : 80–86.

Références

- OFEFP (2004). Instructions pratiques pour la protection des eaux souterraines. L'environnement pratique. Office Fédéral de l'Environnement, des Forêts et du Paysage (OFEFP). Berne, Suisse, 141 p.
- Ouattara G.S. (2022). Étude des interactions nappe-rivière à l'échelle du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé (Centre-ouest, Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Géosciences et Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé (Daloa, Côte d'Ivoire), 182 p.
- Paradis D., Martel R., Karanta G., Lefebvre R., Michaud Y., Therrien R. & Nastev M. (2007). Comparative Study of Methods for WHPA Delineation. *Groundwater*, 45(2) : 158–167.
- Park Y. -J., Cornaton F.J., Normani S.D., Sykes J.F. & Sudicky E.A. (2008). Use of groundwater lifetime expectancy for the performance assessment of a deep geologic radioactive waste repository: 2. Application to a Canadian Shield environment. *Water Resources Research*, 44 : 1–44.
- Perera E.D.P., Jinno K., Tsutsumi A. & Hiroshiro Y. (2008). Development and Verification of a Three Dimensional Density Dependent Solute Transport Model for Seawater Intrusion. *Memoirs of the Faculty of Engineering. Kyushu University*, 68 : 93–106.
- Perrin C., Michel C. & Andréassian V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242(3–4) : 275–301.
- Ponprasit C., Zhang Y. & Wei W. (2022). Backward Location and Travel Time Probabilities for Pollutants Moving in Three-Dimensional Aquifers: Governing Equations and Scale Effect. *Water*, 14(4) : 1–17.
- Prabhu N. & Inayathulla M. (2019). A Groundwater Modeling on Hard Rock Terrain by using Visual Modflow Software for Bangalore North, Karnataka, India. *International Journal of Innovative Technology and Exploring Engineering*, 8(12) : 1473–1478.
- Priou J. (2021). Identification des paramètres de résistivité électrique par utilisation des méta-modèles. Thèse de Doctorat, Mécanique des Solides et Génie Civil, Université de Nantes (Nantes, France), 137 p.
- Quesnel B. (2015). Altération supergène, circulation des fluides et déformation interne du massif de Koniambo, Nouvelle-Calédonie : implication sur les gisements nickélifères latéritiques. Thèse de Doctorat, Sciences de la Terre, Université de Rennes (Rennes, France), 316 p.

Références

- Rasmussen H., Rousseau A. & Chevalier S. (2006). Outils de détermination d'aires d'alimentation et de protection de captages d'eau souterraine. CERM, Saguenay (Québec), 203 p.
- Razafindratsima S. & Lataste J.-F. (2014). Estimation of the error made in Pole–Dipole Electrical Resistivity Tomography depending on the location of the remote electrode: Modeling and field study. *Journal of Applied Geophysics*, 100 : 44–57.
- Réfloch A., Gaudet J.-P., Oxarango L. & Rossier Y. (2017). Estimation of saturated hydraulic conductivity from ring infiltrometer test taking into account the surface moisture stain extension. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 65(3) : 321–324.
- Reynolds D.A. & Marimuthu S. (2007). Deuterium composition and flow path analysis as additional calibration targets to calibrate groundwater flow simulation in a coastal wetlands system. *Hydrogeology Journal*, 15(3) : 515–535.
- Rivard C., Marion J., Michaud Y., Benhammane S., Morin A., Lefebvre R. & Rivera A. (2003). Étude de l'impact potentiel des changements climatiques sur les ressources en eau souterraine dans l'Est du Canada. Commission géologique du Canada, Dossier public, 164 p.
- Rock G. & Kupfersberger H. (2002). Numerical delineation of transient capture zones. *Journal of Hydrology*, 269(3–4) : 134–149.
- Rossier Y. (2025). Hydrogéologie quantitative et opérationnelle - De la théorie à la pratique. *Éditions Ellipses* (France), 440 p.
- Rossier Y. & Kiraly L. (1992). Effet de la dilution sur la détermination des dispersivités par interprétation des essais de traçage dans les aquifère karstiques. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'université de Neuchâtel (Suisse)*, 11 : 1–15.
- Rossier Y. & Perrochet P. (1991). Etude comparative de modèles de transport appliqués à la convection pure. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de l'université de Neuchâtel (Suisse)*, 10 : 6–47.
- Rücker C. & Günther T. (2011). The simulation of finite ERT electrodes using the complete electrode model. *GEOPHYSICS*, 76(4) : 227–238.
- Sahoo S. & Jha M.K. (2017). Numerical groundwater-flow modeling to evaluate potential effects of pumping and recharge: implications for sustainable groundwater management in the Mahanadi delta region, India. *Hydrogeology Journal*, 25(8) : 2489–2511.

Références

- Sako A. & Ouangaré C.A.C. (2023). Hydrogeochemical characterization and natural background level determination of selected inorganic substances in groundwater from a semi-confined aquifer in Midwestern Burkina Faso, West Africa. *Environmental Monitoring and Assessment*, 195(4) : 1–13.
- Sauret E.S.G. (2008). Contribution à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système aquifère dans le bassin du Kou. Mémoire de fin d'étude de Diplôme D'Etudes Approfondies (DEA), Géologie Et Sciences de l'environnement, Université de Liège (Liège, Belgique), 96 p.
- Sawada A., Uchida M., Shimo M., Yamamoto H., Takahara H. & Doe T.W. (2000). Non-sorbing tracer migration experiments in fractured rock at the Kamaishi Mine, Northeast Japan. *Engineering Geology*, 56(1) : 75–96.
- Scott D.W. (1992). Multivariate Density Estimation: Theory, Practice, and Visualization. Wiley, Texas (USA), 336 p.
- Sheather S.J. (2004). Density Estimation. *Statistical Science*, 19(4) : 588–597.
- Sibanda T., Nonner J.C. & Uhlenbrook S. (2009). Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe. *Hydrogeology Journal*, 17(6) : 1427–1441.
- Siebert S., Burke J., Faures J.M., Frenken K., Hoogeveen J., Döll P. & Portmann F.T. (2010). Groundwater use for irrigation – a global inventory. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(10) : 1863–1880.
- Silverman B.W. (1986). Density Estimation for Statistics and Data Analysis. *Springer Netherlands*, 1-22.
- Simyrdanis K., Papadopoulos N., Soupios P., Kirkou S. & Tsourlos P. (2018). Characterization and monitoring of subsurface contamination from Olive Oil Mills' waste waters using Electrical Resistivity Tomography. *Science of The Total Environment*, 637–638 : 991–1003.
- Singhal B.B.S. (2008). Nature of Hard Rock Aquifers: Hydrogeological Uncertainties and Ambiguities. In: *Groundwater Dynamics in Hard Rock Aquifers*, eds. Ahmed S. Jayakumar R. & Salih A., Springer Netherlands, pp. 20–39.
- Soro D.D. (2017). Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé : cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso). Thèse de Doctorat, Géosciences et Environnement, Université Pierre et Marie Curie–Paris 6

Références

- (UPMC) - Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE) (Ouagadougou, Burkina-Faso), 303 p.
- Sousa M.R., Frind E.O. & Rudolph D.L. (2013). An integrated approach for addressing uncertainty in the delineation of groundwater management areas. *Journal of Contaminant Hydrology*, 148 : 12–24.
- Stauffer F., Guadagnini A., Butler A., Franssen H.-J.H., Wiel N.V.D., Bakr M., Riva M. & Guadagnini L. (2005). Delineation of Source Protection Zones Using Statistical Methods. *Water Resources Management*, 19(2) : 163–185.
- Storz & Jacobs (2001). Electrical resistivity tomography to investigate geological structures of the earth's upper crust. *Geophysical Prospecting*, 48(3) : 455–471.
- Taylor R. & Howard K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal*, 8(3) : 279–294.
- Tellam J.H. & Barker R.D. (2006). Towards prediction of saturated-zone pollutant movement in groundwaters in fractured permeable-matrix aquifers: the case of the UK Permo-Triassic sandstones. *Geological Society, London, Special Publications*, 263(1) : 1–48.
- Tsang Y.W. & Tsang C.F. (1987). Channel model of flow through fractured media. *Water Resources Research*, 23(3) : 467–479.
- UNESCO (2015). Water for a sustainable world. The United Nations world water development report, Paris (France), 122 p.
- Vassolo S., Kinzelbach W. & Schäfer W. (1998). Determination of a well head protection zone by stochastic inverse modelling. *Journal of Hydrology*, 206(3–4) : 268–280.
- Vernoux J.F., Wuilleumier A. & Perrin J. (2014). Délimitation des aires d'alimentation des captages d'eau souterraine et de leur vulnérabilité vis-à-vis des pollutions diffuses Version révisée du guide méthodologique. Rapport final, BRGM, France, 133 p.
- Wang X., Li D., Cheng G. & Luo P. (2018). Study on Structural Plane of Deep Rock Mass in Xinchang Preferred Site for Underground Research Laboratory on Geological Disposal of High-Level Radioactive Waste in China. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 170 : 1–13.
- Weissmann G.S., Zhang Y., LaBolle E.M. & Fogg G.E. (2002). Dispersion of groundwater age in an alluvial aquifer system. *Water Resources Research*, 38(10) : 1–14.

Références

- Woolfenden L.R. & Ginn T.R. (2009). Modeled Ground Water Age Distributions. *Groundwater*, 47(4) : 547–557.
- Worthington S.R.H., Davies G.J. & Alexander E.C. (2016). Enhancement of bedrock permeability by weathering. *Earth-Science Reviews*, 160 : 188–202.
- Wu Y.-S., Haukwa C. & Bodvarsson G.S. (1999). A site-scale model for fluid and heat flow in the unsaturated zone of Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Contaminant Hydrology*, 38(1–3) : 185–215.
- Wyns R., Baltassat J.-M., Lachassagne P., Legchenko A., Vairon J. & Mathieu F. (2004). Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(1) : 21–34.
- Yao A.B. (2015). Evaluation des potentialités en eau du bassin versant de la Lobo en vue d’une gestion rationnelle (Centre-Ouest de la Côte d’Ivoire). Thèse de Doctorat, Géosciences et Environnement, Université NANGUI ABROGOUA (Abidjan, Côte d’Ivoire), 225 p.
- Young J. & Wessnitzer J. (2016). Descriptive Statistics, Graphs, and Visualisation. In: *Modern Statistical Methods for HCI*, eds. Robertson J. & Kaptein M., Springer International Publishing, pp. 37–56.
- Zhdanov M.S., Traynin P., Portniagune O. & Lean H.D.M. (1995). Time Domain Electromagnetic Migration in INEL RWMC Cold Test Pit Characterization. In: *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 1995*, Environment and Engineering Geophysical Society, pp. 919–924.
- Zhou J., Revil A., Karaoulis M., Hale D., Doetsch J. & Cuttler S. (2014). Image-guided inversion of electrical resistivity data. *Geophysical Journal International*, 197(1) : 292–309.

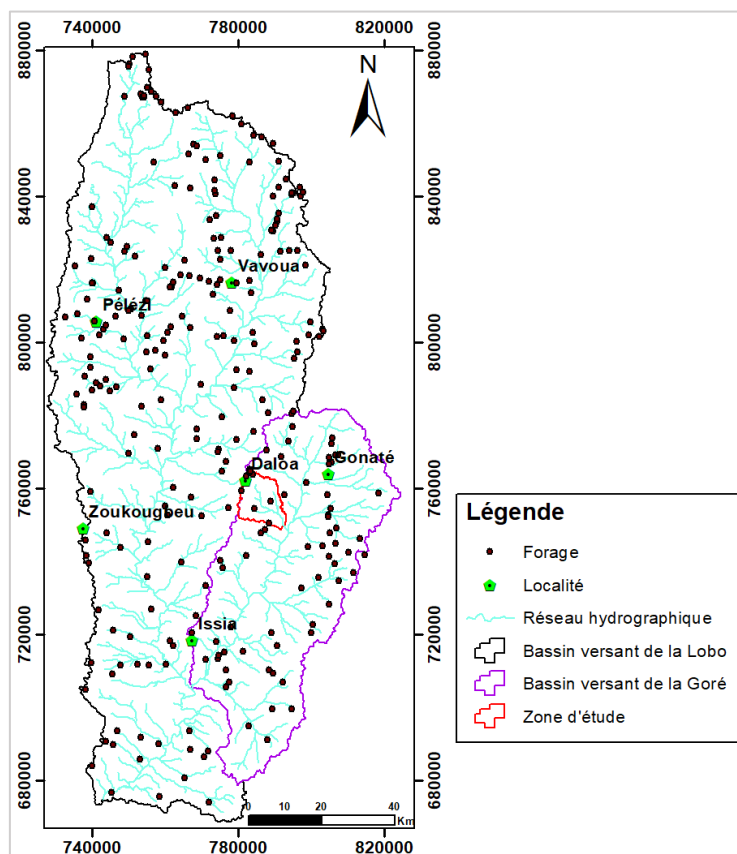
ANNEXES

Annexes

Régions		Protection immédiate	Protection rapprochée	Protection éloignée
Amérique du Nord	Québec	30 m	60 jours, > 100 m	Bassin d'alimentation
	Colombie		1 année	5 à 10 ou bassin d'alimentation
	USA	> 30 m	> 50 jours, > 150 m	> 15 ans
Europe	Angleterre		> 50 jours, > 50 m	400 jours, 25 % du bassin d'alimentation
	Allemagne	10 m	50 jours	2000 m
	Danemark	10 m	300 m	Spécifique au site (basée sur une cartographie de la vulnérabilité)
	France	Environ 15 m	Environ 50 jours	Pas obligatoire ou bassin d'alimentation
	Belgique	10 m	1 jour ou 35 m	50 jours ou 1000 m pour un aquifère de socle ; entre 100 et 500 m pour un aquifère graveleux ou sableux
	Pays-Bas	30 m	60 jours	10 ans, > 800 m ; 25 ans, > 1200 m ou bassin d'alimentation
	Suisse	10 m	10 jours, > 100 m	90% de l'aire d'alimentation

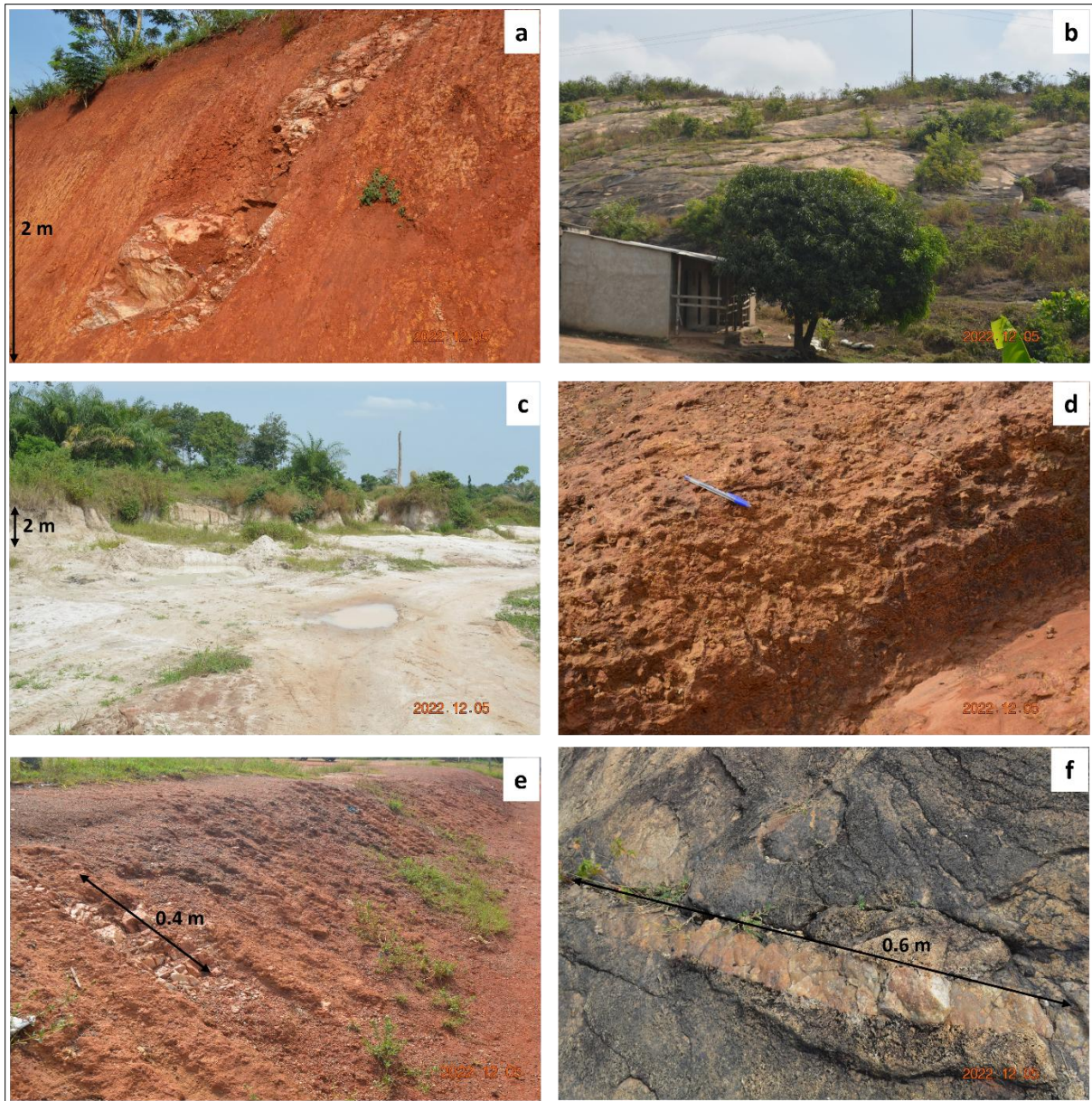
Annexe 1 : Synthèse de quelques directives nationales de protection des eaux souterraines

Source : Bussard (2005)



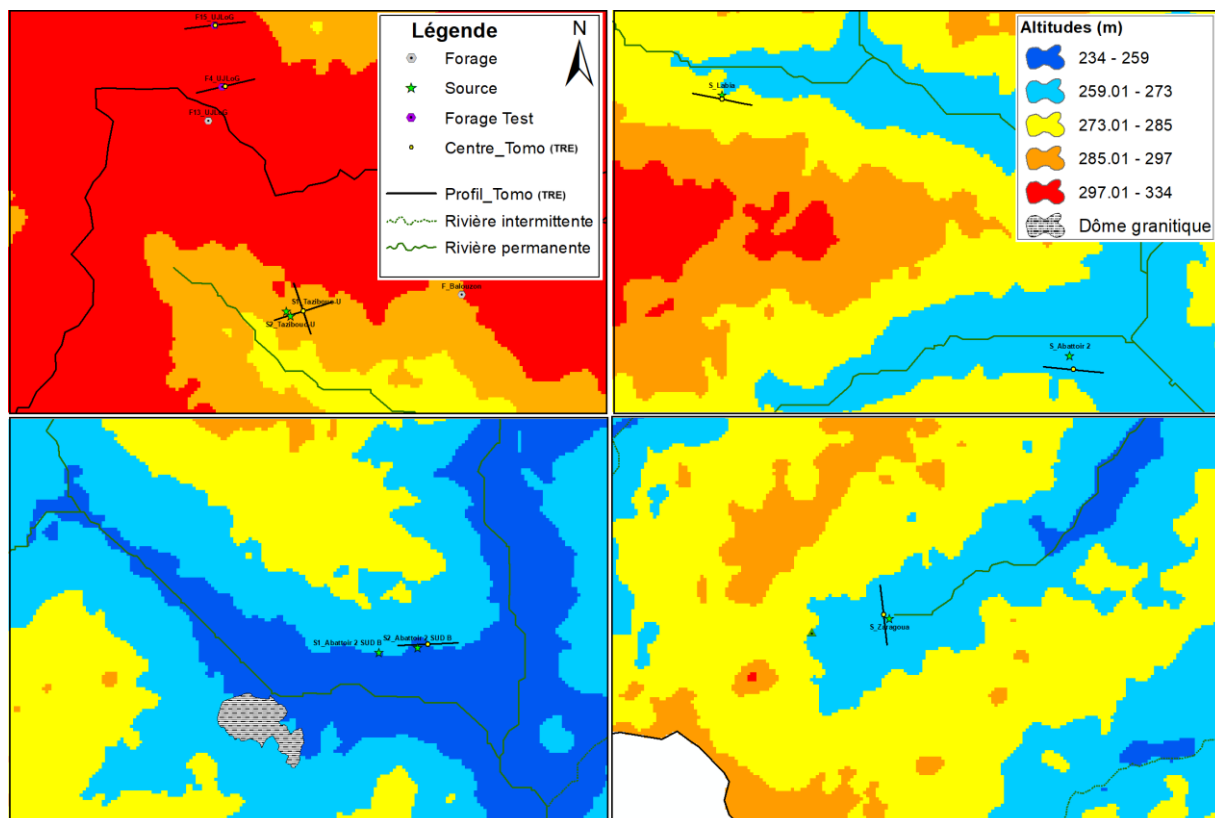
Annexe 2 : Localisation des forages dans le bassin versant de la Lobo

Annexes



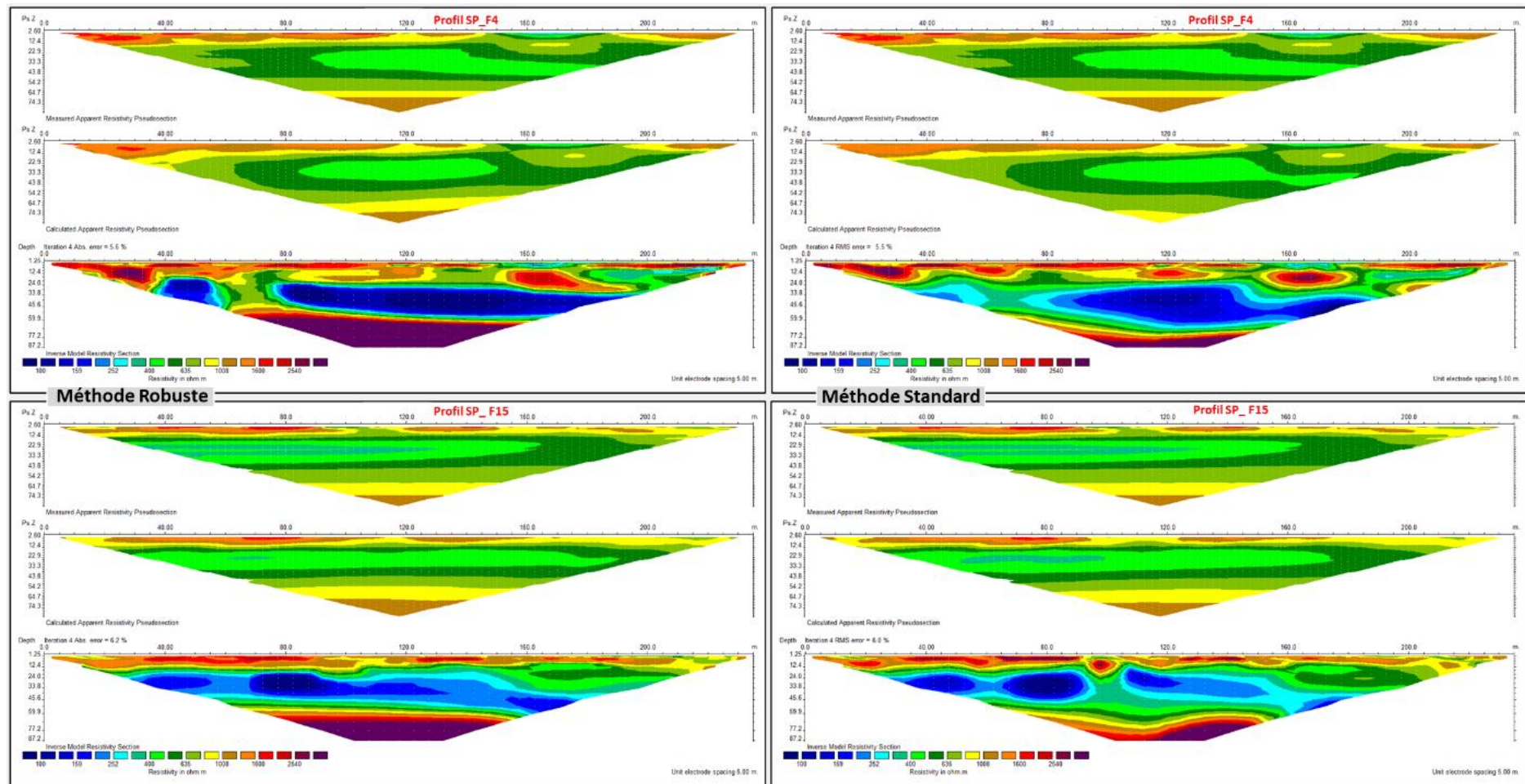
Annexe 3 : Photos montrant des formations géologiques observées sur le site d'étude. a : Filon de quartz dans les formations latéritiques ; b : Affleurement de la couche fracturée dans la granodiorite ; c : L'aquifère (isaltérite) à l'origine des sources ; d : croûte de fer ; e : Signatures de surface des filons de quartz (dans la saprolite) ; f : Signatures de surface des filons de quartz (dans les roches cristallines)

Annexes



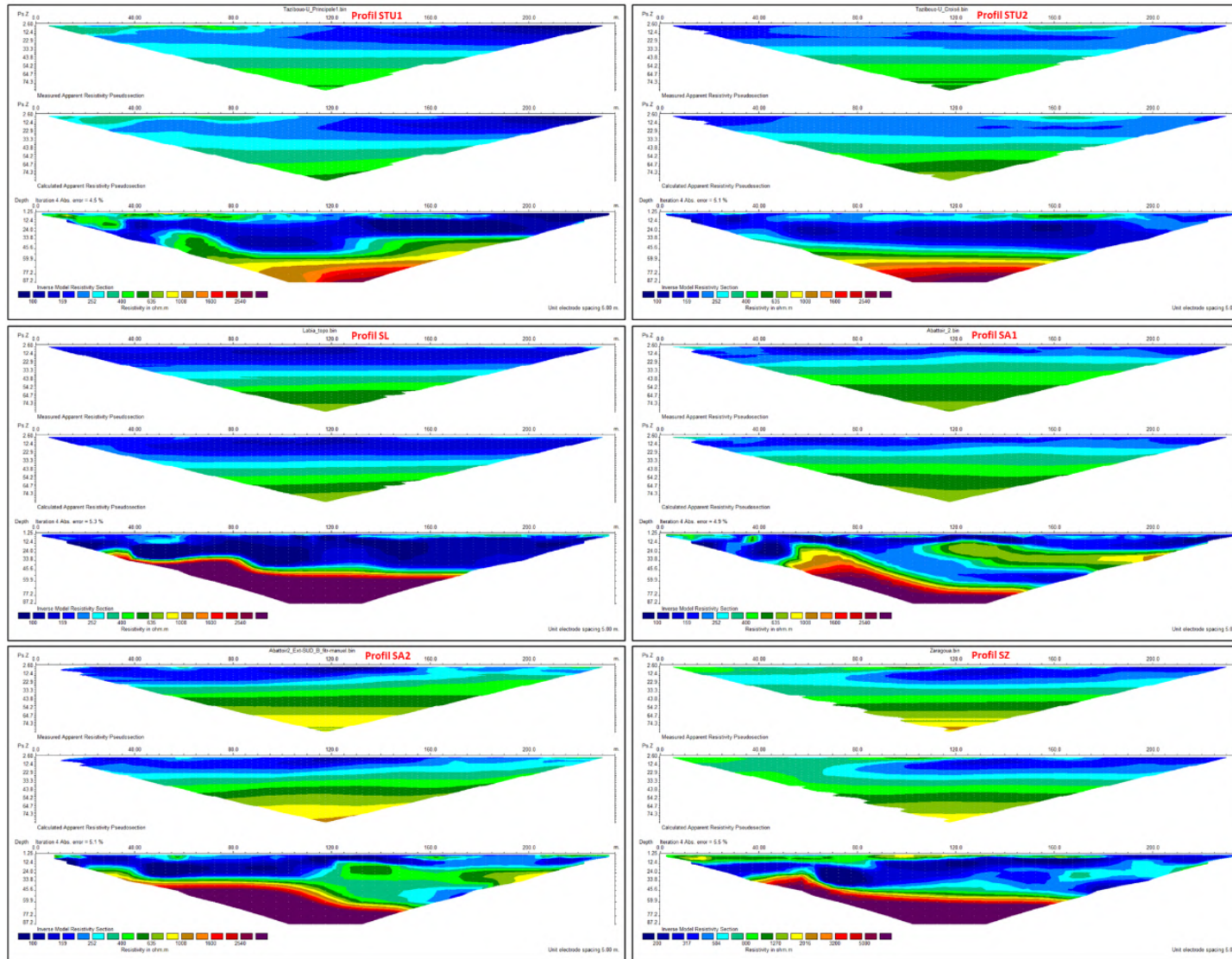
Annexe 4 : Les différents profils TRE réalisés

Annexes



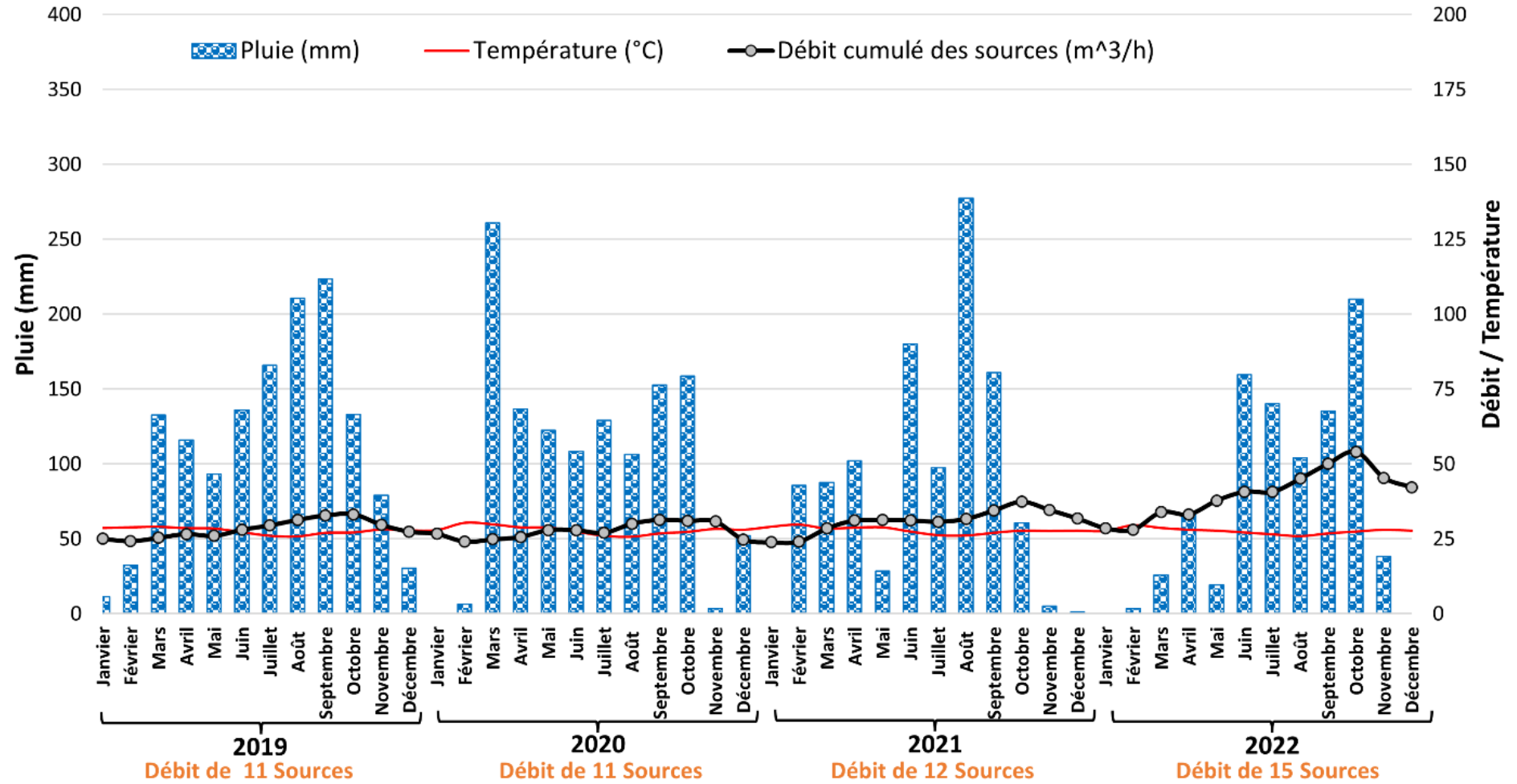
Annexe 5 : Représentation des pseudo-coupes de la résistivité apparente mesurée, de la résistivité apparente calculée et du modèle de résistivité inversé pour les profils SP_F4 et SP_F15 réalisés au niveau des plateaux. À gauche, nous avons les sections TRE inversées à l'aide de la méthode Robuste ; à droite, les sections TRE inversées à l'aide de la méthode Standard

Annexes



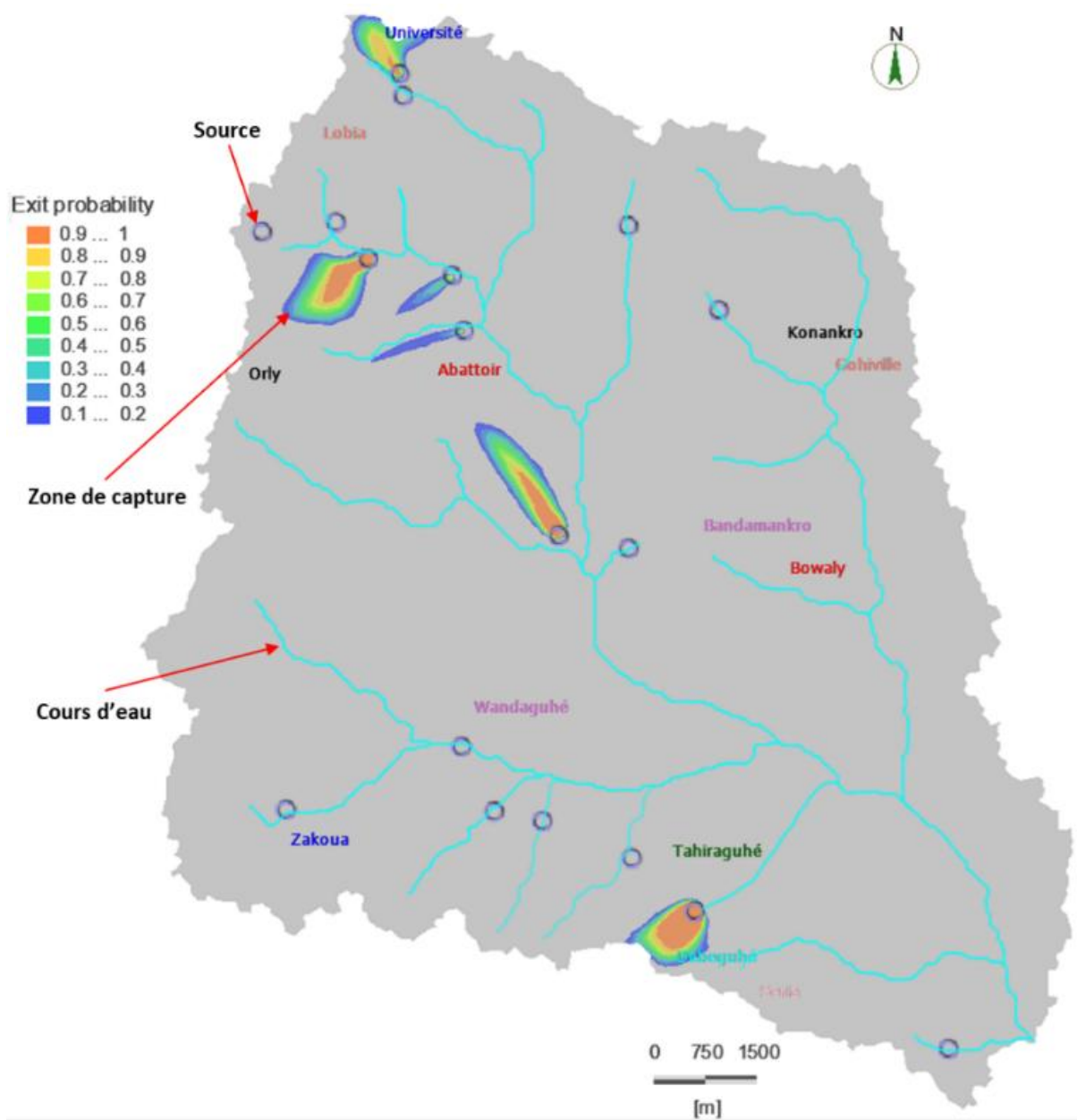
Annexe 6 : Pseudo-sections montrant la résistivité apparente mesurée, la résistivité apparente calculée et le modèle de résistivité inversé pour les profils réalisés au niveau des sources et inversés avec la méthode Robuste

Annexes



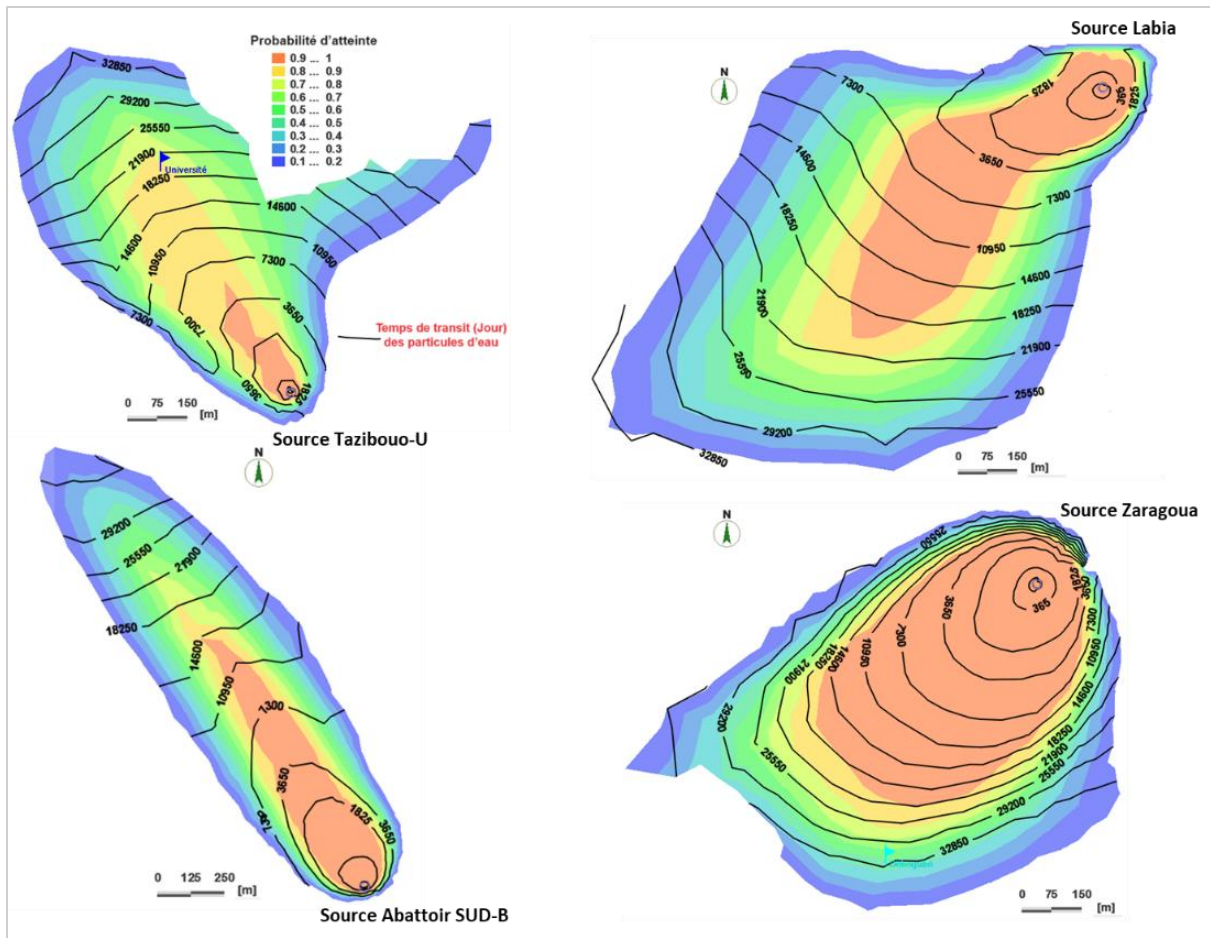
Annexe 7 : Evolution mensuelle du débit cumulé des sources (2019-2022)

Annexes



Annexe 8 : Localisation des zones de capture

Annexes

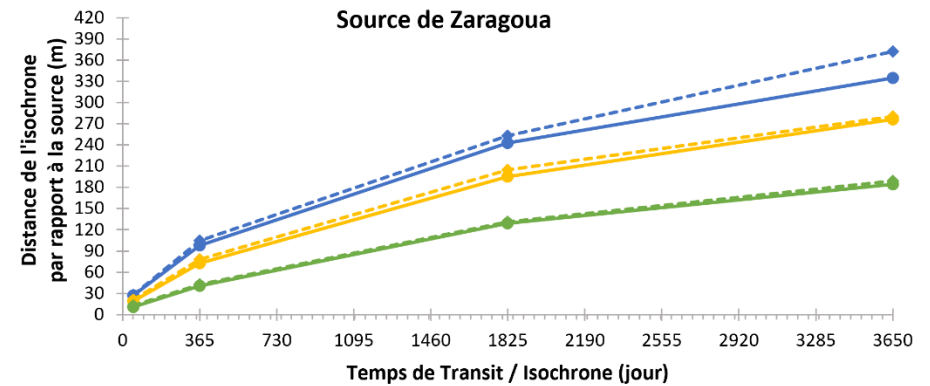
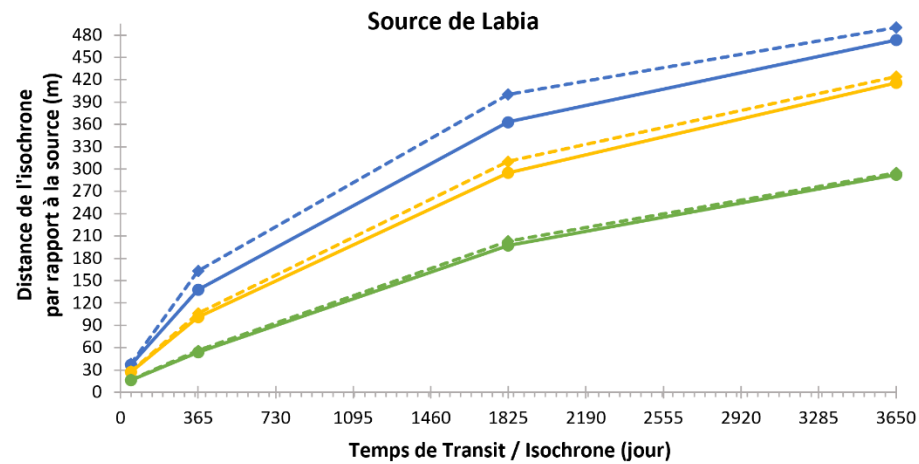
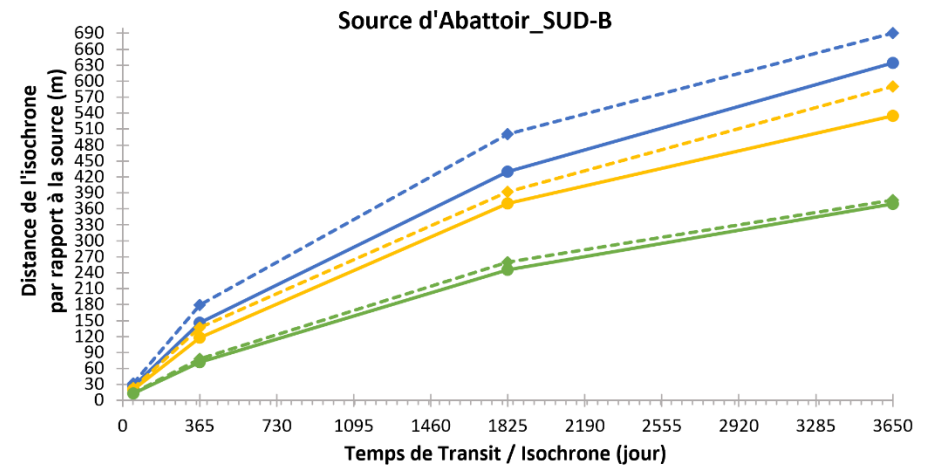
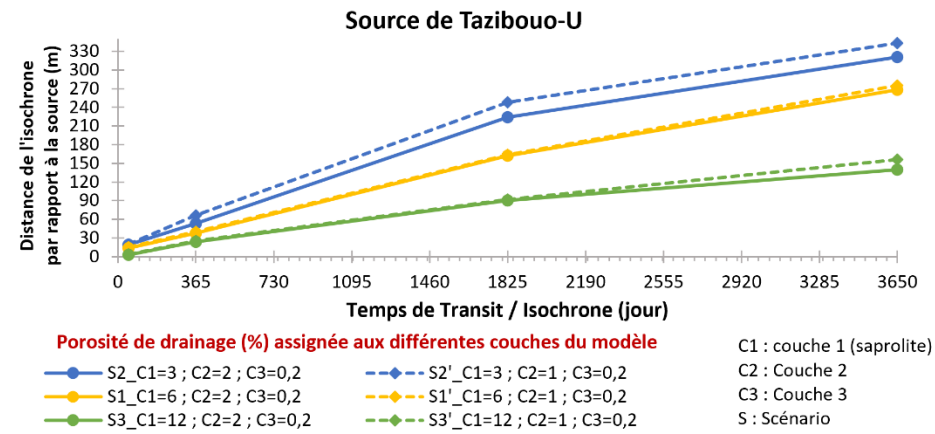


Annexe 9 : Temps de transit (Scénario 1 (S1)) des particules d'eau au sein des différentes zones de capture déterminées

Sources	Débit des sources (m ³ /h) (observés)	Débit des sources (m ³ /h) (Simulés)	Différences
Tazibouo-U_S2	3	2,9	0,1
Labia	4,86	4,72	0,14
Abattoir 1	0,34	0,39	-0,05
Abattoir 2	0,76	0,77	-0,01
Abattoir SUD-B	3,86	3,78	0,08
Zaragoua	3,34	3,14	0,2

Annexe 10 : Ecart entre débits des sources observés et simulés (août_2022)

Annexes



Annexe 11 : Influence de la porosité efficace sur la dynamique d'écoulement des eaux souterraines

PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES

Publications scientifiques

Articles

Kouassi K. JM., Lachassagne P., Mangoua O.M.J., Sombo A.P. & Dibi B. (2024). Identifying the origin of springs in weathered-fractured crystalline aquifers using a hydrogeophysical approach. *Nature Sci. Rep.*, 14(1): 12977. <https://doi.org/10.1038/s41598-024-63748-8>

Kouassi K. JM., Rossier Yvan, Lachassagne Patrick, Mangoua Oi Mangoua Jules, Kouassi Kouakou Lazare, Konan Yao Emile Desmond, Kré Yon Edwige & Dibi Brou (2025). Modeling springs' capture areas in fractured crystalline aquifers for the protection and management of the groundwater resources. Application to the Daloa municipality springs, Côte d'Ivoire. *Applied Water Science*. (En cours d'évaluation par le Journal)

Conférence nationale

Kouassi Jean-Michel KOUASSI, Brou DIBI, Patrick LACHASSAGNE. Identification de l'origine des sources en contexte de socle cristallin à partir d'une approche couplée hydrogéophysique et hydrodynamique. *Journées des Sciences de l'Environnement et du Développement Durable (JSEDD 2022)*, Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa (Côte d'Ivoire).

Conférence internationale

Kouassi Jean-Michel KOUASSI, Brou DIBI, Patrick LACHASSAGNE. Modeling springs' capture areas in fractured crystalline aquifers for the protection of the groundwater resource. Application to the Daloa city springs, Côte d'Ivoire. *World Groundwater Congress, IAH 2024, Davos (Switzerland)*.

Scientific Reports

Identifying the Origin of Springs in Weathered-Fractured Crystalline Aquifers Using a Hydrogeophysical Approach

Kouassi Jean-Michel Kouassi · Patrick Lachassagne · Oi Mangoua Jules Mangoua ·
Abé Parfait Sombo · Brou Dibi



OPEN

Identifying the origin of springs in weathered-fractured crystalline aquifers using a hydrogeophysical approach

Kouassi Jean-Michel Kouassi^{1,2}, Patrick Lachassagne², Oi Mangoua Jules Mangoua¹, Abé Parfait Sombo¹ & Brou Dibi¹

Over the last few decades, important advances have been made in the development of relevant hydrogeological conceptual models for crystalline aquifers, and notably for weathered-fractured crystalline aquifers. Paradoxically and contrary to other types of aquifers, these researches never aimed at characterizing springs, the places where groundwater naturally outflows from such aquifers. With such an objective, our methodological approach consisted first of a lithological and hydrogeological description of the aquifer system based on borehole data and outcrops in a representative weathered-fractured crystalline aquifer (Daloa, Ivory Coast). Next, electrical resistivity tomography (ERT) has been used (after validating the appropriate inversion method) to provide the imagery of the weathering profile both below the plateaus and in the valleys where the springs outflow. Piezometric and river discharge data were also processed notably to determine the direction of groundwater flow. Results demonstrate unambiguously that the isalterites aquifer supplies the springs, and that the underlying fractured layer is not directly implied in this supply. ERT combined with borehole and field lithological data also shows that the lateritic formations (alloterites) present near surface below the plateaus, as well as the upper part of the isalterites, were eroded in the valleys, but not deep enough to let the fractured layer outcrop. This conceptual model for springs not only provides a basis for characterizing such complex aquifers, but also provides technical guidance for spring catchment and groundwater protection in these crystalline areas.

Water is essential for life, both within ecosystems and for humanity. Yet millions of people around the world struggle daily to find drinking water to meet their basic needs^{1,2}. Groundwater is increasingly used worldwide due to the impact of climate change and anthropogenic activities on surface water resources, both in terms of quantity and quality. Groundwater covers around 43% of irrigation water needs³, and also makes an important contribute to hydration, sanitation and hygiene in many parts of the world². Although groundwater is increasingly in demand throughout the world, its exploitation and management are often difficult and costly due to the complexity of the aquifer systems that contain it, notably those that are fractured^{4–8}. The African continent is no exception. Moreover, over a large part of its surface, the only available resource of groundwater comes from aquifers from granitic and metamorphic rocks known as "crystalline"^{4,5}. Worldwide, these crystalline aquifers make up more than 20% of the world's land surface^{5,9,10}. They have a fracture permeability⁵ and, as a result, their structure and functioning are less well understood than those of other types of aquifers, notably porous aquifers, making it difficult and costly to exploit the groundwater they contain⁵.

In West Africa, groundwater accounts for a significant and steadily increasing proportion of the rural population's water supply, particularly in the crystalline context. Indeed, the groundwater contained in these crystalline aquifers is geographically well distributed^{11–15} and offers an alternative to surface water resources, which are subject to contamination and are unavailable all or part of the year, particularly in semi-arid regions. These groundwaters resources are generally accessed by drilling. However, the complexity of crystalline aquifers means that between 25 and 60% of boreholes drilled are "dry"^{16–18}. However, these West African crystalline rock regions also contain numerous springs^{19,20}, which could also be exploited to supply the population with water. Springs are natural groundwater outflows that appear locally or diffusely on the surface of the ground. They play an

¹Laboratory of Environmental Sciences and Technologies, Univ. Jean Lorougnon Guédé, Daloa, Ivory Coast. ²HSM, Univ. Montpellier, CNRS, IRD, IMT Mines Alès, Montpellier, France. ✉email: kouassimichel48@gmail.com

important role in socio-economic development in many parts of the world, where they are tapped for a variety of uses. Paradoxically, in crystalline aquifers, the processes and hydrogeological context that explains why groundwater outflows at springs is less well known than that of boreholes⁵. It is therefore important to improve the hydrogeological conceptual model of crystalline aquifers in areas where springs are present, in order to characterize the type of springs, their context of emergence, their vulnerability to contamination and to verify their seasonal sustainability^{21,22}.

Over the last two decades^{5,23}, the hydrogeological conceptual model of crystalline aquifers has evolved considerably, from concepts invoking fractures of tectonic origin to a concept of fractures linked to weathering processes. Methods for characterizing the structure and functioning of these hydrosystems have evolved accordingly^{4,5,16,21,23–26}. However, these methods do not provide relevant information on the origin and properties of springs in this type of geological environment. In this research, we therefore explore the use of electrical geophysical methods to develop the conceptual model of springs in a crystalline rock context, using an integrated approach in which geological, hydrogeological and geophysical data are jointly interpreted.

Over the last few decades, numerous advances have been made in the development of representative conceptual models of crystalline aquifers based on geophysical methods^{27–34}. However, these researches never addressed the issue of spring characterization. Electrical resistivity tomography (ERT) methods are widely used in this type of context, as they provide 2D information, or even quasi 3D in the case of serial profiles, and as there is a good correlation between geophysical facies and those of the weathering profile^{35–38}. The complexity of crystalline environments gives rise to biases that severely limit the validity of 1D methods^{28,37,39,40} which, for technical and low-cost reasons, are unfortunately still often used.

Building on feedback from previous research, this study aims to assess the effectiveness of ERT to characterize the context of groundwater springs in crystalline rock environments. Specifically, we aim to: (i) assess the impact of geophysical data inversion methods on the quality of hydrogeological models in a crystalline rock context, and (ii) leverage a large geological, hydrogeological and geophysical data set to improve the conceptualization of crystalline aquifers. To meet these objectives, we first described the lithology and hydrogeology of the aquifer system using borehole and outcrop data. The results of geophysical inversions were then calibrated on these geological data to provide a 2D conceptualization of the weathering profile. Piezometric data were also processed to determine the groundwater flow direction in the aquifer.

The research is being carried out on the aquifers from the catchment area of the Tétégbou River (Fig. 1), a tributary of the Lobo River (Center-West, Ivory Coast). The Tétégbou River starts flowing in the municipality of Daloa and drains an area of around 140 km². The climate belongs to the attenuated transitional equatorial regime, with average annual rainfall and temperature of 1200 mm and 26 °C respectively (see Appendix 2 in the Supplementary Materials). The topography of the basin is relatively homogeneous (Fig. 1), with predominantly flat, gently sloping plateaus incised by the hydrographic network. The subsoil in the research area is composed of Middle Precambrian formations, dominated by granites and granodiorites⁴¹, with granodiorites accounting for 85% of the surface area (see Appendix 1 in the Supplementary Materials). These plutonic rocks were deeply weathered during the Mesozoic to Quaternary eras, and are therefore covered by weathering profiles several tens of meters thick.

Results

Description of the weathering profile at borehole scale

Analysis of the lithological cross-sections of the boreholes (observations made during drilling, notably on cuttings) shows the succession of three very distinct horizons within the weathering profile (Fig. 2), which follow a classic vertical structuring⁵ with, from top to bottom: alloterites (10–40 m thick on complete, non-eroded profiles), isalterites (20–30 m thick on complete, non-eroded profiles), which lie on the fractured layer within which water inflows are observed during drilling. From bottom to top, below the soil horizon, the alloterites comprise the lateritic iron duricrust, locally dismantled into lateritic gravels, and lateritic spotted clays (Fig. 2). The alloterites, with their very low permeability, form an aquitard on this site and in general⁵. The isalterites, on the other hand, constitute a "medium" permeability aquifer (about 10^{−6} m/s)⁵, with an effective porosity that can exceed 5%⁵ (from our laboratory porosity analyses carried out using the imbibition method on intact soil samples). This aquifer is generally, and also in Daloa, tapped by traditional large-diameter shallow wells, usually located in valleys where the piezometric level is close to the ground surface. The fractured basement (the fractured layer) underlies the isalterites. In the Daloa region, statistical analysis of linear discharges and water inflow depths^{4,16} from 316 deep boreholes reveals that the first 35–40 m of the fractured layer constitute its most densely fractured, most productive part (See Appendix 7 in the Supplementary Materials).

Calibration and geoelectric signature of the formations constituting the weathering profile

The ERT cross sections were inverted with two different inversion methods ("Robust" and "Standard") which are among the most widely used in geophysics (Fig. 3a, b). All ERT cross sections and inversions show a similar succession of stratiform layers of varying resistivity, with from top to bottom: a resistive layer (R1 = 500–1600 Ω.m) at the surface, up to 20 m thick, followed by a conductive layer (C = 85–500 Ω.m) 30–40 m thick, relatively continuous and homogeneous, and, below, very resistant formations (R2 > 1600 Ω.m).

Regardless of the inversion method used, comparison of geoelectric profile results with borehole lithology (e.g. borehole F4 in Fig. 4) shows that the resistant geoelectric layer observed at surface corresponds to the alloterites, characterized notably by lateritic formations. This layer is geologically and electrically heterogeneous, and predominantly resistant. Below this resistant layer, a more homogeneous conductive layer appears. This conductive layer corresponds to the lower, water-saturated, part of the saprolite, largely corresponding to the sandy saprolite (isalterite) and to the most superficial part (15–20 m) of the underlying fractured layer. Below this

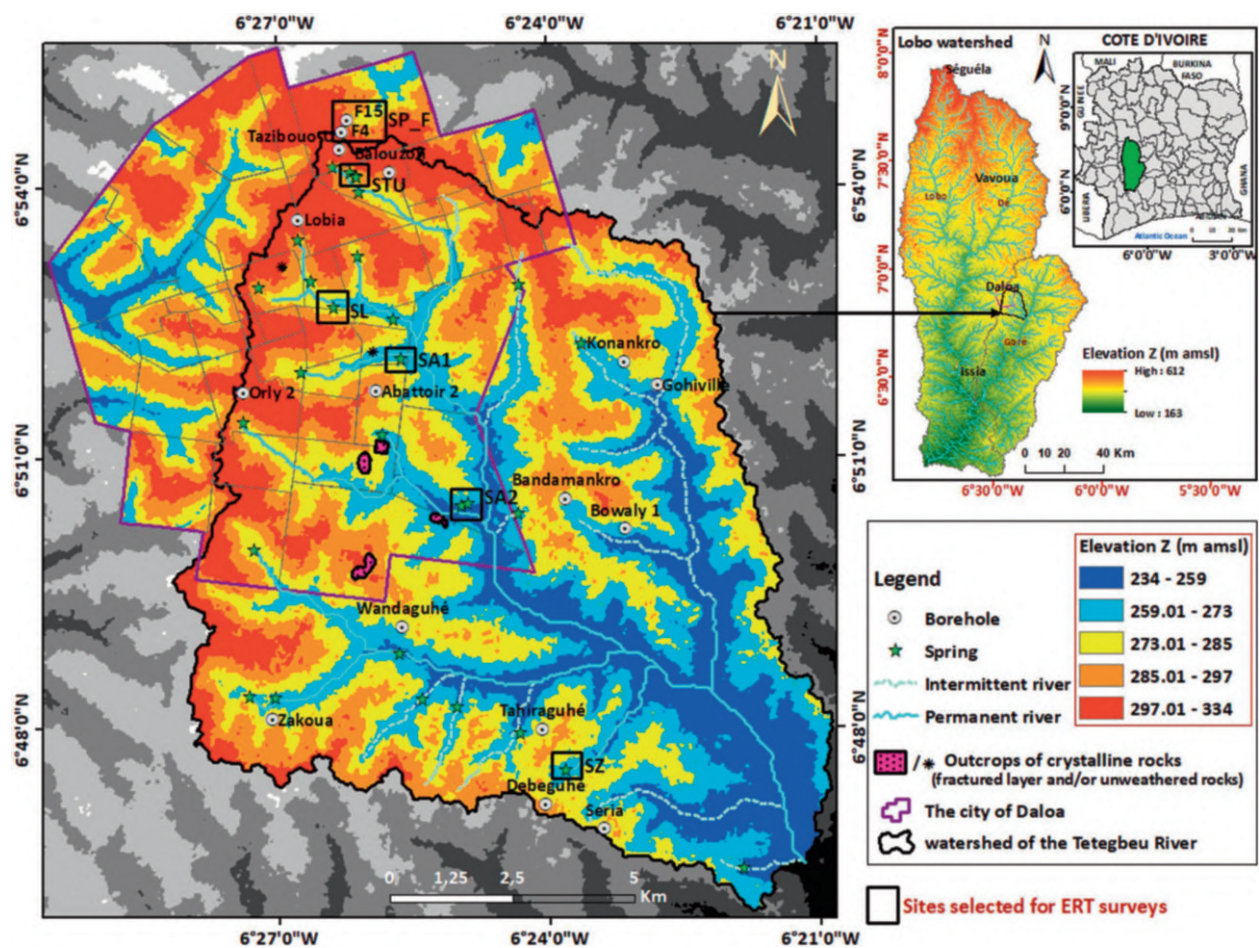


Figure 1. Location and topographic map of the study area. Location of the sites selected for ERT surveys. SP_F: site of ERT profiles SP_F4 and SP_F15 (the lithology of boreholes F4 and F15 was used to calibrate the SP_F4 and SP_F15 ERT profiles), STU: site of ERT profiles STU1 and STU2, SL: site of ERT profile SL, SA1: site of ERT profile SA1, SA2: site of ERT profiles SA2 and SZ: site of ERT profile SZ. The electrical cross sections for the SL, SA1, SA2 and SZ profiles are shown in Appendix 4 and 5 in the Complementary Materials. This graph was produced using ArcGIS 10.2.

conductive layer, a highly resistant layer follows the conductive layer, via a resistivity gradient that is tighter with the Robust inversion method than with the Standard one. This latter layer corresponds to the middle and lower part of the fractured layer, as the depth of investigation of the ERT profiles does not allow to reach the base of the fractured layer and the underlying unweathered high resistivity rock. The saprolite-fractured layer interface lies at the heart of conductive layer C, frequently at the base of its most conductive part. This "isoline" (base of the most conductive part of conductive layer C) was used to extrapolate this interface; however, the precision of its positioning remains low (accuracy of the order of 5–10 m). The resistivity gradient observed within the fractured layer most likely corresponds to a fracture electrical connectivity threshold (in the sense of the percolation theory). Permeable fractures (identified as water occurrences during drilling) are not visible on the ERT.

Results from both inversion methods show the same sequence of resistive (R1)—conductive (C)—resistive (R2) layers (with R1-C-R2 from top to bottom) (Figs. 3 and 4). The depth and, above all, the progressiveness of the conductive-resistive boundaries (R1-C and C-R2) vary from one inversion method to the other. The upper boundary (R1-C), marked by a relatively abrupt transition, is fairly well defined on the ERT by both inversion methods, although the gradient is slightly stronger with the Standard inversion method than with the Robust one. On the basis of borehole data alone, it is difficult to determine whether this R1-C boundary corresponds to the contact between alloterite and isalterite or to the saturation limit within the weathering profile (piezometric level). However, as this boundary has abrupt variations and locally steep slopes, it cannot correspond to the piezometric level, whose spatial variations are much more regular. The piezometric level is thus not imaged by ERT. The lower limit (C-R2) is not defined in the same way by the two inversion methods. The resistivity gradient is stronger with the Standard method than with the Robust one. On this basis, the Robust inversion method was chosen for the interpretation of all the ERT profiles in this research. Nevertheless, inversions using the Standard method were also taken into consideration to avoid any artifacts associated with inversion.

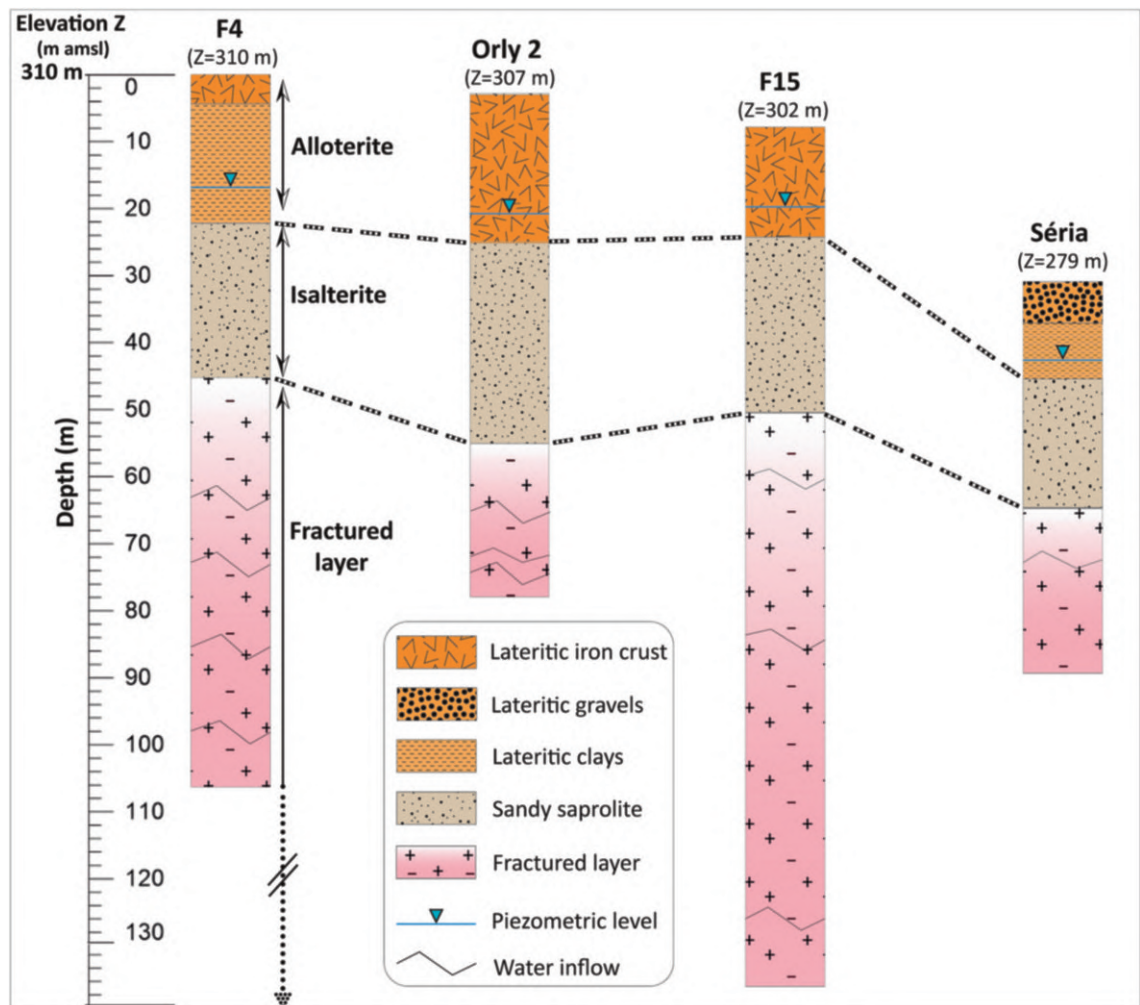


Figure 2. Lithological profiles illustrating the weathering profile at the study site, based on borehole log observations. This graph was produced using Adobe Illustrator V25.1.

Geoelectrical signature of the weathering profile at springs

Given the limited geological information available at the springs, the interpretation of the ERT profiles was mostly based on the calibration of geophysical investigations carried out at the boreholes (see previous section) and on observations made at outcrops, notably at sand quarries located in the saprolite in valleys or close to the springs, or even at the springs themselves.

Interpreting ERT profiles

The STU1 ERT is located 60 m upstream of the Tazibouo_U spring. It was sited perpendicular to the topographical slope and therefore perpendicular to the assumed groundwater flow axis (Fig. 5a). On this profile, the highest topographic heights are found at the highest abscissas (right-hand side of Fig. 5a). The second ERT, STU2, is located perpendicular to the STU1 profile and passes over the spring (Fig. 5b). At their point of intersection (abscissa 125 m on ERT STU1 and abscissa 120 m on ERT STU2), the two profiles show a very similar geoelectric signature and also similar depths for the contacts between the different geoelectric layers. This demonstrates the accuracy of the acquisitions and inversions.

The geoelectric layers observed on the STU1 and STU2 ERT are, from top to bottom, as follows: - a first conductive layer (resistivity 80–500 $\Omega\cdot\text{m}$) with a thickness fluctuating between 30 and 55 m is observed near the surface. Observations made during the building of the catchwork of this spring revealed the presence of granitic arenas (isalterites) at a depth of 3 m, topped by a tin sandy and sandy-clayey layer (soil), confirming the geological calibration of ERT carried out on the basis of drilling data (cf. previous section). The laterites and lateritic duricrust observed on the top of the plateau (particularly in borehole F4) would thus have been partially or completely eroded in this valley. Based on the calibration performed on the boreholes, the depth of the transition between the isalterites and the fractured layer would thus be located between 12 and 40 m below the topographic surface along the ERT, at elevations between 275 and 252 m asl. This interface is relatively flat on the STU2 profile. It shows variations of around 20 m in amplitude on the STU1 profile; - the underlying layer correspond to the resistivity gradient observed on the profiles described in the previous section, which images

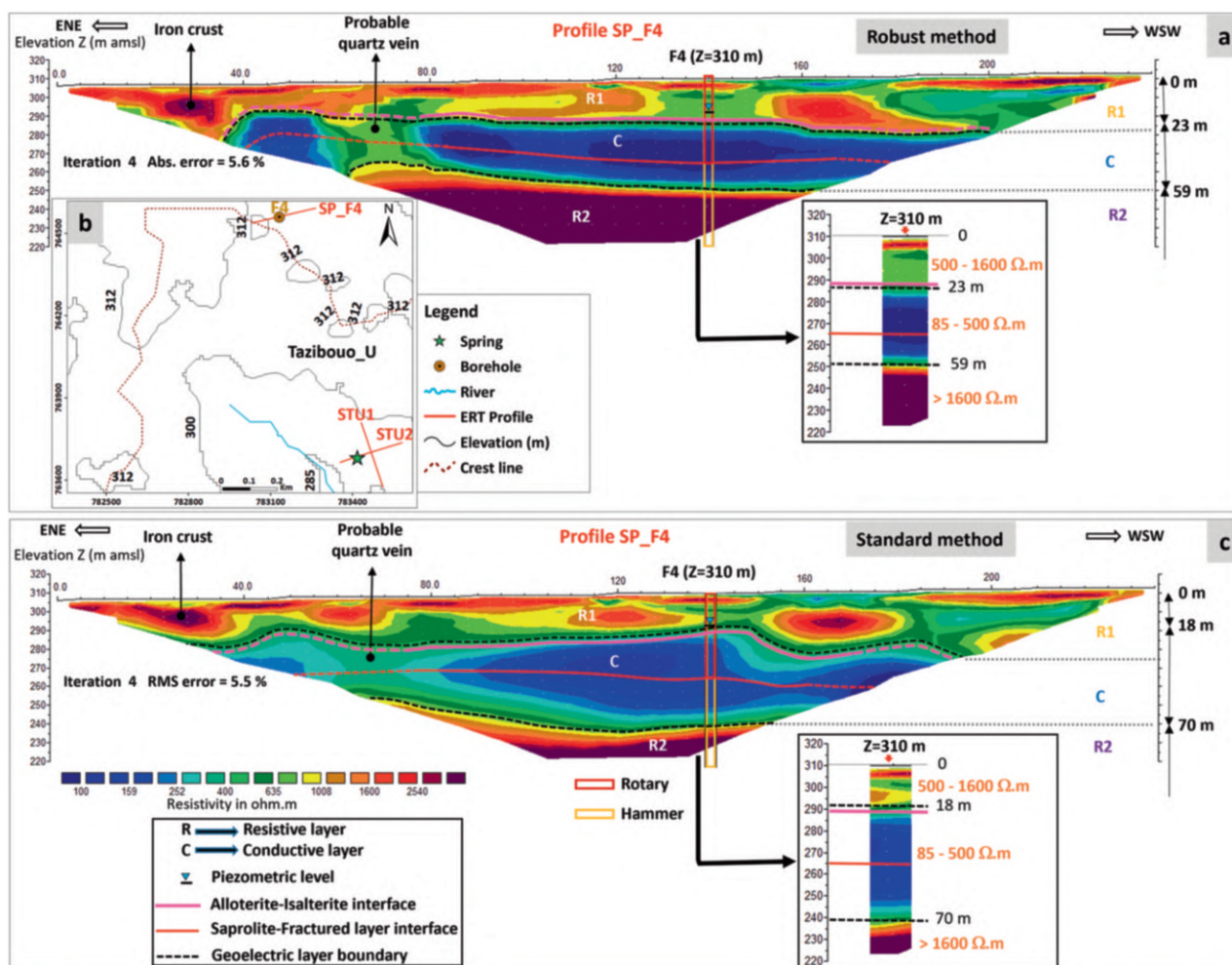


Figure 3. Interpretation of SP_F4 ERT profile with two inversion methods. (a): ERT profile inverted with the Robust inversion method; (b): location map of SP_F4, STU1 and STU2 ERT profiles (see the location of this area on Fig. 1); (c): ERT profile inverted with the Standard inversion method. Inversions were performed using Res2Dinv V-3.57.36.

the upper and middle parts of the fractured layer, whose resistivity is between 500 and 1600 $\Omega\cdot\text{m}$ in its upper part and > 1600 $\Omega\cdot\text{m}$ beyond that.

The spring thus emerges from the isalterites, which constitutes the aquifer that feeds it (Fig. 5d). The transition between the isalterites and the fractured layer lies several tens meters below the spring.

Electrical imaging of the SL, SA1, SA2 and SZ profiles (see Appendix 4 and 5 in the Complementary Materials), which are also located on or near springs, show the same geoelectrical succession as the STU ERT, with a conductive medium near the surface, with resistivities between 80 and 500 $\Omega\cdot\text{m}$, corresponding to isalterites. Auger sampling at several of these sites confirmed the presence of coarse sand at 1 m depth (below the pedological layer). Beneath this conductive layer, resistivity increases as on the STU profiles and on profiles located at a distance from the springs. The geoelectrical profiles observed on the plateaus and in the valleys, and therefore their different weathering profiles, are therefore similar. The only difference is that weathering profiles in the valleys were partly eroded. Everywhere on this site, springs emerge in the heart of the isalterites (Fig. 6). Unlike springs emerging from sandstones, where springs outflow from conduits located where fractures have been enlarged by weathering and/or erosion due to the groundwater flow^{6,7}, at the outlet of the springs in the saprolite (and elsewhere in the saprolite), there are no fractures. Consequently, there are no conduits either.

In detail, we also note, on almost all of these ERT, the presence of intermediate resistivity structures (resistivity: 500–1600 $\Omega\cdot\text{m}$) within the subsurface conductive layer (C). These structures are associated with local lower depth or deepening of the base of the conductive layer (C) at the expense of the underlying resistant layer (R2), which corresponds to the median part of the fractured layer (Fig. 6). These vertical variations indicate the presence of heterogeneities within the weathering profile linked to differential weathering of the parent rock: quartz veins less weatherable than their host rock (some were observed in the field), pegmatite or green rocks veins also observed on some drill logs, boulders, etc.

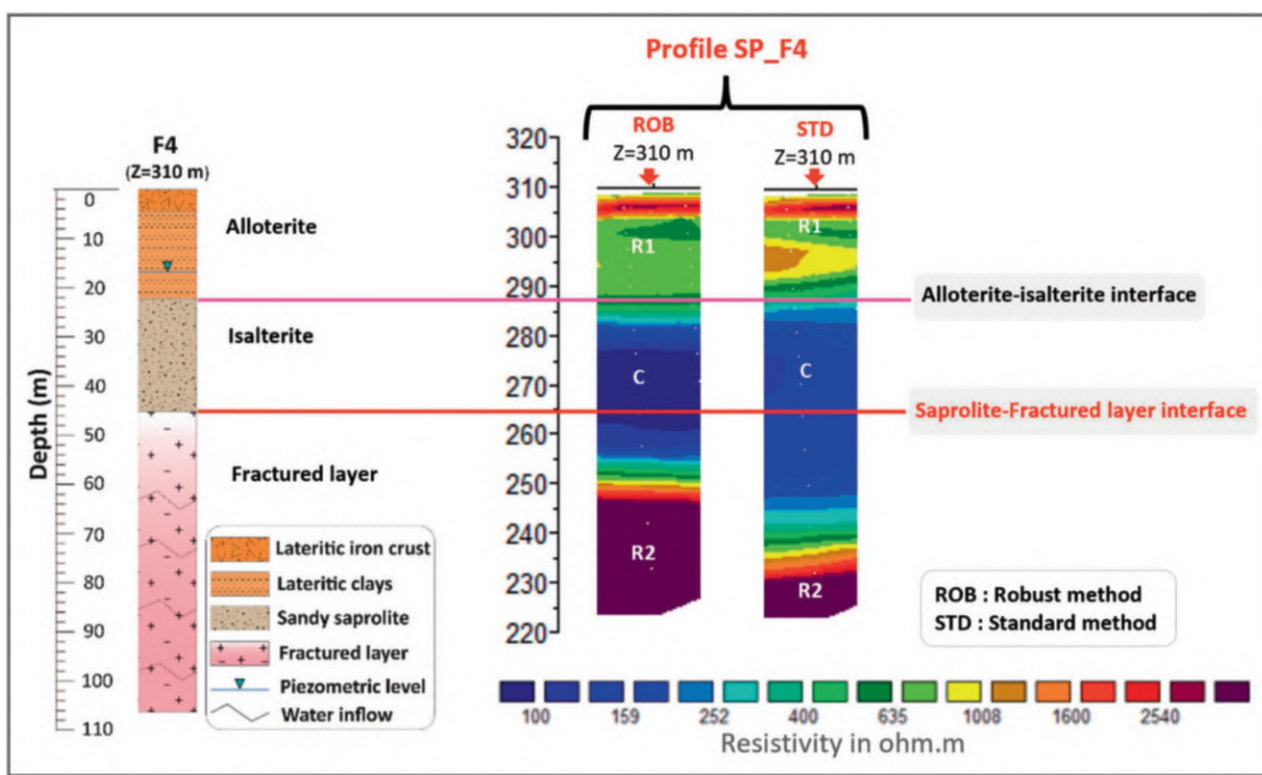


Figure 4. Vertical distribution of resistivity as a function of the inversion method.

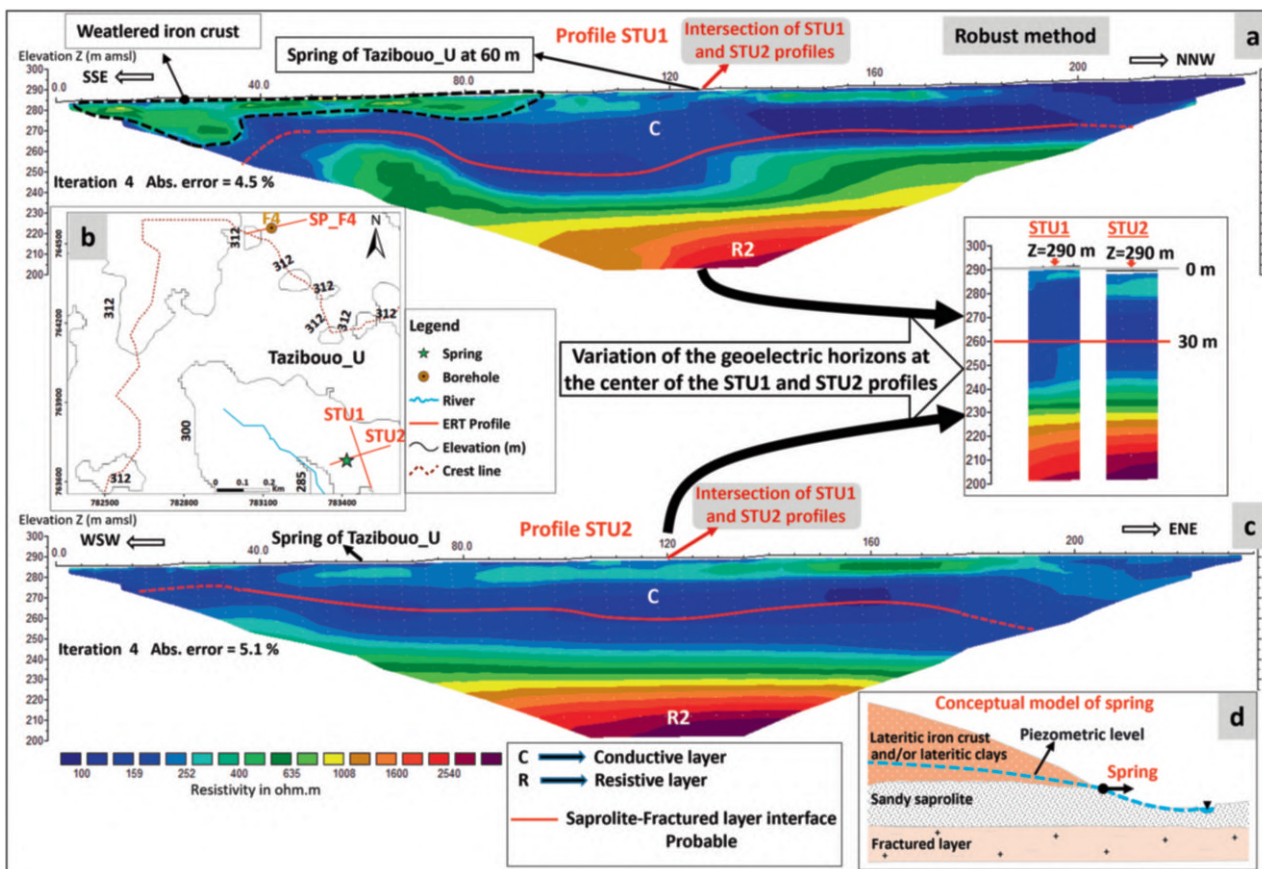


Figure 5. Interpretation of ERT profiles at the Tazibouou_U spring (Robust inversion). (a): ERT STU1; (b): Location of ERT STU1, STU2 and SP_F4 (see the location of this area on Fig. 1); (c): ERT profile STU2; (d): Conceptual model of the Tazibouou_U spring.

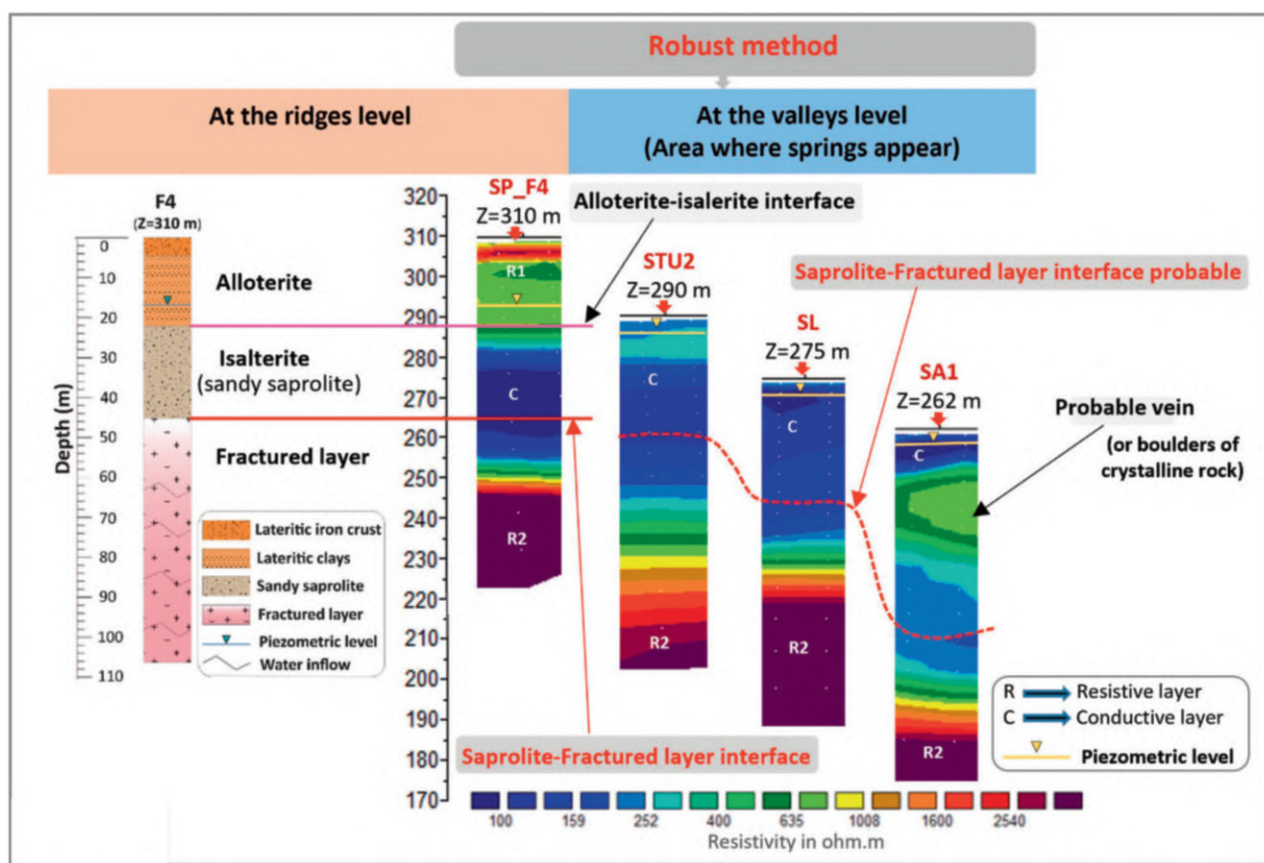


Figure 6. Lateral evolution of geoelectric signatures from the plateau to the valleys. The SL and SA1 ERT are presented in Appendix 4 of Complementary Materials.

Typology of springs in a weathered crystalline rock context

Figure 7 shows that the elevation of springs, of the piezometric level in boreholes and the elevation of the perennial parts of watercourses observed during low-water periods are perfectly consistent each with each other (the same applies to high-water periods, but only when there is no more runoff in the river due to a recent rainfall event). As groundwater supplies the surface water flow, by taking all these data into account to draw up the piezometric map, we were able to obtain a faithful representation of reality (Fig. 7). This approach proved much more accurate than the one using only the piezometric elevation of the 14 boreholes surveyed. The piezometric map (Fig. 7) shows that the groundwater flow follows the topography, as observed in most crystalline aquifers⁵. The perennial parts of the Tétégebeu River drain the aquifer, that is unconfined. The river therefore owes its low-water flow to the groundwater outflow. Springs also drain the aquifer. The piezometric gradient is of the order of 0.5%, which corresponds to a fairly high value, consistent with the modest permeability of the isalterite aquifer.

The combined analysis of information from borehole geological cross-sections, ERT, topographic and piezometric maps provides a coherent hydrogeological conceptual model (Fig. 8) of the study area, enabling us to understand the context of spring emergence in a weathered crystalline rock. With regard to the geological structure of the weathering profile, it is shown that the lateritic formations observed on the plateaus (relicts of the weathering paleosurface) have been eroded into the valleys. In the valleys, only isalterites outcrop and, possibly, recent iron crusts of late secondary weathering of this eroded weathering profile. The springs emerge from and are fed by the isalterite aquifer. The fractured layer, usually tapped by boreholes, is located some tens of meters deeper. Springs are tapped in the upstream part of the area, where the piezometric level begins to tangent the topographic surface. Downstream wetlands are also zones of diffuse emergence of the isalterite groundwater.

Discussion

The combination of results from ERT on the plateaus and in spring zones, with borehole lithological cross-sections and outcrop observations at a weathered-crystalline aquifer site has enabled us to characterize the architecture of the aquifer that supplies the springs. ERT profiles revealed a weathering profile several tens of meters thick, composed of three main geoelectric layers below the plateaus and two geoelectric layers in the spring emergence zones (valleys). These results are in line with those of previous studies carried out in a similar geological environment, but which were not aimed at understanding the context of spring emergence^{26,32,42}. From top to bottom, we observe: a resistant layer (500–1600 $\Omega.m$) including locally relatively more conductive zones, then a highly conductive layer (80–500 $\Omega.m$) and a highly resistant layer (resistivity > 1600 $\Omega.m$). The resistant layer observed near the surface on the plateaus doesn't exist in the valleys, notably near the springs,

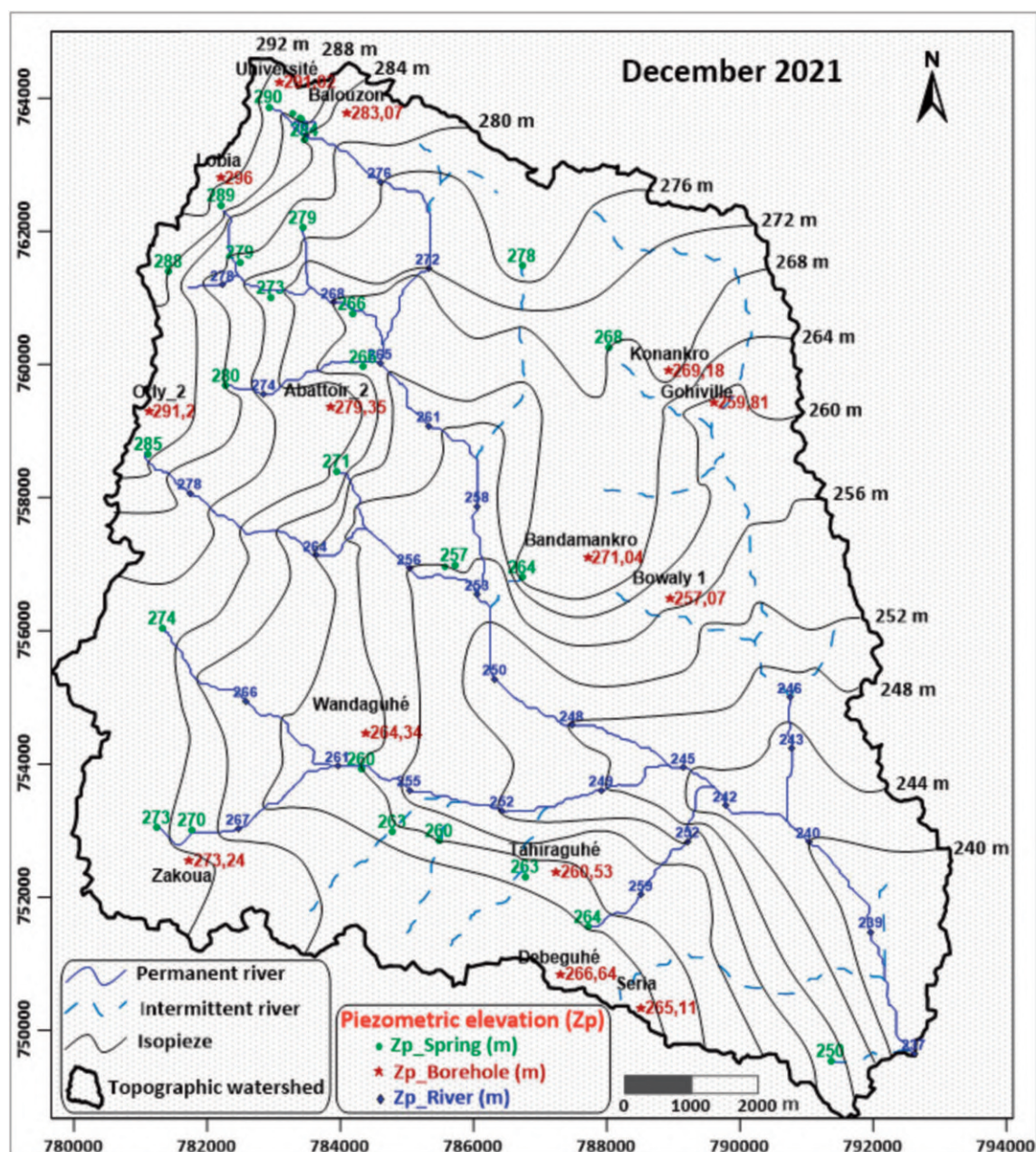


Figure 7. Low-water piezometric map of the Tétégbeu river watershed (Dec. 2021). The Grass Green dots and associated numerical values represent the location and elevation (in m amsl) of groundwater at the springs, respectively. The Ruby Red points and their associated numerical values represent the location and piezometric level of boreholes, respectively. Blue dots and associated numerical values represent the location and water level in leveled points in the river, respectively. Refer to the text for the methodology used for the contouring. This graph was produced using Surfer 19 and was manually improved.

where isalterite outcrops are also frequently observed. This clearly shows that the laterites and iron crust observed on the plateaus, as well as a part or the totality of the underlying spotted clays have been eroded in the valleys. The slightly more resistant subsurface soils observed are relicts of these iron crust or, more likely, late secondary ones^{43,44}. The zones of high resistivity (resistivity > 1600 $\Omega \cdot m$) that stand out within the resistant layer at the surface on the plateaus would correspond to such duricrust observed at the surface at many points, where it is not covered by a gravelly or lateritic layer (duricrust in the process of being dismantled). The wide variations in resistivity of this resistant layer reflect the highly heterogeneous nature of the lateritic formations. This shows that, in these areas of weathered crystalline rock, the alloterite layer comprising these lateritic formations is highly heterogeneous. Based on direct field observations, zones of resistivity above 1600 $\Omega \cdot m$ can be attributed to areas where the duricrust is highly indurated and intact, or to the presence of quartz veins within these lateritic formations (See Appendix 6 in the Complementary Materials). Zones of lower resistivity characterize areas where the duricrust has been fractured and cracked by dismantling, forming laterites, or lateritic gravels. Such

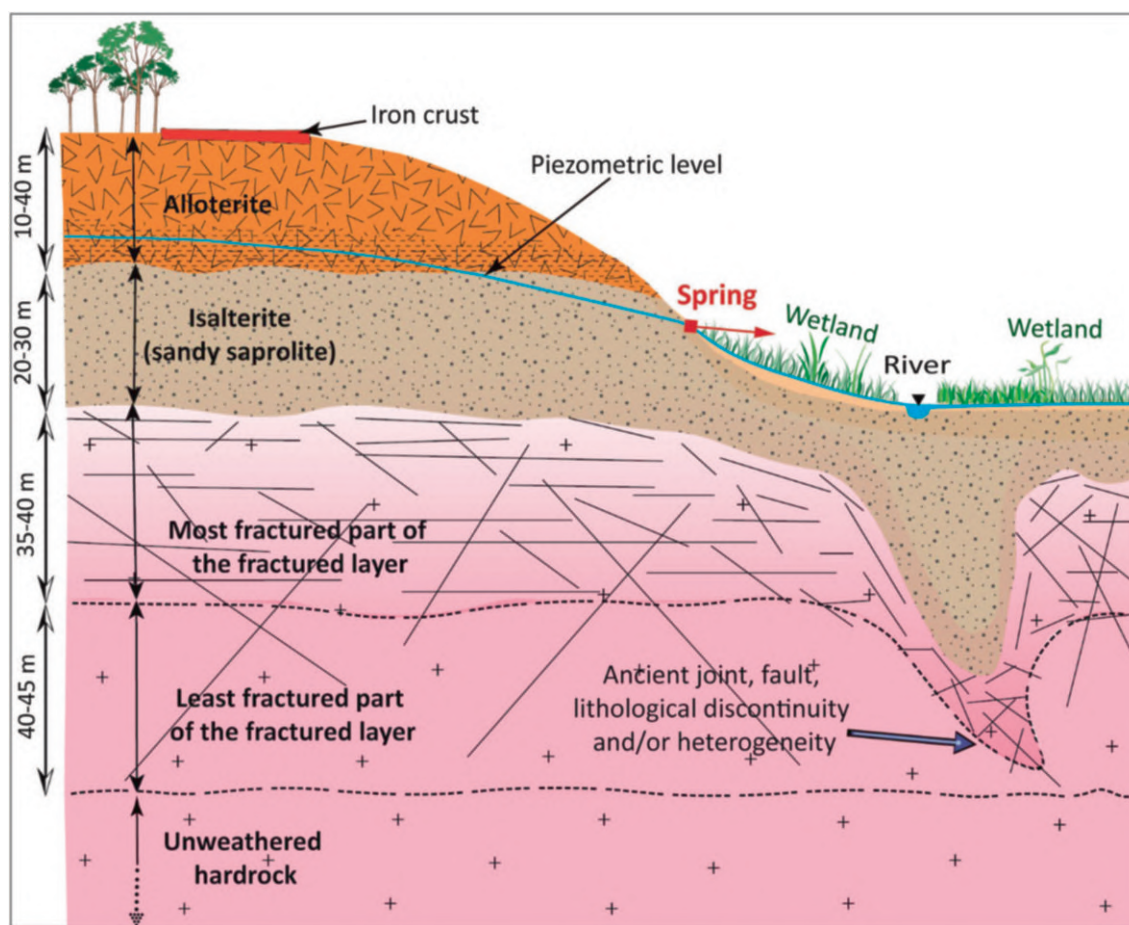


Figure 8. Generalized conceptual model of springs in a weathered-fractured crystalline rock context. This graph was produced using Adobe Illustrator V25.1.

lower resistivity zones also correspond to lateritic clays^{29,45}. This resistant layer and its heterogeneities observed in the subsurface on ERT sited on plateaus do not appear on the ERT sited in the valleys, particularly at or near spring emergence zones, where the underlying conductive layer characterizes isalterites near the topographic surface. This unambiguously shows that the springs emerge from the isalterites, at 20–30 m above its contact with the underlying fractured layer. The saprolite thus constitutes the aquifer supplying the springs, with the upstream emergence zone corresponding to the intersection of the piezometry with the topographic surface. The statistical analysis of linear flow rates and the vertical distribution of water inflows within the fractured layer revealed that the most densely fractured and therefore productive part of the fractured horizon is located in the first 35–40 m below the base of the saprolite. These are emergence springs⁴⁶, the discharge of which depends on the thickness of the aquifer slice tapped. The information gathered during our various field missions reveals that most of these springs are developed by local populations, and generally capture locally a thickness of 2–3 m of the aquifer. This is consistent with the low discharge ($0.3\text{--}2\text{ L.s}^{-1}$) measured at these springs during our field-work (during low water stage). These springs, rarely isolated, are well distributed along the outcropping area of the saprolite aquifer (Fig. 1), at medium elevation in the valleys. It is noticeable that no spring was observed near the main watercourses in the downstream part of the watershed; this is due either to the fact that there are diffuse groundwater outflows along the watercourse and in the wetlands, and/or that the river eroded there the weathering profile below the base of the saprolite. Spatially distributed river discharge measurements and groundwater modeling should answer this question in a further stage of the research. Detailed discharge measurements performed during the 2022 low water stage in the Tazibouo and Balouzon area (Fig. 1) show that the 4 springs of this area have a total discharge of 2 L.s^{-1} whereas the stream, immediately downstream them, has a 4.6 L.s^{-1} discharge (the total discharge of this area being about 6.6 L.s^{-1} , which means about $1.6\text{ L.s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$; or about 50 mm/year, which gives by the way a minorant of the annual aquifer recharge). These data confirm that the springs only partially drain the aquifer, about two thirds of the groundwater “escaping” them and diffusely emerging in the wetlands and along the watercourse. A more suitable development of the springs, by increasing for instance the thickness of the slice of aquifer tapped, would therefore increase their discharge, but transform them into kind of dugwells, and reduce the stream discharge. This increase of the springs’ discharge would be a maximum of about 4 L.s^{-1} . It means that in these areas the potential for spring development is about $1.5\text{ L.s}^{-1}\cdot\text{km}^{-2}$ (or 50 mm/year). Compared with boreholes, spring exploitation is subject to the disadvantages of reduced discharge during the dry season; moreover, springs buffer inter-annual recharge variations to a lesser extent and

does not, as borehole does, allow for peaks in water uses. From a quality point of view, the isalterite aquifer is exposed at the surface; its groundwater is vulnerable. Other parts of this research project will deal with groundwater quality and clarify this statement.

The rare resistant anomalies visible on the ERT in the isalterite are interpreted either as boulders or to the presence of veins. Indeed, numerous quartz blocks, possibly the result of the dismantling of veins, are visible within the lateritic layers (See Appendix 6 in the Complementary Materials). On this site, both outcrop observations and the geoelectric signature rule out the presence of a laminated layer at the base of the saprolite³⁷.

Conclusion

The development of a conceptual hydrogeological model of springs in this research responds to the urgent need to mobilize and effectively manage groundwater resources to support and maintain the supply of drinking water to populations in the crystalline regions of Côte d'Ivoire. This study explored the effectiveness of ERT in characterizing the context of groundwater emergence in weathered crystalline environments. To this end, ERT were sited on the plateaus and in the valleys where springs appear. The geoelectric layers revealed were compared with outcrops and observations performed during boreholes' drilling. A statistical analysis of the linear discharge of 316 deep boreholes and of the depths of water inflows was also carried out across the Daloa region to determine the thickness of the most productive part of the fractured layer. The main conclusions are as follows:

- ERT is effective in describing the stratigraphic structures and hydrogeological characteristics of the weathering profile. However, ERT cannot image the individual fractures of the fractured layer that were observed during drilling.
- The clayey sand, sand and granitic arenas that constitute the isalterites aquifer supplies the springs. The underlying fractured layer, which top is 20–30 m deeper than the springs level, is not directly implied in this supply.
- Statistical analysis of linear discharge and of the vertical distribution of water inflows beneath the saprolite shows that the most permeable part of the fractured layer is located in the first 35–40 m below the base of the saprolite. This layer is tapped by most borewells.

Although 2D electrical resistivity techniques are effective in identifying weathering profile structures, including zones of intense fracturing (the fractured horizon), they are limited in imaging individual fracture planes and quantifying the volume of mobilizable water in the aquifer. We propose further geophysical investigations using 3D electromagnetic imaging and Proton Magnetic Resonance (PMR) to quantify the volume of water stored in the aquifer, and hydrogeological modeling to quantify the volume of mobilizable groundwater.

Methods

The methodological approach adopted consisted in describing the hydrogeological structure (weathering profile) of the aquifer system using electrical resistivity tomography (ERT) calibrated on borehole and outcrop data, then characterizing the piezometry.

Description of weathering profile at borehole scale

The description of the vertical structuring of the weathering profile is based on the interpretation of 316 borehole data sheets with an average depth of 68 m distributed over the Lobo River watershed, including 16 in the study area (some of which are shown in Fig. 2). Drilling data sheets were collected from the Human Hydraulics Department (DHH), based in Daloa. These drilling data sheets are similar to those described in details by Aoulou et al.⁴. Interpretation of the lithologies was enriched by the observation of fractured and weathered crystalline rock outcrops and sand quarries.

Fractured layer thickness

The method implemented is based on recent concepts of permeability linked to weathering in crystalline aquifers and the method proposed by Courtois et al.¹⁶ and adopted by Aoulou et al.⁴ in a geological environment similar to the study site. One of the main results of the method was the characterization (thickness, productivity) of the fractured layer in crystalline aquifers. Productivity is expressed in terms of linear discharge ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) and its variation was observed as a function of drilling depth beneath the base of the saprolite. On the basis of the conceptual model of hard rock aquifers, Courtois et al.¹⁶ defined a new parameter that they named "linear discharge" (Eq. 1):

$$q_i(l_i) = \frac{Q_i}{l_i}, i = 1, n \quad (1)$$

where Q_i is the instantaneous discharge (m^3/h) of borehole number i ; l_i is the length of the borehole i below the base of the saprolite (m); $q_i(l_i)$ is the resulting linear discharge of the borehole i ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) and n is the number of borehole considered.

The cumulative percentage of linear discharge under the saprolite base was determined and plotted as a cumulative curve from Eq. (2):

$$p_q(L) = \sum_{l=L_{\min}}^{L} q_i(l) / \sum_{l=L_{\min}}^{L_{\max}} q_i(l) \quad (2)$$

where $q_i(l)$ is the linear discharge of borehole i calculated with borehole length l under the saprolite base ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) and $p_q(L)$ is the cumulative percentage of linear discharge (%) calculated for the sample composed of boreholes whose length under the saprolite base is less than L (m). The cumulative percentage $p_q(L)$ is calculated

for all possible values of L present in the borehole dataset, ranging from $L_{\min}$ to $L_{\max}$. By definition, the cumulative percentage ranges from $p_q(L_{\min}) = 0\%$ to $p_q(L_{\max}) = 100\%$.

A graphical representation of cumulative linear discharge as a function of borehole length l below the base of the saprolite has been produced as proposed by Courtois et al.¹⁶. Within the cumulative linear discharge curve, a median part of the curve with a linear trend is generally distinguished, with a relatively gentle slope, corresponding to the highest linear discharge, which characterizes the thickness and productivity of the most productive part of the fractured layer. Beyond this point, linear discharges decrease and become zero as the base of the fractured layer is passed. The latter part of the curve characterizes the deepest part of the fractured layer and any underlying permeable discontinuities. The first part of the curve is sometimes steeper at the beginning. This is due to uncertainty as to the location of the saprolite base. The average productivity of the most transmissive part of the fractured layer can be quantified by Eqs. (3) and (4):

$$q_M(L_u) = \sum_{l=\min(l_i, i=1, n)}^{L_u} q_i(l)/j(L_u), \quad i = 1, n \quad (3)$$

$$Q_M(L_u) = q_M(L_u) \times L_u \quad (4)$$

where L_u (m) is the "useful thickness or thickness of the most productive part" of the fractured layer (defined either by the slope method or the percentile method); $q_M(L_u)$ is the average linear discharge ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) evaluated for the "useful thickness (L_u)"; $j(L_u)$ is the corresponding number of boreholes; and $Q_M(L_u)$ is the resulting average discharge (m^3/h) for "theoretical" boreholes that would intersect the entire "useful thickness" (length L_u) of the fractured layer. In the case of this study, L_u was determined using the slope method as recommended by Aoulou et al.⁴, who have worked in geological environments similar to the study site.

The database contains information on the depth of water occurrences observed during drilling. Water inflows are observed exclusively within the fractured layer (below the base of the saprolite). They are linked to the existence of permeable fractures within the fractured layer. The database contains 316 boreholes well distributed over the Lobo River watershed, with a total of 593 water inflows observed. Firstly, the depth of each water inflow below the base of the saprolite was calculated as the difference between the depth of the water inflow in question and the depth of the base of the saprolite in the borehole in question. Next, the density of water inflows below the saprolite base was estimated using the R-4.2.1 software by the kernel method⁴⁷, which is a generalization of the histogram estimation method. Kernel estimation is a non-parametric method for estimating the probability density of a random variable. The estimated water density follows a Gaussian distribution with parameters (mean = 23.64 m; standard deviation = 17.22 m). Finally, the joint analysis of the distribution of water inflows and the linear discharge curve enabled us to determine the most productive part of the fractured layer. The results obtained are presented in Appendix 7 in Complementary Materials.

Description of weathering profile with ERT

The methodological approach consisted in creating electrical panels at ridge level (on boreholes F4 and F15, known as "test boreholes") to describe the weathering profile of plateau zones. Next, electrical panels were installed at the edge of the valleys (preferential groundwater zones) to describe the weathering profile of the spring zones. Finally, a comparative analysis of the geoelectric signatures was carried out to deduce the geological formations at the origin of the springs. 2D electrical resistivity tomography (ERT) was used to describe the weathering profiles. The implementation of this technique is divided into two main stages: field investigations and data processing (inversion, calibration and classification).

Field investigations

The most commonly used arrays for 2D resistivity measurements are the Wenner, Wenner–Schlumberger, pole–pole, dipole–dipole and pole–dipole arrays⁴⁸. In this research, the electrode configuration chosen was the pole–dipole, with 48 electrodes spaced 5 m apart. This choice stemmed from the strong urbanization of the study area, limiting the space available to extend electrical cables due to roads, buildings and buried electrical cables. For this reason, the choice fell on the pole–dipole array, known for its ability to differentiate complex geological structures at great depth with short ERT cables, as highlighted notably by Kumar et al.⁴⁹. In addition, the pole–dipole array has a significantly higher signal strength than other arrays to obtain high-resolution 2D resistivity data, as well as higher vertical sensitivity and greater depth of investigation on short linear arrays, as confirmed notably by Kumar et al.⁴⁹ and Olivier et al.³² who worked in similar geological environments. At site level, two ERT profiles (SP_F4 and SP_F15) were carried out at the plateau level to characterize the geoelectrical succession in the vicinity of boreholes F4 and F15. F4 and F15 are two boreholes in the University of Daloa's water catchment area, designed to provide the campus with a self-sufficient supply of drinking water. Six other ERT, namely SA1, SA2, SZ, STU1 and STU2, passing close to the Labia, Abattoir 2, Abattoir 2 SUD B, Zaragoua and Tazibouo-U springs respectively, were carried out in the dry season, during the low-water period, to characterize the weathering profile in the areas where the springs emerge. The aim of the ERT carried out at plateau level is to ensure that all stratiform geological formations in the weathering profile encountered in the area are intersected. This makes it possible to assess the geophysical signature describing the different lithological formations encountered in these regions, and to make a comparison between the geophysical signature of the ERT made near the test boreholes and that of the ERT made in the areas where the springs emerge. This technique made it possible to calibrate the model using a set of inversion parameter adjustments, while searching for the model that best describes the lithology of the test boreholes.

ERT were acquired using a Syscal-Pro Switch48 resistivity meter (Iris Instruments, France) with 48 metal electrodes regularly spaced 5 m apart over 235 m. The 5-m spacing between electrodes was chosen to ensure

both adequate resolution of subsurface resistivity at shallow depths and a maximum depth of investigation of around 90 m. Electrode contact resistance is generally less than 3 k Ω for all profiles. Acquisition parameters for all profiles and different configurations were as follows: acquisition time 30 min (1181 measurements in direct mode and 1181 measurements in reverse mode); $Q < 1\%$ (where Q is the standard deviation on resistance measurements, a repeatability characteristic) and injection voltage of 400 Volt. A high Q factor is generally an indication of a low signal-to-noise ratio. The pole-dipole protocol, with a remote injection electrode, maximizes the measurements signal-to-noise ratio and increases the depth of investigation. The position of the remote electrode was determined in accordance with the recommendations proposed by Razafindratsima and Lataste⁵⁰ to minimize its influence on resistivity measurements, with a minimum distance from the remote electrode of 1000 m (perpendicular to the ERT profile).

Data processing: inversion, calibration and classification

After acquisition, measurements were filtered to eliminate anomalous values. Raw data from electrical measurements (apparent resistivity) were filtered and processed (correction of inconsistencies,) with Prosys II software (Iris Instruments) on the following criteria: V (signal) > 0.3 mV and $Q < 1\%$.

Data processing includes data inversion, calibration and classification. Data inversion consists in obtaining iteratively interpreted resistivities from the apparent resistivities measured in the field. The inversion routine generally used is based on smoothing using the least squares constraint³¹. The objective function below (Eq. (5)) constrains the inversion in such a way that spatial variations in the calculated resistivities are smoothed.

$$f = (\rho_{\text{cal}} - \rho_{\text{mes}})^2 + \lambda \left(\frac{d\rho}{dx} + Z \frac{d\rho}{dy} \right) \quad (5)$$

With ρ_{cal} : calculated resistivity, ρ_{mes} : measured resistivity; ρ : resistivity of the reference model. The parameters λ and Z are, respectively, the damping factor used to define the intensity of the "smoothing" stress in the inversion and the parameter controlling the anisotropy.

The quality of the inversion is monitored by the RMS (Root Mean Squared)^{48,51}. RMS measures the sum of the square of the differences between measured and calculated apparent electrical resistivities. The Root Mean Square (RMS) percentage is used to evaluate inversion performance³¹. RMS is defined by the following Eq. (6):

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[\frac{(h_0)_i - (h_m)_i}{(h_0)_i} \right]^2} \quad (6)$$

where h_0 is the observed depth (i.e. the true model) of the soil layer at location i , h_m is the model (i.e. the inverted model) and N is the number of observations (the total number of measured data sets).

If RMS is equal to 0, it is clear that the results simulated by the model correspond perfectly to the observations; if RMS is greater than 100%, then the model is no better than a predictor using zero^{31,52}.

Electrical resistivity inversions were performed using Res2Dinv V-3.57.36 software. The aim of the inversion process is to minimize the objective function, which is the root-mean-square (RMS) error between the modeled and measured resistivities. Minimization is achieved by an iterative process in which the objective function must decrease. Convergence of the minimization is a mandatory criterion. This is because there is an infinite number of models available corresponding to measurements with the same RMS error^{48,49,53}. It is therefore important to reduce the number of mathematical solutions to models that are more geologically realistic, using a so-called inversion procedure and incorporating all available prior information into the inversion process. Caterina et al.⁵⁴ recommend adding prior information such as structural constraints, which seems to be particularly appropriate when the boundary is located in areas that are not very sensitive to ERT. However, such prior information is generally absent, and it is obvious that there is no specific set of parameters giving the "real" 2D resistivity distribution. It is therefore proposed to perform various inversions with different methods and specific constraints, so that each inversion imagery is particularly suited to determining the lithological and structural characteristics of the hydrogeological model^{37,48,55–57}. Following this recommendation, we used two inversion methods for comparison: robust inversion, or L1-norm, and standard least-squares constraint inversion, or L2-norm⁵⁸. In this study, we refer to robust inversion (L1-norm) as "robust inversion methods" and standard least-squares constraint inversion (L2-norm) as "standard inversion methods". The residual values of the models for L1-norm and L2-norm inversion are expressed as absolute errors (Abs) and root mean square errors (RMS) respectively⁵⁸. According to Marescot⁴⁸, the robust inversion method (ROB) is well suited to environments with strong resistivity contrasts. It minimizes absolute error and provides clearer boundaries between varied layers. ROB inversion provides more accurate results for determining the boundary between the weathering profile and the unweathered hard rock. The standard inversion method (STD) minimizes squared error and is a smoothed inversion. Combined with an anisotropy factor (flatness ratios) of 0.3, this inversion reinforces the horizontal continuity of the geoelectric layers. In this study, each selected inversion method (Robust or Standard) is used to identify and characterize both vertical resistivity anomalies and recognize subhorizontal resistivity contrasts related to the stratiform weathering profile, in both cases using an anisotropy factor of 1. The structures thus revealed with each inversion method are compared with the lithology of the test boreholes. The resistivity values and geometries are then compared with the geological facies of the test boreholes to confirm the reality of the structures, particularly those that best describe the lithology of these boreholes. The resistivity patterns obtained after inversion were classified according to the resistivity ranges corresponding to each geological formation observed on the geological model of the test boreholes. For each spring ERT, resistivity ranges are established and compared with the resistivities and lithology of the test boreholes, before proceeding with the geological and hydrogeological interpretation.

Piezometric mapping

Groundwater piezometric levels were measured using a probe whose sensor is reactive to the electrical conductivity of the water. When the probe reaches the level of the air/water interface, electrical contact is established between two metal rods, triggering a sound and light signal. The measurements were carried out in December 2021 (low-water period) on 14 boreholes. The boreholes monitored are little disturbed by domestic water abstraction, so the piezometric levels are not significantly influenced. The first step after the measurement campaign was to determine the piezometric values for each borehole surveyed. The piezometric values were determined using Eq. (7). The piezometric map was produced using the kriging method in Surfer 19, integrating the elevations of perennial springs (28 springs), permanent watercourses (210 points digitalized along the perennial part of watercourses) and the piezometric level measured on the 14 boreholes. Elevations were obtained from the Digital Elevation Model (DEM) extracted from STRM (Shuttle Radar Topographic Mission), with a XY resolution of 30 m. It is important to note that the survey of perennial springs and permanent rivers were carried out between December 2021 and February 2022, during the low-flow period. In this study, the type of kriging used is “point kriging” using the “ordinary kriging method”, as it is the most frequently used by many authors due to its ability to give accurate results^{59,60}. Interpolation was carried out using the “standard ordinary kriging” option in Surfer. Prediction efficiency was calculated from cross-validation for the entire dataset. Analysis of the cross-validation parameters indicates a Root Mean Square (RMS) of 1.13 m, a variance of 1.28 m, a standard deviation of 1.13 m and a mean of 0.17 m. These accuracy characteristics prove to be satisfactory for good interpolation⁶¹. Although the cross-validation parameters are satisfactory, the interpolation is an estimate of point values, not exact values at all points. As a result, the value extrapolated from one point to another is not necessarily identical to the value that would be found if a well were drilled at that point. Moreover, interpolations at the edges of the map have a greater uncertainty than those at the center, as there are fewer field data around them. On the other hand, the accuracy is better in the center of the map. Then, on that basis, we manually adjusted the piezometric contours, using the Spline Polyline tool in Surfer, to account for the relationships between the piezometry and the topography that was not considered during kriging.

$$H = Z - (P - H_m) \quad (7)$$

With: H: Piezometric elevation (m); Z: Ground elevation or elevation of natural terrain (m); P: Measured depth (m); H_m : well curb height.

Data availability

The data used in the study are available on request from the first author.

Received: 3 July 2023; Accepted: 31 May 2024

Published online: 05 June 2024

References

- WWAP (United Nations World Water Assessment Programme). The United Nations World Water Development Report 2015: Water for a Sustainable World. Paris, UNESCO; Preprint at <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000231823> (2015).
- Giao, N. T. *et al.* Groundwater quality assessment for drinking purposes: A case study in the Mekong Delta, Vietnam. *Sci. Rep.* **13**, 4380. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-31621-9> (2023).
- Siebert, S. *et al.* Groundwater use for irrigation - a global inventory. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **14**, 1863–1880. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1863-2010> (2010).
- Aoulou, K. A., Pistre, S., Oga, Y. M. S., Dewandel, B. & Lachassagne, P. Improving the methods for processing hard rock aquifers boreholes' databases. Application to the hydrodynamic characterization of metamorphic aquifers from Western Côte d'Ivoire. *Water* **13**, 3219. <https://doi.org/10.3390/w13223219> (2021).
- Lachassagne, P., Dewandel, B. & Wyns, R. Review: Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers-guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeol. J.* **29**, 2561–2594. <https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7> (2021).
- Tellam, J. H. & Barker, R. D. Towards prediction of saturated-zone pollutant movement in groundwaters in fractured permeable-matrix aquifers: The case of the UK Permo-triassic sandstones. *Geol. Soc. London, Special Publications* **263**(1), 1–48. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.263.01.01> (2006).
- Medici, G. & West, L. J. Review of groundwater flow and contaminant transport modelling approaches for the Sherwood sandstone Aquifer, UK; insights from analogous successions worldwide. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* **55**(4), qjeh2021-176. <https://doi.org/10.1144/qjeh2021-176> (2022).
- Medici, G. & West, L. J. Reply to discussion on 'review of groundwater flow and contaminant transport modelling approaches for the sherwood sandstone Aquifer, UK; insights from analogous successions worldwide' by Medici and West (QJEGH, 55, Qjeh2021-176). *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* **56**(1), 022–097. <https://doi.org/10.1144/qjeh2022-097> (2023).
- Dewandel, B. *et al.* Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *J. Hydrol.* **416**(471), 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.038> (2012).
- Gleeson, T., Novakowski, K. & Kyser, T. K. Extremely rapid and localized recharge to a fractured rock aquifer. *J. Hydrol.* **376**, 3–4. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.056> (2009).
- Lods, G. & Gouze, Ph. WTFM, software for Well Test analysis in Fractured Media combining fractional flow with double porosity and leakance approaches. *Comput. Geosci.* **30**, 937–947. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.06.003> (2004).
- Lachassagne, P. *et al.* Recent improvements in the conceptual model of hard rock aquifers and its application to the survey, management, modelling and protection of groundwater. *Groundwater and Climate in Africa (Proceedings of the Kampala Conference, June 2008)* IAHS Publ. 334; <https://www.researchgate.net/publication/228817904> (2009).
- Dewandel, B. *et al.* Development of a tool for managing groundwater resources in semi-arid hard rock regions: Application to a rural watershed in South India. *Hydrol. Process.* <https://doi.org/10.1002/hyp.7696>; <https://doi.org/10.1002/hyp.7696> (2010).
- Hu, K., Chen, H., Nie, Y. & Wang, K. Seasonal recharge and mean residence times of soil and epikarst water in a small karst catchment of southwest China. *Sci. Rep.* **5**, 10215. <https://doi.org/10.1038/srep10215> (2015).
- Dewandel, B. *et al.* A methodology for regionalizing 3D effective porosity at watershed scale in crystalline aquifers. *Hydrol. Process.* **31**, 2277–2295. <https://doi.org/10.1002/hyp.11187> (2017).

16. Courtois, N. *et al.* Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *Ground Water* **48**, 269–283. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00620.x> (2010).
17. Vouillamoz, J. M., Lawson, F. M. A., Yalo, N. & Descloitres, M. The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: The example of Benin. *J. Appl. Geophys.* **107**, 16–24. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012> (2014).
18. Maurice, L. *et al.* Characteristics of high-intensity groundwater abstractions from weathered crystalline bedrock aquifers in East Africa. *Hydrogeol. J.* **27**, 459. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1836-9> (2018).
19. Ligban, R., Gone, D. L., Kamagate, B., Saley, M. B. & Biemi, J. Processus hydrogéochimiques et origine des sources naturelles dans le degré carré de Daloa. *Int. J. Biol. Chem. Sci.* **3**(1), 38–47. <https://doi.org/10.4314/ijbcs.v3i1.42733> (2009).
20. Adjiri, O. A., Koné, B., Aka, N., Djabakate, I. & Dibi, B. Caractérisation physico-chimique et source de la minéralisation des eaux souterraines des départements de Daloa et Zoukougbeu, Côte d'Ivoire. *Int. J. Biol. Chem. Sci.* **13**(4), 2388–2401. <https://doi.org/10.4314/ijbcs.v13i4.40> (2019).
21. Maréchal, J. C., Dewandel, B. & Subrahmanyam, K. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water Resour. Res.* **40**(11), 17. <https://doi.org/10.1029/2004WR003137> (2004).
22. Dewandel, B., Lachassagne, P., Zaidi, F. K. & Chandra, S. A. Conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers: Example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *J. Hydrol.* **405**(2011), 474–487. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.050> (2011).
23. Lachassagne, P., Wyns, R. & Dewandel, B. The fracture permeability of hard rock aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova* **23**, 145–161. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x> (2011).
24. Wyns, R. *et al.* Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **175**(1), 21–34. <https://doi.org/10.2113/175.1.21> (2004).
25. Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C. & Krishnamurthy, N. S. A generalized hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. Hydrol.* **330**, 260–284. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026> (2006).
26. Worthington, S. R. H., Davies, G. J. & Alexander, E. C. J. Enhancement of bedrock permeability by weathering. *Earth-Sci. Rev.* **160**, 188–202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.002> (2016).
27. St, J. *et al.* Geophysical imaging reveals topographic stress control of bedrock weathering. *Science* **350**(6260), 534–538. <https://doi.org/10.1126/science.aab2210> (2015).
28. Allé, C. *et al.* Why 1D electrical resistivity techniques can result in inaccurate siting of boreholes in hard rock aquifers and why electrical resistivity tomography must be preferred: The example of Benin, West Africa. *J. African Earth Sci.* **139**, 341–353. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.12.007> (2018).
29. Soro, D. D. *et al.* Geophysical demonstration of the absence of correlation between lineaments and hydrogeologically useful fractures: Case study of the Sanon hard rock aquifer (central northern Burkina Faso). *J. Afr. Earth Sci.* **129**, 842–852. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.02.025> (2017).
30. Alf, M. E. *et al.* Quantitative hydro-geophysical analysis of a complex structural karst aquifer in Eastern Saudi Arabia. *Sci. Rep.* **9**, 2825. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-39192-4> (2019).
31. Cheng, Q. *et al.* Evaluation of electrical resistivity tomography (ERT) for mapping the soil-rock interface in karstic environments. *Environ. Earth Sci.* **78**, 439. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8440-8> (2019).
32. Olivier, K. K. J. *et al.* Elaboration of a hydrogeological conceptual model by application of electrical resistivity tomography: Case of the Lobo catchment (Centre-Western Côte d'Ivoire). *Sci. African* **16**(7), 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.sciaf.2022.e01234> (2022).
33. Pradhan, R. M. *et al.* Structural controls on bedrock weathering in crystalline basement terranes and its implications on groundwater resources. *Sci. Rep.* **12**, 11815. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-15889-x> (2022).
34. Acharya, B. S. *et al.* Vegetation controls on the spatio-temporal heterogeneity of deep moisture in the unsaturated zone: A hydro-geophysical evaluation. *Sci. Rep.* **7**, 1499. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01662-y> (2017).
35. Descloitres, M. *et al.* Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrol. Process.* **22**(3), 384–394. <https://doi.org/10.1002/hyp.6608> (2008).
36. Braun, J. J. *et al.* Regolith mass balance inferred from combined mineralogical, geochemical and geophysical studies: Mule Hole gneissic watershed South India. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**, 935–961. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.11.013> (2009).
37. Belle, P. *et al.* Characterization and location of the laminated layer within hard rock weathering profiles from electrical resistivity tomography: Implications for water well siting. *Geol. Soc. Lond.* **479**, 187–205. <https://doi.org/10.1144/SP479.7> (2019).
38. Ugbor, C. C., Ikwuagwu, I. E. & Ogboko, O. J. 2D inversion of electrical resistivity investigation of contaminant plume around a dumpsite near Onitsha expressway in southeastern Nigeria. *Sci. Rep.* **11**, 11854 (2021).
39. Zhou, B. & Dahlin, T. Properties and effects of measurement errors on 2D resistivity imaging surveying. *Near Surface Geophys.* **1**, 105–117. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2003001> (2003).
40. Doro, K. O., Adegboyega, C. O., Aizebeokhai, A. P. & Oladunjoye, M. A. The Ibadan hydrogeophysics research site (IHRS)-An observatory for studying hydrological heterogeneities in A crystalline basement aquifer in southwestern Nigeria. *Water* **15**, 433. <https://doi.org/10.3390/w15030433> (2023).
41. Delor, C., Siméon Y., Vidal M., Zeade, Z., Koné, Y. & Adou M. Carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000, feuille Séguéla, Mémoire n°9 de la Direction des Mines et de la Géologie, (Abidjan, Côte d'Ivoire), p. 19 (1995).
42. Nagaiah, E., Sonkamble, S. & Chandra, S. Electrical geophysical techniques pin-pointing the bedrock fractures for groundwater exploration in granitic hard rocks of Southern India. *J. Appl. Geophys.* **199**, 104610. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2022.104610> (2022).
43. Koita, M., Jourde, H., Koffi, K. J. P., Da Silvera, K. S. & Biaou, A. Characterization of weathering profile in granites and volcano-sedimentary rocks in West Africa under humid tropical climate conditions. Case of the Dimbokro Catchment (Ivory Coast). *J. Earth Syst. Sci.* **122**, 841–854. <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0290-2> (2013).
44. Lachassagne, P., Aunay, B., Frissant, N., Guilbert, M. & Malard, A. High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: A Mayotte, Comoros, case study. *Terra Nova* **26**, 307–321. <https://doi.org/10.1111/ter.12102> (2014).
45. Blot, A. Caractérisation des chapeaux de fer en milieu latéritique cuirassé. *C. R. Geosci.* **336**(16), 1473–1480. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.07.008> (2004).
46. Archambault, J. Le captage des sources. Preprint at https://www.pseau.org/outils/ouvrages/gret_afvp_le_captage_des_sources_1987.pdf (1987).
47. Simon, J. S. Density estimation. *Statist. Sci.* **19**(4), 588–597. <https://doi.org/10.1214/088342304000000297> (2004).
48. Marescot, L. Imagerie électrique pour géologues: Acquisition, traitement, interprétation. Cours. Preprint at http://www.tomoquest.com/attachments/File/Geol_Intro_ERT.pdf (2008).
49. Kumar, D., Rao, V. A. & Sarma, V. S. Hydrogeological and geophysical study for deeper groundwater resource in quartzitic hard rock ridge region from 2D resistivity data. *J. Earth Syst. Sci.* **123**, 531–543. <https://doi.org/10.1007/s12040-014-0408-1> (2014).
50. Razafindratsima, S. & Lataste, J. F. Estimation of the error made in pole-dipole electrical resistivity tomography depending on the location of the remote electrode: Modeling and field study. *J. Appl. Geophys.* **100**, 44–57. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.10.008> (2014).

51. Günther, T. Inversion methods and resolution analysis for the 2D/3D reconstruction of resistivity structures from DC measurements. PhD Thesis, University of Mining and Technology of Freiberg, Germany, 160 p; <https://www.researchgate.net/publication/44231115> (2004).
52. Cheng, Q. B. *et al.* Using maximum likelihood to derive various distance-based goodness-of-fit indicators for hydrologic modeling assessment. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess* **32**, 949–966. <https://doi.org/10.1007/s00477-017-1507-8> (2018).
53. Zhou, J. *et al.* Image-guided inversion of electrical resistivity data. *Geophys. J. Int.* **197**(1), 292–309. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu001> (2014).
54. Caterina, D., Hermans, T. & Nguyen, F. Case studies of incorporation of prior information in electrical resistivity tomography; comparison of different approaches. *Near Surface Geophys.* **12**, 451–465. <https://doi.org/10.3997/1873-0604.2013070> (2014).
55. Dahlin, T. & Zhou, B. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with ten electrode arrays. *Geophys. Prospect.* **52**, 379–398. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2004.00423.x> (2004).
56. Jia, Z. *et al.* The deep origin of ground fissures in the Kenya Rift Valley. *Sci. Rep.* **13**, 3672. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-30918-z> (2023).
57. Priou, J., Chevreuil, M. & Lecieux, Y. Utilisation d'un méta-modèle pour l'identification paramétrique: Application à la mesure de résistivité électrique. Preprint at <https://www.researchgate.net/publication/336718766> (2019).
58. Guedes, V., Lima, V., Borges, W. & Cunha, L. Comparison of the geoelectric signature with different electrode arrays at the jockey club landfill of Brasília, DF, Brazil. *Brazil. J. Geophys.* **38**, 41. <https://doi.org/10.22564/rbgf.v38i1.2034> (2020).
59. Raid, I., Kusnezowa, T. & Seewig, J. Application of ordinary kriging for interpolation of micro-structured technical surfaces. *Measur. Sci. Technol.* **24**(9), 095201. <https://doi.org/10.1088/0957-0233/24/9/095201> (2013).
60. Mueller, T. G. *et al.* Map quality for ordinary kriging and inverse distance weighted interpolation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **68**, 2042–2047. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.2042> (2004).
61. Fencik, R., & Vajsábllová, M. Parameters of interpolation methods of creation of digital model of landscape. *Ninth AGILE Conference on Geographic Information Science* **20**, <https://www.researchgate.net/publication/228438864> (2006).

Acknowledgements

Funding for this work was provided by PASRES (PASRES is the Strategic Support Program for Scientific Research in Ivory Coast). This study was also supported by UEMOA's scholarship program for excellence in training and research (UEMOA is West African Economic and Monetary Union). The authors would like to thank the funders for their help and support. We would also like to thank the Scholarship Department of the Ministry of Higher Education and Scientific Research of Ivory Coast for granting us a scholarship to study in France as part of this research project. The funders played no role in the design of the study, the collection and processing of data, the decision to publish or the preparation of the manuscript.

Author contributions

K.K.J.M., D.B., M.O.M.J. and L.P. designed this research project. K.K.J.M., M.O.M.J. and S.A.P. have collected the field data. K.K.J.M. has analyzed and processed the data. K.K.J.M., D.B. and L.P. have interpreted the results and designed the visual elements of the document. All authors critically edited the manuscript.

Competing interests

The authors declare no competing interests.

Additional information

Supplementary Information The online version contains supplementary material available at <https://doi.org/10.1038/s41598-024-63748-8>.

Correspondence and requests for materials should be addressed to K.J.-M.K.

Reprints and permissions information is available at www.nature.com/reprints.

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Open Access This article is licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License, which permits use, sharing, adaptation, distribution and reproduction in any medium or format, as long as you give appropriate credit to the original author(s) and the source, provide a link to the Creative Commons licence, and indicate if changes were made. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons licence, unless indicated otherwise in a credit line to the material. If material is not included in the article's Creative Commons licence and your intended use is not permitted by statutory regulation or exceeds the permitted use, you will need to obtain permission directly from the copyright holder. To view a copy of this licence, visit <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>.

© The Author(s) 2024

Résumé

RESUME

La caractérisation des sources dans les régions de socle cristallin répond au besoin urgent de mobiliser et de gérer efficacement les ressources en eau face aux impacts du changement climatique et aux défis croissants liés à l'approvisionnement en eau potable des populations de ces régions. Cette étude vise donc à comprendre le fonctionnement hydrogéologique du système aquifère alimentant les sources des régions de socle cristallin altéré et fracturé, afin d'assurer une protection efficace et durable des sources de ces régions. Pour atteindre cet objectif, l'approche méthodologique a d'abord consisté à décrire le système aquifère alimentant les sources à partir de données de forages et de terrain dans un aquifère cristallin représentatif (Daloa, Côte d'Ivoire). Ensuite, la tomographie de résistivité électrique a été utilisée, après validation de la méthode d'inversion appropriée, pour élaborer le modèle conceptuel hydrogéologique des sources. Ce modèle a ensuite servi de base pour élaborer un modèle d'écoulement souterrain, réalisé avec un code numérique aux éléments finis (FEFLOW). Les résultats indiquent que la zone la plus fracturée, et donc la plus productive de l'horizon fracturé, se situe dans les 40 premiers mètres sous la saprolite. L'étude a révélé une transmissivité moyenne de $1,3 \times 10^{-4}$ m²/s et une conductivité hydraulique moyenne de $4,3 \times 10^{-6}$ m/s pour l'horizon fracturé. La saprolite a une conductivité hydraulique moyenne de $6,9 \times 10^{-6}$ m/s et une porosité efficace moyenne de 5,6 %. La recharge directe estimée est de 35 mm/an, soit 4 % des précipitations annuelles en 2022. Le débit moyen cumulé des sources est de 9 L/s. Le modèle conceptuel développé révèle que les sources sont principalement alimentées par les isaltérites, composées de sables et d'arènes. La couche fracturée sous-jacente, située à quelques dizaines de mètres de profondeur sous les sources, ne contribue pas directement à leur alimentation. Le modèle numérique a permis de définir les zones de capture des sources, dont la superficie varie entre 0,17 Km² et 1 Km². Les périmètres de protection ont été définis comme suit : 30 mètres pour le périmètre immédiat, 130 mètres pour le périmètre rapproché et l'intégralité de la zone de capture pour le périmètre éloigné. Ces résultats fournissent des informations essentielles pour une gestion efficace des ressources en eau souterraine dans les régions de socle cristallin et offrent des directives pour protéger les sources contre les risques de pollution. Les cartographies obtenues guident la définition de programmes d'action efficaces pour les décideurs.

Mots clés : hydrogéophysique, MCH, FEFLOW, zone de capture, aquifère cristallin, source, Daloa

ABSTRACT

The characterisation of springs in crystalline basement regions is a response to the urgent need to mobilise and manage water resources effectively in the face of the impacts of climate change and the growing challenges associated with supplying drinking water to the populations of these regions. This study therefore aims to understand the hydrogeological functioning of the aquifer system supplying springs in altered and fractured crystalline basement regions, in order to ensure effective and sustainable protection of springs in these regions. To achieve this objective, the methodological approach consisted firstly in describing the aquifer system feeding the springs on the basis of borehole and field data in a representative crystalline aquifer (Daloa, Côte d'Ivoire). Electrical resistivity tomography (ERT) was then used to develop a HCM of the springs, following validation of the appropriate inversion method. This HCM was then used as the basis for developing a groundwater flow model using a finite element numerical code (FEFLOW). The results indicate that the most fractured zone, and therefore the most productive part of the fractured layer, is located in the first 40 meters below the saprolite. The study revealed an average transmissivity of 1.3×10^{-4} m²/s and an average hydraulic conductivity of 4.3×10^{-6} m/s for the fractured horizon. The saprolite has an average hydraulic conductivity of 6.9×10^{-6} m/s and an average effective porosity of 5.6%. The estimated direct recharge is 35 mm/year, or 4% of annual rainfall in 2022. The cumulative average discharge of the springs is 9 L/s. The conceptual model developed reveals that the springs are mainly fed by isalterites, composed of sands and arenas. The underlying fractured layer, located a few dozen meters deep below the springs, does not contribute directly to their supply. The digital model was used to define the capture areas for the springs, which vary in surface area between 0.17 Km² and 1 Km². The protection perimeters were defined as follows: 30 meters for the immediate perimeter, 130 meters for the close perimeter and the entire catchment area for the remote perimeter. These results provide essential information for the effective management of groundwater resources in crystalline basement regions and offer guidelines for protecting springs against the risk of pollution. The maps obtained guide the definition of effective action programs for decision-makers.

Keywords: hydrogeophysics, HCM, FEFLOW, capture area, crystalline aquifer, spring, Daloa