

Évaluation des ressources en eau dans les aquifères de socle dans la région du Guéra (Tchad) : combinaison d'approches géologiques, hydrogéologiques, géophysiques, géochimiques et d'apprentissage automatique

Haroun Nouradine

▶ **To cite this version:**

Haroun Nouradine. Évaluation des ressources en eau dans les aquifères de socle dans la région du Guéra (Tchad) : combinaison d'approches géologiques, hydrogéologiques, géophysiques, géochimiques et d'apprentissage automatique. Hydrologie. Sorbonne Université, 2023. Français. ⟨NNT : 2023SORUS665⟩. ⟨tel-04621625⟩

HAL Id: tel-04621625

https://theses.hal.science/tel-04621625v1

Submitted on 24 Jun 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

Sorbonne Université

Ecole doctorale : Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement

UMR 7619 Milieux Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les Sols (METIS)/Département hydrologie, hydrogéologie et géophysique de surface

Évaluation des ressources en eau dans les aquifères de socle dans la région du Guéra (Tchad) : combinaison d'approches géologiques, hydrogéologiques, géophysiques, géochimiques et d'apprentissage automatique

Par NOURADINE Haroun

Thèse de doctorat en Hydrogéologie

Dirigée par Valérie Plagnes, Danièle Valdès, Cyril Schamper et Isseini Moussa

Présentée et soutenue publiquement le 20 décembre 2023

Devant un jury composé de :

Mahamadou KOITA	Professeur, 2IE	Rapporteur
Jean-Michel VOUILLAMOZ	Directeur de recherche, IRD	Rapporteur
Christelle MARLIN	Professeure, Université Paris Saclay	Examinatrice
Pedro MARTINEZ SANTOS	Professeur, Université Com. de Madrid	Examinateur
Valérie PLAGNES	Professeure, Sorbonne Université	Directrice de thèse
Danièle VALDES	Maîtresse de conf., Sorbonne Université	Encadrante de thèse
Cyril SCHAMPER	Maître de conf., Sorbonne Université	Encadrant de thèse
Isseini MOUSSA	Maître-A. Cames Université N'Djamena	Encadrant de thèse
David RAMEL	Chef de Projet, Antea Group	Invité

Except where otherwise noted, this work is licensed under
http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/

DEDICACE

Je dédie ce travail de recherche à ma défunte mère Hawa, à mon feu père Haroun et à mon défunt fils Ali.

REMERCIEMENTS

Au terme de cette enrichissante aventure qu'a été ma thèse de doctorat, longue et jalonnée d'événements de toute sorte et riche d'enseignements scientifiques et de leçons de vie, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à tous ceux qui, par leur enseignement, leur soutien, leurs encouragements et leurs conseils, m'ont aidé dans sa réalisation.

Avant tout, je rends grâce au Tout Miséricordieux, qui m'a accordé la santé, le courage et la persévérance nécessaires à l'accomplissement de ce travail. Je tiens ensuite à exprimer ma sincère reconnaissance et ma profonde gratitude à l'équipe d'encadrement, composée de ma directrice de thèse Mme Valérie Plagnes et de mes co-encadrant.e.s Mme Danièle Valdes, M. Cyril Schamper et M. Isseini Moussa. Chacun, à sa manière, m'a enseigné bien plus que de simples notions de son domaine. Je leur suis reconnaissant pour leur partage d'expériences, leur savoir-faire et pour avoir éclairé ma compréhension du métier d'hydrogéologue sous toutes ses formes. Leur rigueur scientifique, leur soutien constant et leurs conseils avisés, leur accessibilité, leur patience et leur intérêt pour l'avancement de ce projet ont été cruciaux pour moi. Travailler à leurs côtés a été une expérience enrichissante, tant sur le plan scientifique qu'humain.

Je n'oublie pas mes grands frères Ali Adoum Mannany et Christian Eberschweiler, pour leur contribution significative à la mise en place de ce projet.

Je souhaite également remercier les membres du jury, M. Jean-Michel Vouillamoz, M. Mahamadou Koita, Mme Christelle Marlin et M. Pedro Martinez Santos pour l'honneur qu'ils m'ont fait en évaluant ce travail. Leur temps, leurs critiques constructives et leurs suggestions ont grandement contribué à l'enrichissement de ce travail.

Mes remerciements s'étendent aux membres du comité de suivi de thèse, M. Patrick Lachassagne, Mme Marie Boucher, M. David Ramel et M. Alexis Maineult pour leurs remarques et suggestions constructives qui ont assuré le bon déroulement de ma thèse.

Je tiens à remercier spécialement Víctor Gómez-Escalonilla Canales de l'Universidad Complutense de Madrid (Espagne) pour sa disponibilité, ses idées, son regard critique, son précieux soutien dans le domaine du « *machine Learning* » et pour l'excellente collaboration que nous avons eue.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers Sorbonne Université et l'ensemble de son personnel, en particulier tous les membres du laboratoire METIS, pour leur accueil chaleureux. Mes remerciements spéciaux vont à M. Jean Marie Mouchel, Mme Angès Ducharne, Mme Bénédicte Sabatier, Mme Valérie Girard et M. Ludovic Oudin pour leur soutien exceptionnel. Un grand merci également à M. Jamel Benmamar et M. Emmanuel Aubry pour les analyses de mes échantillons d'eau ainsi qu'à M. Sylvain Théry pour son assistance dans le domaine des SIG. Je souhaite aussi remercier amicalement Axel, Pierre, Elijah, Morgane, Pedro, Radegonde,

Gurpreet, Etienne, Rojin, Gauthier, Leslie, Patricia, Julie, Salomé, Thibault, Mounir, Mohammed, Salma, Diane, Noëlie, Xingcheng pour leur compagnie et leur soutien. Je souhaite une excellente fin de thèse à ceux dont les travaux sont en cours, et tout le succès et une brillante carrière à ceux qui ont déjà soutenu. Une pensée particulière pour Maxime, Alexandre et Nesrine.

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude à toutes les institutions qui ont fourni un soutien financier et matériel, contribuant ainsi à la réussite de mes travaux de recherche. En particulier, je tiens à remercier chaleureusement l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA) et l'ensemble de son personnel, ainsi que les agents de liaison nationale de l'AIEA au Tchad. Mes remerciements s'étendent également à tout le personnel du Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'Ambassade de France au Tchad ainsi qu'à ceux de Campus France.

Je tiens à exprimer ma gratitude à mes collègues du Ministère de l'Eau et de l'Assainissement du Tchad, en particulier ceux du Laboratoire National des Eaux (LNE) pour leur soutien matériel dans la collecte des données. Un grand merci à M. Mahamat Gabi pour ses conseils et les données mises à ma disposition.

Merci également à M. Hamza Brahim et tous les étudiants de l'Université Polytechnique de Mongo qui m'ont apporté une aide précieuse dans la collecte de données de terrain.

Je remercie mes collègues enseignants-chercheurs de l'Université de N'Djamena, en particulier ceux et celles de la Faculté des Sciences Exactes et Appliquées qui m'ont apporté beaucoup de conseils et d'encouragements.

À mes amis, ma famille et mes connaissances qui m'ont soutenu dans les moments difficiles, une pensée spéciale à Maître Yacoub, Moukhtar, Aguid, Souleyman, Hassane, Issa et tout particulièrement à ma tendre épouse pour son soutien indéfectible, ses sacrifices et sa présence précieuse. Son encouragement et sa compréhension ont été une source de motivation et de force.

Enfin, je souhaite exprimer ma reconnaissance à toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont contribué à ce parcours scientifique, même si leurs noms n'ont pas été mentionnés.

RESUME

Les aquifères de socle cristallin posent un défi majeur pour les hydrogéologues d'aujourd'hui en raison de leur hétérogénéité et de leur discontinuité. Ils sont la principale source d'eau potable dans plusieurs régions du monde, notamment en Afrique subsaharienne et au Tchad. Cependant, les aquifères de socle du Tchad ont été peu étudiés, ce qui rend difficile leur exploitation pour répondre aux besoins en eau de la population. Notre étude porte sur la région du Guéra, située dans le bassin du lac Tchad, qui est caractérisée par un socle cristallin composé à 90% de granitoïdes et de roches métamorphiques, et soumise à un climat sahélo-soudanien. Cette région a été choisie pour cette étude en raison de la disponibilité de données existantes. En effet, malgré les efforts déployés pour améliorer l'accès à la ressource en utilisant des techniques hydrogéologiques et géophysiques basées sur des méthodes électriques 1D et 2D combinées aux linéaments, le taux d'échec des forages d'eau reste élevé.

Afin de mieux comprendre le fonctionnement des aquifères de socle et d'améliorer l'accès à l'eau potable dans cette région, nous proposons dans cette thèse une approche multidimensionnelle, combinant la géologie, l'hydrogéologie, la géophysique, la géochimie et l'apprentissage automatique. L'approche hydrogéophysique, basée sur l'exploitation approfondie des nombreuses données existantes (données techniques de 798 forages, 700 profils EM34 et 592 panneaux électriques), a permis d'identifier les principales formations sur lesquelles repose le modèle hydrogéologique conceptuel local, ainsi que leur gamme de résistivité électrique, et de déterminer les facteurs qui contrôlent la productivité des aquifères. L'installation d'un réseau préliminaire de suivi piézométrique automatisé depuis 2021 a permis d'aborder la dynamique des fluctuations de la nappe. Les méthodes géochimiques et isotopiques, appliquées à 211 échantillons, ont permis d'identifier et de comprendre les processus de minéralisation des eaux souterraines, de différencier les différentes formations aquifères, de valider le modèle conceptuel, d'évaluer la vulnérabilité et de comprendre les mécanismes de recharge et l'âge des eaux souterraines. Enfin, une méthode d'apprentissage automatique a été testée à partir des données produites dans cette thèse pour évaluer le potentiel de ce type d'approche à identifier les critères de productivité, et cartographier à grande échelle les zones dont le potentiel en eau souterraine est favorable à l'implantation de forages.

Mots clés : Aquifère de socle, géophysique, hydrogéologie, modèle conceptuel, géochimie, apprentissage automatique, Guéra (Tchad).

ABSTRACT

The crystalline basement aquifers present a major challenge for today's hydrogeologists due to their heterogeneity and discontinuity. They are the main source of drinking water in several regions of the world, particularly in sub-Saharan Africa and Chad. However, the crystalline basement aquifers in Chad have been poorly studied, making it difficult to exploit them to meet the water needs of the population. Our study focuses on the Guéra region, located in the Lake Chad Basin, which is characterized by a crystalline basement composed of 90% granitoids and metamorphic rocks, and subjected to a Sahelian-Sudanian climate. This region was chosen for this study due to the availability of existing data. Despite efforts to improve access to the resource using hydrogeological and geophysical techniques based on 1D and 2D electrical methods combined with lineaments, the failure rate of water wells remains high.

In order to better understand the functioning of the crystalline basement aquifers and improve access to drinking water in this region, we propose in this thesis a multidimensional approach, combining geology, hydrogeology, geophysics, geochemistry, and machine learning. The hydrogeophysical approach, based on the in-depth exploitation of numerous existing data (technical data from 798 wells, 700 EM34 profiles, and 592 electrical panels), has allowed us to identify the main formations on which the local hydrogeological conceptual model is based, as well as their range of electrical resistivity, and to determine the factors that control the productivity of the aquifers. The installation of a preliminary automated piezometric monitoring network since 2021 has addressed the dynamics of groundwater fluctuations. Geochemical and isotopic methods, applied to 211 samples, have allowed us to identify and understand the processes of groundwater mineralization, differentiate between different aquifer formations, validate the conceptual model, assess vulnerability, and understand recharge mechanisms and groundwater age. Finally, a machine learning method has been tested using the data produced in this thesis to evaluate the potential of this approach to identify productivity criteria and map on a large scale the areas where the potential for groundwater is favorable for well installation.

Keywords: Crystalline basement aquifer, geophysics, hydrogeology, conceptual model, geochemistry, machine learning, Guéra (Chad).

TABLE DES MATIÈRES

DEDICACE ... iii
REMERCIEMENTS ... iv
RESUME ... vi
ABSTRACT ... vii
TABLE DES MATIÈRES ... viii
TABLE DES ILLUSTRATIONS ... xiv
TABLE DES TABLEAUX ... xix
AVANT-PROPOS ... xx
DIFFUSION DES RESULTATS ... xxi
INTRODUCTION ... 1
Contexte général ... 1
Problématique ... 4
Organisation de la thèse ... 7
CHAPITRE I : GENERALITES SUR LES RESSOURCES EN EAU DANS LES AQUIFERES DE SOCLE ... 10
I.1. ROCHES DE SOCLE CRISTALLIN : DEFINITION, REPARTITION GEOGRAPHIQUE ET IMPORTANCE ... 11
I.2. MODELES CONCEPTUELS ET FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES AQUIFERES DE SOCLE ... 13
I.3. METHODES D'ETUDES DANS LES AQUIFERES DE SOCLE ... 16
I.3.1. Télédétection : analyse des linéaments ... 16
I.3.2. Géologie ... 18
I.3.3. Géophysique ... 18
I.3.3.2. Cible hydrogéologique recherchée et choix des méthodes ... 21
I.3.3.3. Méthode électrique ... 21
I.3.4. Géochimie ... 30
I.3.4.1. Géochimie des aquifères de socle ... 31
I.3.4.2. Processus de minéralisation des aquifères de socle ... 31
I.3.4.3. Hydrolyse des roches silicatées ... 32
I.3.4.4. Fluor et qualité des eaux des aquifères de socle ... 33
I.4. SYNTHESE ... 36
CHAPITRE II : CONTEXTE DE L'ETUDE ... 38
II.1. JUSTIFICATION DU CHOIX DE LA ZONE ... 39
II.2. SITUATION GEOGRAPHIQUE ... 40
II.3. SITUATION DEMOGRAPHIQUE ET SOCIO-ECONOMIQUE ... 41
II.4. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES : GEOMORPHOLOGIE ET HYDROGRAPHIE ... 43
II.5. SITUATION CLIMATIQUE ... 45
II.5.1. Climat du Tchad ... 45
II.5.2. Climat du Guéra ... 47

II.5.2.1. Précipitations et températures de l'air 48
II.5.2.2. Humidité de l'air et évaporation 49
II.6. PEDOLOGIE, VEGETATION ET OCCUPATION DES SOLS 51
II.7. CONTEXTE GEOLOGIQUE 53
II.7.1. Géologie régionale 53
II.7.1.1. Les formations cristallines et cristallophyliennes 53
II.7.1.2. Les formations sédimentaires 54
II.7.1.3. Les formations volcaniques 54
II.7.2. Géologie du Guéra 55
II.7.2.1. Description pétrographique, chronologique et géochimique des principales lithologies 56
II.8. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE 62
II.8.1. Hydrogéologie du Tchad 62
II.8.1.1. Principaux systèmes aquifères continus 62
II.8.1.2. Aquifères discontinus de socle cristallin précambrien 63
II.8.2. Hydrogéologie du Guéra 64
II.8.2.1. Nappes de recouvrement 65
II.8.2.2. Nappes d'altérites 65
II.8.2.3. Nappes dans les fissures du socle 66
II.8.2.4. Qualité des eaux souterraines dans la région du Guéra 66
II.9. SYNTHESE 67
CHAPITRE III : DONNEES ET TRAITEMENTS PRELIMINAIRES 69
III.1. DONNEES EXISTANTES 70
III.1.1. Données techniques des principaux programmes 70
III.1.1.1. Description de programmes 70
III.1.1.2. Données brutes utilisées et validation de leur qualité 71
III.1.1.3. Données géologiques et productivité 74
III.1.1.4. Synthèse des données géologiques, hydrogéologiques et géophysiques 77
III.1.2. Données isotopiques du réseau GNIP 78
III.1.2.1. Composition isotopique des eaux des pluies : Isotopes stables (^{18}O et ^{2}H) et tritium (^{3}H) 78
III.2. DONNEES NOUVELLEMENT ACQUISES 82
III.2.1. Travaux de terrain 82
III.2.1.1. Points suivis et dates de campagne 82
III.2.1.2. Données piézométriques 84
III.2.1.3. Données hydrogéochimiques et isotopiques 86
III.2.1.4. Observations géologiques 87
III.2.2. Analyses au laboratoire des échantillons d'eau 88
III.2.2.1. Mesures des éléments chimiques majeurs 88
III.2.2.2. Mesures des isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^{2}H) et de l'isotope radioactif : Tritium (^{3}H) 91
IV.2.3. Synthèse des données géochimiques 91
III.3. DONNEES DE TELETECTION ET SIG 93
III.3.1. Modèle numérique de terrain 93

III.3.2. Images satellitaires 93
III.3.3. Occupation des sols 94
CHAPITRE IV : CARACTERISATION HYDROGEOPHYSIQUE DU SYSTEME AQUIFERE ET EVALUATION DE LA PRODUCTIVITE 96
RESUME ETENDU 97
ABSTRACT 100
IV.1. INTRODUCTION 101
IV.2. HARD ROCK AQUIFERS: CONCEPTUAL MODELS AND HYDROGEOLOGY 103
IV.3. STUDY AREA 105
IV.4. MATERIALS AND METHODS 107
IV.4.1. Available raw data and data validation 107
IV.4.2. Geological data and productivity 107
4.2.1. Lithology 107
IV.4.2.2. Productivity 108
IV.4.3. Geophysical data acquisition and reinterpretation 109
IV.4.4. Development of the geoelectrical conceptual model 110
IV.4.5. Statistical analysis of geological, hydrogeological and geophysical parameters ... 111
IV.5. RESULTS AND INTERPRETATION 113
IV.5.1. Descriptive statistics of the main parameters retained for this study 113
IV.5.2. Well productivity 113
IV.5.3. Geological characterisation of formations 114
IV.5.3.1. Role of the different horizons on productivity 114
IV.5.3.2. Role of the lithology on productivity 116
IV.5.4 Hydro-geophysical characteristics of the rocky formations 116
IV.5.4.1. Resistivity ranges of the different layers of the weathering profile 117
IV.5.4.2. A new classification based on geophysical characterisation 117
IV.5.4.3. Distribution of the different models 120
IV.5.5. Combined approach: geological, geophysical and productivity data 124
5.5.1. Statistical analysis of the parameters according to the models 124
IV.5.5.2. Normalised Principal Component Analysis 126
IV.6. DISCUSSION 129
IV.6.1 Contribution of Electrical Resistivity Tomography to the detection of aquifers: comparison of the geoelectrical model with previous studies 129
IV.6.2 Factors controlling well productivity 130
IV.6.3. Limits 133
IV.7. CONCLUSION 134
IV.8. ACKNOWLEDGEMENTS, FUNDING AND CONFLICTS OF INTEREST 135
CHAPITRE V : TRAVAUX PRELIMINAIRES SUR LA PIEZOMETRIE EN VUE DE L'ESTIMATION DE LA RECHARGE 137
V.1. MISE EN PLACE D'UN RESEAU DE SUIVI DE LA NAPPE 138
V.2. METHODOLOGIE 140
V.2.1. Traitements et analyses des données 140
V.2.1.1. Cartographie par interpolation par krigeage des données piézométriques manuelles 140

V.2.1.2. Données automatiques : graphiques des mesures..... 140
V.3. RESULTATS 141
V.3.1. Analyse des niveaux piézométriques de 2011 (données existantes), 2019, 2020 et 2021 141
V.3.2. Données automatiques : cas du site de Sawa 143
V.3.2.1. Analyse temporelle du suivi piézométrique : 01/01/2021 au 08/07/2023..... 143
V.4. SYNTHESE ET TRAVAUX FUTURS..... 148
V.4.1. Synthèse..... 148
V.4.2. Travaux futurs : évaluation de la recharge 148
CHAPITRE VI : CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE ET ISOTPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES 150
VI.1. METHODOLOGIE..... 153
VI.1.1. Statistiques descriptives des données..... 153
VI.1.2. Analyse en composantes principales : principes..... 153
VI.1.3. Diagrammes de piper 154
VI.1.4. Diagrammes binaires et de rapports d'éléments 154
VI.2. RESULTATS 155
VI.2.1. Paramètres physicochimiques..... 159
VI.2.1.1. Conductivité électrique 159
VI.2.1.2. Potentiel hydrogène (pH)..... 161
VI.2.2. Eléments majeurs et fluors..... 164
VI.2.2.1. Cations : calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), sodium (Na^{+}) et potassium (K^{+}) 164
VI.2.2.2. Anions : nitrate (NO3-), sulfate (SO42-), chlore (Cl-) et bicarbonate (HCO3-) 170
VI.2.2.3. Fluorures (F-) 175
VI.2.2.4. Caractères généraux des éléments chimiques majeurs : Ordre d'abondance et faciès..... 177
VI.2.3. Isotopes stables et tritium..... 179
VI.2.3.1. Deutérium (^{2}H) et Oxygène-18 (^{18}O)..... 179
VI.2.3.2. Tritium (^{3}H)..... 181
VI.3. INTERPRETATION ET DISCUSSION 182
VI.3.1. Processus de minéralisation 182
VI.3.1.1. Analyse des Box-plots 182
VI.3.1.2. Analyse en composantes principales (ACP) 183
VI.3.1.3. Facteurs naturels de minéralisation..... 194
VI.3.1.4. Apports anthropiques 201
VI.3.2. Effets de la contamination des eaux souterraines : nitrate et fluor sur la santé humaine 204
VI.3.2.2. Effets des fluorures sur la santé humaine..... 205
VI.3.3. Processus de recharge 207
VI.3.3.1. Origine des eaux et mécanisme de recharge 207
VI.3.4. Validation du modèle conceptuel par la géochimie isotopique 211
VI.4. SYNTHESE ET DISCUSSION..... 212

VI.4.1. Synthèse 212
VI.4.1.1. Origine de la minéralisation des eaux souterraines 212
VI.4.1.2. La signature isotopique 213
VI.4.1.3. Caractérisation de la nappe d'altérites et de l'aquifère fissuré profond 213
VI.4.2. Discussion 214
VI.4.2.1. Effet d'évaporation 214
VI.4.1.2. Variabilité temporelle 214
VI.4.1.3. Rôles capacitifs et transmissifs des altérites et des horizons fissurés 215
VI.4.1.4. Ecoulements locaux ou régionaux 215
VI.4.1.5. Nature de l'encaissant sur la productivité 215
CHAPITRE VII : ESSAI DE CARTOGRAPHIE DES POTENTIALITES EN EAU SOUTERRAINE PAR MACHINE LEARNING 217
VII.1. INTRODUCTION 218
VII.2. METHODOLOGIE 219
VII.2.1. Données d'entrée MLMapper 2.0 219
VII.2.1.1. Variables cibles : données des points d'eau 219
VII.2.1.2. Elaboration de variables explicatives 220
VII.2.2. Application du MLMapper 2.0 223
VII.2.2.1. Présentation des différents algorithmes 223
VII.2.2.2. Procédure de cartographie prédictive avec MLMaper 2.0 224
VII.3. RESULTATS ET INTERPRETATION 227
VII.3.1. Analyse de colinéarité 227
VII.3.2. Performances de l'algorithme Les mesures d'apprentissage automatique les plus performantes sont répertoriées dans le Tableau VI.2. Les cinq meilleurs algorithmes sont représentés par des fonds vert clair. Le classificateur Ridge (RID) a obtenu la meilleure précision ou le meilleur score de test (pourcentage de prédictions réussies), suivi de l 228
VII.3.3. Sélection et importance des variables explicatives 230
VII.3.4. Carte des potentialités en eau souterraine 232
VII.4. DISCUSSION 233
VII.4.1. Validation de la carte de potentialités en eau souterraine à l'aide des points cibles utilisés 233
VII.4.2. Validation des critères de contrôle de la productivité établis par la caractérisation hydrogéophysique 234
VI.4.3. Comparaison des résultats du MLMapper avec ceux obtenus dans d'autres zones 234
VI.4.4. Limites 235
VII.5. CONCLUSION 236
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES 238
RAPPEL DE LA PROBLEMATIQUE 239
SYNTHESE GLOBALE DES RESULTATS ET PRINCIPAUX ENSEIGNEMENTS 240
Caractérisation hydro-géophysique du système aquifère et évaluation de la productivité 241
Caractérisation de la piézométrie 241
Caractérisation hydrogéochimique et isotopiques des eaux souterraines 242
Cartographie des potentialités en eau souterraine par Machine Learning 242

PERSPECTIVES 244
Hydrogéophysique 244
Hydrodynamique et recharge de la nappe 244
Géochimie isotopique 245
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 247
ANNEXES .....

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure Introduction.1 : Les trois types de milieux hydrogéologiques selon leur porosité et perméabilité. Cette thèse s'intéresse au milieu fracturé (Maréchal, 2023), modifié. 1
Figure Introduction.2 : le polygone noir plein correspond au Bassin du lac Tchad, le polygone rouge fin correspond à l'extension maximale du lac Tchad pendant l'Holocène moyen, le polygone gris délimite la position moyenne du lac Tchad actuel, les polygones et les traits bleu ciel représentent les lacs et rivières. Le polygone noir en tiret représente le Tchad et le polygone rouge gras correspond à la localisation de la région du Guéra (Raimond et al., 2019) modifié. 2
Figure Introduction.3 : Différents types d'approvisionnement en eau de la population et réalisation d'un forage au marteau fond du trou : (a) puisage de l'eau dans un marre, (b) puisage de l'eau dans une nappe affleurante pendant la période de hautes eaux juste à la fin de la saison pluvieuse, (d) pompage dans un puits peu profond pour les cultures maraîchères de contre-saison, (e) abreuvement de bétail, (f) puisage d'eau dans un forage profonds à l'aide d'une pompe à motricité humaine. 4
Figure I.4 : Localisation des régions où affleurent des roches cristallines dans le monde. Orange : roches cristallines ; jaune : autres types de roches ; bleu : glaces continentales ; blanc : océans (Lachassagne et al., 2018). 12
Figure I.5 : Modèle conceptuel d'altération en aquifère de socle (Wyns et al., 2004). 14
Figure I.6 : Schéma montrant l'impact d'une zone de faille sur la géomorphologie, le cycle hydrologique et la végétation. La zone de fracture pourrait être identifiée par analyse linéamentaire (Singhal et Gupta, 2010), modifié. 16
Figure I.7 : Mesure de la résistivité en laboratoire (Chouteau et Giroux, 2006). 22
Figure I.8 : Schéma de principe de la conductivité électrolytique (Kunetz, 1966). 23
Figure I.9 : Schématisation du principe de la mesure de résistivité par la méthode électrique (Chapelier, 2000) modifié par Alle (2019). 25
Figure I.10 : Illustration des lignes de courant issues d'un faible espacement d'électrodes et d'un grand espacement d'électrodes. Les lignes de courant sont plus fortement perturbées par la présence d'un substratum (ρ22) dans le cas de grands espacements (Chouteau et Giroux, 2006 modifié par Soro, 2017). 27
Figure I.11 : Principaux dispositifs de mesure de la méthode électrique (Chapelier, 2000). . 27
Figure I.12 : Mise en œuvre d'un profil électrique Schlumberger (a), et d'un sondage électrique Schlumberger (b) (Chapelier, 2000 cités par Alle, 2019). 28
Figure I.13 : Schéma d'acquisition d'un panneau électrique et d'une pseudo-coupe, cas d'un dispositif dipôle-dipôle (Boucher, 2007). 29
Figure I.14 : Schéma d'inversion par méthode itérative réalisé dans le cadre de cette étude sur le site Hilélé-Bidio3. 30
Figure I.15 : Séquence d'altération des minéraux de Goldich (1938). 33
Figure I.16 : Probabilité d'occurrence d'eaux souterraines présentant des concentrations de fluor supérieures au seuil de 1.5 mg/L fixé par l'OMS (Amini et al., 2008). 35
Figure II.17: Localisation du site expérimental du Guéra. 40
Figure II.18 : Géomorphologie, délimitation des sous-bassins versants, identification des principaux réseaux de drainage. 43
Figure II.19 : Cycle des alizés de l'Afrique de l'Ouest. 45
Figure II.20 : Répartition géographique des précipitations à l'échelle d'Afrique (Belemtougri, 2022). 46
Figure II.21 : Répartition des zones climatiques du Tchad, avec la région du Guéra en rouge (Direction Générale de la Météorologie Nationale du Tchad, DGMN, 2020, modifiée). 47

Figure II.22 : Moyenne mensuelle et annuelle des précipitations et températures de l'air de 1991 à 2022. Les données de température notent un manquement de 2001 à 2013. 49
Figure II.23 : Moyenne mensuelle de l'évaporation et de l'humidité de l'air de 1991 à 2022. 50
Figure II.24 : Occupation des sols (prototype S2 LC 20 m de la carte Afrique 2016). 52
Figure II.25 : (a) Principaux cratons de l'Afrique continentale et emplacements des rifts mésozoïques, (b) Carte géologique simplifiée du Métacraton saharien, montrant l'emplacement de la zone d'étude indiquée en rouge (Shellnutt et al., 2017 cités par Pham et al., 2020, modifiée). 53
Figure II.26 : Géologie locale. Granite calco-alcalin1(I) : granite ancien composé de gabbros, diorites, granodiorites et granites à hornblende biotite. Granite calco-alcalin2(II) : granite post-tectonique constitué de granites à biotites (BRGM, 1964 modifiée). 56
Figure II.27 : (a) : Enclaves microgranulaires mafiques (MME) dans un encaissant dioritique. (b) : MME (E2) et xénolithe gabbroïque (E1) dans une granodiorite. (c) : Relations entre la troisième phase de déformation, les diorites et les granites à biotite à grain fin. (d) : Granites à biotite à grain fin discordants affectés par des failles C4. (e) : Stéréoplots des pôles S1 (cercles rouges remplis), L1 (diamants noirs), L3 (triangles noirs) et plans S3 (lignes), (Isseini et al., 2013, modifiée). 59
Figure II.28 : Photomicrographies montrant les textures typiques de la structure de mélange, (a) granite à biotite amphibole ; (b) granite à biotite ; (c) passage de l'amphibole par des xénomorphes à biotite ; (d) quartz sous forme de cristaux arrondis ou ovoïdes à subédriques ; (e) les grains ovoïdes de quartz dans le gabbro-diorite, (f) les phénocristaux de feldspath alcalin ont été résorbés dans les enclaves mafiques ; (Hbl) agrégats de hornblende, (Bt) biotite (cpx) clinopyroxène à l'intérieur enclaves mafiques (Mbaihoudou et al., 2020, modifiée). 60
Figure II.29 : Coupe schématique SO-NE (Maïduguri-Faya) montrant les principaux aquifères continus présents dans le bassin du lac Tchad. les flèches correspondent au sens d'écoulement des eaux souterraines (Schneider et Wolff, 1992, modifiée). 63
Figure II.30 : Diagramme schématique des propriétés aquifères des principaux ensembles géologiques du nord et de l'est du Tchad : aquifères de couverture, alluvions et sables fluviatiles ; alluvions fluviatiles à dominante argileuse non productives ; sables éoliens anciens peu productifs (A, E, D) ; aquifères du Continental de base, grès inférieurs, cambriens (B) ; aquifères locaux d'altérites, socle cristallin (C), ResEau (2016), modifié. 64
Figure II.31 : Coupe schématique représentant le contexte hydrogéologique de la région du Guéra (PHPTC1/AFD, 2008) *modifiée et adaptée de* (Wyns et al., 2004). 65
Figure III.32: Répartitions spatiales des ouvrages de 3 principaux programmes. 71
Figure III.33 : Données valides retenues pour cette étude. Ces données disposent d'informations géologiques, hydrogéologiques et géophysiques complètes. 73
Figure III.34 : Relation entre Qd-Qf (a), Qd-Qp (b) et Qd-Q/s (c). 75
Figure III.35 : Données isotopiques de la pluie à N'Djamena. 80
Figure III.36 : Tritium dans la pluie à N'Djaména de 1963 à 2018 avec des périodes sans données. 81
Figure III.37 : Différents types d'ouvrages mesurés : Forage (F) profond à pompe à motricité humaine (a), Puits sur Fracture (PF) ouvert (b), puits (P) peu profonds (c) et Source (S). 83
Figure III.38 : Sites et périodes de mesures et prélèvements des eaux souterraines. 84
Figure III.39 : Mesures ponctuelles à l'aide de sonde piézométriques (a), Installations des dataloggers pour les mesures en continues (b). 85
Figure III.40 : (a) Mesures des paramètres physico-chimiques, (b) Echantillonnages, (c) Mesure de l'alcalinité à l'aide du titrateur Metrohm 950 Titrado au laboratoire METIS à Sorbonne Université, (d) Mesure de l'alcalinité à l'aide du système de titration Hach au laboratoire régional d'analyse des eaux de Mongo, (e) Analyse Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}

, NO_3^-, F^- par chromatographie ionique liquide et ICP-OES au laboratoire METIS, (f) Analyses isotopiques : ^{18}O et ^{2}H au laboratoire GEOPS à l'Université Paris-Saclay. 86
Figure III.41 : Observations géologiques : (a) Zone de contact entre le recouvrement et les altérites, (b) Mesures de fractures. 88
Figure III.42 : Comparaison des analyses des cations entre deux méthodes, la chromatographie et l'ICP-OES, pour les échantillons prélevés lors de la première campagne de terrain. 89
Figure III.43 : Validité des données géochimiques : balances ioniques des échantillons prélevés lors de la première campagne de terrain de mi-novembre 2019. Les points en rouge sont mesurés par chromatographie, en bleu par ICP et en noir ceux de la chromatographie corrigée sur ICP. 90
Figure IV.44: Conceptual model of weathering in a hard rock aquifer (Wyns et al., 2004). 104
Figure IV.45: Location and geological context of the study area including the selected sites (productive boreholes Qd ≥ 0.5 m3/h and non-productive boreholes, Qd < 0.5 m3/h). 106
Figure IV.46: Relationship between Qd-Qf (a),Qd-Qp (b) and Qd-Q/s (c). 109
Figure IV.47: Statistics for the parameters calculated on all 315 sites (blue) and the subset of 41 sites (orange). Crosses correspond to arithmetic means and dots to the outliers which exceed the whiskers of the box plots (min = Q1-1.5(Q3-Q1) & max = Q3+* 113
Figure IV.48: Development flow rate histogram and relationship between development flow rates and feature depths for 315 (a) and 41 sites (b). 114
Figure IV.49: Characteristics of the three horizons: thickness maps from 315 sites and relationship between thickness and development flow rates. Maps were generated using kriging interpolation. 115
Figure IV.50: Productivity by well lithology: granites and biotite granites (GRA group) and diorites, granodiorites and dolerites (DIO group). MG: Mongo watershed, BL: Barlo watershed. 116
Figure IV.51: Histograms of resistivity ranges by lithology for each watershed area and for all 41 sites. 117
Figure IV.52: Electrical resistivity tomography profiles for the four models: examples of productive (a, c, e) and non-productive (b, d, f, g) boreholes. 120
Figure VI.53: Longitudinal section of the Mongo watershed (C1) and cross section of the Barlo and Mongo watersheds (C2). Lithology: BIO = Granite à Biotite, DOL = Dolerite, GRA = Granite. 121
Figure VI.54: Spatial distribution of the different models, local lithology, main drainage networks and development flow rates on a geomorphological background. GRA: granites and biotite granites, DIO: diorites, granodiorites and dolerites. 123
Figure IV.55: Boxplots of the main parameters selected for this study and their relationship to well productivity. 125
Figure IV.56: NPCAs performed at the regional scale on 315 sites (a,b) and at the scale of the two experimental watersheds on 41 sites (c,d) on the parameters: Z, Qd, TO, TWH, QWH, TFH, QFH, TD, T(O+WH), TAHR, TCO, T(WH+FH), ρO, ρWH and ρFH. 128
Figure IV.57: Conceptual model of hard rock aquifers as revealed by the present study. 130
Figure V.58 : Réseau piézométrique automatisé et points de mesure dans le bassin versant de Mongo. 139
Figure V.59 : Cartes piézométriques de 2011 (données existantes), 2019, 2020 et 2021 du bassin versant de Mongo. 142
Figure V.60 : Données piézométriques enregistrées du 01/01/2021 au 08/07/2023, site de Sawa. 143
Figure V.61 : Suivi de la variation de niveau d'eau sur une courte durée (24h) : (a) 01/01/2021, 00h au 01/01/2021, 00h, forage non exploité et (b) 05/10/2021, 00h au 06/10/2021, 00h, forage exploité. 145

Figure V.62 : Suivi de la variation de niveau d'eau sur une courte durée (24h) : 01/01/2021, 00h au 01/01/2021, 00h, forage non exploité, observation du phénomène des marées. 145
Figure V.63 : Analyse des variations saisonnières annuelles des données piézométriques enregistrées du 01/01/2021 au 08/07/2023 146
Figure VI.64 : Localisation des sites d'échantillonnages. 151
Figure VI.65 : Périodes d'échantillonnages vis-à-vis des conditions pluviométriques : on considère qu'on est en Hautes Eaux (HE) quelques semaines jusqu'à 2 mois après la saison des pluies et en Basses Eaux (BE) à la fin de la saison sèche. L'enregistrement du niveau piézométrique dans le Forage Sawa depuis janvier 2021 permet de visualiser ces différences. 152
Figure VI.66 : (a) Représentation d'une matrice de n individus et de p variables, (b) Schéma de la réduction du nombre de variables par une ACP (Valdès, 2005). 154
Figure VI.67 : Box-plots des paramètres physico-chimiques (a, b, c) et isotopiques (d) pour les campagnes des hautes eaux (2019, 2020, 2022) et basses eaux (2022) pour chaque type de point d'eau (PU, PR, PFR, S, FU, FR) : minimum, maximum, 1er quartile, médiane, 3ème quartile, moyenne. 156
Figure VI.68 : comparaison de deux campagnes, hautes eaux (HE) 2020 et basses eaux (BE) 2021 : T°C, CE, pH (a) ; calcium, magnésium, sodium, potassium, sulfates, nitrates, chlorures, bicarbonate (b) ; fluor (c) ; isotopes stables (d). 158
Figure VI.69 : Distribution spatiale de la conductivité électrique (CE). 161
Figure VI.70 : Distribution spatiale du potentiel d'hydrogène (pH). 163
Figure VI.71 : Distribution spatiale du calcium. 166
Figure VI.72 : Distribution spatiale du magnésium. 167
Figure VI.73 : Distribution spatiale du sodium. 168
Figure VI.74 : Distribution spatiale du potassium. 169
Figure VI.75 : Distribution spatiale des nitrates. 171
Figure VI.76 : Distribution spatiale des sulfates. 172
Figure VI.77 : Distribution spatiale des chlorures. 173
Figure VI.78 : Distribution spatiale des bicarbonates. 174
Figure VI.79 : Distribution spatiale des fluorures. 176
Figure VI.80 : Diagramme de Piper, données des 4 campagnes : hautes eaux (2019, 2020, 2022) et basses eaux (2022). 177
Figure VI.81 : Ordre d'abondance des ions majeurs (proportion moyenne en meq/L) des eaux d'ensemble, des eaux d'altérites et des fissures, selon la discrimination rural-urbain. 178
Figure VI.82 : Répartition spatiale de deutérium (^{2}H). 180
Figure VI.83 : Répartition spatiale des teneurs en tritium (^{3}H). 181
Figure VI.84 : Facteurs F1xF2 et F1xF3 de l'ACP des paramètres physico-chimiques et isotopiques globales (211 échantillons et 15 variables). 186
Figure VI.85 : Facteurs F1xF2 et F1xF3 de l'ACP des paramètres physico-chimiques et isotopiques globales (211 échantillons et 15 variables) : variabilité temporelle. 187
Figure VI.86 : Facteurs F1xF2 et F1xF3 de l'ACP des paramètres physico-chimiques et isotopiques des altérites. 190
Figure VI.87 : Facteurs F1xF2 et F1xF3 de l'ACP des paramètres physico-chimiques et isotopiques des aquifères fissurés profonds. 193
Figure VI.88 : Diagramme de Gibbs (Gibbs, 1970). 194
Figure VI.89 : Diagramme de Gibbs effectué sur les 211 échantillons. 195
Figure VI.90 : Diagrammes de mélange des rapports molaires. 196
Figure VI.91 : Relation des bicarbonates avec la somme de cations majeurs (a) et le pH (b). 198
Figure VI.92 : Relation entre les bicarbonates et les cations majeurs (meq/L). 200

Figure VI.93 : Relation entre les nitrates, les chlorures, les sulfates et les potassiums. 202
Figure VI.94 : Facteurs de pollutions locales en milieu urbain : eaux usées, divers produits des détergents (a), ordures ménagères (b) expositions aux latrines traditionnelles (c). 203
Figure VI.95 : Facteurs de contaminations locales en milieu rural : activités agricoles (a), eaux usées diverses, produits des détergents (b) excréments du bétail (c). 204
Figure VI.96 : Relation entre Oxygène-18 (^{18}O) et Deutérium (^{2}H). Enveloppe verte : eaux météoriques, enveloppe rouge : eaux appauvries, enveloppe blanche : tendance à l'évaporation. DML : droite météorique locale, DMM : droite météorique mondiale. 208
Figure VI.97 : (a) Tritium dans la précipitation enregistré à la station IAEA WMOdeVienne, Autriche. La ligne grise est la concentration mesurée à la station de Vienne et la ligne noir est la concentration de tritium calculée en prenant compte la décroissance radioactive (le modèle piston flow). (b) Tritium dans la pluie à N'Djaména de 1963 à 2018 avec des périodes sans données. 209
Figure VI.98 : Relation entre Tritium (^{3}H) et Oxygène-18 (^{18}O). Enveloppe verte : eaux récentes, enveloppe rouge : eaux anciennes (plus de 60 ans). 210
Figure VII.99 : Distribution spatiale des points d'eau utilisés dans cette étude. 219
Figure VII.100 : Modèle conceptuel de la procédure de cartographie prédictive avec MLMapper 2.0. 226
Figure VII.101 : Matrice de corrélation des variables explicatives. 228
Figure VII.102 : Importance des caractéristiques calculées pour le classifieur Extra-Trees. La somme de tous les poids des variables est égale à un. 230
Figure VII.103 : Cartes de variables explicatives clés pour la cartographie des potentialités en eau souterraine présentées par ordre d'importance : (a) épaisseur totale de l'aquifère, (b) épaisseur du recouvrement argileux, (c) lithologie, (d) géomorphologie, (e) distance horizontale par rapport aux principaux réseaux de drainage d'ordre 1, (f) distance verticale par rapport aux principaux réseaux de drainage d'ordre 2. Les cartes d'épaisseur de l'horizon fissuré, du recouvrement et d'épaisseur de l'horizon altéré étant 1er, 5eme et 6eme respectivement sont absentes car elles sont déjà présentées dans le chapitre IV. 231
Figure VII.104 : Carte du potentiel des eaux souterraines de l'ensemble arithmétique des cinq meilleurs algorithmes performants. 232
Figure VII.105 : Validation de la carte de potentialités en eau souterraine à l'aide des forages. 233
Figure Conclusions.106 : Schéma du fonctionnement hydrogéophysique, hydrogéochimique et isotopique du système aquifère. 240

TABLE DES TABLEAUX

Tableau I.1 : Méthodes et techniques géophysiques usuelles pour l'hydrogéologie d'après Chalikakis (2006) et Vouillamoz (2003). 20
Tableau I.2 : Exemples de gammes de résistivité électrique (Kunetz, 1966). 24
Tableau III.3 : Données PHPTCI. 70
Tableau III.4 : Données PHPTCII. 70
Tableau III.5 : Données 9ème FED. 70
Tableau III.6 : Description des 62 paramètres déterminés. 77
Tableau III.7 : Paramètres et leur unité retenus pour cette étude. 78
Tableau III.8 : Moyennes pondérées des précipitations de δ18O, δ2H et 3H de 2015 à 2018 à N'Djamena. 79
Tableau III.9 : Caractéristiques des sites (pilotes) d'installations des capteurs (dataloggers). 85
Tableau III.10 : Synthèse du nombre de données nouvellement acquises dans le cadre de la thèse. X signifie qu'il n'y a de données. 92
Table IV.11: Parameters used in this study and their units of measure. 111
Tableau VI.12 : Résultats des analyses des paramètres physico-chimiques et isotopiques (minimum, maximum, moyenne, écart-type (ET), coefficient de variation (CV). 157
Tableau VI.13 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques et isotopiques globaux pour 211 échantillons et 15 variables. 184
Tableau VI.14 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques et isotopiques des nappes d'altérites (15 variables et 61 échantillons). 188
Tableau VI.15 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques et isotopiques des aquifères fissurés profonds. 191
Tableau VI.16 : Synthèse géochimique et isotopique du système aquifère. 214
Tableau VII.17 : Variables explicatives inclues dans l'apprentissage automatique, abréviations et types de facteurs. 223
Tableau VII.18 : Scores de performance de tous les classificateurs intégrés dans MLMapper. Les meilleurs algorithmes performants, utilisés pour produire les cartes de potentiel des eaux souterraines, sont indiqués en vert et en gras. (Score d'entraînement = score d'entraînement optimisé ; Score de test = score de test optimisé ; Prec_0 = précision fausse ; Prec_1 = précision vraie ; Rec_0 = rappel faux ; Rec_1 = rappel vrai ; f1_0 = score f-1 faux ; f1_1 = score f-1 vrai ; AUC = aire sous la courbe). 229

AVANT-PROPOS

Ce projet est le fruit d'une profonde réflexion visant à améliorer les connaissances hydrogéologiques des aquifères, en particulier ceux de socle au Tchad, apportant ainsi une contribution significative à la communauté scientifique nationale et internationale. Il marque la première collaboration entre Sorbonne Université et le Tchad dans le domaine des ressources en eau, et a également permis une collaboration entre Sorbonne Université et l'Université Complutense de Madrid. Il a bénéficié d'un soutien financier de mobilité du Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'Ambassade de France au Tchad et de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (AIEA) ainsi que de plusieurs soutiens dans la collecte de données, incluant un soutien financier, matériel et l'accès à une base de données précieuse d'Antea Group, un soutien matériel du Laboratoire National des Eaux (LNE) et de Solinst.

DIFFUSION DES RESULTATS

Les résultats obtenus au terme de ces recherches ont été diffusés et valorisés à travers des articles publiés, soumis, et en cours de rédaction pour des revues nationales et internationales. Ils ont également été présentés lors de plusieurs conférences internationales et ont servi de base pour l'encadrement de mémoires de Master.

Articles publiés :

NOURADINE HAROUN, SCHAMPER CYRIL, VALDES DANIELE, MOUSSA ISSEINI, RAMEL DAVID, PLAGNES VALERIE. Integrating geological, hydrogeological and geophysical data to identify groundwater resources in granitic basement areas (Guéra Massif, Chad). Hydrogeology Journal, https://doi.org/10.1007/s10040-024-02766-2

NOURADINE HAROUN, SCHAMPER CYRIL, VALDES DANIELE, MOUSSA ISSEINI, PLAGNES VALERIE. Application de la méthode du panneau électrique pour l'identification des zones favorables en eau dans la ville de Mongo et ses environs (Guera-Tchad). 12ème Colloque GEOFCAN, 4p, 2021. ***Sous forme de résumé étendu.***

HAMZA BRAHIM, **NOURADINE HAROUN**, MOUSSA ISSEINI. Automatisation de suivi de la nappe et de la recharge des aquifères du socle : cas de Mongo (Province du Guéra). Annales Série C de l'Université de N'Djamena, numéro spécial ISSN 1991-0649, 141-146, 2021

Articles en cours :

NOURADINE HAROUN, MOUSSA ISSEINI, HAMZA BRAHIM MAHAMAT. Vers quelle géophysique oriente-t-on la réalisation des forages productifs dans les aquifères de socle ? Exemple des granitoïdes de Bitkine et ses environs (Massif Central Tchadien). Article en cours de soumission.

GOMEZ-ESCALONILLA VICTOR, **NOURADINE HAROUN**, SCHAMPER CYRIL, VALDES DANIELE, MOUSSA ISSEINI, PLAGNES VALERIE, MARTINEZ-SANTOS PEDRO. Evaluation of different groundwater potential mapping strategies: an application to the Guera region (Chad). Rédaction en cours.

NOURADINE HAROUN, PLAGNES VALERIE, VALDES DANIELE, MOUSSA ISSEINI, SCHAMPER CYRIL. What are the clues for locating a water well in the basement aquifers of Chad? Rédaction en cours.

NOURADINE HAROUN, VALDES DANIELE, MOUSSA ISSEINI, SCHAMPER CYRIL, PLAGNES VALERIE. Application de la géochimie isotopique dans la caractérisation des aquifères de socle du Guéra (Tchad). Rédaction en cours.

Liste de conférences :

18-20 mai 2022 :
Présentation orale à la Conférence Internationale « Les Eaux Souterraines, Clé des Objectifs de Développement Durable » sur le thème : *« Evaluation des potentialités hydrogéologiques des nappes souterraines en zone de socle : cas des nappes de la région du Guera (Tchad)* », organisée par le CFH-AIH, le Programme Hydrologique Intergouvernemental de l'UNESCO et le Partenariat Français pour l'Eau à Sorbonne Université à Paris-France.

12-13 avril 2022 :
Présentation orale à la Journée des doctorants de l'ED GRNE sur le thème *: « Evaluation des potentialités hydrogéologiques des nappes souterraines en zone de socle : cas des nappes de la région du Guera (Tchad) »* à Sorbonne Université à Paris-France.

7-11 mars 2022 :
Présentation orale à la première réunion de coordination du projet RAF7021 de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA) sur le thème : « *Présentation des résultats géochimiques des aquifères de socle de la région du Guera (Tchad) »*, à Vienne (Autrice).

22 mars 2021 :
Présentation orale à la Journée Mondiale de l'Eau sur le thème : *« Contribution à la connaissance pour une meilleure gestion des ressources en eau en milieu rural : application de la géophysique »*, évènement organisé par le Ministère en charge de l'eau à N'Djamena (Tchad).

Encadrement des travaux de mémoires de Master

2022-2023 :
« La mise en œuvre d'un réseau autonome de surveillance de la dynamique de ressource en eau en zone de socle (Guéra, Tchad) », Mémoire de Master, Université de N'Djamena, soutenu par Salim Torna (co-encadrement assuré avec M. Hamza Brahim Mahamat).

2022-2023 :
« Etude hydrogéophysique de la zone de Bitkine située dans la région du Guéra (Tchad) » Mémoire de stage de Master, Sorbonne Université-SEVES, soutenu par Pierre Palomar (encadrement assuré par M. Cyril Schamper et M. Olivier Girou).

2021-2022 :
« Approche multidisciplinaire pour l'identification des sites potentiels à l'implantation des forages de captage d'eau souterraine à gros débits dans les départements de Bikine et Mongo dans le massif du Guéra ». Mémoire de Master, Université de N'Djamena, soutenu par Mahamat Ali Hassan Daoud (co-encadrement assuré avec M. Moussa Isseini).

2020-2021 :
« Apport de la tomographie de résistivité électrique pour la validation des linéaments en fractures : cas des environs de Bitkine (Guéra) », Mémoire de Master, Université de N'Djamena, soutenu par Mahamat Wadi Ali (co-encadrement assuré avec M. Hamza Brahim Mahamat).

INTRODUCTION

Contexte général

Les eaux souterraines jouent un rôle crucial dans notre environnement et notre vie quotidienne. Elles représentent une source d'eau potable essentielle pour de nombreuses communautés à travers le monde (Taylor et Howard, 2000). Elles fournissent environ 25% de l'eau douce disponible sur Terre (Marsily et Besbes, 2017). De plus, les eaux souterraines jouent un rôle clé dans le maintien de l'équilibre des écosystèmes, en fournissant de l'eau aux rivières, aux lacs et aux zones humides (Bouchez, 2015 ; Fleckenstein et al., 2010 ; Graaf et al., 2017 ; Turner et al., 2019).

Cependant, cette ressource limitée est de plus en plus menacée par le contexte actuel du changement global, marqué entre autres par une augmentation des températures et donc une augmentation de l'évapotranspiration, une modification des régimes de précipitations ainsi que par la pression anthropique qui se manifeste par la surexploitation et des pollutions de toute sortes. Ces facteurs pourraient conduire à une diminution de la recharge et à la dégradation de la qualité de l'eau (Gleeson et al., 2016 ; IPCC, 2014 ; Sagna et al., 2015). Il est donc essentiel de bien connaître cette ressource précieuse, de la préserver et de la gérer judicieusement pour assurer sa durabilité à long terme, qu'il s'agisse d'eaux souterraines ou de surface.

Les aquifères contenant les eaux souterraines sont diverses en fonction de leur contexte géologique : la porosité et la perméabilité varient considérablement en termes d'échelle, de connexion ou d'hétérogénéité (Castany, 1982). Ainsi, on distingue généralement trois types de mieux hydrogéologiques (Figure Introduction.1) : (i) le milieu poreux, où l'eau est stockée dans des vides micro- à millimétriques situés entre les grains des formations géologiques non consolidées, (ii) le milieu fracturé, où l'eau circule au sein de fractures d'épaisseur millimétrique à centimétrique qui traversent les roches de socle, et (iii) le milieu karstique, où l'eau circule au sein de chenaux karstiques de taille centimétrique à métrique au sein des roches carbonatées (Maréchal, 2023).

La présente étude porte sur les eaux souterraines en milieu fracturé, en particulier les aquifères de socle cristallin. Selon Neuman (2005), la caractérisation des ressources en eau dans ces aquifères constitue l'un des plus grands défis pour les hydrogéologues d'aujourd'hui.

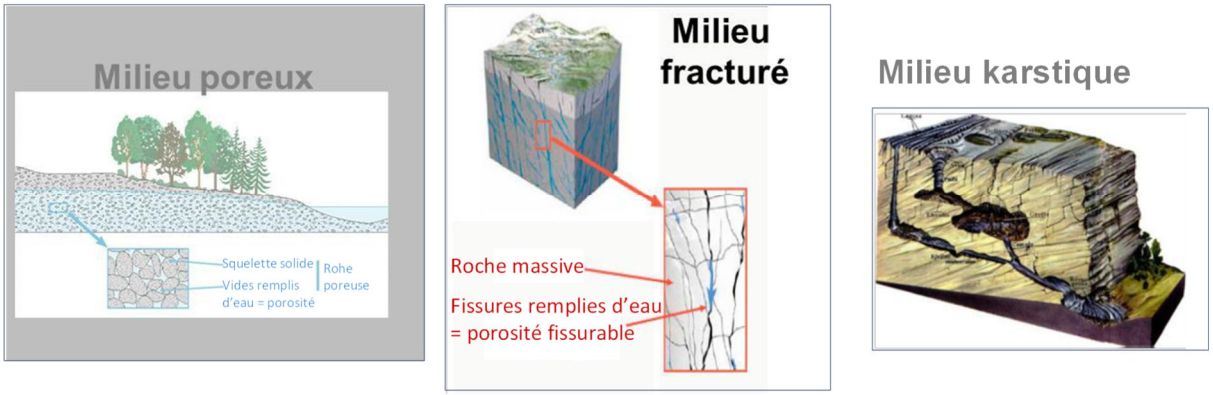


Figure Introduction.1 : Les trois types de milieux hydrogéologiques selon leur porosité et perméabilité. Cette thèse s'intéresse au milieu fracturé (Maréchal, 2023), modifié.

L'Afrique subsaharienne a été soumise ces dernières décennies à des changements climatiques particulièrement prononcés, et la région a connu en particulier une détérioration climatique marquée se traduisant par une importante variabilité spatio-temporelle des pluies et l'absence d'eaux de surface pendant une grande partie de l'année dans de nombreux endroits (Kotir, 2011 ; Mahe et al., 2001 ; Nicholson, 2013 ; Nicholson et al., 2018).
Le lac Tchad est un exemple concret de cette détérioration (Figure Introduction.2). Au cours des quarante dernières années, sa superficie est passée de 25000 km^2 dans les années 1950-1960 à moins de 2500 km^2 à la fin des années 1980. Cependant, depuis le début des années 2000, sa superficie a augmenté pour atteindre 10000 km^2 (Lemoalle et al., 2014 ; Magrin et Lemoalle, 2019 ; Raimond et al., 2019).

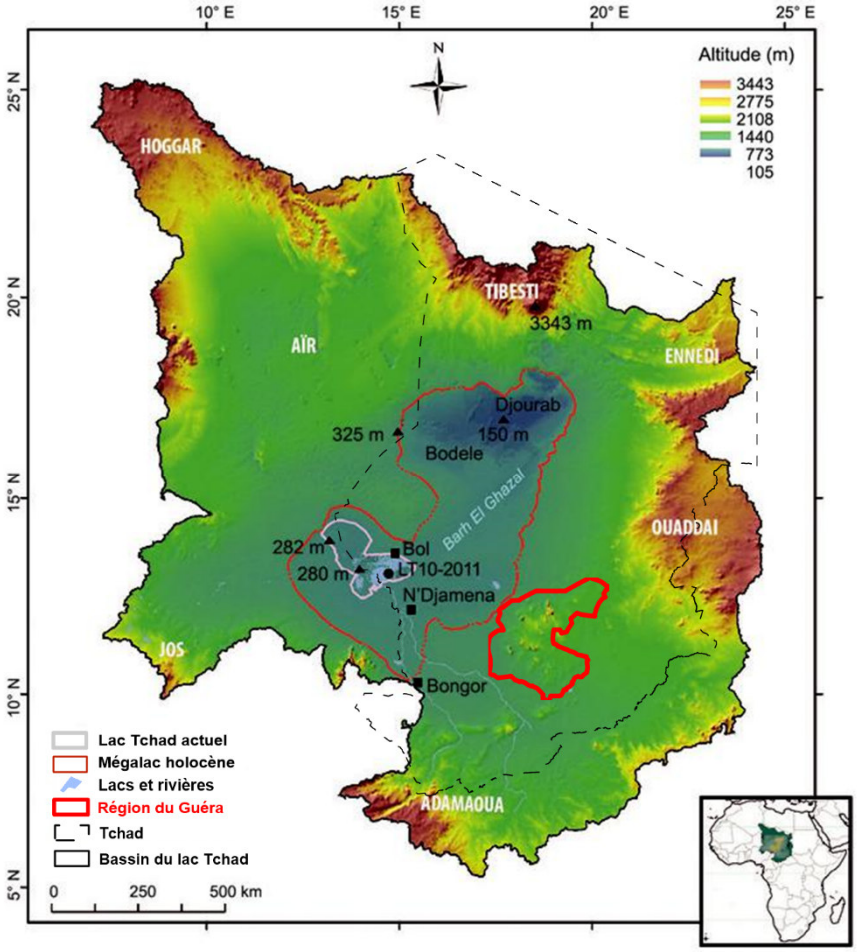


Figure Introduction.2 : le polygone noir plein correspond au Bassin du lac Tchad, le polygone rouge fin correspond à l'extension maximale du lac Tchad pendant l'Holocène moyen, le polygone gris délimite la position moyenne du lac Tchad actuel, les polygones et les traits bleu ciel représentent les lacs et rivières. Le polygone noir en tiret représente le Tchad et le polygone rouge gras correspond à la localisation de la région du Guéra (Raimond et al., 2019) modifié.

La croissance démographique de l'Afrique subsaharienne est la plus forte au monde, avec un taux d'environ 2.7% par an, contre 0.3% à 1.8 % ailleurs, selon Leridon (2015). Cette croissance entraînera une explosion de la demande en eau dans les années à venir dans une région où la cible 6.1 des Objectifs de Développement Durable (Accès à l'eau potable) est déjà loin d'être atteinte. De plus, il est probable que le développement économique et industriel de cette sous-

région aura aussi des conséquences sur les ressources en eau souterraine, tant du point de vue qualitatif que quantitatif (Gaye et Tindimugaya, 2019 ; MacDonald et al., 2012).

Ces enjeux liés aux eaux souterraines seront d'autant plus importants dans les roches de socle (plutoniques et métamorphiques) qui couvrent environ 40% de la superficie du continent (MacDonald et al., 2012 ; Taylor et Howard, 2000). Les aquifères de socle représentent une ressource majeure, voire la seule alternative, en eau pour les populations rurales d'Afrique subsaharienne. Ces aquifères ont l'avantage de fournir généralement une eau de bonne qualité (Lachassagne and Wyns, 2005 ; Courtois et al., 2009). Cependant, l'accès à cette dépend de la réalisation d'ouvrages durables. Les ouvrages doivent être implantés dans des aquifères à recharge importante. Cependant, l'accès à ces aquifères est souvent incertain en raison de la complexité géologique des zones de socle. Celles-ci présentent dans la plupart des cas une hétérogénéité horizontale et verticale résultant à la fois d'une variation spatiale de la lithologie, de la géométrie et des propriétés hydrauliques de leurs différentes entités (Lachassagne et al., 2011). Cette complexité limite la capacité des hydrogéologues à comprendre, décrire et prédire le comportement hydrodynamique de ces systèmes aquifères, ce qui rend difficile et hasardeuse la réalisation de forages productifs.

En Afrique de l'ouest, notamment au Bénin, au Burkina Faso et en Côte d'Ivoire, le taux d'échec des forages en zone de socle est estimé entre 30 et 40% selon différentes études (Alle et al., 2018 ; Courtois et al., 2010 ; Vouillamoz et al., 2014).

Au Tchad, comme dans la plupart des pays d'Afrique de l'Ouest, l'utilisation des eaux souterraines et des eaux de surface est essentielle pour répondre aux besoins en eau potable des populations et soutenir le développement des activités socio-économiques. Les ressources en eau souterraine se trouvent principalement dans les grands systèmes aquifères sédimentaires continus, qui couvrent environ 75% du territoire, tandis que les aquifères discontinus de socle représentent environ 25% (Schneider, 2001 ; SDEA, 2001). Les régions caractérisées par la présence d'un socle constitué de roches magmatiques et métamorphiques comme la région du Guéra, rencontrent de nombreux problèmes d'accès à l'eau potable. Par exemple, dans cette région, située au centre du Tchad dans le bassin du lac Tchad (Figure Introduction.2) et soumise à un climat sahélo-soudanien, les besoins en eau de la population rurale et de leurs principales activités agricoles et pastorales sont généralement assurés par les eaux de surface pendant la saison des pluies (Figure Introduction.3a, b, d, e, f). Pendant la saison sèche, les villageois se tournent vers les nappes superficielles, telles que les alluvions et les altérites, en utilisant des puits traditionnels. Cependant, ces nappes sont fortement dépendantes des précipitations et s'épuisent souvent avant le retour des pluies (Schneider et Wolff, 1992 ; Schneider, 2001). En plus de la question de disponibilité, il y a également celle de la qualité de l'eau. En effet, les eaux provenant des mares, des alluvions et des altérites sont exposées à des pollutions d'origine humaine et naturelle (PASISAT, 2013 ; PIREA, 2016). Il est important de noter que certains forages dans certains villages sont également affectés par une contamination au fluor due à la composition naturelle des roches, sont impact est également observée sur la population. Pour faire face à ces problèmes, l'exploitation des aquifères profonds de socle est considérée comme une solution intéressante car ces aquifères offrent une ressource en eau potentiellement plus durable dans le temps et est en général de bonne qualité (Lachassagne et al., 2021). Ainsi, le Gouvernement tchadien, avec le soutien de bailleurs de fonds, a entrepris d'importants travaux hydrauliques, notamment la réalisation des milliers de forages captant les aquifères profonds

de socle fissuré (Figure Introduction.*3*c, f). Malheureusement, le pourcentage de forages négatifs (débit de développement inférieur à 0.5 m^3/h), voire secs, reste très élevé de l'ordre de 57% dans la région du Guéra ($10^{ème}$ FED, 2016). Ce taux élevé d'échec de forages constitue une préoccupation majeure tant sur le plan social que financier. Cela montre que malgré les investissements réalisés pour répondre aux besoins en eau potable de la population, il reste encore beaucoup à faire pour satisfaire ces besoins essentiels. L'accès à une eau propre et en quantité suffisante, tant pour la consommation que pour l'agriculture, est une condition indispensable pour le développement durable et la vie (ACF, 2006). Dans cette région, le taux d'accès à l'eau potable est estimé à 24% ($10^{ème}$ FED, 2016).

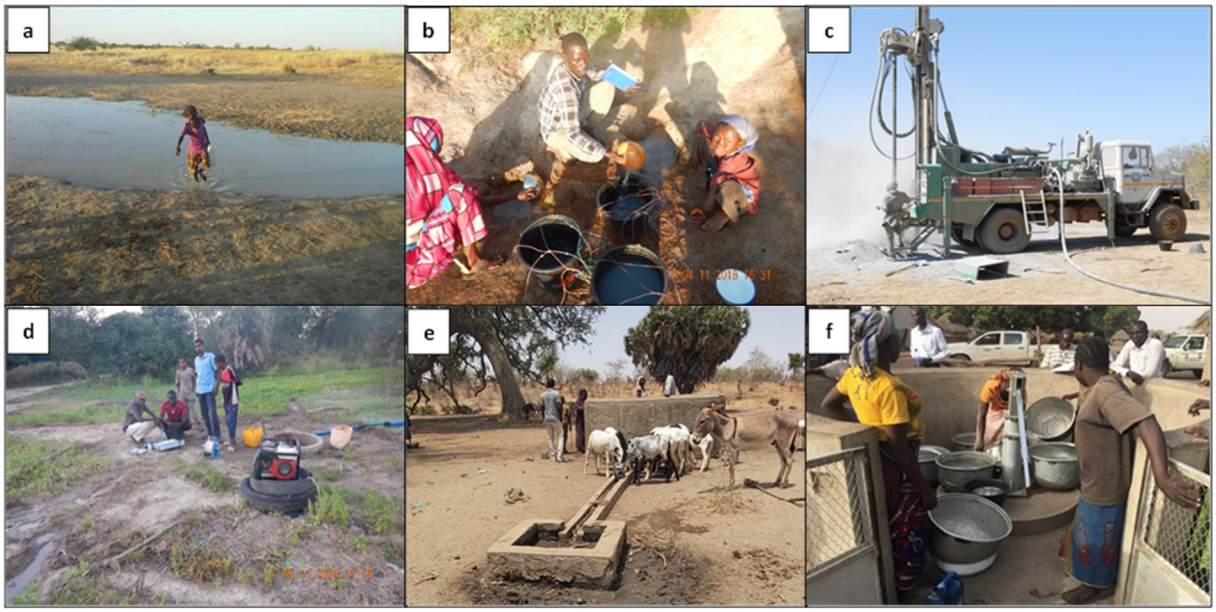


Figure Introduction.3 : Différents types d'approvisionnement en eau de la population et réalisation d'un forage au marteau fond du trou : (a) puisage de l'eau dans un marre, (b) puisage de l'eau dans une nappe affleurante pendant la période de hautes eaux juste à la fin de la saison pluvieuse, (d) pompage dans un puits peu profond pour les cultures maraîchères de contre-saison, (e) abreuvement de bétail, (f) puisage d'eau dans un forage profonds à l'aide d'une pompe à motricité humaine.

Problématique

Le pourcentage élevé d'échec des forages captant les aquifères profonds de socle fissuré enregistré en Afrique de l'Ouest, et en particulier au Tchad est attribué aux limites des méthodes prospectives d'ordre opérationnel généralement utilisées, ainsi qu'à la méconnaissance du fonctionnement hydrogéologique. Selon Alle (2019), depuis de nombreuses décennies maintenant, dans plusieurs pays d'Afrique ainsi qu'en Inde, les forages ont toujours été planifiés en fonction de l'idée selon laquelle ils devraient cibler les discontinuités géologiques subverticales, en particulier les fractures tectoniques, afin d'être productifs. Il est important de noter que ces fractures peuvent être associées ou non à une altération préférentielle dans les environs (CIEH, 1984 ; Dutta et al., 2006). La localisation de ces fractures tectoniques est souvent réalisée à l'aide de la télédétection, permettant d'identifier des linéaments considérés comme étant la "signature" en surface de ces fractures profondes. Ensuite, des méthodes

géophysiques sont utilisées pour localiser avec précision la fracture sur le terrain et tenter de la caractériser (Dutta et al., 2006 ; Keller et Frischknecht, 1966).

Au Tchad, en particulier dans la région du Guéra, dans un premier temps, les programmes (PHPTC1/AFD, 2008 ; PHPTC2/AFD, 2013) ont procédé à l'implantation des forages par l'utilisation systématique de profilages et de sondages électriques 1D. Ensuite, lors des travaux des programmes (9ème FED, 2011 ; 10ème FED, 2016, p. 10), il a été décidé de réaliser à la fois des profils électromagnétiques (EM34, 1D) et la tomographie de résistivité électrique (ERT, 2D) sur des linéaments identifiés par des analyses de photographies aériennes et des images satellitaires. Cette dernière méthode s'est avérée la plus adaptée, mais les données sont exploitées uniquement sur une base observationnelle et structurale pour localiser les fractures individuelles sans prendre en compte leur environnement : géométrie, lithologie, topographie, hydrographie, densité de linéaments, connectivités avec d'autres structures, etc. Les aquifères de socle du Tchad de manière générale ont connu peu de travaux géophysiques approfondis. Parmi les études réalisées, on peut citer celle de Abderamane et al. (2018) dans le Guéra, basée sur les linéaments, le profilage et le sondage électrique (1D) et celles de Oursingbé et al. (2012) dans le Lac-iro et Dinard et al. (2021) dans le Ouaddaï, basées sur la tomographie de résistivité électrique (2D) sur un nombre de données limité. Les interprétations de ces études vont dans le même sens que celles des principaux programmes précédemment mentionnés.

On peut clairement observer que l'ensemble de ces travaux s'est basé sur les modèles historiquement établis par Acworth (1987) et Wright (1992), qui considèrent que la productivité des aquifères de socle est contrôlée par des fractures essentiellement subverticales résultant de phénomènes tectoniques ou de décompressions. En effet, de nombreuses études scientifiques ont été publiées, mettant en évidence l'importance des linéaments dans les investigations hydrogéologiques, bien que les résultats ne soient pas toujours convaincants (Soro, 2017). Cependant, cette approche présente certaines limites, telles que : (i) la difficulté de trouver des corrélations entre les linéaments et les flux d'eau souterraine ; (ii) la recherche d'eau dans les zones urbaines densément peuplées et construites (Sander, 2006). Selon Lachassagne et al. (2011), il arrive parfois que les linéaments agissent comme obstacles hydrauliques.

Les progrès scientifiques réalisés montrent que les roches de socle sont exposées à des processus d'altération profonde (Lachassagne et al., 2021). Dans ces milieux, il a été établi que les zones les plus productrices sont les couches d'altérites les plus épaisses et les moins argileuses possibles ainsi que les horizons fissurés/fracturés stratiformes bien développés dans les premiers mètres. Ces couches aquifères jouent respectivement un rôle capacitif et transmissif (Alle et al., 2018 ; Lachassagne et al., 2021 ; Vouillamoz et al., 2015). La productivité des ouvrages réalisés dans ce milieu est généralement modeste, de quelques centaines à quelques milliers de litres par heure (Courtois et al., 2010 ; Maurice et al., 2019).

La méthode de tomographie de résistivité électrique s'est révélée très intéressante pour caractériser les différents compartiments des aquifères de socle à travers une imagerie assez précise du profil d'altération. A titre d'exemple, on peut citer les travaux de (Alle et al., 2018 ; Belle et al., 2019 ; Briški et al., 2020 ; Foppen et al., 2020 ; Leborgne et al., 2021 ; Maurya et al., 2021 ; Nesny et al., 2019 ; Olivier et al., 2022 ; Ouedraogo et al., 2022 ; Soro et al., 2017) mais chaque étude concerne un nombre de sites et de données très limité.

Les méthodes chimiques et isotopiques se sont avérées par ailleurs indispensables non seulement pour étudier le chimisme des eaux souterraines, mais aussi pour comprendre les

différents compartiments du profil d'altération et l'écoulement des eaux souterraine (Abdou Babaye et al., 2019 ; Ackerer et al., 2021 ; Chabaux et al., 2023 ; Jaunat et al., 2013 ; Leray et al., 2013 ; Lucas et al., 2023 ; Mahamat et al., 2017 ; Ouedraogo et al., 2019).

Le Machine Learning s'est également révélé être un outil puissant pour prédire les potentialités hydrogéologiques dans les aquifères de socle (Aliaga-Alvarado et al., 2023 ; Gómez-Escalonilla et al., 2021, 2022 ; Martinez-Santos et Renard, 2020).

Bien que les différents programmes qui ont investi dans la région du Guéra n'aient pas totalement satisfait les besoins en eau potable, ils ont néanmoins constitué une base de données précieuse sur le milieu hydrogéologique. Par exemple la base de données utilisé dans cette étude est celle du programme 9ème FED (2011). Elle comprend des informations hydrogéologiques et géophysiques complètes : 798 forages (dont 324 forages positifs à $Q \geq 0.5$ m^3/h), 700 profils EM34 et 592 panneaux électriques. Ces données sont d'une pertinence inestimable pour cette étude. Il aurait été difficile d'acquérir un tel ensemble de données en raison de contraintes budgétaires notamment, ce qui a été l'un de critères fondamentaux dans le choix de la région comme site pilote pour cette étude.

Il apparaît donc nécessaire de mener une réflexion scientifique basée sur l'exploitation approfondie de ce vaste jeu de données ; en abordant des techniques plus appropriées en l'occurrence l'approche hydrogéophysique et d'autre part sur l'exploitation des données nouvellement acquises dans le cadre de la thèse notamment géochimiques, hydrogéologiques en particulier avec de l'acquisition automatique de piézométrie et en enfin confronter les conclusions établies via ces approches classiques à celle issues de l'apprentissage automatique (Machine Learning).

A notre connaissance, aucune étude de caractérisation des aquifères de socle n'a été entreprise en Afrique, voire dans le monde, en utilisant un jeu de données aussi important et une approche aussi pluridisciplinaire et innovante.

L'objectif de cette étude est donc double : le premier fondamental, consiste à comprendre les facteurs contrôlant la productivité et apporter de nouvelles connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique des aquifères de socle ; et le second appliqué, consiste à améliorer les conditions d'accès à l'eau potable dans la région du Guéra, dans l'optique d'une gestion durable et rationnelle des ressources en eau.

Les objectifs spécifiques de cette étude sont les suivants :

- Proposer un modèle conceptuel de fonctionnement des aquifères en zone de socle.
- Etudier les mécanismes de recharge des aquifères fissurés de socle et identifier les zones à recharge importante.
- Caractériser les chimismes des eaux souterraines et évaluer leur vulnérabilité.
- Cartographier les zones à potentiel en eau souterraine en utilisant des techniques de Machine Learning.

Organisation de la thèse

Cette thèse est structurée en sept chapitres qui abordent différents aspects du sujet de recherche et se complètent mutuellement.

Le **chapitre 1** présente un état de l'art sur les ressources en eau dans les aquifères de socle. Une attention particulière a été portée sur les méthodes prospectives utilisées dans ces aquifères afin d'identifier celles qui sont les plus appropriées.

Le **chapitre 2** présente une description géographique et socioéconomique de la région, justifiant ainsi le choix de cette région en tant que site pilote. Il examine également les caractéristiques physiques globales de la région afin de mettre en évidence les similitudes avec les autres régions de socle, ce qui permet une analyse approfondie de nos données.

Le **chapitre 3** traite de la question du jeu de données et de leur traitement préliminaire. Dans un premier temps, il décrit les données préalablement existantes, telles que les données géologiques, hydrogéologiques et géophysiques, ainsi que la validation de leur qualité. Il aborde également les données de signaux d'entrée de la pluie, notamment les isotopes. Ensuite, il décrit les données nouvellement acquises, telles que les données piézométriques, chimiques, isotopiques et de télédétection.

Le **chapitre 4** consiste à réaliser pour la première fois une étude quantitative basée sur le croisement de données de productivité des forages avec des données de tomographie de résistivité électrique, de géologie et de géomorphologie. Il permet de caractériser le fonctionnement hydrogéologique, les propriétés des principales formations des aquifères de socle ainsi que la qualité de leurs ressources : épaisseurs, nature, gammes de résistivités électriques, évaluation des débits. Le but final est de déterminer les facteurs qui contrôlent la productivité pour augmenter la probabilité de succès des forages. Ce chapitre est présenté sous forme de publication, accepté et en cours de publication par la revue Hydrogeology Journal.

Le **chapitre 5** traite des travaux préliminaires de mise en œuvre de l'estimation de la recharge à l'aide des données piézométriques. Il présente les données de suivi continu et périodique de la nappe, à l'aide des dataloggers tels que le barologger et le levelogger. Il s'agit d'un travail préliminaire centré sur l'acquisition de données pour à terme essayer de caractériser la recharge des aquifères, de définir les interactions entre eaux de surfaces et eaux souterraines, de comprendre les directions des écoulements souterraines et de suivre l'effet du climat et des prélèvements sur le niveau des nappes.

Le **chapitre 6** propose une vision quantitative et qualitative des eaux souterraines. Il permet de confronter les résultats des chapitres précédents et vise à caractériser au mieux les processus à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines et à évaluer leur vulnérabilité. Il étudie également les mécanismes de recharge et estime le temps de séjour des eaux des aquifères fissurés de socle. De plus, il examine s'il existe un contrôle géochimique permettant de distinguer les différentes formations aquifères.

Le **chapitre 7** vient enfin pour évaluer et valider de manière plus précise les conclusions établies dans les chapitres précédents. Il vise également à établir une cartographie des potentialités en eau souterraine et à évaluer l'efficacité de l'apprentissage automatique dans la cartographie hydrogéologique.

En **conclusion**, nous avons atteint les objectifs principaux que nous nous étions fixés. Nous avons réussi à fournir des guides pratiques pour l'implantation et la conception de futurs

ouvrages hydrauliques tels que des puits, des forages et des mares, dans le but d'aider les habitants de la région. De plus, nous avons mis en place une base de données scientifiques qui permettra un meilleur suivi des ressources en eau souterraines de la région, favorisant ainsi un développement durable. Cette approche scientifique peut également être adaptée aux zones de socle et appliquée à l'échelle nationale et internationale. Enfin, notre étude ouvre des perspectives pour d'autres études complémentaires.

CHAPITRE I : GENERALITES SUR LES RESSOURCES EN EAU DANS LES AQUIFERES DE SOCLE

Le chapitre 1 présente un état de l'art sur les ressources en eau dans les aquifères de socle. Il commence par fournir des informations générales sur la définition des roches cristallines, leur répartition géographique et leur importance. Ensuite, il présente la conceptualisation hydrogéologique des aquifères de socle. Dans la troisième partie, il décrit les principales approches prospectives utilisées dans les aquifères de socle, notamment la télédétection, la géologie, la géophysique et la géochimie, qui sont également abordées dans cette étude.

I.1. ROCHES DE SOCLE CRISTALLIN : DEFINITION, REPARTITION GEOGRAPHIQUE ET IMPORTANCE

Les roches de socle ou roches cristallines sont généralement connues pour leur hétérogénéité et leur anisotropie (Krásný et Sharp, 2007 ; Singhal, 2008 ; Soro, 2017). Les granites, les gneiss, les schistes et les micaschistes sont les exemples les plus connus (Roques, 2013 ; Singhal et Gupta, 2010 ; Zhang et al., 2022). Sur le plan hydrogéologique, il s'agit de roches dures[1] qui, malgré une structure hétérogène, peuvent présenter un comportement mécanique et des propriétés hydrauliques d'ensemble relativement homogènes qui se caractérisent principalement par une perméabilité de fissures et de fractures très faible (Durand et al., 2006 ; Howard et al., 2006 ; Howard, 2000). Elles renferment de ce fait des aquifères dont la ressource en eau est modeste en comparaison des aquifères poreux (sables, graviers, grès, etc.) des roches sédimentaires, karstiques (roches calcaires) ou volcaniques (Gustafsson, 1994 ; Lachassagne et al., 2021). Par conséquent, le débit que peut fournir un forage, ou un puits, captant un aquifère dans ces roches cristallines est en général compris entre 0.5 et 5 m^3/h environ, à comparer à plusieurs dizaines voire centaines de m^3/h par forage dans les autres types d'aquifères (Courtois et al., 2010 ; Lachassagne et al., 2011, 2014 ; Wyns et al., 2015).

Constituant le soubassement de l'ensemble des continents (Figure I.4), les roches cristallines se sont majoritairement formées dans la partie profonde des chaînes de montagne, à plusieurs dizaines de kilomètres de profondeur, souvent il y a plusieurs centaines de millions d'années. Elles ont ensuite été amenées à la surface au cours de l'érosion de ces reliefs (Singhal et Gupta, 2010). Ainsi, elles affleurent sur plus de 20% des terres émergées non englacées notamment le continent africain (40% dont 50% en Afrique de l'Ouest), l'Inde (45%), l'Amérique du Sud (24%), l'Amérique du Nord (21%), plus de 20% en Australie et près de 20% en Europe, en particulier l'Europe du Nord (Krásný et Sharp, 2007 ; Singhal, 2008 ; Singhal et Gupta, 2010).

[1] *Hard rock* en anglais

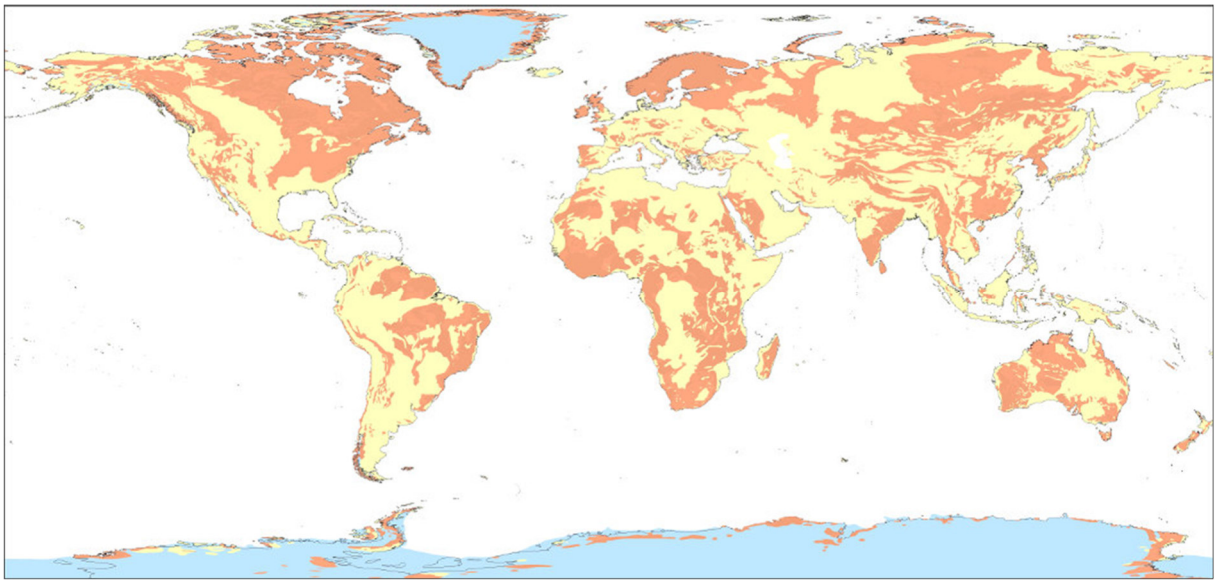


Figure I.4 : Localisation des régions où affleurent des roches cristallines dans le monde. Orange : roches cristallines ; jaune : autres types de roches ; bleu : glaces continentales ; blanc : océans (Lachassagne et al., 2018).

A l'échelle de l'Afrique, les formations de socle couvrent entre 35% et 40% de la superficie totale du continent (Shahin, 2003). Elles sont principalement observées dans l'Ouest, l'Est et le Sud-Est du continent (Soro, 2017). Malgré la grande superficie qu'elles occupent, elles sont largement sous-exploitées en comparaison des aquifères similaires sur d'autres continents et même dans certaines zones arides ou semi-arides (Courtois et al., 2010 ; Wright, 1992).
Les roches cristallines ont fait l'objet de nombreuses recherches et continuent d'être un des sujets d'intérêt majeur en hydrogéologie. De nombreux auteurs s'y sont intéressés, chacun abordant ces aquifères sous un aspect particulier ou à partir d'études de cas spécifiques. On peut citer par exemple, et de façon non exhaustive : Abdou Babaye (2012) ; Adiaffi (2008) ; Alle (2019) ; Courtois et al. (2010) ; Dewandel et al. (2006) ; Durand (2005) ; Feumba (2014) ; Kamagate (2006) ; Lachassagne et al. (2021) ; Mahamat (2017) ; Millogo (2019) ; Nicolas (2019) ; Ouandaogo-Yaméogo (2008) ; Ouedraogo (2016) ; Savadogo (1984) ; Soro (2017) ; Vouillamoz (2003). Selon Jaunat (2012) ; Leray (2012) ; Roques (2013) ; Soro (2017), elles sont principalement étudiées pour des sujets sur :

- L'approvisionnement en eau pour l'alimentation en eau potable et l'irrigation.
- La connaissance des migrations de polluants au sein des fractures.
- L'exploitation du gradient thermique naturel et de ses anomalies pour l'utilisation en géothermie.
- La recherche de réservoirs de gaz et de pétrole.
- Le stockage de déchets nucléaires.
- La construction de cavités souterraines pour le stockage d'eau, d'huile, de gaz et le passage de tunnels.
- Des problèmes d'ordre géotechnique comme la stabilité de versants montagneux ou les infiltrations au sein de barrages ou de tunnels.

I.2. MODELES CONCEPTUELS ET FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES AQUIFERES DE SOCLE

Depuis plusieurs années, les études réalisées principalement dans les aquifères de socle en Afrique et dans le monde ont permis d'élaborer plusieurs modèles conceptuels adaptés aux différentes zones de socle. Historiquement, Acworth (1987) et Wright (1992) considèrent que la productivité des aquifères de socle est contrôlée par des fractures essentiellement subverticales résultant de phénomènes tectoniques ou de décompressions dans lesquels plusieurs études sont intéressés (Kamagaté et al., 2007 ; Kouamé et al., 2010 ; Lachassagne et al., 2011 ; Sander, 2006). Par la suite, le rôle de la partie superficielle de l'aquifère et du régolithe[2] a été mise en évidence par Chilton et Foster (1995). Les processus d'érosion du profil d'altération sont donc aussi évoqués car ils enlèvent cet horizon supérieur potentiel. Ce modèle conceptuel a été traduit en propriétés hydrodynamiques par Taylor et Howard (2000) en démontrant une forte densité de fractures subhorizontales dans la zone fissurée sous la saprolite[3]. Plus récemment, d'autres travaux de recherche menés par (Dewandel et al., 2006 ; Wyns et al., 2004) ont montré que l'altération de certains minéraux est le principal moteur du développement de fractures au sein de ces roches de socle leur donnant des propriétés aquifères et permettant la circulation d'une importante ressource en eau souterraine. Il semble qu'il n'y ait pas aujourd'hui un total consensus sur ce sujet (Maréchal, 2023).

Malgré tout, la littérature décrit un profil d'altération typique qui comprend des couches qui ont des propriétés hydrodynamiques distinctes et spécifiques. Ces couches forment un aquifère composite décrit de haut en bas comme suit (Dewandel et al., 2006, 2011 ; Lachassagne et al., 2011, 2014, 2018 ; Worthington et al., 2016 ; Wyns et al., 2004) :

- (i) Une cuirasse latéritique ou bauxitique, qui peut être absente. Là où elle est préservée de l'érosion et rechargée par de fortes pluies, elle peut donner naissance à de petites nappes perchées qui s'assèchent pendant la saison sèche.
- (ii) La saprolite, (aussi appelée altérites), formée d'un mélange de produits d'altération de la roche (sables, argiles, hydroxydes ou d'oxydes et de minéraux résiduels (quartz)). On distingue généralement dans la partie inférieure des isaltérites où la structure de la roche initiale est préservée (la matière évacuée est remplacée par de la porosité), et dans la partie supérieure des allotérites, où la structure de la roche initiale a disparu. Au sommet de la saprolite, les argiles tachetées, dont l'épaisseur est de l'ordre du mètre, constituent un horizon de transition avec la cuirasse quand elle est présente. Dans les roches grenues (granitoïdes, gabbros), la partie inférieure de la saprolite prend un aspect feuilleté (horizon feuilleté), le feuilletage ou lamination résultant du resserrement des joints de l'horizon fissuré jusqu'à un espacement millimétrique. Cette partie du profil d'altération est peu perméable mais relativement poreuse et peut renfermer l'eau (Dewandel et al., 2006). Ce niveau altéré constitue en général la partie capacitive de l'aquifère.

[2] Ensemble de roches, le plus souvent meubles ou non consolidées en surface ou sub-surface, au-dessus d'une roche mère

[3] Altérites meubles

- (iii) L'horizon fracturé, caractérisé par une fracturation dense dans les premiers mètres et décroissante avec la profondeur. Son épaisseur atteint aussi plusieurs dizaines de mètres ; elle est en général le double de celle de la saprolite (Dewandel et al., 2017 ; Wyns et al., 2015). Seuls certains minéraux de la roche sont altérés ; la roche reste donc dure dans son ensemble et perméable. Cette partie du profil d'altération permet l'écoulement des eaux souterraines (Dewandel et al., 2006 ; Wyns et al., 2004). C'est la partie transmissive de l'aquifère.
- (iv) La roche saine est peu perméable ; sauf parfois, très localement, là où certaines discontinuités (anciennes fractures d'origine tectonique, filons, dykes, contacts entre lithologies différentes…) ont pu guider plus profondément l'altération (Bouchot et al., 2011 ; Maréchal et al., 2004).

Dans cette thèse, nous utilisons les terminologies basées sur le modèle conceptuel de Wyns et al. (2004) présenté à la Figure I.5 : recouvrement (RE), affecté à la cuirasse latéritique ou bauxitique ou autres dépôts sédimentaires ; horizon altéré (HA), attribué à la saprolite (la couche supérieure des roches altérées non consolidées et consolidées) ; horizon fissuré (HF) et socle sain (SS).

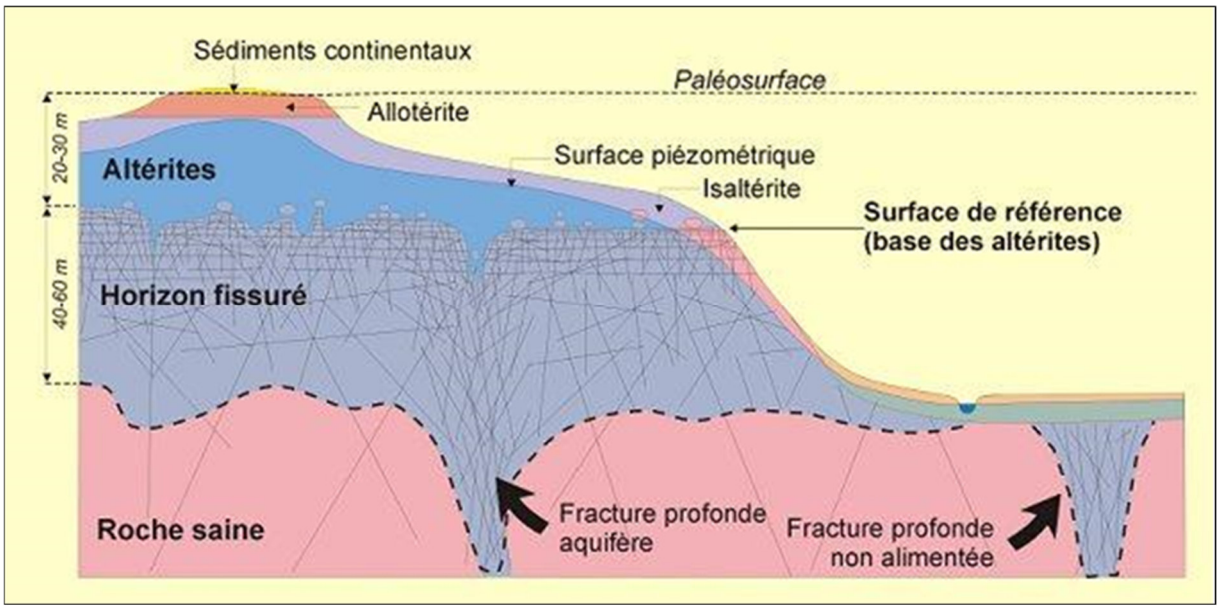


Figure I.5 : Modèle conceptuel d'altération en aquifère de socle (Wyns et al., 2004).

Plusieurs applications hydrogéologiques opérationnelles ont été basées sur ce modèle conceptuel. Parmi celles-ci on peut citer : la cartographie des principales couches aquifères réalisée à partir des cartes topographiques, des modèles numériques de terrain (MNT), des observations géologiques de terrain et des données de forage (Courtois et al., 2010 ; Dewandel et al., 2006 ; Lachassagne et al., 2021b ; Maréchal et al., 2003 ; Wyns et al., 2004) ; le Machine Learning pour l'identification des zones favorables à l'implantation d'un forage (Gómez-Escalonilla et al., 2021, 2022), la géophysique, entre autres la méthode de tomographie de résistivité électrique pour la caractérisation de la structure et de la géométrie du profil d'altération et l'aide à l'implantation de forages (Alle et al., 2018 ; Belle et al., 2019 ; Ouedraogo et al., 2022 ; Soro et al., 2017), l'analyse de la productivité à l'aide de paramètres géologiques,

hydrogéologiques et géophysiques (Boucher et al., 2009 ; Dibi et al., 2004 ; Ewodo Mboudou et al., 2018 ; Koudou et al., 2013 ; Louan et al., 2015 ; Maxime et al., 2014 ; Vouillamoz et al., 2015) et processus de recharge à l'aide des approches géochimiques, géophysiques et piézométriques (Abdou Babaye, 2012 ; Abdou Mahaman et al., 2023 ; Ackerer et al., 2021 ; Chabaux et al., 2023 ; Jaunat, 2012 ; Leray, 2012 ; Mahamat et al., 2017 ; Maréchal et Etcheverry, 2003 ; Rusagara et al., 2022 ; Vouillamoz et al., 2005, 2008).

I.3. METHODES D'ETUDES DANS LES AQUIFERES DE SOCLE

Diverses méthodes prospectives sont mises en œuvre pour identifier les contextes favorables à la présence des couches à potentialité aquifère avant toute implantation d'un forage d'eau. Ces méthodes impliquent généralement l'intégration de données géologiques (observations de terrain, les logs de forages existants), géomorphologiques, géophysiques et hydrologiques pour la zone considérée. Idéalement, toutes ces méthodes devraient être analysées ensemble pour réduire l'incertitude quant à l'emplacement potentiel des ressources. Cependant, le coût de réalisation de ces études est souvent trop élevé pour les projets de recherche sur l'eau. Le choix de la ou des méthodes d'exploration est donc important.

I.3.1. Télédétection : analyse des linéaments

Les linéaments sont définis comme des caractéristiques topographiques visibles dans le paysage qui reflètent des discontinuités géologiques (Gleeson et Novakowski, 2009 ; Lie et Gudmundsson, 2002 ; Roques, 2013). L'analyse linéamentaire est une méthode préliminaire communément utilisée par les hydrogéologues pour identifier des structures potentiellement fracturées (Gleeson et Novakowski, 2009 ; Lie et Gudmundsson, 2002 ; Mabee et al., 2002; Sander, 2006). Les linéaments peuvent être identifiés sur des cartes topographiques ou par analyse visuelle du paysage à partir de photographie aérienne (photogrammétrie) et d'imagerie satellitaire avec des méthodes de télédétection (Sander, 2006 ; Solomon et Quiel, 2006).
Les linéaments peuvent refléter en surface des zones potentiellement fracturées et perméables le long des discontinuités géologiques ou plus communément des zones de failles (Singhal et Gupta, 2010). Ces discontinuités affectent en surface la topographie, la circulation de l'eau et la végétation (Figure I.6).

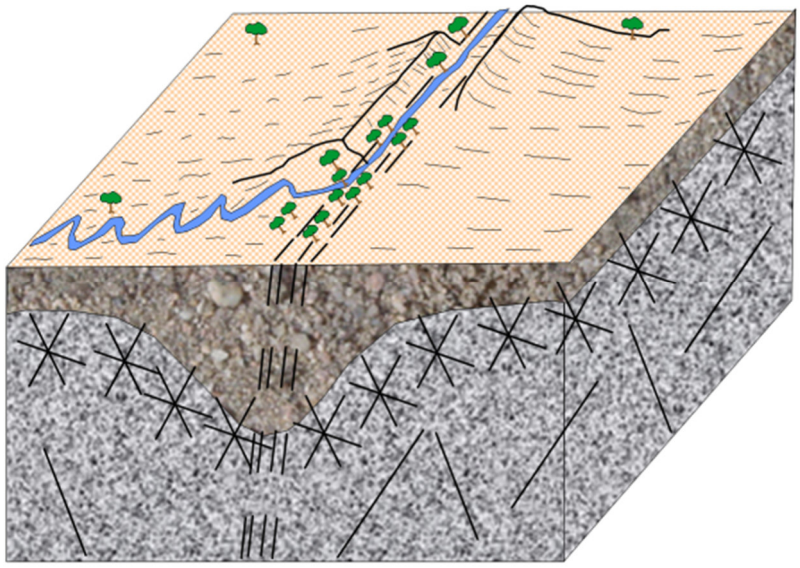


Figure I.6 : Schéma montrant l'impact d'une zone de faille sur la géomorphologie, le cycle hydrologique et la végétation. La zone de fracture pourrait être identifiée par analyse linéamentaire (Singhal et Gupta, 2010), modifié.

Selon Roques (2013), de nombreuses études ont permis de mettre en relation l'analyse de linéaments et les statistiques de productivité des forages rencontrés. Ces études montrent globalement quatre conditions déterminantes :

- La densité de fissures est plus importante au niveau du linéament et reste constante parallèlement à sa direction. Leurs fréquences diminuent dans des directions orthogonales au plan du linéament (Faulkner et al., 2010 ; Mortimer et al., 2011).
- Malgré une densité de fracture plus forte dans la partie centrale d'un linéament, la perméabilité peut être plus faible, en raison des matériaux souvent argileux associés aux gouges de faille qui composent la zone de plus fort déplacement. La présence de formations secondaires, de brèches de failles ou de cataclasites de type mylonite associées à des fractures de roches encaissantes peut également réduire la perméabilité de cette zone. La minéralisation secondaire souvent associée à des failles ouvertes, de type injections de quartz, peut également combler le réseau de fractures et diminuer leurs propriétés conductives (Ganerød et al., 2008 ; Mitchell et Faulkner, 2012).
- Les zones endommagées près des linéaments présentent généralement des fréquences et des connectivités de fracture importantes. Ce qui peut améliorer la productivité des forages (Mitchell et Faulkner, 2012 ; Sheldon et Micklethwaite, 2007).
- Plusieurs études ont mis en relation les productivités des forages et l'orientation du linéament par rapport au champ de contraintes tectoniques. Le choix d'un linéament parallèle à la contrainte maximale σ1 actuelle donne de meilleurs résultats que l'orientation perpendiculaire qui a tendance à fermer le réseau de fractures (Latham et al., 2013; Mattila et Tammisto, 2012 ; Mortimer et al., 2011).

Cependant, Selon Sander (2006), cette technique linéamentaire présente un certain nombre de limites, notamment : (i) la difficulté à établir des corrélations entre les linéaments et les principaux couloirs de circulation d'eau souterraine, car tout linéament ne représente pas forcément une zone de fracture hydrauliquement favorable ; (ii) la recherche d'eau dans les endroits de taille réduite avec une forte occupation des sols. Lachassagne et al. (2011) ajoutent que les linéaments peuvent être ainsi des barrières hydrauliques. Vouillamoz et al. (2015) révèlent également la limite des linéaments comme cible pour la recherche d'eau. Ils mettent en évidence l'absence de relation entre le débit et la proximité d'un linéament. Ces auteurs confirment que la cible hydrogéologique recherchée concerne essentiellement des terrains fracturés en profondeur avec au-dessus ou dans l'axe de la fracture des terrains poreux saturés d'épaisseur et d'extension suffisante pour offrir une réserve capacitive (altérites et/ou formations alluvionnaires).

De nos jours, grâce à la télédétection on peut identifier non seulement les linéaments pouvant traduire en surface la présence de failles affectant les terrains, mais également l'extension des zones d'altérites et alluvionnaires et leur saturation en eau par l'image satellitaire, respectivement via le traitement Sultan appliqué aux images Landsat et l'exploitation du signal radar (Dourwe et al., 2019; Gómez-Escalonilla et al., 2021, 2022).

I.3.2. Géologie

La géologie de milieu de socle est considérée comme complexe, car l'histoire géologique affecte des zones de lithologies très différentes, qui peuvent ne pas présenter le même comportement hydrogéologique. Les visites de terrain sont donc essentielles au stade de la prospection dans la mesure où elles combinent les observations géologiques, géomorphologiques et hydrogéologiques. Elles permettent de vérifier et valider les propositions d'implantations issues de l'analyse spatiale préalable à travers la télédétection. Il est difficile d'étudier le fonctionnement du système hydrogéologique d'un secteur donné sans passer par la structure dans la mesure où ce sont les paramètres de ce dernier qui conditionnent son existence (Ouedraogo, 2016).

Contrairement aux roches cristallines d'origine métamorphique telles que les schistes, les formations cristallines plutoniques, en l'occurrence les granitoïdes, sont généralement très fissurées car elles sont aptes à se briser, mais la texture et la structure de la roche jouent un rôle important dans la productivité de ces roches. Sur ces types de roches, beaucoup d'auteurs et entre autres Ouedraogo et al. (2022) ; Savadogo (1984), admettent la hiérarchie suivante dans la productivité des formations : filons de quartz et de pegmatites, migmatites gneissiques œillées à débit planaire, roches basiques, granites migmatitiques homogènes et granites intrusifs.

Les observations effectuées sur le terrain concernent généralement la nature et la structure de la roche à travers les affleurements visibles mais aussi la bonne compréhension du profil d'altération, par exemple repérer la zone de contact altérites-horizon fissuré et estimer leurs épaisseurs. Il y a des espèces végétales qui sont également reconnues pour leur utilité dans la prospection. Ces espèces végétales s'alignent souvent sur les grandes failles du socle rocheux, du fait des réserves plus importantes en eau (Koussoube, 2010 ; Savadogo, 1984).

D'autres mesures peuvent être relevées à cet effet : les fractures, les joints ouverts ou fermés, les foliations, les schistosités, les axes de pli, les directions des filons, etc. Les filons suivent généralement la direction des fractures ouvertes. Les études des fissures permettent de reconstituer les différentes phases tectoniques et d'en déduire les principaux axes de drainage. Une condition préalable pour augmenter les chances d'implantation d'un forage productif est de positionner le forage à l'intersection des fractures en extension. Des connaissances géologiques précises préalables constituent un atout pour de meilleures implantations car elles permettent de bien analyser les résultats de la télédétection, de guider la prospection géophysique et de choisir les lithologies les plus favorables. Toutefois, dans de nombreux pays, les cartes géologiques ne sont pas assez précises et la description des logs de forages est un exercice difficilement reproductible car soumise à l'appréciation de différentes personnes dont l'expérience et les connaissances sont très variables.

I.3.3. Géophysique

Bien que l'analyse des linéaments et les observations géologiques en milieu cristallin donne des informations intéressantes pour aider les hydrogéologues sur l'implantation des forages, il s'avère nécessaire de confirmer et de caractériser la structure à l'échelle locale par la géophysique avant de procéder à l'implantation de forages (Adepelumi et al., 2006 ; Roques, 2013).

La géophysique est une branche de la géologie qui permet de caractériser et de cartographier les sous-sols en fonction de leurs propriétés physiques telles que la résistivité et la susceptibilité magnétique. Les premières tentatives d'étude du sous-sol par des méthodes physiques remontent aux pionniers du XIXe siècle (Maxwell, 1985 ; Schlumberger, 1920). A la suite de ces pionniers, de nombreux auteurs (Archie, 1942 ; Colman et Hendrix, 1949 ; Kearey et al., 1991 ; Roy et Apparao, 1971 ; Sato et Mooney, 1960 ; Telford et al., 1990), ont continué à améliorer et montrer l'importance de ces techniques géophysiques dans les sciences de la Terre. Parmi les études les plus récentes, on note diverses applications notamment la caractérisation des aquifères (Alle, 2019 ; Boucher, 2007 ; Chalikakis, 2006 ; Soro, 2017 ; Vouillamoz, 2003), la cartographie de la vulnérabilité des aquifères (Röttger et al., 2005), les risques de glissement de terrain (Heincke et al., 2010 ; Supper et al., 2013), la cartographie des argiles (Donohue et al., 2012) et la cartographie des couches géologiques près de la surface (Schamper, Auken, et al., 2014 ; Schamper, Jørgensen, et al., 2014). Beaucoup de ces études s'appuit sur la cartographie des formations géologiques argileuses en raison de leurs propriétés mécaniques et hydrauliques particulières, qui jouent un rôle clé dans les problèmes géotechniques (par exemple, les glissements de terrain, la construction) et hydrogéologiques (comme la caractérisation de l'écoulement des eaux souterraines, les panaches de pollution).
Les méthodes géophysiques permettent d'appréhender les variations spatiales et temporelles des propriétés physiques du sous-sol (Chalikakis, 2006 ; Soro, 2017). Lorsque la prospection géophysique vise à définir des paramètres liés directement ou indirectement aux ressources en eaux souterraines, on parle d'hydrogéophysique (Chalikakis, 2020 ; Guérin, 2004).

I.3.3.1. Différentes méthodes géophysiques et techniques de mesures

Les quatre principaux paramètres physiques utilisés en hydrogéophysique sont la résistivité électrique, la densité, la vitesse de propagation des ondes élastiques et la susceptibilité magnétique. Chacun de ces paramètres détermine les méthodes fondamentales des levés géophysiques tels que électriques, gravimétriques, sismiques et magnétiques. La résonance magnétique protonique (RMP) se distingue de ces méthodes dites traditionnelles, car celle-ci mesure un signal émis par les atomes d'hydrogène de la molécule d'eau (Chalikakis, 2006). Dans le cadre des applications hydrogéologiques, cette propriété de sélectivité des molécules d'eau qualifie la RMP de méthode géophysique directe (Vouillamoz, 2003).
Selon Chapelier (2000), le choix de la méthodes géophysique à mettre en œuvre est fonction de :

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

Les méthodes traditionnelles ne fournissent pas d'informations directes sur la présence d'eau souterraine. Sa présence est la plupart du temps supposée de façon indirecte. Parmi toutes les méthodes géophysiques, les méthodes électriques et électromagnétiques sont les plus utilisées en hydrogéologie. En effet, le paramètre cible de ces méthodes (la résistivité électrique ou son

inverse la conductivité) est influencé non seulement par la nature des roches, mais aussi par la quantité et la qualité d'eau d'imbibition (McNeill et Labson, 1991).
Le tableau ci-dessous présente les principales méthodes et techniques géophysiques couramment utilisées en hydrogéologie ainsi que leurs paramètres physiques et l'influence de l'eau souterraine.

Tableau I.1 : Méthodes et techniques géophysiques usuelles pour l'hydrogéologie d'après Chalikakis (2006) et Vouillamoz (2003).

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

I.3.3.2. Cible hydrogéologique recherchée et choix des méthodes

Les forages pour l'approvisionnement en eau des habitants en zone de socle sont souvent réalisés par les bureaux d'études privés ou des agences étatiques spécialisées. Depuis plusieurs décennies maintenant, l'implantation des forages dans les aquifères de socle au Tchad et plus précisément dans la région d'étude a toujours été guidée par l'idée que le forage devrait capter les discontinuités géologiques subverticales, notamment les fractures tectoniques, pour être productif en sachant que ces dernières peuvent être associées ou pas à une zone à potentiel aquifère. La localisation de ces fractures tectoniques se fait souvent par la télédétection (traitement des photos aériennes et images satellitaires). Cela permet d'identifier des linéaments considérés comme étant la signature en surface de ces fractures tectoniques profondes. Ensuite les méthodes géophysiques en l'occurrence le profilage et le sondage électrique (1D) et la tomographie de résistivité électrique (ERT, 2D) sont appliquées pour localiser plus précisément les fractures supposées favorables directement dans le sol. Des milliers de forages captant les aquifères profonds de socle fissuré ont été réalisés avec cette procédure, mais le taux d'échec des forages reste élevé.
De nos jours plusieurs auteurs ont établi que dans les milieux de socle, les zones les plus productrices sont les couches d'altérites les plus épaisses et les moins argileuses possibles ainsi que les horizons fissurés/fracturés stratiformes bien développés dans les premiers mètres (Alle et al., 2018 ; Lachassagne et al., 2021 ; Vouillamoz et al., 2015). La méthode de tomographie de résistivité électrique s'est révélée très intéressante pour caractériser ces différents compartiments à travers une imagerie du profil d'altération (Alle et al., 2018 ; Belle et al., 2019 ; Briški et al., 2020 ; Durand et al., 2006 ; Foppen et al., 2020 ; Leborgne et al., 2021 ; Maurya et al., 2021 ; Nesny et al., 2019 ; Ouedraogo et al., 2022 ; Soro et al., 2017).
Dans notre cas d'étude, comme on s'intéresse à la caractérisation du fonctionnement hydrogéologique et aux propriétés des principales formations des aquifères de socle, les méthodes électriques en l'occurrence la tomographie de résistivité électrique est bien adaptée.

I.3.3.3. Méthode électrique

La méthode électrique est non destructive et est peu influencée par les éléments extérieurs lors de la prospection, contrairement à la méthode électromagnétique (Buvat, 2012 ; Soro, 2017). Les méthodes électriques consistent à mesurer le potentiel induit par l'injection dans le sol d'un courant continu en général à l'aide des électrodes métalliques plantées en surface. Les mesures sont généralement effectuées en courant continu, éventuellement à basses fréquences (Telford et al., 1990). Ce groupe de méthodes inclut les mesures de résistivité électrique, le potentiel spontané, la polarisation induite, ainsi que la diagraphie électrique (Chouteau et Giroux, 2006). Dans le cadre de cette étude, l'attention est portée uniquement à la mesure de résistivité électrique.

a. Principe général de la résistivité électrique et son importance pour l'hydrogéologie

La résistivité électrique d'un matériau est sa capacité à s'opposer au passage d'un courant électrique. Elle est l'inverse de la conductivité σ (exprimée en $S.m^{-1}$). Elle est définie comme étant la résistance R du milieu par unité de longueur. Si l'on considère par exemple un échantillon homogène de sol (Figure I.7), de longueur L (en m) et de section S (en m^2), disposé entre deux plaques conductrices reliées à un générateur délivrant un courant électrique d'intensité I (en A) et présentant une différence de potentiel ΔV (en V), la résistivité électrique de l'échantillon (Ωm) est :

$$\rho = R\frac{S}{L} \quad \text{(I.1)}$$

avec $R = \frac{DV}{I}$ d'après la loi d'Ohm (I.2)

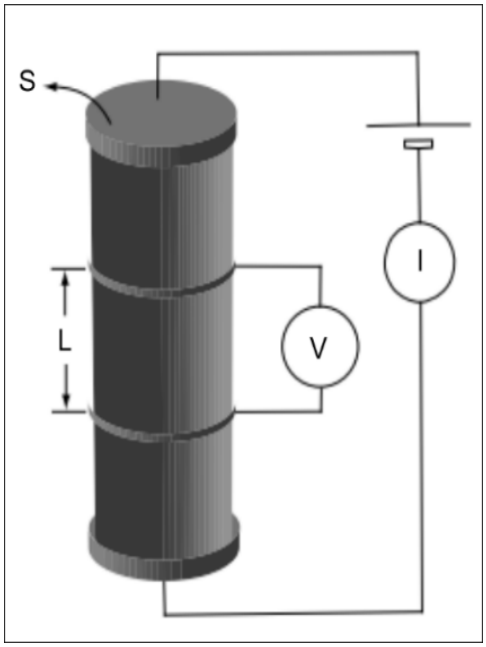


Figure I.7 : Mesure de la résistivité en laboratoire (Chouteau et Giroux, 2006).

Pour les hydrogéologues, la résistivité électrique constitue un paramètre physique intéressant en tout premier lieu car elle est liée au degré d'altération des roches en zone de socle, environ 10 Ωm pour des argiles et plus de 10 000 Ωm pour des roches saines (Alle, 2019).
La résistivité électrique peut être caractéristique de nombreux phénomènes de conduction (Kunetz, 1966) :

- La conduction électronique (électrons libres dans les métaux).
- La conduction diélectrique (courants de déplacement sous l'influence de champs de très hautes fréquences).
- La conduction électrolytique (fait intervenir le déplacement des ions en solution dans l'eau d'imbibition).

En hydrogéophysique, c'est la conduction électrolytique qui permet le mouvement des charges électriques dans les roches (Figure I.8).

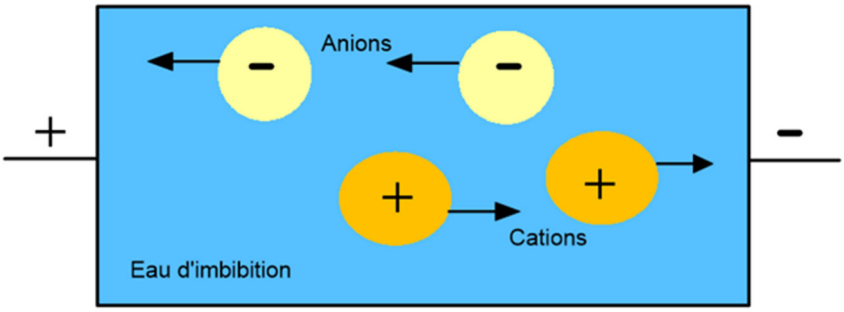


Figure I.8 : Schéma de principe de la conductivité électrolytique (Kunetz, 1966).

b. Facteurs influant sur la valeur de la résistivité électrique

Les facteurs qui affectent la valeur de la résistivité ont été largement décrits par (McNeill et Labson, 1991 ; Nabighian, 1988 ; Ward, 1990). Le phénomène mis en jeu ici étant la conduction électrolytique. Selon Alle (2019) dans un contexte comme le nôtre, les facteurs qui influent le plus la valeur de la résistivité sont les suivants :

- La porosité totale : définie comme le rapport entre le volume des vides et le volume total. Si la porosité augmente, la résistivité va diminuer (si tous les autres facteurs sont maintenus constants). Dans notre cas d'étude, la résistivité augmente de la zone argileuse à la zone sableuse, de la zone altérée à la zone fissurée et au socle sain, mais il est difficile d'en déduire une variation de porosité directement car d'autres facteurs interviennent, par exemple la résistivité électrique de l'eau.
- La tortuosité : définie par la taille et la forme des grains de la matrice. Elle contrôle la forme des passages entre les pores ou les interstices.
- La saturation : définie comme le pourcentage des vides remplis par l'eau d'imbibition. Lorsque la saturation augmente, la résistivité diminue. Elle est égale à 1 (100%) dans les zones saturées, elle n'affecte donc la résistivité que dans les zones non saturées.
- La résistivité électrique (ou conductivité électrique) de l'eau d'imbibition : définie par la concentration des ions dans l'eau. L'augmentation de la conductivité de l'eau fait baisser la résistivité globale de la roche réservoir.
- La température : quand elle augmente, la viscosité diminue, la mobilité des ions devient plus grande, ce qui diminue la résistivité. La résistivité varie d'environ 2% par degré Celsius.
- La quantité et la composition des colloïdes présents : substance dissoute dans l'eau d'imbibition sous forme de très petites particules. L'augmentation des colloïdes de substance conductrice diminue la résistivité.
- La teneur en argiles qui diminue la résistivité de la roche.

Un certain nombre d'études ont été réalisées pour établir une ou plusieurs relations entre ces différents facteurs et la résistivité (Archie, 1942 ; Friedman, 2005 ; Glover et al., 2000). Parmi les relations établies, la loi d'Archie énumérée ci-dessous est couramment utilisée pour les formations avec une quasi absence d'argiles (Nabighian, 1988; Ward, 1990).

$$\rho = \rho_\omega a S_\omega^{-n} \emptyset_t^{-m} \quad \text{(I.3)}$$

avec, ρ_ω : résistivité électrique de la solution ; a : facteur de tortuosité qui dépend de la lithologie (géométrie du réseau poreux), variant entre 0.6 et 2 ($a < 1$ pour les roches à porosité intergranulaire et $a > 1$ pour les roches à porosité de fracture) ; m : facteur de cimentation qui dépend de la forme des pores et de la compaction, variant entre 1.3 et 2.2 respectivement pour les sables non consolidés et pour les calcaires cimentés ; $\emptyset_t$: la porosité totale; S_ω : la saturation de la solution (=1 en milieu saturé) ; n : facteur de saturation, ~2 sauf en cas de présence d'hydrocarbures.

c. Quelques exemples de la valeur de la résistivité électrique

Les valeurs de résistivité électrique peuvent varier d'environ 1 Ωm (sable saturé d'eau salée) à plus de 10.000 Ωm (roche saine). Le Tableau I.2 présente des valeurs de résistivité représentatives de quelques roches.

Tableau I.2 : Exemples de gammes de résistivité électrique (Kunetz, 1966).

	Valeurs pour les formations saturées (Ω.m)
Argiles	5 à 10
Sables	50 à 400
Graviers	150 à 500
Schistes cristallins	100 à 10 000
Basaltes	10 à 50 000
Granites	100 à 50 000
Calcaires et dolomies	100 à 10 000
Eau de mer	< 0.2
Eaux douces de surfaces et de subsurface	10 à 300
Eaux connées	0.05 à 10
Limite de potabilité	2 à 6

Ces exemples appellent cependant quelques remarques (Alle, 2019) :

- Les écarts importants entre les résistivités observées pour un même type de roche s'expliquent en partie par une saturation incomplète (par exemple les cas des sables et graviers) ; par les différentes salinités des eaux absorbées (pour les sédiments) ; par la présence ou l'absence d'argiles (dans les roches gréseuses ou carbonatées) ; par les degrés d'altération plus ou moins avancés (principalement pour les roches plutoniques et métamorphiques).
- Ces variations peuvent provoquer des confusions ; ainsi les sables, les moraines et les grès marneux peuvent très bien présenter les mêmes valeurs de résistivité électrique.
- Malgré les variations observées et l'importance des chevauchements possibles, l'étude basée sur la mesure des résistivités électriques appuyée par des comparaisons géologiques apporte, dans bien des cas, des informations utiles.

d. Principe de mesure de la résistivité électrique

En général, la résistivité électrique du sous-sol ne peut pas être mesurée directement, elle est déduite de la mesure de la différence de potentiel et de courant entre deux points. Pour ce faire, il va falloir disposer quatre électrodes (appelée quadripôle), des câbles de connexion, un résistivimètre combinant un générateur de courant, un voltmètre et un ampèremètre. Dans la littérature, les électrodes d'injection de courant sont souvent nommées par des couples de lettres. Ainsi, les couples (A, B) ou (C1, C2) sont utilisés pour désigner les électrodes d'injection de courant et les couples (M, N) ou (P1, P2) pour désigner les électrodes de mesure de potentiel (Figure I.9). Les mesures sont généralement interprétées en faisant l'hypothèse d'un courant continu (Soro, 2017 ; Telford et al., 1990).
L'injection de courant dans le sol induit des filets de courants. La circulation de ces filets produit des lignes d'équipotentiel qui leur sont perpendiculaires. Dans un milieu homogène, ces lignes d'équipotentiel sont représentées par des demi-sphères qui sont centrées sur le1^{er} point d'injection quand le 2ème point est très éloigné du 1er.

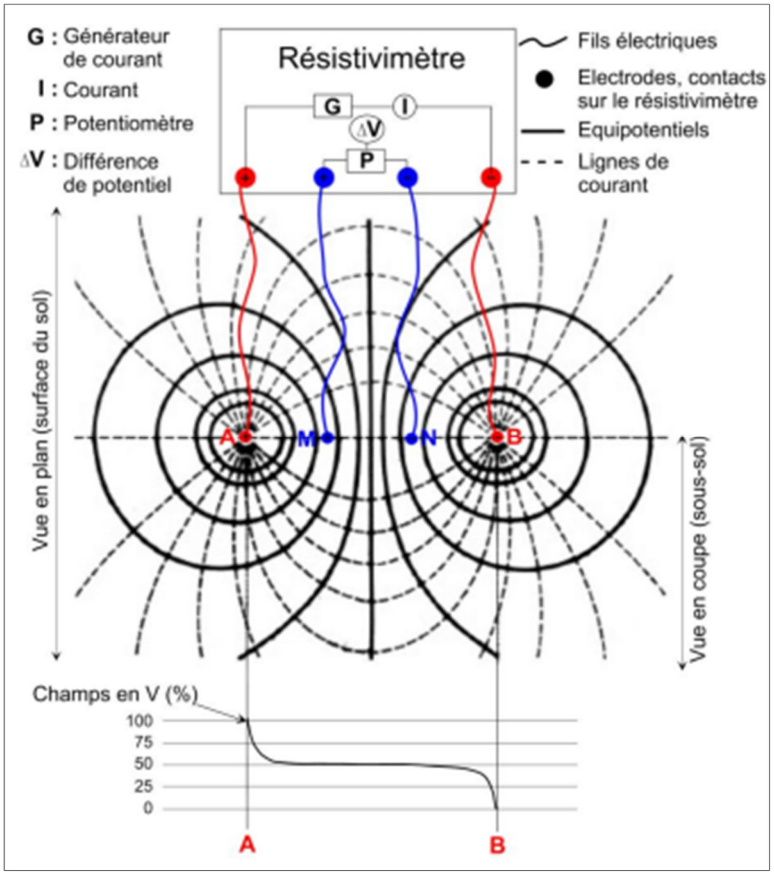


Figure I.9 : Schématisation du principe de la mesure de résistivité par la méthode électrique (Chapelier, 2000) modifié par Alle (2019).

Pour calculer le potentiel produit à une distance r en injectant le courant I en un point sur un demi-espace homogène conducteur et isotrope, il faut utiliser le vecteur densité de courant J. Il s'agit de la quantité de charges électriques traversant une section par unité de temps et de surface.

$$|J| = \frac{I}{S} \quad \text{(I.4)}$$

avec S = 2πr la surface de la demi-sphère centrée sur le point d'injection.
Le champ électrique E dérivant du potentiel V, est de ce fait :

$$E = -gradV \quad \text{(I.5)}$$

La loi d'Ohm donne comme relation :

$$J = \frac{1}{\rho}E \quad \text{(I.6)}$$

Ce qui donne avec la densité de courant détaillée comme suit

$$J = \frac{I}{2\pi r^2} \quad \text{(I.7)}$$

La relation :

$$E = \rho J = \frac{I}{2\pi r^2} \quad \text{(I.8)}$$

Sur la base des équations I.8 et I.5, le potentiel en un point de distance r par rapport à la source de courant est donné, après intégration, par :

$$\mathrm{V(r)} = \frac{\rho I}{2\pi} \times \frac{1}{r} + C \quad \text{(I.9)}$$

avec C : constante d'intégration égale à 0 (le potentiel tendant vers 0 à l'infini), V_r : potentiel au point P distant de r du point source de l'injection de courant.
Le potentiel de l'électrode M dû aux deux sources de courant +I de A et -I de B suit l'équation I.10 :

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right) \quad \text{(I.10)}$$

La différence de potentiel (ΔV) entre M et N due à l'action combinée de A et B est :

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

La résistivité est alors donnée par la formule suivante :

$$\rho = K \times \frac{\Delta V_{MN}}{I} \quad \text{(I.12)}$$

avec, ρ : résistivité électrique (Ωm), ΔV : différence de potentiel (V), I : intensité de courant (A) et K : coefficient géométrique (m) qui dépend de la disposition des électrodes, donné par l'équation ci-dessous :

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN}\right) - \left(\frac{1}{BM} - \frac{1}{BN}\right)} \quad \text{(I.13)}$$

f. Notion de résistivité apparente

Lorsque les mesures de résistivité sont effectuées dans un milieu hétérogène et/ou anisotrope, la résistivité obtenue est appelée résistivité apparente et est notée généralement ρ_a (cf. formule I.12). Elle représente la valeur de la résistivité qu'aurait un terrain homogène pour donner les mêmes mesures.

g. Notion de profondeur d'investigation et des dispositifs d'électrodes

La profondeur d'investigation dans un milieu homogène est exprimée comme la profondeur à laquelle la densité de courant qui passe par une couche fine horizontale du sol a une influence suffisante sur la mesure de surface (Roy et Apparao, 1971). Cette profondeur varie en fonction

de l'écartement entre les électrodes et de la conductivité du milieu étudié (Figure I.10). En effet, un milieu conducteur dans le proche sous-sol concentrera les lignes de courant dans ses régions conductrices ce qui réduira la profondeur d'investigation. De plus, il convient de noter que le gain en profondeur d'investigation peut provoquer une perte de résolution.

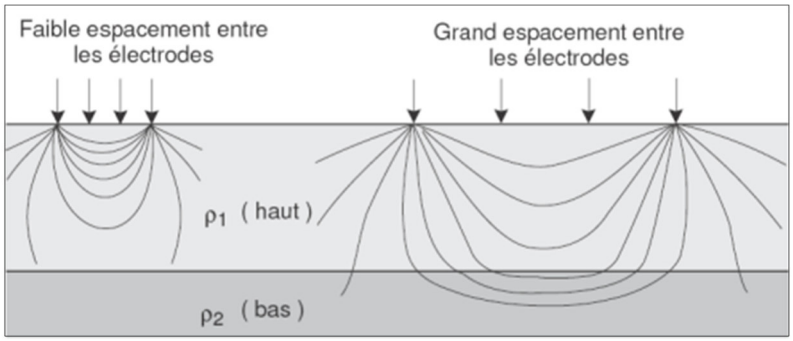


Figure I.10 : Illustration des lignes de courant issues d'un faible espacement d'électrodes et d'un grand espacement d'électrodes. Les lignes de courant sont plus fortement perturbées par la présence d'un substratum (ρ22) dans le cas de grands espacements (Chouteau et Giroux, 2006 modifié par Soro, 2017).

La disposition des électrodes a également un impact sur la profondeur d'investigation. Cette disposition des électrodes est appelée dispositif de mesure, dispositif d'acquisition, ou arrangement géométrique. Il existe de nombreux dispositifs de mesure (Figure I.11). Le choix d'un ou plusieurs dispositifs doit être basé sur le comportement de la cible et les objectifs visés. Le plus utilisé au Tchad et dans la sous-région est le dispositif Schlumberger.

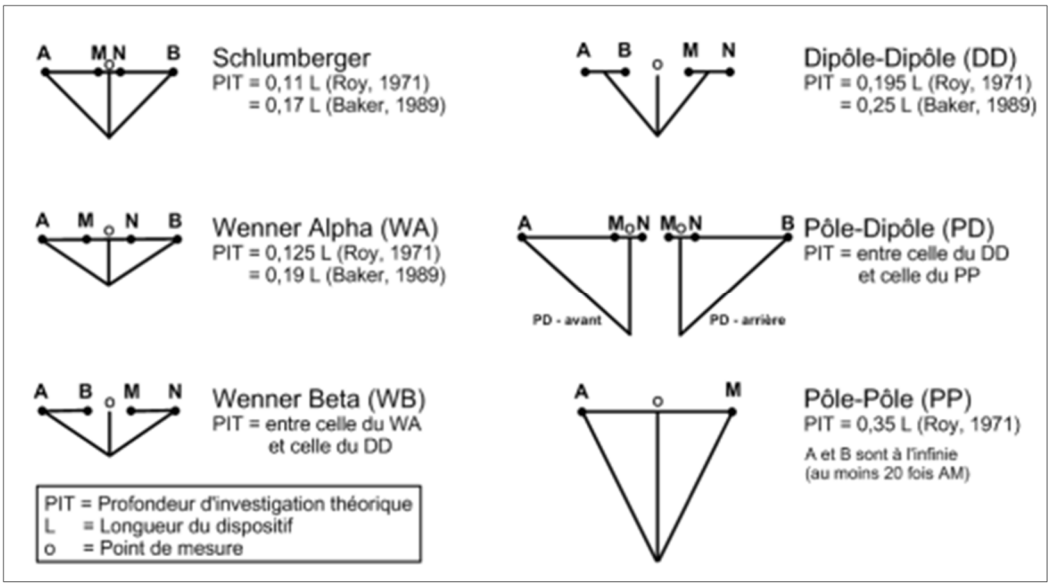


Figure I.11 : Principaux dispositifs de mesure de la méthode électrique (Chapelier, 2000).

h. Différentes techniques électriques

Il existe trois techniques différentes : le profil électrique, le sondage électrique et la tomographie de résistivité électrique. Les deux premières techniques sont dites classiques du fait qu'elles

investiguent le sous-sol suivant une dimension (1D). Dans le cadre de cette étude, nous allons beaucoup plus nous intéresser à la dernière technique.

Profil de résistivité électrique

Le profil de résistivité électrique, le plus souvent appelé profil ou trainé électrique, révèle des variations latérales de la résistivité du sous-sol (Figure I.12a). Elle est communément utilisée dans la région pour identifier les zones où les résistivités apparentes baissent (anomalies), ce qui peut indiquer la présence de fractures tectoniques considérées comme intéressantes pour l'implantation d'un forage.
Cette méthode consiste à effectuer plusieurs mesures en utilisant le même dispositif et le même espacement inter-électrodes du quadripôle en déplaçant ce dernier suivant une direction donnée. La direction du profil doit être perpendiculaire à la direction de la structure à identifier par exemple une fracture tectonique subverticale. Le point de mesure correspond au centre du dispositif.

Sondage de résistivité électrique

Le sondage de résistivité électrique, communément appelé sondage électrique, est effectué après le profil électrique, pour renseigner en un point donné du profil (point d'anomalie en général), sur les variations de la résistivité électrique suivant la profondeur (Figure I.12b). Ceci dans le but de déterminer l'épaisseur et la résistivité des couches du sous-sol pour l'implantation du forage. Il s'agit en effet, d'une technique qui permet, en un point, de définir, après inversion des valeurs de résistivités apparentes obtenues, la résistivité correspondant à chaque couche du sous-sol d'une épaisseur donnée, en faisant l'hypothèse que le sous-sol est tabulaire. Le sondage fournit des informations quantitatives suivant la verticale en un point de mesure.

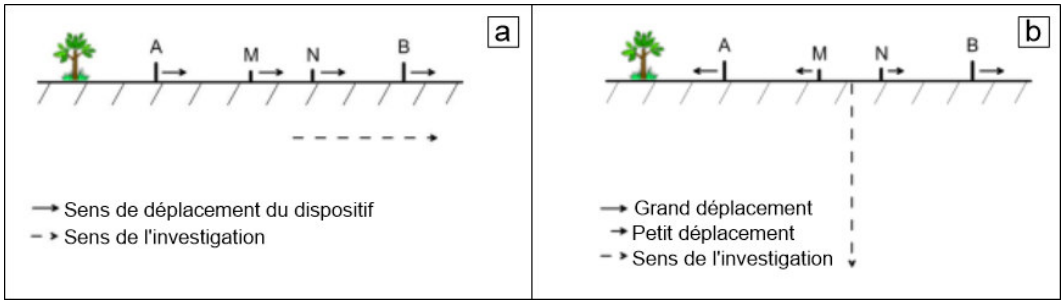


Figure I.12 : Mise en œuvre d'un profil électrique Schlumberger (a), et d'un sondage électrique Schlumberger (b) (Chapelier, 2000 cités par Alle, 2019).

Tomographie de résistivité électrique

Développée et mise au point depuis les années 1990 (Loke et Barker, 1996), la tomographie de résistivité électrique en anglais Electrical Resistivity Tomography (ERT), est une technique basée sur un système multi-électrodes qui permet de combiner à la fois le profil et sondage électrique.
Cette technique permet une acquisition en deux dimensions (2D) de la résistivité apparente électrique du sous-sol (Dahlin, 2001). Son interprétation donne une section 2D de résistivité calculée du sous-sol. Le principe consiste à placer, selon un profil, un grand nombre d'électrodes (24, 48, 72, 96 ou plus) régulièrement espacées (de quelques centimètres à

plusieurs dizaines de mètres selon les résolutions latérales et les pénétrations souhaitées) et connectées à un câble multi-contacts ou multi-électrodes (appelé communément flûte). Comme pour toutes les mesures électriques, il est important d'assurer un bon contact entre les électrodes et le sol (c'est-à-dire résistance inférieure à 5 ou 10 kΩ). Chaque électrode peut être utilisée comme électrode d'émission (A ou B) ou comme électrode de mesure (M ou N), offrant ainsi un grand nombre d'options de dispositifs et d'espacements de quadripôles. Le résistivimètre effectue donc des mesures quadripôle par quadripôle selon le dispositif sélectionné. Certains appareils multivoies permettent, pour un même dipôle d'injection (AB), de mesurer les différences de potentiels sur plusieurs dipôles (MN) à la fois (à condition d'avoir une électrode en commun entre chaque dipôle MN). Ce type d'acquisition multivoies permet, pour certains dispositifs spécifiques, de gagner du temps sur le terrain (Alle, 2019).
Pour l'acquisition des données (Figure I.13), la programmation se fait à l'aide d'un ordinateur. La séquence de mesure une fois chargée dans le résistivimètre, sélectionne automatiquement les électrodes utilisées pour l'injection du courant et la mesure du potentiel. Le résistivimètre, suivant la séquence chargée, active ou désactive les contacts du câble connecté aux électrodes. Il reconnaît et active les contacts grâce à une adresse numérique unique dans le dispositif. Une fois l'acquisition lancée, le résistivimètre effectue automatiquement les mesures et les enregistre (Alle, 2019 ; Chalikakis, 2006).

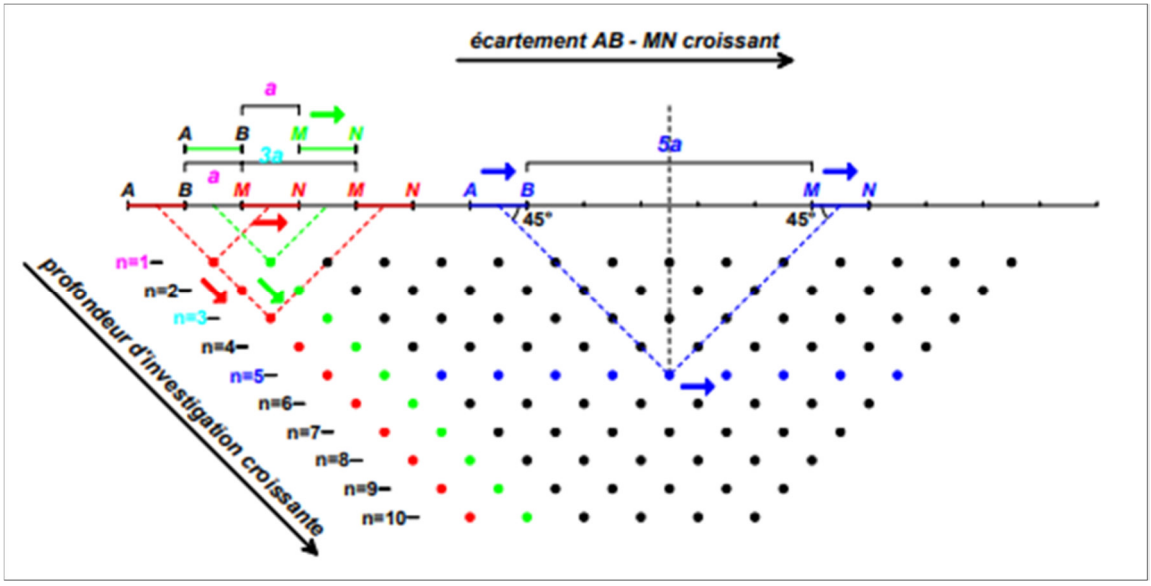


Figure I.13 : Schéma d'acquisition d'un panneau électrique et d'une pseudo-coupe, cas d'un dispositif dipôle-dipôle (Boucher, 2007).

Pour obtenir la section 2D du sous-sol, on procède à une inversion par méthode itérative. Cette inversion est basée sur l'hypothèse que la structure du sous-sol est bimensionnelle, 2D (ceci est différent de l'inversion d'un sondage qui fait une hypothèse 1D).
Un modèle de départ est tout d'abord généré (Figure I.14) à partir des données de résistivités apparentes mesurées (A). Le problème direct (étape 1) est ensuite résolu numériquement en utilisant la méthode des éléments finis ou celle des différences finies. On obtient ainsi le profil (B). L'algorithme calcule alors la différence entre les profils (A) et (B), c'est le critère d'erreur (étape 2). Le modèle (C) est alors modifié (étape 3 dans le but de minimiser l'écart entre (A) et

(B)). On réévalue l'erreur entre (A) et (B). Ce processus est alors répété de manière itérative jusqu'à ce que l'un des critères d'arrêt soit satisfait. Cependant, il est important de noter que de nombreuses solutions existent pour une série de données mesurées. Cette ambigüité peut être due à des problèmes d'équivalence et de suppression. Certaines sont très différentes, voire complètement aberrantes par rapport à la structure du site étudié. Par conséquent, le choix du modèle « correct » parmi ces solutions nécessite des connaissances préalables du site étudié, ou l'acquisition d'informations complémentaires permettent de contraindre cette interprétation (Hoareau, 2009; Soro, 2017).

Il existe plusieurs types de logiciels d'inversion. Le premier programme d'inversion commercial, RES2DINV, a été créé par (Loke et Barker, 1996). Un autre programme ou logiciel d'inversion gratuit plus récent appelé DC2DINV (intégré aujourd'hui dans la suite pyGIMLi) a été créé par (Günther, 2004). Dans le cadre de ce travail, nous utilisons RES2DINV.

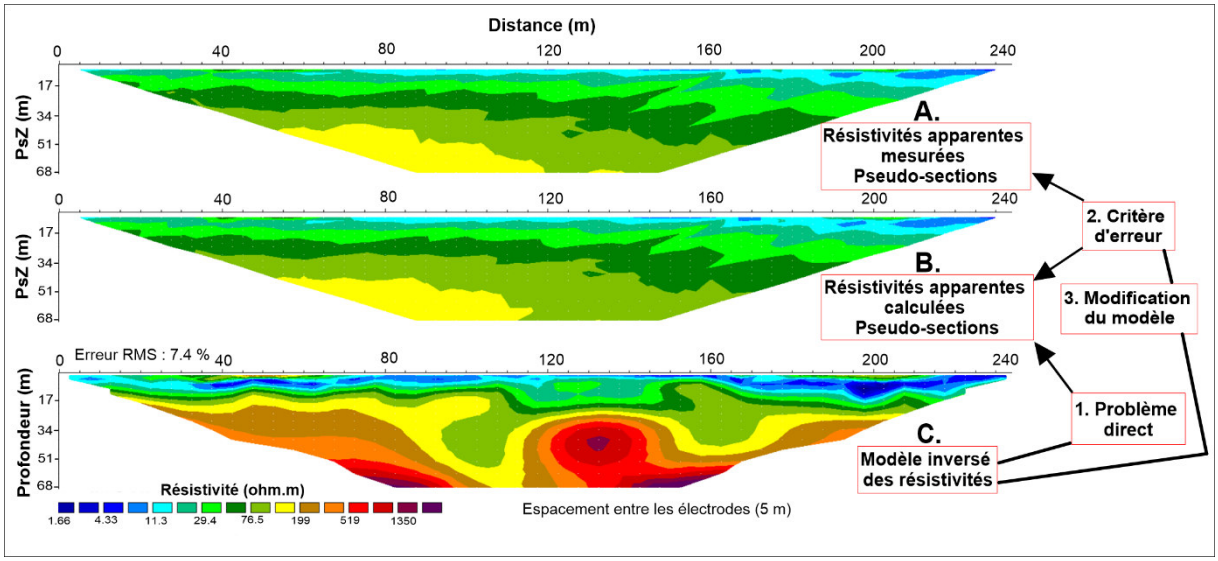


Figure I.14 : Schéma d'inversion par méthode itérative réalisé dans le cadre de cette étude sur le site Hilélé-Bidio3.

I.3.4. Géochimie

La géochimie est la branche de la géologie qui s'occupe de l'étude de la répartition des éléments chimiques (et leurs isotopes), et des lois de leur comportement chimique dans l'écorce terrestre (Letolle, 1996). Elle comporte également plusieurs branches dont la géochimie des eaux qui traite des abondances absolues et relatives des éléments des isotopes de l'eau, ainsi que des évolutions de leurs concentrations en fonction des conditions physico-chimiques rencontrées par l'eau lors de son cycle ou de son emmagasinement.

Les études chimiques et isotopiques des eaux souterraines sont des méthodes de prospection hydrogéologique qui permettent de caractériser les nappes souterraines. L'étude chimique permet aussi de suivre l'évolution spatiale des paramètres physico-chimiques et d'estimer leurs origines en fonction de la nature des faciès lithologiques. La composition chimique des eaux souterraines est conditionnée par divers facteurs tels que le temps de séjour, l'encaissant géologique, les conditions climatiques, les activités anthropiques, les relations eau souterraine-eau de surface et les échanges entre aquifères superposés (Belalite, 2021 ; Schoeller, 1962).

L'hydrologie isotopique est souvent associée à la chimie pour mieux comprendre l'origine des eaux souterraines ainsi que les processus de recharge, les processus d'évaporation et de mélange (Fritz et al., 1979).
Ces méthodes chimiques et isotopiques ont non seulement servi à la caractérisation complète des systèmes aquifères globaux, mais aussi à la validation des modèles conceptuels hydrogéologiques dans les aquifères de socle (Ackerer et al., 2021 ; Chabaux et al., 2023 ; Jaunat, 2012 ; Leray, 2012 ; Lucas et al., 2023 ; Ouedraogo, 2016 ; Roques, 2013). Dans cette étude, nous allons nous intéresser à la chimie des majeurs, des isotopes stables et du tritium. Ceci dans le but de mieux comprendre le chimisme des eaux souterraines, de connaître l'origine de leur recharge, pour différencier les compartiments et enfin pour caractériser la qualité des eaux dans ce milieu fortement anthropisé que constitue la région du Guéra.

I.3.4.1. Géochimie des aquifères de socle

Les roches de socle cristallin sont caractérisées par des aquifères discontinus et localisés. Ces aquifères regorgent de nappes poreuses superficielles (alluvions déposées au-dessus et altérites) assurant le rôle capacitif et des nappes logées dans les fractures et les fissures profondes au rôle essentiellement transmissif surmontant le socle (Wyns et al., 2004). Cette hétérogénéité des structures aquifères des milieux cristallins peut conduire à une différenciation géochimique au niveau de ces nappes aux configurations hydrogéologiques différentes (Ouandaogo-Yaméogo, 2008 ; Roques, 2013). Cette compartimentation induit une variabilité importante des processus géochimiques spécifiques à chaque réservoir constitutif du système aquifère. Naturellement, les nappes d'altérites sont peu minéralisées par rapport à celles des fissures profondes compte tenu de leur caractère transitoire dans le circuit des eaux d'infiltration (Abdou Babaye, Orban, Ousmane, et Favreau, 2019 ; Ackerer et al., 2021 ; Chabaux et al., 2003, 2023 ; Jaunat, 2012 ; Koussoube, 2010 ; Mahamat, Coz, et al., 2017 ; Ouandaogo-Yameogo et al., 2013 ; Ouedraogo, 2016 ; Roques, 2013).

I.3.4.2. Processus de minéralisation des aquifères de socle

Dans les aquifères de socle, à part l'anthropisation, le principal processus d'acquisition de minéralisation est l'hydrolyse. Toutefois d'autres phénomènes naturels peuvent intervenir et perturber l'équilibre naturel eau-roche. Ainsi, dans les aquifères précambrien d'Est du Tchad, le principal processus contrôlant la minéralisation des eaux souterraines est l'interaction eau-roches et la dissolution des minéraux naturels. Les échanges d'ions, l'évaporation et les activités anthropiques ont également un impact modéré sur la qualité des eaux souterraines (Mahamat, 2017). Au Bénin, dans un contexte similaire, (Tossou, 2016) indique que la minéralisation des eaux est principalement contrôlée par l'interaction eau-roche, notamment l'hydrolyse des minéraux silicatés, même si les apports externes influencent énormément les teneurs en certains éléments comme les nitrates et les chlorures, surtout dans le réservoir superficiel.

I.3.4.3. Hydrolyse des roches silicatées

Étant donné que l'hydrolyse des silicates semble être le mécanisme principal qui contrôle la minéralisation des eaux souterraines en zone de roches de socle, il est important de décrire plus précisément ce processus. En effet, la minéralisation naturelle des eaux est un ensemble complexe de réactions physico-chimiques entre les matrices solides (minéraux) et le milieu aqueux. La composition chimique des eaux naturelles, en dehors des pollutions généralement d'origine anthropique, est le résultat combiné de la composition chimique des précipitations qui atteignent le sol et des réactions avec les minéraux présents dans l'encaissant (Kamagate, 2006). L'action de l'eau se trouve à la base de toutes les altérations exogènes des roches car elle se comporte comme un acide faible du fait des ions H^+ libres qu'elle renferme. En simplifiant, on doit distinguer pour les altérations soustractives, les phénomènes de dissolution et les phénomènes d'hydrolyse (Adiaffi, 2008). L'hydrolyse est le processus majeur de l'altération chimique, les protons (H^+) remplacent peu à peu une partie des cations alcalins (K^+, Na^+) et alcalino-terreux (Ca^{2+}, Mg^{2+}) du réseau cristallin qui diffusent alors dans les eaux interstitielles (Nahon, 2003). Contrairement aux carbonates et aux évaporites, les minéraux silicatés sont hydrolysés en partie. C'est une réaction incongruente quand une partie des cations du réseau cristallin passe en solution et la partie restante forme le minéral d'altération. Le quartz (SiO_2) est le minéral silicaté le plus résistant à l'altération chimique, quelles que soient les conditions (Campy et al., 2013).
Au cours de l'hydrolyse, les réactions de mise en solution sont d'autant plus rapides que les eaux sont acides. Cette acidité résulte de la dissolution de gaz, notamment le CO_2 qui confère une agressivité à l'eau due aux ions H^+ produits selon les équations ci-dessous (Renard et al., 1991) :

$$H_2O + CO_2 \rightarrow H_2CO_3\ (acide\ carbonique) \quad \text{(I.14)}$$

$$H_2CO_3 \rightarrow HCO_3^- + H^+\ (ion\ hydrogénocarbonate) \quad \text{(I.15)}$$

$$HCO_3^- \rightarrow CO_3^{2-} + H^+ (ion\ carbonate) \quad \text{(I.16)}$$

L'eau ainsi chargée en ions H^+ hydrate d'abord la surface des minéraux essentiellement primaires et hydrolyse ensuite la roche mère. L'hydrolyse des minéraux dits primaires conduit à leur appauvrissement en ions, généralement dans l'ordre suivant de mobilité décroissante aux pH voisins de 7 : Na > Ca > Mg > K > Si > Fe > Al. Mais dans le détail, cet ordre peut varier selon le réseau cristallin des minéraux, la forme des ions Si, Al et Fe et donc du pH (Campy et al., 2013). La dissolution incongruente entraîne la formation d'un minéral dit minéral secondaire issu de la transformation du minéral primaire dont il occupe, partiellement ou totalement la place (habitus). Le bilan d'altération génère donc un minéral secondaire,des ions en solution, et des séquences d'argiles de néoformations telles que la kaolinite, la montmorillonite, l'illite ou la gibbsite, en fonction de leur teneur en bases ou du degré du pluviolessivage (Hamidi et al., 1997 ; Nguetnkam et al., 2008).

Les minéraux primaires les plus vulnérables à l'altération sont par ordre croissant (Goldich, 1938) : quartz, muscovite, feldspath, biotite, amphiboles, pyroxènes, olivines (Figure I.15).

Dans la série des minéraux ferromagnésiens, l'olivine et les péridots sont les plus fragiles et s'altèrent fréquemment en serpentine (silicates hydratés de Mg et de Fe). Les pyroxènes, en particulier l'augite ($(((Si,Al)_2O_6)(Ca,Mg,Fe,Ti,Al)_2$), donne l'ouralite. Les amphiboles ($A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$, où A peut-être Na ou K ; B, Na ou Ca ; C, Fe, Mg ou Al ; T, Si ou Al) se transforment en minéraux fibreux. La biotite $K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2(Si_3AlO_{10})$ prend un éclat mordoré (baueritisation) puis donne plusieurs minéraux d'altération dont les chlorites. La muscovite ($KAl_2(AlSi_3O_{10})$ (OH, $F)_2$) est moins altérable mais, par hydrolyse, donne des vermiculites. Dans la série des feldspaths, la sensibilité à l'altération aussi varie suivant la position dans la série de Bowen et leur composition. Les plagioclases (calco-sodiques) sont plus altérables que l'orthose (potassique, Si_3AlO_8K). La vulnérabilité des plagioclases diminue en allant du pôle calcique (l'anorthite, $Si_2Al_2O_8Ca$) au pôle sodique (l'albite, Si_3AlO_8Na).

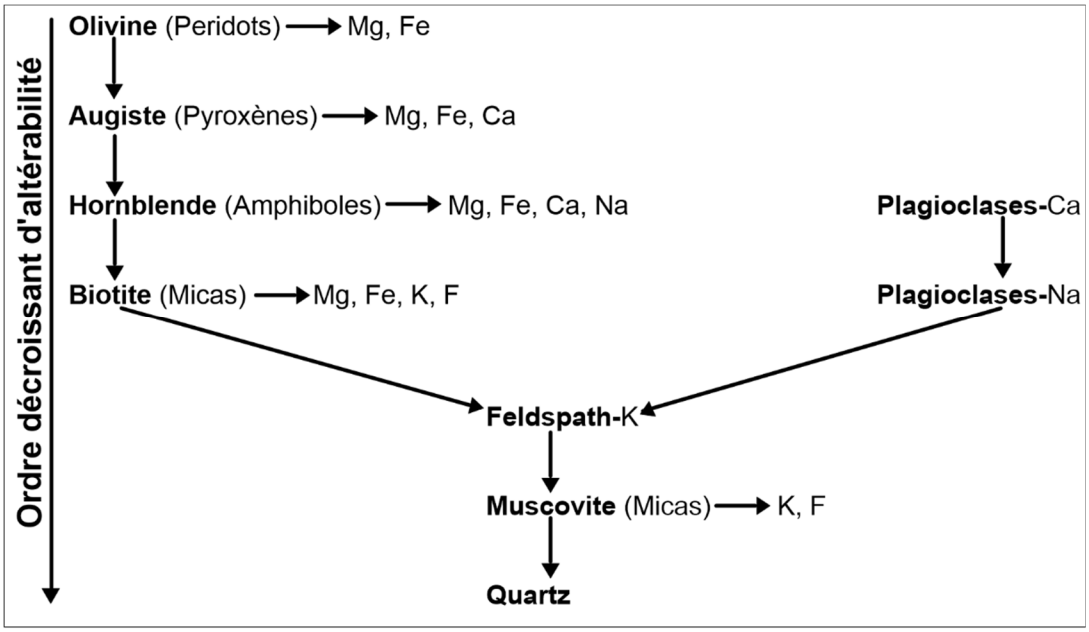


Figure I.15 : Séquence d'altération des minéraux de Goldich (1938).

Le facteur temps joue un rôle essentiel à l'hydrolyse. Il permet aux eaux souterraines d'acquérir la plupart des éléments qu'elle renferme lors de son infiltration et de sa circulation dans les formations géologiques traversées (Savadogo, 1984). Lucas et al. (2023) montrent que sur le bassin du Strengbach (France), les eaux des horizons les plus profonds et les moins perméables ont une minéralisation plus élevée que les eaux contenues dans les altérites de sub-surface.

I.3.4.4. Fluor et qualité des eaux des aquifères de socle

Naturellement, les ressources en eau dans les aquifères de socle sont souvent privilégiées du fait de leurs meilleures qualités (Lachassagne et al., 2021). Toutefois, la qualité des eaux de ce contexte est parfois détériorée par la présence des fortes concentrations en fluor (Tossou, 2016). En effet, le fluor est un élément important pour la santé humaine. Il joue un rôle important dans la protection des dents, notamment dans la prévention de la carie dentaire. En même temps, il peut nuire à la santé si sa consommation devient excessive. Les effets indésirables liés à un apport excessif en fluor vont de la fluorose dentaire à la fluorose osseuse. L'eau constitue la

principale voie d'absorption du fluor. L'Organisation mondiale de la santé recommande une teneur en fluor de 1,5 mg/L dans l'eau potable (WHO, 2008).

Les sources naturelles à l'origine du fluor dans les eaux souterraines sont les roches encaissantes, à savoir les bassins sédimentaires, les socles cristallins et les régions volcaniques (Mazet, 2002). A titre d'exemple, les roches ignées et volcaniques ont des teneurs en fluor qui vont de 100 ppm à plus de 1000 ppm ; les roches sédimentaires ont des teneurs en fluor de l'ordre de 200 ppm dans les calcaires, à plus de 1000 ppm dans les schistes argileux ; alors que les roches métamorphiques peuvent contenir de 100 ppm à plus de 5000 ppm (Brunt et al., 2004). Cependant, il convient de noter que les roches granitiques, malgré leur forte teneur en fluor n'en libèrent qu'en très faible partie dans l'eau souterraine, car elles s'altèrent plus lentement que les autres types de roche (Mazet, 2002). Le fluor dans les aquifères de socle est principalement lié à l'hydrolyse des minéraux silicatés ferromagnésiens. Les minéraux susceptibles de contenir le fluor dans ces milieux sont la biotite, la fluorine, la muscovite, l'apatite, l'amphibole, le sphène, le fluor-allanite. Même si la fluorine et l'apatite sont les minéraux qui concentrent le plus le fluor, la biotite est le minéral qui contribuerait de façon prépondérante à sa présence dans la roche. Dans les zones où les teneurs en F sont fortes dans les eaux souterraines, les signes d'altérabilité des roches sont également plus visibles (Dharmagunawardhane et Dissanayake, 1993 ; Tossou et al., 2021).

Une part importante de fluor dans les eaux souterraines provient de sources anthropiques liées aux activités agricoles et industrielles (Arveti et al., 2011). En agriculture, l'utilisation intensive d'engrais phosphatés, des pesticides ou d'herbicides contenant du fluor (cryolite, fluorosilicate de baryum) en tant que constituant essentiel ou sous forme d'impuretés induit généralement une contamination des nappes phréatiques à proximité des sols ayant subi un tel traitement. C'est le cas par exemple de l'Inde (région de Talupula) où l'intensification agricole a mis en évidence la présence de fortes concentrations de fluor dans les eaux souterraines (Garcia et Borgnino, 2015 ; Winkel et al., 2011). Le fluor est également largement utilisé dans les industries, telles que celles de fabrication d'acier, de cuivre, d'aluminium, de nickel, de verre, de céramique, de tuiles et de pesticides. Par conséquent, ces industries constituent les sources potentielles de contamination en fluor de l'environnement par le biais de rejet des eaux usées riches en éléments fluorés et l'émission de gaz contenant du fluor (HF et SiF_4). Les engrais et le raffinage du pétrole contribuent également à d'importantes émissions de fluorure (Ayoob et Gupta, 2006 ; Fawell et al., 2006 ; Tossou et al., 2021). Les eaux souterraines dans les environnements où de telles industries sont implantées peuvent être sujettes à des fortes concentrations en fluor.

De nombreuses régions dans le monde sont affectées par des concentrations élevées de fluor dans les eaux souterraines (Amini et al., 2008 ; Ayoob et Gupta, 2006 ; Tossou, 2016). L'Organisation Mondiale de la Santé rapporte qu'environ trente pays sont touchés à travers le monde (WHO, 2008). Les régions affectées sont principalement situées sur des formations cristallines ignées et métamorphiques de socle (Garcia et Borgnino, 2015). Les régions les plus touchées comprennent certains pays d'Afrique du Nord (Algérie, Tunisie, Maroc), du Rift Est-Africain (vallée de la Jordanie à la Tanzanie en passant par le Soudan, l'Ethiopie, l'Ouganda, le Kenya), la Thaïlande, l'Inde, la Chine, l'Afrique du Sud et une partie de l'Est du Sénégal

(Amini et al., 2008 ; Reddy et al., 2010 ; Tossou, 2016 ; WHO, 2008 ; Winkel et al., 2011). Dans certaines de ces régions, les teneurs en fluor dans les eaux souterraines sont très élevées, atteignant des valeurs allant jusqu'à 690 mg/L (Amini et al., 2008 ; Fawell et al., 2006). Sur la base de combinaison de données géologiques, climatiques et géochimiques, il a été mis au point une carte mondiale de prédiction des probabilités d'excéder la teneur en fluor de 1,5 mg/L (Figure I.16) recommandée par l'OMS pour l'eau potable (Amini et al., 2008 ; Tossou, 2016). Tous les continents sont donc concernés, à des degrés divers de contamination. Le Tchad en général et la région du Guéra en particulier n'échappe pas à la règle. Il est donc judicieux de prêter une attention particulière à cet élément dans les eaux de la région étudiée.

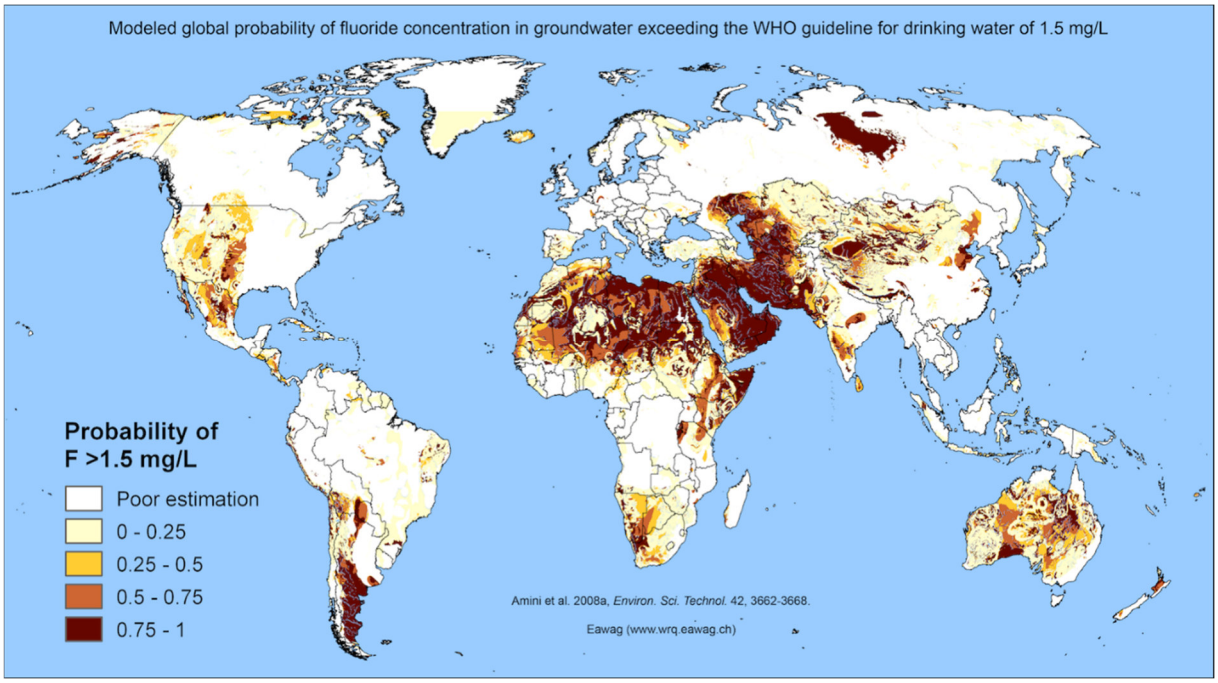


Figure I.16 : Probabilité d'occurrence d'eaux souterraines présentant des concentrations de fluor supérieures au seuil de 1.5 mg/L fixé par l'OMS (Amini et al., 2008).

I.4. SYNTHESE

Les aquifères de socle sont constitués de roches cristallines d'origine plutonique et métamorphique, telles que les granites, les gneiss, les schistes et les micaschistes. Leur perméabilité est principalement due aux fissures et fractures présentes dans ces roches. En conséquence, les aquifères de socle sont considérés comme discontinus en raison de la grande variabilité de leurs propriétés hydrodynamiques à travers l'espace. Cela signifie que la quantité et la qualité de l'eau contenue dans ces aquifères peuvent varier considérablement d'un endroit à l'autre. Ces roches cristallines sont présentes dans de nombreuses régions du monde, notamment en Afrique de l'Ouest, en Asie du Sud, en Amérique du Nord et du Sud, en Australie et en Europe du Nord. Depuis plusieurs années, les études dans les aquifères ont connu une évolution assez intéressante et ont permis d'élaborer plusieurs modèles conceptuels. Parmi ces travaux, le modèle conceptuel de (Wyns et al., 2004) attribué au processus d'altération est le plus adapté. Il ressort de ce modèle que les couches à potentiel aquifère sont les altérites et l'horizon fissuré assurant respectivement le rôle capacitif et transmissif.
Diverses méthodes prospectives sont mises en œuvre pour identifier ces contextes favorables à la présence d'eau et comprendre leur fonctionnement. L'application de la télédétection à travers l'analyse linéamentaire est considérée nécessaire dans les travaux préliminaires de recherche d'eau par de nombreux auteurs. Il existe cependant plusieurs limites qui mettent en en évidence le manque de corrélation entre les linéaments et les couloirs de circulation d'eau. Les connaissances géologiques sont jugées avantageuses pour comprendre le profil d'altération. La géophysique s'est avérée indispensable pour confirmer l'analyse des linéaments et les observations géologiques en milieu cristallin et aider les hydrogéologues à identifier les zones à potentiel aquifère. Depuis plusieurs décennies maintenant, l'implantation des forages dans les aquifères de socle d'Afrique de l'ouest et du Tchad a été guidée par le profilage et le sondage électrique pour identifier les discontinuités géologiques subverticales, notamment les fractures tectoniques. La méthode de tomographie de résistivité électrique est ensuite appliquée mais dans le but uniquement de localiser ces fractures supposées favorables, mais le taux d'échec d'implantation de points d'eau reste élevé. Cette méthode s'est révélée intéressante dans l'identification des cibles hydrogéologiques récemment identifiées dans la bibliographie, notamment les couches d'altérites (épaisses et moins argileuses possibles) ainsi que les horizons fissurés (fracturés stratiformes bien développés dans les premiers mètres). La géochimie s'est avérée également très pertinente pour mieux caractériser les eaux de ces différentes formations aquifères : processus de minéralisation, différenciation des compartiments, évaluation de la qualité et de la recharge.

CHAPITRE II : CONTEXTE DE L'ETUDE

Le présent chapitre est consacré à la présentation du cadre de l'étude. Il fournit des informations sur les raisons qui ont motivé le choix de la zone d'étude, ainsi que sur sa situation géographique, démographique et socioéconomique. De plus, il décrit les caractéristiques physiques et climatiques de la zone, ainsi que la pédologie, la végétation et l'occupation des sols. Enfin, ce chapitre aborde également le contexte géologique et hydrogéologique, tant régional que local.

II.1. JUSTIFICATION DU CHOIX DE LA ZONE

Le choix de la région du Guéra comme site pilote pour réaliser cette étude est basé sur plusieurs critères favorables. Tout d'abord, il y a la disponibilité de nombreuses données géologiques, géophysiques et hydrogéologiques provenant de nombreux forages réalisés par divers programmes internationaux dans la région. Ces données ont été valorisées dans le cadre de cette thèse, ce qui permet de mieux comprendre et d'améliorer l'accès à l'eau potable pour la population locale, qui est actuellement très insuffisant. De plus, ces données contribuent à améliorer les connaissances hydrogéologiques des aquifères de socle et à apporter une contribution précieuse à la communauté scientifique.

D'un point de vue géologique, la région du Guéra est principalement composée de roches granitiques et métamorphiques, recouvertes localement par des formations sédimentaires telles que des alluvions, des pédiments et des cuirasses latéritiques (Kusnir, 1995 ; Schneider et Wolff, 1992 ; Vincent, 1956). Cette composition géologique est représentative d'une grande partie des formations de socle du Tchad et de la sous-région de l'Afrique de l'Ouest (Abdelsalam et al., 2002 ; Bertrand-Sarfati et al., 1987 ; Giresse, 1990).

Le climat de la région est de type soudano-sahélien, ce qui est caractéristique d'une grande partie de l'Afrique de l'Ouest (Belemtougri, 2022 ; Le Barbé et al., 2002). De plus, la région est traversée par une route nationale bitumée, ce qui facilite son accessibilité en toutes saisons pour la mise en œuvre des différentes méthodes adoptées dans cette étude.

II.2. SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région du Guéra est une des 23 régions de la République du Tchad, située au centre du pays dans le bassin du Lac-Tchad (Figure II.17). Elle s'étend entre le 10^{e} et 14^{e} degré de latitude Nord et le 18^{e} et 20^{e} degré de longitude Est avec une superficie de 23 262 km^{2}. Elle est subdivisée sur le plan administratif en 4 départements à savoir : Abtouyour, Bahr Signakha, Mangalmé et le Guéra, où se trouve le Chef-lieu de la région, la ville de Mongo, située à 550 km à l'Est de la capitale N'Djaména. Elle est limitée au Nord par la région du Batha, au Nord-Est par le Sila, à l'Est par le Salamat, au Sud par le Moyen-Chari et à l'Ouest par le Chari-Baguirmi et le Hadjer Lamis.

Cette région a été choisie comme site pilote pour cette étude compte tenu de ses caractéristiques naturelles qui représentent bien les roches de socle de la sous-région, telles que décrites précédemment. Au niveau de la région, seuls les départements d'Abtouyour (Bitkine) et du Guéra (Mongo) ont été retenus, car ils sont représentatifs sur le plan géologique, ont un faible taux de desserte en eau potable (respectivement 13% et 22% pour ces deux départements), un sens d'écoulement commun des eaux des sous-bassins versants, des données géologiques, géophysiques et hydrogéologiques valides disponibles, et une accessibilité facilitée par les infrastructures routières existantes.

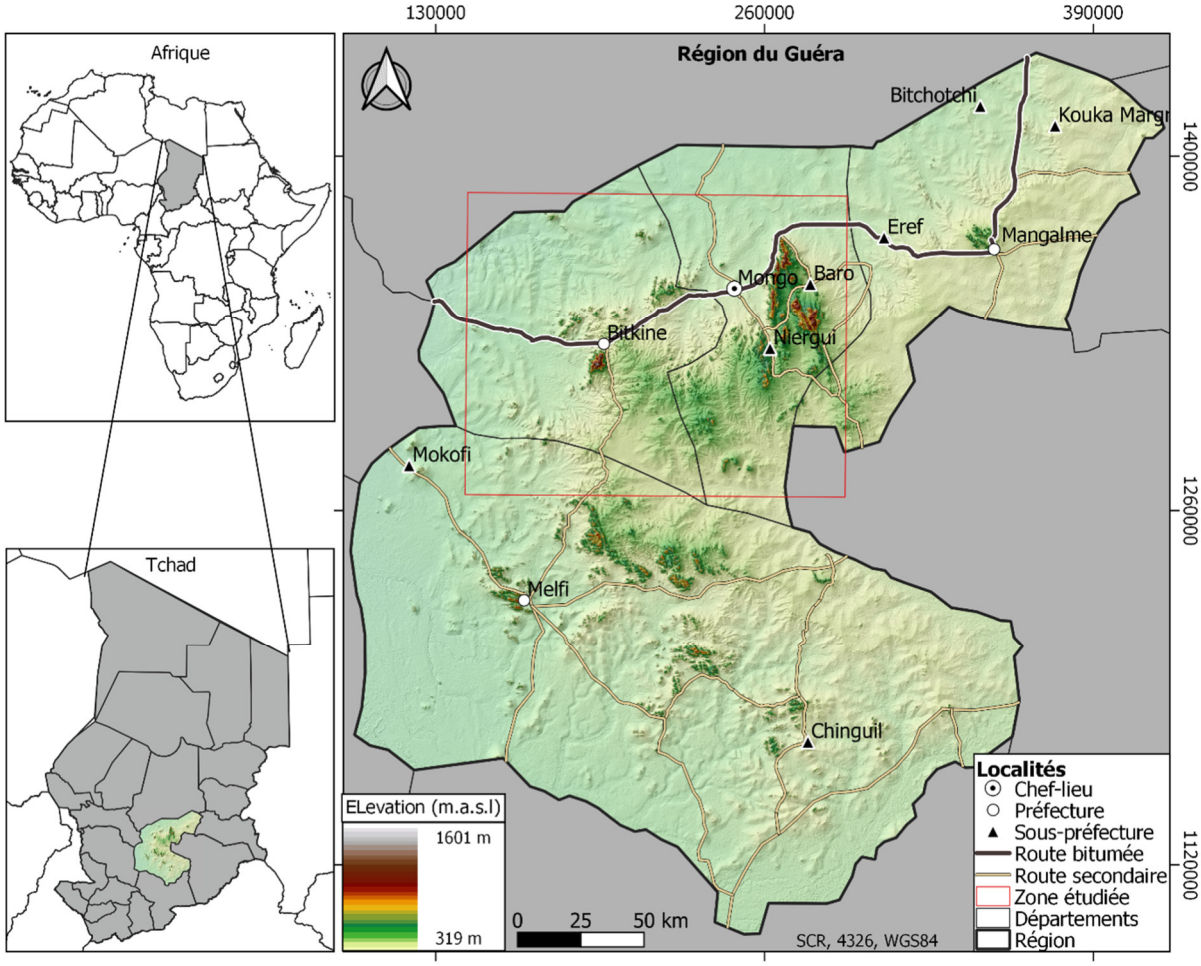


Figure II.17: Localisation du site expérimental du Guéra.

II.3. SITUATION DEMOGRAPHIQUE ET SOCIO-ECONOMIQUE

La région du Guéra comptait 552 378 habitants selon l'INSEED (2009) et la population actuelle est estimée à plus de 800 000 habitants. La densité de population est passée de 5.07 hab./km^2 en 1993 à 9.04 hab./km^2 en 2009 (INSEED, 2009). C'est une population en grande partie très jeune : 51% des habitants ont moins de 15 ans ; les adultes ou les actifs (15 à 59 ans) représentent 43% et les personnes âgées (plus de 60 ans) 6% avec un taux d'accroissement annuel de 3.90%. La proportion des femmes en âge de procréer est de 49.6% et le taux de fécondité est de 7.4 enfants par femme (PIREA, 2016).

L'économie de la quasi-totalité de cette population est basée essentiellement sur les productions agricoles et pastorales (Guibert et Kakiang, 2011). L'agriculture constitue la principale occupation des ménages et concerne à la fois les cultures pluviales et les cultures de contre-saison. L'agriculture pluviale est la plus répandue et se caractérise par des méthodes d'exploitation archaïques. Elle est principalement destinée à la culture des produits céréaliers tels que l'arachide, le sésame, le sorgho, le mil, le maïs, etc. Des vergers et des jardins sont également exploités dans les dépressions alluviales. Différentes techniques de conservation des eaux et des sols sont utilisées pour optimiser les rendements agricoles. Dans le but de préparer le sol à l'approche des pluies et pour débarrasser le sol des mauvaises herbes dans les zones cultivées, les agriculteurs pratiquent principalement le sarclage, mais l'usage des fertilisants agricoles est aussi mentionné. L'élevage quant à lui représente l'activité secondaire et concerne principalement les bovins, les ovins, les caprins mais aussi des camelins (transhumants) qui descendent vers le sud. Les produits agricoles et pastoraux destinés à l'autoconsommation ou à la commercialisation constituent la principale source de revenus pour la population. Ces activités sont principalement pratiquées dans le milieu rural qui constitue le moteur du développement économique et social de la région. Bien que cette région soit une grande zone de production, beaucoup de ménages sont contraints de dépendre des marchés pour couvrir leurs besoins alimentaires, tant en céréales de base qu'en d'autres denrées alimentaires de première nécessité. La plupart des produits manufacturés proviennent des grandes villes commerciales notamment N'Djamena et Abéché.

Les besoins en eau de la population rurale sont généralement assurés par les eaux de surface pendant la saison des pluies. Cependant, étant donné que ces eaux sont temporaires, les villageois se tournent vers les réserves d'eau souterraine pendant la saison sèche. Cela se traduit par l'exploitation de nombreux points d'eau à faible rendement. Malheureusement, l'exploitation de ces ressources en eau pose un problème majeur pour la population. Le Gouvernement tchadien, avec le soutien de bailleurs de fonds, investit de nombreux capitaux à travers divers programmes pour pallier ce problème. Ces différents programmes ont lancé des campagnes hydrauliques ayant permis de réaliser des milliers de forages et puits modernes mais ont enregistré un taux d'échec très élevé.

En plus de la question de disponibilité, il y a également celle de la qualité de l'eau. En effet, les eaux consommées dans les mares, les alluvions et les altérites sont exposées à des pollutions d'origine humaine et naturelle (PIREA, 2016). Une contamination au fluor liée à la composition naturelle des roches est aussi observée dans les eaux de certains villages, elle a un impact sur la population.

Il est donc crucial de s'intéresser à ce problème d'exploitation des ressources en eau afin de répondre aux besoins de la population. Nous avons développé une approche multidisciplinaire pour aborder dans cette thèse à la fois la question de la disponibilité et de la qualité de l'eau dans la région de Mongo.

II.4. CARACTERISTIQUES PHYSIQUES : GEOMORPHOLOGIE ET HYDROGRAPHIE

Par manque d'informations détaillées sur les caractéristiques hydrographiques et géomorphologiques, une analyse morphométrique du site a été réalisée à partir des modèles numériques de terrain de type SRTM de 30 m de résolution (Figure II.18). Cette analyse a permis de déterminer les classes de relief, de délimiter les sous-bassins versants et d'identifier les principaux réseaux de drainage. La classification des réseaux est basée sur la méthode de Strahler (1952, 1957). Ces travaux ont été validés à l'aide de la carte topographique IGN à l'échelle 1/500 000 et de la base de données HydroSHEDS[4].

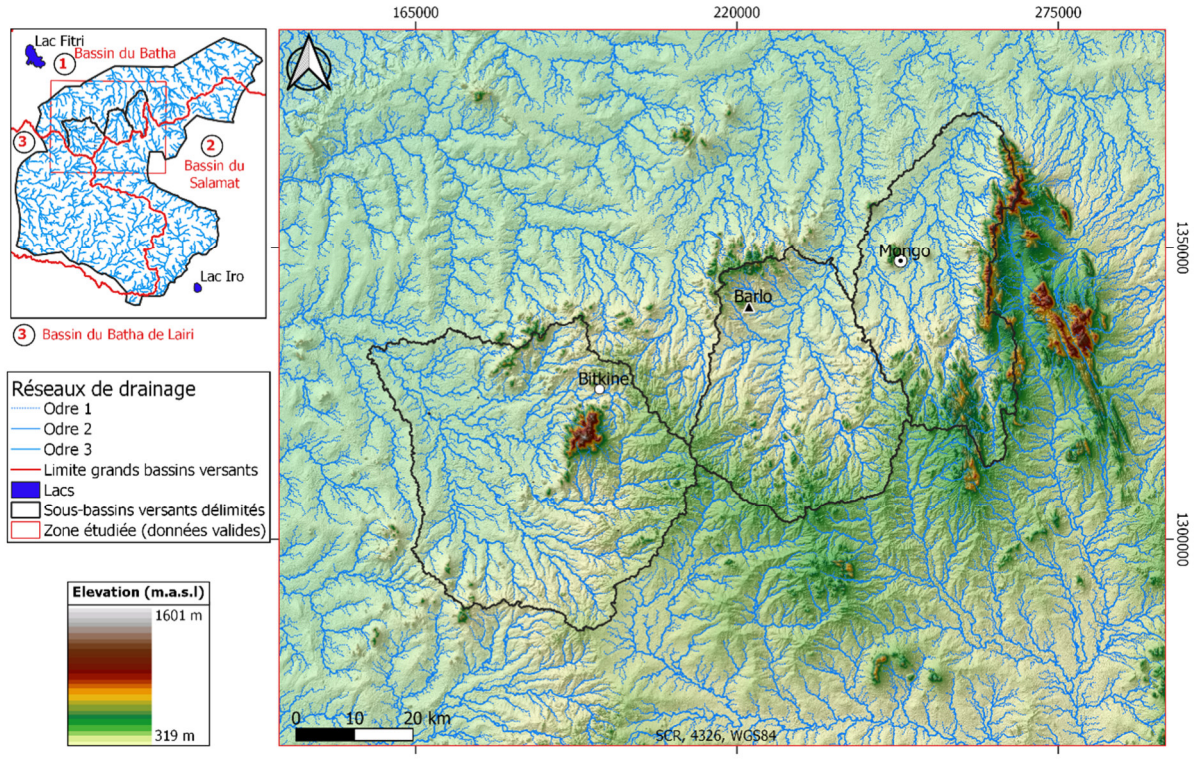


Figure II.18 : Géomorphologie, délimitation des sous-bassins versants, identification des principaux réseaux de drainage.

Le relief est caractérisé par de nombreux massifs montagneux, des inselbergs, des collines, séparés les uns des autres par des vastes plaines entre 400 et 500 m d'altitude (Figure II.18). Les affleurements les plus importants sont constitués de granitoïdes et atteignent fréquemment 800 à 1000 m d'altitude. Il s'agit notamment du massif d'Aboutelfan (Reine du Guera) à l'est de Mongo, qui culmine au Mont Guedi à environ 1500 m ; et du massif du Guéra à l'ouest, dans les environs de Bitkine, qui culmine au Mont Mourgué, Abtouyour, à environ 1613 m, plus haut massif de la cuvette tchadienne. L'analyse des pentes montre que la majorité d'entre elles se situe autour de 13%, certains endroits atteignant des valeurs élevées jusqu'à 64.5%. Les pentes constituent un facteur déterminant dans l'écoulement des eaux de surface et ruissellement des eaux météoriques.

[4] www.hydrosheds.org/

Les limites orographiques ont permis de mettre en évidence trois principaux sous-bassins versants dans la zone d'étude (Figure II.18). Il s'agit du bassin versant de Mongo au nord-est, couvrant une superficie de 1116 km^2 ; du bassin versant de Barlo au centre, s'étendant sur 1193 km^2 et du bassin versant de Bitkine au sud-ouest, avec une superficie de 1952 km^2. Ces trois sous-bassins se trouvent dans le grand bassin du Batha où les eaux de surface s'écoulent généralement du sud-est vers le nord-ouest jusqu'à l'exutoire, le Lac-Fitri. Le réseau hydrographique de la région est donc subdivisé en trois bassins versants régionaux : le bassin du Batha Fitri, le bassin de Salamat et le bassin du Batha de Lairi, dont les exutoires se trouvent en dehors de la région. A noter que les réseaux de drainage, quel que soit leur ordre de Strahler, sont généralement à sec, comme le montre la Figure II.18. Toutefois, des crues violentes se produisent souvent pendant la saison des pluies, entre juin et octobre, les cours d'eau sont alors temporaires. Les principaux cours d'eau de la région sont le Bang-bang et le Melmelé.

II.5. SITUATION CLIMATIQUE

Dans cette partie, nous allons présenter le climat à l'échelle du Tchad et le climat local à l'échelle de la région d'étude.

II.5.1. Climat du Tchad

A l'instar de tous les pays de l'Afrique de l'Ouest, le climat du Tchad est régi par le mouvement saisonnier de deux masses d'air : l'Harmattan, masse d'air continental sec, venant du Sahara au nord-est ; et la mousson, masse d'air océanique humide fournissant un flux sud-ouest (Chao et Chen, 2001 ; Le Barbé et al., 2002). Cette masse d'air maritime se glisse en biseau sous la masse d'air continental. L'affrontement de ces deux masses appelées alizés détermine le Front ou la Zone de Convergence Intertropicale (FIT ou ZCIT). Ce mouvement de la ZCIT entraine des variations du régime pluviométrique au Tchad et de l'Afrique de l'Ouest (Figure II.19). Ce dernier enregistre deux saisons distinctes où prédominent successivement et sans partage une longue saison sèche et une courte saison de pluie. La durée de chaque saison est étroitement liée à la latitude. La quantité et la durée des pluies dépendent directement de la position des masses d'air, qui s'affrontent et se déplacent selon la position zénithale du soleil (Goundoul, 1992). Pendant la saison sèche, de novembre à mars, la ZCIT (Figure II.19) se situe entre 5° et 7° de latitude Nord et la région est dominée par l'Harmattan (Leroux, 1986 ; Lienou et al., 2003). La légère remontée de la ZCIT à partir du mois d'avril donne lieu à des précipitations dans la partie méridionale du pays. Puis la ZCIT remonte progressivement dans la partie la plus septentrionale en juillet-août, les mois les plus pluvieux de l'année. A partir de septembre octobre la ZCIT rétrograde rapidement vers le Sud (S. Nicholson, 2000). La saison sèche s'installe vers le début du mois d'octobre dans la partie nord du pays alors qu'au Sud, les pluies peuvent être enregistrées jusqu'en novembre (Olivry, 1996).

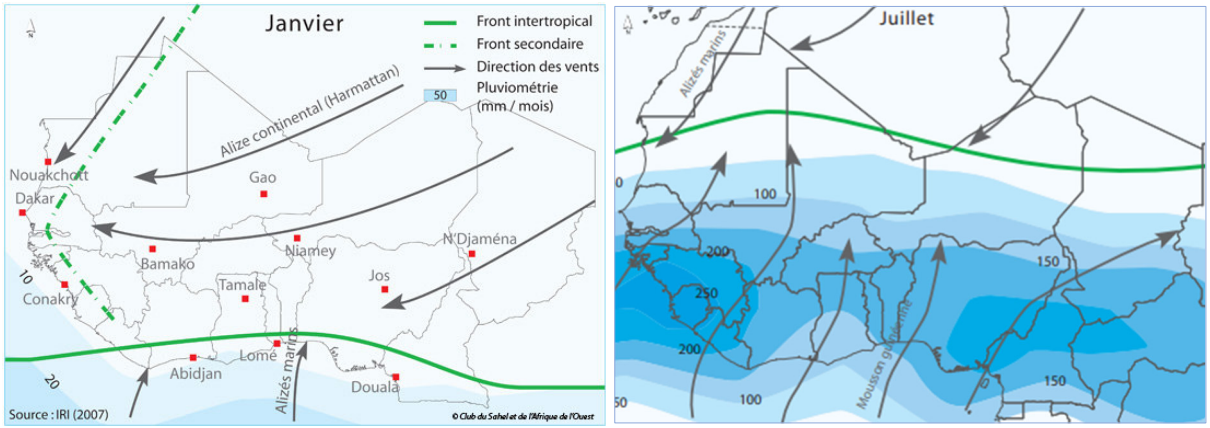


Figure II.19 : Cycle des alizés de l'Afrique de l'Ouest[5].

Les travaux de Belemtougri (2022) ont montré une répartition des précipitations de l'Afrique et en particulier l'Afrique de l'Ouest. Il ressort de cette répartition que le climat du Tchad est comparable aux types de climat de la plupart des pays de l'Afrique de l'Ouest (Figure II.20).

[5] www.oecd.org/csao/cartes

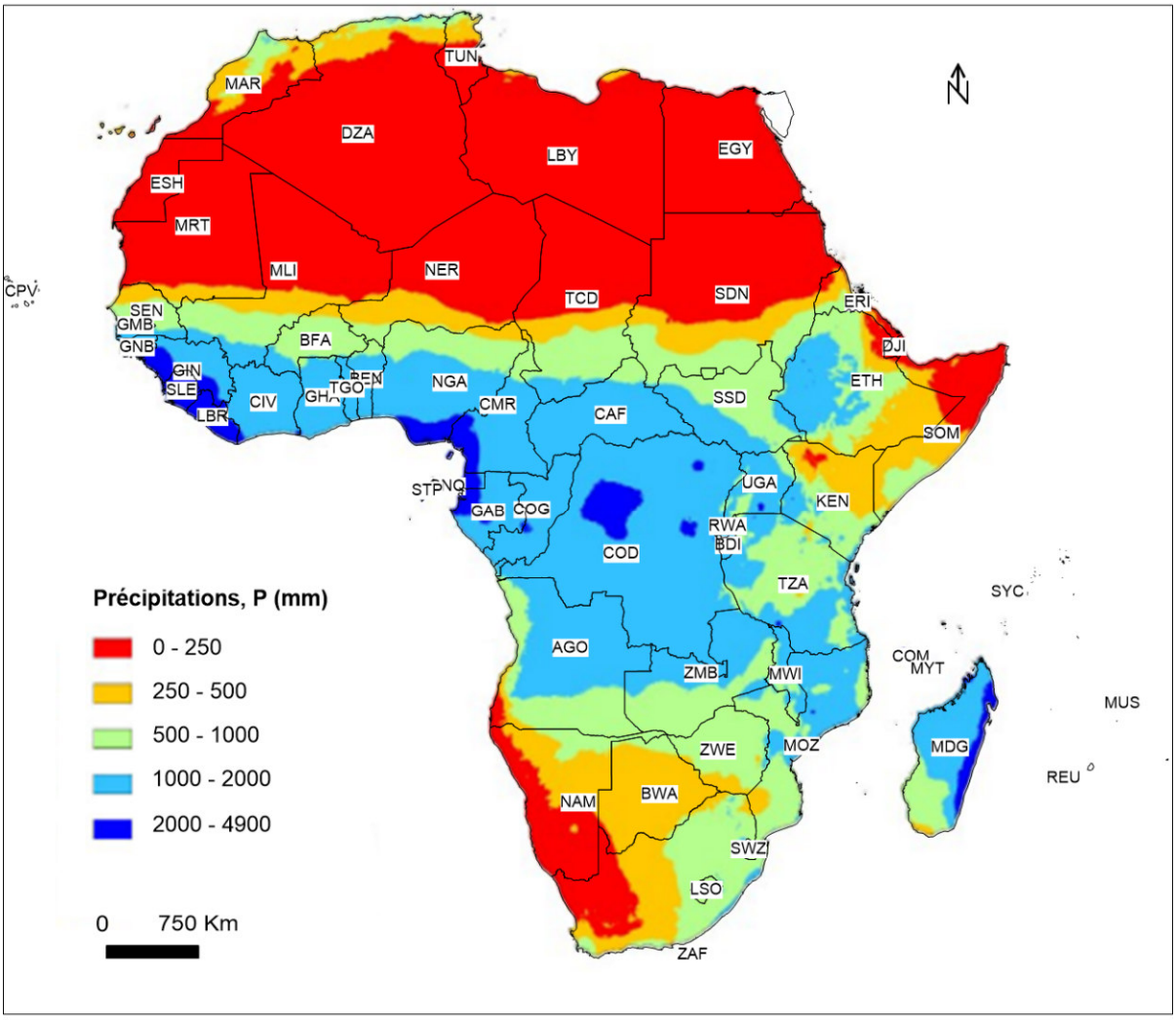


Figure II.20 : Répartition géographique des précipitations à l'échelle d'Afrique (Belemtougri, 2022).

Le climat du Tchad est subdivisé en six zones climatiques réparties en quatre grandes zones dont chacune est une mosaïque de contrastes (Figure II.21) :

- La zone saharienne (saharienne et saharo-sahélienne), située au nord, occupe plus de la moitié (63%) du territoire national. Elle est caractérisée par une très faible pluviométrie limitée au sud par l'isohyète 200 mm. La saison des pluies diminue progressivement jusqu'à s'annuler à l'extrême nord ;
- La zone sahélienne (sahélienne et sahélo soudanienne) au centre, est comprise entre les isohyètes 200 et 800 mm ;
- La zone soudanienne au sud, se situe entre les isohyètes 800 et 1200 mm.
- La zone guinéenne va de l'isohyète 1200 mm et plus.

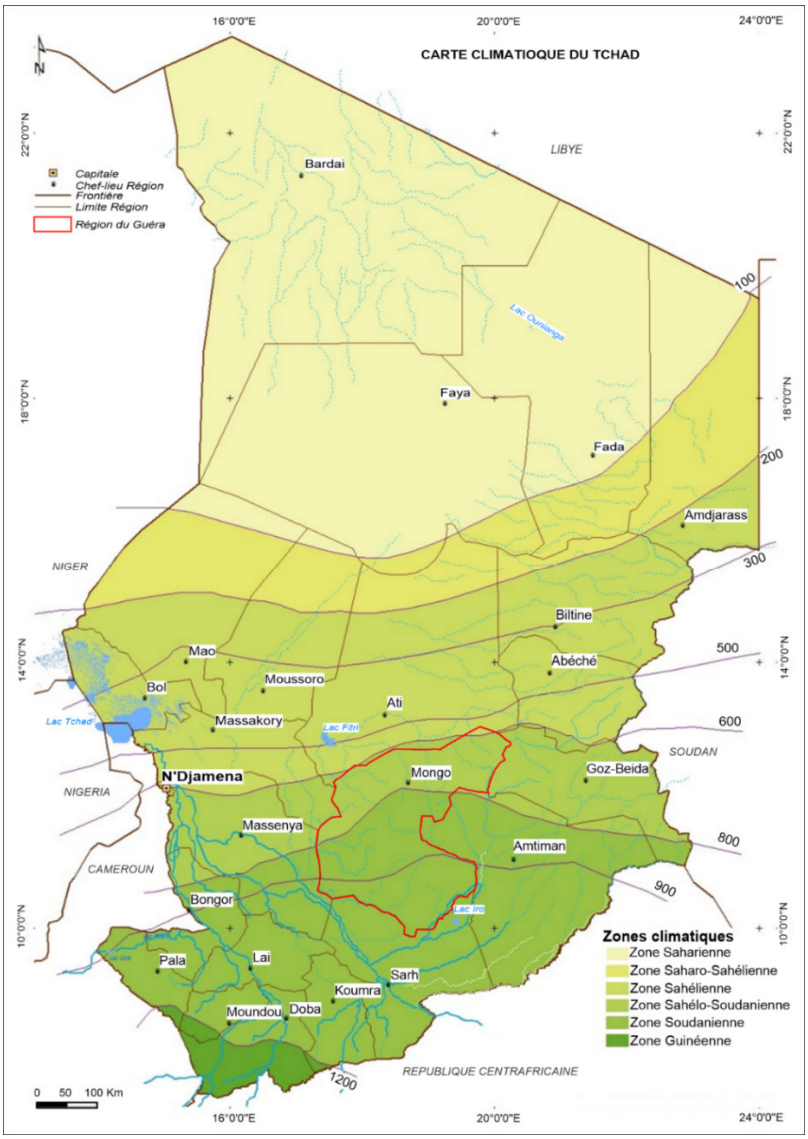


Figure II.21 : Répartition des zones climatiques du Tchad, avec la région du Guéra en rouge (Direction Générale de la Météorologie Nationale du Tchad, DGMN, 2020, modifiée).

II.5.2. Climat du Guéra

La région du Guéra est soumise à un climat du type sahélo-soudanien avec une variabilité de la pluviométrie suivant les années. On distingue globalement deux saisons : une saison pluvieuse de d'avril à octobre où la température est modérée et humide, et une saison sèche de novembre à mars. Cette dernière se distingue aussi en deux périodes : la période "fraîche" de novembre à février et la période " chaude" de mars à avril. Pour mieux décrire le cadre climatique de la région, les données climatologiques ont été fournies par le service local et national de la Direction Générale de la Météorologique Nationale du Tchad (DGMN). Ces données étudiées concernent les moyennes mensuelles de la précipitation, la température, l'humidité relative et l'évaporation pour la chronique allant de 1991 à 2022 à la station de Mongo. Nous utiliserons cette station pour l'ensemble de la zone d'étude.

II.5.2.1. Précipitations et températures de l'air

L'histogramme des précipitations moyennes mensuelles montre un régime pluviométrique à deux saisons, une saison des pluies et une saison sèche (Figure II.22a). L'analyse de cet histogramme indique que la saison des pluies s'étale d'avril à octobre avec des précipitations marquées par une forte irrégularité. Le mois d'août est le mois le plus pluvieux avec une moyenne mensuelle de 276 mm.

L'histogramme des précipitations moyennes annuelles montre que la pluviométrie varie significativement d'une année à l'autre (Figure II.22b). Sur la chronique de 1991 à 2022, le maximum enregistré est de 1255 mm en 2022 et le minimum est de 430 mm en 2002, avec une moyenne interannuelle de 750 mm. Cette forte variabilité annuelle de la pluviométrie induit un risque important de sécheresse d'une part et d'inondation d'autre part. Par exemple, la pluie de 2022 a provoqué de fortes inondations avec des dégâts énormes dans toute la région. Il y a eu également un effet de remontée de la nappe dans la ville de Mongo ayant causé l'effondrement de certaines maisons et l'inondation des rues.

Les températures moyennes mensuelles sont disponibles sur la période allant de 1991 à 2022 avec une rupture de données de 2001 à 2013. Le régime thermique moyen mensuel montre deux maxima : un maximum principal en avril (41°C), qui constitue la saison chaude avant l'arrivée des premières pluies, et un maximum secondaire en novembre (38°C), à la fin de la saison des pluies. Les températures les plus basses s'observent aux mois de décembre (22°C), janvier (20°C, le minimum principal) jusqu'à fin février (22°C).

Les températures moyennes annuelles varient suivant les années entre 28°C en 1992 et 32°C en 2014 avec une moyenne globale oscillant autour de 30°C.

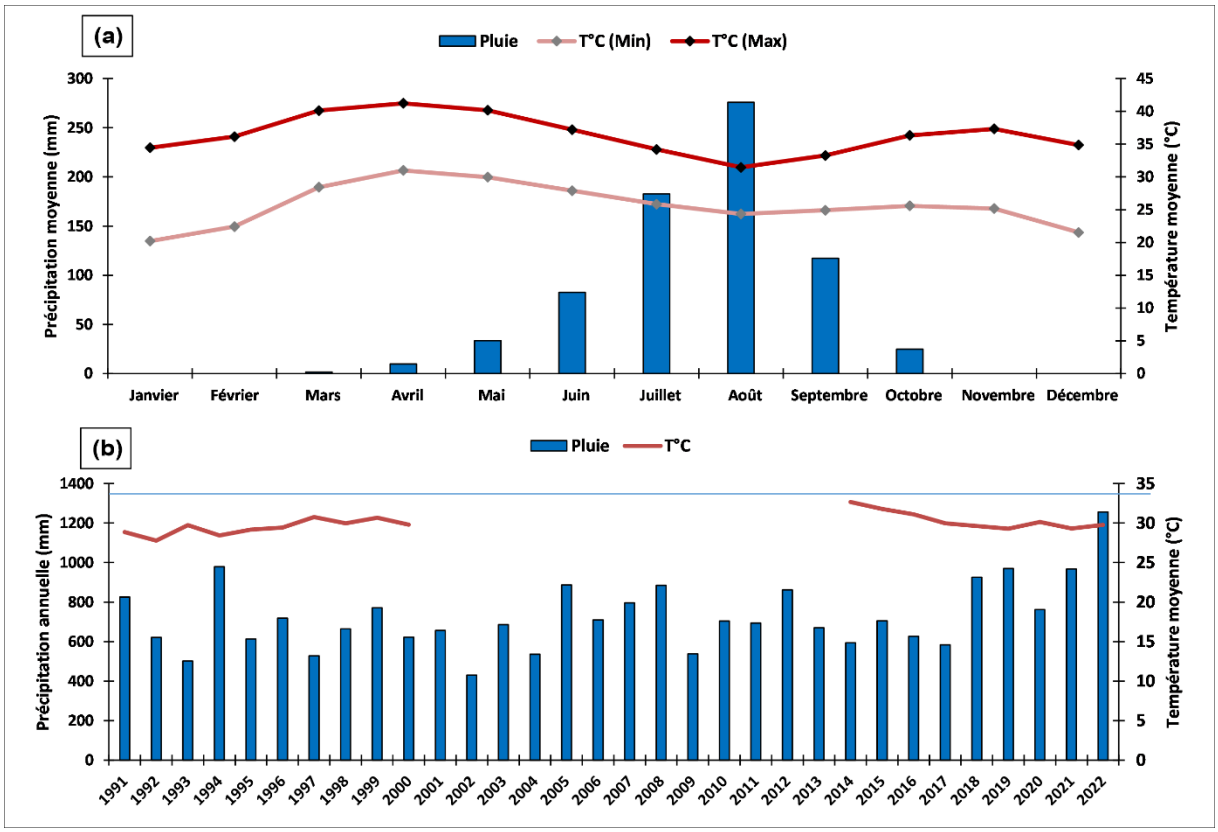


Figure II.22 : Moyenne mensuelle et annuelle des précipitations et températures de l'air de 1991 à 2022. Les données de température notent un manquement de 2001 à 2013.

II.5.2.2. Humidité de l'air et évaporation

Les valeurs d'humidité de l'air présentées sont celles de l'humidité relative. L'humidité relative suit la même tendance saisonnière que les précipitations. Tel qu'illustré par la Figure II.23, le taux moyen mensuel le plus élevé est observé au cours de la saison pluvieuse, au mois d'août où il est de l'ordre de 80%. La valeur la plus basse est observée en saison sèche entre février et mars où il est d'environ 15%.

Les données de l'évaporation sont mesurées avec la technique Piche. La Figure II.23 montre que l'évaporation oscille entre 80 mm en août à 530 mm en mars suivant une tendance identique à celle de la température de l'air. Les minima d'évaporation sont observés pendant le mois le plus pluvieux (août) et les maxima sont mesurés au pic de la saison sèche.

Il est important de signaler que l'humidité relative et l'évaporation évoluent en sens inverse. En fait, comme le montre la Figure II.23, les valeurs maximales d'évaporation sont enregistrées au cours des mois où l'humidité est faible alors que les maxima d'humidité correspondent aux minima d'évaporation. Cela montre qu'un fort taux d'humidité, même à température élevée limite fortement l'évaporation.

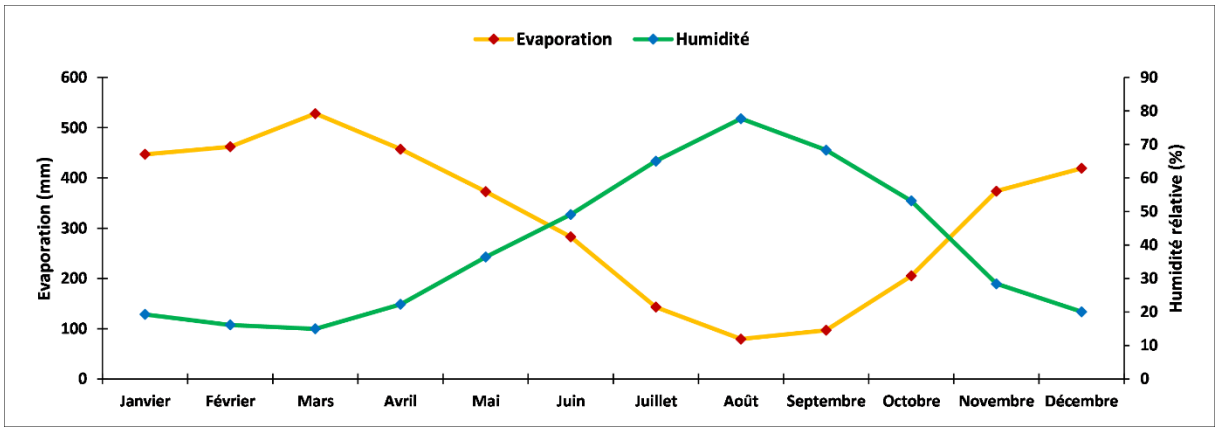


Figure II.23 : Moyenne mensuelle de l'évaporation et de l'humidité de l'air de 1991 à 2022.

II.6. PEDOLOGIE, VEGETATION ET OCCUPATION DES SOLS

Les sols du site d'étude résultent du processus d'altération de roches encaissantes telles que les granites, les diorites, les granodiorites, des schistes et du processus sédimentaire. L'évolution de ces sols dépend de leurs propriétés physiques, chimiques et biologiques. Selon (Pias, 1964, 1968), l'on distingue les principaux types de sols suivants :

- Les sols légers limono-sableux appropriés à la culture de la pénicillaire (mil) ;
- Les sols lourds hydromorphes et vertisols reconnaissables par les fentes qui apparaissent dès qu'ils ne sont pas humidifiés. Ces sols sont très répandus dans la zone où l'inondation et l'engorgement des horizons en saison des pluies entraînent souvent l'apparition de tâches ou rouilles d'hydroxydes. Ils se prêtent à la culture du berbéré (mil) qui est une culture de décrue ainsi qu'au maraîchage. Ces sols contiennent de fortes réserves hydriques ;
- Les sols sableux occupent de petites zones et secteurs. Ce sont les sols de surface qui se déplacent au gré des vents. Ils se localisent au niveau de la plaine et sont propices aux cultures de l'arachide et du sésame ;
- Les sols ferrugineux et granitiques (lithosols) moins épais (20 à 40 cm) se trouvant au pied ou sur les flancs des affleurements et autour des inselbergs ennoyés dans les terrains sédimentaires. Malgré une qualité agronomique faible, ils sont propices à la culture du mil pénicillaire ;
- Les sols argileux sont localisés souvent auprès des inselbergs.

L'érosion des sols est très importante. Elle est générée par les vents et par les eaux de ruissellement qui dégradent fortement les rues en creusant des rigoles importantes rendant une partie de celles-ci impraticables. La région possède également des sols halomorphes.

La couverture végétale de la région est donc fortement dépendante des propriétés du sol et de la pluviométrie. La végétation naturelle est caractérisée par des savanes boisées claires et des steppes. Les espèces dominantes sont les acacias (*Senegal, Seyal, Nilotica, Radiana*) mais il y a aussi des *Balanites aegytica*, des *Zizyphus* et des *Ficus*. La forêt produit de la gomme arabique, des fruits divers et du bois d'œuvre (Guibert et Kakiang, 2011 ; Pias, 1970).
La carte d'occupation des sols de 20 m de résolution recueillie dans cette étude présente la couverture bio-physique actuelle (Figure II.24). Cette couverture est composée des ensembles suivants : la steppe arborée, la steppe arbustive et herbacée, les prairies, les terres cultivables, la végétation régulièrement inondée, la végétation clairsemée, les zones nues, les zones bâties, et les lacs, exutoires des écoulements des eaux de la région.

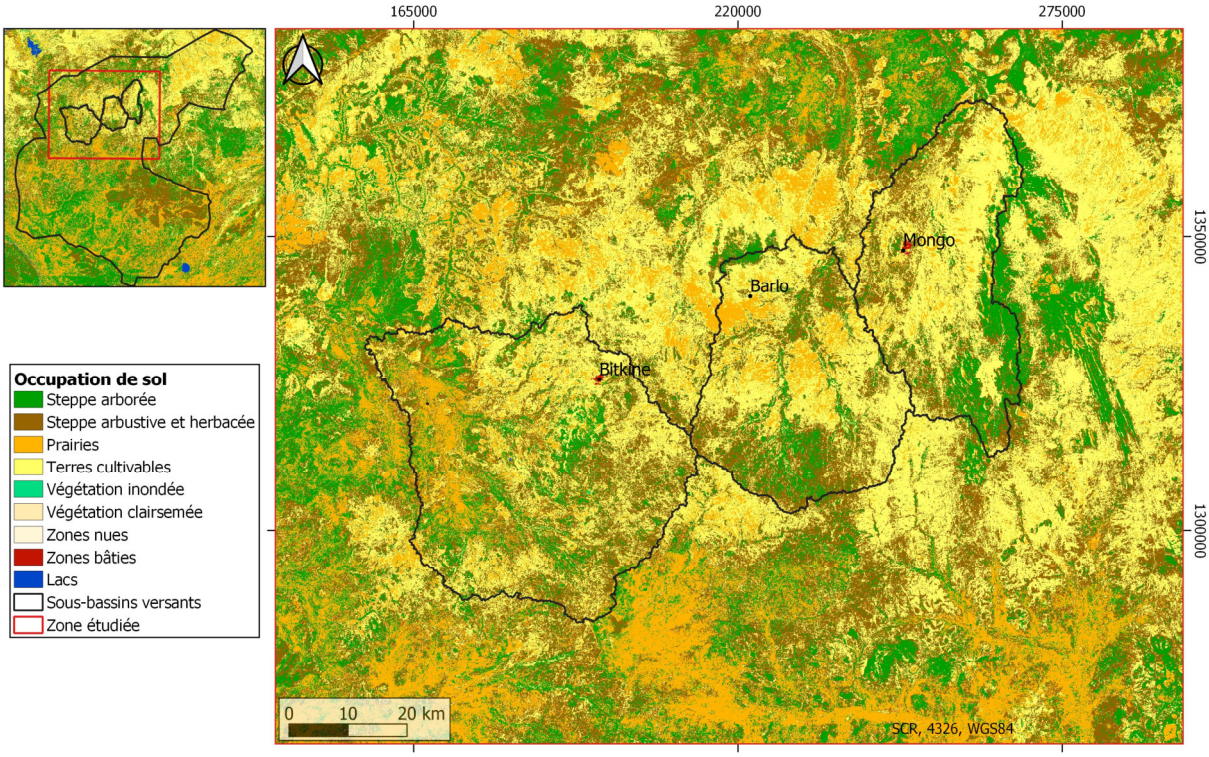


Figure II.24 : Occupation des sols (prototype S2 LC 20 m de la carte Afrique 2016).

II.7. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Dans cette partie, nous allons décrire la géologie régionale et locale.

II.7.1. Géologie régionale

II.7.1.1. Les formations cristallines et cristallophyliennes

Le Tchad est situé au milieu d'un vaste domaine appelé « zone mobile panafricaine » encadrée par les anciens boucliers stables du domaine continental (Figure II.25a), d'âge Archéen ou Protérozoïque inférieur (il y a envion 1,6 milliards d'années) : le craton Nilotique au Nord-Est, le craton du Congo au Sud, et le craton Ouest-africain à l'Ouest (Bessoles et Trompette, 1980 ; Kusnir, 1995). Le Tchad couvre environ 30% du métacraton saharien et est l'une des régions les moins contraintes géologiquement au monde (Liégeois et al., 2013 ; Shellnutt et al., 2017). L'orogenèse panafricaine, qui se déroule pendant la transition entre le Précambrien et le début du Paléozoïque, il y a 700 à 520 millions d'années, est à l'origine de la formation des principaux massifs cristallins du Tchad (Figure II.25b), dont le massif du Tibesti au Nord, le massif de Ouaddaï à l'Est et le massif central tchadien, Guéra (Abdelsalam et al., 2002 ; Kusnir et Moutaye, 1997). Le massif de Mayo-Kebbi au Sud-Ouest et le massif du Yadé ou Baïbokoum au Sud constituent des terranes de la ceinture orogénique néoprotérozoïque (Penaye et al., 2006 ; Pouclet et al., 2006). Les roches de ces différents massifs sont d'origine magmatique ou issues de la déformation et du métamorphisme des épaisses couches sédimentaires qui s'étaient accumulées dans la zone mobile au Protérozoïque (Black et Liegeois, 1993 ; Guiraud et al., 2005 ; Kusnir et Moutaye, 1997). Leur mise en place a été accompagnée d'une intense activité volcanique dont on trouve les traces dans le Tibesti, près du lac Fitri et dans le Mayo-Kebbi (Kusnir, 1995 ; Pouclet et Durand, 1983).

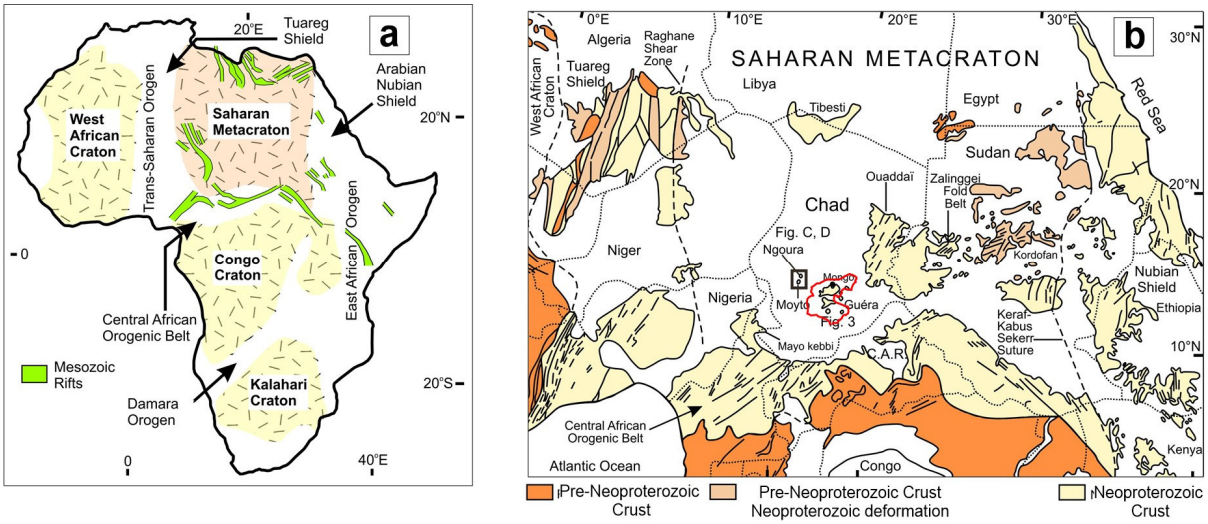


Figure II.25 : (a) Principaux cratons de l'Afrique continentale et emplacements des rifts mésozoïques, (b) Carte géologique simplifiée du Métacraton saharien, montrant l'emplacement de la zone d'étude indiquée en rouge (Shellnutt et al., 2017 cités par Pham et al., 2020, modifiée).

II.7.1.2. Les formations sédimentaires

Depuis le Paléozoïque, l'érosion des reliefs et les mouvements tectoniques ont transformé le pays en une vaste plateforme entaillée par des fossés d'effondrements sur laquelle se sont accumulés d'épais dépôts de sédiments (Kusnir, 1995 ; Massuel, 2001 ; Mathieu, 1978 ; Moussa et al., 2016 ; Schneider et Wolff, 1992 ; Schuster et al., 2005) :

- Sédiments paléozoïques dans le Nord-Est du Tchad, suite aux derniers mouvements tectoniques de la phase panafricaine et aux mouvements hercyniens qui sont à l'origine de la formation des bassins des Erdis et du Djado, limités par la surrection du Tibesti et du Ouaddaï. Ces bassins qui se poursuivent au Nord et à l'Ouest vers la Libye et le Niger sont caractérisés par l'accumulation de puissantes couches gréseuses provenant de l'érosion des reliefs jeunes (grès cambrien-viséen du Borkou et de l'Ennedi, grès carbonifères du Mourdi), qui se poursuivra jusqu'à l'ère secondaire (Mézozoïque), au Crétacé (grès de Nubie).
- Sédimentation plus récente dans le Tchad central et méridional, à partir de la fin du Jurassique, au Mézozoïque, jusqu'à l'actuel, suite à la création d'une série de rifts et graben (fosses tectoniques) dont l'origine est liée au démantèlement du « supercontinent » Gondwana et à la séparation des plaques africaine et sud-américaine. Le phénomène de subsidence (enfoncement progressif du bassin sédimentaire) continue jusqu'au Quaternaire et constitue la « cuvette tchadienne », la plus grande proportion du bassin du Lac Tchad.

La sédimentation dans ces deux grandes zones est essentiellement continentale (terrigène, fluviale ou lacustre, avec parfois des remaniements éoliens) avec deux grandes périodes de dépôts, dites « Continental Intercalaire », s'étendant sur les ères primaire et secondaire de la fin du Carbonifère au milieu du Crétacé et « Continental Terminal », au Tertiaire, durant l'Oligocène-Miocène. Dans ce cycle continental, quelques épisodes de transgressions marines viennent s'intercaler (Massuel, 2001 ; Moussa et al., 2016 ; Schneider et Wolff, 1992) :

- Transgressions venant du Nord : d'abord au Carbonifère, dont les traces constituent les affleurements de la dépression du Mourdi (calcaires, marnes et grès), puis beaucoup plus tard à l'Eocène, la transgression lutétienne qui n'atteindra que le nord du Tibesti (calcaires, marnes, argiles).
- Transgressions venant du Sud-Ouest et de l'Ouest, au Crétacé moyen et supérieur (Albien, Turonien et Sénonien, contemporaines de l'ouverture de l'Atlantique Sud), mises en évidence par la présence d'intercalations de dépôts marins et lagunaires (passées calcaires) dans les séries stratigraphiques au Mayo-Kebbi (série de Lamé) ainsi que dans les forages réalisés dans les fossés d'effondrement du Tchad méridional (Doba...) et dans le fossé du lac Tchad (Ouest de Nokou).

II.7.1.3. Les formations volcaniques

Une activité volcanique et tectonique importante a été mise en évidence vers la fin du Crétacé, avec la présence de dykes, filons de basaltes et dolérites recoupant les formations antérieures, visibles dans les affleurements au Mayo-Kebbi (Léré, Lamé) et observés dans les forages profonds des fosses méridionales et au lac Tchad. L'activité est la plus intense à la limite

Crétacé-Tertiaire avec la surrection de pitons rhyolitiques (volcanisme acide) au sud du lac Tchad (Hadjer El Khamis…) et l'épanchement de basaltes dans le Ouaddaï (Burke et al., 2003 ; Pouclet et Durand, 1983). Cette activité a entraîné en profondeur la transformation des roches encaissantes par métamorphisme de contact avec la formation de cornéennes (sédiments siliceux) ou d'argilites (sédiments argileux) que recoupent certains forages du Dababa ou du Sud Batha et qu'on peut voir à l'affleurement à la faveur de boutonnières comme au Fitri (Isseini et al., 2013 ; Kusnir et Moutaye, 1997 ; Shellnutt et al., 2017).
La surrection du massif volcanique du Tibesti au Tertiaire et Quaternaire est attribuée à la présence d'un point chaud à la verticale d'un flux thermique élevé venant du manteau. Ce volcanisme est marqué par l'alternance de phases basiques, acides et intermédiaires qui se sont succédées depuis l'Eocène (Kusnir, 1995).

II.7.2. Géologie du Guéra

Situé au centre du bassin du lac Tchad, le Massif du Guéra fait partie des formations de socle d'âge précambrien qui couvrent entre 15 et 20 % de la superficie du territoire tchadien (Bessoles et Trompette, 1980 ; Black et Liegeois, 1993 ; Kasser, 1995 ; Pham et al., 2020). Il est l'un des plus petits massifs du métacraton saharien et est constitué d'une unité orographique regroupant trois principaux massifs : Aboutelfan, Mont Guéra et Melfi, ainsi que de nombreux petits massifs secondaires et inselbergs séparés par des zones d'arènes sableuses (Abdelsalam et al., 2002 ; Pham et al., 2020 ; Shellnutt et al., 2017). Ce massif est constitué essentiellement de formations magmatiques dont 90% de granitoïdes et de quelques roches métamorphiques (Figure II.26). Ces roches précambriennes sont recouvertes localement par des formations récentes, tertiaires à quaternaires, comprenant les cuirasses latéritiques associées au Continental Terminal et des alluvions fluvio-lacustres, à composante argileuse (appelés pédiments), ou fluviatiles à dominance sableuse recouvrant les cours d'eau récents à actuels (Kusnir, 1995 ; Schneider et Wolff, 1992 ; Vincent, 1956). Outre les granitoïdes (des diorites, des granodiorites, des granites, des charnockites), les roches magmatiques comprennent également des gabbros et dolérites plus répandus dans les environs de Bitkine. Ces roches contiennent généralement des enclaves mafiques micro granulaires (Kusnir, 1995 ; Mbaihoudou et al., 2020). La différenciation chimique du plus basique au plus felsique est conforme à l'âge relatif de mise en place, du plus ancien au plus récent. L'altération des granites fournit des produits sableux, qui s'accumulent dans les vallées parcourues par les cours d'eau. Par contre, les diorites et les gabbros donnent par altération une argile noire caractéristique (Isseini et al., 2013).

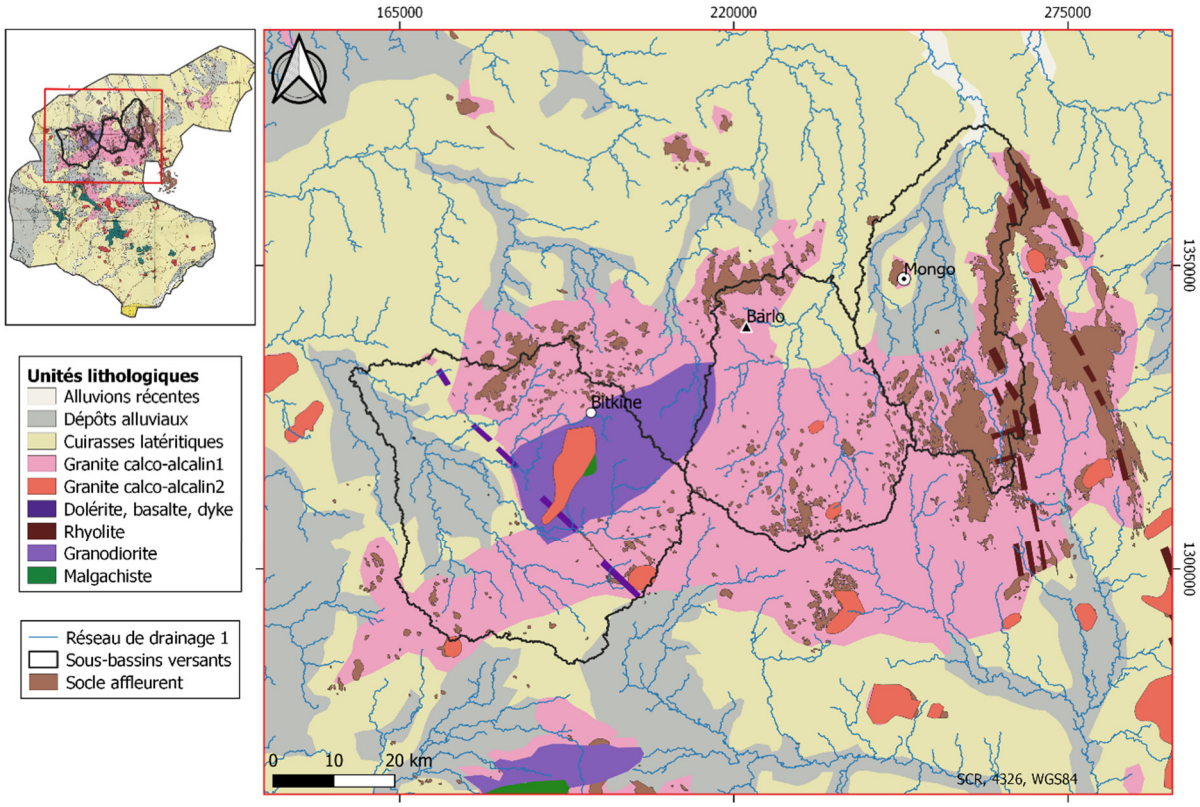


Figure II.26 : Géologie locale. Granite calco-alcalin1(I) : granite ancien composé de gabbros, diorites, granodiorites et granites à hornblende biotite. Granite calco-alcalin2(II) : granite post-tectonique constitué de granites à biotites (BRGM, 1964 modifiée).

II.7.2.1. Description pétrographique, chronologique et géochimique des principales lithologies

Les différentes formations lithologiques présentes sur le site d'étude peuvent être altérées de différentes manières, ce qui a un impact sur le fonctionnement hydrogéologique et géochimique des eaux souterraines. Afin de mieux comprendre ces formations et leur influence sur la ressource en eau, il est essentiel de décrire en détail leur composition géochimique, leur chronologie relative et leur pétrographie. Les observations sur le terrain ont permis d'identifier les principales lithologies, qui ont également fait l'objet d'études approfondies menées par plusieurs chercheurs tels que Isseini et al. (2013) ; Mbaihoudou et al. (2020) ; Nkouandou et al. (2017) ; Pham et al. (2020) ; Shellnutt et al. (2017). Le paragraphe suivant offre un aperçu de ces différentes formations.

Les travaux de Isseini et al. (2013) dans les environs de Mongo ont permis de distinguer quatre groupes de roches sur la base de la chronologie relative de leur mise en place, lesquels étant affectés par quatre phases de déformation : (i) le premier groupe, constitué de gabbros (dolérites), s'est mis en place avant la cristallisation des (ii) diorites, granodiorites, et granites à hornblende- biotite (granites I) suivis (iii) de la mise en place de granites à deux micas (granites II), intrudés par (iv) les granites discordants à biotite (granites III). Les deux premiers groupes de roches sont affectés par les phases de déformation D1 et D2. Ils sont pré-tectoniques par rapport à la troisième phase de déformation D3, responsable de l'apparition de zones de cisaillement orientées NNE-SSW à ENE-WSW. Les granites à deux micas sont syn-tectoniques

et les granites à biotite sont post-tectoniques. Enfin, la dernière phase de déformation D4 est ubiquiste et responsable de la formation de structures cassantes dans lesquelles siègent des intrusions doléritiques tardives. Selon Mbaihoudou et al. (2020), les principales phases minérales qui caractérisent ces roches sont le feldspath alcalin, le quartz, le plagioclase, le clinopyroxène, avec de la hornblende et de la biotite subordonnées, en plus de l'apatite, du zircon et des minéraux opaques accessoires.

a. Gabbros (Dolérites)

Les gabbros (dolérites) ont été identifiés comme des enclaves xénolithiques au sein des différents types de roches mentionnés ci-dessus (Figure II.27b). De grands affleurements de ce type de roche ont déjà été identifiés dans quelques localités du massif du Guera, dont Bitkine et Mongo (Kusnir, 1995 ; Nkouandou et al., 2017). Les enclaves gabbroïques sont dominées par le plagioclase, le pyroxène et l'amphibole comme principaux minéraux magmatiques, l'épidote et le chlorite comme minéraux secondaires liés à la recristallisation du faciès greenschiste.

b. Diorites

Les diorites sont abondantes dans toute la zone d'étude. Leur composition minérale est dominée par l'amphibole, la biotite et le plagioclase comme minéraux magmatiques primaires, fréquemment remplacés par l'épidote et la chlorite. Le quartz a été décrit à la fois dans les assemblages primaires et secondaires. La roche est caractérisée par la présence d'une déformation interne délimitée par l'orientation préférentielle des minéraux magmatiques primaires. Elle comprend plusieurs types d'enclaves, avec des xénolithes de gabbros et des enclaves microgranulaires mafiques (Figure II.27a) dominantes. Les deux faciès dans un même affleurement (Figure II.27a) indiquent une hybridation entre un magma mafique et un magma felsique (Asrat, 2004 ; Mbaihoudou et al., 2020). Dans certains cas, cette hybridation est mise en évidence par la présence de gabbro-diorites séparant des domaines de compositions basaltiques et dioritiques (Figure II.27a), avec souvent un passage progressif des gabbro-diorites vers les gabbros ou les diorites. De nombreux filons granitiques de largeur, de composition et de texture variables recoupent les diorites. Outre la présence d'une foliation omniprésente délimitée par l'orientation préférentielle des minéraux magmatiques primaires, des zones de cisaillement locales associées à des indicateurs cinématiques dextres ou senestres sont décrites dans les diorites, mais elles sont absentes des granites intrusifs (Figure II.27c). Les minéraux secondaires (épidote, chlorite, actinolite) sont abondants dans ces zones de cisaillement qui présentent des structures et des textures typiques des cataclasites, des protomylonites et des mylonites, distinguées sur la base de la forme et de la taille des cristaux qui peuvent enregistrer une déformation cassante (cataclasites, protomylonites) ou ductile (mylonite).

c. Granodiorites

Les granodiorites, recoupées par plusieurs veines aplitiques et pegmatitiques de granites, sont décrites soit comme un faciès intermédiaire intercalé entre les diorites et les granites avec un

passage progressif de la granodiorite au granite ou à la diorite, soit comme des corps magmatiques individualisés plus importants. La composition minérale des granodiorites comprend de l'orthoclase, du plagioclase, du quartz et de la biotite qui prédominent généralement sur l'amphibole, sauf lorsque les granodiorites séparent les granites des diorites. Les enclaves microgranulaires mafiques Mbaihoudou et al., 2020), les schlierens et les xénolithes sont des caractéristiques communes des granodiorites (Figure II.27b). Les xénolithes sont décrits comme des amphibolites ou des micro-gabbros en fonction de la présence ou de l'absence d'une déformation interne, ainsi que de la nature du minéral ferromagnésien prédominant (amphibole ou pyroxène).

d. Granites

On distingue trois types de granites en fonction de leur composition minérale, de leur texture et de leur mode de mise en place. Les granites porphyroïdes à hornblende-biotite à gros grain, associés aux diorites et aux granodiorites, sont composés de quartz, d'orthose, de plagioclase, de biotite et d'amphibole. Ils présentent des enclaves microgranulaires mafiques allongées et des schlierens disposés parallèlement à des plans de foliation plus ou moins développés (Pham et al., 2020). Les biotites-granites à grain fin affleurent sous forme de massifs discordants intrusifs dans les granites à hornblende-biotite. Leur composition minérale est généralement dépourvue d'amphibole. Les enclaves microgranulaires mafiques et les schlierens ne sont pas signalés, tandis que les xénolithes de gabbros, de diorites, de granodiorites et de granites à biotite de hornblende sont communs. Deux granites à micas, composés de quartz, de feldspath potassique, de muscovite, de biotite et de grenat, sont décrits comme des corps concordants injectés dans des zones de cisaillement et intrusifs dans les diorites près de la localité de Hille Korto, située à quelques kilomètres à l'ouest de Mongo.

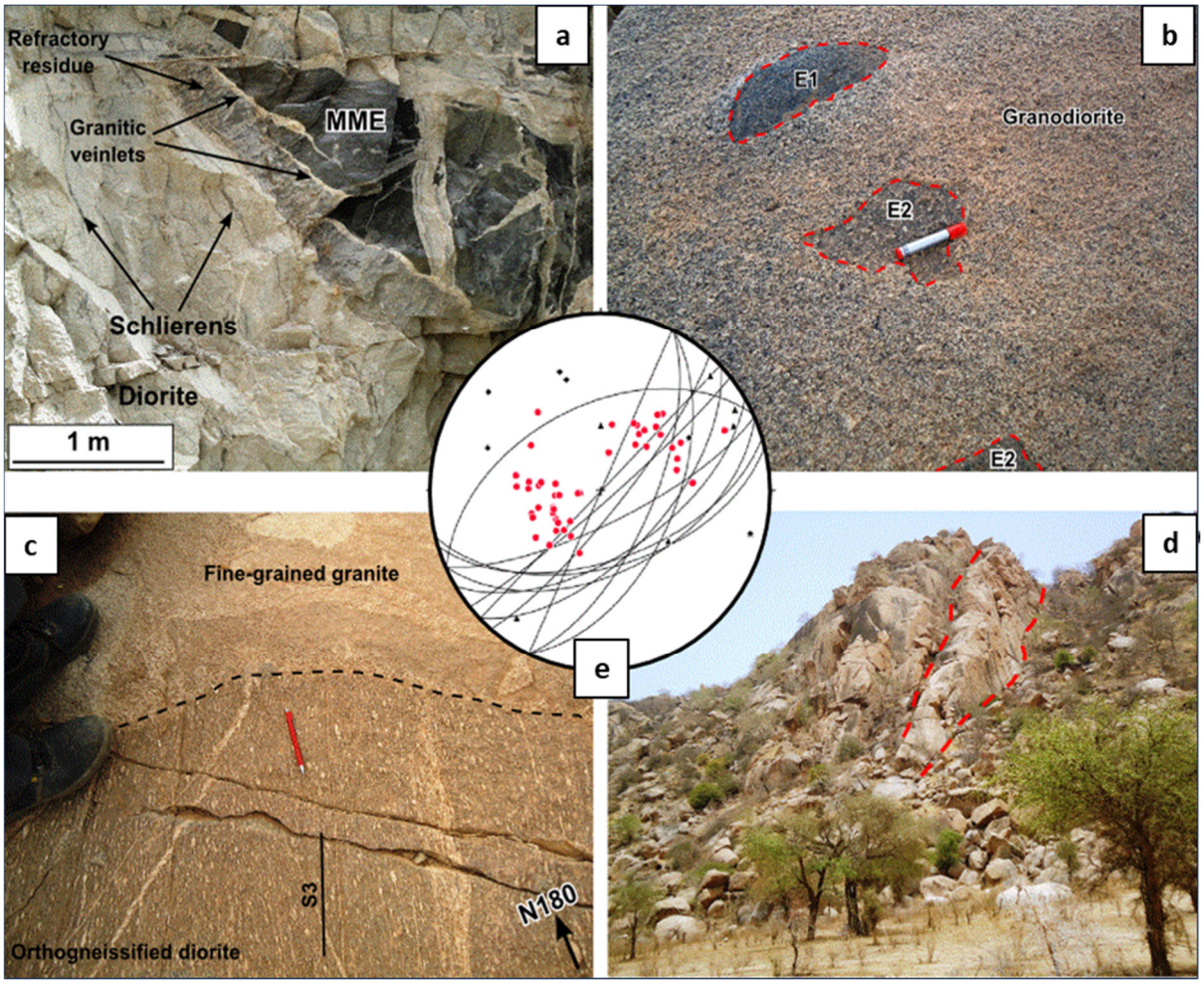


Figure II.27 : (a) : Enclaves microgranulaires mafiques (MME) dans un encaissant dioritique. (b) : MME (E2) et xénolithe gabbroïque (E1) dans une granodiorite. (c) : Relations entre la troisième phase de déformation, les diorites et les granites à biotite à grain fin. (d) : Granites à biotite à grain fin discordants affectés par des failles C4. (e) : Stéréoplots des pôles S1 (cercles rouges remplis), L1 (diamants noirs), L3 (triangles noirs) et plans S3 (lignes), (Isseini et al., 2013, modifiée).

Au plan microscopique Mbaihoudou et al., (2020), met en évidence les observations suivantes : Les granites à biotites sont composés de quartz (25-30%), de feldspaths potassiques (45-50%), de plagioclase (15-20%) et de biotite (3%) comme les granites à amphibole-biotite, mais diffèrent par l'absence d'amphibole (Figure II.28b). Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite et les oxydes.

Dans les dolérites et les diorites, le plagioclase (30 à 40%) se présente principalement sous forme de grains tabulaires sub-automorphes, moyens à grossiers, formant des agrégats avec d'autres minéraux, principalement le quartz, la biotite et parfois l'amphibole (Nkouandou et al., 2017). Certains grains de plagioclase contiennent des inclusions de quartz et de biotite, tandis que du petit plagioclase est observé dans les inclusions de cristaux plus gros. L'amphibole (20-25%) est vert jaunâtre à vert brunâtre ou vert foncé et se présente sous forme de grains xénomorphes à subautomorphes, moyens à grossiers, généralement associés au clinopyroxène et à la biotite. L'amphibole semble parfois être remplacée par des xénomorphes à biotite (Figure II.28c). Le pyroxène (10 à 15%) est le clinopyroxène et se présente sous forme de reliques

occasionnelles dans l'amphibole (Fig. 4d). La biotite (5 à 15 %) (jaune-brun) se présente sous forme de lames ou d'éclats à grain moyen. Elle est intimement associée aux hornblendes et au pyroxène auxquels il se substitue. Le feldspath potassique (> 15%) apparaît sous forme de phénocristaux automorphes bordés de cristaux de plagioclase et parfois le bord est résorbé. Le quartz (> 10%) se présente sous forme de cristaux arrondis ou ovoïdes à subédriques (Figure II.28d). Les minéraux accessoires comprennent le zircon, l'apatite et les oxydes. Ils sont intimement associés aux hornblendes et au pyroxène auxquels ils se substituent. Le feldspath potassique (> 15%) apparaît sous forme de phénocristaux automorphes bordés de cristaux de plagioclase et parfois le bord est résorbé.

La plupart des enclaves sont microgranulaires et mafiques par rapport à la roche encaissante et sont composées de plagioclase (40 à 45%), d'amphibole (25 à 30%), de biotite (10 à 15%), de feldspath potassique (> 10%), de clinopyroxène (10-15%) et de quartz (> 5%). Le zircon, l'apatite aciculaire (Figure II.28f) et les oxydes sont des minéraux accessoires (Pham et al., 2020). La chlorite n'est qu'un minéral secondaire résultant de l'altération en hornblende.

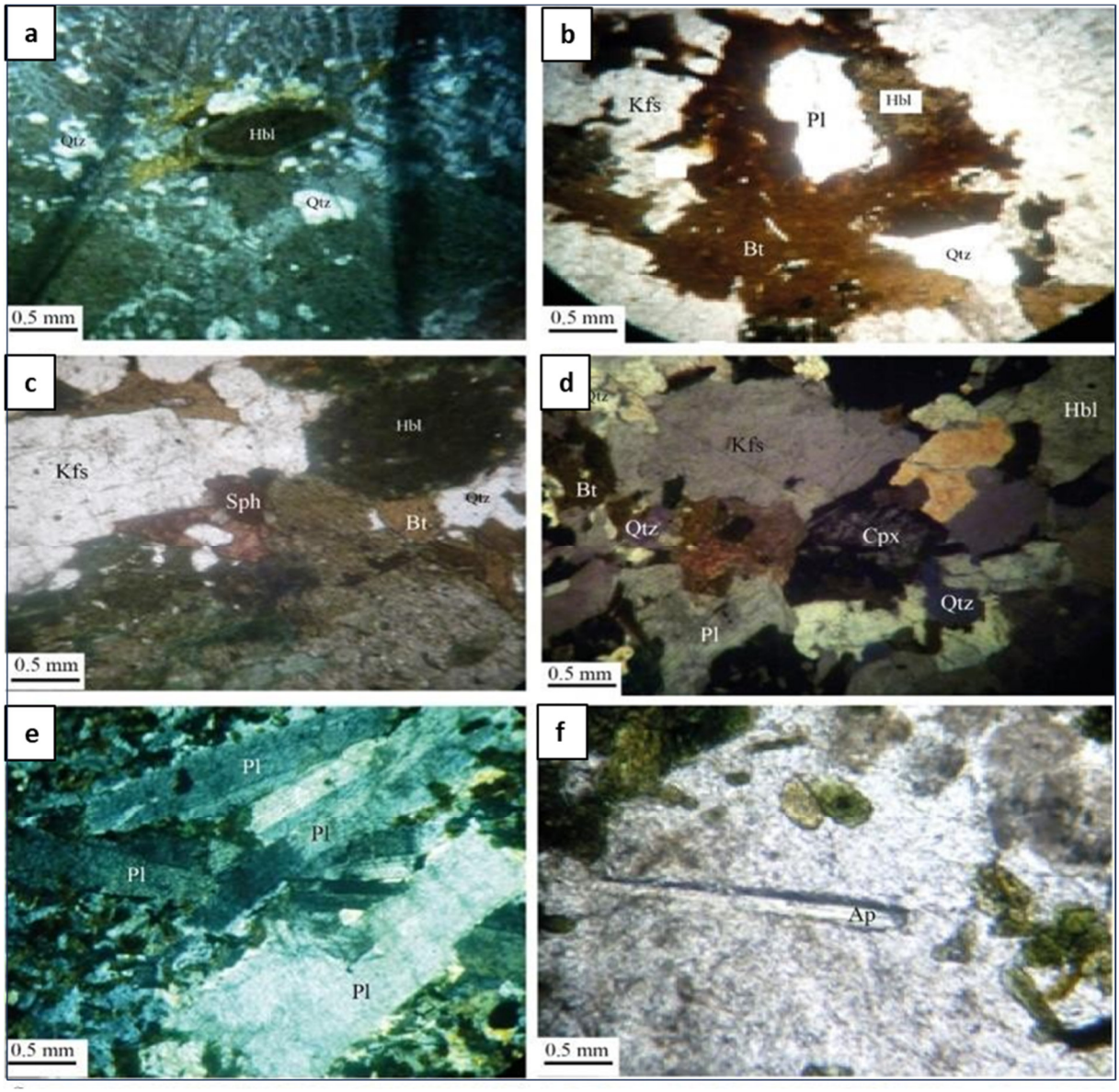


Figure II.28 : Photomicrographies montrant les textures typiques de la structure de mélange, (a) granite à biotite amphibole ; (b) granite à biotite ; (c) passage de l'amphibole par des xénomorphes à biotite ;

(d) quartz sous forme de cristaux arrondis ou ovoïdes à subédriques ; (e) les grains ovoïdes de quartz dans le gabbro-diorite, (f) les phénocristaux de feldspath alcalin ont été résorbés dans les enclaves mafiques ; (Hbl) agrégats de hornblende, (Bt) biotite (cpx) clinopyroxène à l'intérieur enclaves mafiques (Mbaihoudou et al., 2020, modifiée).

Sur le plan géochimique, les dolérites de Mongo se subdivisent en deux groupes distincts : un premier groupe est plus pauvre en SiO_2 que le deuxième groupe. Le premier groupe est également plus pauvre en alcalins notamment K_2O et Na_2O et en Al_2O_3. Les teneurs en Fe_2O_3 sont relativement similaires dans les deux groupes (Nkouandou et al., 2017). Les gabbro-diorites, les granites amphibole-biotite sont magnésiens à ferreux tandis que les granites à biotite sont ferreux avec une augmentation de SiO_2 (Mbaihoudou et al., 2020).

II.8. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

Dans cette partie, nous allons décrire l'hydrogéologie régionale et locale.

II.8.1. Hydrogéologie du Tchad

Le Tchad regorge d'importantes ressources en eau exploitables dans ses bassins hydrogéologiques issus de divers événements géologiques précédemment décrits. Les ressources renouvelables sont estimées à environ 20 milliards de m^3 par an (BRGM, 1987 ; SDEA, 2001). Ces ressources ont de multiples fonctions et usages. Contrairement aux eaux de surface, les eaux souterraines sont relativement résilientes au changement climatique, ce qui en fait une ressource essentielle en période de sécheresse. Cette ressource en eau souterraine est localisée soit dans de grands systèmes aquifères sédimentaires continus couvrant 75 % du territoire, soit dans des aquifères discontinus et localisés dans de socle (SDEA, 2001 ; Schneider, 2001).
Les principales unités hydrogéologiques identifiées (BRGM, 1987 ; Kusnir, 1995 ; Louis, 1970 ; Schneider et Wolff, 1992) sont :

II.8.1.1. Principaux systèmes aquifères continus

On trouve du haut en bas :

- L'aquifère quaternaire, s'étend entre 50 et 180 m de profondeur (Figure II.29). Les profondeurs par rapport au sol des niveaux statiques varient de 5 m en bordure du Chari à 80 m au centre du creux piézométrique de la nappe du Chari Baguirmi (Abderamane, 2012 ; Bouchez, 2015 ; Djoret, 2000). Il est marqué par de fortes hétérogénéités lithologiques et granulométriques, verticales et latérales (Schneider et Wolff, 1992). L'aquifère quaternaire au nord-est du pays est constitué de sables éoliens. Compte tenu de son extension régionale et à sa profondeur d'eau proche de la surface, la nappe du Quaternaire constitue la principale ressource exploitable par la population.
- L'aquifère du Pliocène inférieur (Figure II.29), se situe entre 250 et 300 m sous la surface du sol. Il n'y a pas de limite claire entre cet aquifère et celui du Continental Terminal. La sédimentation argileuse imperméable du Pliocène, marque la limite entre le Continental Terminal-Quaternaire et le début d'une sédimentation essentiellement sableuse (Schneider et Wolff, 1992). La série du Pliocène commence par une série sableuse de 10 à 30 m d'épaisseur (Pliocène inférieur) et se poursuit par une sédimentation argileuse de 200 m d'épaisseur qui sépare le Pliocène de la nappe du Quaternaire (Eberschweiler, 1996). L'écoulement dans cet aquifère à l'échelle du bassin tchadien s'effectue du Sud vers le nord-est dans les Pays-Bas où la nappe est artésienne (Schneider et Thiery, 2002).
- L'aquifère du Continental Terminal (Figure II.29), repose en discordance sur le socle précambrien. C'est un ensemble essentiellement sableux dont la puissance, d'une centaine de mètres, peut dépasser 600 m dans les fossés d'effondrement tel que celui de Doba (Eberschweiler, 1996). Cet aquifère est captif autour du lac Tchad et libre dans les pays bas et au sud du Tchad. Sur la partie sud-est du bassin du lac Tchad, il s'agit

plutôt d'aquifères déconnectés des formations superficielles (Schneider et Wolff, 1992). Il est artésien aux alentours du lac Tchad et est exploité au Niger et au Nigeria par plusieurs forages artésiens (Zairi, 2008).

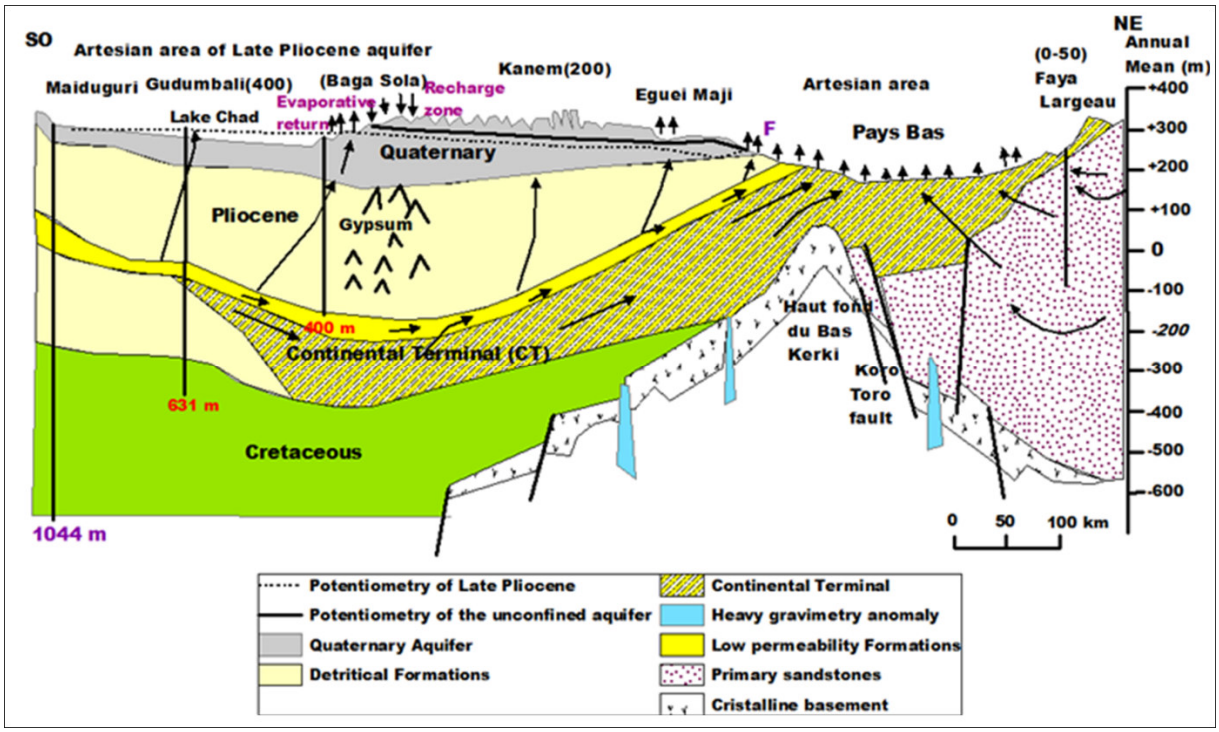


Figure II.29 : Coupe schématique SO-NE (Maïduguri-Faya) montrant les principaux aquifères continus présents dans le bassin du lac Tchad. les flèches correspondent au sens d'écoulement des eaux souterraines (Schneider et Wolff, 1992, modifiée).

A ces principaux aquifères situés essentiellement dans le bassin du lac Tchad, s'ajoutent d'autres aquifères partagés avec des bassins voisins à savoir l'aquifère de grès primaires au Nord et l'aquifère de grès de Nubie (Figure II.30) :

- L'aquifère de grès primaires est contenu dans des grès grossiers ferrugineux à stratifications entrecroisées d'âge cambro-ordovicien à dévonien supérieur, son épaisseur est de 800 à 1200 m, reposant en discordance sur le socle précambrien. L'aquifère a un caractère libre à captif (Kusnir, 1995 ; Schneider et Wolff, 1992).
- L'aquifère de grès de Nubie est contenu dans des grès comprenant des alternances d'argilites et de silts d'âge crétacé et mésozoïque, d'une épaisseur supérieure à 700 m. Ces grès reposent en discordance sur les formations précambriennes et paléozoïques. Ils affleurent dans les Erdis au nord-est du pays et s'étendent jusqu'au Soudan et en Libye formant ainsi une nappe commune entre les trois pays (Kusnir, 1995 ; ResEau, 2016).

II.8.1.2. Aquifères discontinus de socle cristallin précambrien

Les aquifères de socle sont localisés dans les régions des principaux massifs cristallins constitués des roches magmatiques et métamorphiques couvrant plus de 220 000 km^2 du territoire tchadien. Du fait de la nature géologique du substratum, la présence d'eau souterraine dans ces régions est liée aux formations alluviales qui les recouvrent, mais aussi aux horizons altérés et fissurés du socle (Figure II.30). L'eau qui s'écoule dans les lits des cours d'eau

contribue à recharger les aquifères de socle (Rusagara, 2023; Rusagara et al., 2022), surtout dans les zones où la drainance se combine avec une densité élevée de fracturation (BRGM, 1987 ; Schneider, 2001). Ces aquifères constituent dans ces régions la seule alternative pour l'alimentation en eau d'une partie importante des populations environnantes (BRGM, 1987 ; ResEau, 2016). Ils présentent globalement des traits communs aux modèles conceptuels généralement retenus pour les aquifères de socle en l'occurrence en Afrique de l'Ouest (Courtois et al., 2010 ; Wyns et al., 2004) mais également ailleurs dans le monde (Maréchal et al., 2004, 2004). Contrairement aux aquifères sédimentaires, peu d'études hydrogéologiques ont concerné les aquifères de socle au Tchad. Ils restent donc très mal connus localement et les prospections hydrogéologiques pour améliorer les conditions d'accès à l'eau n'ont jamais donné de bons résultats dans ces aquifères, avec un taux de forages positifs ne dépassant pas 40%.

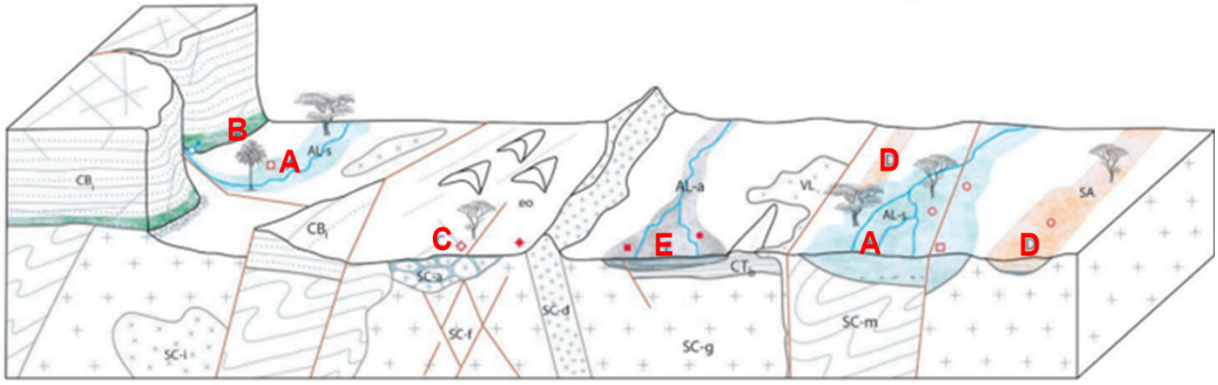


Figure II.30 : Diagramme schématique des propriétés aquifères des principaux ensembles géologiques du nord et de l'est du Tchad : aquifères de couverture, alluvions et sables fluviatiles ; alluvions fluviatiles à dominante argileuse non productives ; sables éoliens anciens peu productifs (A, E, D) ; aquifères du Continental de base, grès inférieurs, cambriens (B) ; aquifères locaux d'altérites, socle cristallin (C), ResEau (2016), modifié.

II.8.2. Hydrogéologie du Guéra

La région de socle cristallin du Guéra à l'instar de toutes les zones de socle du pays est caractérisée par des aquifères discontinus et localisés. On y trouve aussi des aquifères poreux superficiels (nappes alluviales et nappes d'altérites) qui recouvrent localement des aquifères discontinus logés dans les fractures et fissures du socle cristallin. Cette région, composée d'environ 90% de roches magmatiques et métamorphiques recouvertes localement par des dépôts sédimentaires, n'a jamais fait l'objet d'une étude hydrogéologique détaillée permettant la caractérisation de la structure et de la géométrie du profil d'altération et donc du système aquifère. C'est un des objectifs de cette thèse. Quelques travaux préalables ont toutefois décrit les principales nappes et leur mode de recharge (BRGM, 1987 ; PHPTC1/AFD, 2008 ; Schneider et Wolff, 1992 ; Schneider, 2001) (Figure II.31) :

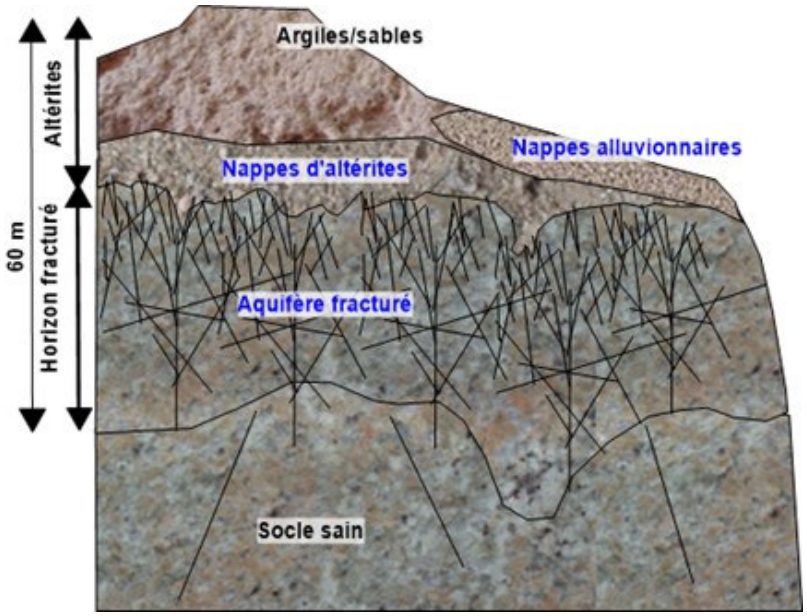


Figure II.31 : Coupe schématique représentant le contexte hydrogéologique de la région du Guéra (PHPTC1/AFD, 2008) *modifiée et adaptée de* (Wyns et al., 2004).

II.8.2.1. Nappes de recouvrement

Les recouvrements alluvionnaires des vallées principales renferment des nappes d'eau souterraine dites alluviales. Ces nappes participent à l'alimentation en eau des villages et des cheptels. On distingue deux principaux types d'alluvions : (i) les alluvions anciennes constituées de sédiments grossiers, tels que les galets, graviers et sables ; elles sont déposées principalement en amont des bassins versants près des reliefs, et parfois acheminées en aval lors de crues importantes ; et (ii) les alluvions récentes situées souvent dans les fonds de vallées ; elles sont à dominance sableuse sous les tapissages argileux des mares ou des zones inondées, renfermant fréquemment des nappes d'inféro-flux exploitées par de nombreux puisards peu profonds creusés dans le lit même de cours d'eau mais rarement permanents. L'alimentation de ces nappes se fait lorsque le lit mineur de la vallée réussit à traverser la couche limoneuse superficielle pour mettre en continuité les alluvions sableuses de fond de lit et les formations détritiques de l'Holocène moyen, ou bien si les pluies sont suffisamment importantes pour s'infiltrer par débordement sur les flancs perméables des vallées. Ces nappes peuvent atteindre 10 à 30 m de profondeur (Schneider, 2001).

II.8.2.2. Nappes d'altérites

Les formations superficielles résultant de l'altération des roches existantes forment les nappes d'altérites. Ces nappes sont renfermées dans des arènes granitiques, dans des pédiments qui s'accumulent au pied des affleurements et dans la frange d'altération du socle jusqu'à une profondeur de 20 à 35 m. Les formations argileuses ou argilo-sableuses se caractérisent par une perméabilité relativement faible, et une capacité de rétention d'eau élevée (PHPTC1/AFD, 2008). Cette couche a une importante capacité de stockage, jouant le rôle capacitif ou d'emmagasinement dans le fonctionnement de l'aquifère (Courtois et al., 2010 ; Koita, 2010).

II.8.2.3. Nappes dans les fissures du socle

Il s'agit des nappes localisées dans les fractures et fissures profondes du socle. Elles sont situées généralement dans la zone de transition entre les altérites et le granite sain. Il existe quelques sources pérennes qui sont des exutoires de ce niveau ; elles sont connues dans les zones montagneuses par exemple les sources de Tchéleti et Botchi dans le massif d'Aboutelfan sont étudiées dans le cadre de cette étude. Certaines sources ont des faibles débits et leur accès souvent difficile les rend peu exploitables. D'autres se sont taries ces dernières décennies compte tenu de la baisse de la recharge. Selon Schneider et Wolff (1992) et Schneider (2001), cette baisse de la recharge serait principalement due à la disparition des grands arbres sur les reliefs, favorisant l'érosion et rendant les sols imperméables.

II.8.2.4. Qualité des eaux souterraines dans la région du Guéra

En ce qui concerne les caractéristiques chimiques des eaux souterraines, les travaux précédents ont montré que le résidu sec des eaux souterraines du Guera est faible (< à 250 mg/L). Le faciès de l'eau est bicarbonaté calcosodique. Les teneurs en chlorures et en sulfates sont inférieures à 20 mg/l (BRGM, 1987 ; Schneider, 2001).
En termes d'exploitation de la ressource, les nappes alluviales peu profondes sont exploitées par des puits traditionnels très peu profonds qui sont la plupart du temps temporaires. Pour améliorer localement la ressource, la technique de recharge artificielle a été aussi pratiquée en implantant des barrages dans le lit des cours d'eau par exemple le barrage de Moukoulou dans les environs de Bitkine. L'exploitation des aquifères profonds s'est aussi multipliée depuis plusieurs années et les cibles les plus recherchées sont les fractures profondes productives mais le résultat n'a pas été satisfaisant.
Nos travaux de thèse consistent donc à faire la synthèse de toutes les connaissances acquises via différents programmes dans cette région de façon à proposer d'une part une connaissance approfondie du fonctionnement hydrogéologique de la région et d'autre part une méthodologie permettant d'améliorer le taux de succès dans l'implantation des forages d'eau futurs.

II.9. SYNTHESE

La région du Guéra, située au centre du Tchad s'étend sur une superficie d'environ 23 262 km^2. Elle est soumise à un climat de type sahélo-soudanien, contrôlé par la périodicité de la mousson et de l'harmattan, caractéristiques de l'Afrique de l'Ouest avec une saison pluvieuse d'avril à octobre. La précipitation moyenne annuelle est d'environ 750 mm/an avec 60 à 70% qui tombent en juillet-août, souvent avec de fortes intensités. La température moyenne annuelle est d'environ 30°C. Sur le plan géologique, la région est constituée d'une unité orographique regroupant trois principaux massifs : Aboutelfan, Mont Guéra et Melfi, ainsi que de nombreux petits massifs secondaires et inselbergs séparés par des zones d'arènes sableuses. Le relief culmine à 1613 m au Mont Guéra alors que l'altitude moyenne de la plaine environnante oscille entre 400 et 500 m, sans présence de cours d'eau pérenne. Ces massifs d'âge précambrien sont constitués essentiellement de roches magmatiques dont 90% de granitoïdes et de quelques roches métamorphiques. Ces roches sont recouvertes localement par des formations récentes, tertiaires à quaternaires, comprenant des cuirasses latéritiques associées au Continental Terminal et des alluvions fluvio-lacustres, à composante argileuse (appelés pédiments), ou fluviatiles à dominance sableuse recouvrant les lits des cours d'eau récents à actuels. Ces aquifères sont discontinus et localisés. Ils présentent des traits communs au modèle conceptuel classique communément admis pour les aquifères de socle. La région est assez représentative de l'Afrique de l'Ouest tant au plan climatique que géologique et hydrogéologique.

Les eaux souterraines dans cette région sont d'une grande importance pour les populations locales car elles constituent les seules ressources pérennes pour subvenir à leurs besoins vitaux, pratiquer leurs activités agricoles de contre-saison et abreuver leur bétail. Cependant, le manque d'accès à ces aquifères de socle ainsi que le manque de connaissances hydrogéologiques approfondies entraînent une exploitation inadéquate de ces ressources, ce qui affecte les populations. Il est donc crucial d'améliorer les connaissances et de proposer des modèles conceptuels locaux des aquifères de socle pour ce secteur de façon à améliorer l'accès aux ressources en eau de la région. Ces modèles seront comparés aux modèles décrits par ailleurs à l'échelle nationale et internationale.

CHAPITRE III : DONNEES ET TRAITEMENTS PRELIMINAIRES

Pour ce travail de thèse, deux principaux types de données ont été utilisés : des données préalablement existantes acquises dans le cadre des programmes d'accès à l'eau potable et du réseau mondial de mesure des isotopes dans les précipitations (GNIP) et des données spécifiquement acquises dans le cadre de cette thèse.

III.1. DONNEES EXISTANTES

III.1.1. Données techniques des principaux programmes

III.1.1.1. Description de programmes

Les différents programmes qui ont investi dans la région sont loin d'avoir apporté une totale satisfaction d'accès à l'eau potable, mais ont constitué une base de données précieuse sur le milieu hydrogéologique. Il s'agit notamment du PNUD (1989-1991), UNICEF (1986), PHPTC1/AFD (2004-2008) ; PHPTC2/AFD (2012-2013) ; et du 9ème FED (2009-2011) ; pour ne citer que ces programmes.
Parmi ces programmes, nous nous sommes intéressés dans un premier temps aux données des trois derniers et principaux programmes : Programme d'Hydraulique Pastorale Tchad Central I, PHPTCI (Tableau III.3), Programme d'Hydraulique Pastorale Tchad Central II, PHPTCII (Tableau III.4) et Programme 9ème FED, Programme d'accès à l'eau potable et Appui à la politique sectorielle (Tableau III.5).

Tableau III.3 : Données géophysique (profil et sondage) et de forages de reconnaissance du PHPTCI.

Géophysique (prospection électrique classique)	114 profils électriques	Coordonnées géographiques et orientations de sites
	14 sondages électriques	Données géophysiques : résistivités électriques, épaisseurs et profondeurs de formation
62 forages de reconnaissance	48 forages négatifs	Données techniques de forages, lithologie, essai de pompage et données chimiques
	14 forages positifs (Q > 3 m^3/h)	

Tableau III.4 : Données géophysique (profil et sondage) et de forages du PHPTCII.

Géophysique (prospection électrique classique)	11 trainés électriques	Coordonnées géographiques et orientations de sites
	85 sondages électrqiues	Données sur les résistivités électriques, les épaisseurs et profondeurs de formation
111 forages	80 forages négatifs	Données techniques de forages, lithologie, essai de pompage et données chimiques
	31 forages positifs (Q > 3 m^3/h)	

Tableau III.5 : Données géophysique (électromagnétique) et de forages du 9ème FED.

Géophysique (électromagnétique)	700 Profils EM34	
	592 panneaux électriques réalisés	
798 forages réalisés	474 forages négatifs	données techniques de forages, lithologie, essai de pompage, et chimiques
	324 forages positifs (Q > 0.5 m^3/h)	

La Figure III.32 présente la répartition spatiale des ouvrages réalisés par les 3 principaux programmes (PHPTCI, II et 9ème FED) ainsi que les piézomètres de suivi des nappes alluviales installés par le Projet d'Amélioration de la Résilience des Systèmes Agricoles au Tchad (PARSAT).

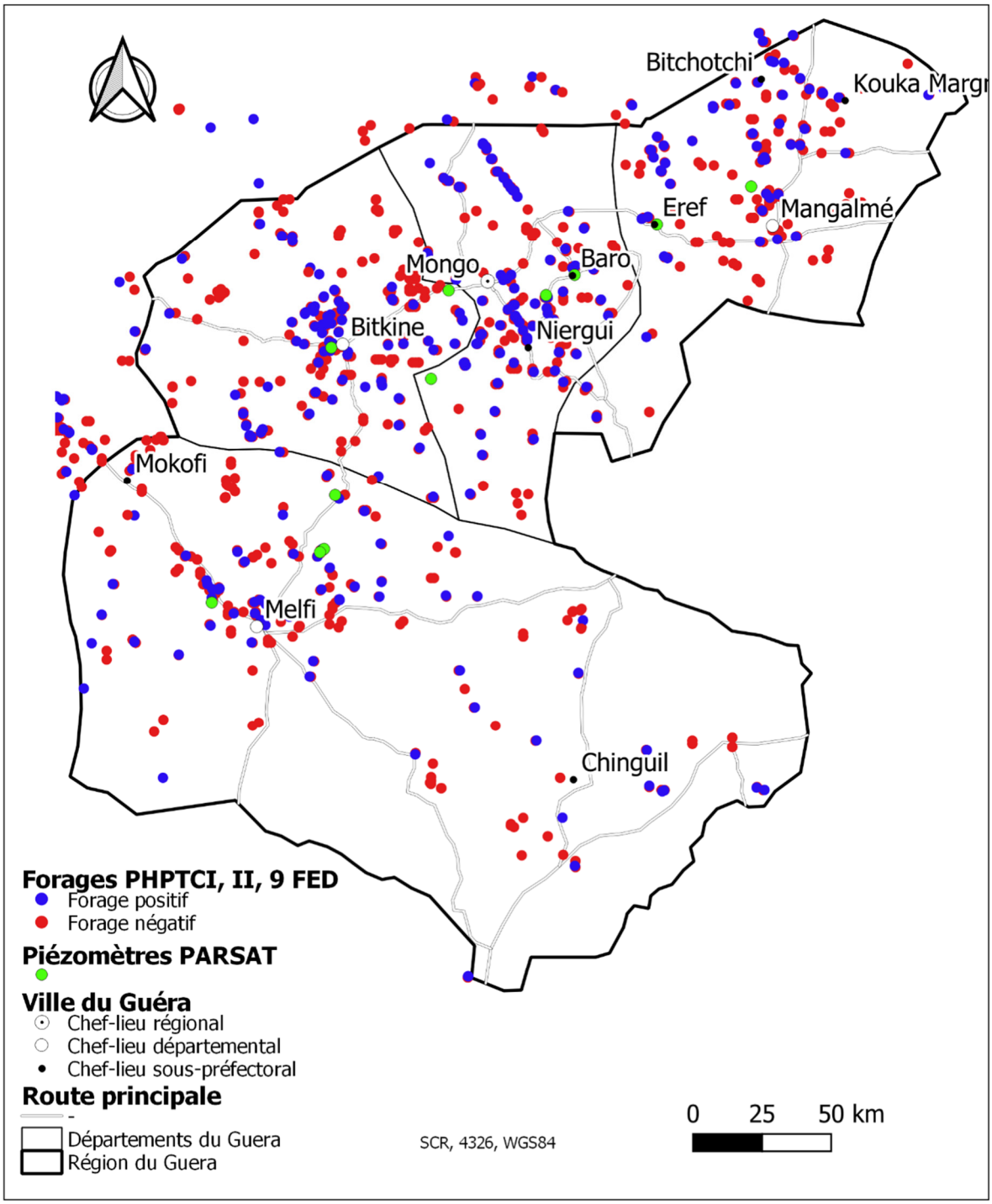


Figure III.32: Répartitions spatiales des ouvrages de 3 principaux programmes.

III.1.1.2. Données brutes utilisées et validation de leur qualité

Après avoir organisé les données de ces trois principaux programmes, nous nous sommes beaucoup plus intéressés aux données acquises dans le cadre du 9ème FED, piloté par le Ministère en charge de l'eau du Tchad (9ème FED, 2011). Ce choix se justifie par le fait que ce programme a procédé à l'implantation des forages à la fois par la réalisation des profils électromagnétiques (EM34, 1D) et la tomographie de résistivité électrique (ERT, 2D) sur des linéaments identifiés par des analyses de photographies aériennes et des images satellitaires.

Cette dernière méthode s'est avérée la plus adaptée dans les aquifères de socle, par rapport à l'utilisation systématique de profilages et de sondages électriques 1D qui sont des méthodes assez classiques. Cependant, les données étaient exploitées uniquement sur une base observationnelle et structurale pour localiser les fractures individuelles sans prendre en compte leur environnement : géométrie, lithologie, topographie, hydrographie, densité de linéaments, connectivités avec d'autres structures, etc.

Ce programme a constitué une base de données conséquente qui dispose d'informations hydrogéologiques et géophysiques complètes à l'échelle de la région : 798 forages (dont 324 forages positifs à $Q \geq 0.5$ m^3/h), 700 profils EM34 et 592 panneaux électriques. Cette base de données contient notamment les coordonnées géographiques des forages, l'état de l'ouvrage, la position des crépines, l'épaisseur et la profondeur du massif filtrant, le débit de développement, le débit de foration et de pompage par paliers, le niveau piézométrique (rabattement et niveau statique), la profondeur du socle sain, la profondeur totale du forage, les logs de foration, ainsi que les profils et panneaux électriques avec leurs coordonnées géographiques, les données chimiques, etc. Il a été constaté que ces données présentent quelques incertitudes. Nous avons procédé à la vérification voire la correction des positions géographiques des forages. Après validation, il reste 315 sites (dont 140 ont un débit de développement supérieur ou égal à 0.5 m^3/h) couvrant les départements de Bitkine et de Mongo. Sur ces 315 sites, seuls les panneaux électriques de 82 sites situés dans les bassins versants de Mongo, de Barlo et de Bitkine ont été sélectionnés pour notre étude (Figure III.33).

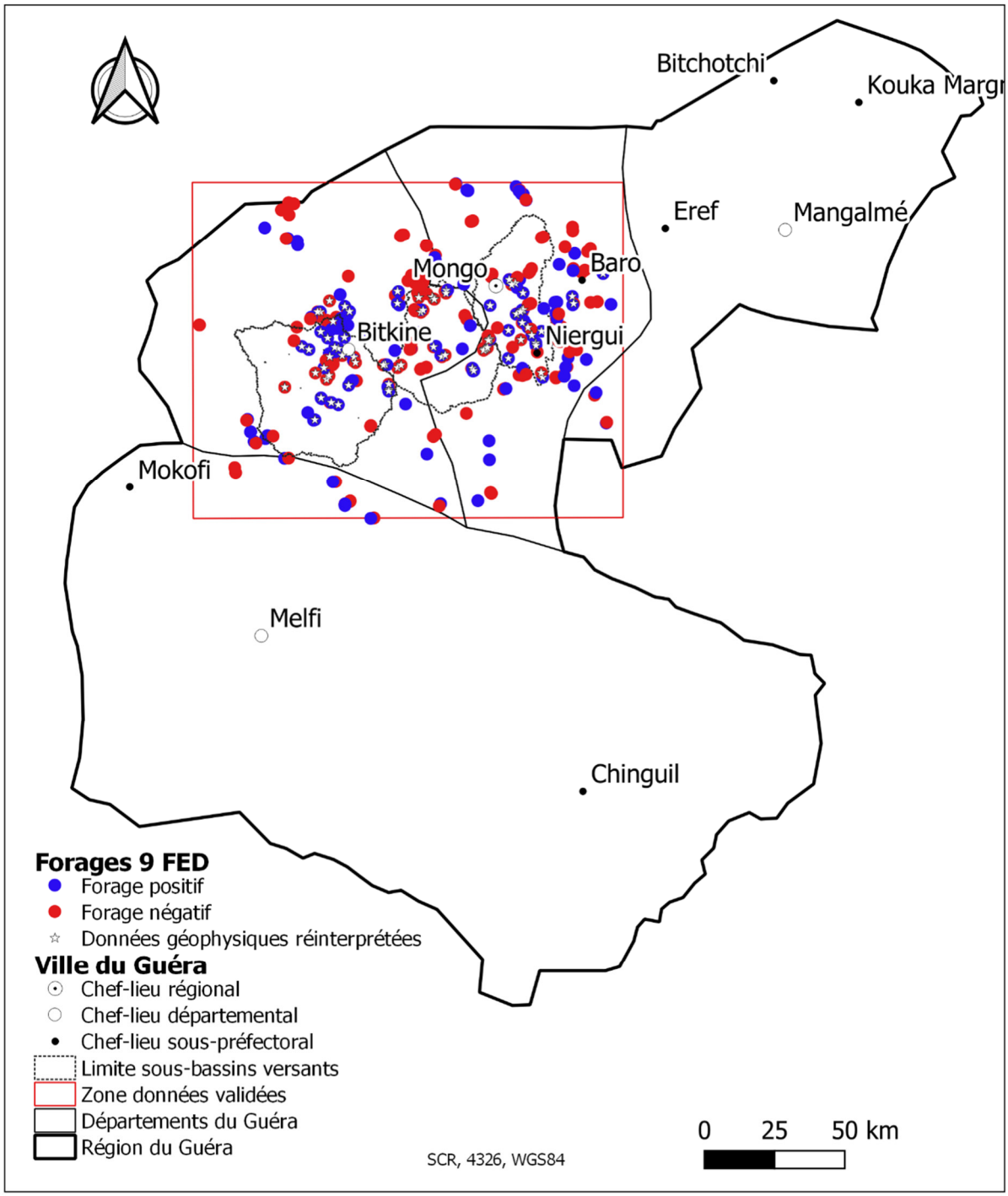


Figure III.33 : Données valides retenues pour cette étude. Ces données disposent d'informations géologiques, hydrogéologiques et géophysiques complètes.

Les données hydrogéologiques (données techniques de forages et pompages) ont fait l'objet de : (i) une saisie et organisation des données, (ii) validation de leur qualité par croisement entre paramètres (iii) calculs/déduction entre paramètres par exemple la détermination des toits et bases de formations. Les données géophysiques ont quant à elles fait l'objet d'une (i) validation de leur qualité et (ii) d'un retraitement et d'une réinterprétation.

III.1.1.3. Données géologiques et productivité

a. Lithologie

Les paramètres physiques de forages notamment l'épaisseur de recouvrement (ERE), l'épaisseur de l'horizon altéré (EHA), l'épaisseur de l'horizon fissuré (EHF), la profondeur de formations meubles (PFM) ainsi que la profondeur totale sont analysées et extraites de logs de forages. Comme il est difficile parfois de distinguer la limite entre l'horizon altéré et fissuré, et dans le but de quantifier intégralement l'altération meuble, les paramètres (i) somme des horizons altéré et fissuré (E(HA+HF)) et (ii) somme du recouvrement et de l'horizon altéré (E(RE+HA)) ont été créés. D'autres paramètres comme l'altitude des toits et des bases des différentes formations ont également été créés.

b. Productivité

Plusieurs paramètres de productivité ont été utilisés dans cette étude. Il s'agit de la productivité totale des forages et de la productivité de chaque horizon.

b.1. Productivité de forage

La description précise de la productivité de forage a été complexe en raison de problèmes de représentativité dans les différents débits mesurés. La base de données comporte trois différents débits, à savoir : (i) le débit de fin de foration (Qf), qui correspond au débit volumique pompé par air-lift et mesuré suivant les venues d'eau dans les différents horizons jusqu'à la fin de foration, celui présenté ici est le débit total de fin de foration ; (ii) le débit de développement (Qd), obtenu après développement, soufflage et équipement est également mesuré avec le même compresseur que celui de foration et (iii) le débit de pompage par paliers (Qp), correspondant au débit mesuré après un essai de pompage par 3 paliers de 2 heures chacun à l'aide d'une pompe immergée. Ce dernier débit est donc constitué du débit du premier palier noté Q1, le débit du deuxième palier Q2, le débit du troisième palier Q3, ainsi que les rabattements correspondants s1, s2 et s3.

Dans un premier temps, nous avons réalisé une étude comparative entre ces trois débits, en utilisant Qp, le débit de pompage du dernier palier. La Figure III.34 illustre cette étude.

Les débits Qd et Qf (Figure III.34.a) présentent une bonne corrélation dans leur ensemble avec un coefficient de corrélation R^2 acceptable R^2 de 0.62. Cependant, on voit le long de l'axe des ordonnées que certains forages présentent des Qf très importants, mais qu'après développement et soufflage, ces débits diminuent considérablement. Cette diminution s'explique par l'effet de l'équipement sur le Qd. On voit par ailleurs que dans la majorité des cas, Qd et Qf ont des valeurs proches. Qd est plus représentatif que Qf si un horizon productif (altérites) a été isolé durant la réalisation du forage avec donc Qd > Qf.

Qd et Qp (Figure III.34.b) montrent également une corrélation positive avec $R^2 = 0.66$. Qp est souvent plus élevé que Qd, mais cela peut être dû au fait que ces débits sont mesurés par des pompes différentes et que le débit de pompage est fortement contrôlé par le type de pompe employée et donc peu représentatif du milieu.

Le débit de développement (Qd) a donc été retenu pour la suite de notre analyse, du fait qu'il reflète mieux l'état de l'ouvrage.
Plus tard, après avoir effectué les différents traitements et analyses, et en tenant compte des observations de membres du jury, nous avons déterminé les débits spécifiques (Q/s) correspondants au trois paliers (Q1/s1, Q2/s2 et Q3/s3). L'analyse de Q/s avec Qd (Figure III.34.c) montre que Q1/s1, Q2/s2 et Q3/s3 suivent la même tendance, avec Q1/s1 étant égal ou légèrement supérieur à Q2/s2 et Q3/s3. Finalement, nous aurions dû travailler avec les débits spécifiques calculés. Cependant, comme le graphe de la Figure III.34.c montre une bonne corrélation entre les Q/s et Qd, surtout pour les valeurs de Q/s inférieures à 1.5 m^3/h/m, nous avons décidé de garder Qd, car le résultat aurait été identique.

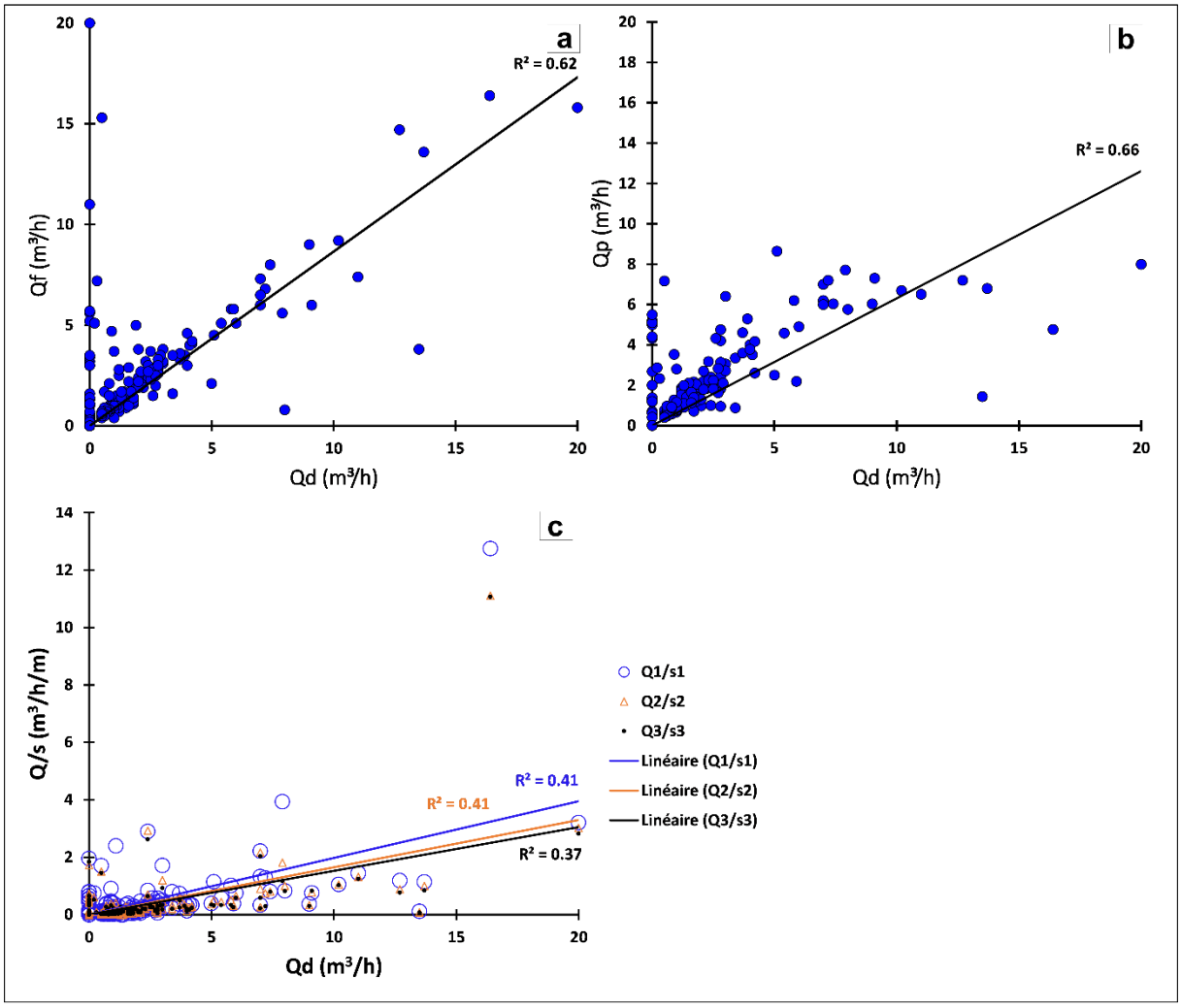


Figure III.34 : Relation entre Qd-Qf (a), Qd-Qp (b) et Qd-Q/s (c).

b.2. Productivité de chaque horizon

Les paramètres de productivité de chaque horizon séparé sont extraits des logs de forages qui précisent les zones de venues d'eau. Quand ils sont disponibles, on obtient ainsi les paramètres suivants : débit du recouvrement (QRE), débit de l'horizon altéré (QHA) et débit de l'horizon fissuré (QHF).

c. Données géophysiques : acquisition et réinterprétation

L'acquisition des données géophysiques a été réalisée après des travaux préliminaires de télédétection tels que décrits dans le (9ème FED, 2011). Ces travaux ont consisté à identifier des linéaments à partir de la réinterprétation des images radar du satellite japonais JERS (Japanese Earth Resources Satellite), opérant dans la bande L -23,5 cm- en polarisation HH, avec une résolution spatiale de 18 m. L'objectif était de choisir jusqu'à 3 potentiels sites pour l'implantation d'un forage (ou plus si possible), classés par priorité dans un périmètre moyen de 3 à 4 km autour des villages. Il s'agissait de rechercher des sites proches des villages, pour limiter la distance à parcourir par les bénéficiaires pour s'approvisionner en eau. Ces sites favorables sont appelés chacun « point FB », où des investigations géophysiques sont menées. La méthodologie de la mise en œuvre appliquée a été la suivante :

- Réalisation d'un profil d'EM34 de 100 m de longueur centrée sur le « point FB » pour valider ou invalider le linéament issu de la photo-interprétation. Les mesures se font le long d'un axe perpendiculaire à l'anomalie recherchée et à intervalles réguliers de 10 m, resserrés à 5 m sur 20 m de chaque côté du « point FB ». Les diagrammes dressés à partir des mesures collectées renseignent sur l'existence et la position des anomalies, leur pendage et sur la conductivité moyenne des terrains en place. La comparaison des mesures en mode horizontal et vertical permet d'apprécier la profondeur de recouvrement et la profondeur approximative de l'anomalie quand elle existe.
- Réalisation d'un panneau électrique (SYSCAL R1PLUS SWITCH 48, 200 W, 2500 mA, 600 V) en configuration Wenner Schlumberger sur un profil de 235 m de longueur (48 électrodes espacées de 5 m).
- Réalisation d'un panneau en configuration pôle-dipôle inverse sur un profil de 235 m de longueur (48 électrodes espacées de 5 m).
- Inversion des données acquises et interprétation géophysique
- Réalisation des forages.

L'inversion a été réalisée à l'aide du logiciel Res2DINV (Loke et Barker, 1996) après avoir combiné les données des panneaux pôle-dipôle direct et inverse. Après avoir réalisé quelques inversions dites "smooth" en norme L2 favorisant des changements progressifs de résistivité, il a été constaté que les terrains sont très contrastés. Il a donc été décidé de procéder à une inversion dite "robust" ou « blocky » en norme L1 qui permet de construire des modèles avec des transitions plus franches (Loke et al., 2003). L'inversion en norme L1 facilite ainsi la délimitation entre le profil d'altération et la limite de la roche saine (Belle et al., 2019).

Les 82 panneaux électriques implantés sur les bassins versants de Mongo, Barlo et Bitkine ont donc été réinterprétés dans le cadre de cette thèse. Les résistivités électriques inversées de 41 panneaux des bassins de Mongo et Barlo ont été mises en relation avec la lithologie puis interpolées verticalement sur un maillage régulier tous les 20 cm selon la verticale à l'aplomb des forages. Cela a permis d'identifier les principales formations géologiques présentes : le recouvrement, l'horizon altéré, l'horizon fissuré et le socle ainsi que leur gamme de résistivité électrique (Ωm_RE, Ωm_HA, Ωm_HF et Ωm_SS). Nous avons également réalisé une analyse morphométrique, dans laquelle ont été présentés les modèles géophysiques établis et la lithologie. Le traitement des données a nécessité l'utilisation des logiciels ProsysII, RES2DINV, Surfer, Matlab et SIG.

III.1.1.4. Synthèse des données géologiques, hydrogéologiques et géophysiques

Les travaux de validation et de traitement ont conduit à une nouvelle base de données de 315 sites avec 62 paramètres (Tableau III.6) dont 15 principaux hydrogéophysiques caractéristiques de l'aquifère ont été retenus pour cette étude (Tableau III.7).

Tableau III.6 : Description des 62 paramètres géologiques, hydrogéologiques et géophysiques déterminés.

Id_PE_9FED			Numéro de profil ERT (Tomographie de résistivité électrique)
Nom_Village			Nom de village dans lequel le forage est réalisé
Code_IRH			Numéro de référence du forage
Etat_Ouvrage			Forage non productif/Forage productif
No_Site			Ordre de priorité de sites à forer après étude géophysique
X_FB			Coordonnées de sites favorables identifier lors de travaux prospectifs
Y_FB			
Position_FB			Position du site favorable sur le panneau ERT
Position_F			Position du forage réalisé
X_F			Coordonnées du forage
Y_F			
Z_F (m)			Altitude par rapport au sol du forage via MNT
Toit_Cre			Position toit de crépine au niveau de zones de venues d'eau
Base_Cre			Position base de crépine au niveau de zones de venues d'eau
Top massif			Profondeur de massif filtrant installé le long de crépine par rapport au sol
Qf (m^3/h)			Débit de fin de foration
Qd (m^3/h)			Débit après développement (exploitation), soufflage et équipement
Qp (m^3/h)			Débit de pompage par pallier
s (m)			Rabattement
NS (m)			Niveau statique en fin de foration
NP (m)			Niveau piézométrique (différence entre le niveau de l'eau et l'altitude)
EHSAT (m)			Epaisseur de l'horizon saturé
Recouvrement (RE)	**TRE**		Toit de la formation par rapport au sol
	BRE		Base de la formation par rapport au sol
	ERE		Epaisseur de formation
	EREAr		Epaisseur argileuse
	ZTRE		Altitude du toit de la formation par rapport au sol
	ZBRE		Altitude de la base de la formation par rapport au sol
	QRE		Débit de la formation
	Lithologie	**TV**	Terre végétale
		S	Sable
		A	Argile
		AS	Argile-sableuse
		SA	Sable-argileux
	Résistivité	**Ωm_Min**	Résistivité Minimale
		Ωm_Max	Résistivité Maximale
		Ωm_Moy	Résistivité Moyenne de recouvrement
Horizon Altéré (HA)	**THA**		Toit de la formation par rapport au sol
	BHA		Base de la formation par rapport au sol
	EHA		Epaisseur de formation
	ZTHA		Altitude du toit de la formation par rapport au sol
	ZBHA		Altitude de la base de la formation par rapport au sol
	QHA		Débit de la formation
	Lithologie	**ALT**	Altérite
		ALT S	Altérite sableux
		ALT A	Altérite argileux
		GRA	Granite
		GRA-BIO	Granite à biotite
		DIO	Diorite
		DOL	Dolérite
		GRA-ROSE	Granite rose
		GRANODIO	Granodiorite
		PHA	Pas d'horizon altérée
	Résistivité	**Ωm_Min**	Résistivité Minimale
		Ωm_Max	Résistivité Maximale
		Ωm_Moy	Résistivité Moyenne de l'horizon altéré
Horizon Fracturé (HF)	**THF**		Toit de la formation par rapport au
	BHF		Base de la formation par rapport au sol
	EHF		Epaisseur de formation
	ZTHF		Altitude du toit de la formation par rapport au sol
	ZBHF		Altitude de la base de la formation par rapport au sol
	QHF		Débit de la formation
	Lithologie	**MONZOGRA**	Monzogranite
		MICROGRA	Microgranite
		PHF	Pas d'horizon fissuré
	Résistivité	**Ωm_Min**	Résistivité Minimale
		Ωm_Max	Résistivité Maximale
		Ωm_Moy	Résistivité Moyenne de l'horizon fissuré
Socle Sai	**TSS**		Toit de la formation par rapport au
	BSS		Base de la formation par rapport au sol
	ESS		Epaisseur de formation
	ZTSS		Altitude du toit de la formation par rapport au sol
	ZBSS		Altitude de la base de la formation par rapport au sol
	QSS		Débit de la formation
	Lithologie	**PSS**	Pas de socle
	Résistivité	**Ωm_Min**	Résistivité Minimale
		Ωm_Max	Résistivité Maximale
		Ωm_Moy	Résistivité Moyenne du socle
E(RE+HA)			Somme de recouvrement et épaisseur de l'horizon altéré
E(HA+HF)			Somme des épaisseurs de l'horizon altéré et fissuré
PFM			Profondeur de formations meubles (recouvrement plus altérites)
PT			Profondeur totale

Tableau III.7 : Paramètres et leur unité retenus pour cette étude.

Paramètre	Description
Z (m)	Altitude
Qd (m^3/h)	Débit de développement
ERE (m)	Epaisseur de recouvrement
EHA (m)	Epaisseur de l'horizon altéré
QHA (m)	Débit de l'horizon altéré extrait du débit de foration suivant la profondeur
EHF (m)	Epaisseur de l'horizon fissuré
QHF (m)	Débit de l'horizon fissuré extrait du débit de foration suivant la profondeur
E(HA+HF) (m)	Somme des épaisseurs de l'horizon altéré et fissuré
EREAr	Epaisseur du recouvrement argileux
E(RE+HA)	Somme de recouvrement et épaisseur de l'horizon altéré
PFM	Profondeur de formations meubles
PT (m)	Profondeur totale
Ωm_RE	Résistivité de recouvrement
Ωm_HA	Résistivité de l'horizon altéré
Ωm_HF	Résistivité de l'horizon fissuré

III.1.2. Données isotopiques du réseau GNIP

III.1.2.1. Composition isotopique des eaux des pluies : Isotopes stables (^{18}O et ^{2}H) et tritium (^{3}H)

Pour caractériser la composition isotopique des pluies, nous avons utilisé les données recueillies sur la station GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitations) de N'Djamena. Ces données en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ et ^{3}H mesurées entre 1963 à 2018 présentent des discontinuités dans le temps. En effet, les enregistrements ont été suspendus pendant 20 ans à partir de 1995. La station a recommencé à fonctionner en 2015 grâce au projet de coopération technique RAF7011 soutenu par l'AIEA. Nous allons donc nous intéresser aux données récentes et continues, acquises de 2015 à 2018 pour lesquelles les moyennes pondérées sont calculées (Tableau III.8). Les compositions isotopiques des précipitations constituent la fonction « signal d'entrée » actuel de recharge des eaux souterraines. La connaissance de la composition des précipitations permet donc d'estimer leur contribution éventuelle à la recharge des aquifères (Gat, 1971 ; Fontes, 1981 ; Leduc, Favreau et Schroeter, 2001 ; Le Gal La Salle *et al.*, 2001). Les eaux des aquifères, directement rechargées par les eaux de pluie, présentent des teneurs en isotopes stables qui s'alignent sur la droite météorique mondiale (DMM), contrairement à celles qui ont subi une évaporation qui montrent un enrichissement de leur composition isotopique en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ (Taupin et al., 2000).

Tableau III.8 : Moyennes pondérées des précipitations de δ18O, δ2H et 3H de 2015 à 2018 à N'Djamena.

Date	Hauteur des précipitations, HP (mm)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{18}O$*HP	$\delta^{2}H$ (‰)	$\delta^{2}H$*HP	^{3}H (UT)	^{3}H*HP
15/06/2015	81.20	2.26	183.51	13.30	1079.96	2.70	219.24
15/07/2015	235.70	-1.78	-419.55	-3.70	-872.09	4.50	1060.65
15/08/2015	162.00	-4.13	-669.06	-22.60	-3661.20	5.10	826.20
15/09/2015	81.90	-1.94	-158.89	-3.80	-311.22	4.70	384.93
15/10/2015	1.10	2.55	2.81	23.60	25.96	3.99	4.39
15/05/2016	0.90	-5.21	-4.69	-30.00	-27.00	5.70	5.13
15/06/2016	81.20	-4.45	-361.34	-23.40	-1900.08	3.80	308.56
15/07/2016	243.40	-3.64	-885.98	-18.20	-4429.88	6.60	1606.44
15/08/2016	200.60	-3.85	-772.31	-20.70	-4152.42	5.00	1003.00
15/09/2016	81.90	-3.79	-310.40	-20.20	-1654.38	4.80	393.12
15/10/2016	1.10	3.55	3.91	38.70	42.57	5.30	5.83
15/06/2017	47.90	-4.44	-212.68	-24.90	-1192.71	5.07	242.96
15/07/2017	211.20	-3.60	-760.32	-14.60	-3083.52	5.38	1136.78
15/08/2017	210.40	-3.26	-685.90	-21.20	-4460.48	5.68	1194.06
15/06/2018	49.10	-7.42	-364.32	-43.60	-2140.76	5.33	261.73
15/07/2018	153.90	-5.68	-874.15	-36.20	-5571.18	5.41	832.62
15/08/2018	134.40	-8.65	-1162.56	-56.40	-7580.16	4.87	654.08
15/09/2018	118.10	-6.25	-738.13	-37.60	-4440.56	7.21	851.96
Somme	2096.00		-8190.05		-44329.15		10991.68
Moyenne pondérée		**-3.91**		**-21.15**		**5.24**	
Moyenne simple		**-3.32**		**-16.75**		**5.06**	
Minimum		**-8.65**		**-56.40**		**2.70**	
Maximum		**3.55**		**38.70**		**7.21**	

a. Relation entre $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux de pluies de N'Djamena : droite météorique local

Les statistiques de données mensuelles de pluies de 2015 à 2018 (Tableau III.8) montrent que les teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ varient respectivement de -8.65 à 3.55‰ avec une moyenne pondérée de -3.91‰ ; et de -56.40 à 38.70‰ avec une moyenne pondérée de -21.15‰. Cette grande variation de la composition isotopique est commune à toutes les régions arides.
Le rapport $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ présenté en Figure III.35 a permis de définir la droite météorique locale (DML). Elle a l'équation suivante :

$$\delta^{2}H = 6.51 \times \delta^{18}O + 4.13 \quad \text{(III.1)}$$

avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0{,}96$. La valeur de la pente est de 6.5, inférieure à celle de la droite météorique théorique obtenue à l'échelle mondiale d'équation :

$$\delta^{2}H = 8 \times \delta^{18}O + 10 \quad \text{(III.2)}$$

également présenté dans la Figure III.35 (Craig, 1961). Cette pente inférieure à 8 indique que les précipitations sont légèrement évaporées au moment de leur chute.
Cette droite locale est comparable à celles des différentes stations de mesure du GNIP situées dans et autour du bassin du Lac-Tchad (entre 1960 et 2016) à savoir Geneina, Niamey, Kano, Garoua et Bangui. Les droites d'équations représentées en Figure III.35 sont respectivement :

$$\delta^{2}H = 6.35 \times \delta^{18}O + 4.72, R^2 = 0.83 \quad \text{(III.3)}$$

$$\delta^2H = 6.98 \times \delta^{18}O + 3.77, R^2 = 0.93 \quad \text{(III.4)}$$
$$\delta^2H = 7.07 \times \delta^{18}O + 4.37, R^2 = 0.90 \quad \text{(III.5)}$$
$$\delta^2H = 7.58 \times \delta^{18}O + 5.27, R^2 = 0.98 \quad \text{(III.6)}$$
$$\delta^2H = 7.68 \times \delta^{18}O + 12.59, R^2 = 0.94 \quad \text{(III.7)}$$

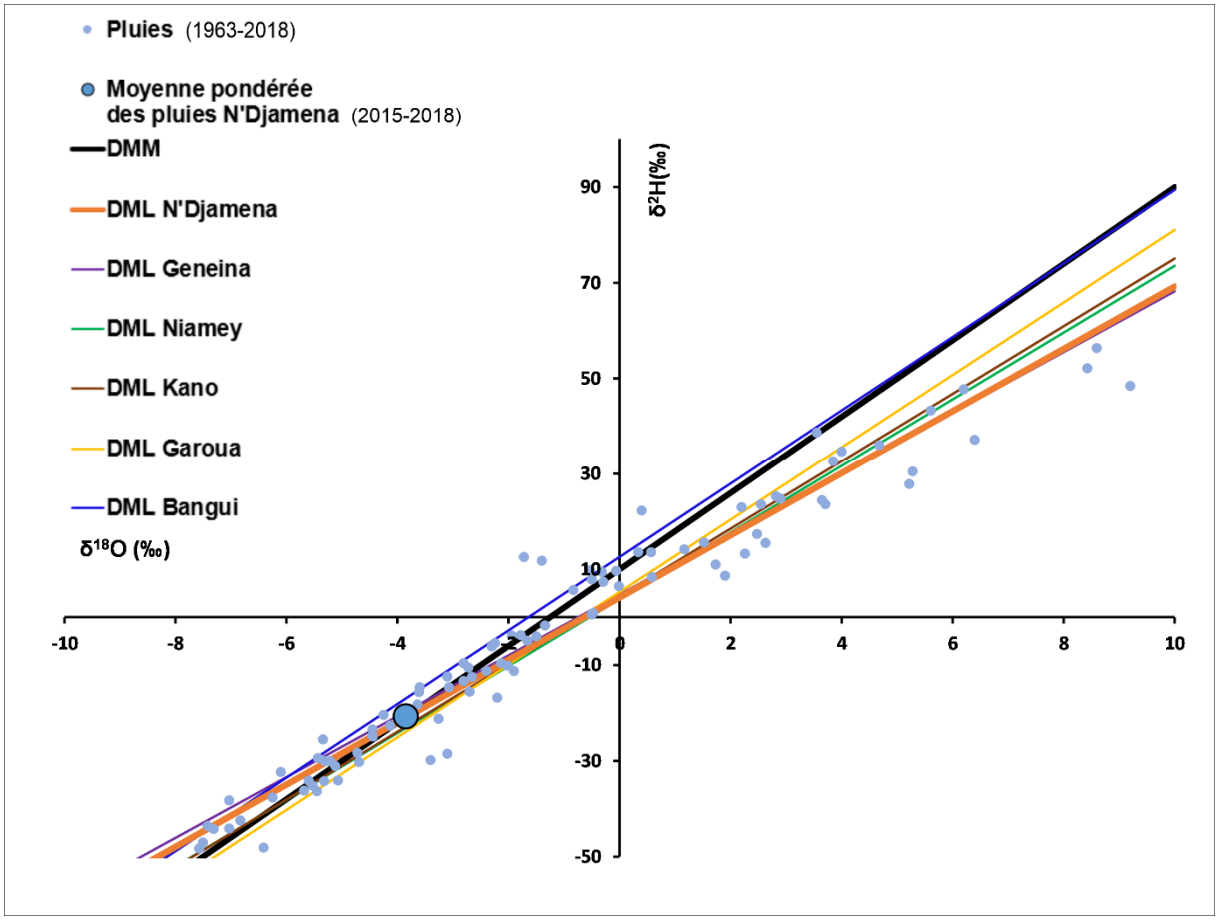


Figure III.35 : Données isotopiques de la pluie à N'Djamena.

b. Teneurs en tritium dans les eaux de pluie

La Figure III.36 présente les chroniques enregistrées dans les eaux de pluies à N'Djamena de 1963 à 2018 telles que décrites précédemment. Ce graphique montre que les activités en tritium sont en constante décroissance depuis 1963, période marquant la fin des essais nucléaires. La forte concentration en tritium est enregistrée en 1963 (1371 UT) puis diminue progressivement pour atteindre des valeurs inférieures à 30 UT à partir de 1978. Les concentrations observées sur la fin de ces chroniques entre 2015 et 2018 correspondent aux teneurs atmosphériques naturelles pour lesquelles la moyenne pondérée de pluie calculée est de 5.24 (Figure III.36). Cette valeur représente la signature isotopique des pluies actuelles et par conséquent, la fonction d'entrée de notre système hydrologique.

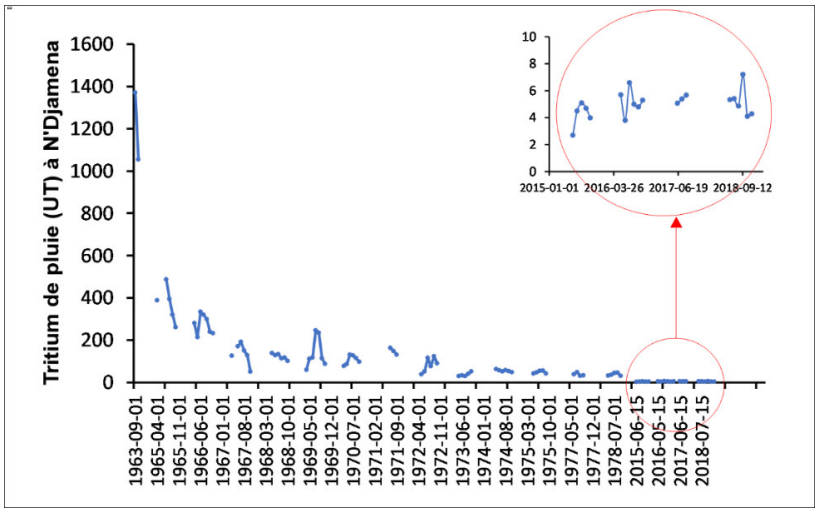


Figure III.36 : Tritium dans la pluie à N'Djaména de 1963 à 2018 avec des périodes sans données.

III.2. DONNEES NOUVELLEMENT ACQUISES

III.2.1. Travaux de terrain

III.2.1.1. Points suivis et dates de campagne

Pour mieux comprendre la dynamique et la composition géochimique et isotopique des eaux souterraines, quatre campagnes de terrain ont été menées entre 2019 et 2022. Des mesures et prélèvements ont été effectués principalement sur les forages réalisés par le programme 9ème FED, compte tenu des informations complètes dont ils disposent et complétés par d'autres sites pertinents. Au total, 82 points d'eau ont été retenus. Ils sont constitués de : 55 forages dans les fissures profondes de socle, symbolisés par « **F** » (Figure III.37a) ; 4 puits peu profonds alimentés par des fissures, nommés « **PF** » (Figure III.37b) ; 21 puits peu profonds captant les altérites, dénommés « **P** » (Figure III.37c) et 2 sources où l'eau coule directement des fissures, dénommées « **S** » (Figure III.37d). des suivis complémentaires ont été réalisés, les campagnes de terrain ont permis : (i) de mesurer les niveaux piézométriques, (ii) d'installer des dataloggers pour le suivi en continu du niveau d'eau souterraine sur certains sites dénommés « sites pilotes », (iii) de mesurer les paramètres physico-chimiques *in situ* et de prélever des échantillons d'eau destinés à des analyses chimiques et isotopiques, (iv) de décrire et prendre des photos des points d'eau et de leur contexte, (v) de s'informer auprès des populations sur les questions relatives à la qualité, quantité, fréquence d'eau, et (vi) de décrire le contexte géologique local, etc.

Ces campagnes de terrain ont été menées pendant les périodes suivantes (Figure III.38) :

(1) 3 - 10 novembre 2019 : une première campagne a été menée pendant la période des hautes eaux 2019. Elle a concerné 50 points d'eau (16 puits, 4 puits captant une fracture et 30 forages). Cette première campagne de reconnaissance a également permis d'identifier de nouveaux points d'eau.

(2) 20 - 30 décembre 2020 : une deuxième campagne a été réalisée en période des hautes eaux 2020. Au cours de cette campagne, 65 points d'eau (13 puits, les 4 puits captant une fracture, 47 forages et la source de Tcheleti) ont été prélevés et mesurés. Les appareils de suivi piézométrique automatique ont été installés durant cette campagne.

(3) 1er - 10 avril 2021 : une troisième campagne a été effectuée en période des basses eaux 2021. Cette campagne a permis de mesurer et prélever 67 points d'eau dont 14 puits, les 4 puits captant une fracture, 47 forages et les 2 sources. Cette campagne a été menée dans le but de déceler une éventuelle variabilité saisonnière.

(4) 25 décembre 2021 – 1er janvier 2022 : une quatrième campagne a été réalisée en période des hautes eaux 2022. Elle n'a concerné que 31 points d'eau représentatifs du bassin dont 4 puits, 1 puits captant une fracture, 24 forages et les 02 sources.

Les échantillons prélevés au cours des trois premières campagnes ont fait l'objet de mesures physico-chimiques, chimiques (ions majeurs, le fluor n'ayant pas été mesuré pour les échantillons de la première campagne) et isotopiques (^{18}O et ^{2}H).

La quatrième campagne a été réalisée après l'analyse des résultats des trois campagnes précédentes. Elle a été jugée nécessaire pour prélever des échantillons destinés à l'analyse du tritium. Sur l'ensemble des 82 sites ayant fait l'objet des mesures et prélèvements (Figure

III.38), seuls 32 sites représentatifs ont été retenus pour la mesure des niveaux d'eau, les paramètres physico-chimiques, chimiques et le tritium. Les critères choisis pour sélectionner ces points ont été les suivants : la disponibilité d'une fiche technique et d'un profil géophysique, l'organisation d'amont en aval du bassin versant de Mongo le long d'un profil longitudinal, la position le long d'un profil transversal passant par la ville de Mongo, la proximité du puits/forage par rapport aux réseaux de drainage, la représentativité de toute la gamme de ^{18}O, le prélèvement des deux sources.



Figure III.37 : Différents types d'ouvrages mesurés : Forage (F) profond à pompe à motricité humaine (a), Puits sur Fracture (PF) ouvert (b), puits (P) peu profonds (c) et Source (S).

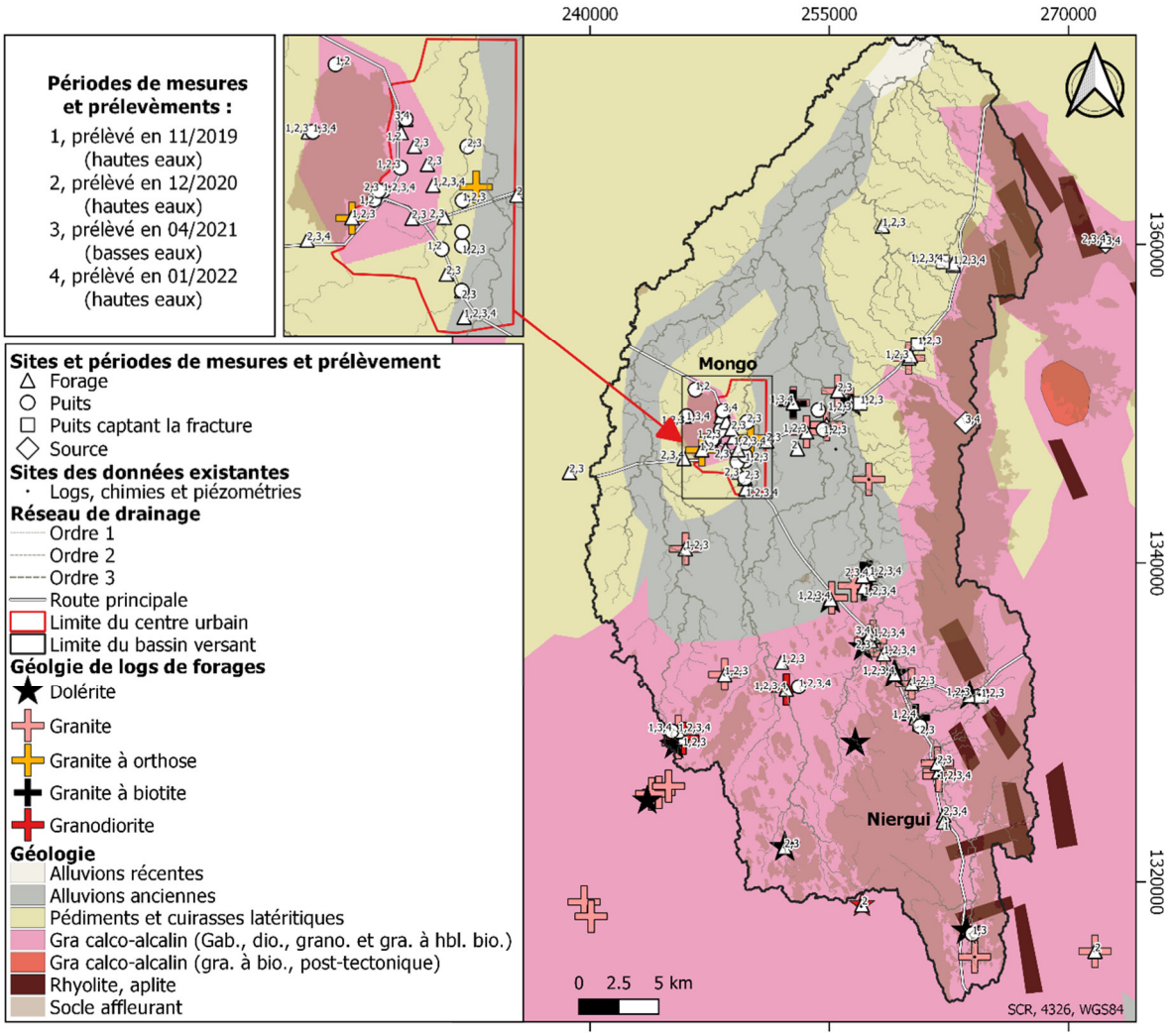


Figure III.38 : Sites et périodes de mesures et prélèvements des eaux souterraines.

III.2.1.2. Données piézométriques

Dans le cadre de la compréhension des fluctuations et de la recharge de la nappe, deux types de mesures de niveau d'eau ont été effectués. Il s'agit de mesures périodiques et manuelles du niveau piézométrique et d'enregistrements en continu de la pression dans les aquifères.

a. Mesures et données piézométriques manuelles

Les mesures périodiques et manuelles ont été réalisées à l'aide d'une sonde piézométrique sonore durant les quatre campagnes de terrain. Celle-ci permet de mesurer la profondeur du niveau d'eau par rapport au sol (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**.a).

b. Mesures et données piézométriques automatiques

Pour les mesures automatiques (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**.b), trois sites pilotes ont été retenus compte tenu de leur représentativité à l'échelle du bassin versant. Il s'agit des forages de Sawa, de Djoukoulkouli, et de Mongo-Hydraulique (qui a été remplacé par le site de

STE), situés respectivement en amont, en aval et au centre du bassin versant dont les caractéristiques sont présentées dans le Tableau III.9.

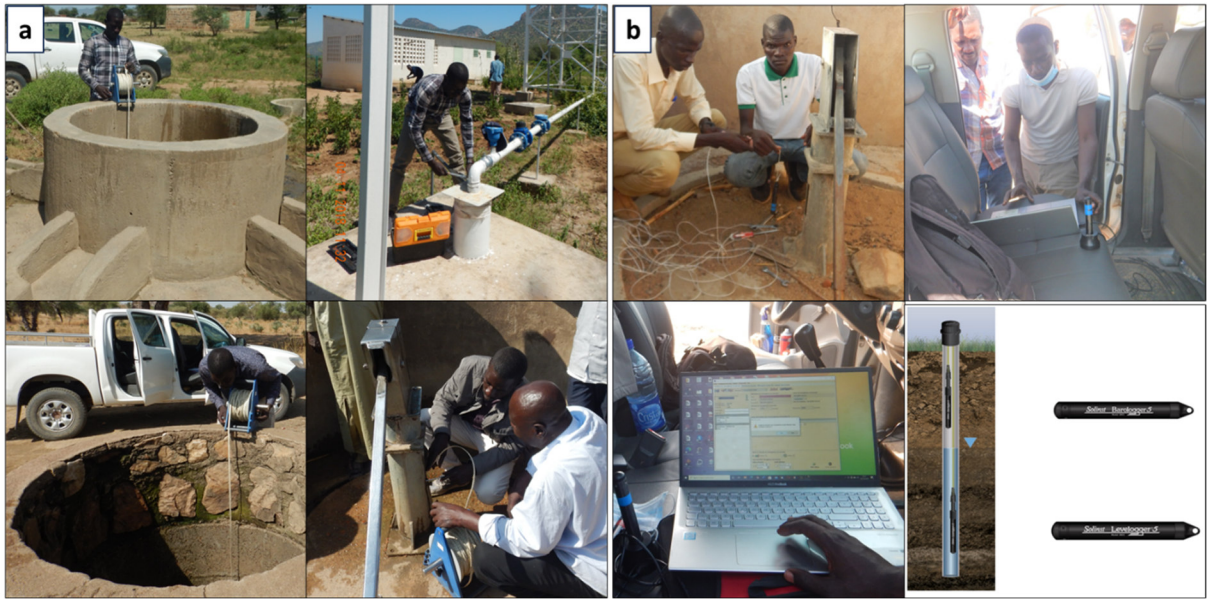


Figure III.39 : Mesures ponctuelles à l'aide de sonde piézométriques (a), Installations des dataloggers pour les mesures en continues (b).

Tableau III.9 : Caractéristiques des sites (pilotes) d'installations des capteurs (dataloggers).

Sites	X	**Y**	**Z**	**Capteurs**	**Profondeur du forage en mètres**	**Profondeur d'installation des capteurs en mètres**	**État**	**Equipement**
Djoukoulkouli	18.81	12.28	445	Levelogger	37.4	32	Non exploité	Pompe à motricité humaine
Hydraulique	18.69	12.18	429	Levelogger Barologger	46	41	Exploité	Forage électrique avec réservoir
Sawa	18.77	12.07	441	Levelogger	54	34	Exploité	Pompe à motricité humaine

Les appareils d'acquisitions automatiques des données (dataloggers) ont été installés fin décembre 2020. Ces dataloggers (levelogger et barologger) enregistrent en continu les données sur les fluctuations du niveau de la nappe ainsi que la pression barométrique. Ils sont suspendus dans les ouvrages (piézomètres/forages) à l'aide d'un fil. Le levelogger est immergé dans l'eau tandis que le barologger reste suspendu au-dessus du niveau d'eau afin de mesurer la pression barométrique ambiante. Il combine un capteur de pression, un détecteur de température et un enregistreur de données. Le dispositif est scellé dans un boîtier en acier inoxydable de 22 mm x 160 mm avec un revêtement résistant à la corrosion. Sa grande précision et sa stabilité font du levelogger l'instrument le plus fiable pour l'enregistrement continu et à long terme du niveau

de l'eau souterraine. Le mode d'échantillonnage et les heures de démarrage/arrêt des sondes sont programmés afin d'enregistrer des évènements de manière extrêmement intuitive. Pour notre étude, un intervalle de temps d'acquisition de 1 h est défini pour toutes les sondes installées. La sonde enregistreuse dispose d'une capacité mémoire de 120 000 séries de relevés, pour une autonomie de 10 ans en fonction des pas de mesures. Les données recueillies peuvent être récupérées et stockées sur ordinateur lors de missions de terrain régulières pendant lesquelles des mesures manuelles des niveaux piézométriques sont réalisées sur ces sites. Il suffit de connecter les sondes à un PC à l'aide d'un lecteur optique (Desktop Reader 5 ou Field Reader 5) ou d'un câble d'interface PC.
Ces leveloggers mesurent la pression dans l'eau (somme de la colonne d'eau au-dessus de la sonde et de la pression atmosphérique), ainsi que la pression de l'air. La pression mesurée dans l'eau est compensée par la pression atmosphérique, ainsi les variations de pression compensée représentent les variations de niveau d'eau uniquement.
Un seul barologger peut être utilisé pour compenser tous les leveloggers dans un rayon de 30 km ou dans une plage d'altitude de 300 m. Cela permet d'enregistrer les fluctuations barométriques ambiantes au fil du temps et permet une compensation barométrique rapide et précise en utilisant les fichiers de données du barologger et de tous les leveloggers de la région.

III.2.1.3. Données hydrogéochimiques et isotopiques

Dans le cadre de la caractérisation hydrogéochimique et isotopique des eaux souterraines, des mesures in situ, des prélèvements d'échantillons d'eau et leur analyse au laboratoire ont pu être effectuées.

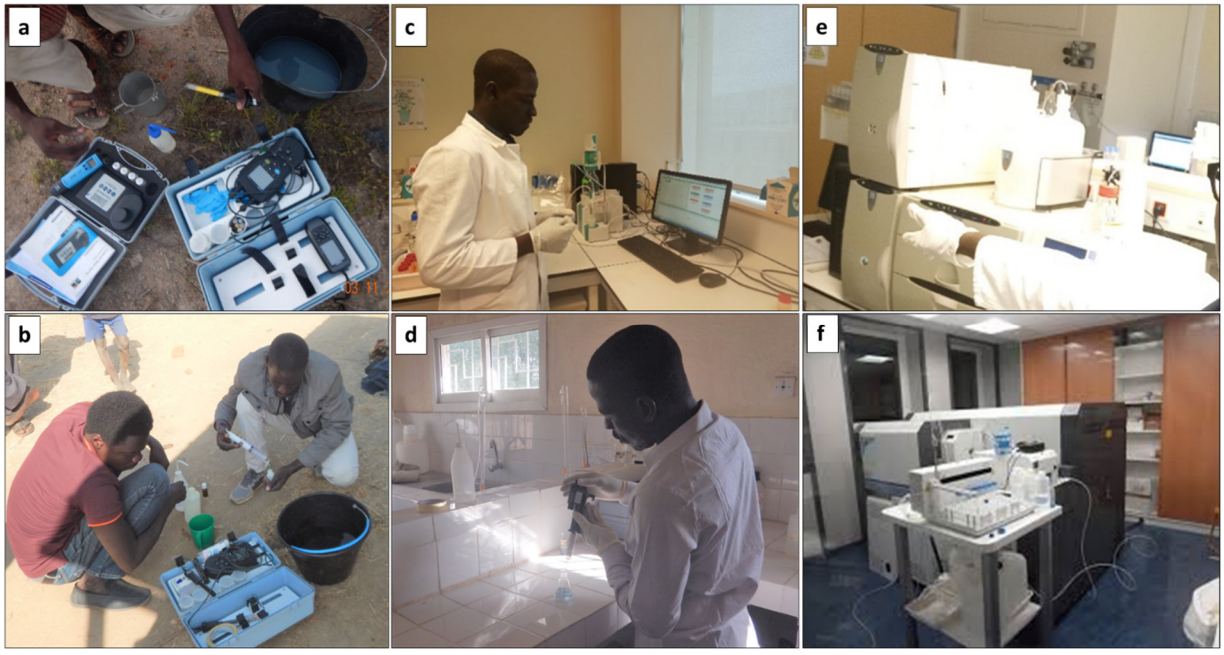


Figure III.40 : (a) Mesures des paramètres physico-chimiques, (b) Echantillonnages, (c) Mesure de l'alcalinité à l'aide du titrateur Metrohm 950 Titrado au laboratoire METIS à Sorbonne Université, (d) Mesure de l'alcalinité à l'aide du système de titration Hach au laboratoire régional d'analyse des eaux de Mongo, (e) Analyse Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, F^- par chromatographie ionique liquide et ICP-OES au laboratoire METIS, (f) Analyses isotopiques : ^{18}O et ^{2}H au laboratoire GEOPS à l'Université Paris-Saclay.

a. Mesures in situ et prélèvements

a.1. Mesures des paramètres physico-chimiques

Pendant chaque campagne, les paramètres physico-chimiques (le pH, la conductivité électrique et la température) ont été mesurés in situ sur l'échantillon prélevé avec une sonde multi paramètre de marque WTW (Figure III.40.a). Les valeurs de conductivité électrique obtenues sont automatiquement corrigées de l'effet de la température et donc exprimées à la température de référence de 25°C. Les incertitudes des mesures sont de 0.1 pour le pH, 10 µS/cm pour la conductivité électrique et 0.5 °C pour la température.

a.2. Echantillonnages

Trois types de prélèvement d'échantillons ont été effectués en fonction de l'analyse à réaliser (Figure III.40.b).
Les échantillons destinés à l'analyse des éléments chimiques majeurs ont été filtrés avec une porosité de 0,45 µm et stockés dans 2 flacons en polyéthylène de 60 ml (un pour les anions et un pour les cations), matériau ne libérant que très peu d'éléments solubles et n'altérant donc pas la composition chimique des échantillons. L'échantillon destiné à l'analyse des cations a été acidifié avec de l'acide nitrique 65% suprapur afin d'éviter le phénomène de précipitation.
Les échantillons destinés à l'analyse de l'alcalinité sont prélevés dans des flacons en polyéthylène de 500 ml. Les échantillons destinés à l'analyse des isotopes stables (^{18}O et ^{2}H) et du tritium ont été prélevés dans des flacons en verre ambré de 50 ml. Les flacons ont été fermés avec un bouchon double surmonté d'un ruban adhésif pour éviter l'évaporation des eaux qui pourrait induire un fractionnement isotopique.
Une codification des noms (le type d'échantillon et d'ouvrage, le nom du site, la date de prélèvement) a été faite sur les échantillons pour faciliter leur identification. Les échantillons ont été conservés dans le frigo de terrain et placés en chambre froide dès le retour au laboratoire tout en respectant les conditions de conservation.

III.2.1.4. Observations géologiques

Afin de mieux appréhender le profil d'altération, notamment en ce qui concerne le repérage des zones de contact entre le recouvrement, les altérites (Figure III.41a) et l'horizon fissuré, ainsi que l'estimation de leurs épaisseurs, des observations géologiques ont été effectuées sur le terrain. Ces observations comprennent l'étude de la nature et de la structure de la roche à travers les affleurements visibles, ainsi que des descriptions pétrographiques et des mesures de fracturation (Figure III.41b).

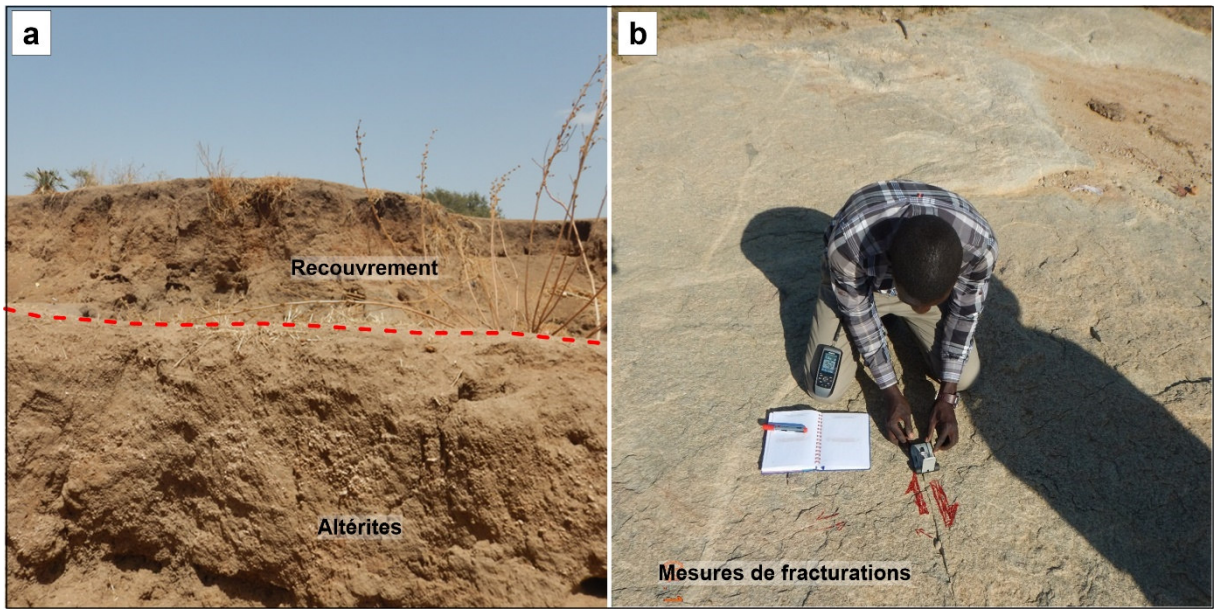


Figure III.41 : Observations géologiques : (a) Zone de contact entre le recouvrement et les altérites, (b) Mesures de fractures.

III.2.2. Analyses au laboratoire des échantillons d'eau

III.2.2.1. Mesures des éléments chimiques majeurs

Les éléments chimiques majeurs mesurés sont : Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^- , HCO_3^- y compris F^-.

a. Mesure de l'alcalinité

L'alcalinité (HCO_3^-) des échantillons de la première campagne n'a pas pu être mesurée sur le terrain. Elle a été mesurée au laboratoire METIS de Sorbonne Université, deux mois après le prélèvement. L'analyse est effectuée par titration avec une solution d'acide chlorhydrique (HCl) de 0,01 mol/L, en utilisant le titrateur Metrohm 950 Titrado (Figure III.40.c). L'incertitude de mesure est de 5%. L'alcalinité des échantillons des autres campagnes a été mesurée par titration colorimétrique avec de l'acide sulfurique à l'aide du système de titration Hach. Les mesures ont été effectuées à la fin de chaque journée de terrain au laboratoire régional d'analyse des eaux de Mongo (Figure III.40.d). Pour chaque échantillon, les mesures d'alcalinité sont répétées au moins 3 fois pour s'assurer d'une bonne reproductibilité de la mesure.

b. Mesure des autres éléments majeurs et validité des résultats d'analyse

Les autres éléments majeurs (Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-) ainsi que le fluor (F^-) ont été analysés au laboratoire METIS. Les échantillons de la première campagne ont été analysés en 2020 par chromatographie ionique en phase liquide (Figure III.40.e). Après calcul de la balance ionique, il a été constaté que quelques résultats (8/48) ne respectent pas l'erreur acceptable de ± 10 % pour le cas des eaux modestement minéralisées (Picouet, 1999 ; Abdallah,

2019). Vu ce résultat, les cations (K^+, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}) de ces 8 échantillons ainsi que 12 autres échantillons (dont les balances ioniques étaient valides mais choisis juste pour vérification), soit 20 échantillons ont été analysés en plus par spectrométrie à plasma induit, ICP-OES (ICP Optical Emission Spectrometry) pour comparer à la chromatographie et s'assurer de la justesse des analyses. Il ressort clairement de cette analyse comparative que les concentrations de Ca^{2+} analysées par ICP sont plus élevées que celles données par chromatographie, bien que leurs balances ioniques soient dans la gamme recommandée. Cela signifie que les concentrations de Ca^{2+} analysées par chromatographie sont sous-estimées (Figure III.42). Par contre, il n'y a pas de différence significative observée pour Mg^{2+}, K^+ et Na^+.

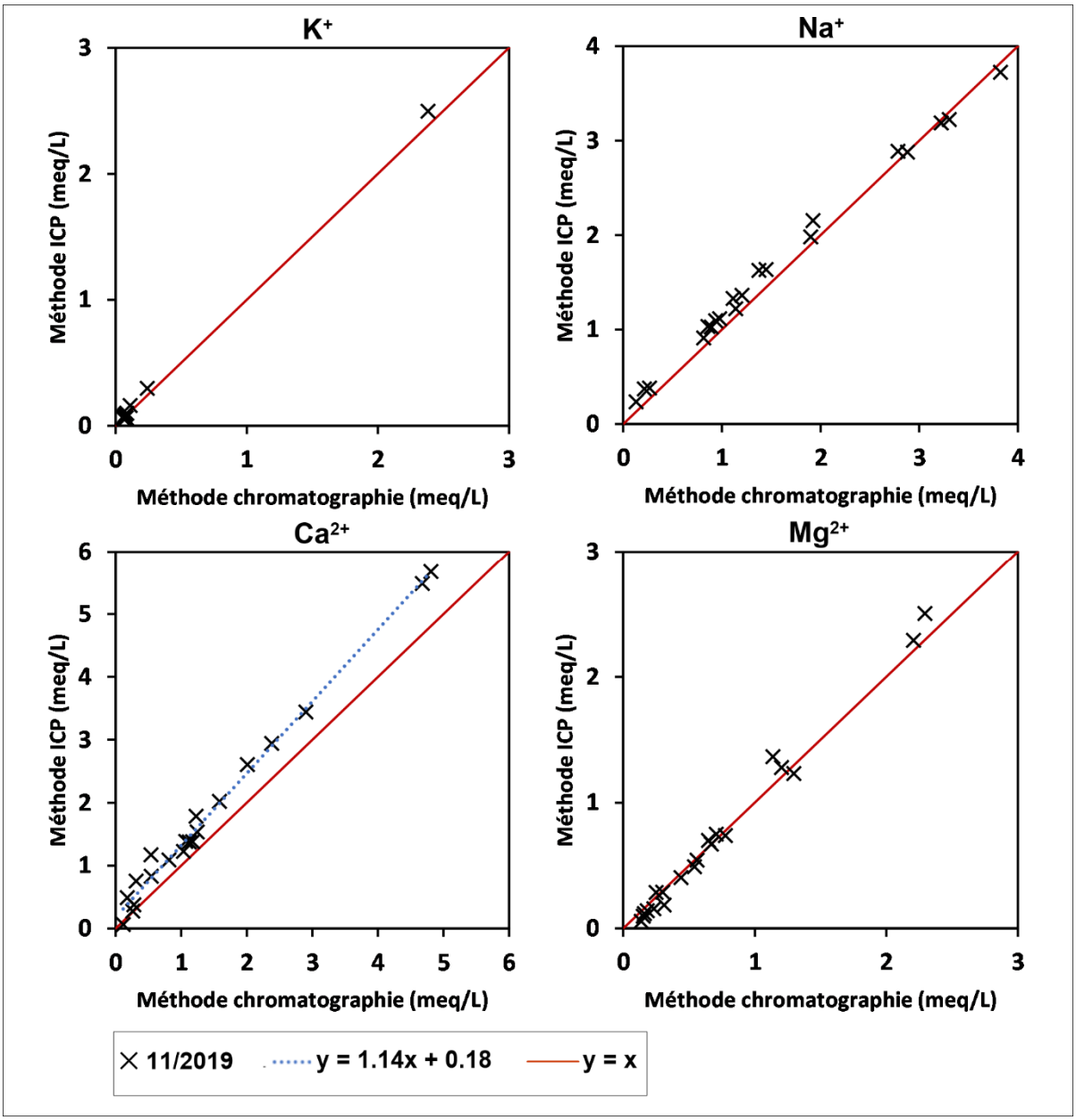


Figure III.42 : Comparaison des analyses des cations entre deux méthodes, la chromatographie et l'ICP-OES, pour les échantillons prélevés lors de la première campagne de terrain.

Après vérification de la balance ionique sur le résultat de l'ICP, on constate que les 20 échantillons présentent une erreur couramment admise de ± 5 %. Ainsi, les concentrations en

Ca^{2+} de tous les échantillons de la première campagne analysés par chromatographie ont été corrigées sur la base des analyses effectuées par ICP en utilisant l'équation suivante :

$$Ca^{2+}(\text{ICP}) \text{ en } \frac{\text{meq}}{\text{L}} = 1.14 * Ca^{2+}(\text{chromatographie}) \text{ en } \frac{\text{meq}}{\text{L}} + 0.18 \quad \text{(III.8)}$$

La balance ionique obtenue après cette correction de Ca^{2+} de ICP s'est révélée de bonne qualité. Un seul échantillon dépasse légèrement la gamme limite de ± 10 % avec une balance ionique de -12.78 % (Figure III.43). Cette marge d'erreur serait liée soit à une mauvaise manipulation soit due à une contamination. Ces résultats montrent que les données utilisées sont de bonne qualité.

Considérant ce qui précède, les cations des trois dernières campagnes de terrain (2020, 2021 et 2022) ont été analysés par ICP et les anions par chromatographie. Les balances ioniques sont valides pour tous les échantillons.

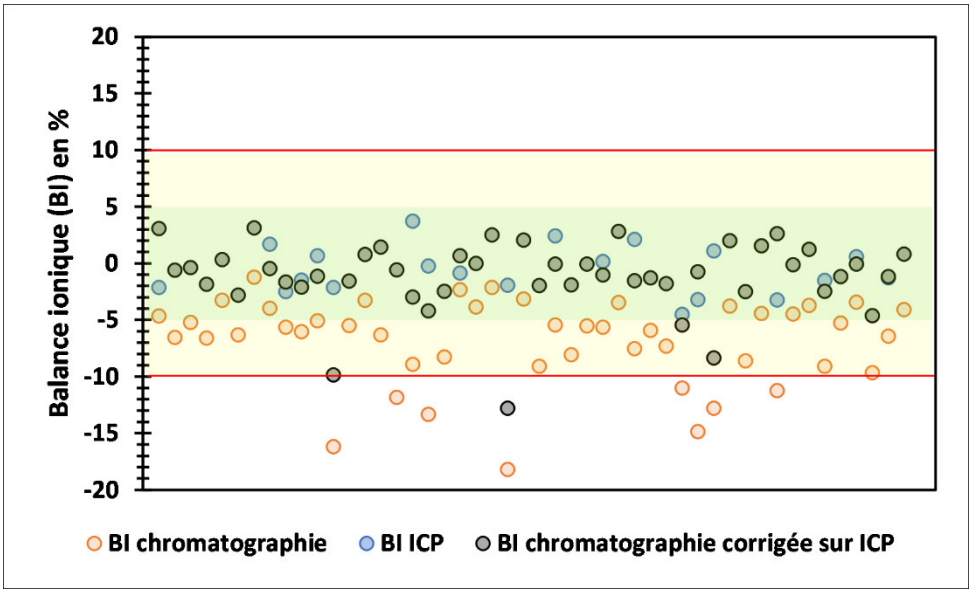


Figure III.43 : Validité des données géochimiques : balances ioniques des échantillons prélevés lors de la première campagne de terrain de mi-novembre 2019. Les points en rouge sont mesurés par chromatographie, en bleu par ICP et en noir ceux de la chromatographie corrigée sur ICP.

L'analyse des anions par chromatographie ionique a été réalisée sur un chromatographe Dionex ICS-3000 de la marque Thermo-Scientific. La limite de quantification de cette méthode est 0,1 mg/L. L'erreur analytique dépend de la concentration analysée : l'incertitude peut être faible (< 1%) pour de fortes concentrations et peut être plus élevée pour de faibles concentrations (proche de la limite de quantification). L'incertitude de cette méthode est fixée à 5% pour cette étude.

L'analyse des cations par spectrométrie optique à plasma induit a été réalisée sur un spectromètre Agilent 5100. La teneur finale retenue est la moyenne de trois mesures dont l'écart-type doit être inférieur à 1%.

III.2.2.2. Mesures des isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^{2}H) et de l'isotope radioactif : Tritium (^{3}H)

Les compositions en isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^{2}H) ont été analysées au laboratoire GEOPS de l'Université Paris-Saclay sur un spectromètre laser LGR (Los Gatos Research) OA-ICOS TLWIA-EP-45. Le résultat pour chaque échantillon est la moyenne de trois injections. Pour nous assurer de la justesse des mesures, trois standards de travail, calibrés par rapport à V-SMOW2 et SLAP2, ont aussi été analysés au cours des manipulations. Le résultat final a été obtenu à partir de trois répétitions afin de vérifier que l'écart-type est inférieur à 0,6‰ pour ^{2}H et à 0,2‰ pour ^{18}O. La répétition à long terme d'un échantillon de contrôle dans chaque série a permis de nous assurer de la précision des mesures. Les résultats sont exprimés en notation delta, ‰ par rapport à V-SMOW.
Le tritium (^{3}H) a été mesuré par scintillation liquide au laboratoire de Sfax (Tunisie). Chaque échantillon a été analysé 3 fois, ce qui permet d'estimer l'incertitude de la mesure.

IV.2.3. Synthèse des données géochimiques

Les différentes campagnes de terrain réalisées sur les 82 sites ont permis de constituer les données géochimiques suivantes (Tableau III.10) : 211 données sur les paramètres physico-chimiques (T°C, pH, CE et majeurs), 163 données sur le fluor, 167 données sur les isotopes stables (^{18}O et ^{2}H) et 31 données sur le tritium (^{3}H). Sur les 82 sites, 29 forages ont été réalisés par 9ème FED et possèdent des données physico-chimiques existantes (T°C, pH, CE et majeurs).

Tableau III.10 : Synthèse du nombre de données nouvellement acquises dans le cadre de la thèse. X signifie qu'il n'y a de données.

***Nombre de sites étudiés (82)** : Forage **(F)** = 55 (44 en milieu rural "**R**" et 11 en milieu urbain "**U**") ; Puits sur fracture **(PF)** = 4, tous en milieu rural "**R**" ; Puits **(P)** = 21 (10 en milieu rural "**R**" et 11 en milieu urbain "**U**") et Source **(S)** = 2, tous en milieu rural "**R**"*							
Campagne	**Site**	**T°C, pH, CE**	**Majeurs**	**Fluor**	**Isotopes stables**	**Tritium**	**Niveau d'eau**
1ère campagne, hautes eaux	FR	24	24	x	24	x	6
	FU	5	5	x	5	x	1
	PFR	4	4	x	3	x	4
	PR	8	8	x	6	x	7
	PU	7	7	x	5	x	7
	SR	x	x	x	x	x	x
2ème campagne, hautes eaux	FR	36	36	36	36	x	7
	FU	11	11	11	9	x	4
	PFR	4	4	4	4	x	6
	PR	4	4	4	4	x	4
	PU	9	9	9	7	x	9
	SR	1	1	1	1	x	1
3ème campagne, basses eaux	FR	37	37	37	34	x	12
	FU	10	10	10	10	x	3
	PFR	4	4	4	4	x	4
	PR	6	6	6	5	x	6
	PU	8	8	8	8	x	8
	SR	2	2	2	2	x	2
4ème campagne, hautes eaux	FR	19	19	19	x	19	x
	FU	3	3	3	x	3	x
	PFR	1	1	1	x	1	x
	PR	4	4	4	x	4	x
	PU	2	2	2	x	2	x
	SR	2	2	2	x	2	x
Total	**82**	211	211	163	167	31	91

III.3. DONNEES DE TELETECTION ET SIG

Les types des données satellitaires utilisées au cours de cette thèse sont : un modèle numérique de terrain (MNT), des images satellites Landsat 8 et une carte d'occupation des sols.

III.3.1. Modèle numérique de terrain

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) est une représentation de la topographie d'une zone terrestre créée à partir des données d'altitude de terrain. De nos jours, avec l'avènement de la technologie et la prolifération des satellites d'observation de la Terre, les MNT sont accessibles pour toutes les régions du monde, d'où leur utilisation accrue dans les travaux d'analyse morphométrique. Cette analyse a été menée à partir du logiciel QGIS et a permis de délimiter les sous-bassins versant, d'identifier les principaux réseaux de drainage, de déterminer les pentes, de caractériser la géomorphologie, etc. Les MNT sont donc indispensables dans les travaux de cartographie de terrain, ainsi que pour les études hydrogéologiques. Dans le cadre de ce travail, nous avons eu le privilège d'utiliser des MNT très précis avec une résolution de 30 m. Ils ont été téléchargés à partir de USGS EarthExplorer[6].

III.3.2. Images satellitaires

L'utilisation de la télédétection dans la cartographie structurale à travers les images satellites s'est révélée intéressante. Ce constat a été fait dans la caractérisation des aquifères de socle du Tchad (Isseini et *al*., 2013 ; Abderamane *et al.*, 2018 ; Dinard et al., 2021), ainsi que ceux de la sous-région (Kouamé *et al.*, 2006 ; Ta *et al.*, 2008 ; Ouattaraet al., 2012 ; Millogo, 2019) et ailleurs dans le monde (Binam Mandeng *et al.*, 2018 ; Masocha *et al.*, 2018 ; Zhao *et al.*, 2018). Pour l'étude linéamentaire et l'analyse lithologique, nous avons utilisé les images satellitaires Landsat 8. Le satellite Landsat 8 (Landsat Data Continuity Mission) a été lancé le 11 février 2013 par la NASA avec des canaux acquérant douze bandes spectrales dont la dernière destinée à l'évaluation de la qualité est appelée QA (Quality Asessment). Il permet l'acquisition d'images tous les seize jours avec une fauchée de 185 km et sur une résolution de 30 m. La qualité des images spectrales peut être perturbée par des facteurs atmosphériques (état du rayonnement solaire, les couvertures nuageuses, etc.). C'est pourquoi, des prétraitements et traitements spécifiques ont été appliqués à ces images afin de réduire au minimum l'effet de ces perturbations et de rendre plus expressives les informations géologiques qui y sont contenues. Le traitement des images satellitaires a été effectué par la combinaison des logiciels PCI Geomatica et QGIS.
Les images Landsat 8 ont été également téléchargées à partir de USGS EarthExplorer et de GLCF[7].

[6] https://earthexplorer.usgs.gov/

[7] http://glcf.umd.edu/data/

III.3.3. Occupation des sols

L'occupation des sols[8] décrit la couverture bio-physique de la surface des terres émergées. Elle a été identifiée comme l'une des variables climatiques essentielles hautement prioritaires par le programme Global Climate Observing System, GCOS (Lumpkin et al., 2016 ; Pelletier, 2017). Les cartes illustrant la couverture terrestre sont de puissants outils scientifiques et décisionnels (Claverie et al., 2012). L'importance de ces cartes a donc conduit à l'émergence de plusieurs initiatives visant à produire des cartes d'occupation des sols et de changements d'occupation des sols (Pelletier, 2017).

Pour mieux comprendre l'occupation des sols de notre secteur d'étude, nous avons utilisé le prototype de carte LC[9] haute résolution à 20 m au-dessus de l'Afrique développé par l'équipe CCI Land Cover (LC) à travers un contrat attribué par ESA. Le développement de cette carte est basé sur 1 an d'observations Sentinel-2A de décembre 2015 à décembre 2016 (Ramoino et al., 2018). Le système de coordonnées de référence utilisé pour la base de données mondiale sur la couverture terrestre est un système de coordonnées géographiques (GCS) basé sur l'ellipsoïde de référence du système géodésique mondial WGS84. La légende du prototype S2 LC 20 m de la carte Afrique 2016 a été construite après avoir examiné diverses typologies existantes (par exemple LCCS, LCML…), mondiales (par exemple GLC-share, GlobeLand30) et nationales (Africover, SERVIR-RMCD).

La légende comprend 10 classes génériques qui décrivent de manière appropriée la surface terrestre à 20 m : « zones couvertes d'arbres », « zones couvertes d'arbustes », « prairies », « terres cultivées », « végétation aquatique ou régulièrement inondée », « lichens et mousses / végétation clairsemée ». ", "zones nues", "zones bâties", "neige et/ou glace" et "eaux libres". Parmi les classes de couverture terrestre, deux d'entre elles ont été largement identifiées grâce à un ensemble de données externes : la classe « eaux libres » était basée sur le produit Global Surface Water du JRC/EC et les « zones urbaines » s'appuyaient à la fois sur la couche globale d'établissement humain de JRC/EC et sur l'empreinte urbaine mondiale du DLR.

Deux algorithmes de classification, Random Forest (RF) et Machine Learning (ML), ont été choisis pour transformer les composites de réflectance sans nuages générés par le module de prétraitement en une carte de couverture terrestre. Les deux cartes résultant des deux approches sont ensuite combinées soit pour sélectionner la meilleure représentation d'une classe de couverture terrestre qui fera partie du prototype final S2 LC 20 m de la carte d'Afrique 2016, soit, en cas de délimitation de classe LC peu fiable, la couche de référence est utilisée pour consolider la classification de la couverture terrestre. Divers travaux de validation ont été apportés pour de nouvelles améliorations de cette carte (Ramoino et al., 2018).

[8] Land cover en anglais

[9] https://2016africalandcover20m.esrin.esa.int/

CHAPITRE IV : CARACTERISATION HYDROGEOPHYSIQUE DU SYSTEME AQUIFERE ET EVALUATION DE LA PRODUCTIVITE

Ce chapitre vise à caractériser le fonctionnement hydrogéologique et les propriétés des principales formations aquifères de socle : épaisseurs, nature, gammes de résistivités électriques, évaluation des débits ; avec pour finalité de déterminer les facteurs qui contrôlent la productivité afin d'augmenter la probabilité de succès des forages. En effet, l'élaboration d'un modèle conceptuel local du fonctionnement des aquifères de socle est essentielle pour une bonne compréhension hydrogéologique, hydrogéochimique et isotopique de ces systèmes (Ackerer et al., 2021 ; Chabaux et al., 2023 ; Foppen et al., 2020 ; Lachassagne et al., 2021 ; Leborgne et al., 2021 ; Maurya et al., 2021 ; Olivier et al., 2022 ; Ouedraogo et al., 2022 ; Soro et al., 2020).

Ce chapitre a fait l'objet d'une publication intitulée « Intégration de données géologiques, hydrogéologiques et géophysiques pour l'identification des zones favorables pour l'exploitation des eaux souterraines en contexte de socle granitique : cas des aquifères du massif du Guéra (Tchad) » dans la revue Hydrogeolgy Journal. Etant donné qu'il a été rédigé en anglais, un résumé étendu en français est présenté ci-dessous en amont du contenu du manuscrit soumis (article publié, https://doi.org/10.1007/s10040-024-02766-2).

*Quelques informations complémentaires sont ajoutées dans de ce chapitre par rapport à la version de Hydrogeology Journal.

RESUME ETENDU

Les aquifères de socle cristallin sont très difficiles à caractériser en raison de leur discontinuité, de leur structuration ainsi que de leur géométrie variable d'un endroit à l'autre. Ils constituent les principales sources d'approvisionnement en eau potable dans plusieurs régions du monde, notamment en Afrique de l'Ouest et au Tchad. Les aquifères de socle du Tchad, en particulier ceux du Guéra n'ont fait l'objet que de rares travaux de recherche. Malgré l'utilisation de techniques électriques 1D et 2D combinées à l'étude des linéaments pour améliorer l'accès à la ressource en eau potable, le taux d'échec des forages d'eau demeure élevé. Ce taux élevé d'échec est dû au fait que ces techniques ont été utilisées de manière essentiellement observationnelle et structurelle pour localiser uniquement les fractures.

Afin de caractériser d'une part la structure et la géométrie du système aquifère, et d'autre part évaluer la productivité et déterminer les facteurs qui la contrôlent, nous avons réalisé, pour la première fois avec un jeu de données conséquent, une étude quantitative basée sur la mise en relation des données de productivité des forages avec des données de tomographie de résistivité électrique, de géologie, et de géomorphologie, en nous appuyant sur les avancées scientifiques réalisées dans la conceptualisation des aquifères de socle. Cette étude couvre les départements d'Abtouyour (Bitkine) et du Guéra (Mongo), subdivisés en trois sous-bassins versants suivant le même sens d'écoulement et la même direction. Ces bassins ont été choisis comme sites pilotes en raison du faible taux de desserte régionale en eau et de la disponibilité de données géologiques, géophysiques et hydrogéologiques de bonne qualité issues de programmes internationaux. La base de données utilisée est constituée de 798 forages, ainsi que de 700 profils EM34 et de 592 panneaux électriques associés. Après validation de la qualité des données, 315 forages positifs et négatifs, dont 82 disposant de données géophysiques complètes, ont été retenus. Ces 82 profils de tomographie de résistivité électrique ont été réinterprétés (présenté en annexe), 41 se situent dans le bassin versant de Bitkine et 41 dans les bassins versants de Mongo et Barlo présentés dans ce papier. L'approche multi-paramètres de ce jeu de données conséquent a permis (i) de mieux caractériser les faciès en fonction de la résistivité électrique et (ii) d'identifier clairement les principales formations constituant le modèle hydrogéologique conceptuel local : le recouvrement, les horizons altérés et fissurés, et le socle sain. Ce modèle est cohérent avec les modèles proposés dans la bibliographie. En plus de la confirmation du modèle admis dans la littérature et des détails sans précédent fournis sur les plages de résistivité des différents horizons, cette étude a permis de proposer un nouveau catalogue comportant quatre configurations hydrogéologiques qu'il est facile d'identifier avec la tomographie de résistivité électrique :

- Le modèle A, composé d'un recouvrement, d'horizons altérés et fissurés bien développés, et de la roche saine.
- Le modèle A*, conforme au modèle précédent mais légèrement résistant en surface, dans ses premiers mètres.
- Le modèle B, caractérisé par une altération peu ou pas développée sur l'ensemble du profil ou à l'aplomb du forage.
- Le modèle C, marqué par une altération peu développée et une discontinuité.

Les modèles A et B sont les modèles les plus dominants. La reconnaissance de ces modèles via les méthodes géophysiques constitue un atout pour une recherche opérationnelle plus efficace. Les analyses statistiques, spatiales et multicritères réalisées dans cette étude ont permis d'évaluer et de mieux déterminer les principaux facteurs de contrôle de la productivité des forages. Ainsi, pour maximiser les chances d'obtenir un forage productif, il est préférable de se trouver à un endroit où la lithologie est principalement constituée de granites et de granites à biotite (plutôt que dans des granodiorites par exemple), avec un modèle d'altération de type A ou A* caractérisé par des couches d'altérites les plus épaisses et les moins argileuses possibles ainsi que des horizons fissurés/fracturés stratiformes bien développés dans les premiers mètres (épaisseurs moyennes aux alentours de 10 et 20 m respectivement). La présence d'un recouvrement alluvionnaire ou d'une nature peu ou pas argileuse avec une épaisseur n'excédant pas 20 m constitue un atout majeur. Dans cette configuration, les débits les plus importants sont situés dans les 30 premiers mètres de l'horizon fissuré, en dessous de la base des altérites. En plus de ces critères, il est préférable de disposer d'une géomorphologie favorable à l'infiltration d'eau et à la recharge.

Notre étude montre finalement que la productivité est contrôlée par plusieurs paramètres. Ce nouveau catalogue de modèles conceptuels, établis d'après les méthodes géophysiques électriques, constitue donc un outil d'aide pour l'implantation de futurs ouvrages et devrait permettre de réduire la probabilité de forer des puits secs.

Ce catalogue de modèles sera utile à la communauté scientifique et pourra être utilisé dans d'autres études sur les zones de socle granitique.

Integrating geological, hydrogeological and geophysical data to identify groundwater resources in granitic basement areas (Guéra massif, Chad)

Nouradine H.[1,2], Schamper C.[1], Valdes D.[1], Moussa I.[2], Ramel D.[3], Plagnes V.[1]
[1]Sorbonne Université, UMR SU CNRS EPHE 7619 METIS, Paris, France
[2]University of N'Djamena, Chad
[3]Antea Group
E-mail corresponding author: nouradineh@yahoo.fr

ABSTRACT

In Chad, hard rock aquifers are the main source of drinking water for the population located on basement areas. In these basement aquifers, and in particular those of the Guéra region, water drilling failure rates remain high despite research on 1D and 2D electrical resistivity techniques and lineaments as a means to improve access to the resource, mainly because these techniques are only used on an observational and structural basis to locate fractures. This study combines electrical resistivity tomography with geology, hydrogeology and geomorphology, in order to characterise the structure and geometry of the aquifer system, assess borehole productivity and determine the factors controlling it. After validating the large data set and its representativeness, 315 high- and low-yield wells, of which 41 have complete geophysical data sets, were selected. This large dataset allows a multi-parameter approach (i) to better characterise each facies according to its electrical resistivity and (ii) to clearly identify the main formations constituting the local conceptual hydrogeological model. The most suitable areas for wells are characterised by the presence of an overburden (< 20 m), well-developed weathered and fractured horizons of granites and biotite granites preferably, containing little or no clay, and a nearby drainage network. The most substantial flow rates are found in the first 30 meters of the fissured horizon, below the base of the alterites. The experience gained from the present study will guide future analysis of ERT sections in order to reduce the probability of drilling dry wells.

Key words: hard rock aquifers, electrical resistivity tomography, geology, well productivity, Guéra-Chad.

IV.1. INTRODUCTION

Groundwater is a major component of the world's drinking water (Howard et al. 2006). The current context of global climate change is of concern for the evolution of groundwater resources as it is marked by an increase in temperatures that could lead to a change in evapotranspiration in many regions of the world (IPCC 2014; Sagna et al. 2015; Lemaitre-Basset et al. 2022). This could lead to a modification in groundwater recharge (Taylor et al. 2013).

This is especially true in sub-Saharan Africa, where there is often no surface water for much of the year. Furthermore, demographic growth in this region, which is the highest in the world (around 2.7% per year compared to 0.3% to 1.8% elsewhere; Leridon (2015), will lead to an explosion in the demand for water in coming years. This evolution is accompanied by economic and industrial development with consequences for groundwater resources, both in terms of quality and quantity (MacDonald et al. 2012; Gaye and Tindimugaya 2019). These groundwater issues will be all the more important in basement areas (plutonic and metamorphic rocks), known for their heterogeneity and the difficulty in obtaining productive wells. These rocks cover about 40% of the continent (Taylor and Howard 2000; MacDonald et al. 2012) and are exposed to deep weathering processes (Lachassagne et al. 2021). The exploitation of groundwater resources in these aquifers remains a major challenge for hydrogeologists in the sub-region. In Benin, Burkina Faso and Côte d'Ivoire, the failure rate of wells located in basement areas falls between 30 and 40% (Courtois et al. 2010; Vouillamoz et al. 2014; Alle et al. 2018). In these environments, the most productive zones have been established as the alterite layers which are the thickest and comprise the least clay, alongside the well-developed fissured/fractured stratiform horizons of the first few meters. These zones (or aquifer layers) provide storage and transmissive roles, respectively (Vouillamoz et al. 2015; Alle et al. 2018; Lachassagne et al. 2021). The productivity of the wells setup in hard rocks is generally modest, from a few hundred to a few thousand litres per hour (Courtois et al. 2010; Maurice et al. 2019). Electrical resistivity tomography has proved useful in characterising the different compartments of hard rock aquifers through fairly accurate imaging of the weathered profile. See, for example, Soro et al. (2017), Alle et al. (2018), Belle et al. (2019), Nesny et al. (2019), Foppen et al. (2020), Briški et al. (2020), Leborgne et al. (2021), Maurya et al. (2021), Ouedraogo et al. (2022), Olivier et al. (2022), but each of these studies concerns only a limited number of sites and data.

Like most countries in sub-Saharan Africa, Chad mainly uses groundwater but also surface water to meet the drinking water needs of its population and to ensure the development of socio-economic activities. However, regions characterised by a plutonic and metamorphic rock basement, such as the Guéra region, face considerable problems in accessing drinking water. Indeed, the needs of the rural population and its main activities are generally met by surface water during the rainy season. During the dry season, villagers use surface water (alluvium, alterites) through traditional wells. These aquifers are highly dependent on rainfall (Torrent and Philippart 1966; Schneider 2001). In most cases, they are exhausted before the rain returns. To overcome these problems, deep hard rock aquifers are an interesting alternative because, potentially, they constitute a longer-term and better quality water resource (Lachassagne et al. 2021). Despite the progress made, the percentage of negative wells (development flow rate of

less than 0.5 m^3/h), or even dry wells, remains very high, at around 57% in the area considered here (10th FED 2016). Wells with a development flow rate of 0.5 m^3/h or more are considered high-yield (from this flow rate onwards, wells can be equipped and operated by a human-powered pump within the framework of hydraulic projects). This high percentage of failure is linked, on the one hand, to the limits of the prospective operational methods generally applied and, on the other hand, to insufficient knowledge of local hydrogeology. Initially, the PHPTC1/AFD (2008) and PHPTC2/AFD (2013) programmes setup wells by systematically conducting electrical profiling and 1D sounding. During a second phase, the 9th FED (2011) and 10th FED (2016) programmes applied both electromagnetic profiling (EM34) and electrical resistivity tomography (ERT, 2D) on lineaments identified through aerial photography and satellite imaging. The latter method proved better suited, but the data was used only to identify structures qualitatively, locating individual fractures without taking into account their environment: geometry, lithology, topography, hydrography, lineament density, connectivity with other structures, etc.

In truth, hard rock aquifers in Chad have been subject to little in-depth geophysical work. Among the studies carried out, there is that of Abderamane et al. (2018) in the Guéra, based on lineaments, electrical profiling and sounding (1D) and those of Oursingbé et al. (2012) in Lac-iro, and Dinard et al. (2021) in Ouaddaï, but based on the electrical resistivity tomography (2D) of limited data.

The present study aims to characterise the hydrogeology and the properties of the main hard rock aquifer formations – thickness, nature, electrical resistivity ranges, flow rates assessment – with the aim of determining the factors that control productivity in order to increase the probability of successfully installing wells. The study is based on a large and multidisciplinary dataset: 315 high- and low-yield wells with complete and validated technical data; for 41 of them, reinterpreted ERT geophysical data has been added. This is the first study cross-referencing data on well productivity with that from electrical resistivity tomography, geology and geomorphology.

IV.2. HARD ROCK AQUIFERS: CONCEPTUAL MODELS AND HYDROGEOLOGY

For several years now, studies on basement aquifers in Africa and around the world have led to the development of several conceptual models adapted to different basement zones. Historically, many authors have considered that productivity of hard rock aquifers is controlled by fractures resulting from tectonic phenomena or decompressions (Lachassagne et al. 2001; Sander 2007; Kamagaté et al. 2007; Kouamé et al. 2010). More recently, other research has demonstrated that mineral weathering is in fact the main driver of fracture development within these hard rocks, making them suitable as aquifers and allowing the flow of significant groundwater (Dewandel et al. 2006; Lachassagne et al. 2011, 2014; Worthington et al. 2016).
A typical weathered profile comprises layers that have distinct and specific hydrodynamic properties. These layers form a composite aquifer described from top to bottom as follows (Wyns et al. 2004; Dewandel et al. 2006, 2011; Lachassagne et al. 2011, 2014):

- (i) A laterite or bauxite layer, which may be absent. Where it is preserved from erosion and recharged by heavy rains, it may give rise to small, hilltop pools which dry up during the dry season.
- (ii) Saprolite, (also called alterites), formed from a mixture of weathering by-products (sand, clay, hydroxides or oxides and residual minerals (quartz). Generally, in the lower part, isalterites can be found and the structure of the parent rock is generally preserved (porosity substitutes the evacuated material). On the contrary, in the upper part, the structure of the rock has disappeared, and the rock contains alloterites. At the top of the saprolite, mottled clay, about one meter thick, forms a transitional horizon with the laterite/bauxite layer. In coarse-grained rocks (granitoids, gabbros), the lower part of the saprolite takes on a laminated appearance (laminated horizon) which results from the spacing between joints of the fractured horizon narrowing down to millimetres. This part of the weathered profile is not very permeable but relatively porous and can hold water (Dewandel et al. 2006). This is often the storage part of the aquifer.
- (iii) The fractured horizon is characterized by dense fracturing in the first few meters which decreases with depth. Its thickness also reaches several tens of meters; it is generally double that of the saprolite (Dewandel et al. 2017; Wyns 2020). Only some of the minerals in the rock are weathered, so the rock remains hard as a whole and permeable. This part of the weathering profile allows the groundwater to flow (Wyns et al. 2004; Dewandel et al. 2006).
- (iv) Unweathered rock is not permeable, except sometimes, in specific locations, where certain discontinuities (old tectonic fractures, veins, dykes, contact zones between different lithologies, etc.) have enabled weathering to occur at greater depths (Maréchal et al. 2004; Bouchot et al. 2011).

This paper uses the following terminology – based on the conceptual model of Wyns et al. (2004) as presented in Figure IV.44 –: (a) overburden (O), assigned to the laterite or bauxite layer or other sedimentary deposits; (b) weathered horizon (WH), assigned to the saprolite (the upper layer of unconsolidated and consolidated weathered rocks); (c) fractured horizon (FH); and (d) unweathered hard rock (UW).

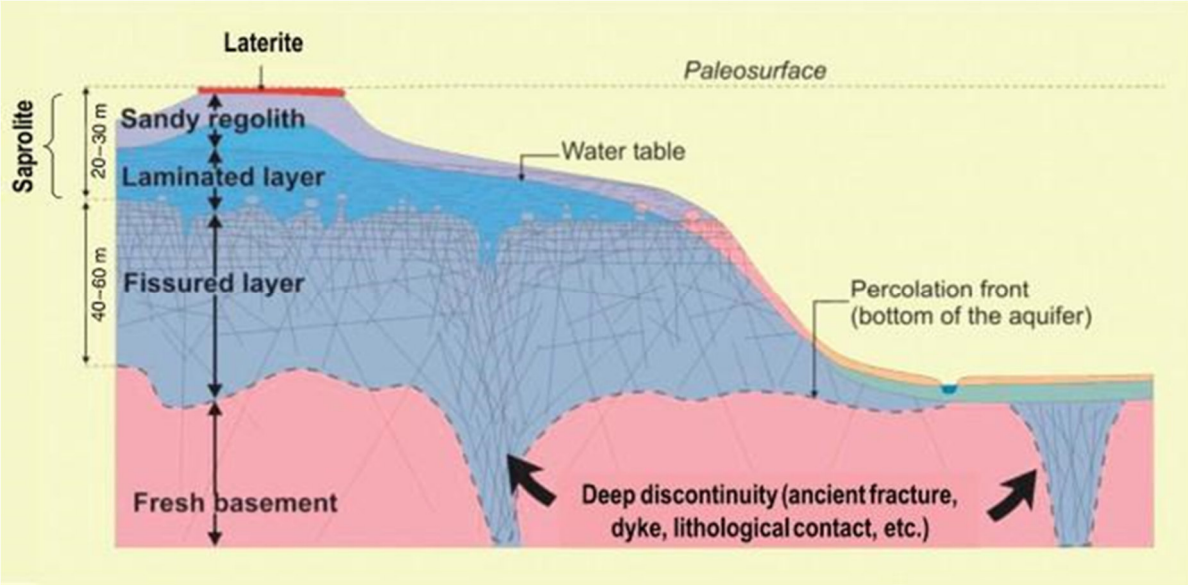


Figure IV.44: Conceptual model of weathering in a hard rock aquifer (Wyns et al., 2004).

This conceptual model has led to several operational hydrogeological applications. These include: mapping of the main hard rock aquifers from topographic maps, digital elevation models (DEM), geological field observations, well data (Lachassagne et al. 2001; Wyns et al. 2004; Dewandel et al. 2006; Courtois et al. 2010); statistical analysis of parameters influencing productivity (Dibi et al. 2004; Koudou et al. 2013; Maxime et al. 2014; Louan et al. 2015; Ewodo Mboudou et al. 2018); machine learning for the identification of suitable areas (Gómez-Escalonilla et al. 2021, 2022); and geophysics, in this case, electrical resistivity tomography to characterise the structure and geometry of the weathered profiles (Soro et al. 2017; Alle et al. 2018; Belle et al. 2019; Ouedraogo et al. 2022).

IV.3. STUDY AREA

The region of Guéra, located in central Chad, extends between 10° and 14° north and between 18° and 20° east (Figure IV.45). It covers an area of 23,262 km², with a population of around 550,000 inhabitants across 700 villages, according to the population and housing general census (INSEED 2009). Administratively, it is subdivided into four departments: Abtouyour, Guéra, Bahr Signakha and Mangalmé. The area studied covers the departments of Abtouyour (Bitkine) and Guéra (Mongo), selected as pilot sites because of the low water supply rate (13 and 22% respectively) and the availability of quality geological, geophysical and hydrogeological data from international programmes (PHPTC1/AFD 2008; 9th FED 2011; PHPTC2/AFD 2013) (Figure IV.45).

The region has a Sahelo-Sudanese type climate (430 to 867 mm/year). Sixty to 70% of the rain falls during July and August, often with high intensity. The low vegetation cover and the relief mean that runoff predominates over infiltration on both plateaus and slopes.

Geologically, the region is part of the Guéra Massif, made up of an orographic unit comprising three main mountain ranges – Aboutelfan, Kengas and Melfi –, as well as numerous small secondary mountain ranges and inselbergs separated by sandy open spaces. The Guéra massif culminates at 1,613 m at the peak of Guéra, while the mean altitude of the surrounding plain varies between 400 and 500 m. This Precambrian massif is essentially made up of magmatic formations, of which 90% are granitoids, and some metamorphic rocks. These Precambrian rocks are locally covered by recent formations, Tertiary to Quaternary, including laterite layers, associated with the "Continental Terminal", and fluvio-lacustrine – comprising clay (called pediments) – or fluvial alluvia, the latter predominantly sandy and covering recent to present-day water courses (Vincent 1956; Schneider 1989; Schneider and Wolf 1992; Kasser 1995; Kusnir 1995).

In addition to granitoids (diorites, granodiorites, granites, charnockites), the magmatic rocks include rare gabbro, found east of Bitkine (Kusnir 1995). The chemical differentiation from the most basic to the most felsic is consistent with the relative age of formation, from oldest to youngest (Isseini et al. 2013). The weathering of granite leads to sandy by-products, which accumulate in valleys crossed by rivers. Conversely, diorites and gabbro produce a characteristic black clay through weathering.

Isseini et al. (2013) distinguished four groups of rocks on the surroundings of Mongo, based on the relative timing of their emplacement, affected by four phases of deformation: (i) the first group, consisting of gabbro, formed prior to the crystallisation of (ii) diorites, granodiorites, and hornblende-biotite granites (Granites I), followed by (iii) the formation of two-mica granites (Granites II), intruded by (iv) the biotite granites (Granites III). The first two groups of rocks are affected by the D1 and D2 deformation phases. They are pre-tectonic with respect to the third deformation phase D3, responsible for the development of NNE-SSW to ENE-WSW oriented shear zones. Whereas the two-mica granites are syntectonic and the biotite granites are post-tectonic. Finally, the last deformation phase D4 is ubiquitous and responsible for the formation of brittle structures in which late dolerite intrusions occur.

The hydrogeology in this area is characterised by discontinuous and localised hard rock aquifers. There are shallow, porous aquifers (in alluvial or alterite deposits) that overlie in certain areas discontinuous aquifers within fractures and fissures of the crystalline hard rock.

These aquifers have features in common with the conceptual models described by Wyns et al. (2004) and Lachassagne et al. (2014).

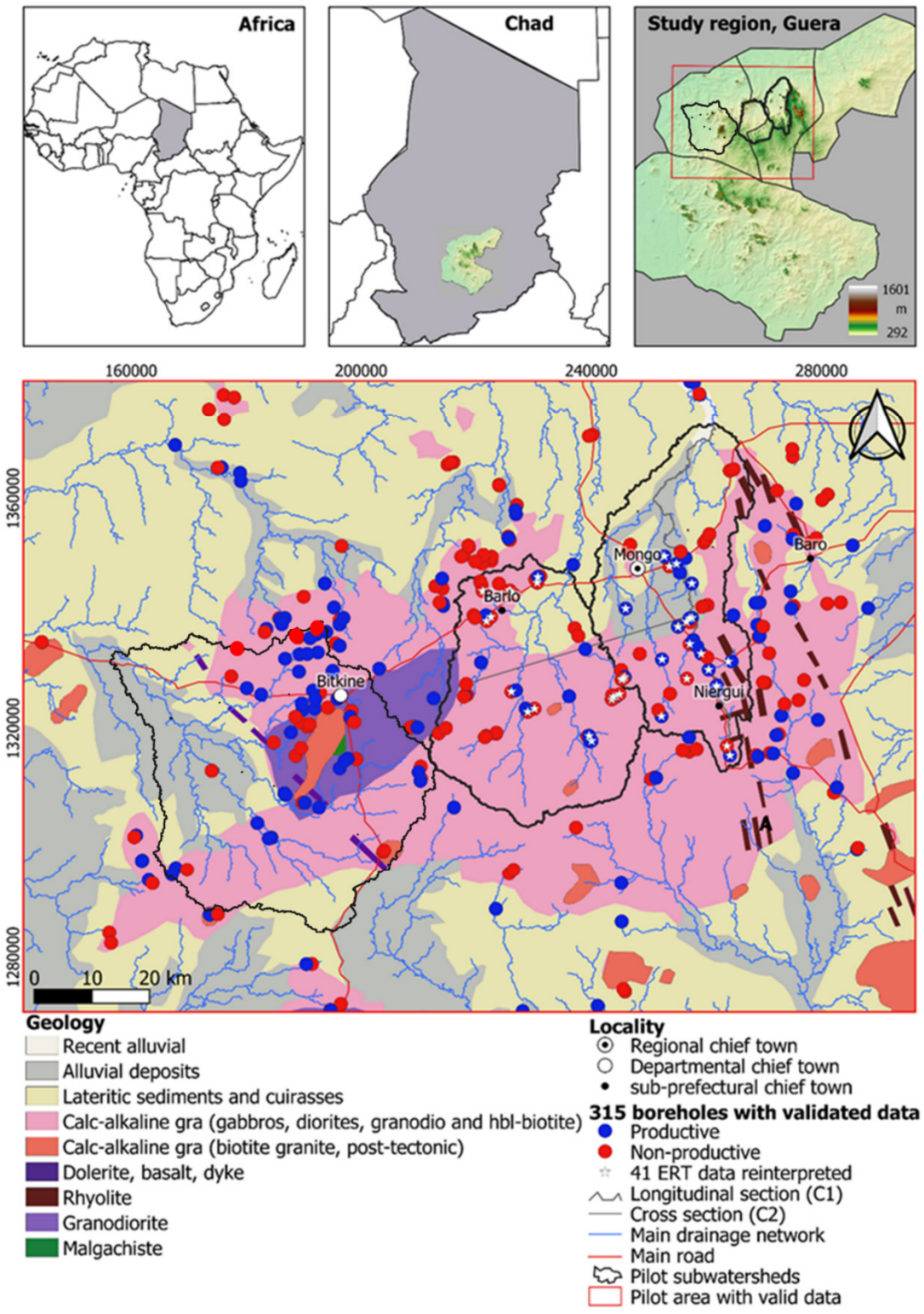


Figure IV.45: Location and geological context of the study area including the selected sites (productive boreholes Qd ≥ 0.5 m3/h and non-productive boreholes, Qd < 0.5 m3/h).

IV.4. MATERIALS AND METHODS

IV.4.1. Available raw data and data validation

The data used in this study come from the Drinking Water Access Programme and Support for Sector-Based Policies, piloted by the Ministry in charge of water in Chad (9th FED 2011). The database contains complete hydrogeological and geophysical information from 798 wells, 700 EM34 profiles and 592 electrical resistivity tomography (ERT) surveys at the regional level. For productive boreholes, equipment has been installed (screen and filter bed) and non-productive boreholes have not been equipped. The database contains the geographical coordinates of the wells, the state of the infrastructure, the position of the well screens (top and bottom), the top of the gravel pack, the drilling flow rate, the development flow rate and the pumping rate, piezometric levels (drawdown and rest), the depth of the unweathered bedrock, the total depth of the well, the borehole logs, as well as the electrical profiles and ERT together with their geographical coordinates. However, these data contain uncertainties. The geographical position of each well was checked and corrected where needed. After validation, 315 sites (140 of which have a development flow rate of at least 0.5 m^3/h) covering the departments of Bitkine and Mongo were retained. Of these 315 sites, only the ERT data from 41 sites located in the Mongo and Barlo watersheds were further selected (Figure IV.45). These two watersheds share a common drainage network towards the north and were selected because of their low well success rate and the amount of data available, and because they are representative of the geology and geomorphology of the targeted region.
The hydrogeological data (technical data on the wells and on pumping) were subject to: (i) data entry and organisation, (ii) data quality validation by cross-referencing parameters and (iii) calculations/deductions based on different parameters, e.g., estimating the roof and base of each formation. Geophysical data were subject to (i) quality validation and (ii) reprocessing and reinterpretation.

IV.4.2. Geological data and productivity

4.2.1. Lithology

The physical parameters of the wells, namely overburden thickness (TO), weathered horizon thickness (TWH), fissured horizon thickness (TFH), thickness above the hard-rock (TAHR) and total depth, were extracted from the well logs and analysed. As the boundary between the weathered and fractured horizons can be difficult to distinguish, and to fully quantify the weathered formations, the parameters (i) sum of the weathered and fissured horizons thicknesses (T(WH+FH)) and (ii) sum of the overburden and the weathered horizon thicknesses (T(O+WH)) were added. Other new parameters were also included, such as depth of the roof and of the base of each different formation. Two groups were distinguished according to the nature of the lithology: group GRA, which includes the wells located in granite and biotite granite, and group DIO, representing the wells located in diorite, granodiorite and dolerite.

IV.4.2.2. Productivity

This study includes two productivity measures: total well productivity and horizon productivity.

Well productivity

The accurate description of drilling productivity has been complex due to representativeness issues in the different measured flow rates. The database contains three different flow rates: (i) the end-of-drilling flow rate (Qf), which corresponds to the volume flow rate from an airlift pump and measured following the water inflows in the various horizons up to the end of drilling – the flow rate presented here is the total end-of-drilling flow rate; (ii) the development flow rate (Qd), obtained after development, blowing and equipping, also measured with the same compressor used for the end-of-drilling flow rate, and (iii) the step pumping flow rate (Qp), corresponding to the flow rate measured after a three-step pumping test, two hours per step, using a submersible pump. This final flow rate is therefore composed of the flow rate from the first tier noted as Q1, the flow rate from the second tier Q2, the flow rate from the third tier Q3, as well as the corresponding drawdowns s1, s2, and s3.

Initially, we conducted a comparative study between these three flow rates, using Qp, the pumping rate from the last tier. Figure III.34 illustrates this study.

The flows Qd and Qf (Figure IV.46a) have a good overall correlation, with an acceptable correlation coefficient of $R^2 = 0.62$. In most cases, Qd is equivalent to Qf, showing that the boreholes have been properly equipped. However, along the y-axis, some boreholes show a very high Qf compared to Qd. This situation is generally explained by poorly dimensioned equipment or equipment that is not adapted to the productivity levels of the aquifer. Moreover, Qd is more representative of actual borehole productivity than Qf if a productive horizon (alterites) was isolated during drilling. Finally, Qf is not always reliably indicated on the drill logs. For all these reasons, the rest of the study is based on Qd, the values of which are close to Qf, show the quality of the drilling equipment and are representative of the fissured horizon's rate of production.

Flow rates Qd and Qp (Figure IV.46b) also show an acceptable correlation ($R^2 = 0.66$). However, it should be noted that Qp is often higher than Qd. Qp is directly dependent on the capacity of the pumps used and is therefore not very representative of aquifer productivity.

The development flow rate (Qd) is therefore retained for the remainder of the analysis as it better reflects the conditions of the well.

Later, after performing various treatments and analyses, and taking into account the observations of the jury members, we determined the specific flow rates (Q/s) corresponding to the three tiers (Q1/s1, Q2/s2, and Q3/s3). The analysis of Q/s with Qd (Figure III.34.c) shows that Q1/s1, Q2/s2, and Q3/s3 follow the same trend, with Q1/s1 being equal to or slightly higher than Q2/s2 and Q3/s3. Ultimately, we should have worked with the calculated specific flow rates. However, since the graph in Figure III.34.c shows a good correlation between Q/s and

Qd, especially for Q/s values below 1.5 m3/h/m, we decided to keep Qd as the result would have been the same.

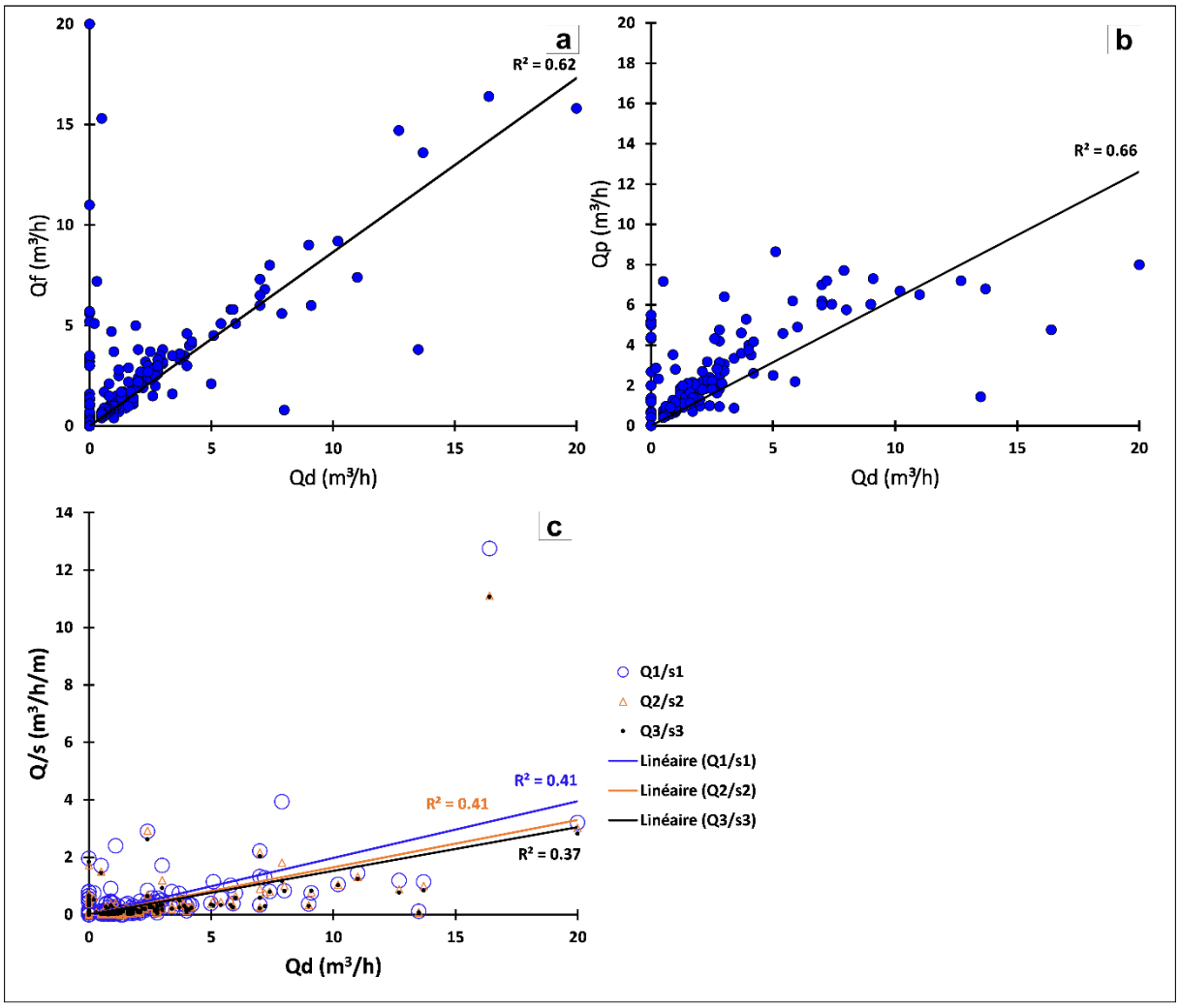


Figure IV.46: Relationship between Qd-Qf (a),Qd-Qp (b) and Qd-Q/s (c).

Productivity of each horizon

The flow rates for each horizon correspond to the volumetric flow rates measured during drilling operations in the water inflow zones of the various horizons crossed, using an air-lift pumping system. This gave the following parameters: overburden flow rate (QO), weathered horizon flow rate (QWH) and fractured horizon flow rate (QFH), which were analysed with the rest of the dataset.

IV.4.3. Geophysical data acquisition and reinterpretation

Geophysical data acquisition was carried out by preliminary remote sensing as described in the 9th FED report (2011). This consisted of determining the supposed lineaments of suitable sites, based on the reinterpretation of radar images from the Japanese Earth Resources Satellite (JERS), operating in the L-band – 23.5 cm – in HH polarisation, with a spatial resolution of 18 m. The aim was to identify up to three sites (or more if possible), close to villages, preferentially

within a radius of 3 to 4 km around each village, in order to limit the distance beneficiaries would have to travel for water. These suitable sites are called "FB points".
The implementation methodology was as follows:

- ✓ A 100 m long EM34 profile centred on a "FB point" was carried out to (in)validate the lineament detected from the reinterpreted radar image. Measurements were taken along an axis perpendicular to the anomaly in question and at regular intervals of 10 m, tightened to 5 m over 20 m before and 20 m after the "FB point". The diagrams drawn up from the measurements provide information on the existence and position of the anomalies, their dip and the average conductivity of the terrain. A comparison of the horizontal and vertical measurements allows an estimate of overburden thickness and the depth at which the anomaly was detected.
- ✓ Setup of an ERT survey (SYSCAL R1PLUS SWITCH 48 (200 W, 2500 mA, 600 V)) in a Wenner-Schlumberger array, along a 235 m profile (48 electrodes spaced 5 m apart).
- ✓ Setup of an ERT survey in a pole-dipole forward array along a 235 m profile (48 electrodes spaced 5 m apart).
- ✓ Setup of an ERT survey in a pole-dipole reverse array along a 235 m profile (48 electrodes spaced at 5 m).
- ✓ Inversion of the acquired data and geophysical interpretation.
- ✓ Drilling of boreholes.

The inversion was carried out through the RES2DINV (Loke and Barker 1996) computer program after combining the data from the forward and reverse pole-dipole ERT surveys. After performing a few “smooth” inversions in L2 norm favouring gradual changes in resistivity, the terrain was found to be too contrasting. Therefore, “robust” or “blocky” inversions in the L1 norm was applied, making it possible to construct models with more pronounced transitions (Loke et al. 2003). Thus, blocky inversions facilitate tracing the boundary between the weathered profile and the unweathered hard rock (Belle et al. 2019).
The 41 ERT surveys along the two watersheds of Mongo and Barlo were reinterpreted. The inverted electrical resistivities were associated to the lithology and then interpolated onto a regular grid, every 20 cm, perpendicular to the boreholes, enabling the identification of the main geological features: the overburden, the weathered horizon, the fissured horizon and the basement, as well as the range of electrical resistivity (ρO, ρWH, ρFH and ρUR). A morphometric analysis was also conducted describing the geophysical models and the lithology. Data processing involved the use of the following computer programs: ProsysII, RES2DINV, Surfer, Matlab and GIS.

IV.4.4. Development of the geoelectrical conceptual model

The structure and geometry of the weathering profile is based mainly on the mapping of the main formations (from the data of the borehole logs) and the interpretation of electrical resistivity ranges (after the inversion results of the ERT data). First, thickness data for each horizon from the 315 points in the database were interpolated using kriging. This method resolves data estimation problems by considering the spatial variations of the variables

processed (Matheron 1966; Ruelle et al. 1986). Second, from the thickness data and the Digital Elevation Model (DEM), the elevation of each horizon (base and/or roof) was calculated. To avoid interpolating the thickness of the overburden and of the weathered horizon in areas where the basement rock outcrops, 468 artificial points were created in these areas and a value of zero was given to overburden (TO) and weathered horizon (TWH) thicknesses, representing the reality in the field. The results of this method were then coupled with those from the geophysical survey to build a geoelectrical conceptual model of hard rock aquifers in the region.

IV.4.5. Statistical analysis of geological, hydrogeological and geophysical parameters

Validation and processing of the data led to a new database of 315 sites with 62 parameters of which 15 were selected for this study (Table IV.1). Statistical analyses were carried out to assess borehole productivity and understand the main criteria controlling it.

Table IV.11: Parameters used in this study and their units of measure.

Parameter	Description
Z (m)	Elevation
Qd (m^3/h)	Development flow rate
TO (m)	Overburden thickness
TWH (m)	Weathered horizon thickness
QWH (m^3/h)	Weathered horizon flow rate
TFH (m)	Fractured horizon thickness
QFH (m^3/h)	Fractured horizon flow rate
T(WH+FH) (m)	Total thickness of weathered and fractured horizon
TCO (m)	Clay overburden thickness
T(O+WH) (m)	Total thickness of overburden and weathered horizon
TAHR (m)	Thickness above hard rock
TD (m)	Total depth
ρO (Ωm)	Resistivity of the overburden
ρWH (Ωm)	Resistivity of the weathered horizon
ρFH (Ωm)	Resistivity of the fractured horizon

Elementary statistics represented by box-plots were carried out on the 15 parameters selected in order to highlight standard deviation, coefficient of variation, minimum, maximum, mean and median for each parameter. These statistics were also used to analyse the parameters according to the different geophysical models.

A comparative analysis of development flow rates (Qd) in relation to total depth (TD) and the thicknesses of different formations (TO, TWH and TFH) was also carried out to determine the most productive horizons and indicate the optimum depths not to be exceeded when drilling.

Multivariate analysis, i.e., a standardised Principal Component Analysis (PCA) (Cailliez and Pagès 1976) was conducted on the 15 parameters selected. PCA allows the simultaneous study and synthesis of the relationships between several variables (Alberssat et al. 2004; Dibi et al. 2004; Valdes 2005), highlighting associations that could be influenced by more than one factor.

Two Normalised Principal Component Analysis (NPCAs) were carried out. The first one, at the regional scale (315 sites), analysed well productivity against 12 geological parameters (Z, Qd, TO, TWH, QWH, TFH and QFH as active variables, and TCO, T(WH+FH), T(O+WH), TAHR and TD as supplementary variables) for 315 individual sites, of which 29 are considered as supplementary sites as they do not present all the variables. The second NPCA was run at the scale of the two watershed areas and included the geophysical variables that resulted from the reprocessing carried out for the present study (resistivities estimated for the overburden ρO, and the weathered ρWH and fractured ρFH horizons). This second NPCA was carried out on 15 variables (including Z, Qd, TO, TWH, QWH, TFH and QFH as active variables, and TCO, T(WH+FH), T(O+WH), TAHR, TD, ρO, ρWH and ρFH as supplementary variables) for 41 individual sites, seven of which counted as supplementary sites according to the same criteria cited above for the first NPCA.

There are different reasons for including additional variables. Firstly, weathered and fractured horizons cannot be distinguished with certainty in the geological logs (and also through resistivity values), which is why variable T(WH+FH) was calculated. It sums up the thickness of these two horizons. Secondly, the thickness of the clay overburden (TCO) is already included in the overburden thickness. The sum of the overburden and the weathered horizon thicknesses (T(O+WH)), which also corresponds to the total thickness of unconsolidated formations (TAHR), is included as a variable in order to minimise the possibility of excluding the weathered layer as a whole from the analysis. Furthermore, the total depth of drilling (TD) does not seem to be a relevant parameter given that the depth depends on the well yield test, the deepest boreholes often being those that do not have a high yield. Finally, electrical resistivities for the different formations are only available for 41 sites. Considering them as additional variables allows a comparison between the two NPCAs, the first on 315 sites and the second on 41.

IV.5. RESULTS AND INTERPRETATION

IV.5.1. Descriptive statistics of the main parameters retained for this study

Figure IV.47 presents statistics for all 315 sites and the subset of 41 watershed sites (two watersheds) for the parameters studied for each of the different rocky formations and wells: thickness and depths of the different horizons, the flow rates and the resistivities of the different horizons. The mean values calculated for all 315 and for the subset of 41 sites are fairly similar, indicating that the two watershed areas are representative of all the points located in the region.

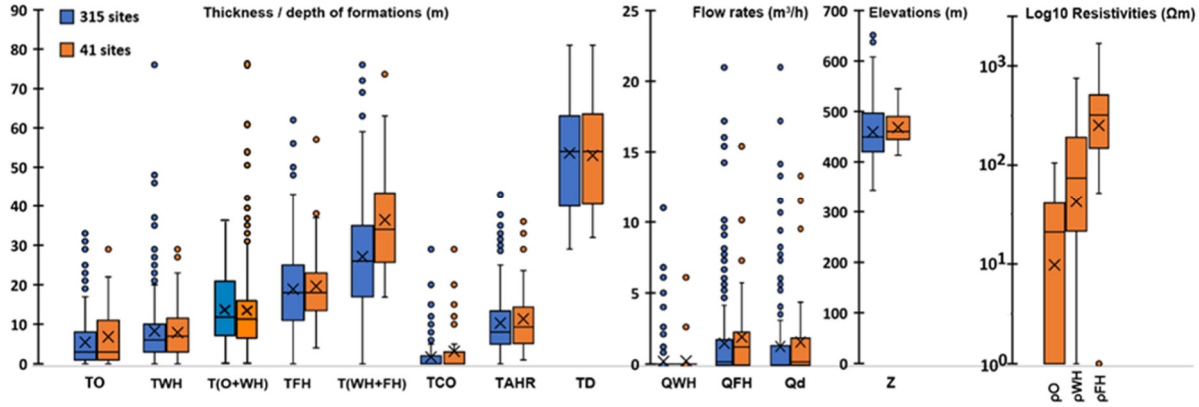


Figure IV.47: Statistics for the parameters calculated on all 315 sites (blue) and the subset of 41 sites (orange). Crosses correspond to arithmetic means and dots to the outliers which exceed the whiskers of the box plots (min = Q1-1.5(Q3-Q1) & max = Q3+*

IV.5.2. Well productivity

In the Guéra region, wells development flow rates (Qd) vary from 0 to 20 m^3/h with a mean of 1 m^3/h and a standard deviation of 2.58. The histogram on the flow rates for the 315 regional sites (Figure IV.48a) shows that 58% of the wells have low to null flow rates (Qd < 0.5 m^3/h), 32% have medium flow rates (0.5 < Qd < 3.5 m^3/h) and only 10% have high flow rates (Qd ≥ 3.5 m^3/h). Consequently, most wells in the region fall into the low flow rate category. The distribution of flow rates for the subset of 41 sites – where the geophysical data was reinterpreted, is comparable to that of the 315 regional sites. A close look at the graph on flow rates and depths (Figure IV.48a and b) reveals that the highest flow rates (Qd ≥ 5 m^3 /h) are observed at a depth between 30 and 58 m, regardless of the dataset analysed (315 or 41). For depths superior to 58 m, the rates tend to decrease, except for one point located at 75 m. This particular well possibly intersects a deep tectonic fracture facilitating the flow of water. The data representing the subset of 41 sites are therefore consistent with that observed for the larger

dataset (315 sites) and the remainder of the study can focus solely on the wells and geophysical profiles of the two watershed areas of Mongo and Barlo (41 sites).

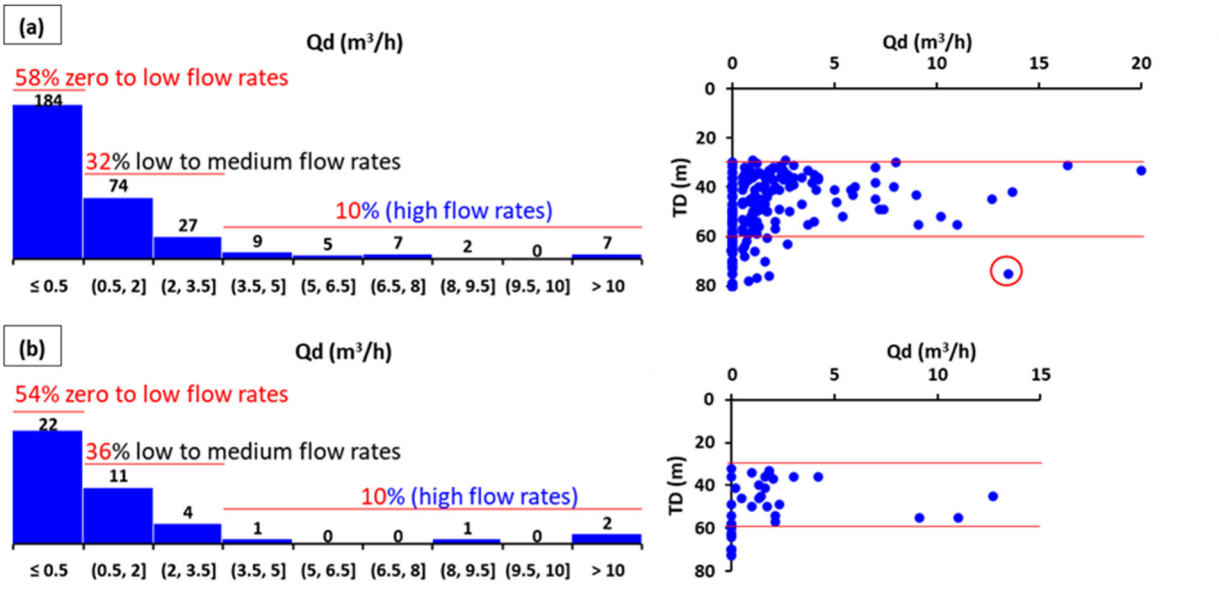


Figure IV.48: Development flow rate histogram and relationship between development flow rates and feature depths for 315 (a) and 41 sites (b).

IV.5.3. Geological characterisation of formations

IV.5.3.1. Role of the different horizons on productivity

A thickness map for overburden, weathered horizon and fractured horizon thicknesses was drawn using the data from the 315 sites studied. Development flow rates (Qd) were plotted onto this map (Figure IV.49) to illustrate the role of each horizon on the productivity of the wells.
The overburden map for the studied area (Figure IV.49a) indicates that overburden thickness varies from 0 to 33 m, with a mean of 5 m. Geological logs indicate that the overburden comprises more or less sandy compact clay or laterites with lateritic clay, clay, sandy clay, clayey sand and sand. The map shows that the least thick overburden is in the foothills and the thickest in the valleys. The most productive wells are located in places where the overburden thickness varies between 2 to 20 m.
The weathered horizon map (Figure IV.49b) shows that thickness ranges from 0 to 76 m. Figure IV.6b shows that the highest flow rates correspond mostly to a weathered horizon thickness of less than 35 m. Over 35 m, flow rates tend to decrease.
The fractured horizon map (Figure IV.49c) shows a heterogeneous thickness, ranging from 0 to 62 m. The highest flow rates come from the top 30 m of this horizon. This section corresponds to a crack or fracture high density zone, as described in the model by Lachassagne et al. (2001), Wyns et al. (2004) and Dewandel et al. (2006). Once past the first 30 m, the frequency of fissures decreases and consequently, so do flow rates.

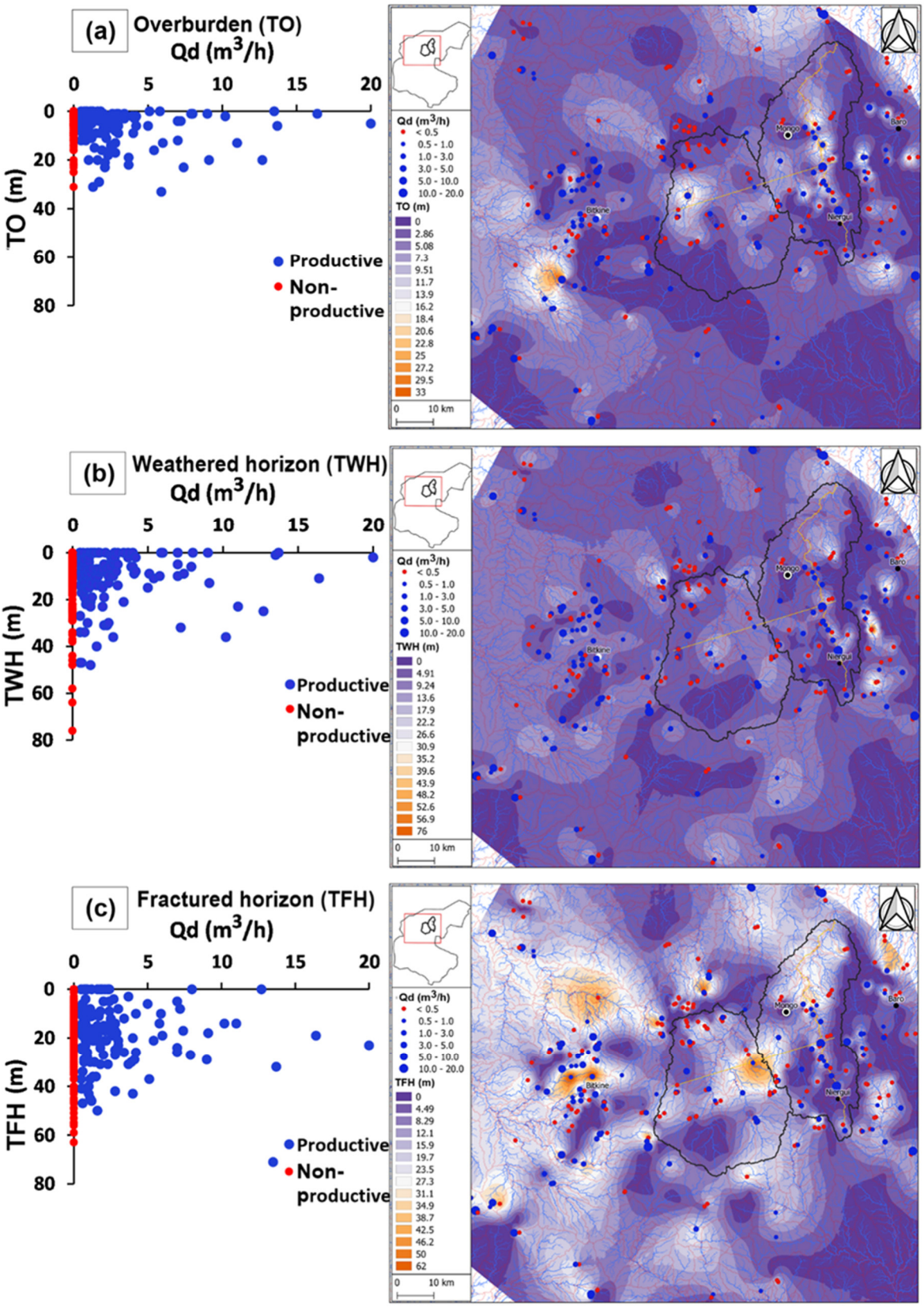


Figure IV.49: Characteristics of the three horizons: thickness maps from 315 sites and relationship between thickness and development flow rates. Maps were generated using kriging interpolation.

IV.5.3.2. Role of the lithology on productivity

To study the role of lithology on well productivity, two groups were distinguished based on the lithological data from the wells: wells located in granites and biotite granites (GRA group) and those located in diorites, granodiorites and gabbros (DIO group). Figure IV.50 shows the distribution of productivity according to these two groups. Wells located in granite (GRA group) are significantly more productive than wells from the DIO group. Seventy-five percent of wells from the GRA group have a Qd > 0.5 m^3/h, representing 14 wells in the Mongo basin, ten of which are high-yield, and ten wells in the Barlo watershed, five of which are high-yield. Conversely, only 25% of DIO group wells have a Qd > 0.5 m^3/h, representing ten wells in the Mongo basin, five of which are high-yield, and seven in the Barlo watershed, all of which are classed as low-yield. The highest flow rates (> 3 m^3/h) are found exclusively in wells located in granites. This disparity could be due to the weathering processes that affect differently these two lithologies. The granite appears to have more extensive weathering than the other group, possibly favouring aquifer storage and well productivity. Lithology appears therefore of considerable interest for future exploration.

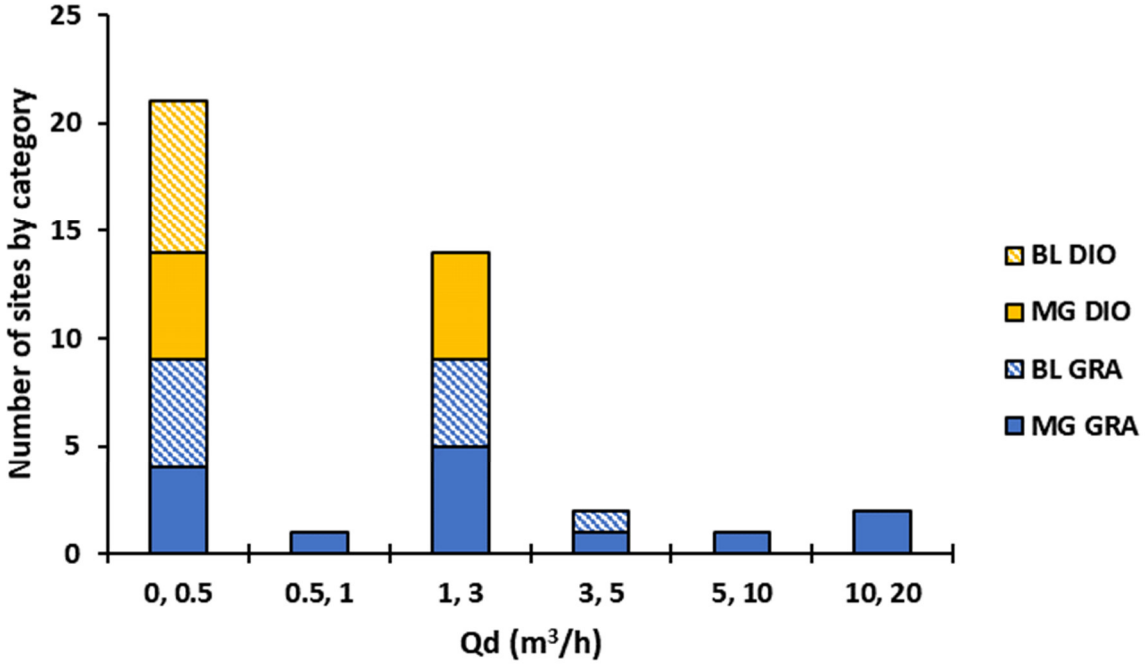


Figure IV.50: Productivity by well lithology: granites and biotite granites (GRA group) and diorites, granodiorites and dolerites (DIO group). MG: Mongo watershed, BL: Barlo watershed.

IV.5.4 Hydro-geophysical characteristics of the rocky formations

The 41 site surveys show electrical resistivities between 10 and 13,000 Ωm with normalized absolute error (L1 norm or robust inversion considered to explain the data) varying between 2.3% and 15.5%.

IV.5.4.1. Resistivity ranges of the different layers of the weathering profile

To determine the resistivity ranges of the different formations, the 41 profiles were analysed (see methods section above). The histograms in Figure IV.51 represent the results. The two watersheds have one main difference: the absence of overburden in the Barlo area. Nonetheless, the different horizons have the same resistivity ranges in both areas. This approach shows that, regardless of the area studied: (i) the overburden is characterised by resistivities generally inferior to 50 Ωm; (ii) the weathered and fractured horizons can be often mistaken for each other and have resistivities between 50 and 300 Ωm and 50 and 1000 Ωm respectively; and (iii) the unweathered hard rock is quite distinct from the rest, with resistivities always superior to 1000 Ωm. It is important to remember that the boundaries between the formations are unclear and carry some uncertainty. Such values are consistent with the ones proposed by Soro et al. (2017), Alle et al. (2018), Belle et al. (2019) and Nesny et al. (2019). The large data set used in this study allows to statistically confirm and refine the resistivity ranges.
Here, we consider resistivity as principally impacted by weathering levels and clay content. Variations in resistivity due to saturation levels might exist, but are deemed small, especially for depths larger than 5 to 10 m. For depths larger than that, it is likely geological formations do not become fully unsaturated, implying moderate variations in resistivity compared to those due to mineral composition and weathering levels. Noticeable variations in resistivity due to fluctuations in electrical conductivity of underground water, combined with porosity, are also unlikely. Measurements in different wells give an average water conductivity of ca. 300 µS/cm (33 Ωm) in weathered formations and ca. 500 µS/cm (20 Ωm) in deeper and fractured horizons (where there is less porosity).

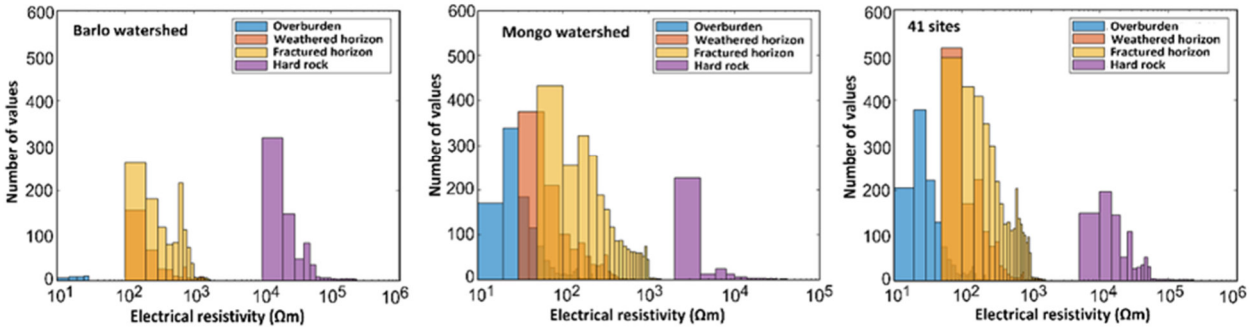


Figure IV.51: Histograms of resistivity ranges by lithology for each watershed area and for all 41 sites.

IV.5.4.2. A new classification based on geophysical characterisation

Based on the lithological data from the wells, the electrical profiles have been classified into four models, the statistics of which are presented in Figure IV.52.
(1) Model A: composed of an overburden, well-developed weathered and fractured horizons, and unweathered rock.
(2) Model A*: similar to the previous model but with higher resistance on the surface in its first few metres.
(3) Model B: characterised by little or underdeveloped weathering throughout the profile or on the surface of the well
(4) Model C: marked by underdeveloped weathering and discontinuities.

For the structural models A, A* and B, there are positive (Qd ≥ 0.5 m^3/h) and negative (Qd ≈ 0 m^3/h) boreholes. Figure IV.52 illustrates examples of productive and non-productive wells for each of these three models as well as a negative case for Model C. Well names with the prefix MG are located in the Mongo watershed and those with BL in the Barlo watershed.

Model A: examples MG22 (Qd = 11 m^3/h, Q/s = 1.4 m^3/h/m) and MG23 (Qd ≈ 0 m^3/h)

This model comprises four main layers: the overburden with a mean thickness of 10 m, the well-developed weathered and fractured horizons with mean thicknesses of 10 and 20 m respectively, and the unweathered hard rock at the base. The electrical resistivities of these layers increase progressively with depth. This pattern is found in 16 profiles, 12 of which have wells with high flow rates because there is little or no clay in the weathered horizon, while four profiles have wells with low flow rates in relation with clay formations in the overburden.

MG22 has (Figure IV.52a): (i) low resistivity (30 Ωm) through the layer of clay and sand (11 m thick according to the well log); (ii) a relatively low resistivity layer (40 Ωm) of alterites (23 m); (iii) a moderate resistivity layer (130 Ωm) of fractured granite (18 m); and (iv) a high resistivity layer (1,000 Ωm) of unweathered granite, not reached during drilling. This site is characterised by well-developed stratiform and fractured weathered horizons. The well installed at a distance of 120 m on the ERT setup, the assumed suitable FB point, was successful, with a flow rate of 11 m^3/h.

MG23 has (Figure IV.52b): (i) a layer of fairly low resistivity (20 Ωm) sandy-clay formations (12 m thick according to the well log); (ii) a moderately low resistivity layer (40 Ωm) of weathered granite (8 m); (iii) a moderate resistivity layer (260 Ωm) of fractured granite (10 m); and (iv) a high resistivity layer (3000 Ωm) of unweathered granite. This site underperforms despite its well-developed weathering. Most likely, the presence of clay in the overburden prevents recharge of the underlying horizons. The well was placed here because of the initial electromagnetic profile data (EM34), in which clay formations may have been misinterpreted as fractures.

Model A*: examples MG15 (Qd = 12.7 m^3/h, Q/s = 1.2 m^3/h/m) and MG14 (Qd ≈ 0 m^3/h)

This model is similar to model A but there is an additional thin resistant layer of sand, gravel or weathered granite on the surface. Productivity in this model is explained in the same way as in model A. Three sites with high flow rates (MG12, MG13 and MG15) and two non-productive sites (MG14 and MG09) represent this model.

Site MG15 has (Figure IV.52c): (i) a thin, low-resistivity layer (30 Ωm) of clay (3 m); (ii) a moderate resistivity layer (130 Ωm) of sand (14 m thick according to the well log); (iii) a moderately low resistivity layer (50 Ωm) of weathered granite (12 m); (iv) a moderate resistivity layer (120 Ωm) of fractured granite (3 m); and (v) a high resistivity layer (1000 Ωm) of undrilled, unweathered granite. This site shows that weathered and fractured horizons with little or no clay, but that are sufficiently thick (26 m of loose formations) lead to good flow rates even if overlaid by a resistant layer.

At MG14, there is (Figure IV.52d): (i) a moderate resistivity layer (140 Ωm) of formations not described in the well log (4 m); (ii) a very low-resistivity layer (20 Ωm) of clay (8 m); (iii) a moderately low-resistivity layer (50 Ωm) of weathered granite (3 m); (iv) a moderate resistivity layer (370 Ωm) of fractured granite (10 m); and (v) a high resistivity layer (2,000 Ωm) of

unweathered granite. This site, despite the presence of good weathering, is unsuitable due to the large layer of clay present within the alterites.
Model B: examples BL13 (Qd = 1m^3 /h, Q/s = 0.06 m^3/h/m) and BL05 (Qd ≈ 0 m^3 /h)
This model is characterised by an almost complete lack of overburden, an underdeveloped weathered horizon (average thickness less than 10 m), a fractured horizon about 20 m thick and unweathered rock. The electrical resistivities of this model evolve gradually with depth. Model B is observed in 18 site profiles, including five productive wells linked to a lateral water supply and 13 non-productive ones due to the absence of a storage reservoir.

BL13 has three main layers (Figure IV.52e): (i) a weak topsoil layer (3 m according to the well log); (ii) a moderate resistivity layer (250 Ωm) of weathered granite (15 m); (iii) a moderate resistivity layer (950 Ωm) of fractured granite (30 m); and (iv) a high resistivity layer (1500 Ωm) of unweathered granite. The facies in this profile are laterally discontinuous. On one side, a weathered and fractured horizon (located on the last 120 m of the ERT survey) and on the other side, a fractured horizon in which the well is located (107.5 m on the ERT survey). This borehole has a very modest flow rate (Qd = 1 m^3/h), possibly due to the lateral recharge of the weathered and fractured horizons. The well could have encountered more productive formations had it been installed to the right of the ERT survey, ideally 160 to 220 m.

At BL05, the following layers succeed each other (Figure IV.52f): (i) a weak layer of topsoil (1 m); (ii) a moderate resistivity layer (750 Ωm) of weathered granite (7 m); (iii) a moderate resistivity layer (750 Ωm) of diorite, granodiorite and fractured granite (44 m); and (iv) a high resistivity layer (1130 Ωm) of unweathered granite. This profile with little weathering is also marked by a lateral discontinuity, impeding the lateral feeding of the well.
Model C: Example MG11 (Qd ≈ 0 m^3/h)
This model resembles model B but is characterised by the presence of a discontinuity/fault. This is the case of site MG11, unsuitable for a productive well due to the absence of a sufficiently developed weathered horizon to feed the fissures. In addition, discontinuities prevent any potential lateral recharge.
MG11 has (Figure IV.52g): (i) a highly conductive layer (20 Ωm) of sandy clay (8 m); (ii) a moderately conductive layer (130 Ωm) of weathered dolerite (8 m) and (iii) a moderate resistivity layer (200 Ωm) of fractured dolerite. This profile stands out among the others because of its lateral and vertical discontinuity. It highlights a deepening corridor located perpendicular to the well between abscissas 100 and 120 m of the ERT survey. This zone could correspond to a fracture or a fault, not supplied with water because of no water reservoir in the overlying layers.

It is worth noting that among the sites described, wells MG22 and MG15 (Models A and A*, 11 and 12.7 m^3/h respectively) are more productive than well BL13 (Model B, 1 m^3/h). This difference is related to the thickness and to the degree of alteration of the weathered horizons in these different profiles.

From all the profiles, it appears that the most productive wells (Qd > 3 m^3/h) are characterised by a thick weathered layer or alterites (mean thickness of 12 m), containing little or no clay,

and a thick fractured horizon (mean thickness of 20 m). Whereas the low flow rates wells (Qd≈0 m^3/h) have little or no alterites, or have alterite layers dominated by clay.

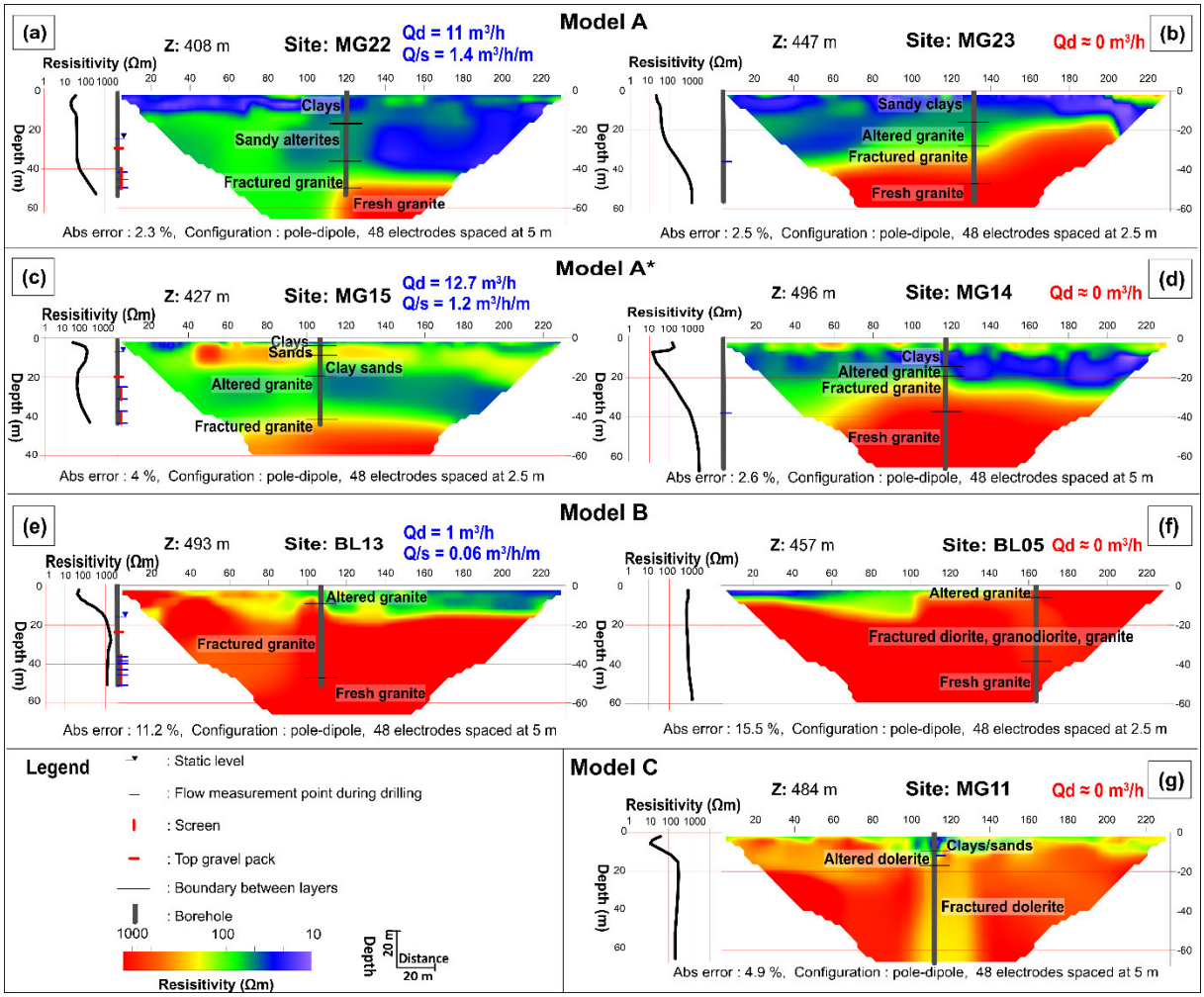


Figure IV.52: Electrical resistivity tomography profiles for the four models: examples of productive (a, c, e) and non-productive (b, d, f, g) boreholes.

IV.5.4.3. Distribution of the different models

Two lithological sections (Figure VI.53) reveal the geometry and continuity of the main aquifer strata. One is a longitudinal section (C1) along the main water drainage network of the Mongo watershed, oriented south-north (Figure VI.53a), and the second represents a cross-section through the Barlo and Mongo watersheds, oriented WSW-ENE (Figure VI.53b). These sections clearly show the different rocky formations in the region, even though the boreholes reveal varying thicknesses. In the longitudinal section (C1), the most productive wells, namely MG15 and MG13, have respective flow rates of 13 m^3/h and 9 m^3/h. They correspond to model A* and are located in the granite. They are characterised by little clay overburden, and well-developed weathered and fractured horizons (10 to 15 m and 13 to 18 m respectively) with significant water inflow in the upper part of the fractured horizon. Moderately productive wells, such as MG19 (2 m^3/h), MG05 (1.7 m^3/h) and MG24 (1.4 m^3/h), corresponds to the model A and are located also in the to granite. Non-productive wells either have very little or no

overburden or weathered layer, or clay is present in these formations. Cross-section (C2) is consistent with longitudinal section (C1). Cross-section reveals also reduced thicknesses for the overburden and weathered layer for non-productive wells compared to productive ones.

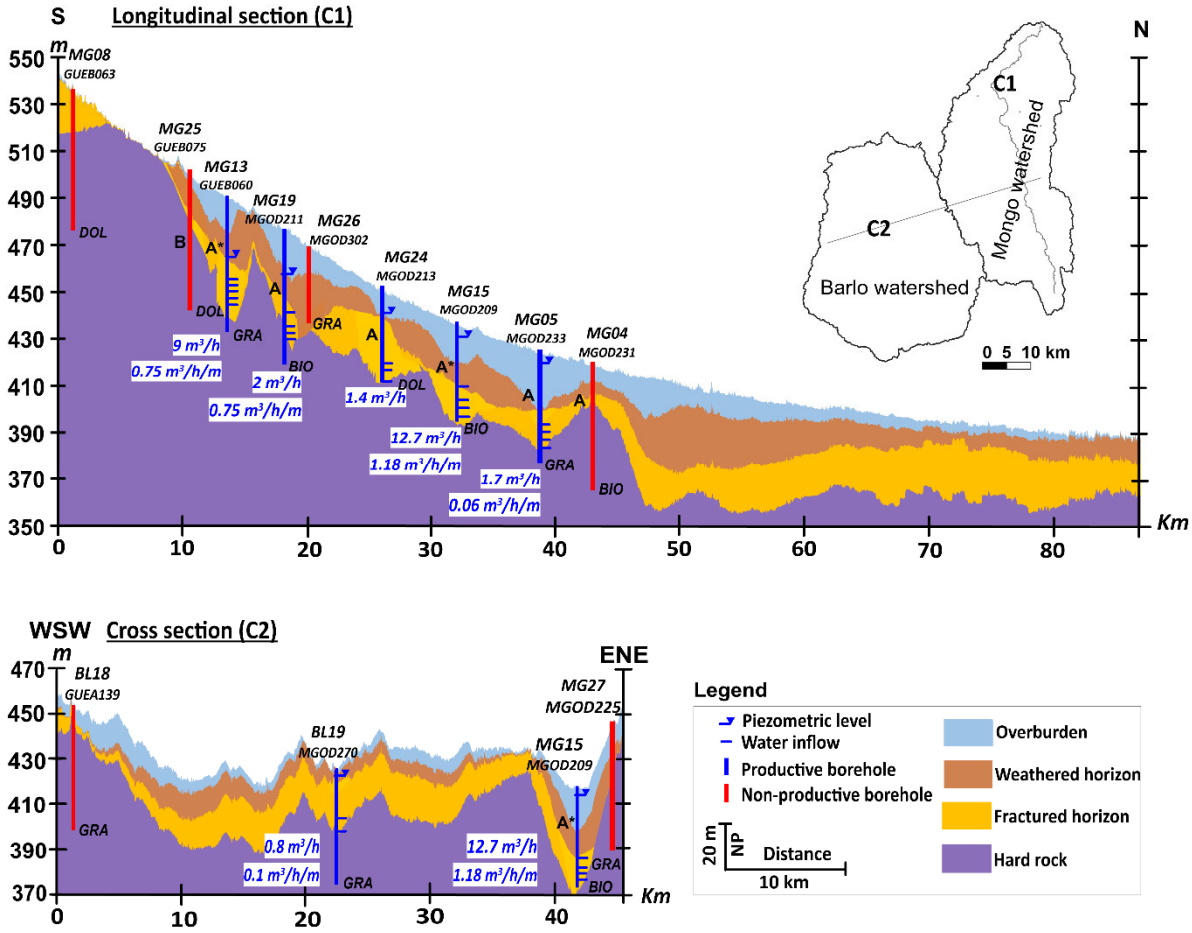


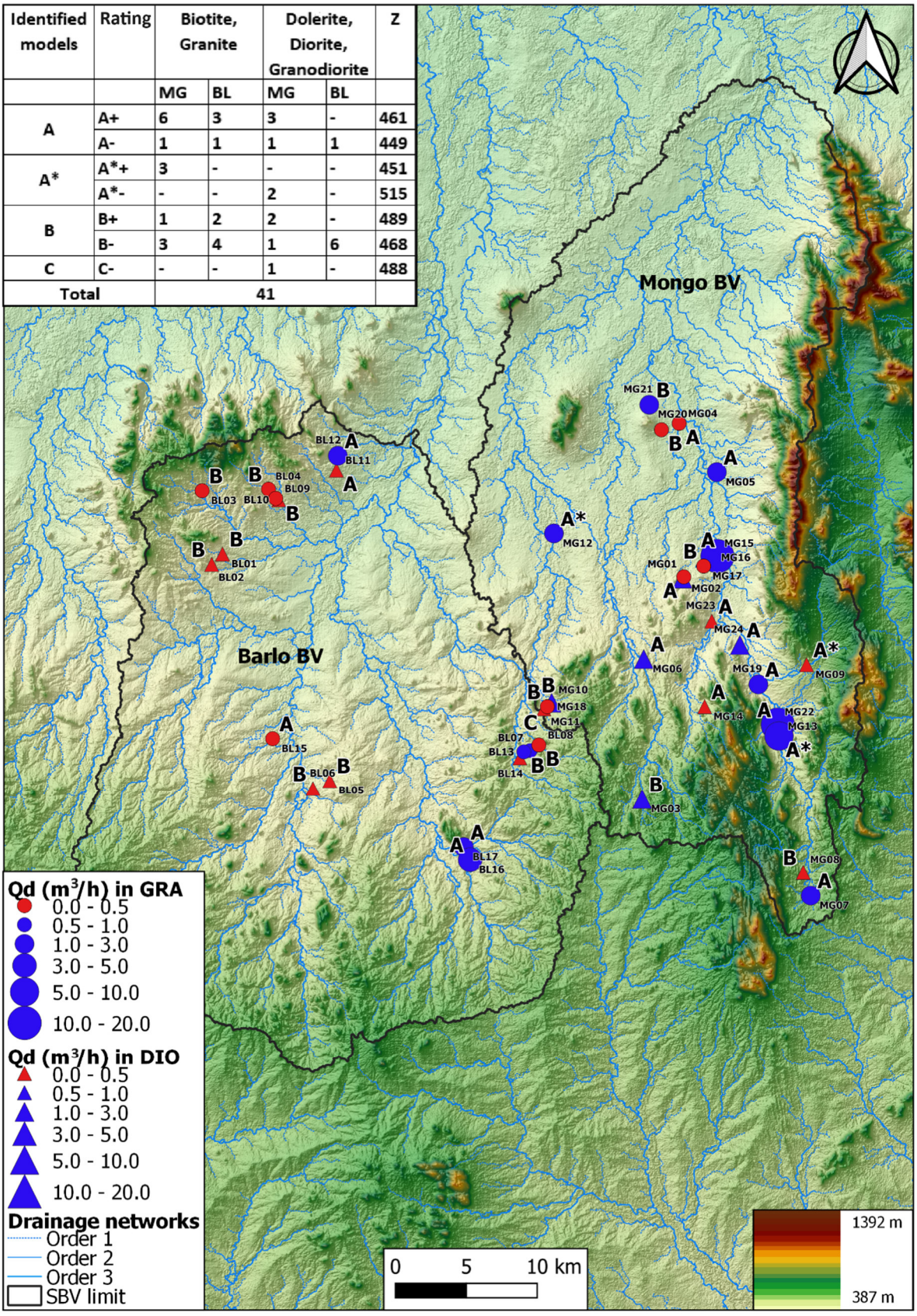
Figure VI.53: Longitudinal section of the Mongo watershed (C1) and cross section of the Barlo and Mongo watersheds (C2). Lithology: BIO = Granite à Biotite, DOL = Dolerite, GRA = Granite.

We also analysed the distribution of the different models and well productivity at the catchment scale. The profiles and the associated models are presented on a topographic map produced through QGIS software, using 30 m resolution satellite images from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM; Figure VI.54). The watersheds studied and the main drainage networks extracted from the DEM are shown. It should be noted that regardless of their Strahler order, the drainage networks are dry most of the year. The map also illustrates the lithology of the hard rock intersected by the wells and the development flow rate for each well.

Beside well productivity, the lithology seems to dictate the spatial distribution of the models. There are more A and A* models in wells located in granite, with a total of 14 – 11 A and three A* compared to only seven in dolerite, diorite or granodiorite – five A and two A*. As shown above (Figure IV.50), wells located in granite are more productive than those in granodiorite: among the 11 model A wells in group GRA, nine are positive and two negative, and the three A* wells have a Qd > 0.5 m^3/h. Conversely, among the five A wells in group DIO, three have a Qd above 0.5 m^3/h and two below, together with the two A* wells from group DIO.

Model B wells are observed in both groups (ten in group GRA and nine in group DIO). Of the ten model B wells in granite, three are productive and seven non-productive. Among the nine model B wells in dolerite, diorite or granodiorite, three are productive and six non-productive. The lack of overburden and the underdeveloped weathered horizon in model B seem to be the key parameters influencing productivity, regardless of lithology. Model C closely resembles model B, but wells are all non-productive.

Model A and B wells are not evenly distributed in the two water catchment areas studied. Among the 16 A wells, 11 are in the Mongo Basin and five in the Barlo Basin; while the five A* wells are all located in the Mongo Basin. For Model B, 12 are in the Barlo catchment and seven in Mongo area. This difference could be related to the surface lithology: 1) dominance of granite versus granodiorite – unfortunately, these formations cannot be distinguished through the geological map of the studied area – and 2) the presence of an overburden seems to be a key factor in the increase observed on the weathering processes of the hard rock below. Indeed, there is a lack of overburden in the Barlo catchment compared to Mongo. Our study therefore highlights the role of the overburden, a horizon never before considered in such detail.



Identified models	Rating	Biotite, Granite		Dolerite, Diorite, Granodiorite		Z
		MG	BL	MG	BL	
A	A+	6	3	3	-	461
	A-	1	1	1	1	449
A*	A*+	3	-	-	-	451
	A*-	-	-	2	-	515
B	B+	1	2	2	-	489
	B-	3	4	1	6	468
C	C-	-	-	1	-	488
Total		41				

Figure VI.54: Spatial distribution of the different models, local lithology, main drainage networks and development flow rates on a geomorphological background. GRA: granites and biotite granites, DIO: diorites, granodiorites and dolerites.

IV.5.5. Combined approach: geological, geophysical and productivity data

5.5.1. Statistical analysis of the parameters according to the models

A statistical representation of the different variables is shown in Figure IV.55, facilitating the comparison between the ranges of all parameters for the different models defined above. The wells corresponding to model A are marked A^+ when they are high-yield and A^- when they are low-yield. It is clear from this analysis that some of the variables cannot be used in isolation to positively distinguish between high and low performing wells. This is the case, for example, for Z, TO, TWH, TFH, ρO and ρFH which only partly explain well performance. For a site to be classed as suitable, it requires several complementary criteria. Nonetheless, there are a few parameters, such as TAHR or T(O+WH), and ρWH (this last one needs to be relatively high, close to 100 Ωm, i.e., not too clayey, for the most productive sites A+ and A*+), that are statistically related to well productivity, suggesting they are key factors.

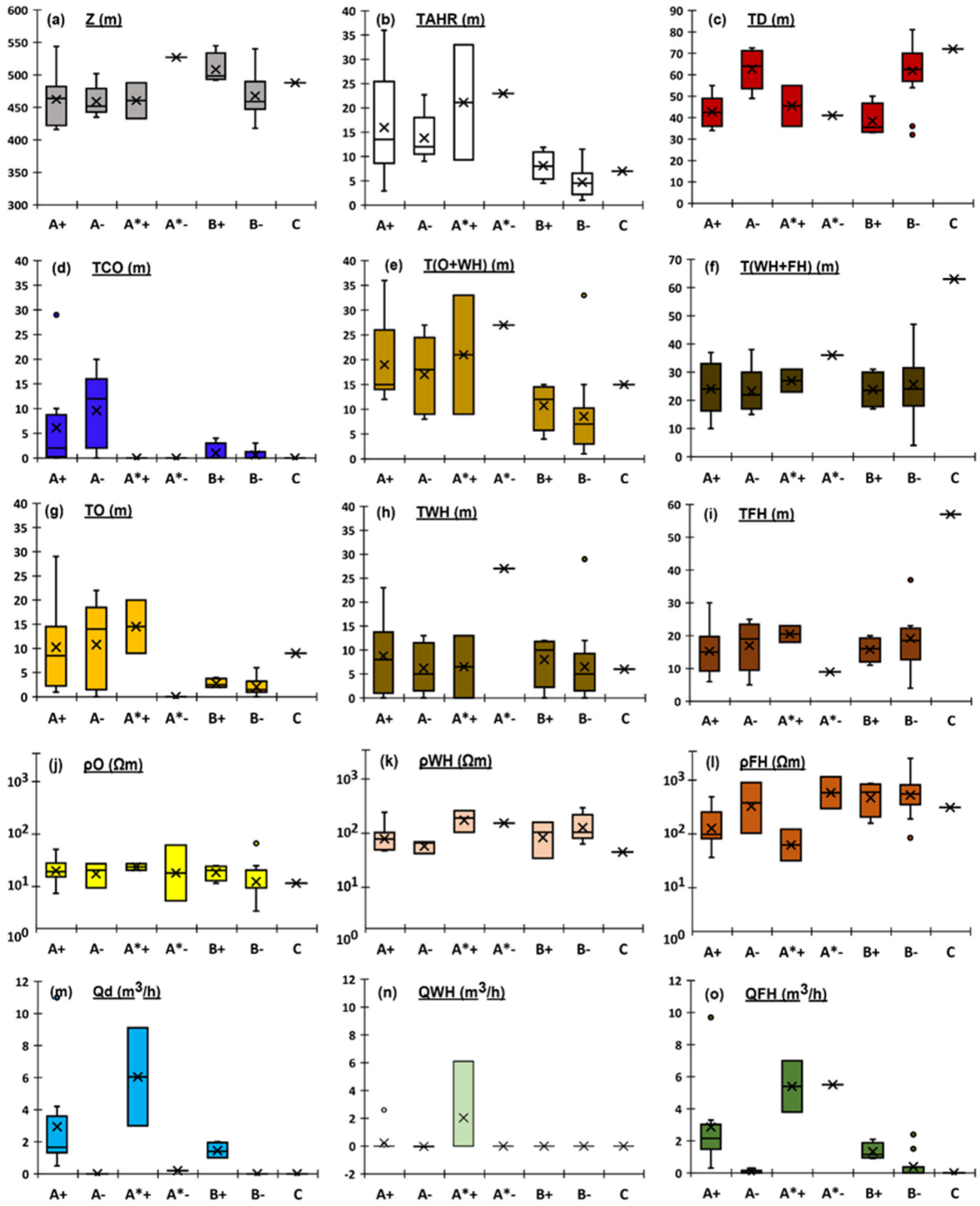


Figure IV.55: Boxplots of the main parameters selected for this study and their relationship to well productivity.

IV.5.5.2. Normalised Principal Component Analysis

We carried out 2 different NPCAs (Figure IV.56): a regional NPCA based on the combination of borehole productivity and geological parameters, and a NPCA at the scale of the two watersheds, including geophysical parameters.

Coupled analysis between geological criteria and production rate: regional scale (315 sites)

Figure IV.56a and Figure IV.*56*b illustrate the NPCAs applied to 315 and to 41 sites respectively. Factors F1, F2 and F3 express 61.75% of the total variance of the data.
The F1 axis expresses 26.86% of the variance and is determined by the grouping of variables corresponding to the well productivity (Qd - QFH). The variables Qd and QFH are strongly correlated (R = 0.76). This reflects the significant contribution of QFH to the total productivity of the wells (Qd). These variables are negatively correlated to the TD of the boreholes. This is explained by the fact that wells classed as low-yield are often deeper than the others (Figure IV.48a and b). In fact, drilling is pursued down to the basement until there is sufficient water inflow. The distribution of individual sites places the high-yield wells in the positive part of the F1 axis, on the side of productivity, and the low-yield wells in the negative part of this axis.
The F2 axis expresses 18.54 % of the variance. Positive scores group TWH, Z and QWH, and T(O+WH) and TAHR. Thickness of the weathered horizon (TFH) scores negatively. This axis reveals the relationship between elevation Z with both thickness and flow rate of the weathered horizon (TWH and QWH), possibly explaining why the weathered horizon is preserved in the higher elevation areas, as opposed to its erosion in the valleys. There is also a strong correlation between T(O+WH) and TAHR, confirming the positive match between the data acquired when drilling the borehole and geological observations, and validating the descriptive quality of the latter.
Axis F3 expresses 16.35% of the variance and is defined by the opposition between the overburden thickness (TO and TCO) and the thickness of the weathered and fractured horizons (TWH, TFH and T(WH+FH)). Site distribution places the wells of the Mongo watershed in the positive part of the F3 axis and the wells of Barlo in the negative part.
The factorial plots F1-F2 and F1-F3 for 315 sites reveal that well productivity is largely dependent on the flow rate from the fractured horizon, independent of its thickness.

Coupled analysis between geological, geophysical and productivity criteria at the level of the two watersheds (41 sites)

For the two watersheds (41 sites), factors F1, F2 and F3 express 70.28% of the total variance of the data (Figure IV.56c and d).
The F1 axis expresses 33.05% of the variance and is defined by the group “Qd-QFH - T(O+WH)- TAHR” representing well productivity on the positive side of the axis in opposition to TD and the resistivities of the weathered and fractured horizons (ρWH, ρFH). This means that the greater the flow rates, the lower the resistivity ranges of the weathered and fractured horizons (ρWH, ρFH) (i.e., their resistivities move away from those of the unweathered bedrock) reflecting the advanced stage of weathering. This seems to contradict the fact that clay

corresponds to the lowest electrical resistivities. It should be noted that the wells corresponding to models A and A*, characterised by a sufficiently thick weathered zone, are the most productive. These wells are mainly located in the Mongo watershed (76%), appearing on the positive side of the F1 axis. The correlation between (Qd-QFH) and weathered horizon thickness is also stronger among the 41 sites than for all 315 sites analysed together.

The F2 axis expresses 21.38% of the variance. The thickness of the overburden (TO and TCO) and the fractured horizon (TFH) appear opposite to the thickness and the flow rate of the weathered horizon (TWH and QWH) as well as to the elevation (Z) of the wells. As for the global analysis, this axis characterises the thickness of the formations and shows the influence of geomorphology (in this case the Z topography) on weathered formations thickness. It is clear that these loose formations are subject to the thickness of the overburden, and that this latter thickness is in opposition to the weathered horizon thickness.

The factor F3 expresses 15.85 % of the variance. Positive scores define the flow rate in the weathered horizon (QWH), whereas negative scores describe the thickness of the weathered and fractured horizons (TWH and T(WH+FH)). This shows that at the watershed level, TWH and QWH are not necessarily linked, contrary to what appears at the regional level (315 sites).

The analysis of these 41 sites shows that Qd is essentially controlled by the flow rate in the fractured horizon and by the thickness of the unconsolidated formations (mainly the overburden). The flow rate (Qd) seems to be independent of the flow rate of the weathered horizon and negatively correlated to the total depth (TD) and the resistivities (i.e., it is positively correlated to the conductivities) of the weathered and fractured horizons (ρWH and ρFH). A hypothesis to explain the latter two variables is that a high resistivity value is indicative of underdeveloped weathering in the fractured horizon (i.e., electrically resistant hard rock close to that of the unweathered layer), as opposed to a low resistivity value reflecting more advanced weathering.

It is also important to point out, as previously explained in sections III.1.1.3. b.1. and IV.4.2.2., that the conclusions of the analyses obtained using specific flows (Q/s) are the same as those from the development flow (Qd), both at the regional scale and for watersheds.

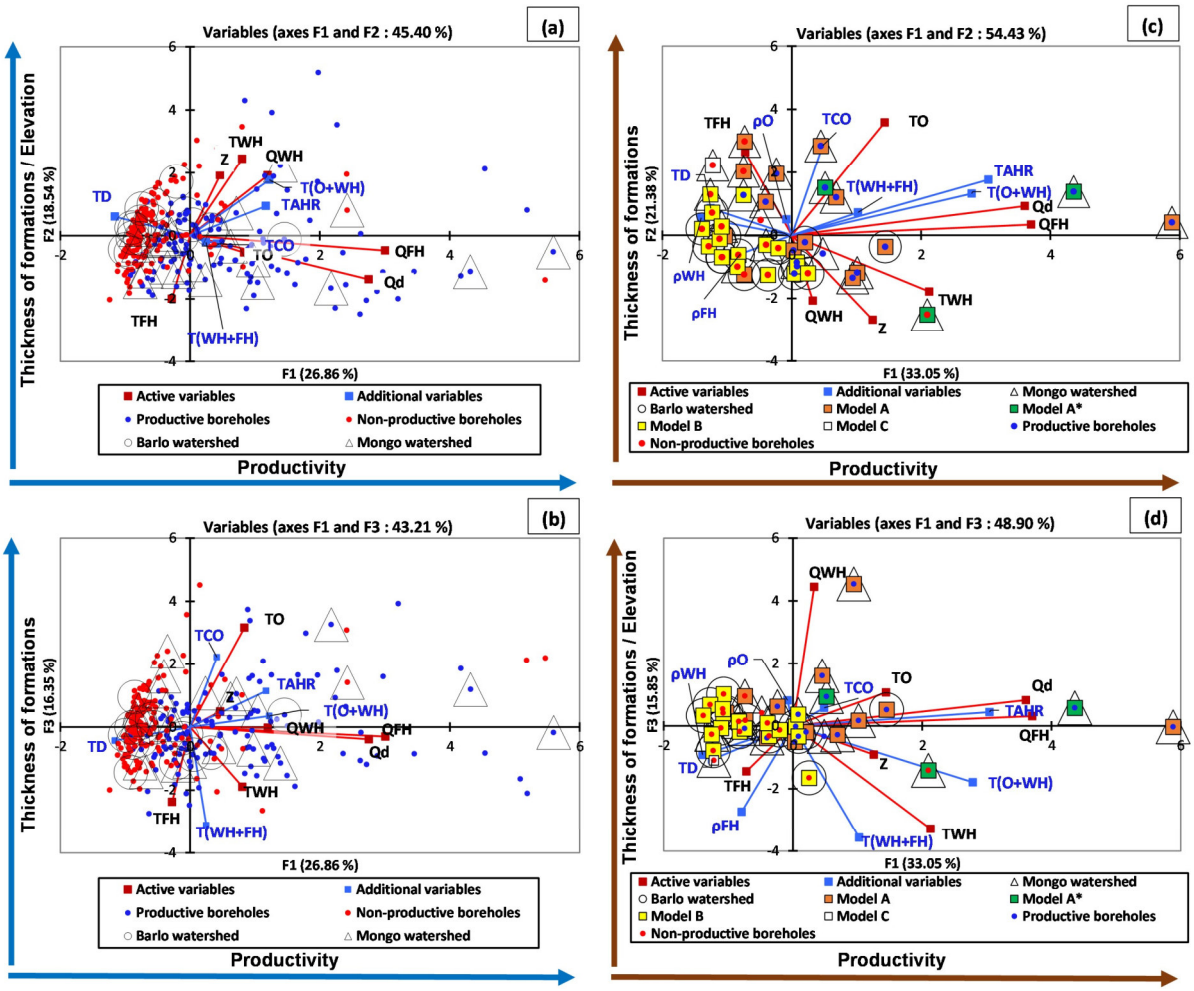


Figure IV.56: NPCAs performed at the regional scale on 315 sites (a,b) and at the scale of the two experimental watersheds on 41 sites (c,d) on the parameters: Z, Qd, TO, TWH, QWH, TFH, QFH, TD, T(O+WH), TAHR, TCO, T(WH+FH), ρO, ρWH and ρFH.

IV.6. DISCUSSION

The current approach shows that the joint use of ERT, geology and well productivity is effective in improving the characterisation of aquifers and assisting in the construction of conceptual hydrogeological models.

IV.6.1 Contribution of Electrical Resistivity Tomography to the detection of aquifers: comparison of the geoelectrical model with previous studies

Electrical resistivity tomography effectively differentiates the hydrogeological compartments of hard rock aquifers. Albeit, the resistivity ranges for the weathered and fractured horizons can be continuous and thus these horizons can be difficult to distinguish using this parameter (Soro et al. 2017; Alle et al. 2018; Belle et al. 2019; Nesny et al. 2019). The large dataset in this study has helped better establish the probable facies based on electrical resistivity. The analysis of the geophysical profiles allowed four main formations to be clearly identified and their nature, thickness, arrangement, discontinuities and depth of water inflow to be specified where possible. These are, from top to bottom, the overburden, the layers with water-bearing potential (in particular, the weathered and fractured horizons), and the unweathered basement.

The overburden layer is well delineated with electrical resistivities below 50 Ωm, whereas the work of Soro et al. (2017), Alle et al. (2018), Belle et al. (2019) and Nesny et al. (2019) did not identify this layer. It includes laterite and bauxite layers and alluvium, and is composed of laterite with lateritic clay, of compact clay with varying degrees of sand, clay, clayey sand and sand.

The weathered horizon resistivity ranges between 50 and 300 Ωm. It is generally composed of two parts: an upper part made up of loose, moderately conductive formations and a lower part represented by consolidated, moderately resistant formations. The geoelectric properties of this horizon are comparable to results obtained in Benin (Alle 2019; Nesny et al. 2019) and in Burkina-Faso (Soro 2017).

The fractured horizon has highly variable electrical resistivities ranging from 50 to 1000 Ωm. It is generally characterised by two series of fissures: sub-horizontal and sub-vertical, whose density decreases with depth. The geoelectric properties of this horizon are somewhat different to those proposed by Belle et al. (2019) at Saint-Galmier, France and at Sparouine, French Guyana. This can be explained by the fact that the areas studied did not undergo the same geological and climatic history.

The resistivity ranges for the weathered and the fractured horizon in the present study may be due to the presence or absence of water, the degree of weathering and the mineralogical composition of the existing rocks, including biotite granites, diorites, granodiorites, dolerites, etc., as highlighted by Olona et al. (2010). These resistivity ranges do not allow for a precise identification of the boundary between these horizons.

The unweathered hard rock is clearly distinguishable from the other formations, with resistivities always above 1,000 Ωm. It is generally very resistant, except in certain specific places characterised by the presence of discontinuities: old fractures of tectonic origin, veins, dykes, etc. (Wyns et al. 2004; Maréchal et al. 2004). The geoelectric properties of the unweathered hard rock are comparable to those obtained in other regions, even when the

geological and climatic contexts are different (Soro et al. 2017; Alle et al. 2018; Chandra and Tiwari 2022; Olivier et al. 2022; Ouedraogo et al. 2022).
Figure IV.57 illustrates these different layers as a conceptual diagram of the weathering profile. This conceptual model is consistent with that developed by Wyns et al. (2004), Dewandel et al. (2006), Lachassagne et al. (2011) and Belle et al. (2019), although the names and boundaries of the different sections are somewhat different.

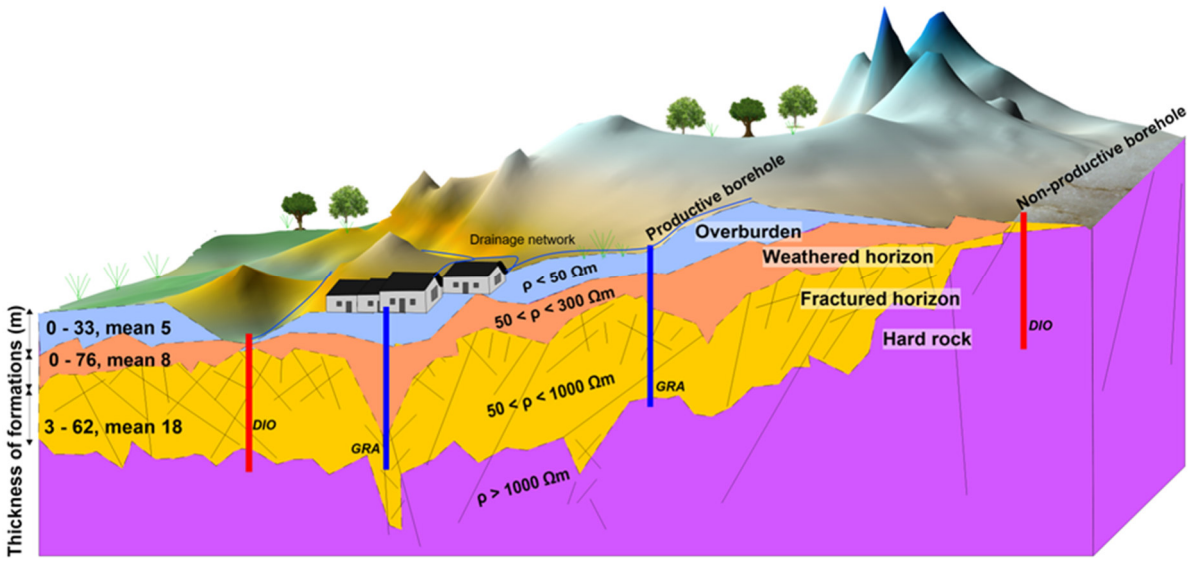


Figure IV.57: Conceptual model of hard rock aquifers as revealed by the present study.

IV.6.2 Factors controlling well productivity

The statistical, spatial and multi-criteria analyses carried out in this study have helped better assess and define the main factors controlling well productivity. Productivity is generally low, with a majority of wells studied exhibiting low flow rates. The highest flow rates (over 5 m^3/h) are observed in wells with a depth of 30 to 58 m. These results are similar to those of Abderamane et al. (2018) in the region, as well as those of Dibi et al. (2004), Maxime et al. (2014) and Louan et al. (2015) in the crystalline hard rock aquifers of Côte d'Ivoire. Data from previous programmes (PHPTC1/AFD 2008; PHPTC2/AFD 2013) has already established that maximum well depth should not exceed 80 m in the region. The aim is to avoid unnecessary but frequent over-drilling during well installation campaigns. Over-drilling does not improve well performance and impacts heavily on the budget allocated to projects. Several works carried out in west Africa have also defined optimal well depths in crystalline rock areas (Kouadio et al. 2010). In the Katiola region of Côte d'Ivoire, for example, the maximum drilling depths proposed are 80 m in granite and 100 m in shale (Maxime et al. 2014). In the far north region of Cameroon, the drilling depths not to be exceeded are 70 m for granitic formations, 55 m for metamorphic and 75 m for volcanic (Ewodo Mboudou et al. 2018).
Spatial and multi-criteria analyses, as well as geophysical profiles, show that well productivity is influenced by the geometric, structural and geoelectrical properties of the subsurface, the lithological facies and geomorphology.

IV.6.2.1. Geometry of the formations

Overburden is one of the key factors, but it plays a complex role due to its nature and thickness. Its role on well productivity is positive when it is permeable (alluvium, or of a low or no clay nature) and when its thickness does not exceed 20 m (see Figure IV.49a). Sites where thicknesses exceed 20 m usually contain predominantly clay and are therefore impermeable. These results are consistent with those obtained in the Ouaddaï basement aquifers of eastern Chad (PREPAS, 2018). Weathering processes appear to be enhanced by the presence of a minimum overburden thickness. The lower productivity in the Barlo catchment might be partially due to the limited extension (vertical and horizontal) of the overburden layer.

The weathered horizon also partly controls well productivity (see Figure IV.49,Figure IV.*52*Figure VI.53Figure IV.56 and Figure IV.*57*). The highest flow rates are found in the first 35 meters of this horizon. Beyond that, flow rates decrease. This result is in line with those of N'Go et al. (2005) and Maxime et al. (2014) for Côte d'Ivoire.

The cumulative thickness of the overburden and the weathered horizon, i.e., the thickness of the unconsolidated formations (TAHR), is significantly correlated with the flow rate as indicated in the 41-sites NPCA (R = 0.7). Several authors have demonstrated that weathering is a key factor in well productivity (Wyns et al. 2004; Maréchal et al. 2004; Dewandel et al. 2006; Ahoussi et al. 2013; Kouassi et al. 2015; Vouillamoz et al. 2015; Worthington et al. 2016; Soro et al. 2017; Ewodo Mboudou et al. 2018; Alle et al. 2018; Belle et al. 2019; Lachassagne et al. 2021). Indeed, alterites and weathered formations, generally composed of sand and clay, have an important groundwater storage capacity, as confirmed by Legchenko et al. (2006), Koita (2010), Courtois et al. (2010) and Ouedraogo (2017).

The fractured horizon plays an essential role in well productivity, especially in the first 30 meters. It ensures aquifer transmissivity provided it is beneath a weathered horizon and/or a suitable overburden ensuring the aquifer's storativity. Beyond 30 m, the water inflow and the flow rates decrease as a product of the lower fissure density in the rock as depth progresses. This has also been observed elsewhere (Dewandel et al. 2006, 2017; Chandra et al. 2008; Lachassagne et al. 2011, 2014, 2021; Ahoussi et al. 2013; Assemian et al. 2013).

IV.6.2.2. Lithology of basement rocks

The main lithologies in the area studied are granites, biotite granites, diorites, granodiorites and dolerites (see Figure IV.45Figure IV.51). These rocks have different mineralogical compositions and hydrodynamic properties. Contrary to granites and biotite granites, the weathering of diorites, granodiorites and dolerites produces mainly clay (Isseini et al. 2013). The well logs confirm the presence of clay in zones dominated by weathered diorite, granodiorite and dolerite. This clay decreases the water infiltration capacity of such geologic formations (Rusagara et al. 2022).

Of the 20 high-yield wells, there are more of these wells in granitic areas (75%) than in areas with dolerite, diorite and granodiorite combined (25%; see Figure IV.50). Similarly, the highest flow rates (> 3 m^3/h) occur systematically in granitic areas. Low-yield wells are present in both areas: 57% for dolerites, diorites and granodiorites, 43% for granites. According to Wyns et al. (2015) and Lachassagne et al. (2021), biotite granites are extremely suitable for the development of a fractured horizon. Indeed, these micas have swelling properties that favour cracking.

IV.6.2.3. Classification based on geophysics

We propose a new classification by synthesising the geometric and lithological information based on geophysics results. Models A and B appear to be dominant in the Guéra region and are perfectly coherent with the conceptual models presented by authors in the literature cited.
Models A and A* (the latter being somewhat resistant at the surface) are the most suitable for water productivity because they are characterised by well-developed weathered, stratified and fractured horizons. Of the 21 A and A* wells, most are classed as high yield (15 of 21 with Qd > 0.5 m^3/h). Of the 15 high-yield boreholes, 12 are in granite or biotite granite areas and only three are in dolerite, diorite and granodiorite areas.
Model B is the most unsuitable regardless of geological nature because it is characterised by little or no weathering, which allows for little or no groundwater storage. Of 19 wells (12 in Barlo and seven in Mongo), only five are high yield, including three in biotite granite areas.
Model C characterises a single site located in a dolerite, non-productive environment. It refers to poorly developed weathered and fractured horizons with lateral and vertical discontinuities.
The present research confirms the hypothesis that a thick weathered zone overlying a stratified fractured area constitutes suitable hydrogeological targets for the implantation of wells (Vouillamoz et al. 2015 and Alle et al. 2018). It also reveals that the thickest weathered layers are generally clay-dominated (see Figure IV.55d). It is therefore important to check the geological nature and particularly the proportion of clay in the overburden and the alterites, as this affects well productivity. As shown in the NPCAs, there is no correlation between well performance and one single parameter; several factors are required for a well to be productive.

IV.6.2.4 Geomorphology

Geomorphology also seems to play a role in well productivity. The most productive wells are mainly located in low-lying areas near drainage networks (see Figure VI.54). These low-lying areas seem to be conducive to the accumulation of surface water during the rainy season and actively contribute to the recharge of the water table. In riverine areas, there may also be a convergence of groundwater favourable to well productivity in these areas. Low-yield boreholes are preferentially located in the upstream areas of the watersheds. Areas of intense fracturing, such as fractured rock outcrops and drainage networks may be the preferred areas for water infiltration (Millogo et al. 2020; Rusagara et al. 2022). The importance of geomorphology in identifying suitable areas has also been highlighted by Abdou Babaye (2012) in Niger, Elbeih (2015) in Egypt and Gómez-Escalonilla et al. (2022) in Mali.

IV.6.2.5. Synthesis

To maximise the chances of drilling a productive well, it is preferable to choose a site with a lithology consisting essentially of granites and biotite granites, a type A or A* alteration model with well-developed weathered (linked to low resistivity values) and fractured horizons in the same location (average thickness around 10 and 20 m respectively), containing little or no clay. The presence of an alluvial or a low-clay overburden, with a thickness not exceeding 20 m, is a major asset. In addition to these criteria, some geomorphologies are better suited than others: downstream of the watershed, close to a watercourse or a drainage system.

The 41 sites are distributed as follows: 24 sites in the Mongo area, of which 15 have a well with a flow rate Qd > 0.5 m^3/h, and 17 sites in the Barlo area, of which five have a flow rate Qd > 0.5 m^3/h. In total, there are 20 high- and 21 low-yield wells. If the two watersheds are compared on the basis of the available well data, well productivity is better in the Mongo area than in the Barlo watershed. Indeed, Barlo does not have all of the above cited criteria, with a very limited weathered layer (overburden and alterites). These unconsolidated formations may have suffered more significant erosion in the Barlo area, resulting in less productive wells than in the Mongo watershed.

IV.6.3. Limits

There are limitations to this hydrogeophysical approach to identifying suitable sites for the implantation of future hydraulic works. These can be due to the choice of the area studied by previous programmes. Indeed, as the hydraulic works were of a prospective nature, with a view to providing the population with drinking water, and not within a global framework of scientific research, the wells were drilled close to the villages (on an average distance of 3 to 4 km, to limit travel in order to obtain drinking water), which leads to a sampling bias. More representative sampling, according to different contexts, could further improve the knowledge of this complex crystalline environment.

It is worth noting that the present study is focused on the Guéra massif. Similar analysis should be carried out in other granitic basement areas in other countries to confirm the conclusions made in section IV.6.2.5.

From a lithological point of view, there are also small inconsistencies in terms of the quality of the geological descriptions provided at the time of drilling. The work was carried out by different technicians, each of whom describes according to his or her design/training on an observational basis. For example, it is very difficult to distinguish the base of the alterites from the roof of the fractured horizon from the lithological descriptions.

It is also important to note that the well's geophysical probabilistic analysis was only vertical, without considering its surroundings. Finally, the boundaries between the different formations identified are not clear-cut and present uncertainties.

Principal component analysis is a descriptive statistics method that allows for a simplified representation of a large dataset by reducing the number of factors. In the present PCA, all boreholes - productive or non-productive - were taken into account, which means that the flow rates are not well distributed, with 56% zero flow rates and only a few high flow rates, rendering difficult the analysis of the results. It is, however, a very useful method for understanding a large dataset, making it possible to highlight statistical links between borehole productivity and "explanatory" parameters such as lithology, depth, clay content, etc.

IV.7. CONCLUSION

In the crystalline basement of Guéra, the exploitation of groundwater is the only alternative to meet the drinking water needs of the population and ensure the development of socio-economic activities. Electrical resistivity tomography, with geological, hydrogeological and geomorphological analyses, has enabled a better understanding of the geometry and characteristics of the main hydrogeological targets for new or future drilling. Future analysis of ERT sections based on the results of this study could help increase the probability of drilling positive wells. Areas where the estimated thicknesses from ERT of the overburden (maximum of 20 m) and weathered horizons (on the order of 10-20 m) are not optimal should be avoided. The conceptual hydrogeological models produced here are consistent with recent models of hard rock aquifers proposed in the literature. The geoelectrical properties of these models were compared with other profiles from the literature cited. Discrepancies were observed and can be attributed to different geological contexts and histories, and possibly even to different climates. This analysis of aquifer system productivity in Guéra reveals relatively modest flow rates (with a mean of 1 m^3/h). The probability of having productive boreholes and high flow rates seems to be higher in granites and biotite granites. The most productive structures are characterised by well-developed weathered and fractured horizons, a lithology with little or no clay, and a geomorphology suitable for water infiltration and recharge. The water inlets are located between 30 and 60 m deep, under an overburden and alterites. The alterites provide significant groundwater storage, but most of the resource is contained in the upper part of the fractured horizon, the first 30 metres below the base of the alterites. Therefore, the fractured horizon ensures water transmissivity.

This hydro-geophysical approach contributes to a better understanding of the hydrogeological properties of the Guéra hard rock aquifer and demonstrates that ERT combined with geological and hydrogeological data is an effective means of understanding the subsoil, and of building a conceptual hydrogeological model. It constitutes a decision-support tool for the identification of suitable layers for the construction of water points in order to improve access rates to drinking water for the population, applicable on a national and international scale. It is therefore desirable that during future well installation campaigns in hard rock aquifers, the actors concerned appropriate the current methodology to avoid hazardous installations and their economic and social consequences.

IV.8. ACKNOWLEDGEMENTS, FUNDING AND CONFLICTS OF INTEREST

This work was supported by the Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) of the French Embassy in Chad and by the International Atomic Energy Agency (IAEA) in the framework of the RAF7019 project. The authors would like to express their sincere thanks to these organisations for the grants awarded and thank Antea Group and the Chad Ministry for Water for providing them with the well database.
On behalf of all authors, the corresponding author states that there is no conflict of interest.

CHAPITRE V : TRAVAUX PRELIMINAIRES SUR LA PIEZOMETRIE EN VUE DE L'ESTIMATION DE LA RECHARGE

Tout comme la caractérisation géologique et géophysique des principales formations aquifères et l'évaluation de leur productivité (Chapitre IV), la détermination des directions d'écoulement et la quantification de la recharge ont une importance capitale dans la caractérisation du système aquifère surtout lorsqu'on vise à mieux comprendre son fonctionnement. C'est dans ce cadre que nous avons initié la mise en place d'un réseau de suivi hydrodynamique dans le cadre d'un observatoire hydrogéologique pour une meilleure maîtrise des eaux souterraines au Tchad. Le suivi des fluctuations piézométriques permettra par la suite d'aborder la question de la recharge par l'utilisation de la méthode de fluctuation de la nappe (Water Table Fluctuation, WTF en anglais) appliquée pour la première fois dans les années 1920 par (Meinzer, 1923) mais a été aussi utilisée avec succès dans les aquifères de socle de plusieurs pays d'Afrique, tels que le Burkina Faso en Afrique subsaharienne, l'Afrique du Sud et le Ghana (Cuthbert et al., 2019 ; Obuobie et al., 2012 ; Rusagara et al., 2022). En vue d'une meilleure quantification de la recharge dans notre secteur d'étude, les résultats obtenus pourront être comparés avec ceux issus de la méthode du bilan des chlorures, pour laquelle des échantillonnages et des analyses de la pluie sont en cours.

Dans ce chapitre, nous présenterons les travaux préliminaires menés sur les chroniques piézométriques, en particulier la mise en place du réseau préliminaire de suivi piézométrique automatisé depuis 2021, ainsi que les résultats des mesures piézométriques manuelles et automatiques réalisées. Les premiers résultats ont été présentés lors d'un séminaire national dont le titre de la présentation est « Automatisation du suivi de la nappe et de la recharge des aquifères du socle : cas de Mongo (Guéra-Tchad) » (Hamza Brahim Mahamat, Nouradine Haroun, Moussa Isseini). Ces travaux ont été publiés dans les annales de l'Université de N'Djamena, Numéro spécial : 1ère Semaine Scientifique de l'INSTA (SS-INSTA 2021), série C, décembre 2021.

V.1. MISE EN PLACE D'UN RESEAU DE SUIVI DE LA NAPPE

Nous avons installé des dataloggers : 3 leveloggers (mesure de la pression de l'eau) et 1 barologger (mesure de la pression atmosphérique) de marque Solinst. Les leveloggers ont été placés en amont (Site de Sawa), au centre (Site de Mongo-Hydraulique) et en aval (Site Djoukoulkouli) du bassin versant de Mongo (Figure V.58). Le barologger, quant à lui, a été installé au centre, sur le Site Hydraulique. Tous ces appareils ont été mis en marche à partir du 1er janvier 2021.

Cependant, au cours de cette phase expérimentale, nous avons rencontré divers problèmes. Parmi les trois sites, seul le site de Sawa a permis l'enregistrement de données et est toujours en fonctionnement aujourd'hui. Au site de Djoukoulkouli, la sonde a été enlevée du forage par une personne inconnue à partir de mai 2021, ce qui a interrompu le suivi à cette date. Quant au site Hydraulique, les mesures ont été perturbées par l'installation complémentaire de matériel dans le forage pour du pompage sur le site. Les données sont donc ininterprétables à partir du 06/05/2021 et le suivi a été interrompu par la suite. Face à ces problèmes, nous avons décidé de remplacer le site Hydraulique par celui de la STE (Société Tchadienne d'Eau) à partir du 4 août 2022.

De plus, nous avons également réalisé trois premières campagnes de terrain de mesures manuelles dans de nombreux puits et forages. Ces mesures ont été effectuées pendant les périodes de hautes eaux de 2019 (25 sites) et 2020 (31 sites), ainsi que pendant la période de basses eaux de 2021 (35 sites). Les sites étudiés comprennent des puits peu profonds captant la nappe d'altérites et alluvionnaire, ainsi que des forages captant la nappe profonde de socle, comme présenté dans la Figure V.58. En outre, nous disposons de données piézométriques de 2011 réalisées dans le cadre du 9ème FED.

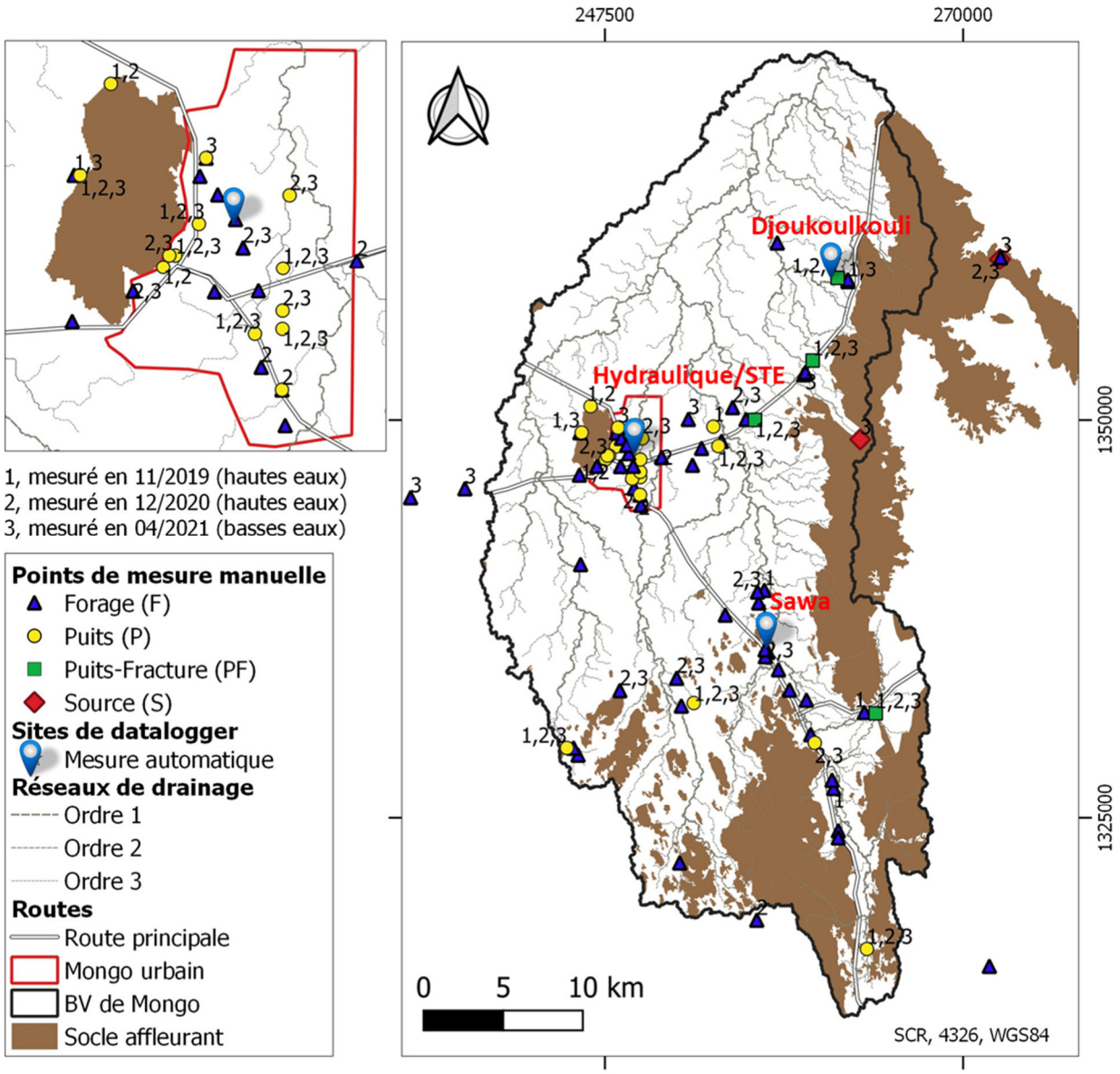


Figure V.58 : Réseau piézométrique automatisé et points de mesure dans le bassin versant de Mongo.

V.2. METHODOLOGIE

V.2.1. Traitements et analyses des données

Nous allons présenter ici les traitements préliminaires effectués sur les données manuelles et automatiques.

V.2.1.1. Cartographie par interpolation par krigeage des données piézométriques manuelles

Nous avons effectué une vérification des données pour nous assurer que les valeurs de niveau d'eau mesurées sont cohérentes et qu'il n'y a pas d'erreurs évidentes. Par exemple, nous avons vérifié si les valeurs se situent dans la plage attendue et si les margelles des différents ouvrages ont été correctement prises en compte. Les puits n'étant pas nivelés, nous avons utilisé le modèle numérique de terrain[10] disponible à une résolution de 30 m pour estimer l'altitude de la surface du sol au niveau de chaque ouvrage. Les niveaux piézométriques ont ensuite été calculés en faisant la différence entre la côte du sol et la profondeur de l'eau. Les cartes piézométriques de différentes périodes sont ensuite établies par interpolation par krigeage (Matheron, 1966 ; Ruelle et al., 1986).

V.2.1.2. Données automatiques : graphiques des mesures

Le traitement des données automatiques est similaire à celui des données manuelles, notamment en ce qui concerne la vérification des données dans un premier temps. De plus, pour ce traitement, nous procédons également à la création de graphiques à partir des données brutes de pression dans l'eau, de pression atmosphérique et de mesures ponctuelles effectuées à chaque prélèvement de données. Cela permet de représenter les données de manière claire afin d'identifier les tendances dans les mesures piézométriques et d'appliquer les corrections nécessaires.
Une fois les corrections effectuées, nous procédons à la compensation barométrique. La hauteur de la colonne d'eau est obtenue en utilisant l'équation suivante :

$$H_{CE} = P_{eau} - P_{air} \quad \text{(V.1)}$$

Dans cette équation, H_{CE} représente la hauteur de la colonne d'eau en m, P_{eau} correspond à la pression de l'eau mesurée par le levelogger en mCE et P_{air} représente la pression atmosphérique mesurée par le barologger en mCE.
La différence de hauteur ΔH est ensuite calculée et ajoutée à la profondeur de l'eau mesurée. Le niveau piézométrique est finalement obtenu en suivant la même procédure que celle décrite précédemment pour le traitement des données manuelles.

[10] https://earthexplorer.usgs.gov/

V.3. RESULTATS

La présentation des résultats est faite en suivant l'ordre d'explication de la méthodologie. Ainsi, la piézométrie manuelle est d'abord présentée, ensuite la piézométrie automatique.

V.3.1. Analyse des niveaux piézométriques de 2011 (données existantes), 2019, 2020 et 2021

Bien que le modèle conceptuel établi indique que le système aquifère soit discontinu et localisé, et malgré le fait que les niveaux d'eau mesurés ne couvrent pas de manière très représentative l'ensemble du bassin versant de Mongo pour toutes les campagnes, nous avons réalisé des cartes piézométriques afin d'avoir une idée sur la direction globale de l'écoulement des eaux souterraines. Ainsi, nous avons réalisé des cartes piézométriques pour les trois premières campagnes (2019 et 2020 correspondant à la période de hautes eaux, et 2021 correspondant à la période de basses eaux), ainsi qu'une carte basée sur les données mesurées en 2011 tout au long de l'année.

L'ensemble des cartes montre des niveaux piézométriques variant globalement de 358 à 604 m (Figure V.59). Conformément à ce qui est attendu, les niveaux piézométriques suivent le relief : les niveaux les plus élevés se trouvent au niveau des affleurements en altitude où se trouvent des sources, tandis que les niveaux les plus bas se trouvent dans les puits et forages situés dans les endroits les plus bas. À partir du flanc ouest du massif d'Aboutelfan, situé à l'est du bassin versant, on observe des sens d'écoulement orientés est-ouest et sud-est-nord-ouest. En revanche, du côté des affleurements en amont du bassin versant, dans la partie sud, on note un sens d'écoulement orienté sud-nord. Les eaux souterraines convergent donc globalement vers la partie aval du bassin versant, ce qui est conforme à la configuration de la topographie et en particulier des principaux réseaux de drainage des eaux.

Il n'y a pas de différence significative entre la période de hautes eaux et la période de basses eaux. Les différentes cartes présentent des tendances presque identiques.

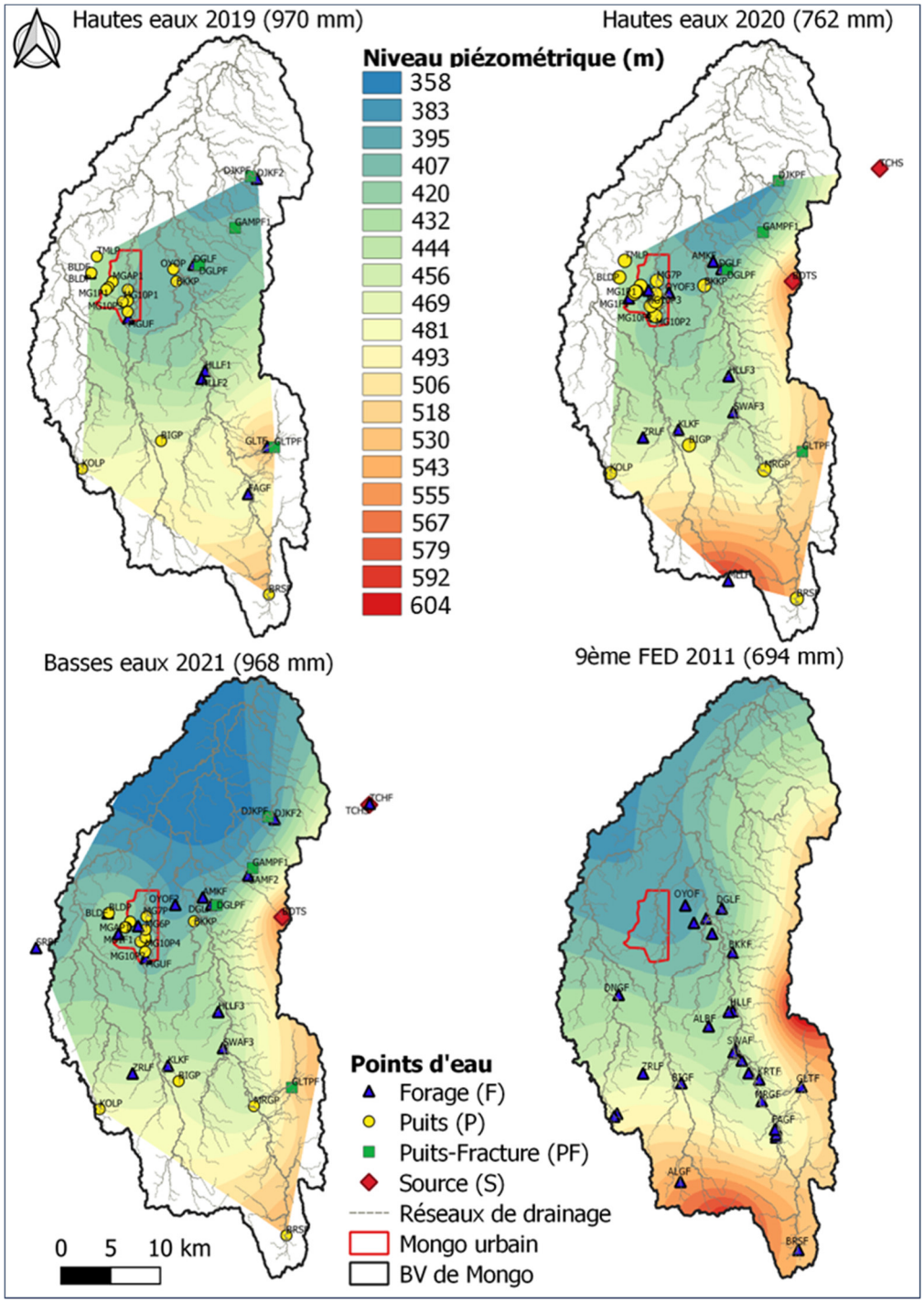


Figure V.59 : Cartes piézométriques de 2011 (données existantes), 2019, 2020 et 2021 du bassin versant de Mongo.

V.3.2. Données automatiques : cas du site de Sawa

V.3.2.1. Analyse temporelle du suivi piézométrique : 01/01/2021 au 08/07/2023

Parmi les deux sites qui sont actuellement en fonctionnement (STE et Sawa), seuls les résultats du site de forage de Sawa sont présentés car c'est celui qui présente la chronique la plus longue depuis son installation le 01/01/2021 jusqu'à aujourd'hui. De plus, ce forage a également fait l'objet d'analyses chimiques et isotopiques.
Il est important de noter que les derniers enregistrements ont été récupérés le 02 septembre 2023 et ne sont pas pris en compte dans cette analyse. Nous attendons la fin des pluies pour intégrer toutes les données. Seules les données du 01/01/2021 au 08/07/2023 ont été traitées et les résultats des niveaux piézométriques sont présentés dans la Figure 3. Les mesures piézométriques ponctuelles effectuées lors de chaque campagne de prélèvement, dans le but de caler les niveaux, sont également présentées. Ces mesures varient de 6.49 m à 8.94 m, respectivement mesurées le 04/10/2022 à 14h et le 06/05/2021 à 14h.
Les précipitations utilisées ont été enregistrées à un pas de temps journalier du 01/01/2021 au 08/07/2023, couvrant ainsi trois saisons pluvieuses : 2021, 2022 et mi-2023. Les précipitations journalières de 2021 varient de 0 à 56 mm/jour, avec un cumul annuel de 968 mm sur 74 jours de pluie. En revanche, celles de 2022 sont comprises entre 0 et 150 mm/jour, avec un cumul annuel de 1255.5 mm sur 80 jours de pluie. Les précipitations enregistrées en 2022 dépassent largement celles de 2021. Le cumul des précipitations de 2023 n'a pas encore été calculé, il le sera à la fin de la saison pluvieuse fin octobre. Cependant, les données déjà disponibles indiquent une tendance à la baisse par rapport aux années précédentes (Figure V.60).

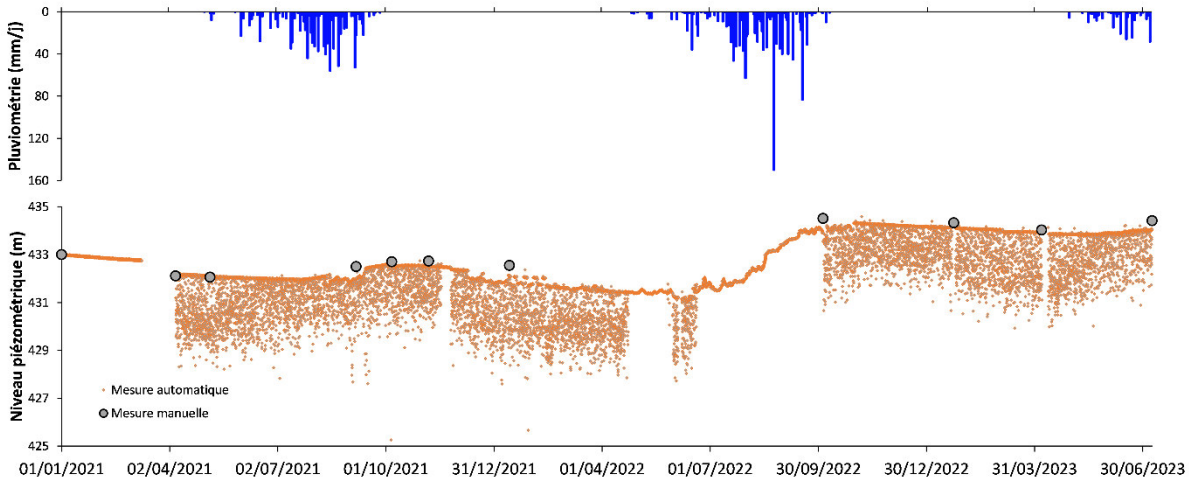


Figure V.60 : Données piézométriques enregistrées du 01/01/2021 au 08/07/2023, site de Sawa.

La chronique piézométrique montre trois types de variations : des variations journalières liées à l'exploitation du forage par pompage, des variations bijournalières liées aux marées et des variations annuelles liées au cycle de recharge/vidange des nappes.

a. Variations journalières liées aux pompages

Le forage est exploité, mais avec des périodes d'arrêt suite à des pannes techniques. Ces périodes d'exploitation sont donc facilement repérables dans la chronique avec des variations journalières marquées du niveau d'eau.
Lors des périodes d'exploitation, le niveau d'eau baisse chaque jour de 2 à 3 m en moyenne, mais peut atteindre plus de 5 m en cas de très forte exploitation du forage (par exemple 7.48 m, a été enregistré le 05/10/2021). On remarque que malgré la baisse de niveau piézométrique induite par les pompages, le niveau d'eau revient assez rapidement (donner un temps) au niveau d'eau initial (non exploité).

a.1. Cas du forage non exploité

La Figure V.61a met en évidence la surveillance du niveau piézométrique durant 24 heures (du 01/01/2021, 00h au 02/01/2021, 00h). Il ressort de ce suivi que le niveau de l'eau est constant, aucune fluctuation n'est observée. Cette observation est constatée tous les jours durant la période d'observation. En zoomant sur l'échelle, on arrive à observer le phénomène des marées avec un retour de 12 heures, présenté dans la Figure V.62. Cela laisse penser que la nappe est captive.

a.2. Cas du forage exploité

La Figure V.61a montre la variation du niveau d'eau pendant 24 heures (05/10/2021, 00h au 06/10/2021, 00h). Elle indique 3 périodes distinctes. De 00h à 5h du matin, le niveau de la nappe reste constant. Ensuite, il commence à fluctuer en journée de 05h à 19h sous l'effet du pompage par la population. Il en ressort une variation du niveau piézométrique comprise entre 432.7 et 425.2 m, soit une diminution journalière atteignant 7.5 m. Les niveaux d'eau les plus bas sont enregistrés entre 7h30-8h30 et 18h-19h. Pour finir, la remontée d'eau retrouve son niveau initial à partir de 20h et le niveau reste constant jusqu'à 00h.

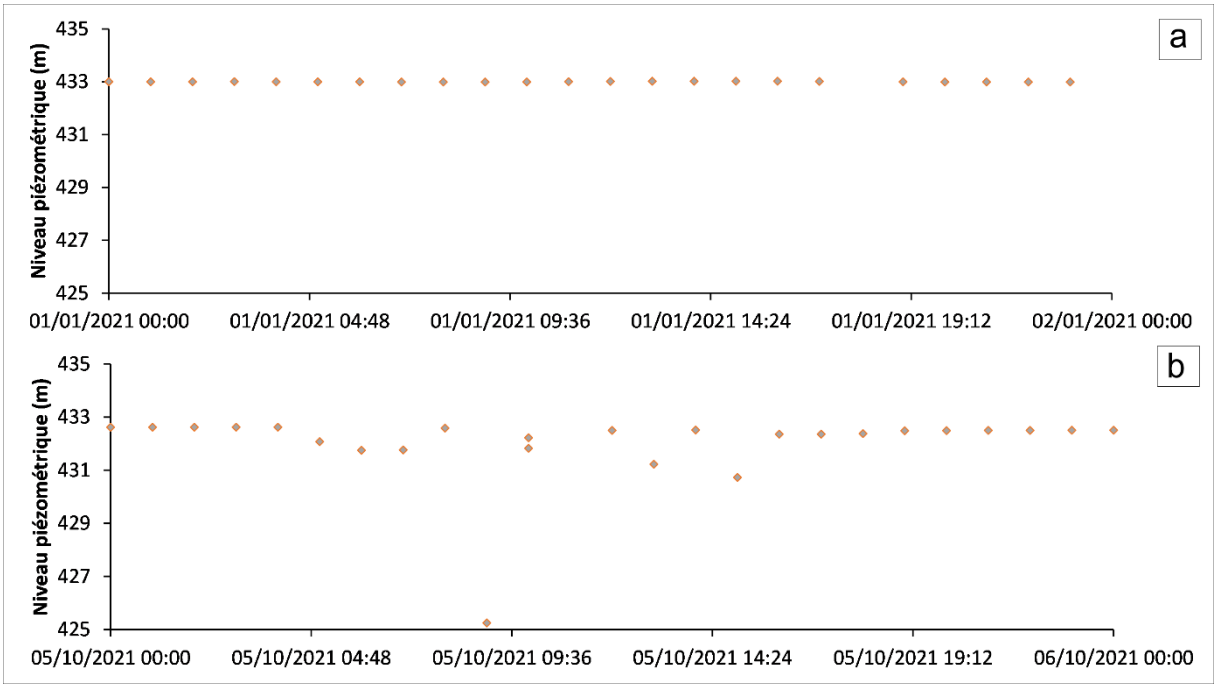


Figure V.61 : Suivi de la variation de niveau d'eau sur une courte durée (24h) : (a) 01/01/2021, 00h au 01/01/2021, 00h, forage non exploité et (b) 05/10/2021, 00h au 06/10/2021, 00h, forage exploité.

b. Variations bijournalières liées aux marées

Un zoom sur les variations de niveaux piézométriques hors période de pompage permet de voir des oscillations centimétriques (2 à 3 cm) de période d'environ 12h, qui correspondent aux marées terrestres (Figure V.62).

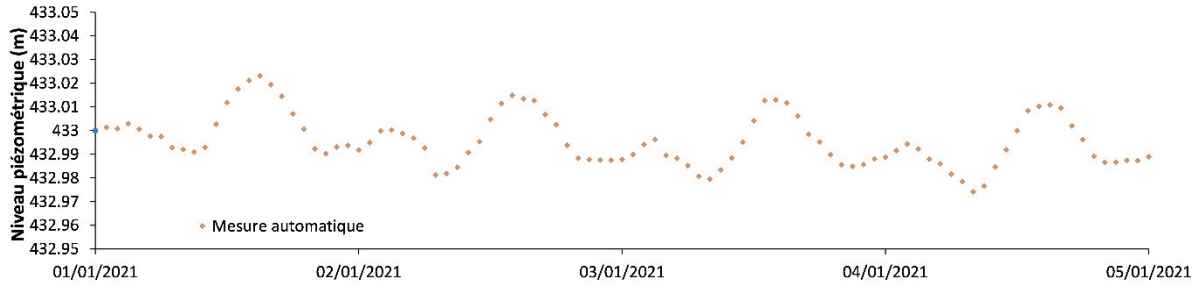


Figure V.62 : Suivi de la variation de niveau d'eau sur une courte durée (24h) : 01/01/2021, 00h au 01/01/2021, 00h, forage non exploité, observation du phénomène des marées.

c. Variations saisonnières annuelles

L'analyse des niveaux piézométriques manuels décrits précédemment en Figure V.59 a révélé une faible variabilité selon la période de campagne définie, à savoir les périodes de hautes eaux et de basses eaux. En revanche, l'analyse de la chronique piézométrique automatique (Figure V.60Figure V.62) montre une variation annuelle, avec des basses eaux en juillet-août et les hautes eaux en septembre-décembre, alors que la période des pluies est généralement de juillet à début octobre.

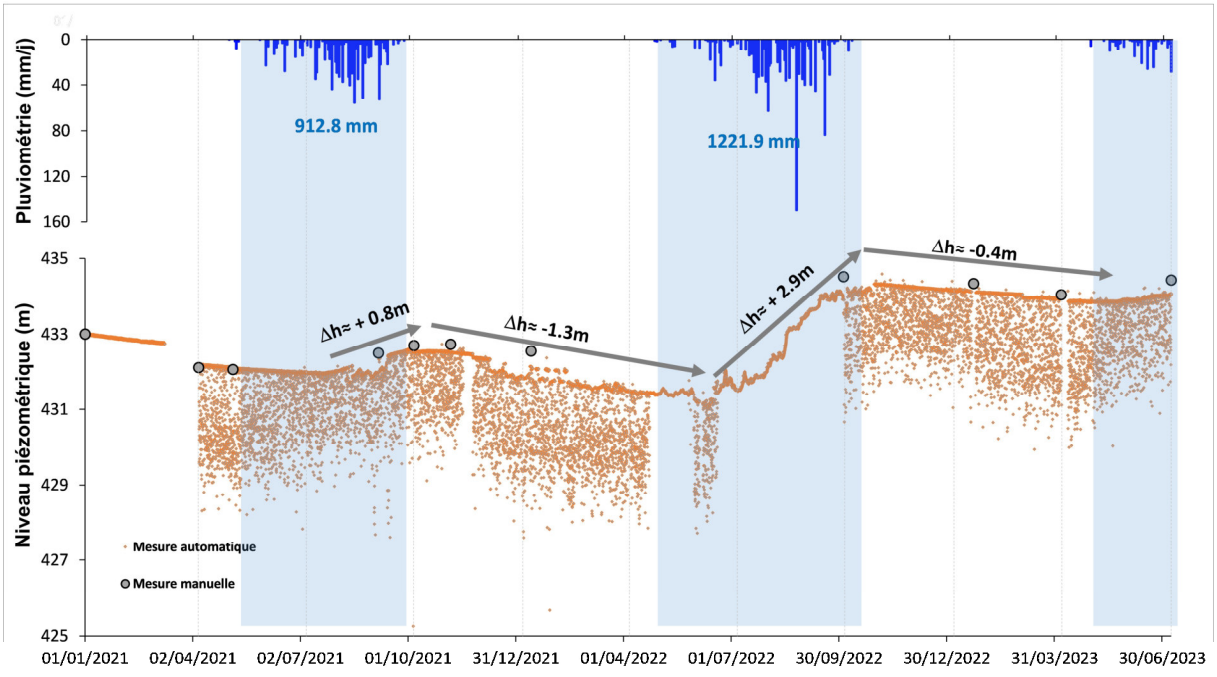


Figure V.63 : Analyse des variations saisonnières annuelles des données piézométriques enregistrées du 01/01/2021 au 08/07/2023

Sur l'année hydrologique 2021-2022, les variations piézométriques sont peu marquées. Le cumul de pluie annuel qui tombe de mai à septembre 2021 est de 912.8 mm. Le niveau piézométrique commence à remonter en juillet 2021, jusqu'en octobre 2021 avec une variation de 0.8 m. Compte tenu du fait que les premières pluies ne sont probablement pas efficaces, la réponse de la nappe aux pluies (donc la recharge) est de l'ordre de 1 à 2 mois environ. La période de vidange s'étale d'octobre 2021 à juillet 2022 avec une baisse de niveau piézométrique de 1.3 m.

L'année hydrologique 2022-2023 est plus pluvieuse, avec un cumul de pluie de mai 2022 à octobre 2023 de 1221.9 mm. La remontée du niveau piézométrique est plus forte également avec une augmentation de 2.9 m qui démarre rapidement après les pluies (environ 2 mois après les premières pluies, probablement moins pour les premières pluies efficaces). La période de vidange de la nappe s'étale de juillet à avril 2023 avec une faible baisse piézométrique de 0.4 m environ.

Ces variations piézométriques saisonnières, même si d'intensité variables suivant les années, permettent de définir des périodes de hautes-eaux et des périodes de basses eaux. Nous avons donc considéré le mois d'octobre et les mois qui suivent immédiatement, notamment novembre et jusqu'à fin décembre, comme étant les périodes de hautes eaux. De la même manière, les mois qui précèdent directement l'arrivée des pluies, notamment avril et mai, sont considérés comme les périodes de basses eaux. C'est dans ce contexte que nous avons planifié nos différentes campagnes sur le terrain. Ainsi, trois campagnes : 3 au 10 novembre 2019, du 20 au 30 décembre 2020 et du 25 décembre 2021 au 1er janvier 2022, sont considérées comme des campagnes pendant les périodes de hautes eaux. En revanche, la troisième campagne, réalisée du 1er au 10 avril 2021, est considérée comme une campagne pendant la période de basses eaux. La Figure V.63 montre non seulement une augmentation du niveau piézométrique d'environ 2 m en octobre 2022 par rapport à octobre 2021, due à des épisodes pluvieux intenses, mais elle

démontre également que le niveau piézométrique pendant la période supposée de basses eaux en 2022 est plus élevé que le pic d'octobre 2021, y compris pendant toute la période supposée de hautes eaux de l'année. Ce constat explique que nos cartes piézométriques ne révèlent pas de variabilité notable selon les périodes de hautes eaux ou de basses eaux. Les niveaux piézométriques pendant les périodes de hautes eaux d'une année moins rechargée peuvent être inférieurs ou égaux aux niveaux piézométriques pendant les périodes de basses eaux d'une année plus rechargée. Il est donc judicieux de qualifier nos périodes de campagne comme des périodes de recharge et d'étiage. Cette observation doit être prise en compte dans l'analyse de la variabilité spatio-temporelle de nos données géochimiques et isotopiques.

La Figure V.63 montre qu'au 04/10/2021, le niveau statique était à une profondeur de 8.5 m. Cependant, à la même date en 2022, il atteignait une profondeur de 6.5 m, ce qui correspond à une élévation du niveau piézométrique d'environ 2 m en raison des fortes précipitations de cette année. Ce niveau statique de 6.5 m constitue le pic global de toute la chronique. Ce suivi montre que la recharge de la nappe est liée aux précipitations récentes, ce qui suggère une infiltration rapide. Nous pourrons apporter une réponse plus précise à cette question grâce aux données géochimiques et isotopiques dans le chapitre VI suivant.

V.4. SYNTHESE ET TRAVAUX FUTURS

V.4.1. Synthèse

Les cartes piézométriques révèlent une variation spatiale significative des niveaux piézométriques, allant de 358 à 604 m sur notre zone d'étude. Les niveaux les plus élevés se trouvent sur les zones hautes d'affleurements, tandis que les plus bas se trouvent dans les endroits les plus bas. Les eaux souterraines convergent vers la partie aval du bassin versant, conformément au relief. La carte piézométrique ne varie que très peu entre les hautes eaux et les basses eaux, les grandes directions d'écoulement restent inchangées.
Le suivi automatisé du 01/01/2021 au 08/07/2023 montre une variabilité du niveau de la nappe à différentes fréquences : (i) journalière avec l'exploitation du forage, (ii) bijournalière avec les marées terrestres et annuelle avec la saisonnalité de la recharge et de la vidange de la nappe. La dynamique de la nappe indique que la recharge de la nappe est liée aux précipitations récentes, suggérant une infiltration relativement rapide ou un écoulement sous pression. Y a-t-il un effet piston ? L'eau passe-t-elle forcément par les altérites avant d'alimenter les aquifères fissurés profonds ? Ces questions seront abordées dans la partie géochimie (Chapitre VI).

V.4.2. Travaux futurs : évaluation de la recharge

La quantification de la recharge sera abordée dans nos travaux futurs sur la base des acquisitions en cours actuellement. Nous envisageons d'étudier la recharge en utilisant la méthode de fluctuation de la nappe (Water Table Fluctuation, WTF) en utilisant les données de notre suivi piézométrique. Nous comparerons ensuite les résultats obtenus avec la méthode du bilan des chlorures afin d'améliorer notre compréhension du fonctionnement des aquifères de socle. À cet effet, nous avons effectué des prélèvements lors de la dernière saison des pluies de 2023 et leurs analyses chimiques sont en cours.

CHAPITRE VI : CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE ET ISOTPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES

Ce chapitre vient à la suite de ceux ayant caractérisé le fonctionnement hydrogéologique ; les propriétés des principales formations des aquifères de socle notamment les altérites et les horizons fissurés : épaisseurs, nature, gammes de résistivités électriques, évaluation des débits ; la détermination des facteurs qui contrôlent la productivité ainsi que le fonctionnement hydrodynamique. Les méthodes géochimiques et isotopiques sont des outils très puissants pour caractériser la qualité de l'eau et donc apporter de nouvelles informations sur les nappes souterraines.

En effet, l'étude de la composition chimique et isotopique de l'eau peut fournir de bonnes informations au sujet des milieux traversés, des composantes d'écoulement, de l'évolution chimique et de l'équilibre pouvant s'établir entre l'eau et la plupart des minéraux des roches encaissantes (Abdou Babaye, 2012 ; Ackerer et al., 2021 ; Adiaffi, 2008 ; Chabaux et al., 2023 ; Kamagate, 2006 ; Koussoube, 2010 ; Mahamat, 2017 ; Ouandaogo-Yaméogo, 2008 ; Ouedraogo, 2016; Savadogo, 1984). La composition géochimique des eaux souterraines et leur évolution peuvent être d'une part fonction des interactions eau-roche variables suivant les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère et de la composition des roches , notamment la proportion des différents minéraux des roches encaissantes (Aboubakar, 2012 ; Glynn et Plummer, 2005 ; Jaunat, 2012 ; Leray, 2012) et d'autre part, fonction des activités anthropiques humaines.

L'objectif de ce chapitre consiste à :

- Caractériser au mieux les processus à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines et évaluer la vulnérabilité ;
- Etudier les mécanismes de recharge et le temps de séjour des eaux des aquifères fissurés de socle.
- Caractériser chimiquement les nappes des altérites et des aquifères fissurés profonds, pour voir si leurs signatures géochimiques peuvent être distinguées.

Contrairement à l'hydrogéophysique, les études hydrogéochimiques et isotopiques des eaux souterraines ont été effectuées à l'échelle du bassin de Mongo et de ses environs. Ce choix a été fait en raison de la disponibilité des données antérieures, telles que décrites dans le chapitre III, ainsi que de la représentativité géologique, hydrogéologique et environnementale de ce bassin par rapport à l'ensemble de la région, et de son impact sur la population. Il couvre la ville de Mongo (Chef-lieu en milieu urbain), la localité Niergui (Chef-lieu sous-préfectorale) et 28 villages en milieu rural tous ayant bénéficié des études prospectives réalisées dans le cadre des principaux programmes décrits dans le chapitre III en vue d'améliorer les conditions d'accès à l'eau potable. Dans ces différents lieux, on trouve tous les types de points d'eau : puits (P), puits sur fracture (PF), forage (F) et source (S). Lors de notre analyse les symboles « U » et « R » sont quelquefois ajoutés pour distinguer respectivement les ouvrages en milieu urbain de ceux en milieu rural. Les mesures réalisées sur les 82 points d'eau sont décrites au chapitre III (Figure VI.64), elles correspondent à quatre campagnes dont trois en périodes de hautes eaux (2019, 2020 et 2022) et une en période de basses eaux en 2020. Ces travaux ont permis de prélever au total 211 échantillons (Figure VI.65).

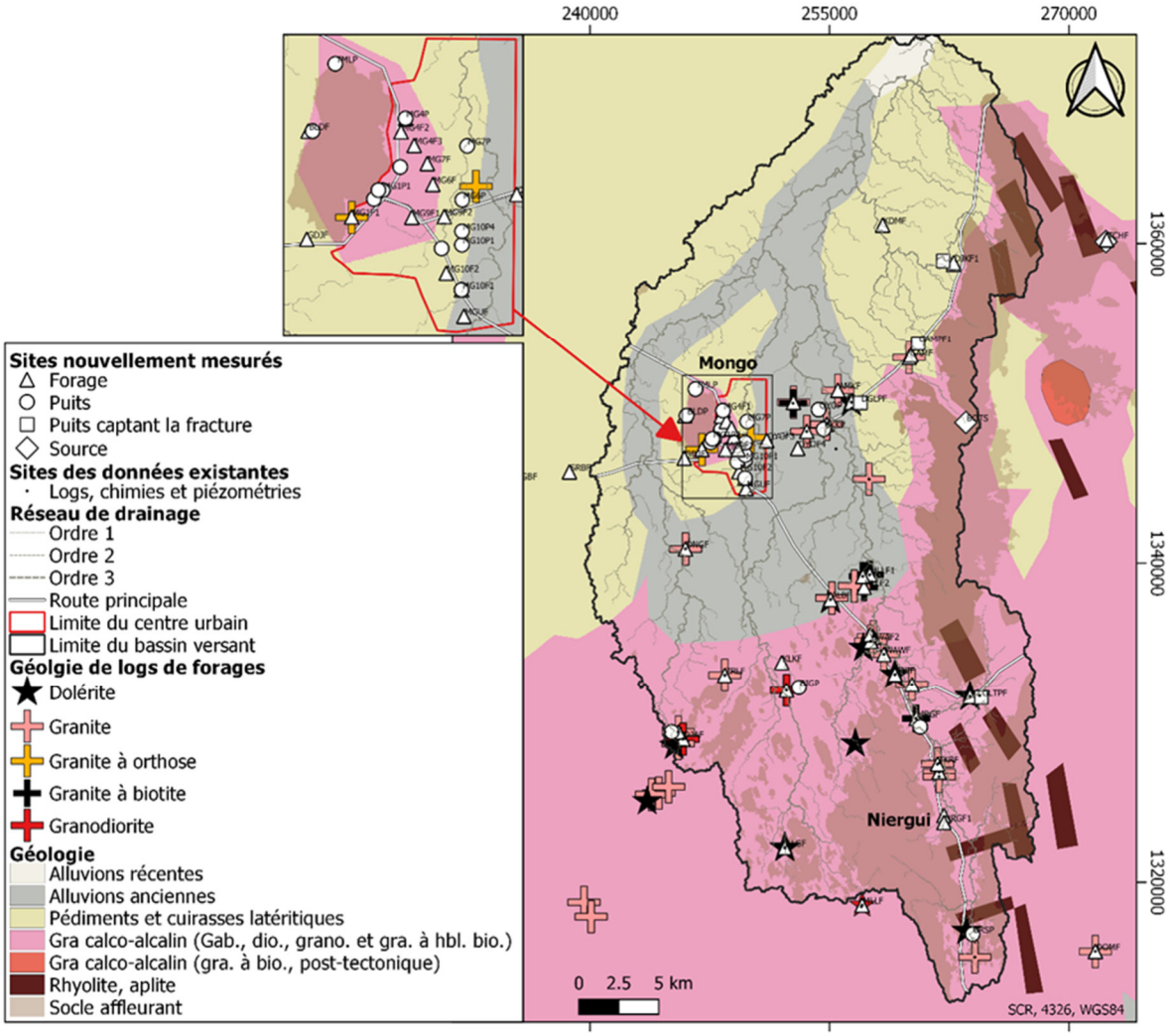


Figure VI.64 : Localisation des sites d'échantillonnages.

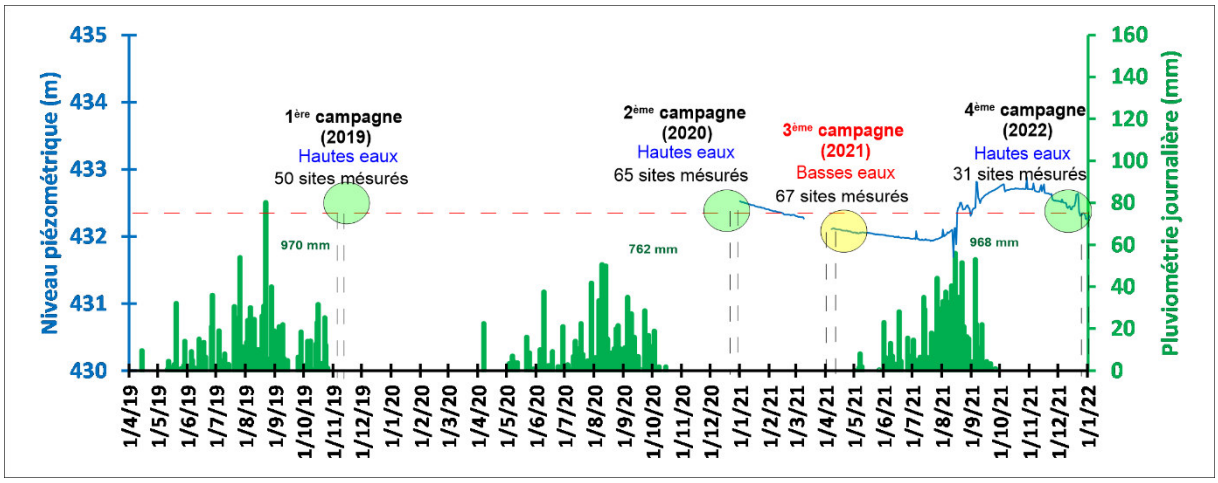


Figure VI.65 : Périodes d'échantillonnages vis-à-vis des conditions pluviométriques : on considère qu'on est en Hautes Eaux (HE) quelques semaines jusqu'à 2 mois après la saison des pluies et en Basses Eaux (BE) à la fin de la saison sèche. L'enregistrement du niveau piézométrique dans le Forage Sawa depuis janvier 2021 permet de visualiser ces différences.

VI.1. METHODOLOGIE

Les données physico-chimiques et isotopiques acquises sur les 211 échantillons d'eau ont fait l'objet d'une analyse classique : statistiques descriptives, statistique multivariée, représentations graphiques, diagrammes binaires, diagrammes de Gibbs, rapports molaires, etc. Les données isotopiques sont interprétées selon les méthodes préconisées par l'AIEA.

VI.1.1. Statistiques descriptives des données

Des statistiques élémentaires représentées par des box-plots ont été réalisées sur tous les paramètres physico-chimiques et isotopiques de façon à mettre en évidence l'écart-type, le coefficient de variance, le minimum, le maximum, la moyenne et la médiane de chacun de ces paramètres.

VI.1.2. Analyse en composantes principales : principes

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est une méthode statistique couramment utilisée pour la caractérisation géochimique (Abderamane, 2012 ; Abdou Babaye, 2012 ; Adiaffi, 2008 ; Chen, 2019). Dans ce chapitre, elle est utilisée pour identifier les principaux facteurs de contrôle de minéralisation des eaux souterraines et comprendre leur origine. Les variables analysées sont les paramètres physico-chimiques et isotopiques. L'ACP nous permettra de dégager les liens statistiques entre variables et les ressemblances entre les individus que sont les échantillons d'eau.
Le principe de la méthode présentée ci-dessous est inspiré de Blavoux et Mudry (1986) et de la présentation simplifiée présentée par Valdes (2005). L'ACP est une méthode d'analyse de données sous forme d'un tableau comportant n individus et p variables quantitatives associées (Figure VI.66a). Les n individus représentés par p variables sont un nuage de n points dans un espace à p dimensions appelé espace des individus, avec 100% de variance. Lorsque le nombre de variables est supérieur à 3 (espaces de dimensions supérieures à 3), il est difficile de visualiser le nuage de points. L'ACP, par un changement de l'espace des variables, vise une représentation simplifiée du jeu des données dans un sous espace de facteurs, de dimension k ($k < n$). L'étude des premiers facteurs (souvent 3) permettent une représentation simplifiée du jeu de données, cependant en n'exprimant qu'une partie de la variance totale du jeu de données. De manière très simplifiée, deux variables avec une bonne corrélation linéaire seront réduites à une seule variable appelée facteur F. Le sous-espace Fk de dimension k est choisi pour maximiser l'inertie du nuage projeté. Cela nous amène à diminuer la dimension du nuage de points jusqu'à un espace réduit, ce qui permet de bien visualiser les données et les regroupements d'individus (Figure VI.66b).

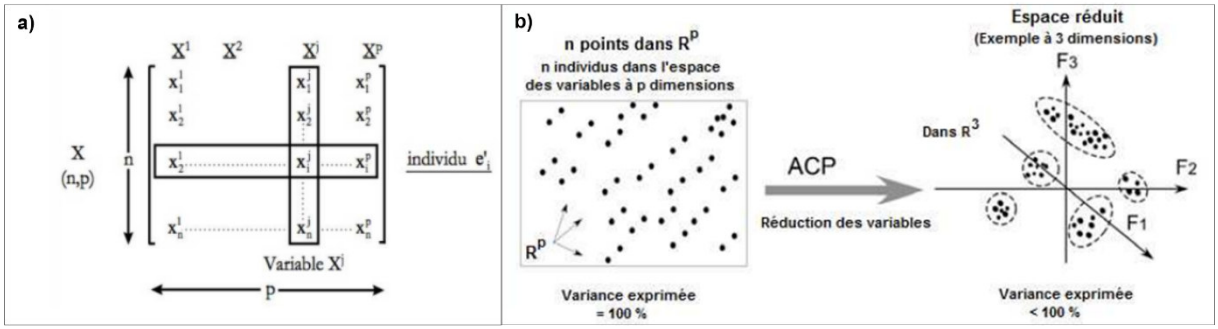


Figure VI.66 : (a) Représentation d'une matrice de n individus et de p variables, (b) Schéma de la réduction du nombre de variables par une ACP (Valdès, 2005).

Les nouvelles variables résultantes sont appelées composantes principales et les axes qui les déterminent sont les principaux axes d'inertie (aussi appelés des axes factoriels). Le premier axe F1 est celui qui exprime le plus fort pourcentage de la variance totale ou inertie totale du nuage des points. Le deuxième axe F2, exprime la plus grande partie de la variance non prise en compte par le premier et ainsi de suite. Le cumul de l'inertie des axes doit être supérieure à 65 % pour qu'il soit significatif (Hassani, 1987 ; Taher, 2022). L'ACP permet donc de dégager les liaisons entre variables et les ressemblances entre individus.

VI.1.3. Diagrammes de piper

Le diagramme de Piper est un graphique qui permet de représenter la composition chimique des ions majeurs de l'eau (Piper, 1944). Le principe consiste à représenter des anions et des cations majeurs sur deux triangles spécifiques dont les côtés expriment les teneurs relatives (%) en chacun des ions majeurs par rapport au total de ces ions (cations : triangle de gauche, anions : triangle de droite). La position d'une analyse d'eau dans ces deux triangles permet de définir quels sont les anions et cations dominants ; et la position de l'analyse dans le losange permet de préciser le faciès chimique. Cette représentation permet de mettre en évidence les évolutions chimiques ainsi que les différentes minéralisations dans un système aquifère (Appelo et Postma, 2005). Le traitement et l'élaboration du diagramme de Piper s'est effectué à l'aide du logiciel DIAGRAMME d'Hydrochimie.

VI.1.4. Diagrammes binaires et de rapports d'éléments

Les diagrammes binaires sont des représentations graphiques des différents paramètres chimiques souvent utilisés en hydrogéologie. Ce sont des grandeurs numériques, sans dimension, égales au rapport entre les teneurs de certains éléments chimiques de l'eau de la nappe. L'interprétation de ces diagrammes est basée sur la présence ou l'absence de corrélation avec les éléments chimiques considérés afin d'identifier les processus géochimiques responsables de leur origine. Plus le coefficient de corrélation entre les deux éléments est proche de 1, plus les liens entre ces derniers sont significatifs. Les graphiques binaires et les rapports caractéristiques sont utilisés pour estimer la prévalence du processus géochimique responsable des variations chimiques dans le temps et dans l'espace observées.

VI.2. RESULTATS

Les données physico-chimiques (T°C, pH, CE, HCO_3^-, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, F^-) et isotopiques (δ^2H, $\delta^{18}O$ et ^3H) des échantillons d'eaux souterraines des 4 campagnes sont présentées sous forme de box-plots (minimum, maximum, 1er quartile, médiane, 3ème quartile, moyenne) dans la Figure VI.67. L'objectif de ce graphique est de présenter les données des quatre campagnes dans leur ensemble afin de pouvoir comparer les eaux souterraines échantillonnées dans les puits peu profonds captant les altérites et dans ceux captant les fissures profondes d'une part ; de même que les eaux souterraines des forages profonds et des sources, ou encore selon leur contexte urbain ou rural. Pour cela, nous avons classé les échantillons en 6 catégories : puits urbain (PU), puits rural (PR), puits sur fracture rural (PFR), source rurale (SR), forage urbain (FU) et forage rural (FR). Nous présentons les résultats pour chaque campagne.
Les statistiques descriptives de ces données notamment le minimum, le maximum, la moyenne, l'écart-type et le coefficient de variation sont également présentées dans le Tableau VI.12.

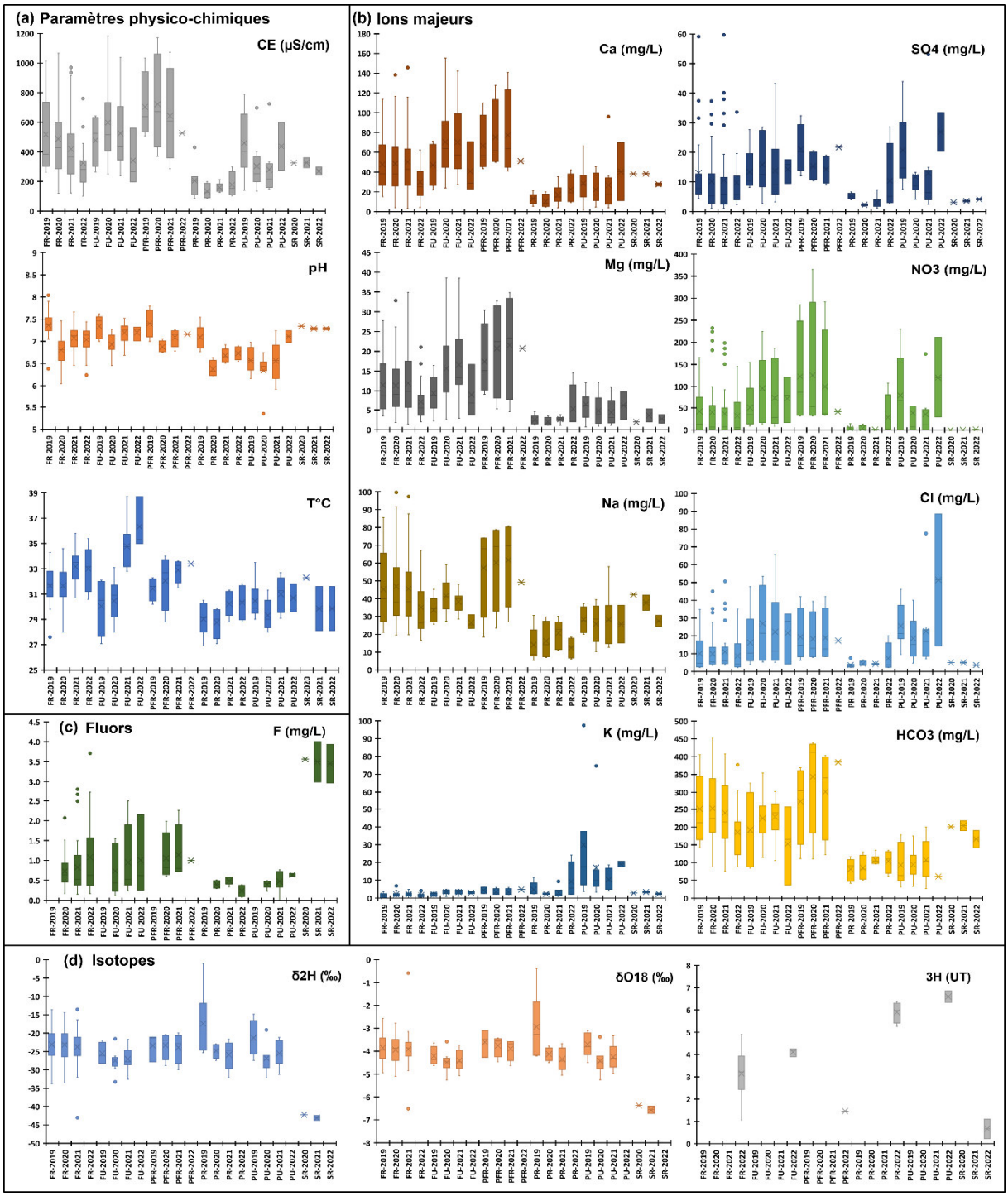


Figure VI.67 : Box-plots des paramètres physico-chimiques (a, b, c) et isotopiques (d) pour les campagnes des hautes eaux (2019, 2020, 2022) et basses eaux (2022) pour chaque type de point d'eau (PU, PR, PFR, S, FU, FR) : minimum, maximum, 1er quartile, médiane, 3ème quartile, moyenne.

Tableau VI.12 : Résultats des analyses des paramètres physico-chimiques et isotopiques (minimum, maximum, moyenne, écart-type (ET), coefficient de variation (CV).

		Physiques			Majeurs (mg/L)									Isotopes		Tritium
Type	Statistique	T°C	pH	CE (µS/cm)	HCO3	Cl	NO3	S04	Ca	Mg	Na	K	F	δ2H (‰)	δ18O (‰)	3H (UT)
FR (116) forage rural	Min	27.60	6.04	101.40	76.27	1.98	0.00	1.03	2.95	1.40	16.64	0.00	0.15	-42.99	-6.51	1.06
	Max	35.80	8.04	1066.00	451.52	50.60	232.41	59.68	145.83	34.93	99.61	6.75	3.71	-13.50	-0.59	4.91
	Moy	32.39	7.05	444.67	236.74	10.10	37.92	10.83	45.84	10.86	44.17	1.84	0.84	-23.36	-3.91	3.14
	ET	1.63	0.34	239.32	90.65	10.43	57.45	11.92	28.95	7.59	20.63	1.30	0.68	4.64	0.70	1.14
	CV	0.05	0.05	0.54	0.38	1.03	1.51	1.10	0.63	0.70	0.47	0.71	0.81	-0.20	-0.18	0.36
FU (29) forage urbain	Min	27.10	6.45	196.50	36.61	3.92	7.79	2.65	21.87	2.25	23.40	0.00	0.12	-33.24	-5.27	3.90
	Max	38.70	7.62	1183.00	353.90	65.55	224.34	43.23	155.26	38.56	59.16	5.00	2.49	-21.57	-3.58	4.25
	Moy	32.58	7.12	525.85	212.65	22.89	78.08	14.55	63.31	14.22	37.49	3.11	0.86	-26.90	-4.39	4.11
	ET	2.97	0.27	241.65	76.39	18.66	69.66	9.41	34.38	8.99	8.22	1.21	0.71	2.98	0.42	0.15
	CV	0.09	0.04	0.46	0.36	0.82	0.89	0.65	0.54	0.63	0.22	0.39	0.83	-0.11	-0.10	0.04
PFR (13) puits sur facture rural	Min	28.80	6.75	286.03	109.83	6.29	31.44	8.98	40.96	4.52	18.41	1.85	0.60	-29.92	-4.64	1.46
	Max	34.00	7.80	1172.00	439.32	41.99	364.83	32.40	141.05	34.83	80.81	6.25	2.25	-19.97	-3.09	1.46
	Moy	32.22	7.12	677.07	311.56	18.70	110.10	17.28	71.37	19.98	58.89	3.80	1.09	-23.51	-3.76	1.46
	ET	1.43	0.29	255.71	117.44	12.77	116.20	6.11	31.79	9.90	21.64	1.54	0.56	3.40	0.46	0.46
	CV	0.04	0.04	0.38	0.38	0.68	1.06	0.35	0.45	0.50	0.37	0.41	0.52	-0.14	-0.12	0.31
PR (22) puits rural	Min	26.90	6.22	83.00	42.10	2.09	0.00	1.13	3.80	1.13	5.43	0.92	0.08	-32.10	-5.05	5.25
	Max	31.80	7.54	430.00	134.24	20.05	107.43	28.55	42.21	14.53	30.57	24.17	0.58	-0.95	-0.38	6.38
	Moy	29.55	6.78	174.57	93.36	4.57	7.04	5.02	15.29	2.91	15.95	4.66	0.39	-22.20	-3.72	5.89
	ET	1.31	0.33	77.76	28.09	3.59	22.26	5.42	9.38	2.69	8.44	5.19	0.14	6.87	1.10	0.41
	CV	0.04	0.05	0.45	0.30	0.79	3.16	1.08	0.61	0.92	0.53	1.12	0.37	-0.31	-0.29	0.07
PU (26) puits urbain	Min	28.00	5.35	134.20	26.85	4.72	0.00	2.39	1.32	0.69	10.31	3.37	0.00	-32.15	-5.24	6.34
	Max	33.50	7.24	789.00	200.14	88.55	230.14	53.06	96.06	12.09	57.99	97.42	0.76	-14.85	-3.11	6.86
	Moy	30.25	6.53	348.49	95.40	24.18	54.76	15.68	26.70	5.20	27.17	18.57	0.45	-24.92	-4.17	6.60
	ET	1.45	0.40	195.55	48.09	20.00	72.73	12.87	22.25	3.64	10.70	21.52	0.18	4.32	0.58	0.26
	CV	0.05	0.06	0.56	0.50	0.83	1.33	0.82	0.83	0.70	0.39	1.16	0.40	-0.17	-0.14	0.04
SR (5) source rurale	Min	28.12	7.26	243.00	141.56	3.46	0.00	3.08	26.16	1.66	24.29	1.91	2.96	-43.72	-6.72	0.23
	Max	32.30	7.34	360.14	217.22	5.20	1.08	4.35	38.55	5.20	42.28	3.76	4.01	-42.22	-6.37	1.10
	Moy	30.35	7.30	303.96	188.05	4.42	0.43	3.69	33.97	2.91	34.55	2.84	3.49	-42.78	-6.50	0.66
	ET	1.84	0.03	38.63	25.24	0.70	0.53	0.45	5.33	1.38	6.89	0.59	0.45	0.67	0.16	0.44
	CV	0.06	0.00	0.13	0.13	0.16	1.22	0.12	0.16	0.47	0.20	0.21	0.13	-0.02	-0.02	0.66
Altérites (P) : 48	Min	26.90	5.35	83.00	26.85	2.09	0.00	1.13	1.32	0.69	5.43	0.92	0.00	-32.15	-5.24	5.25
	Max	33.50	7.54	789.00	200.14	88.55	230.14	53.06	96.06	14.53	57.99	97.42	0.76	-0.95	-0.38	6.86
	Moy	29.93	6.65	268.77	94.46	15.19	32.89	10.80	21.47	4.15	22.03	12.20	0.43	-23.76	-3.98	6.13
	ET	1.43	0.39	176.05	40.20	17.83	60.48	11.46	18.46	3.43	11.22	17.64	0.17	5.72	0.87	0.50
	CV	0.05	0.06	0.66	0.43	1.17	1.84	1.06	0.86	0.83	0.51	1.45	0.40	-0.24	-0.22	0.08
Fissures (F+PF+S) : 163	Min	27.10	6.04	101.40	36.61	1.98	0.00	1.03	2.95	1.40	16.64	0.00	0.12	-43.72	-6.72	0.23
	Max	38.70	8.04	1183.00	451.52	65.55	364.83	59.68	155.26	38.56	99.61	6.75	4.01	-13.50	-0.59	4.91
	Moy	32.34	7.07	473.51	236.93	12.89	49.67	11.78	50.62	11.94	43.86	2.25	0.96	-24.46	-4.04	2.99
	ET	1.96	0.33	248.39	92.89	13.44	69.98	11.24	31.24	8.52	19.54	1.46	0.84	5.25	0.76	1.30
	CV	0.06	0.05	0.52	0.39	1.04	1.41	0.95	0.62	0.71	0.45	0.65	0.88	-0.21	-0.19	0.43
Total de points : 211	Min	26.90	5.35	83.00	26.85	1.98	0.00	1.03	1.32	0.69	5.43	0.00	0.00	-43.72	-6.72	0.23
	Max	38.70	8.04	1183.00	451.52	88.55	364.83	59.68	155.26	38.56	99.61	97.42	4.01	-0.95	-0.38	6.86
	Moy	31.78	6.98	426.71	204.52	13.41	45.85	11.56	43.99	10.17	38.89	4.51	0.86	-24.31	-4.03	3.60
	ET	2.12	0.39	249.14	102.96	14.59	68.30	11.30	31.32	8.33	20.18	9.48	0.79	5.36	0.79	1.72
	CV	0.07	0.06	0.58	0.50	1.09	1.49	0.98	0.71	0.82	0.52	2.10	0.92	-0.22	-0.20	0.48

Les résultats des quatre campagnes de prélèvement d'échantillons présentés dans les box-plots permettent aussi une étude de la variation temporelle des concentrations selon les périodes hydrologiques. En effet, les variabilités hydrologiques interannuelles entraînent des variations sur le chimisme des eaux souterraines. Pour mieux illustrer cela, nous avons réalisé des diagrammes comparant les échantillons prélevés lors de la campagne de hautes eaux de novembre 2020 et ceux prélevés lors de la campagne de basses eaux en avril 2021 (Figure VI.68). Ces deux campagnes sont retenues du fait que leurs échantillons sont prélevés presque tous dans les mêmes sites, soit 57 sites communs.

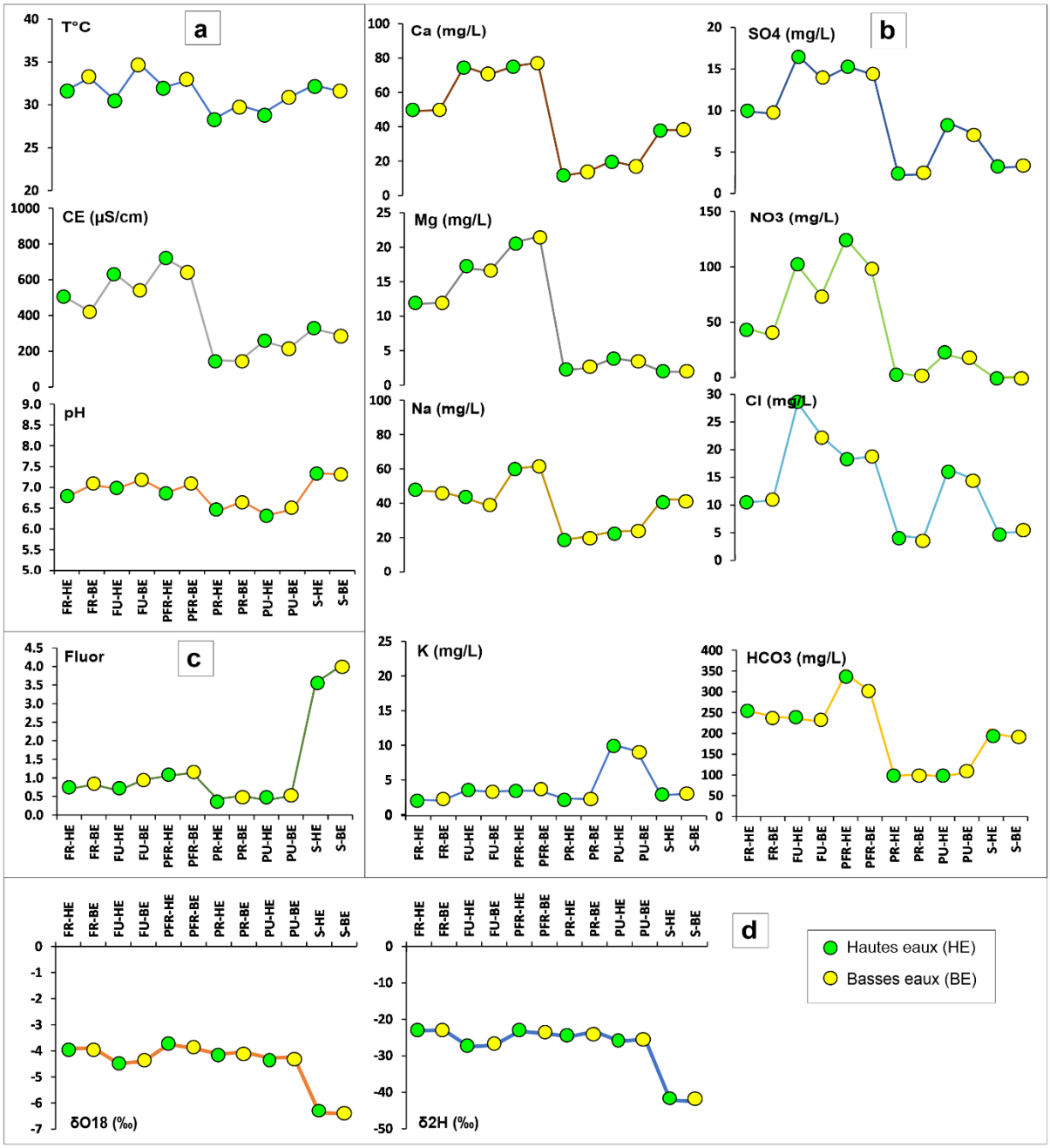


Figure VI.68 : comparaison de deux campagnes, hautes eaux (HE) 2020 et basses eaux (BE) 2021 : T°C, CE, pH (a) ; calcium, magnésium, sodium, potassium, sulfates, nitrates, chlorures, bicarbonate (b) ; fluor (c) ; isotopes stables (d).

VI.2.1. Paramètres physicochimiques

Dans cette partie, nous allons décrire la conductivité électrique et le potentiel hydrogène en se basant sur les box-plots, puis les cartes qui mettent en évidence la variabilité spatiale et temporelle de la qualité de la nappe.

VI.2.1.1. Conductivité électrique

La conductivité électrique traduit la capacité d'une eau à conduire le courant électrique. Elle est directement liée à la concentration et à la nature des substances dissoutes et donne une appréciation sur la minéralisation des eaux.
Les conductivités électriques des eaux souterraines mesurées montrent une discrimination bien notable entre les différents compartiments (Figure VI.67). La minéralisation de l'eau dans les altérites (dans les puits peu profonds) est plus faible (avec une moyenne de 269 µS/cm dont 175 µS/cm en milieu rural et 349 µS/cm en milieu urbain) que celle dans les fissures profondes (474 µS/cm). Les eaux de sources issues directement de fissures présentent une minéralisation intermédiaire (avec une moyenne de 304 µS/cm) alors que celles des forages captant les fissures profondes sont plus minéralisés (avec une moyenne de 445 µS/cm pour les forages ruraux et 526 µS/cm pour les forages urbains). Les eaux des puits captant à la fois les altérites et les fissures (PFR) présentent les eaux les plus minéralisées de tout le jeu de données avec une moyenne de 677 µS/cm.
La répartition spatiale des conductivités électriques mesurées aux différentes périodes (Figure VI.69) montre que la minéralisation est variable et s'échelonne entre 83 et 1183 µS/cm, respectivement à TMLP (PR puits rural dans les altérites à Termel) et à MG7F (FU forage captant l'aquifère de fissure dans le secteur 7 de la ville de Mongo, au centre urbain) avec une moyenne globale de 426 µS/cm. Il y a 5 points dont la conductivité est supérieure à 1000 µS/cm, au-delà de la norme de potabilité définie par l'OMS). On trouve le forage urbain MG7, le puits captant la fracture du village Djogolo (DGLPF) et les forages captant les aquifères fissurés profond des villages Al-Ibeit (ALBF), Oyo (OYOF1) et Zerli (ZRLF), tous situés en milieu rural à proximité de champs de cultures. Ces fortes valeurs de conductivité méritent une attention particulière, car certains points d'eau présentent des teneurs anormalement élevées en éléments indésirables notamment les nitrates et le fluor.
L'augmentation de la conductivité électrique dans les aquifères fissurés est liée à la nature de formations géologiques existantes ainsi qu'au temps de séjour des eaux. Par contre, les valeurs élevées de conductivité électrique dans les nappes d'altérites en milieu urbain correspondent le plus souvent à des pollutions ponctuelles (Ouandaogo-Yaméogo, 2008). Elles sont notamment marquées par des teneurs anormalement élevées en éléments anthropiques inopportuns tels que les nitrates ($NO3^-$), les chlorures (Cl^-) ou les sulfates (SO_4^{2+}) qui augmentent la conductivité électrique (Amadou et al., 2014). Ce point sera discuté ultérieurement dans le paragraphe relatif à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines.
Dans les aquifères de socle de la sous-région, les auteurs tels que Abdou Babaye (2012) ; Ahoussi et al. (2012) ; Lasm et al. (2011) ; Mahamat (2017) ; Ouandaogo-Yaméogo (2008) ; Ouedraogo (2016) et en France Ackerer et al. (2021) ; Chabaux et al. (2023) ; Jaunat (2012) ; Roques (2013) ont également montré que les eaux des aquifères profonds de socle sont

caractérisées par des conductivités électriques plus importantes que les eaux des nappes superficielles dans les altérites.

Les différentes variations temporelles et spatiales constatées entre les différents compartiments et selon le contexte rural ou urbain montrent l'hétérogénéité considérable dans la distribution de la charge minérale des eaux souterraines. Les faibles précipitations de 2020 par rapport à celles de 2021 et des autres années ont entraîné l'enregistrement des conductivités électriques les plus élevées malgré qu'on soit en période de hautes eaux où l'effet de dilution est assez significatif (Figure VI.68).

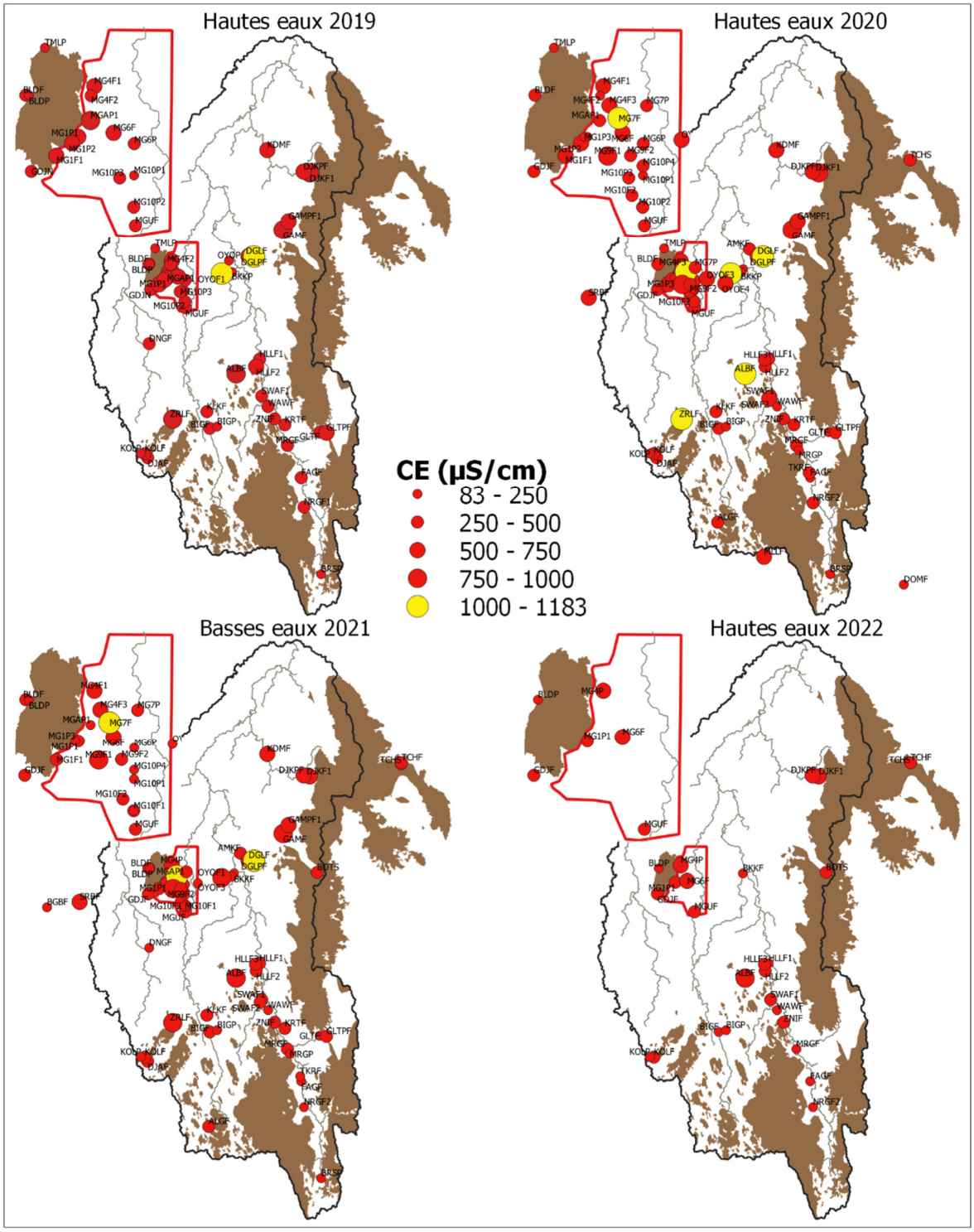


Figure VI.69 : Distribution spatiale de la conductivité électrique (CE).

VI.2.1.2. Potentiel hydrogène (pH)

Le pH des eaux souterraines varie selon la nature géologique des formations traversées (Figure VI.67). Les pH des eaux souterraines dans les puits peu profonds captant les alluvions et les altérites sont plus faibles (moyenne de 6.64) que ceux des puits, forages et sources captant les aquifères profonds de socle (moyennes respectives 7.12, 7.08 et 7.30). La moyenne générale la

plus élevée est celle des sources où les eaux sortent directement des fractures du socle (pH = 7.30).

La répartition spatiale des pH de l'ensemble des eaux souterraines mesurés varie de 5.35 à 8.04, respectivement à MG10P1 (puits dans la zone alluvionnaire de Mongo) et FAGF (forage captant l'aquifère de fissure au village Faigo), avec une moyenne très proche de la neutralité, de 6.97 (Figure VI.70).

Les eaux les plus acides : pH compris entre 5.35 et 6.5, ne respectant pas la norme recommandée par l'OMS représentent 13% des échantillons. Ces valeurs indiquent une infiltration rapide à travers principalement les alluvions et altérites qui marque le début de l'hydrolyse. Les eaux aux pH légèrement acides à neutres situés entre 6.5 et 7.5 représentent 81% des échantillons. Ces valeurs intermédiaires impliquent un équilibre entre la production d'ions H^+ provenant de la dissociation d'acides faibles et la consommation d'ions H^+ (et de CO_2) par des réactions d'altération, comme l'altération de l'albite en kaolinite (voir équation 2). Les acides faibles impliqués dans ces processus tels que l'acide carbonique et les acides organiques, par exemple l'acide fulvique, sont à l'origine de l'altération des silicates et aluminosilicates présents dans le socle. Les eaux aux pH plus élevés (entre 7.5 et 8.04) sont toutes localisées dans les forages profonds captant les aquifères fissurés de socle. Ces valeurs élevées sont cohérentes avec le fait que la composition de ces eaux est héritée de l'altération des minéraux silicatés et des aluminosilicates, qui a tendance à augmenter le pH (Langmuir, 1997 ; Mahamat, 2017).

L'augmentation de pH dans les aquifères fissurés profonds de socle est liée à la consommation du CO_2 suite à l'hydrolyse des roches silicatées favorisant l'augmentation de l'alcalinité (HCO_3^-) des eaux (Abdou Babaye, 2012a; Campy et al., 2013). Selon (Campy et al., 2013), à proximité du minéral, l'hydrolyse débute en milieu faiblement acide (extractions des alcalins) et se poursuit en milieu basique : plus un minéral est riche en alcalins, plus le pH des eaux au contact de celui-ci est élevé. Ce pH, appelé pH d'abrasion est égal à 10-11 pour les olivines, pyroxènes et amphiboles, minéraux fortement altérables, 8-9 pour les plagioclases et 7-9 pour les micas moins altérables.

L'analyse de la variation temporelle du pH indique que les eaux souterraines prélevées en 2019 sont plus basiques que celles des autres années, quelles que soient les périodes. Cependant, la comparaison entre le période de hautes eaux de 2020 et celle de basses eaux de 2021 révèle que les pH mesurés pendant la période de hautes eaux de 2020 sont plus acides que ceux mesurés en période de basses eaux de 2021, à l'exception des eaux des sources qui ne présentent aucune variation. Cela témoigne de la recharge par les eaux de pluie pendant cette période qui marque le début de tous les processus de minéralisation.

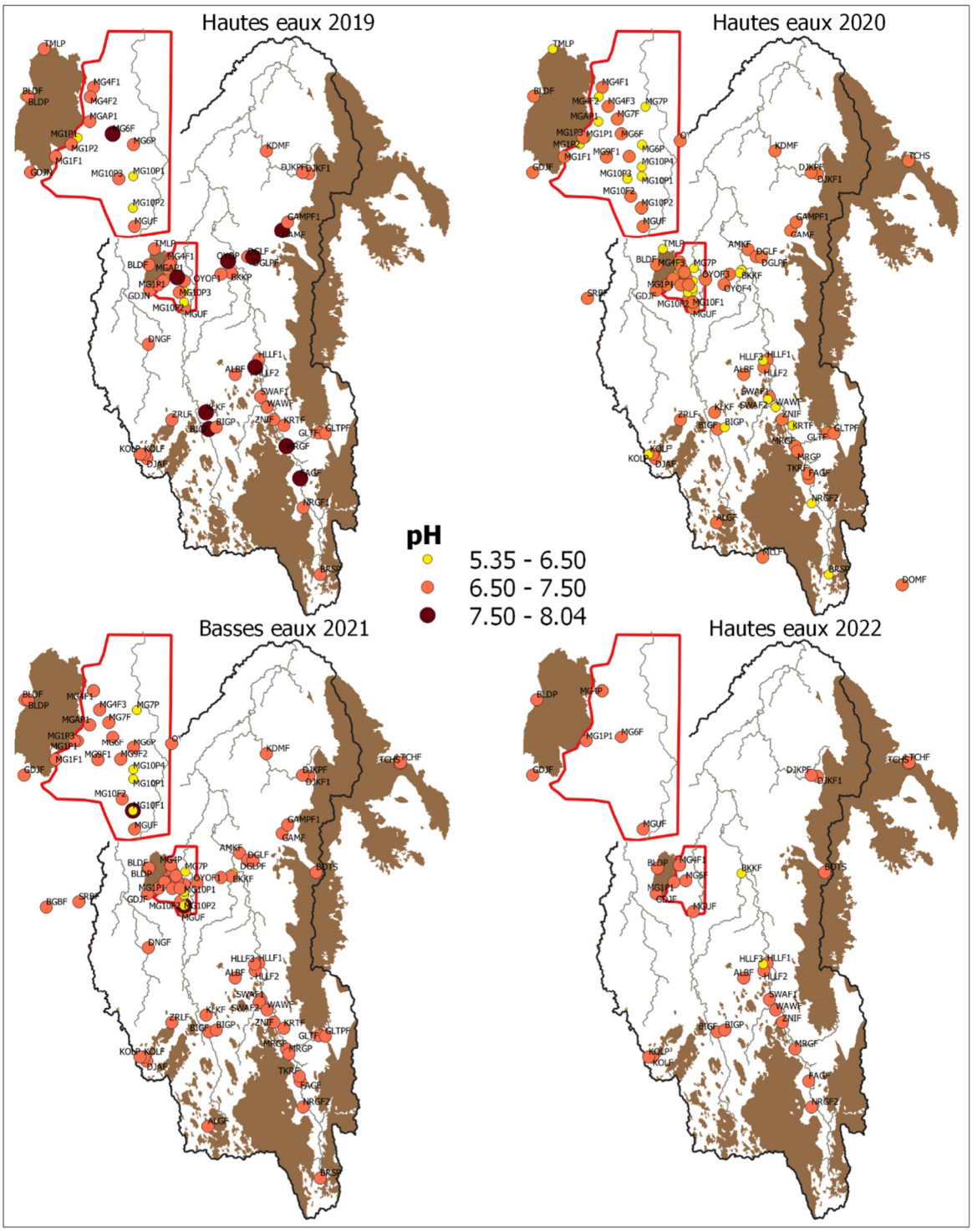


Figure VI.70 : Distribution spatiale du potentiel d'hydrogène (pH).

VI.2.2. Eléments majeurs et fluors

VI.2.2.1. Cations : calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), sodium (Na^{+}) et potassium (K^{+})

La Figure VI.67 montre que les concentrations en cations teneurs des eaux souterraines sont très variables : comprises Ca^{2+}, entre 1.32 et 155.26 mg/L, pour Mg^{2+} 0.69 et 38.56 mg/L, pour Na^{+} 5.43 et 99.61 mg/L, et pour K^{+} 0 et 97.42 mg/L. Les teneurs moyennes sont pour Ca^{2+} de 43.99 mg/L, pour Mg^{2+} de 10.17 mg/L, pour Na^{+} de 38.89 mg/L et pour K^{+} de 4.5 mg/L.
Parmi ces cations majeurs, les concentrations en Ca^{2+}, Mg^{2+}, et Na^{+} se comportent de la même façon dans les différents types de points d'eau. Elles sont plus faibles dans les puits peu profonds captant les altérites et les alluvions (PR et PU avec des moyennes respectives 21.74 mg/L, 4.15 mg/L et 22.03 mg/L) que dans les puits, forages et sources captant les aquifères fissurés profonds de socle (FR, FU, PFR et S qui présentent des moyennes respectives de 50.62 mg/L, 11.93 mg/L et 43.85 mg/L). Concernant les aquifères fissurés profonds, les teneurs moyennes de ces éléments chimiques sont principalement plus élevées dans les puits sur fracture (71.36 mg/L, 19.97 mg/L et 58.89 mg/L), suivi des forages profonds (45.84 mg/L, 10.85 mg/L et 44.16 mg/L), puis des sources (33.97 mg/L, 2.91 mg/L et 34 54 mg/L). Elles restent toujours plus élevées par rapport aux moyennes des eaux des nappes superficielles (altérites et alluvions), excepté la teneur moyenne de magnésium dans les sources (2.91 mg/L) qui demeure la plus faible des eaux souterraines. Il y a lieu de remarquer une légère hausse des teneurs en Ca^{2+}, Mg^{2+} et Na^{+} en milieu urbain.
Contrairement aux autres cations majeurs, les teneurs en K^{+} indiquent une évolution différente. Les valeurs les plus faibles correspondent aux aquifères fissurés profonds avec une moyenne de 2.25 mg/L, des valeurs plus élevées sont retrouvées dans les forages en milieu rural et urbain, les sources, et les puits sur fracture et particulièrement dans les nappes superficielles en milieu urbain (moyennes respectives de 1.84 mg/L, 3.11 mg/L, 2.84 mg/L, 3.80 mg/L et 18.57 mg/L).
Les cartes de concentration des cations majeurs réalisées (Figure VI.71, Figure VI.72, Figure VI.73) montrent que les concentrations en Ca^{2+}, Mg^{2+} et Na^{+} des eaux souterraines sont relativement hétérogènes avec des coefficients de variation respectifs de 71.2%, 82% et 51.9%, K^{+} présente une variabilité spatiale encore plus forte avec un coefficient de variation de 210% (Tableau VI.12). Les plus faibles teneurs en Ca^{2+} et en Mg^{2+} se situent dans le secteur de Mongo à MG10P1 (valeur minimale) et les secteurs de BKKP et TMLP, alors que les plus faibles en Na^{+} sont situées dans les villages BIGP (valeur minimale), GDJP, OYOP et TMLP. Ces différents sites sont tous constitués de puits peu profonds captant les altérites et les alluvions.
Les teneurs les plus élevées en Ca^{2+} (> à 120 mg/L) et Mg^{2+} (> à 32 mg/L) se trouvent dans les aquifères fissurés profonds. Elles sont localisées dans le secteur de OYOF1 et 2 et DGLPF situés au centre du bassin, le secteur de ZRLF au sud-ouest du bassin et Mongo à MG7F (valeur maximale). Les plus fortes concentrations en Na^{+} se localisent également dans les forages profonds dans les secteurs d'ALBF (concentration maximale), HLLF et OYOF1. Ces secteurs sont caractérisés par des granites à biotite riches en minéraux ferromagnésiens et feldspaths.
Quant au K^{+}, des teneurs nulles sont observées dans les aquifères fissurés profonds (Figure VI.74). Elles sont localisées dans le secteur amont du bassin notamment à FAGF, TKRF, MRGF, HLLF1, ZNIF et SWAF1. Elles sont également rencontrées dans le secteur de DJAF et KLKF au sud-ouest du bassin, le secteur de GLTF et OYOF1 au centre du bassin et le secteur

de MG1F1. Par contre les teneurs en K^+ les plus élevées, supérieures à la norme de l'OMS (> 12 mg/L) sont toutes observées dans des puits superficiels en milieu urbain à Mongo (MGAP1, MG6P, MG4P, MG1P1 et MG1P2, situés au pied de l'affleurement de Mongo et possédant la valeur maximale en K^+), excepté le puits de Baldjé, BLDP, qui est localisé en milieu rural. En dehors de K^+, tous les autres cations majeurs respectent la norme de potabilité définie par l'OMS.

Les relatives hétérogénéités constatées mettent en évidence une variabilité spatiale de la lithologie telle que décrite par la géologie.

La Figure VI.67 met en évidence des variations saisonnières dans les concentrations des cations majeurs. Le magnésium se distingue par des valeurs constamment élevées dans tous les types de points d'eau pendant la période sèche. Le calcium et le sodium connaissent également une augmentation pendant la saison sèche, liée à l'hydrolyse de roches silicatées. Cette tendance devient légèrement marquée dans les puits et forages en milieu urbain, et peut être due aux pollutions superficielles. Cependant, les diminutions remarquables des teneurs en magnésium, calcium et sodium observées pendant la période des hautes eaux mettent en évidence le phénomène de dilution. Pour ce qui est du potassium, bien que les fortes teneurs soient attribuées à une origine superficielle, sa teneur reste quasi-stable avec une légère tendance à la hausse en périodes de hautes eaux.

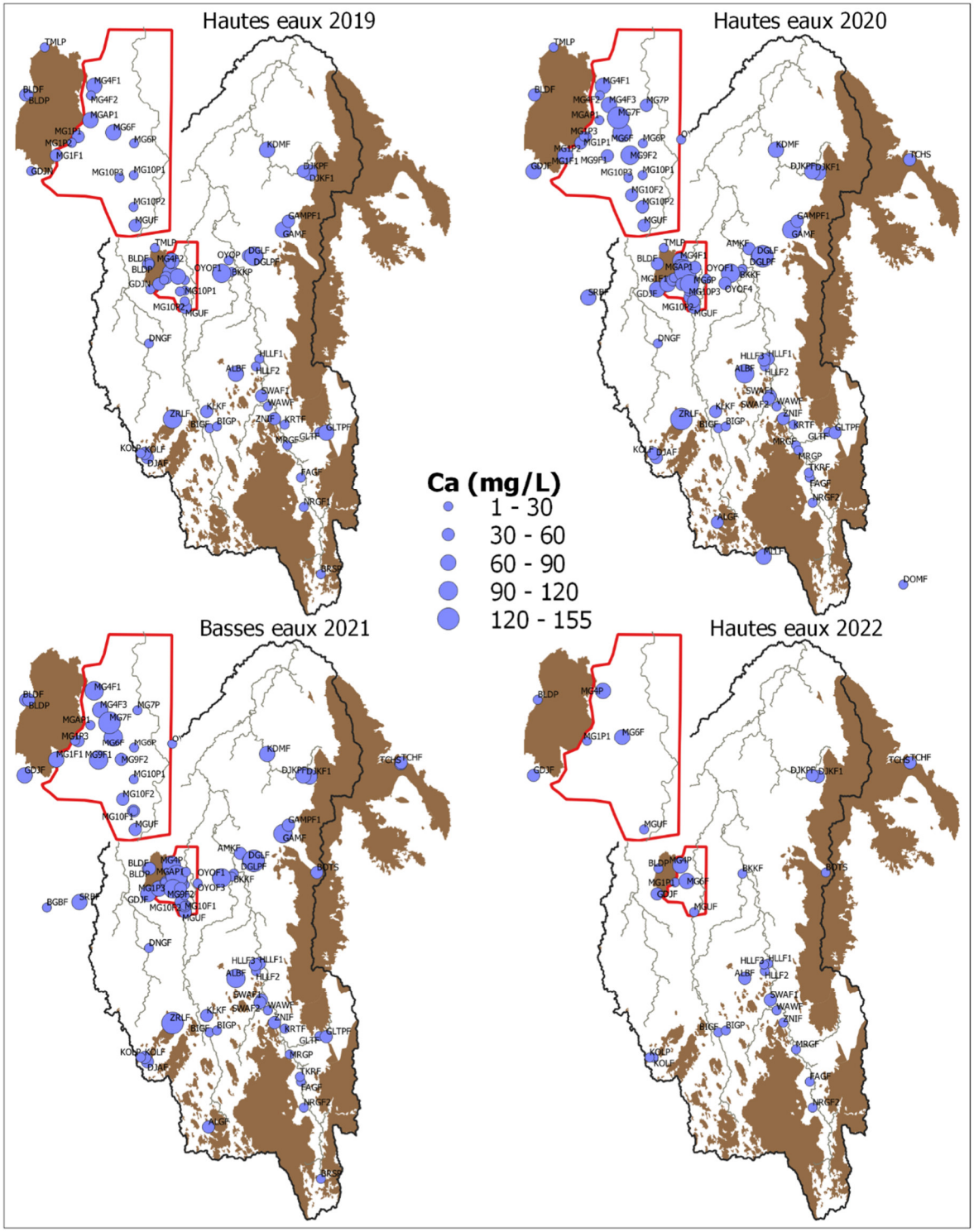


Figure VI.71 : Distribution spatiale du calcium.

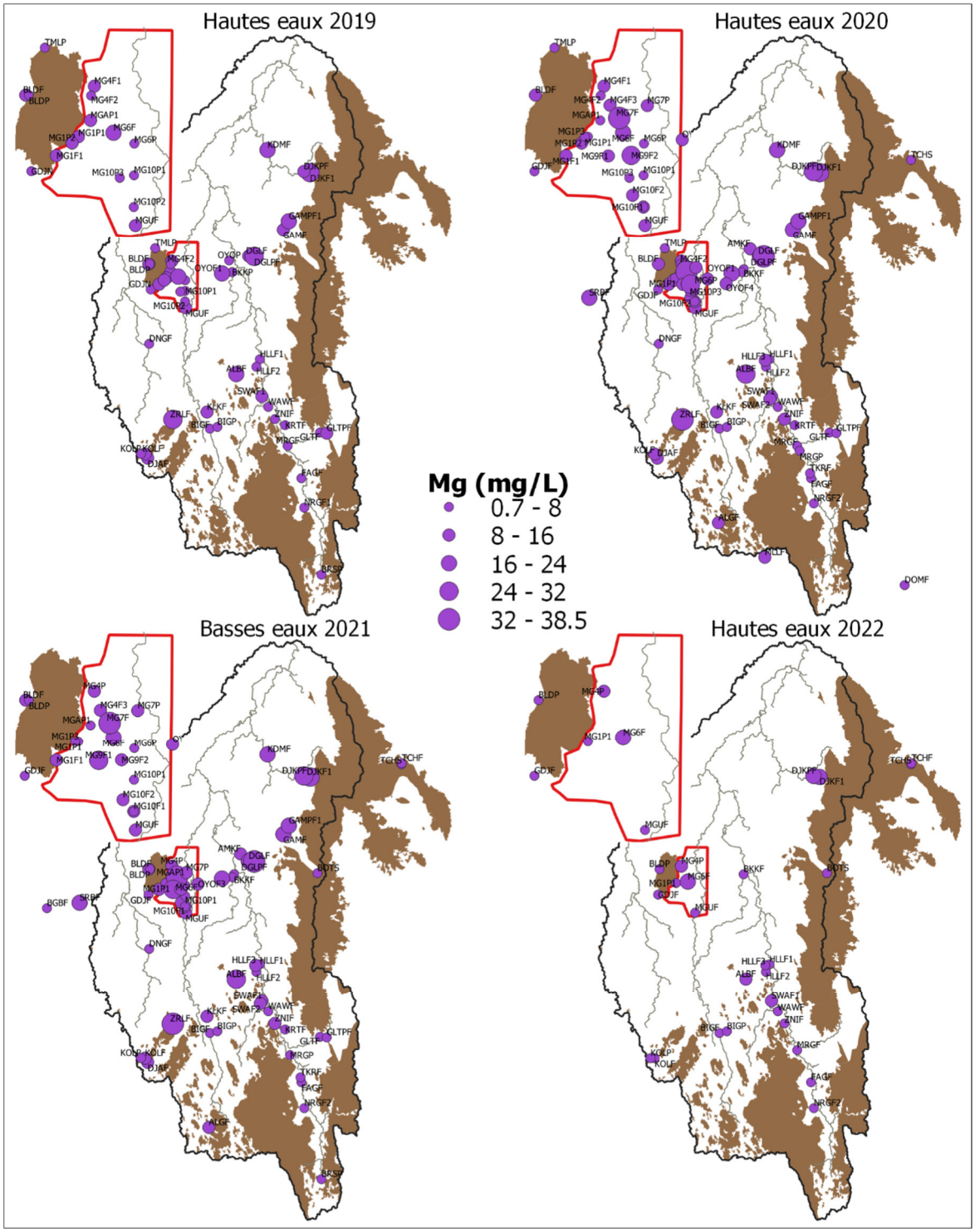


Figure VI.72 : Distribution spatiale du magnésium.

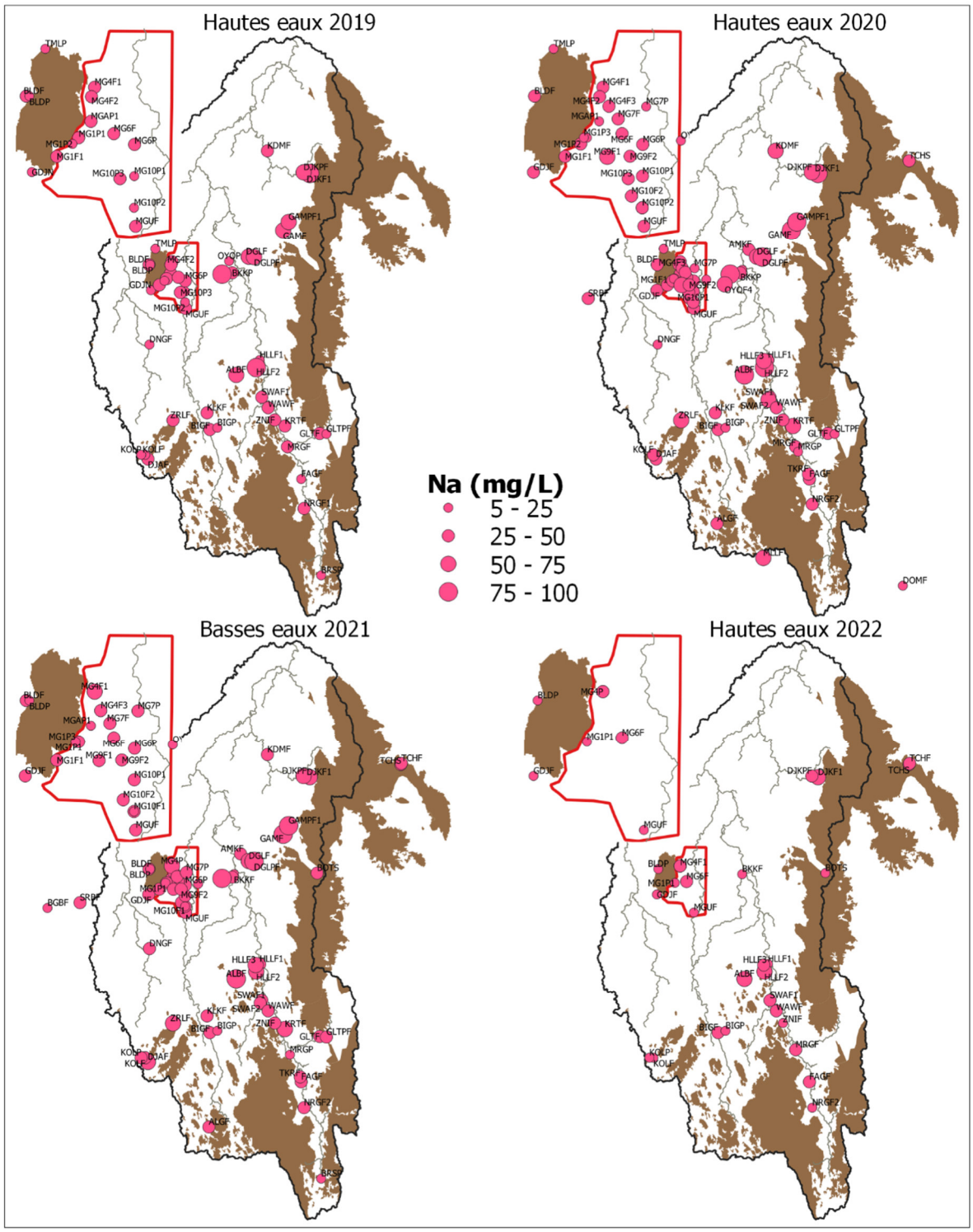


Figure VI.73 : Distribution spatiale du sodium.

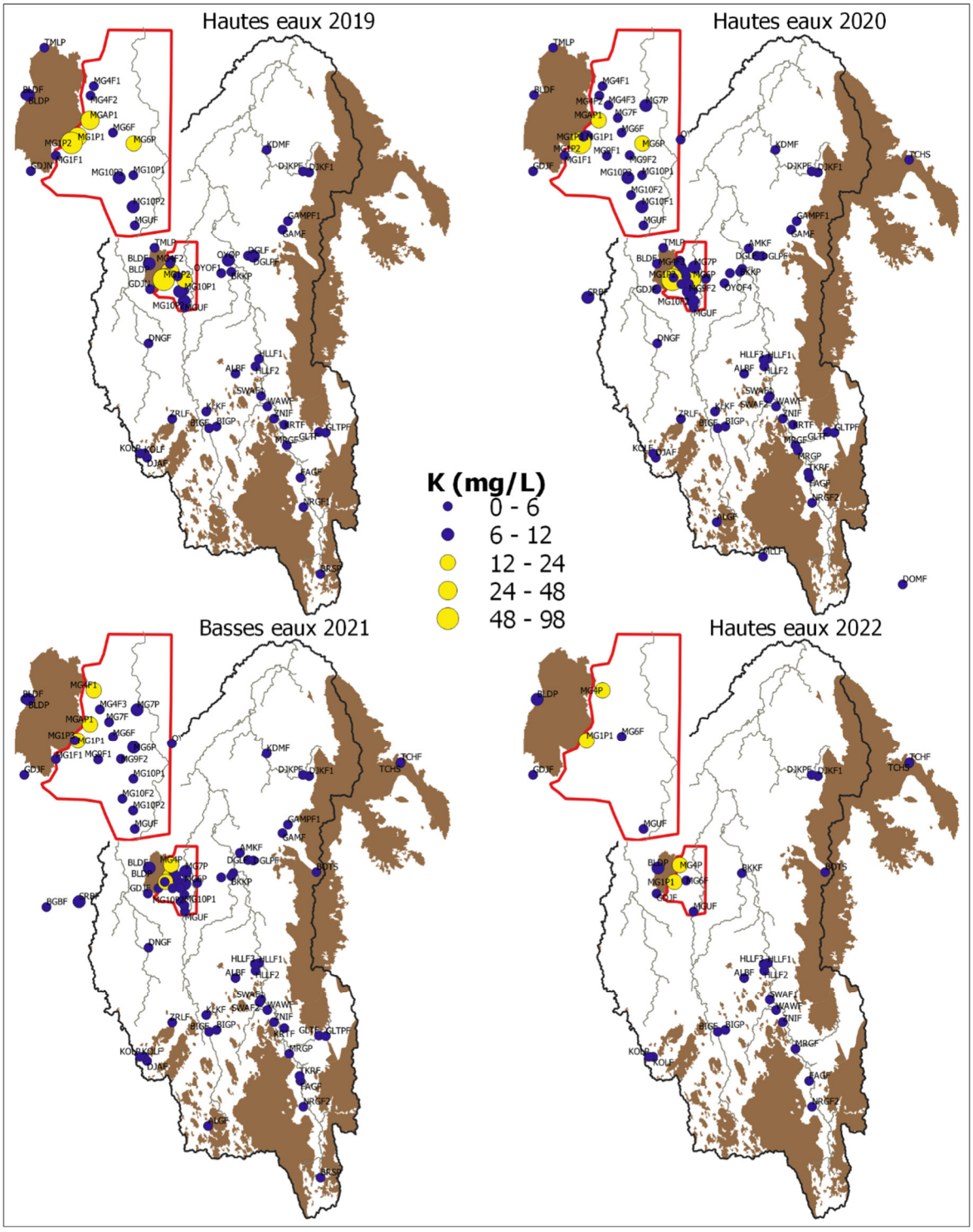


Figure VI.74 : Distribution spatiale du potassium.

VI.2.2.2. Anions : nitrate (NO3-), sulfate (SO42-), chlore (Cl-) et bicarbonate (HCO3-)

La Figure VI.67 indique que les différences de concentrations par type d'eau sont semblables pour NO_3^-, SO_4^{2-} et Cl^- contrairement aux HCO_3^- qui semblent suivre une évolution identique à celle des cations Ca^{2+}, Mg^{2+} et Na^+. Les teneurs en NO_3^-, SO_4^{2-} et Cl^- sont les plus faibles dans les aquifères fissurés profonds, principalement dans les eaux des sources (S avec des moyennes respectives de 0.43 mg/L, 3.69 mg/L et 4.42 mg/L) provenant directement des roches fracturées de socle, suivies des eaux des puits localisées dans les altérites en milieu rural (PR avec des moyennes de 7.04 mg/L, 5.02 mg/L et 4.56 mg/L respectivement), puis des eaux de forages en milieu rural (FR avec une moyenne de 37.92 mg/L pour le NO_3^-, 10.83 mg/L pour le SO_4^{2-} et 10.10 mg/L pour le Cl^-). Par contre les teneurs en NO_3^- sont plus fortes dans les puits sur fracture, suivis des forages et puits en milieu urbain avec des moyennes respectives de 110.01 mg/L, 78.07 mg/L et 54.76 mg/L. Celles en SO_4^{2-} sont plus élevées dans les puits sur fracture avec une moyenne de 18.70 mg/L, suivi des puits et forages en milieu urbain avec des teneurs moyennes de 15.69 mg/L et 14.54 mg/L respectivement. Celles en Cl^- sont plus importantes dans les puits et forages en milieu urbain avec des moyennes respectives de 24.18 mg/L et 22.89 mg/L puis dans les puits sur fracture avec une moyenne de 18.70 mg/L.
A l'inverse des autres anions, les teneurs en HCO_3^- sont plus basses dans les puits peu profonds captant les altérites et les alluvions (PU et PR avec une moyenne respective de 94.38 mg/L). Par contre, elles sont significativement plus élevées dans les puits, forages et sources captant les aquifères fissurés profonds de socle (avec des moyennes respectives de 311.56 mg/L, 231.92 mg/L, 188.05 mg/L).
Les cartes effectuées indiquent que les concentrations en NO_3^- des eaux souterraines présentent des grandes variabilités (Figure VI.75) : entre 0 et 364.82 mg/L avec une moyenne de 45.86 mg/L et un coefficient de variation de 148.93% (Tableau VI.12). De nombreux ouvrages (27.5%) présentent des teneurs supérieures à la norme de potabilité recommandée par l'OMS (50 mg/L). Les teneurs les plus élevées (> à 150 mg/L représentant 13%) se situent dans le milieu urbain (Mongo) au centre-ouest du bassin dans les ouvrages MG4F1, MG9F1, MG4F3, MG1P1, MG7F, MG9F2, MG4P. Les concentrations les plus élevées dans le milieu rural se localisent dans les secteurs de ZRLF et ALBF vers le sud-ouest du bassin et dans les secteurs de OYO1, DGLPF, GAMF et DJKF1 au nord-est du bassin. Ces différents ouvrages en milieu rural sont tous constitués de forages autour desquels des activités agricoles sont menées à l'exception de DGLPF qui est un puits sur fracture dans le village Djogolo situé dans un champ de culture de mil, présentant la concentration maximale en NO_3^-.

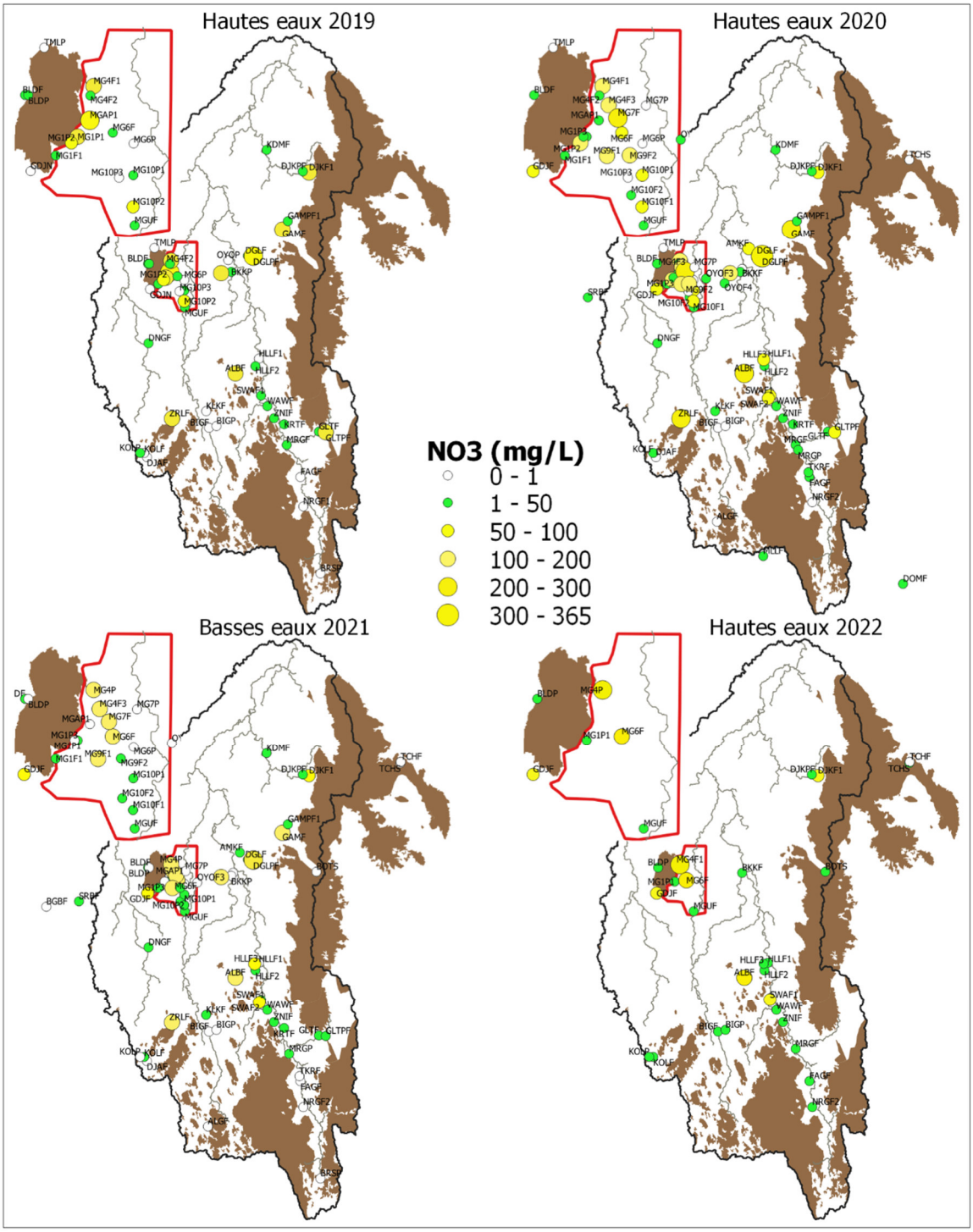


Figure VI.75 : Distribution spatiale des nitrates.

Les concentrations en SO_4^{2-} des eaux souterraines sont aussi assez hétérogènes (Figure VI.76) : entre 1.03 et 59.68 mg/L avec une moyenne et un coefficient de variation respectifs de 11.56 mg/L et 97.73% (Tableau VI.12). Les concentrations les plus importantes en milieu urbain (FU et PU) se localisent à MG7F, MGAP1 et MG4P. Celles en milieu rural (FR et PFR) se situent dans le secteur de ZRLF, le secteur de OYOF4, OYOF1 et OYOF2 (forage profond contenant la plus forte concentration en SO_4^{2-}) et le secteur de DJKPF.

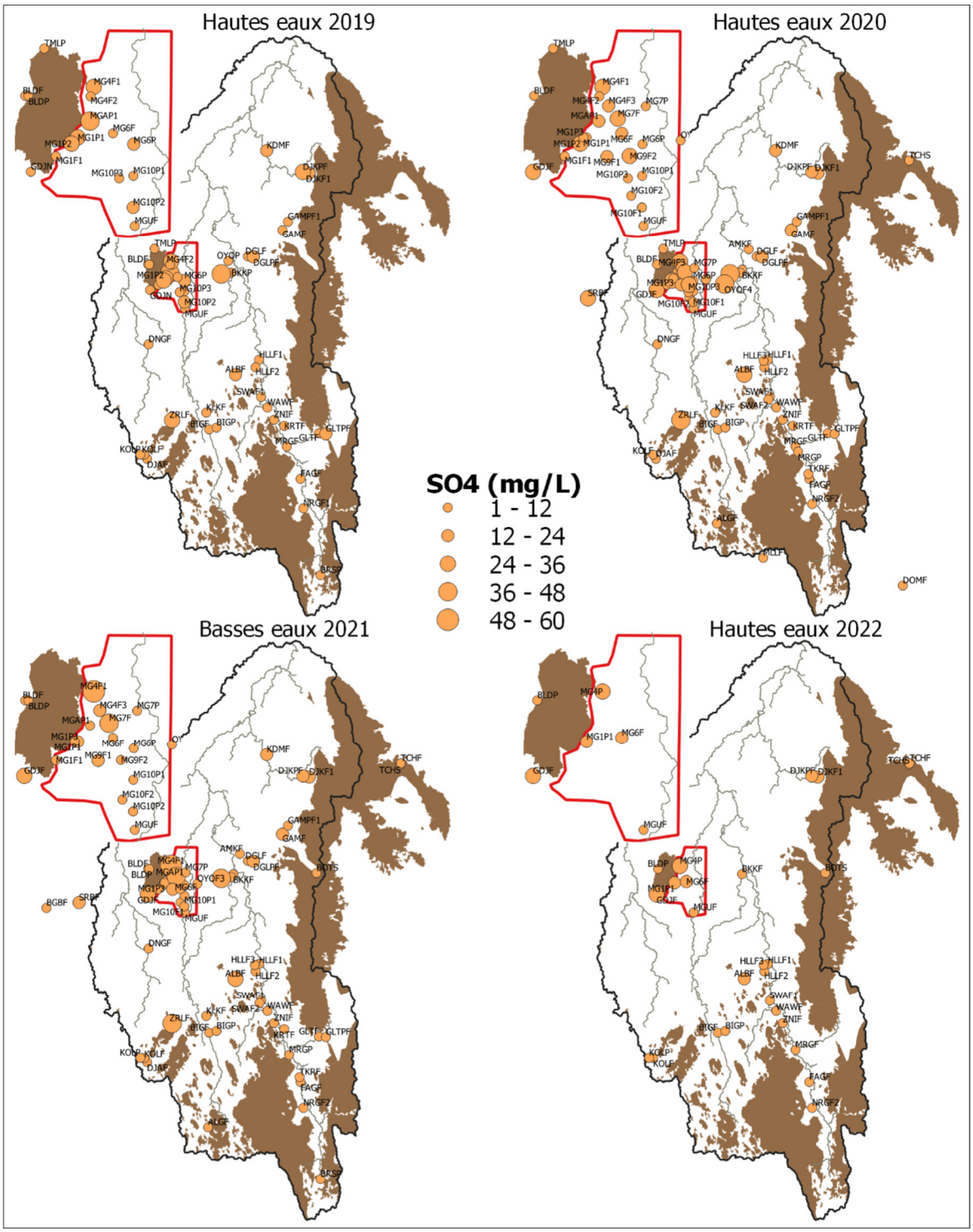


Figure VI.76 : Distribution spatiale des sulfates.

Les teneurs en Cl^- des eaux souterraines sont variables et comprises entre 1.98 et 88.55 mg/L (Figure VI.77). La teneur moyenne et le coefficient de variation sont respectivement de 13.41 mg/L et 108.76%. Les plus fortes teneurs en Cl^- se trouvent essentiellement en milieu urbain à MG10P2, MG9F1, MG9F2, MGAP1, MG4F1, MG7F, MG4P. La concentration maximale est observée à MG4P, puits très peu profond captant les altérites. Dans le milieu rural, les fortes teneurs se situent dans le secteur de ZRLF et ALBF, le secteur de OYOF2, DGLPF

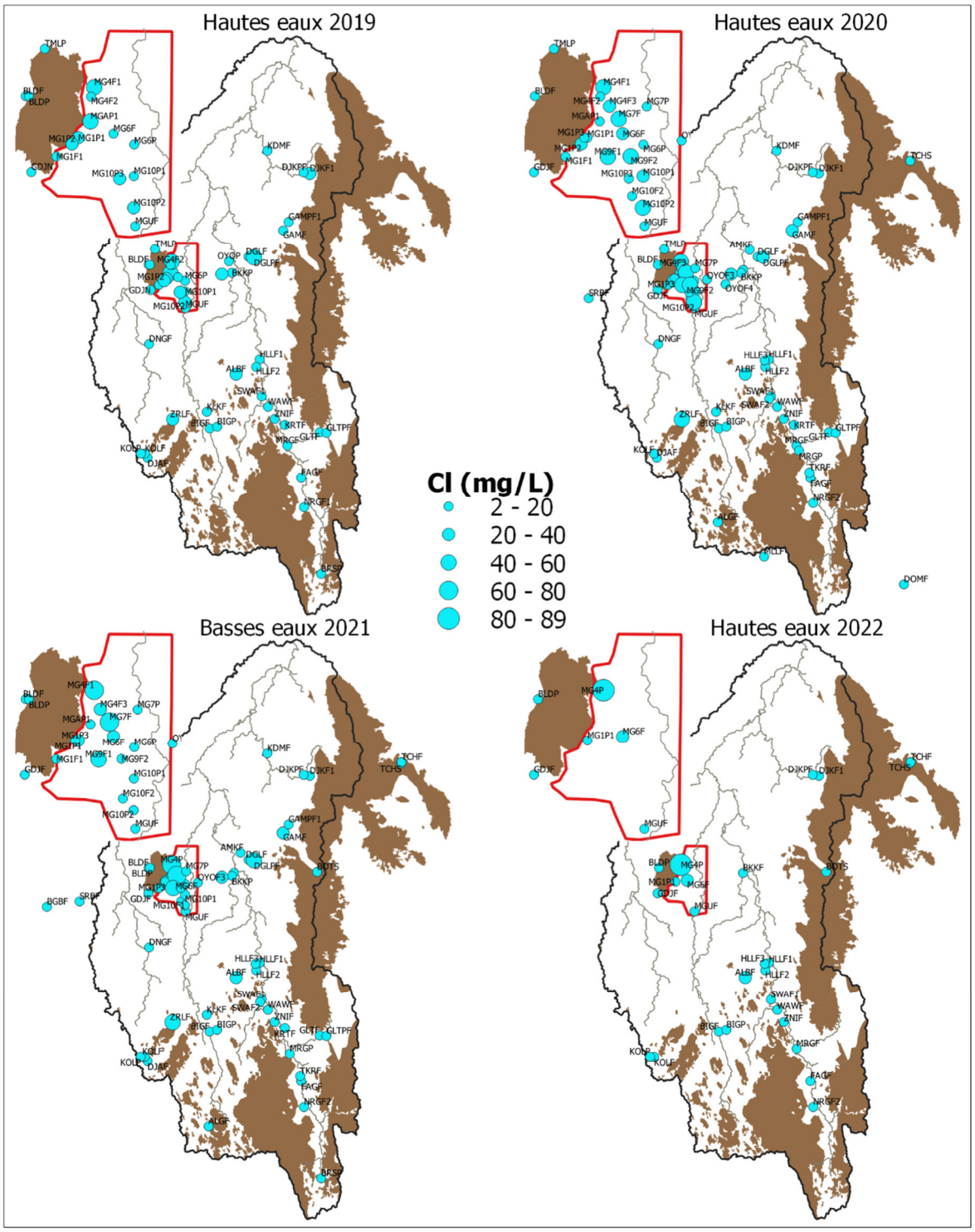


Figure VI.77 : Distribution spatiale des chlorures.

Les teneurs en HCO_3- (Figure VI.78) quant à elles s'échelonnent entre 26.84 et 451.52 mg/L avec une moyenne de 204.52 mg/L et un coefficient de variation de 50%. Les teneurs en HCO_3^- les plus élevées sont toutes observées dans les aquifères fissurés profonds. La valeur maximale est observée à OYOF1, tandis que les teneurs les plus faibles se localisent essentiellement dans les nappes d'altérites et alluvionnaires. Le fait que les ouvrages soient en milieu rural ou urbain ne semble pas impacter les concentrations en bicarbonates.

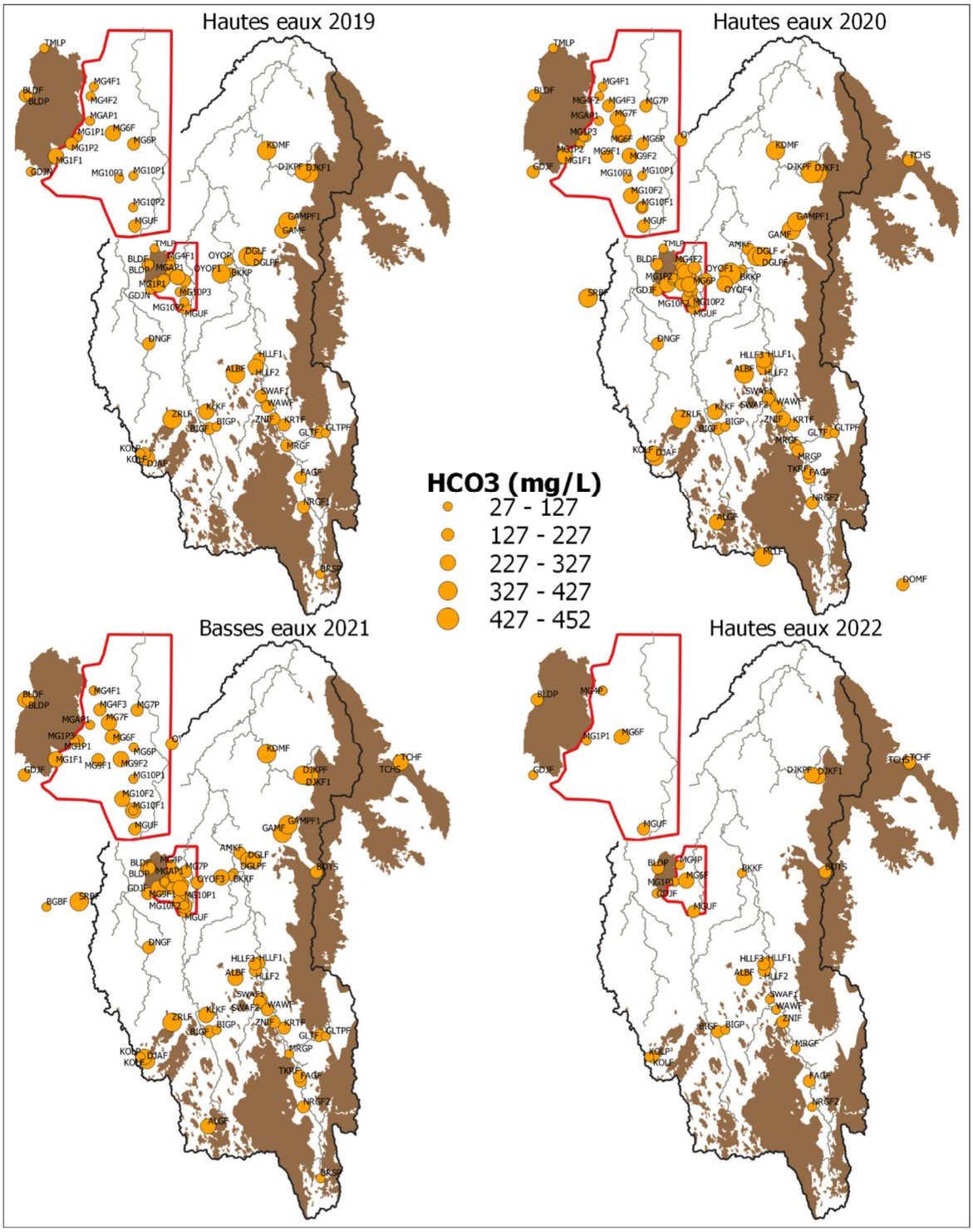


Figure VI.78 : Distribution spatiale des bicarbonates.

Les fortes valeurs de coefficient de variation pour ces différents anions en l'occurrence NO_3^-, SO_4^{2-} et Cl^- mettent en exergue une importante variabilité spatiale liée d'une part à des facteurs naturels : la lithologie et d'autre part à des facteurs anthropiques : les pollutions ponctuelles des eaux souterraines dues aux activités humaines et animales qui se tiennent autour des points d'eau.

Malgré cette disparité, les teneurs maximales des SO_4^{2-} et Cl^- respectent la norme définie par l'OMS (500 mg/L et 250 mg/L respectivement). Les teneurs en NO_3^- dépassant très largement les normes de potabilité recommandée par l'OMS (≤ 50 mg/L) sont observées sur 56 échantillons soit 28% des échantillons prélevés sur le bassin de Mongo, dans toutes les types de points d'eau, excepté les eaux des sources provenant directement des fissures. Sur ces 56 échantillons, 10 sont prélevés dans des puits d'altérites peu profonds tous situés en milieu urbain et 46 sont prélevés dans les aquifères profonds de socle dont 41 dans des forages à la fois en milieu urbain et rural et 5 dans des puits sur fracture.

La Figure VI.68 met en exergue une forte variabilité temporelle dans les concentrations des anions majeurs, en fonction des saisons. On observe les concentrations les plus élevées en nitrates et chlorures pendant les périodes de hautes eaux, tandis que la teneur maximale en sulfates est enregistrée pendant les périodes de basses eaux. Cependant, tous ces éléments montrent une tendance à l'augmentation pendant la saison pluvieuse. Ainsi, les eaux des puits et forages en milieu rural se caractérisent par des concentrations relativement plus faibles, tandis que celles des puits et forages situés dans le milieu urbain ou rural à forte activité humaine présentent une minéralisation beaucoup plus marquée. En revanche, l'évolution temporelle des nitrates se démarque de celle des autres éléments car ils présentent une augmentation très remarquable en hautes eaux dans toutes les catégories d'eau, exceptées les sources pendant la saison pluvieuse. En ce qui concerne les bicarbonates des eaux souterraines, ils sont beaucoup plus abondants en saison pluvieuse qu'en saison sèche. Cela suggère une origine liée au CO_2 atmosphérique et aux eaux de pluie.

VI.2.2.3. Fluorures (F-)

Les teneurs en fluorures des eaux souterraines varient de 0 à 4.01 mg/L avec une moyenne de 0.86 mg/L et un coefficient de variation de 92%. L'analyse des box-plots Figure VI.67 indique que les teneurs en fluor sont plus faibles dans les nappes superficielles et plus fortes dans les aquifères fissurés profonds de socle, particulièrement dans les sources. Cette variabilité spatiale importante traduit le contrôle de la géologie sur l'origine du fluor dans les eaux souterraines. Il n'existe pas une différence suivant les discriminations rurales-urbaines.

Les teneurs en fluor les plus élevées, au-delà de la norme de l'OMS (> 1.5 mg/L) sont toutes observées dans les 24 échantillons prélevés exclusivement dans les aquifères fissurés profonds de socle (tous types de points d'eau confondus). Il s'agit des sites OYOF4, MG4F2, MG1F1, NRGF2, DJKF1, MG4F3, FAGF, GLTPF, GLTF, MG4F1, TCHF, BOTS, GDJF et TCHS, source située sur le flanc du massif d'Aboutelfan, possédant la valeur la plus élevée en fluor (Figure VI.79).

Le fluor tout comme le magnésium, se démarque des autres cations majeurs, des nitrates, chlorures et sulfates par sa concentration légèrement élevée dans tous les types de points d'eau confondus pendant la période sèche.

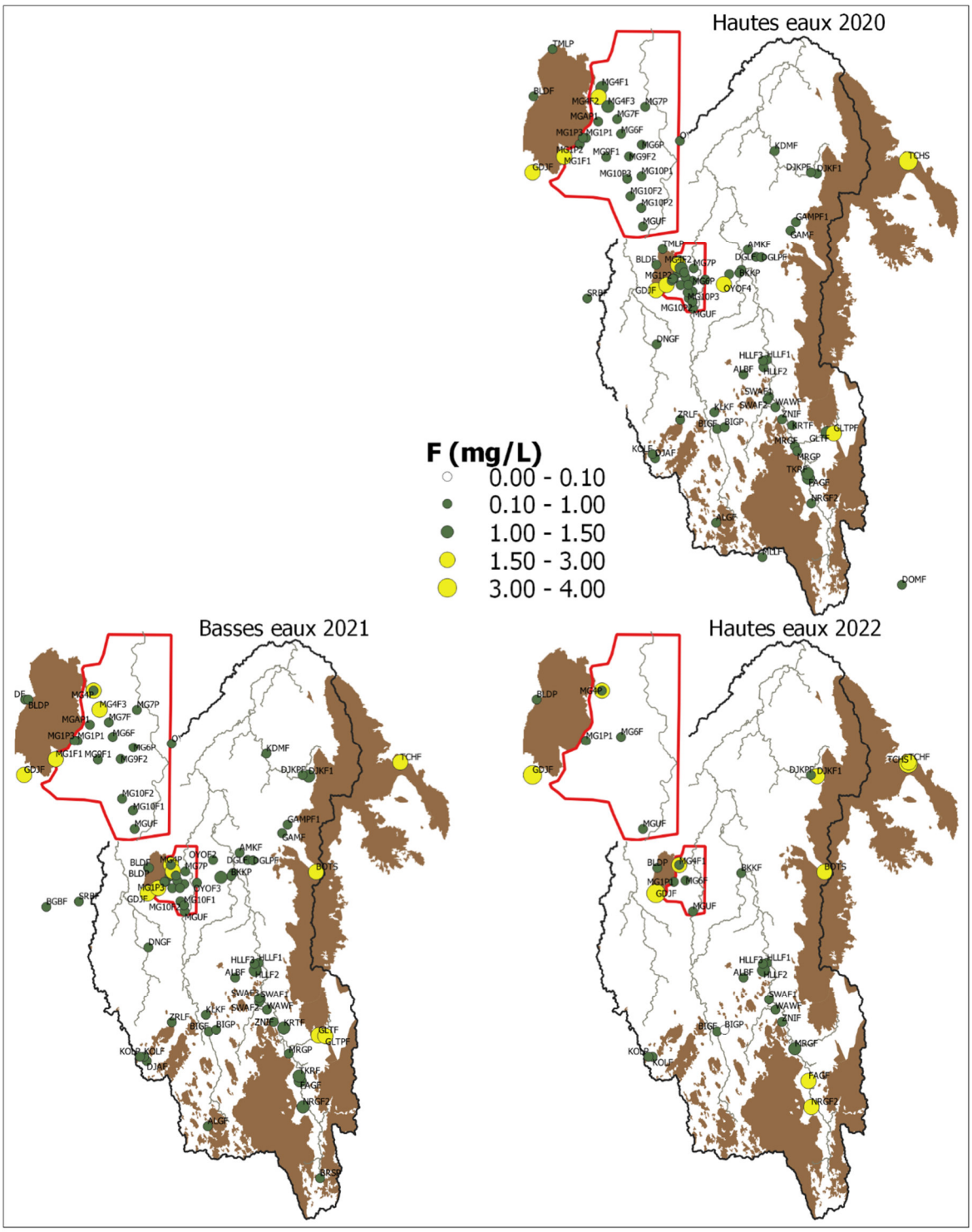


Figure VI.79 : Distribution spatiale des fluorures.

VI.2.2.4. Caractères généraux des éléments chimiques majeurs : Ordre d'abondance et faciès

Après avoir converti les concentrations des ions majeurs en meq/L, la composition chimique de l'ensemble des eaux souterraines présente l'ordre d'abondance suivant (Figure VI.81) : HCO_3^- (35 %) > Ca^{2+} (23 %) > Na^+ (18 %) > Mg^{2+} (9 %) > NO_3^- (8 %) > Cl^- (4 %) > SO_4^{2-} (2 %) > K^+ (1 %). On constate que :

- Les pourcentages des charges ioniques dissoutes de HCO_3^-, Ca^{2+}, Na^+ Mg^{2+} sont plus importants dans les aquifères fissurés profonds (FR et FU).
- Les concentrations des autres éléments majeurs tels que NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} et K^+ sont plus élevées dans les nappes d'altérites. Ces espèces sont par ailleurs beaucoup plus abondantes dans le centre urbain que dans le milieu rural tel qu'illustré par le box-plot de la Figure VI.67.

La projection de ces ions majeurs dans le diagramme de Piper (Figure VI.80) permet de classer nos échantillons d'eaux souterraines en quatre faciès chimiques :

- Bicarbonaté calcique et magnésien (74 %).
- Bicarbonaté sodique et potassique (11 %).
- Chloruré et sulfaté calcique et magnésien (13 %).
- Chloruré sodique et potassique (2 %).

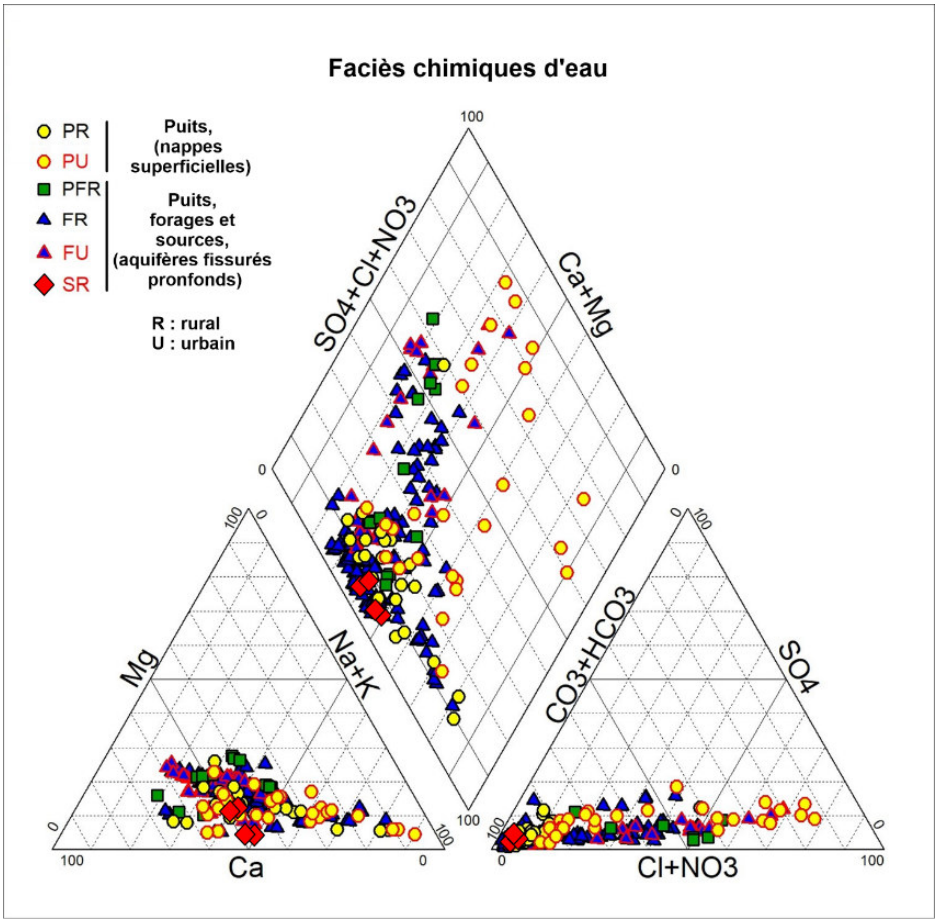


Figure VI.80 : Diagramme de Piper, données des 4 campagnes : hautes eaux (2019, 2020, 2022) et basses eaux (2022).

Les deux premiers faciès sont représentés majoritairement par les eaux provenant des aquifères fissurés profonds et des nappes superficielles d'altérites et d'alluvions les moins polluées. Ces faciès semblent être liés à la lithologie. Les deux derniers faciès sont situés essentiellement dans les nappes superficielles en milieu urbain ou dans le milieu rural ayant les concentrations en NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} les plus élevées. Ces deux faciès correspondent à la signature des eaux contaminées par des activités anthropiques.

Ces différents types de faciès sont couramment obtenus dans les aquifères de socle en Afrique. En général le faciès bicarbonaté calcique et magnésien prédomine tous les autres faciès à l'image de notre contexte. Cette tendance a été montrée par Abdou Babaye (2012) ; Adiaffi (2008) ; Mahamat (2017) ; Ouandaogo-Yaméogo (2008) respectivement en Côte d'Ivoire, au Burkina Faso, au Niger et au Tchad.

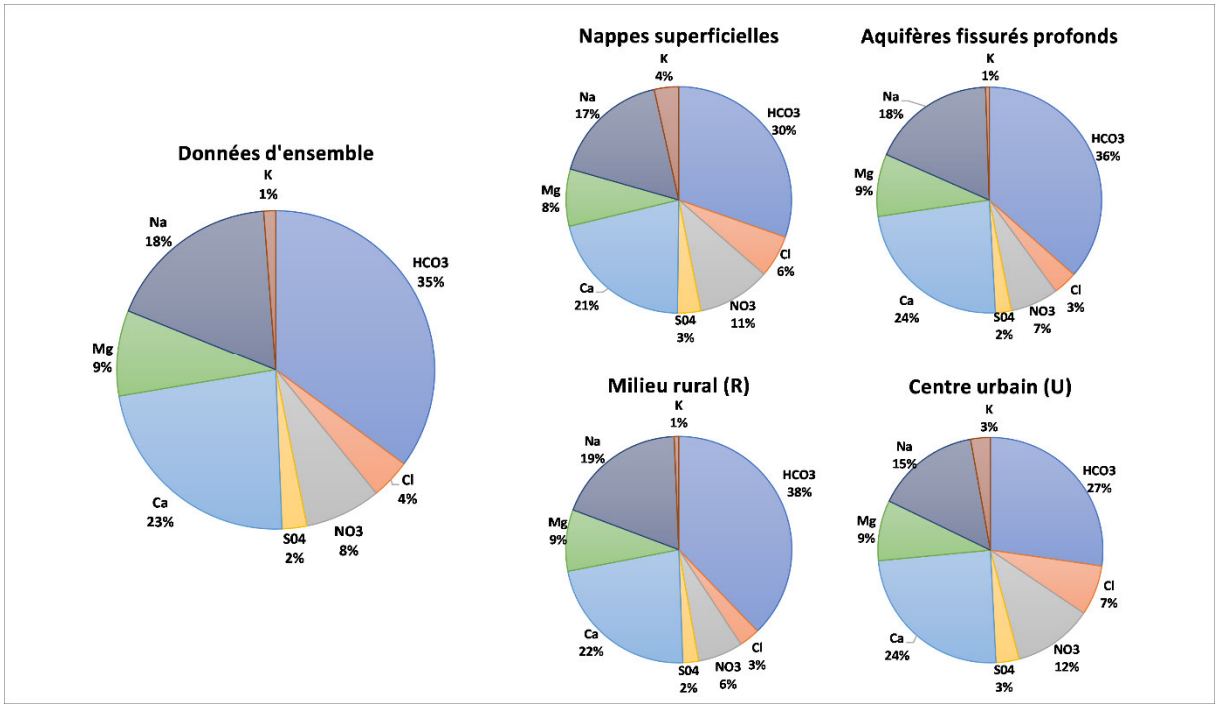


Figure VI.81 : Ordre d'abondance des ions majeurs (proportion moyenne en meq/L) des eaux d'ensemble, des eaux d'altérites et des fissures, selon la discrimination rural-urbain.

VI.2.3. Isotopes stables et tritium

VI.2.3.1. Deutérium (^{2}H) et Oxygène-18 (^{18}O)

La Figure VI.67 révèle que les teneurs en $\delta^{2}H$ et $\delta^{18}O$ des eaux souterraines étudiées évoluent de la même manière. Il n'y a pas de grande différence entre les eaux des nappes superficielles et celles des aquifères fissurés profonds captés par les puits et forages exceptés les eaux de sources qui ont les teneurs les plus faibles. Ces teneurs varient de -43.72 à -0.95‰ pour le $\delta^{2}H$ et de -6.72 à -0.38‰ pour le $\delta^{18}O$. Les teneurs moyennes globales et les écart-types sont respectivement de -24.31 et 5.36‰ pour le $\delta^{2}H$ et de -4.03 et 0.78‰ pour le $\delta^{18}O$. En analysant uniquement les eaux des aquifères profonds, les rapports isotopiques moyens en $\delta^{2}H$ et $\delta^{18}O$ sont de -42.78‰ et -6.50‰ respectivement.
La composition isotopique des précipitations (présentée dans le chapitre III), révèle des valeurs en $\delta^{18}O$ oscillant entre -8.65‰ et 3.55‰, avec une moyenne pondérée de -3.91‰. De même, les valeurs en $\delta^{2}H$ varient de -56.40‰ à 38.70‰, avec une moyenne pondérée de -21.15‰. Cette variabilité dans la composition isotopique est typique des régions arides.
Ces résultats sont cohérents à ceux obtenus par Mahamat et al. (2017) dans les aquifères de socle à l'Est du Tchad et à ceux trouvés dans les aquifères de socle de la sous-région Abdou Babaye et al. (2019) ; Ouandaogo-Yaméogo (2008).
Comme la répartition spatiale de $\delta^{18}O$ des eaux souterraines est la même que celle de $\delta^{2}H$, seules les cartes de $\delta^{2}H$ sont présentées. En effet, ces cartes montrent que les $\delta^{2}H$ des eaux souterraines sont variables. L'écart-type est relativement élevé pour le $\delta^{2}H$ ce qui indique une hétérogénéité des écoulements souterrains liée à la discontinuité des systèmes aquifères.
L'analyse de la distribution spatiale (Figure VI.82) et des box-plots (Figure VI.67) met en évidence que les eaux les plus appauvries en $\delta^{2}H$ se rencontrent essentiellement dans les aquifères fissurés profonds, plus particulièrement dans les sources mais également dans quelques puits superficiels. Ces eaux appauvries sont réparties un peu partout dans le bassin. A l'inverse, les eaux les plus enrichies en $\delta^{2}H$ sont localisées essentiellement à proximité des principaux réseaux de drainage des eaux qui constituent les zones préférentielles de recharge et d'évaporation telles qu'indiquées par toutes les cartes.
La Figure VI.68 illustre les variations de la teneur en isotopes stables en fonction des périodes de hautes eaux de 2020 et de basses eaux de 2021. Elle met en évidence la faible variabilité temporelle des isotopes des eaux souterraines. On observe un léger enrichissement en isotopes stables pendant la période de basses eaux dans les puits captant les altérites et les forages profonds, témoignant ainsi la recharge de ces nappes pendant la saison pluvieuse. A l'inverse, les eaux de puits et sources captant les aquifères fissurés profonds de socle montrent un appauvrissement.

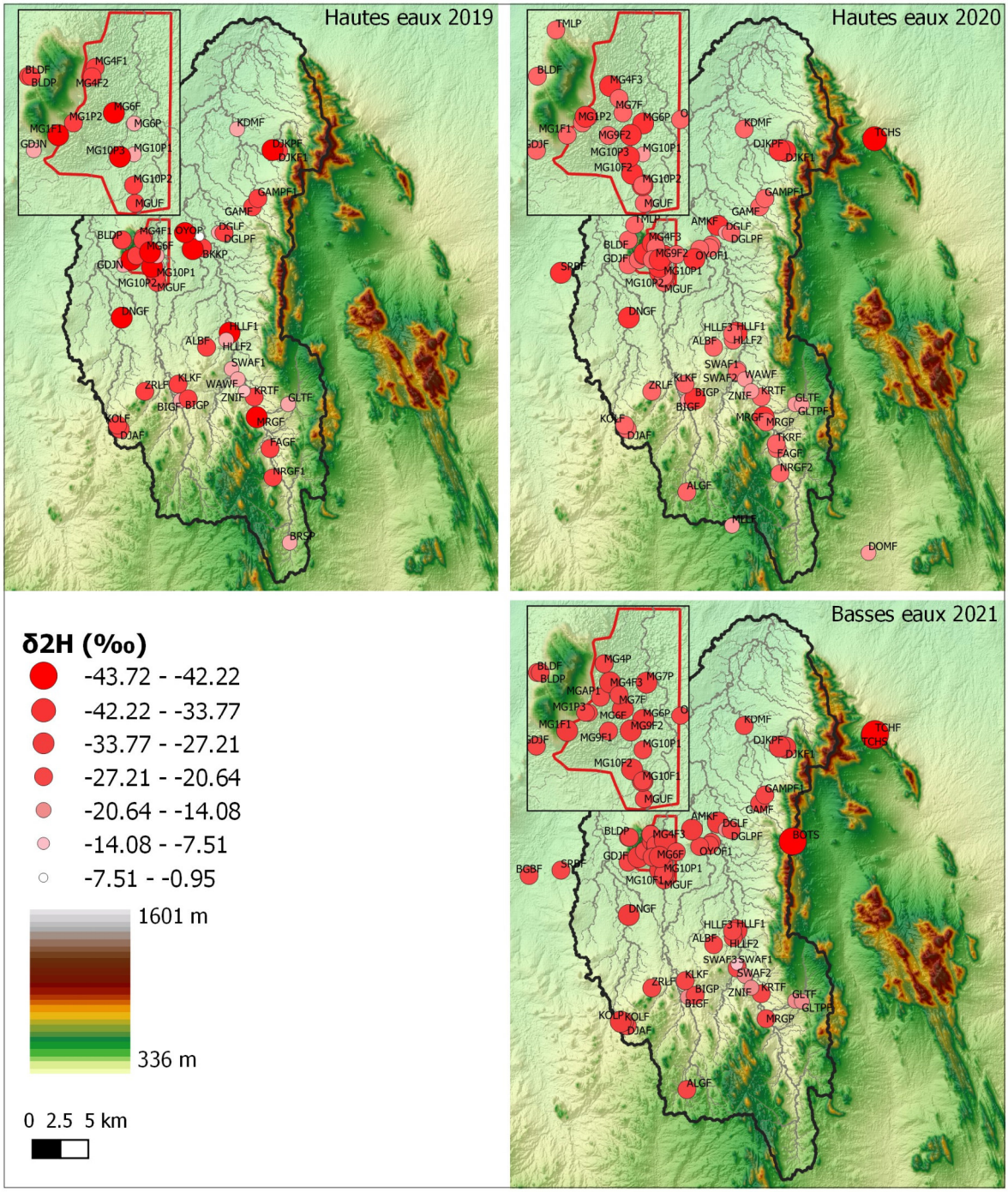


Figure VI.82 : Répartition spatiale de deutérium (^2H).

VI.2.3.2. Tritium (^{3}H)

La Figure VI.67 montre que les teneurs en ^{3}H des eaux souterraines sont comprises entre 0.23 et 6.86 UT avec une moyenne de 3.60 UT et un écart-type de 1.72. Elles sont plus élevées dans les nappes superficielles que dans les aquifères fissurés profonds avec des moyennes respectives de 6.13 et 2.99 UT. Pour les aquifères fissurés profonds, les teneurs moyennes en ^{3}H sont significativement plus élevées dans les forages (3.28 UT) que dans les puits sur fracture (1.46 UT) et que dans les sources (0.67 UT).
La carte des teneurs en ^{3}H (Figure VI.83) montre que les teneurs maximales (entre 5.25 et 6.86 UT) sont situées dans les puits MG1P1 et MG4P à Mongo et dans les puits BIGP et KOLP au sud-ouest du bassin, tandis que la teneur minimale est localisée à TCHS (source de Tcheleti située au flanc-est de l'affleurement Aboutelfane). Les autres teneurs les plus faibles (inférieures à 1.56 UT) se trouvent à BOTS (source de Botchi située au flanc ouest de l'affleurement Aboutelfane, à l'Est du bassin) ; à TCHF (forage situé à proximité de la source TCHS) ; à DJKF et DJKPF (forage et puits sur fracture situés à Djoukoulkouli au nord-est du bassin) et à FAGF (forage situé au Sud dans la partie amont du bassin).
La moyenne pondérée de tritium de la pluie à N'Djamena est de 5.24 pour la période 2015-2018 présenté dans le Chapitre III.

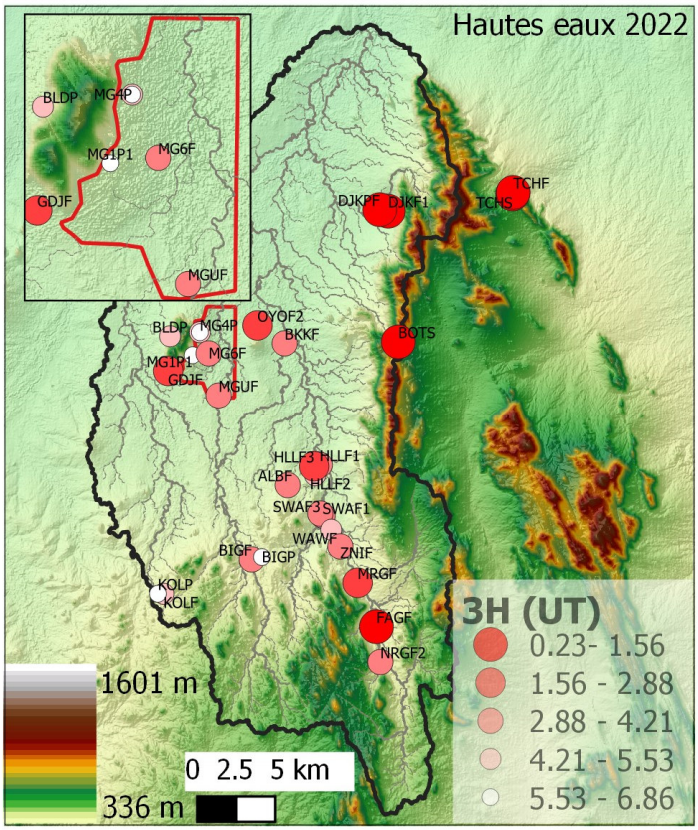


Figure VI.83 : Répartition spatiale des teneurs en tritium (^{3}H).

VI.3. INTERPRETATION ET DISCUSSION

VI.3.1. Processus de minéralisation

Il s'agit ici d'identifier les processus responsables de la charge dissoute des eaux étudiées, sachant que la minéralisation des eaux souterraines résultent soit des processus naturels liés à la nature géologique de l'aquifère soit d'un apport anthropique.

VI.3.1.1. Analyse des Box-plots

L'analyse des box-plots (Figure VI.67) montre des différences significatives entre les éléments physico-chimiques et isotopiques issues des eaux des altérites et celles issues des fissures profondes d'une part et d'autres part entre les eaux échantillonnées en milieu urbain ou en milieu rural.
Il ressort de cette analyse que les concentrations en calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), sodium (Na^{+}) ainsi que le bicarbonate (HCO_3^{-}) présentent des différences similaires suivant la nature de l'aquifère. Elles sont plus élevées dans les aquifères fissurés profonds de socle, principalement dans les puits et forages captant les fissures profondes et les sources. A l'inverse, elles sont plus faibles dans les puits peu profonds captant les altérites et les alluvions. Les concentrations en fluor (F^{-}) se comportent différemment des autres espèces mais sont également plus élevées dans les aquifères profonds particulièrement dans les sources. L'augmentation de ces différents éléments dans les aquifères fissurés profonds de socle montre que la minéralisation des eaux d'infiltration augmente avec son trajet et son temps de séjour en profondeur et le fait que les processus de minéralisation sont contrôlés principalement par la lithologie. Cette analyse met aussi en évidence une augmentation des concentrations en Ca^{2+}, Na^{+}, et Mg^{2+} dans les milieux urbains et dans les milieux ruraux, notamment dans les zones d'intenses activités agricoles et pastorales.
Les concentrations des autres anions majeurs à savoir le sulfate (SO_4^{2-}), le nitrate (NO_3^{-}) et le chlorure (Cl^{-}) évoluent plus ou moins de la même de la manière. Elles sont plus faibles dans les aquifères fissurés profonds de socle (principalement dans les eaux des sources) et dans les nappes superficielles captant les altérites et les alluvions du milieu rural. A l'inverse, elles sont plus élevées dans les puits superficiels et les forages profonds en milieu urbain ainsi que dans les puits et forages en milieu rural à proximité d'intenses activités agricoles. Les concentrations en potassium (K^{+}) les plus faibles sont exclusivement situées dans les aquifères fissurés profonds notamment les forages en milieu rural et urbain, les sources, et les puits sur fracture ; et celles les plus élevées sont localisées dans les nappes superficielles en milieu urbain. Cela montre que ces éléments ont une provenance allochtone et sont donc contrôlés essentiellement par les apports anthropiques. Contrairement au NO_3^{-}, les ions SO_4^{2-}, Cl^{-} et K^{+} présentent des teneurs très faibles dans les sources qui sont exemptes de pollution. Ces très faibles teneurs sont caractéristiques du fond géochimique naturel des eaux souterraines dans les des roches de socle.

VI.3.1.2. Analyse en composantes principales (ACP)

a. Analyse en composantes principales globale : aquifères superficiels et profonds de socle

Afin de comprendre les principaux facteurs de contrôle de minéralisation, une analyse en composantes principales (ACP) globale a été réalisée sur l'ensemble des échantillons, tous types de points d'eau confondus. Cette ACP a été réalisée à partir de 15 variables (pH, CE, HCO_3^-, Cl^-, NO_3^-, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+ en variables actives et T°C, F^-, δ^2H, $\delta^{18}O$ et ^3H en variables supplémentaires) et 211 individus. Ces individus concernent les échantillons prélevés durant les 4 campagnes dont 3 en période de hautes eaux (2019, 2020 et 2022) et 1 en période de basses eaux (2021). La T°C est utilisée comme variable supplémentaire du fait qu'elle n'est pas forcément représentative, les mesures ayant été effectuées en surface à des heures différentes. Les F^-, δ^2H, $\delta^{18}O$ et ^3H sont quant à elles mises variables supplémentaires compte tenu de leur indisponibilité sur certains sites et à certaines dates.

a1. Analyse par matrice de corrélation

L'analyse de la matrice de corrélation permet de voir les liens entre des variables deux à deux (Tableau VI.13). En se basant sur le coefficient de corrélation, les observations suivantes ont été dégagées :

- La conductivité électrique est très significativement corrélée au calcium, au magnésium et au nitrate (0.89 à 0.80) ; et bien corrélée au sodium, au bicarbonate, au sulfate et au chlore (0.75 à 0.69).
- Le bicarbonate est bien corrélé au magnésium, au sodium et au calcium (0.80 à 0.70).
- Le chlore est très bien corrélé au nitrate et sulfate (0.86 et 0.78) ; bien corrélé au calcium (0.70) et assez bien corrélé au magnésium (0.58).
- Le nitrate est bien corrélé au calcium, au sulfate (0.77 et 0.7) ; et assez bien corrélé au sodium et magnésium (0.51 et 0.67).
- Le sulfate est bien corrélé au calcium (0.70) et assez bien corrélé au magnésium (0.60).
- Le calcium est corrélé au magnésium (0.92) et assez bien corrélé au sodium (0.61).
- Le magnésium est assez bien corrélé au sodium (0.65).
- Les variables supplémentaires apparaissent très peu corrélées entre elles (à l'exception de ^2H et ^{18}O), et avec les variables principales.

Tableau VI.13 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques et isotopiques globaux pour 211 échantillons et 15 variables.

Paramètres	pH	CE	HCO3	Cl	NO3	S04	Ca	Mg	Na	K	T°C	F	2H	18O	3H
pH	**1**														
CE	0.22	**1**													
HCO3	0.42	**0.72**	**1**												
Cl	-0.06	**0.69**	**0.16**	**1**											
NO3	0.00	**0.80**	**0.29**	**0.86**	**1**										
S04	0.08	**0.70**	**0.30**	**0.78**	**0.70**	**1**									
Ca	0.27	**0.89**	**0.70**	**0.70**	**0.77**	**0.70**	**1**								
Mg	0.24	**0.88**	**0.80**	**0.58**	**0.67**	**0.60**	**0.92**	**1**							
Na	0.22	**0.75**	**0.76**	0.38	**0.51**	0.40	**0.61**	**0.65**	**1**						
K	-0.16	0.11	-0.18	0.29	0.21	0.31	-0.01	0.00	-0.13	**1**					
T°C	0.23	0.26	0.38	0.14	0.18	0.19	0.35	0.35	0.33	-0.23	**1**				
F	0.24	-0.03	0.00	-0.06	-0.04	0.05	0.02	-0.15	0.05	-0.09	0.16	**1**			
2H	-0.07	-0.01	-0.05	-0.05	0.02	-0.11	-0.08	-0.03	0.01	-0.03	-0.03	-0.19	**1**		
18O	-0.02	0.11	0.04	0.02	0.12	-0.01	0.03	0.08	0.11	-0.04	0.01	-0.18	**0.95**	**1**	
3H	-0.08	-0.05	-0.17	0.10	0.06	0.03	-0.04	-0.04	-0.11	0.13	-0.12	-0.39	0.00	0.00	**1**

a.2. Analyse par ACP

L'ACP réalisée montre que les données sont structurées avec une variance exprimée par les deux premiers axes factoriels facteurs F1 et F2 de 75.73%. En considérant également le facteur F3, on se trouve avec une variance totale de 84% (Figure VI.84), les trois premiers facteurs principaux représentent donc bien le jeu de données.

- Les facteurs principaux :

Le facteur F1 exprime 57% de la variance totale. Toutes les variables se trouvent dans la partie positive de F1 : CE, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, NO_3^{-}, SO_4^{2-}, HCO_3^{-} et Cl^{-}. Cet axe est interprété comme le degré de minéralisation des eaux souterraines.

L'axe F2 exprime près de 19% de la variance totale, il permet de discriminer les principales sources de minéralisation des eaux souterraines en les classant en deux groupes. Le premier groupe dans sa partie positive est porté principalement par le K^{+} et le regroupement de NO_3^{-}, SO_4^{2-} et Cl^{-}. Ce groupe de variables exprime l'influence de la pression anthropique particulièrement prononcée dans le milieu urbain, marqué par les activités domestiques, agricoles et pastorales telles que constatées sur le terrain sur la minéralisation des eaux (Abdou Babaye, 2012 ; Ouandaogo-Yaméogo, 2008). Le fait que K^{+} soit séparé du groupement NO_3^{-}, SO_4^{2-} et Cl^{-}, peut être expliqué par des sources de pollution différentes ou bien des processus de transport différents, Mahler et al. (2008) ont montré que K+ était souvent associé aux transferts particulaires. Le second groupe à l'opposé de l'axe F2, est porté essentiellement par le pH et le groupement HCO_3^{-}, Na^{+}, Mg^{2+}, Ca^{2+} contribuant fortement à la minéralisation des eaux. Dans une moindre mesure, la partie négative de F2 est aussi portée par le F^{-} moins important dans la minéralisation, séparé des autres éléments par le pH. Le fait que le pH soit corrélé positivement à l'ensemble de ces éléments et particulièrement au HCO_3^{-} montre que ces ions sont issus du processus d'hydrolyse des minéraux silicatés notamment les ferromagnésiens et les aluminosilicates (Abdou Babaye, 2012 ; Ouandaogo-Yaméogo, 2008). Ce groupe reflète donc une minéralisation des eaux souterraines contrôlée principalement par l'interaction eau-roche.

L'axe F3 exprime 8.27% de la variance totale. Il permet de discriminer encore davantage les sources de minéralisation. Il est représenté dans sa partie positive par K^{+}, pH et dans une

moindre mesure par le SO_4^{2-}. Cela montre qu'en plus de la pollution anthropique, K^+ et SO_4^{2-} pourraient avoir une autre origine liée à l'interaction eau-roche. Le groupement pH, K^+ met en évidence l'hydrolyse acide des minéraux silicatés. La représentation des ions dans la partie négative de l'axe F3 n'exclut pas l'existence d'un autre processus que l'hydrolyse.

- Les individus :

La projection des individus dans l'espace des variables de l'ACP (Figure VI.84) montre que les différents types d'eau (FR, FU, PFR PU, PR et S) ont des signatures différentes. Les eaux fortement minéralisées sont placées sur le pôle positif de l'axe F1. Globalement, les eaux les plus minéralisées correspondent aux puits et forages captant les aquifères profonds de socle (FR, FU, PFR), ainsi que par les puits dans les altérites soumis aux pollutions superficielles en milieu urbain (PU). Les eaux faiblement minéralisées sont positionnées dans la partie négative de l'axe F1. Elles correspondent aux puits d'altérites en milieu rural (PR) et les sources (S). Cette analyse confirme celle réalisée à partir des box-plots.

Cette ACP globale, nous a permis d'avoir un bon aperçu sur la minéralisation des eaux. Etant donné que d'un point de vue de leur minéralisation, les eaux des altérites se distinguent clairement des eaux des aquifères fissurés profonds, nous avons décidé de réaliser deux ACP complémentaires pour cerner davantage ce processus et comprendre le fonctionnement de ces différents niveaux aquifères. Nous avons donc réalisé une ACP exclusivement sur les points d'eau captant les altérites, une autre ACP sur les eaux captées dans les aquifères fissurés profonds. Dans ces ACP, les eaux prélevées en milieu rural et en milieu urbain sont bien différenciées pour voir l'impact de ces conditions sur la qualité des eaux.

Afin d'observer s'il y a une évolution temporelle de la qualité des eaux souterraines, notamment entre les hautes eaux 2020 et basses eaux 2021, les types de points d'eau ont été représentés dans l'espace factoriel F1-F2 par campagne sur la Figure VI.85. On observe que les concentrations en éléments chimiques varient en fonction des saisons et des années, toute en mettant en exergue l'effet de dilution pendant les périodes des hautes eaux.

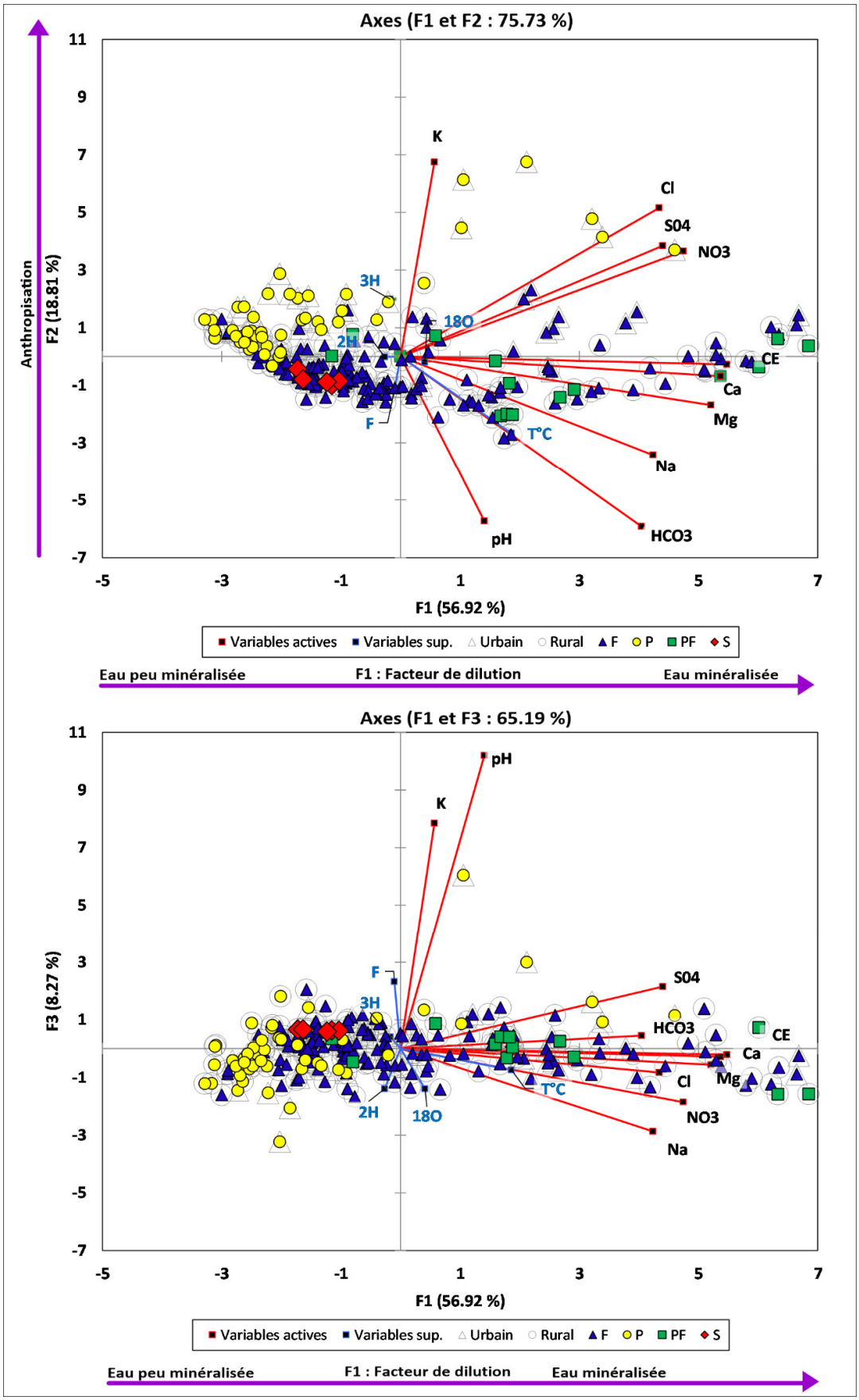


Figure VI.84 : Facteurs F1xF2 et F1xF3 de l'ACP des paramètres physico-chimiques et isotopiques globales (211 échantillons et 15 variables).

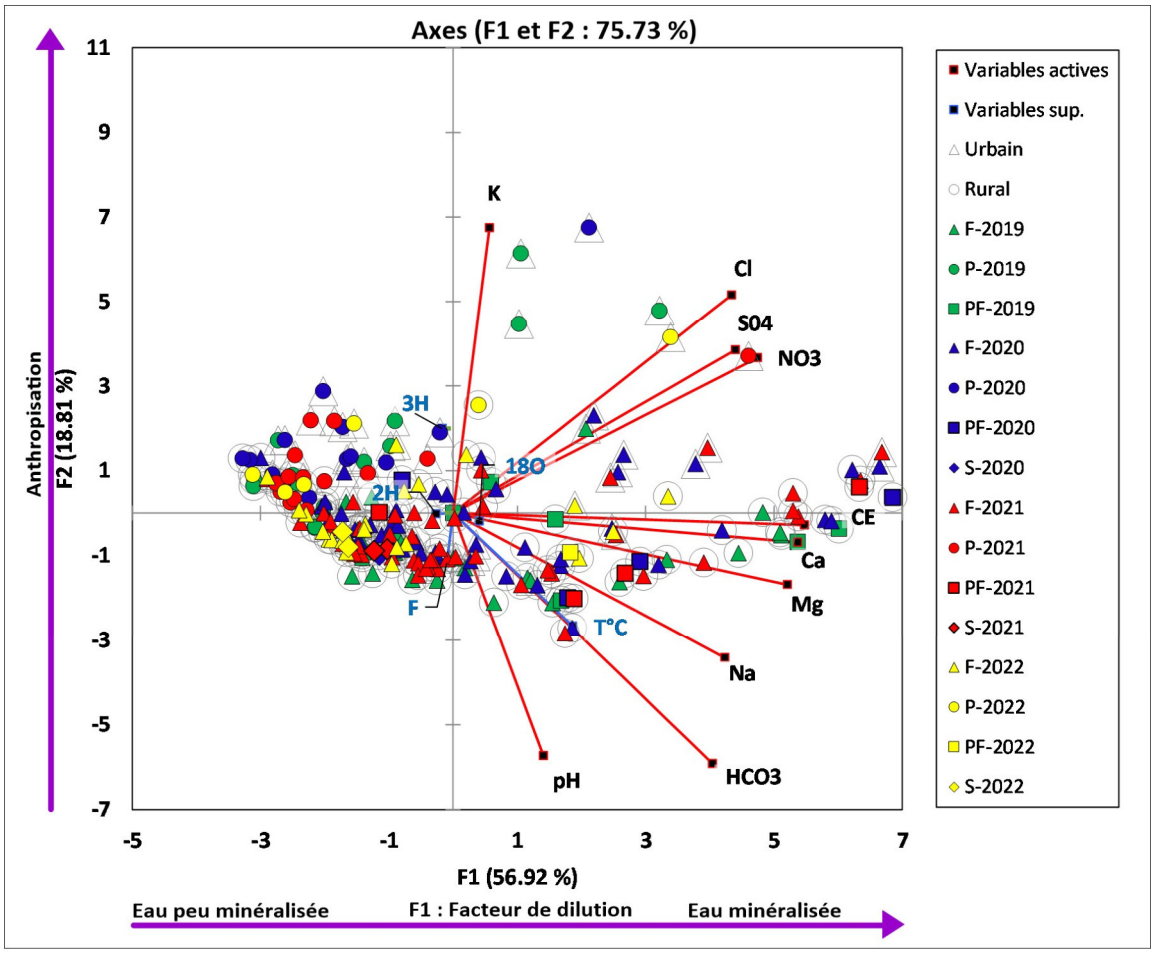


Figure VI.85 : Facteurs F1xF2 et F1xF3 de l'ACP des paramètres physico-chimiques et isotopiques globales (211 échantillons et 15 variables) : variabilité temporelle.

b. Analyse en composantes principales : cas des nappes d'altérites et alluvionnaires peu profondes

Afin d'étudier l'effet des pressions anthropiques sur la qualité des nappes superficielles localisées principalement dans les altérites et les alluvions, une nouvelle ACP a été réalisée sur les puits superficiels.

Cette ACP est réalisée avec les mêmes 15 variables que l'ACP globale sur 61 individus seulement (échantillons prélevés uniquement dans les puits superficiels durant les 4 campagnes). Les puits sur fracture sont intégrés à l'analyse mais comme individus supplémentaires du fait qu'ils captent à la fois les altérites et les fractures profondes.

b.1. Analyse par matrice de corrélation

L'analyse de la matrice de corrélation des nappes superficielles permet de dégager les observations suivantes (Tableau VI.14) :

- La conductivité électrique est très significativement corrélée au sulfate, au nitrate, au chlore, au calcium, au magnésium et assez bien corrélé au potassium et au sodium.
- Le chlore est très bien corrélé au nitrate, sulfate, au calcium et assez bien corrélé au magnésium et sodium.

- Le nitrate est parfaitement corrélé au sulfate ; bien corrélé au calcium et magnésium ; et assez bien corrélé au potassium et sodium.
- Le sulfate est bien corrélé au calcium et au magnésium ; et assez bien corrélé au potassium et sodium.
- Le sulfate est bien corrélé au calcium et au magnésium ; et assez bien corrélé au potassium et sodium.
- Les variables supplémentaires présentent très peu de corrélation entre elles, à l'exception du ^{2}H et ^{18}O, et également avec les variables principales. Il est toutefois à noter que le fluor est corrélé positivement au pH, à la conductivité et au calcium.

Tableau VI.14 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques et isotopiques des nappes d'altérites (15 variables et 61 échantillons).

Paramètres	pH	CE	HCO3	Cl	NO3	S04	Ca	Mg	Na	K	F	T°C	2H	18O	3H
pH	1														
CE	0.20	1													
HCO3	**0.31**	0.11	1												
Cl	0.15	**0.82**	-0.01	1											
NO3	0.09	**0.86**	-0.21	**0.85**	1										
S04	0.24	**0.89**	0.02	**0.84**	**0.89**	1									
Ca	**0.39**	**0.81**	0.23	**0.84**	**0.78**	**0.83**	1								
Mg	0.20	**0.81**	**0.29**	**0.70**	**0.76**	**0.78**	**0.81**	1							
Na	-0.12	**0.55**	0.14	**0.66**	**0.52**	**0.54**	**0.45**	**0.40**	1						
K	0.10	**0.73**	0.22	**0.43**	**0.58**	**0.67**	**0.43**	**0.61**	0.20	1					
F	**0.45**	**0.33**	0.12	0.26	0.19	0.26	**0.31**	0.08	0.09	0.18	1				
T°C	-0.16	0.12	-0.15	**0.29**	0.21	0.21	0.15	0.04	**0.36**	-0.08	0.04	1			
2H	0.23	0.03	-0.11	-0.07	-0.02	-0.03	-0.09	-0.05	-0.17	-0.01	0.23	-0.04	1		
18O	0.23	0.05	-0.15	-0.06	-0.01	-0.04	-0.09	-0.03	-0.19	-0.03	0.18	-0.09	**0.97**	1	
3H	0.22	0.08	-0.14	0.24	0.24	0.28	0.14	0.23	-0.07	0.08	-0.10	0.09	0.00	0.02	1

b.2. Analyse par ACP

L'analyse par ACP des points d'eau captant les altérites (Figure VI.86) montre que les données sont bien structurées : les 3 premiers axes factoriels F1, F2 et F2 expliquent 82 % de la variance (F1 : 59.35% ; F2 : 14.50% et F3 : 9.31%).

- Les facteurs principaux :

L'axe F1 exprime plus de 59% de la variance totale. Toutes les variables sont dans la partie positive, avec les plus fortes contributions de CE, SO_4^{2-}, Cl^-, NO_3^-, Mg^{2+}, Ca^{2+}, K^+, Na^+.
L'axe F2 exprime 14.5% de la variance totale, il permet de discriminer davantage les principales sources de minéralisation des eaux dans les altérites. La partie positive de F2 est portée par le groupement pH, HCO_3^- et dans une moindre mesure le F^- et le groupement K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}. Cette partie de l'axe F2 met en évidence une bonne corrélation entre le pH et HCO_3^- et regroupe tous les puits captant les fissures profondes en son sein. Cela montre que ces ions sont contrôlés essentiellement par des traceurs naturels en l'occurrence l'hydrolyse de minéraux silicatés. La partie négative de l'axe F2 est fortement portée par les ions issus d'apports anthropiques (NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}) associés au Na^+. Le Na^+ proviendrait donc en partie d'un apport superficiel.
L'axe F3 exprime 9% de la variance totale. Dans la partie positive de l'axe F3, se trouve le HCO_3^- corrélé positivement au Na^+. Le fait que le HCO_3^- soit corrélé au Na^+ au milieu des puits captant les aquifères fissurés profonds de socle témoignent de l'origine naturelle de ces ions en

lien avec le processus d'hydrolyse. En moins positive de cette partie de l'axe F3, on y trouve aussi le Mg^{2+} et Cl^- qui résulterait de l'interaction eau-roche. La partie négative de l'axe F3 est portée par le pH qui est anti-corrélé au HCO_3^-. Cette opposition indique que dans les nappes superficielles d'altérites, le HCO_3^- provient de l'hydrolyse mais aussi de la dissolution du CO_2 atmosphérique. Dans une moindre mesure, dans la partie négative de l'axe F3 se trouvent les ions contrôlés par les effets anthropiques notamment NO_3^-, SO_4^{2-} et K^+ associés au Ca^{2+}. Cela indique que le Ca^{2+} provient également au moins en partie d'une origine superficielle.

- Les individus :

La projection des individus dans l'espace des variables de l'ACP montre que les eaux des puits d'altérites peu profonds se distinguent clairement des eaux des puits captant les aquifères profonds de socle sur l'axe F2 principalement ainsi que sur F3. Ces eaux sont peu minéralisées dans le milieu rural. En milieu urbain, elles sont caractérisées par des concentrations importantes de NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-}, ce qui montre qu'elles sont influencées par la pression anthropique humaine marquée par les activités domestiques, agricoles et pastorales. Tandis que les eaux des puits captant les aquifères fissurés sont plus minéralisées et sont contrôlées essentiellement par la lithologie.

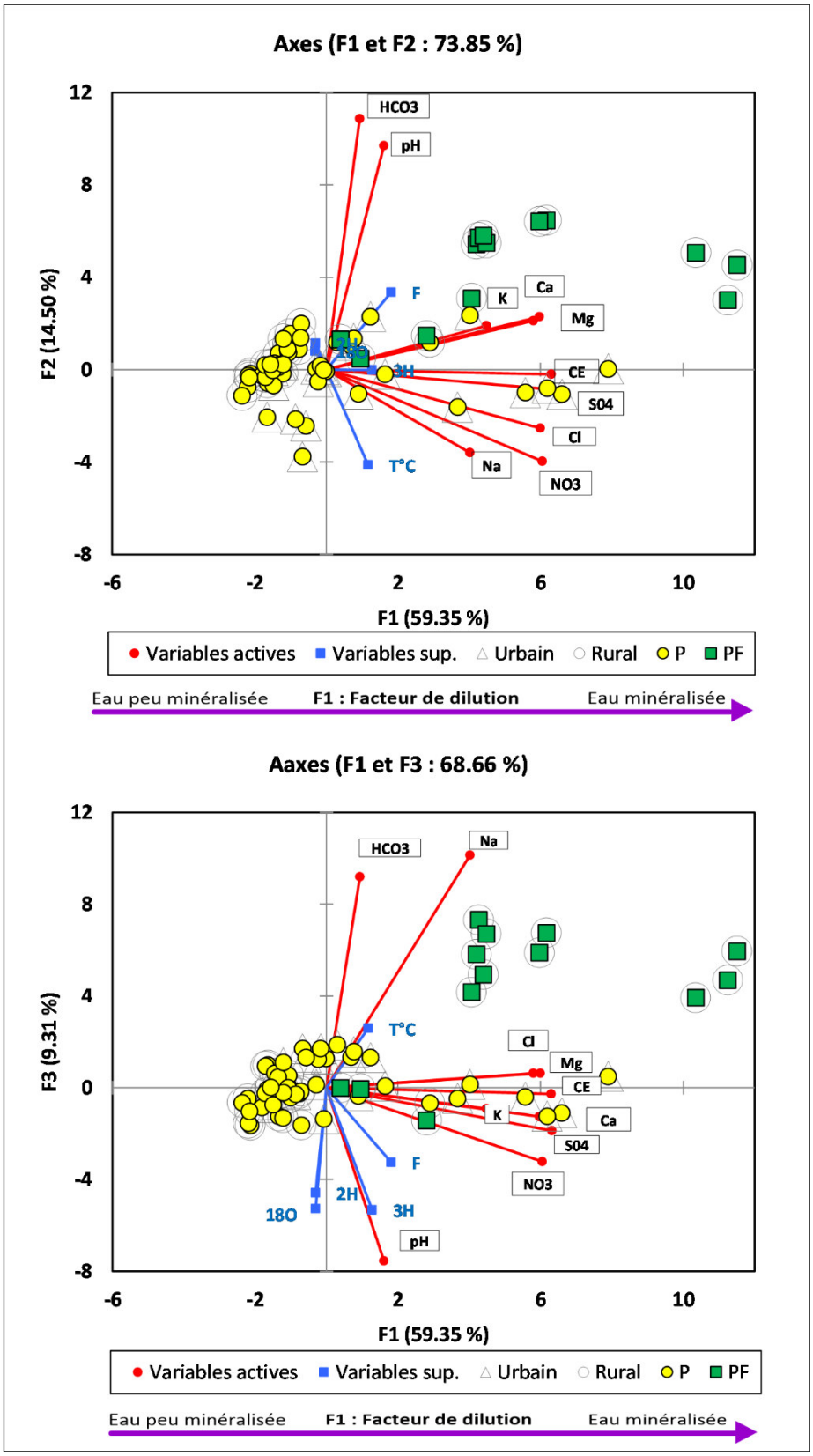


Figure VI.86 : Facteurs F1xF2 et F1xF3 de l'ACP des paramètres physico-chimiques et isotopiques des altérites.

c. Analyse en composantes principales : cas des aquifères fissurés profonds de socle

Dans la même logique que précédemment, une troisième ACP est réalisée sur les forages et les sources captant les aquifères fissurés profonds, dans l'objectif de comprendre l'effet de la lithologie. Cette ACP est réalisée avec les mêmes variables que les ACP précédentes mais porte sur 163 individus. Les échantillons considérés proviennent exclusivement des forages et des sources captant les aquifères fissurés profonds. Les puits sur fracture sont ajoutés comme individus supplémentaires.

c.1. Analyse par matrice de corrélation

L'analyse de la matrice de corrélation des aquifères fissurés profonds met en évidence les liaisons suivantes (Tableau VI.15) :

- La conductivité électrique a un lien très fort avec le calcium, le magnésium et le nitrate ; un bon lien avec le chlore, le bicarbonate, le sulfate, le sodium,
- Le bicarbonate est bien corrélé au magnésium et assez bien corrélé au calcium et au sodium.
- Le chlore est très significativement corrélé au nitrate ; bien corrélé au calcium et au sulfate ; et assez bien corrélé au magnésium.
- Le nitrate est bien corrélé au calcium ; assez bien corrélé au sulfate et au magnésium ; et discrètement corrélé au sodium.
- Le sulfate est bien corrélé au calcium et au magnésium.
- Le calcium est parfaitement corrélé au magnésium.
- Les variables supplémentaires semblent également présenter très peu de corrélations entre elles, excepté le ^{2}H et ^{18}O, et également avec les variables actives.

Tableau VI.15 : Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques et isotopiques des aquifères fissurés profonds.

Paramètres	pH	CE	HCO3	Cl	NO3	S04	Ca	Mg	Na	K	F	T°C	2H	18O	3H
pH	1														
CE	0.04	1													
HCO3	0.23	0.75	1												
Cl	-0.13	0.77	0.31	1											
NO3	-0.14	0.81	0.37	0.93	1										
S04	0.00	0.73	0.41	0.78	0.73	1									
Ca	0.06	0.88	0.70	0.81	0.79	0.77	1								
Mg	0.06	0.87	0.79	0.71	0.71	0.68	0.93	1							
Na	0.03	0.71	0.69	0.43	0.56	0.43	0.51	0.54	1						
K	-0.07	0.33	0.27	0.37	0.30	0.29	0.42	0.47	0.12	1					
F	0.17	-0.13	-0.15	-0.08	-0.10	0.04	-0.09	-0.29	-0.03	-0.16	1				
T°C	0.07	0.10	0.13	0.18	0.16	0.21	0.22	0.20	0.08	0.02	0.08	1			
2H	-0.17	-0.01	-0.01	-0.05	0.02	-0.13	-0.08	0.00	0.08	-0.37	-0.28	0.01	1		
18O	-0.13	0.12	0.10	0.04	0.12	0.00	0.04	0.11	0.18	-0.31	-0.26	0.06	0.94	1	
3H	-0.05	-0.04	-0.09	0.01	0.03	-0.04	-0.05	-0.01	-0.04	-0.01	-0.41	0.06	0.00	0.00	1

c.2. Analyse par ACP

Les données sont bien structurées avec 82% de variance exprimée par les 3 premiers facteurs principaux (Figure VI.87).

- Les facteurs principaux :

L'axe F1 exprime 60% de la variance totale. Cet axe regroupe dans sa partie positive les variables suivantes : CE, Ca^{2+}, Mg^{2+}, NO_3^-, Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Na^+ et K^+ en position moins significative. Ce facteur est interprété comme la minéralisation globale des eaux souterraines.
L'axe F2 exprimant environ 13% de la variance totale. Il sépare deux groupes des variables bien distincts. Le premier groupe dans sa partie positive est fortement porté par le pH et le groupement HCO_3^-, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}. Cet axe représente la minéralisation naturelle contrôlée par l'hydrolyse des minéraux naturels. Le deuxième groupe dans la partie négative de l'axe F2 est porté par les contaminants agricoles, domestiques et pastoraux (ordures et déchets humains et animaux). Il s'agit d'une part du K^+ et d'autre part le groupement NO_3^-, SO_4^{2-} et Cl^-.
L'axe F3 exprime 9 % de la variance totale. Il discrimine davantage les sources de minéralisation. Il est représenté dans sa partie positive par K^+ corrélé positivement avec le pH et le groupement de traceurs naturels Mg^{2+}, Ca^{2+}, HCO_3^-. Le K^+ provient également de l'hydrolyse des minéraux. Le fait d'avoir le Ca^{2+} dans la partie négative de F3 avec les éléments anthropiques, en opposition au K^+ lui confère une origine au moins en partie superficielle.

- Les individus :

La projection des individus dans l'espace des variables de l'ACP des eaux des aquifères fissurés profonds montre qu'ils sont bien organisés. Les eaux des sources se distinguent des eaux de puits et forages profonds de socle. Avec leur faible minéralisation, elles se trouvent sur le pôle négatif de l'axe F1. Les eaux des forages et puits profonds de socle sont en revanche étalés le long de l'axe F1. Les eaux faiblement minéralisées se placent sur le pôle négatif et celles fortement minéralisées à l'opposé. La plupart des eaux des forages profonds en milieu urbain sont soumises à une pression anthropique marquée essentiellement par les contaminants domestiques, d'origine animale et agricole. Les eaux des puits et forages en milieu rural situées à proximité d'intenses activités agricoles et animales sont par ailleurs les plus minéralisées. Cela montre que les activités humaines et animales qui se tiennent en surface autour des points d'eau ont contaminé par infiltaration les eaux des aquifères profonds de socle. Ceci met en évidence le mélange des eaux entre les altérites et les niveaux aquifères plus profonds qui sera mieux illustré par les isotopes.

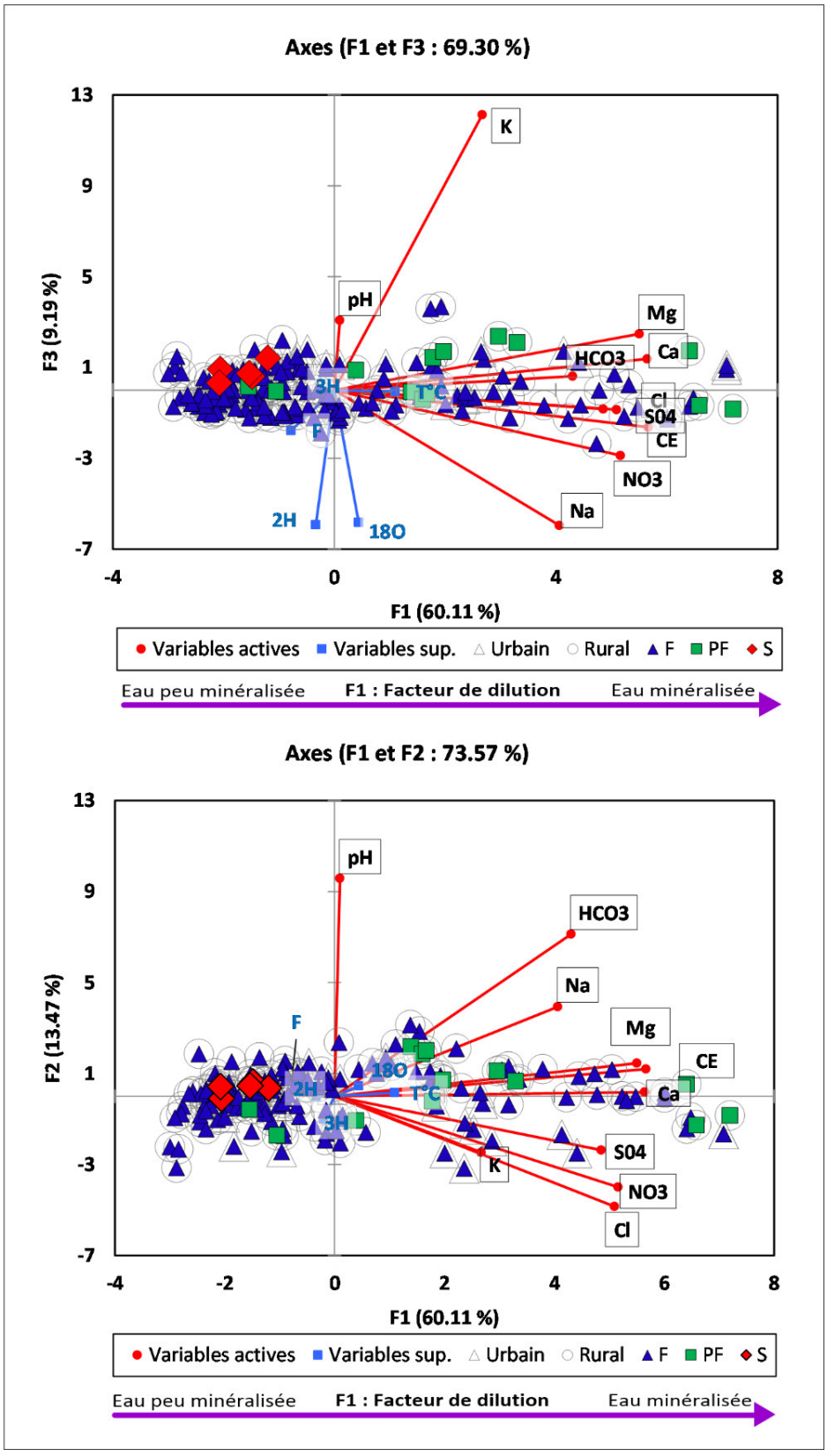


Figure VI.87 : Facteurs F1xF2 et F1xF3 de l'ACP des paramètres physico-chimiques et isotopiques des aquifères fissurés profonds.

VI.3.1.3. Facteurs naturels de minéralisation

L'identification des processus naturels comme responsables de la charge dissoute a aussi été menée à partir des différentes analyses des données chimiques.

a. Diagramme de Gibbs

Le diagramme de Gibbs (Figure VI.88) est largement utilisé dans la littérature pour l'identification des mécanismes naturels impliqués dans le processus de minéralisation des eaux souterraines (Gibbs, 1970). Ce diagramme met en relation les rapports pondéraux $(Na^+ + K^+)/(Na^+ + K^+ + Ca^{2+})$ et $Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ avec le TDS (Total Dissolved Solids, en français quantité totale de solides dissous dans l'eau, calculé en fonction de la conductivité électrique et du facteur de conversion à 0.64). Il permet de distinguer trois mécanismes naturels de minéralisation à savoir : l'interaction eau-roche, les précipitations atmosphériques et l'évaporation.

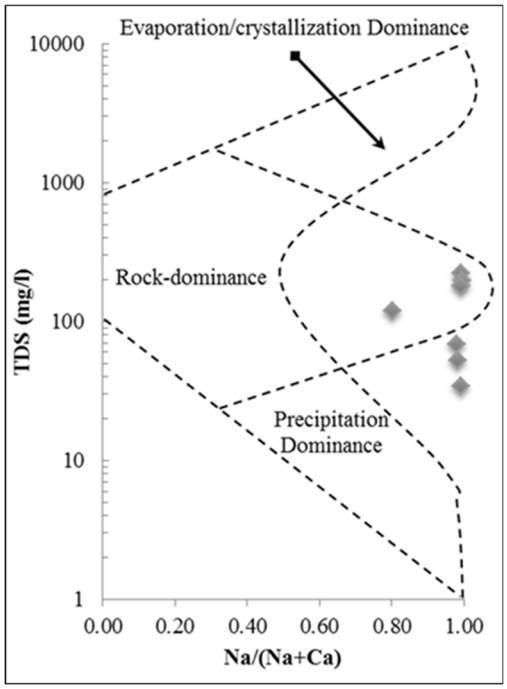


Figure VI.88 : Diagramme de Gibbs (Gibbs, 1970).

On voit que la majorité des échantillons d'eau sont situés dans le domaine de dominance eau-roche. Il y a toutefois quelques sites prélevés en période de hautes eaux, en milieu rural (à savoir : BKKF, DNGF, BIGP, TML et KOL) qui présentent des eaux peu minéralisées avec des rapports $(Na^+ + K^+)/(Na^+ + K^+ + Ca^{2+})$ et $Cl^-/(Cl^- + HCO_3^-)$ très faibles, entre 0.4 et 0.6 et 0 et 0.2 respectivement (Figure VI.89a et b) qui se rapprochent de la signature des eaux de pluie. On note que les données sur les eaux souterraines prélevées ne montrent pas d'indices d'évaporation, ce qui semble particulièrement surprenant en contexte semi-aride pour synthétiser la minéralisation des eaux souterraines semble essentiellement régie par les interactions eau-roche. Ces résultats sont en concordance avec ceux obtenus dans la sous-région (Mahamat et al., 2017 ; Ousmane et al., 2022 ; Serge Gaëtan et al., 2022).

Cependant, vu que les éléments inclus dans le diagramme de Gibbs sont uniquement ceux qui sont contrôlés par la lithologie, cette approche ne permet pas d'identifier les impacts anthropiques sur la qualité de l'eau.

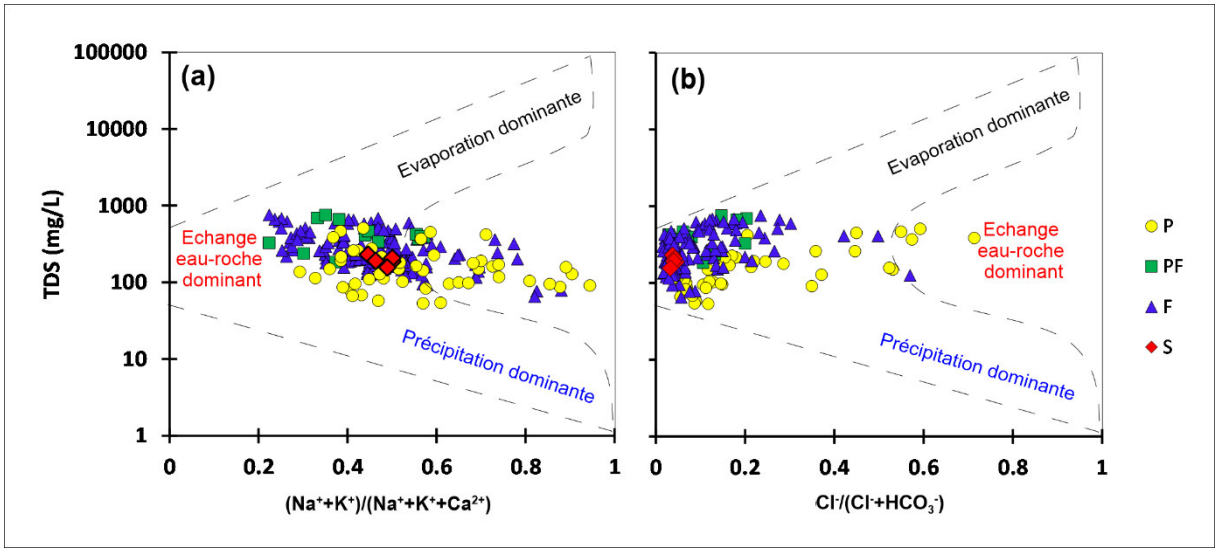


Figure VI.89 : Diagramme de Gibbs effectué sur les 211 échantillons.

b. Diagrammes de mélange des rapports molaires

Nous avons utilisé les diagrammes de mélange des rapports molaires (Ca^{2+}/Na^{+}, Mg^{2+}/Na^{+}, HCO_3^{-}/Na^{+}) pour caractériser les différents pôles qui peuvent contribuer à la charge dissoute des eaux, à savoir l'altération chimique des différents faciès lithologiques (roches carbonatées, roches silicatées et roches évaporitiques) Abba et al. (2023) ; Abdallah (2019) ; Gaillardet et al. (1999) ; Picouet et al. (2002).

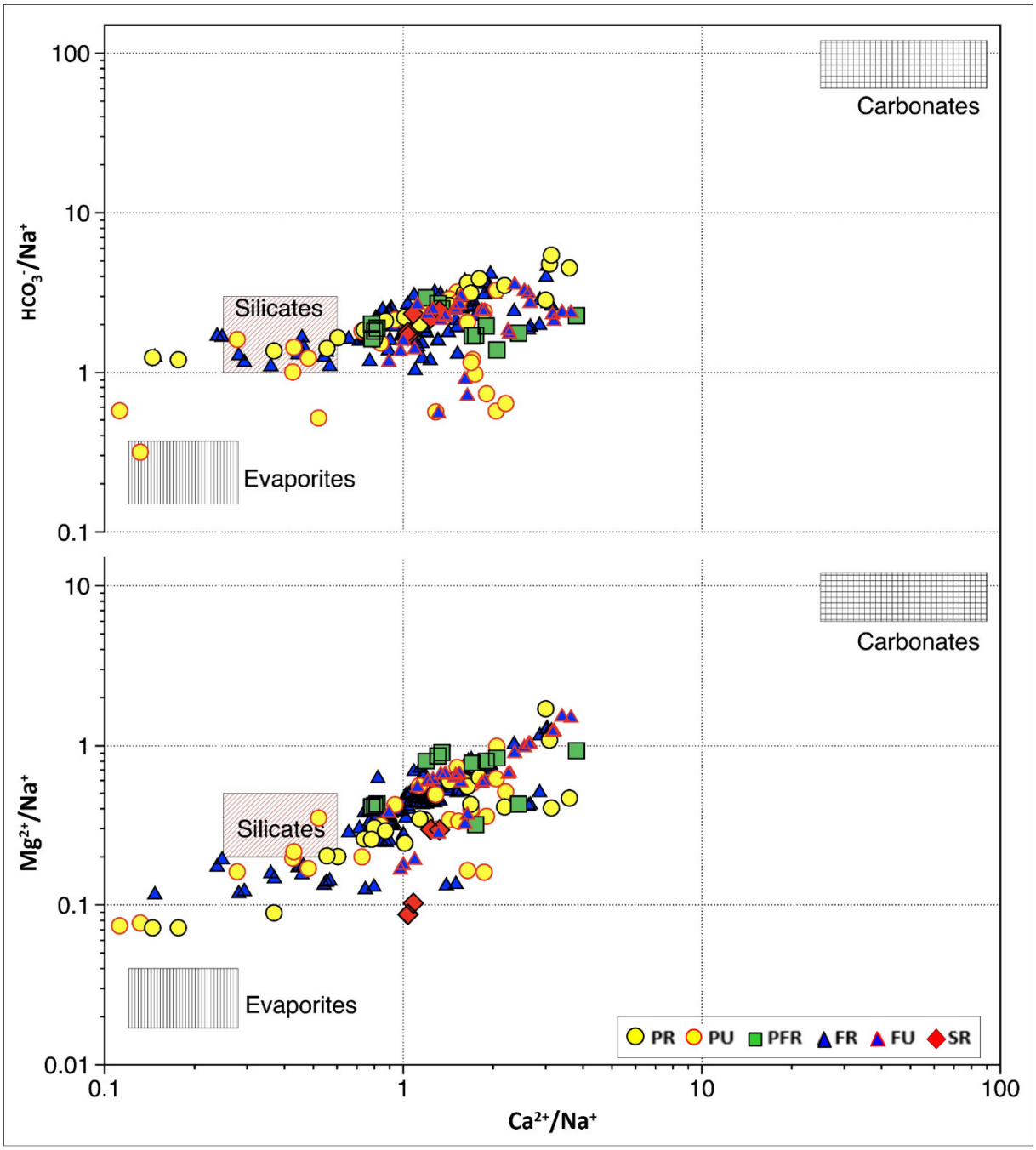


Figure VI.90 : Diagrammes de mélange des rapports molaires.

Ces rapports molaires (Figure VI.90) montrent que nos échantillons se concentrent globalement autour du pôle des silicates avec des valeurs relativement faibles. Les rapports molaires moyens se présentent comme suit : $Ca^{2+}/Na^{+} = 1.35$; $Mg^{2+}/Na^{+} = 0.49$ et $HCO_3^{-}/Na^{+} = 2.14$. Ces rapports moyens peuvent être comparés à la littérature, Abdallah (2019) et Gaillardet et al. (1999) : $Ca^{2+}/Na^{+} = 0.35 \pm 0{,}15$ et 0.85 ; $Mg^{2+}/Na^{+} = 0.24 \pm 0{,}12$ et 0.63 et $HCO_3^{-}/Na^{+} = 2 \pm 1$ et 4.2 respectivement, et qui ont été attribués à la dissolution de silicates par leurs auteurs. Cependant, un léger glissement vers le pôle des évaporites est observé dans quelques puits superficiels en milieu urbain. Ce léger décalage pourrait être lié à des pollutions superficielles. Cette approche nous permet de penser que l'hydrolyse des silicates serait le processus dominant qui contrôle la minéralisation ''naturelle'' des eaux souterraines, ce qui est en accord avec la géologie.

c. Hydrolyse des roches silicatées

Etant donné que l'hydrolyse des silicates semble être le mécanisme principal qui contrôle la minéralisation, il est important d'évaluer ce processus.

c.1. Relation entre les bicarbonates, le pH et la somme des cations majeurs

La mise en relation entre le bicarbonate et le pH d'une part et le bicarbonate et les cations majeurs d'autre part est communément utilisée dans les aquifères de socle cristallin pour déterminer la part de l'hydrolyse des minéraux silicatés dans la minéralisation des eaux souterraines (Abdou Babaye, 2012 ; Adiaffi, 2008 ; Mahamat, 2017 ; Ouandaogo-Yaméogo, 2008 ; Ousmane, 1988 ; Savadogo, 1984 ; Taher, 2022).
L'utilisation de HCO_3^- comme indicateur du processus chimique le plus déterminant qui génère des ions dans les aquifères de socle, est à relier avec le mode de sa formation. Les bicarbonates sont dissous suite à l'apport du CO_2 atmosphérique par les eaux d'infiltration. La réaction d'hydrolyse permet, d'une part, la formation du HCO_3^-, qui lui-même permet l'augmentation de pH en une évolution en milieu fermé. C'est ce qui justifie le fait qu'on s'intéresse à l'utilisation du HCO_3^- et du pH pour la mise en évidence du processus d'hydrolyse, et la production d'ions.
Le graphique des cations majeurs en fonction de HCO_3^- (Figure VI.91a), montre que les cations majeurs et les bicarbonates sont étroitement liés (fortes corrélations $R^2 = 0.69$ pour les échantillons des puits captant les nappes superficielles ; $R^2 = 0{,}90$, $R^2 = 0.92$ et $R^2 = 0.99$ respectivement pour les puits, forages et sources captant les aquifères fissurés profonds de socle). Ces bonnes corrélations entre la somme des cations majeurs et les ions bicarbonates sont ici un fort indice de l'existence du processus d'hydrolyse des minéraux silicatés.
La Figure VI.91b met en exergue une tendance à l'augmentation du bicarbonate (HCO_3^-) avec le pH. Les eaux les plus acides, indiquent une infiltration rapide à travers principalement les alluvions et altérites qui marque le début de l'hydrolyse. Les eaux aux pH légèrement acides à neutres impliquent un équilibre entre la production d'ions H^+ provenant de la dissociation d'acides faibles et la consommation d'ions H+ (et de CO_2) par des réactions d'altération. Les eaux aux pH plus élevés supérieurs à 7 concernent essentiellement les forages profonds captant les aquifères fissurés de socle. Cela confirme que la composition de ces eaux est dominée par des minéraux silicatés et les aluminosilicates, qui ont tendance à augmenter le pH (Langmuir, 1997). Selon (Ouedraogo, 2016), la présence dans l'eau de CO_2 provenant des sols facilite l'hydrolyse qui permet, d'une part, la formation de HCO_3^-, et d'autre part, en supposant une évolution en milieu fermé, l'augmentation du pH. C'est la raison pour laquelle l'eau de la nappe de fissures présente simultanément les plus fortes teneurs en HCO_3^- et les plus forts pH.

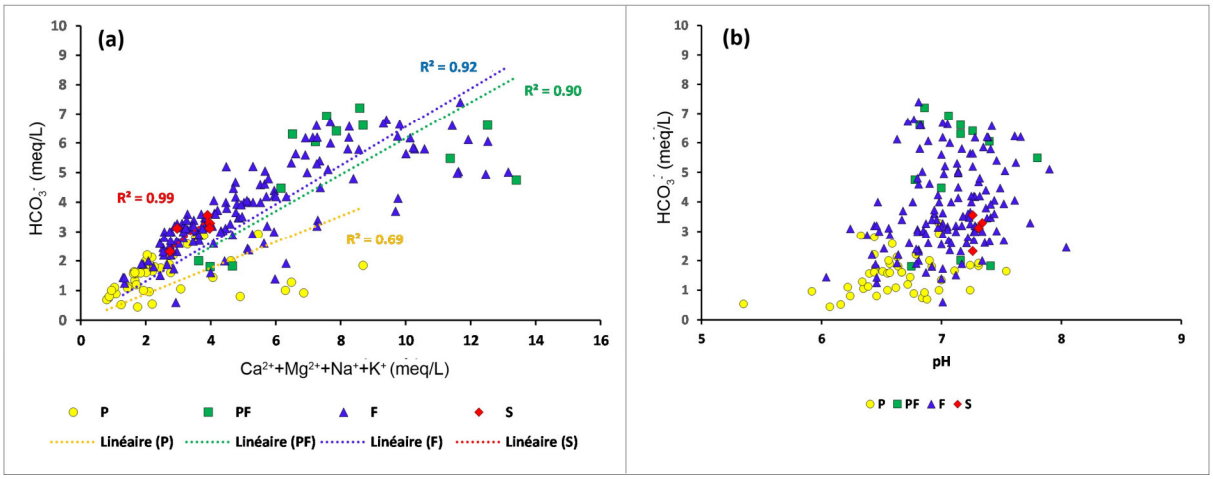


Figure VI.91 : Relation des bicarbonates avec la somme de cations majeurs (a) et le pH (b).

c.2. Relation des bicarbonates avec les cations majeurs

La mise en évidence des relations existantes entre les cations majeurs pris individuellement et les bicarbonates est présentée pour déterminer les origines des différents ions.

Le rapport entre Ca^{2+} et HCO_3^- (Figure VI.92a) montre une très bonne corrélation pour les eaux issues des altérites en milieu rural, PR ($R^2 = 0.84$) et pour les aquifères fissurés profonds ($R^2 =$ 0.79, 0.89 et 0.99 respectivement pour les puits et forages profonds et les sources). Il ressort de ce rapport une corrélation faible ($R^2 = 0.36$) pour les forages et absence de corrélation ($R^2 =$ 0.02) pour les puits en milieu urbain. Ces sites ainsi que quelques puits et forages profonds en milieu rural soumis à la pollution sont caractérisés par un excès en Ca^{2+} laissant penser à un apport anthropique. Cependant la majorité des points d'eau échantillonnés y compris les sources sont alignés au tour de la droite 2:1. Cela montre que les teneurs en Ca^{2+} proviennent principalement des feldspaths ou plagioclases calciques (anorthite, voir Equation VI.1, avec 2 HCO_3^- produits pour 1 Ca^{2+}) très abondants dans la région. L'excès en Ca^{2+} peut également s'expliquer par l'hydrolyse des pyroxènes et des amphiboles présentes.

$$CaAl_2Si_2O_8\,(S) + 2H_2CO_3 + H_2O \rightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^- + Al_2Si_2O_5(OH)_4 \quad \text{(VI.1)}$$

Anorthite *Kaolinite*

Le rapport entre Mg^{2+} et HCO_3^- (Figure VI.92b) montre que tous les échantillons se trouvent au-dessus (voire bien au-dessus) de la droite 2:1. Le déficit notable en Mg^{2+} par rapport au HCO_3^- indique que le magnésium résulterait exclusivement des minéraux ferromagnésiens présents, notamment la biotite, les pyroxènes et les amphiboles. Ce rapport présente une corrélation légèrement significative pour les forages profonds en milieu urbain ($R^2 = 0.51$) mais plus élevée pour les puits superficiels, les forages profonds en milieu rural et les sources ($R^2 =$ 0.60, 0.89, 0.90 et 0.99). Seules les eaux des puits superficiels en milieu urbain ne présentent aucune corrélation ($R^2 = 0.03$).

Le rapport entre Na^+ et HCO_3^- (Figure VI.92c) indique une bonne corrélation pour les eaux des nappes superficielles en milieu rural ($R^2 = 0.83$) et pour les aquifères fissurés profonds ($R^2 =$ 0.96, 0.91 et 0.99 pour les puits ($R^2 = 0.28$) et forages profonds et les sources respectivement). Toutefois, on remarque une corrélation faible et assez faible respectivement pour les eaux de certains forages et puits en milieu urbain. Les points étalés suivant le sens des sources confirment que le sodium découlerait essentiellement de l'hydrolyse des feldspaths ou

plagioclases sodiques sous forme d'albite et des amphiboles. L'abondance de HCO_3^- est due au fait que cet élément provient de l'hydrolyse de plusieurs minéraux silicatés existants. Par contre l'excès de Na^+ remarqué sur les puits en milieu urbain pourrait être associé à des sources superficielles déjà mises en évidence par l'ACP. Les ions Na^+ peuvent provenir de la dissolution de l'albite suivant l'Equation VI.2 :

$$NaAlSi_3O_8\ (S) + H_2CO_3 + 4.5H_2O \rightarrow Na^+ + HCO_3^- + 2H_4SiO_4 + 0.5Al_2Si_2O_5(OH)_4 \quad \text{(VI.2)}$$

Albite *silice* *Kaolinite*

Le rapport entre K^+ et HCO_3^- (Figure VI.92d) exprime une corrélation assez bonne pour les nappes superficielles en milieu rural (R^2 = 0.50) et très bonne pour les aquifères fissurés profonds de socle en milieu rural (R^2 = 0.70, 0.86 et 0.96 pour les puits, forages et sources respectivement). Pourtant, en milieu urbain, la corrélation pour les forages dans les aquifères fissurés est quasi-inexistante et totalement absente pour les puits superficiels. L'absence de corrélation dans les nappes superficielles est clairement définie dans l'ACP. Elle témoigne l'origine essentiellement anthropique de potassium dans la minéralisation. L'excès en HCO_3^- confirme qu'il n'y a pas de sources minérales marquantes. Toutefois l'importante corrélation linéaire observée sur les sources ainsi que celles des autres puits et forages profonds montre que le K^+ dans les aquifères fissurés profonds peut avoir une origine naturelle liée à l'hydrolyse de l'orthose et ou de la muscovite telles que constatées dans les environs de Mongo. Exemples des réactions chimiques de ces minéraux (Equations VI.3 et VI.4) :

$$KAlSi_3O_8\ (S) + H_2CO_3 + 4.5H_2O \rightarrow K^+ + HCO_3^- + 2H_4SiO_4 + 0.5Al_2Si_2O_5(OH)_4 \quad \text{(VI.3)}$$

Orthose *silice* *Kaolinite*

$$KAl_3Si_3O_{10}(O)_2\ (S) + H_2CO_3 + 1.5H_2O \rightarrow K^+ + HCO_3^- + 1.5Al_2Si_2O_5(OH)_4 \quad \text{(VI.4)}$$

Muscovite *Kaolinite*

Ces analyses révèlent clairement que les cations majeurs notamment Na^+, K^+, Ca^{2+} et surtout Mg^{2+} ainsi que HCO_3^- proviennent majoritairement l'hydrolyse des principaux minéraux constitutifs du socle cristallin étudié notamment les feldspaths, les biotites, les pyroxènes, les amphiboles, l'orthose et la muscovite tels que décrits par Isseini et al. (2013) ; Mbaihoudou et al. (2020) ; Nkouandou et al. (2017) ; Shellnutt et al. (2017) et présentés au chapitre II.

L'excès en Ca^{2+} par rapport au Na^+ et K^+ est lié à la proportion assez importante d'anorthite dans les feldspaths plagioclases, variété la plus facilement altérable comme indiqué par (Ouedraogo, 2016). Cependant, une partie non négligeable de K^+, Na^+ et Ca^{2+} pourrait avoir une autre origine superficielle. Plusieurs travaux ont établi l'origine anthropique d'une partie de Na^+ et K^+ mais très rarement pour les cas de Ca^{2+}. Ces résultats sont en concordance avec ceux obtenus dans les aquifères de socle à l'est du Tchad et dans ceux de la sous-région (Abdou Babaye et al., 2019 ; Adiaffi, 2008 ; Mahamat et al., 2017 ; Ouandaogo-Yaméogo, 2008 ; Savadogo, 1984).

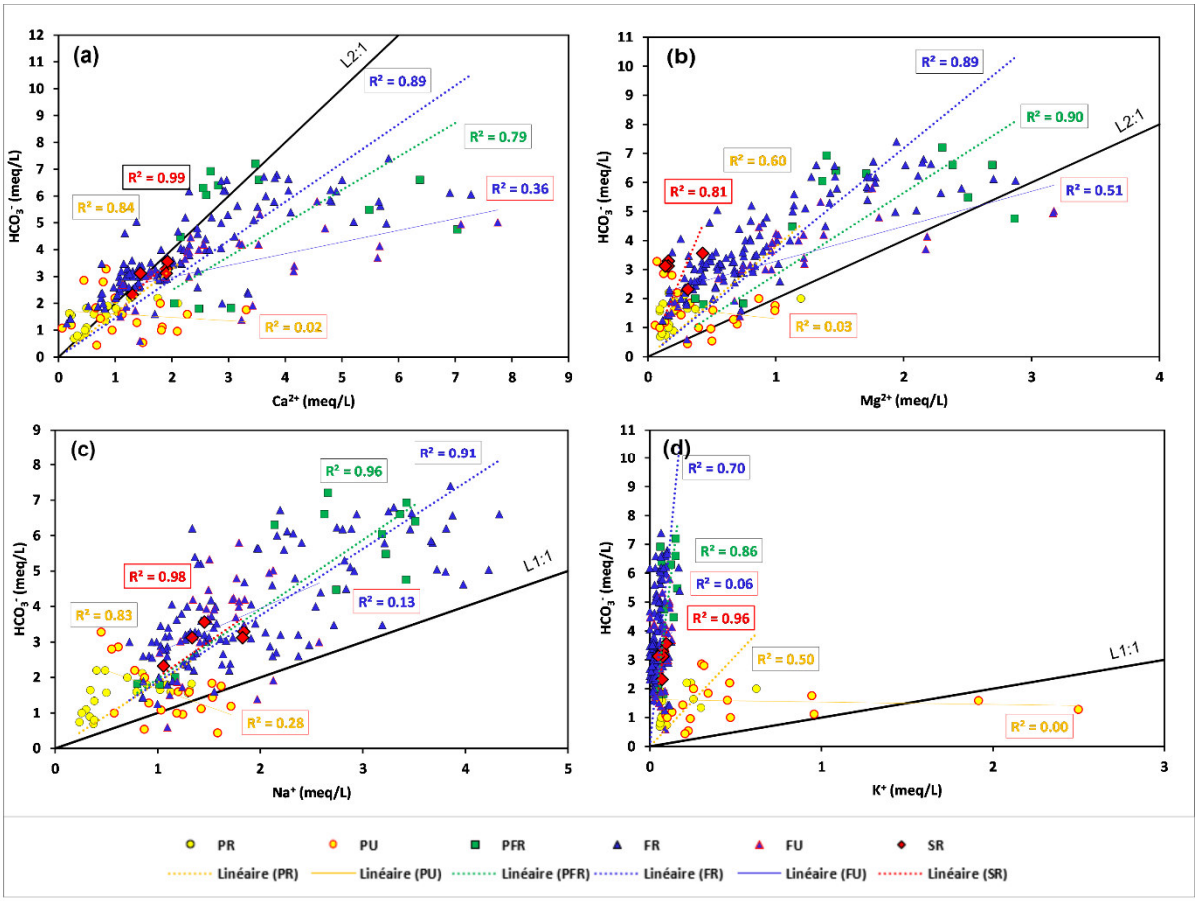


Figure VI.92 : Relation entre les bicarbonates et les cations majeurs (meq/L).

c.3. Sources des fluorures

Le fluor dans les eaux souterraines peut avoir des origines naturelles ou anthropiques. Les sources naturelles sont liées à l'altération de roches encaissantes et les sources anthropiques proviennent des activités agricoles et industrielles (Madilonga et al., 2021 ; Tossou, 2016). Du point de vue industriel, le Tchad en général et la région du Guéra en particulier ne connaissent pas un développement industriel en tant que tel, encore moins l'existence d'industries qui produisent des dérivés fluorés. Les activités agricoles à l'échelle de la zone d'étude sont par ailleurs, pratiquées sans l'utilisation de pesticides et d'intrants phosphorés.

Les box-plots et les ACP décrites précédemment, semblent montrer une origine essentiellement naturelle de cet élément. Les teneurs en fluor des eaux souterraines sont toutefois très variables, en lien avec l'hétérogénéité géologique spatiale. Les plus élevées se localisent principalement dans le secteur où dominent les granites à biotite, muscovites et amphiboles. La corrélation positive entre le Ca^{2+} et F^- mise en évidence par l'ACP laisse penser à l'existence de fluorite (CaF_2) dans les roches encaissantes.

Dans les aquifères des socles de l'Afrique de l'Ouest, les auteurs tels que Onipe et al. (2020) ; Tossou (2016) ; Tossou et al. (2021) concluent que l'exitance de fluor est communément attribuée à l'altération des minéraux silicatés notamment les micas (biotite et muscovite), la fluorite, les amphiboles, la cryolite et l'apatite. Dans le socle cristallin à l'est du Tchad, Mahamat et al. (2017) mettent en exergue une forte corrélation entre F^- et Na^+ et attribuent le fluor à l'altération de la cryolite.

VI.3.1.4. Apports anthropiques

Les ACP (Figure VI.84, Figure VI.86, Figure VI.87) et les box-plots (Figure VI.67) ont montré que les Cl^- et SO_4^{2-} ont anthropique, mais aussi une composante naturelle, contrairement aux NO_3^-. En effet, le chlore et les nitrates sont en général présents sous forme de traces dans les minéraux cristallins et cristallophylliens (Abdou Babaye, Orban, Ousmane, Favreau, et al., 2019). Une part non négligeable de ces ions est généralement apportée par les eaux météoriques. Selon (Guéro, 2003), la pluie sahélienne présente un excès en SO_4^{2-} par rapport à la droite de dilution marine, dû à la dissolution des particules d'évaporites dans les précipitations. D'après Maïga-Yaleu et al. (2016) ; Sigha-Nkamdjou et al. (2003), les Cl^- de la pluie proviendraient des poussières atmosphériques issues de l'érosion éolienne des sols désertiques subsahariens.
Bien que Cl^-, SO_4^{2-} , NO_3^- et K^+ aient aussi une origine naturelle liée aux apports météoriques, les ACP (Figure VI.84, Figure VI.86, Figure VI.87) et les box-plots (Figure VI.67) réalisés ont montré clairement que ces éléments ont aussi une origine anthropique. Il ressort des ACP que le Cl^- et NO_3^- ont une origine commune à laquelle sont associés dans une moindre mesure Ca^{2+} et Na^+ alors que SO_4^{2-} aurait une origine différente.

a. Relation entre les nitrates, les chlorures, les sulfates et les potassiums

Le nitrate est un bon indicateur permettant d'identifier la pollution diffuse d'origine agricole. L'évaluation de la relation entre les teneurs des différents éléments chimiques et de cet indicateur est essentielle pour déduire leurs origines.
Le rapport entre Cl^- et NO_3^- (Figure VI.93a) montre une corrélation positive. Les fortes concentrations en nitrates liées aux activités agricoles correspondent à des fortes concentrations en chlorures. Comme décrit précédemment, les teneurs les plus élevées en nitrates se rencontrent en milieu urbain à MG4F1, MG9F1, MG4F3, MG1P1, MG7F, MG9F2, MG4P et en milieu rural à GAMF, OYO1, DJKF1, ZRLF, ALBF et DGLPF qui présente la teneur maximale. Ces sites en milieu rural sont situés à proximité des champs de cultures et exposés aux déchets animaux. Les plus fortes teneurs en Cl^- se trouvent également à peu près dans les mêmes ouvrages. En milieu urbain ils se localisent à MG10P2, MG9F1, MG9F2, MGAP1, MG4F1, MG7F, MG4P. La concentration maximale est observée à MG4P, puits d'altérites très peu profond. Dans le milieu rural, celles-ci se situent dans à ZRLF, ALBF, OYOF2 et DGLPF. Ce graphe montre que les nitrates et les chlorures des eaux souterraines proviennent essentiellement des pratiques agricoles, des activités d'élevage et des rejets d'eaux usées domestiques.
Le rapport entre SO_4^{2-} et NO_3^- (Figure VI.93b) indique un déficit en sulfates dans les sites aux fortes teneurs en nitrates issus des travaux agricoles. Par ailleurs, les concentrations en sulfates les plus importantes en milieu urbain se localisent à MG7F, MGAP1 et MG4P. Le site MG7F est exposé au lessivage des ordures ménagères et les sites MGAP1 et MG4P sont soumis à l'impact des eaux usées domestiques. Contrairement aux chlorures, les sulfates des eaux souterraines ne semblent pas avoir une origine agricole mais plutôt liée à l'activité domestique. Cela est confirmé par le rapport SO_4^{2-}/Cl^- (Figure VI.93c) qui présente une tendance linéaire entre la plupart des puits et forages en milieu urbain. Cela confirme leur origine commune.

Le rapport entre K^+ et NO_3^- (Figure VI.93d) montre qu'il n'y a pas de corrélation. Les teneurs en nitrates les plus élevées correspondent à des très faibles concentrations en potassium pour l'ensemble des eaux souterraines. Exceptées les teneurs en potassium les plus élevées (> 10 mg/L), toutes observées dans des puits superficiels en milieu urbain à Mongo, sauf le puits Baldjé, BLDP. Il s'agit de, MGAP1, MG6P, MG4P, MG1P1 et MG1P2, situés au pied de l'affleurement de Mongo. Ces sites sont exposés au lessivage des déchets humains et animaux ce qui signerait l'origine du potassium. Les teneurs en potassium et en nitrates proviendraient des contaminations liées aux latrines et des eaux usées domestiques.

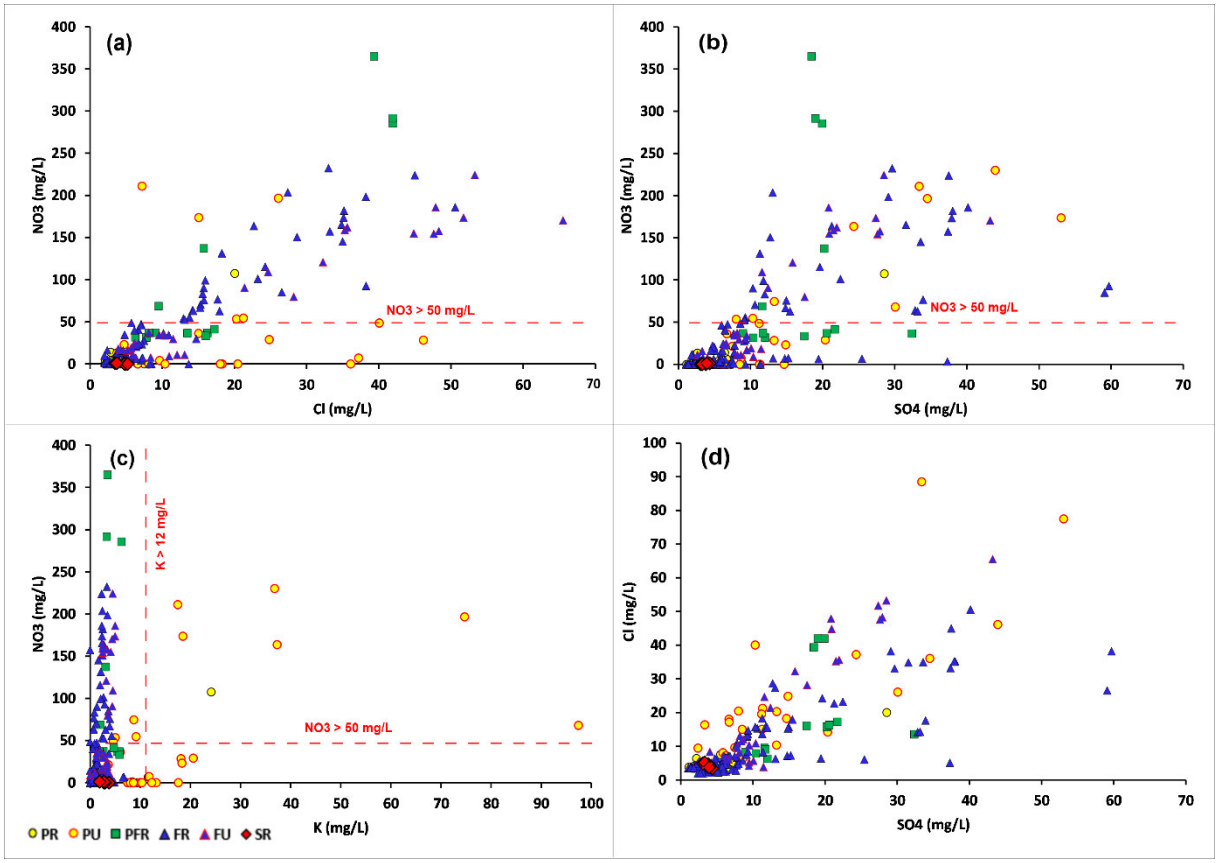


Figure VI.93 : Relation entre les nitrates, les chlorures, les sulfates et les potassiums.

Ces différentes observations sont cohérentes avec les réalités de la ville de Mongo et des villages environnants. Les principales activités économiques qui caractérisent ces localités sont l'élevage et l'agriculture, principalement pratiquées en milieu rural dans et autour des villages. Cependant, même à Mongo, certains habitants élèvent du bétail et réalisent des cultures maraîchères leur permettant d'améliorer leur sécurité alimentaire et de produire des revenus. Ces types d'activités ainsi que le défaut d'assainissement collectif constituent les principales sources de pollution des eaux souterraines. Selon Eiswirth et Hötzl (1997) ; Kadjangaba (2007), dans les secteurs urbains, les eaux souterraines peuvent être souillées par une grande variété de polluants provenant de diverses sources. Cela s'accompagne souvent d'une augmentation globale de la minéralisation des eaux (Jung, 2001 ; Kadjangaba et al., 2017, 2018).

La ville de Mongo considérée comme le grand centre urbain de la région, est dépourvue de réseaux d'assainissement. Les eaux usées sont déversées directement dans les rues et espaces dégagés (Figure VI.94a). Ces eaux contiennent divers produits des détergents solides (savons) ou en poudre contenant le sulfate de sodium, le carbonate de sodium, le citrate de sodium, le

chlorure de sodium, percarbonate de sodium, métasilicate de sodium, etc. Il n'existe pas non plus à Mongo de système de collectes des ordures ménagères. Celles-ci sont également déposées en désordre à divers endroits de la ville tels que les espaces dégagés, les milieux des rues ou sur les côtés des axes principaux, et ceci sans tri préalable (Figure VI.94b). Elles sont donc disséminées un peu partout dans la ville et forment de véritables décharges sauvages. Très régulièrement, on met le feu à ces ordures pour les éliminer. Cela cause davantage un problème pour l'environnement, puisque toutes les substances sont brûlées, sans discrimination, des déchets végétaux aux plastiques, en passant par les emballages de produits de beauté, les piles usagées, etc.

En plus de cela, la plupart des unités d'habitation utilisent des latrines traditionnelles, qui sont des trous creusés jusqu'à proximité des nappes superficielles (Figure VI.94c). Lorsqu'ils ne sont pas dotés de ces structures, les habitants font leurs besoins dans la nature (au pied de l'affleurement rocheux et dans les terrains vagues). Au moment des pluies, les lixiviats peuvent ainsi être entraînés jusqu'aux nappes d'eaux souterraines et les latrines contaminent directement ces nappes lors de la remontée piézométrique.



Figure VI.94 : Facteurs de pollutions locales en milieu urbain : eaux usées, divers produits des détergents (a), ordures ménagères (b) expositions aux latrines traditionnelles (c).

En milieu rural, les pollutions sont essentiellement liées à l'usage des fertilisants agricoles, des déchets animaux, des débris végétaux, etc. (Figure VI.95a). Lorsqu'il n'est pas assimilé par les végétaux, l'azote excédentaire peut être lessivé des sols vers les nappes d'eau souterraines. D'autres sources de pollutions dans les eaux sont dues aux déjections animales (Figure VI.95c). Ces dernières contiennent de l'ammoniac et de l'urée (contenant de l'azote) qui peuvent être rapidement oxydés dans les sols. En effet, les animaux viennent s'abreuver autour des puits souvent traditionnels, et en général urinent en buvant. Il en va de même des déjections humaines qui contiennent aussi de l'ammoniac et de l'urée, et qui, si elles sont concentrées en un point, peuvent devenir de véritables sources de pollutions en nitrates et bactéries fécales.



Figure VI.95 : Facteurs de contaminations locales en milieu rural : activités agricoles (a), eaux usées diverses, produits des détergents (b) excréments du bétail (c).

Plusieurs auteurs concluent que les sources des nitrates dans les eaux souterraines peuvent avoir une origine naturelle notamment au travers des eaux météoriques et des interactions entre le sol et la végétation. Elles peuvent être aussi d'origine anthropique, l'épandage agricole d'engrais et son lessivage, l'élevage et les rejets d'eaux usées domestiques sont des causes des plus communes de pollution des eaux en nitrates (Kadjangaba et al., 2018 ; Ngounou Ngatcha et Djoret, 2010 ; Penant, 2016 ; Stadler et al., 2008).

VI.3.2. Effets de la contamination des eaux souterraines : nitrate et fluor sur la santé humaine

La détérioration de la qualité des eaux souterraines peut avoir une origine naturelle, anthropique ou résulter de la combinaison des deux. En effet, l'évaluation de la qualité des eaux souterraines sur la base des standards de l'Organisation Mondiale de la Santé (WHO, 2008) pour l'alimentation en eau potable montre que tous les éléments chimiques respectent les normes recommandées, exceptés le potassium pour un nombre très limité d'échantillons, les nitrates et les fluorures. Ces derniers présentent des forts coefficients de variation qui témoignent d'une importante variabilité spatiale liée à leur source notamment anthropique pour le potassium et les nitrates, et naturelle pour les fluorures. Contrairement au potassium, les concentrations élevées en nitrates et fluorures ont de graves conséquences sur la santé humaine. Nous allons donc nous intéresser à la problématique de ces derniers éléments.

VI.3.2.1. Effets des nitrates sur la santé humaine

La présence de nitrates dans les eaux souterraines est associée aux pratiques agricoles et à l'élevage, l'utilisation de fertilisants synthétiques et de fumiers est souvent la cause première de l'apparition de nitrates dans l'eau. Le manque d'installations septiques ne permet pas de

remédier à ces sources de nitrates dans l'eau (Aboubakar, 2012 ; Maha, 2010 ; Ouedraogo et al., 2019 ; Penant, 2016). Ces influences anthropiques engendrent des risques importants, d'autant plus élevés dans les nappes superficielles (altérites et alluvions), mais également dans les aquifères fissurés profonds de socle qui constituent la ressource principale de l'approvisionnement des populations en eau potable.

Comme déjà décrit précédemment, les eaux souterraines étudiées présentent des fortes teneurs en nitrates. Ces teneurs sont comprises entre 0 et 364.82 mg/L. Les teneurs en nitrates au-delà de la norme de potabilité recommandée par l'OMS (≤ 50 mg/L) sont observées sur 56 échantillons, dans toutes les catégories des eaux, excepté les eaux des sources, soit 28% des échantillons prélevés sur l'ensemble du système aquifère. Ces importantes teneurs en nitrates peuvent constituer un problème de santé publique, outre les problèmes d'ordre environnemental.

L'excès de nitrates chez l'homme et particulièrement chez les nourrissons, peut causer le risque de méthémoglobinémie. En effet, les nitrites formés par réduction des nitrates sont susceptibles de se fixer sur l'hémoglobine (L'hirondel et L'hirondel, 2002). Celle-ci est alors oxydée en méthémoglobine. Le transport de l'oxygène vers les tissus qui en ont besoin ne se fait plus. Chez l'adulte, ce risque est très faible car une enzyme réduit la méthémoglobine en hémoglobine. Par contre, chez l'enfant, lorsqu'il y a ingestion d'une forte quantité de nitrate dans des conditions favorisant sa conversion en nitrites, la méthémoglobine s'accumule. L'enfant développe alors une coloration bleue de la peau qui débute par les lèvres, puis les bouts des doigts, et peut éventuellement s'étendre à l'ensemble du corps. Pour cette raison, cette pathologie qui est plus fréquente chez le nourrisson, est aussi appelée syndrome du bébé bleu ou maladie bleue du nourrisson (Banas et Lata, 2006).

Diverses études permettent de suspecter fortement la responsabilité de la surabondance des nitrates dans l'eau et dans les aliments, dans le développement de cancers de la prostate, du pharynx, de l'œsophage ou du colon (Boukerche et al., 2007 ; Cantor, 1997 ; Gulis et al., 2002). En absence de certitudes absolues, ces résultats imposent de prendre les précautions nécessaires afin de préserver la santé humaine.

VI.3.2.2. Effets des fluorures sur la santé humaine

Les fluorures des eaux souterraines sont d'origine naturelle géologique liée à l'interaction eau-roche. Les fluorures sont indispensables pour la santé humaine. Ils assurent une fonction importante dans la protection des dents, notamment dans la prévention contre les caries dentaires. Par contre, ils deviennent nocifs pour la santé si leur consommation devient excessive. Les effets pervers liés à un excès de fluor vont de la fluorose dentaire à la fluorose osseuse. L'eau constitue la voie principale d'absorption du fluor. La teneur limite en fluor fixée par l'OMS pour les eaux de consommation est de 1.5 mg/L (WHO, 2008).

Les concentrations en fluor de nos eaux souterraines varient de 0 à 4.01 mg/L avec une moyenne de 0.85 mg/L. Les teneurs dépassant la norme de potabilité sont observées sur 24 échantillons, soit 11.3%, exclusivement dans les aquifères fissurés profonds de socle repartis sur plusieurs villages.

A des concentrations très faibles (inférieures à 0,1 mg/L), il y a un risque possible de développer des caries dentaires. Le taux le plus convenable de fluor dans l'eau de consommation permettant

d'assurer le bon fonctionnement de l'organisme humain, notamment denture et ossature se situerait entre 0.8 et 1.5 mg/L. Cependant, les concentrations élevées des fluorures dans les eaux souterraines (supérieures à 1.5 mg/L) provoquent la fluorose dentaire. Il a été révélé qu'à une concentration de plus de 14 mg/L, il y a risque de fluorose squelettique (D'Alessandro, 2006 ; Edmunds et Smedley, 2013).

La fluorose dentaire est due à une hypocalcification des dents et peut se manifester à divers degrés de gravité selon les quantités de fluor auxquelles les personnes ont été exposées de façon quotidienne. Ses effets visibles commencent par la présence de stries blanches à peine visibles sur les dents pour les cas de fluorose légère, à des cassures de fragments de dents, discrètes ou confluentes pour les cas les plus sévères (Ayoob et Gupta, 2006 ; Denbesten et Li, 2011).

La fluorose osseuse, quant à elle, est causée par une accumulation excessive de fluorure dans les os, ce qui les rend très fragiles et cassants. Les premiers stades de la fluorose squelettique sont caractérisés par une augmentation de la masse osseuse, visible sur les radiographies. Une consommation excessive de fluor pendant de nombreuses années peut entraîner des articulations raides et douloureuses en raison de modifications osseuses. La forme la plus grave de fluorose squelettique est appelée « fluorose squelettique invalidante » et peut entraîner des problèmes neurologiques associés à la calcification des ligaments, à la perte de mobilité, à la fonte musculaire et à la compression de la moelle épinière. Ces affections sont irréversibles et il n'y a pas de traitement médical approprié à ce jour disponible pour leur remédiation (Pontié et al., 2003 ; Sy et al., 1996).

Plusieurs études ont prouvé que le fluor ainsi que ses différents composés sont toxiques. Les populations affectées souffrent de dégénérescence précoce au niveau des dents et des os (fluorose dentaire et osseuse) et des tissus et de la peau (Dharmagunawardhane et Dissanayake, 1993 ; Edmunds et Smedley, 2013 ; Fawell et al., 2006).

Hormis la fluorose dentaire et squelettique, les auteurs notamment Denbesten et Li (2011) ; Kierdorf et al. (1999) ont montré qu'il n'y a pas d'autres effets notables causés par la forte teneur en fluor de l'eau sur l'organisme humain. Cependant, selon des études cliniques sur des souris exposées à des niveaux élevés d'ingestion de fluor, les sujets ont présenté des anomalies telles que l'augmentation de la taille des hépatocytes, la néphrose, la minéralisation myocardique et dégénérescence des tubules séminifères.

VI.3.3. Processus de recharge

VI.3.3.1. Origine des eaux et mécanisme de recharge

L'étude de la recharge des nappes par les techniques isotopiques repose sur la comparaison des rapports isotopiques en isotopes stables des eaux souterraines par rapport à la moyenne pondérée des précipitations de N'Djamena, et les droites météoriques locale et mondiale à travers le diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$. Cette technique est utilisée par plusieurs auteurs dans la sous-région (Abdou Babaye et al., 2019 ; Abdoulaye et al., 2021 ; Mahamat et al., 2017 ; Ngatcha et al., 2007). En effet, les isotopes stables ($\delta^{18}O$ et δ^2H) sont des indicateurs essentiels sur l'estimation de l'origine des eaux ainsi que leur mécanisme de recharge. Les variations de leurs teneurs dans les aquifères sont strictement le reflet des différents événements pluvieux ayant rechargé les nappes (Abdoulaye et al., 2021 ; Conrad et Fontes, 1970 ; Ousmane, 1988). La Figure VI.96 montre que tous les points d'eau sont en dessous ou proches des droites météoriques. Ils se distinguent trois principaux groupes d'eau :

- Le premier groupe concerne seulement trois points d'eau ayant été affectés par l'évaporation. Il s'agit du puits de OYOP très peu profond (4 m) situé au centre du bassin et des forages Sawa F1 et Sawa F3 situés vers la partie amont du bassin avec des profondeurs autour de 40 m et des altitudes aux alentours de 440 m. Ils sont tous situés sur le principal réseau de drainage du bassin versant de Mongo.
- Le deuxième groupe est constitué de la majorité des points d'eau, composés essentiellement des puits captant les nappes superficielles et des puits et forages captant les aquifères fissurés profonds. Les eaux de ce groupe s'organisent autour de la moyenne pondérée des précipitations, située sur l'intersection entre les droites météoriques mondiale et locale. Cela montre que les eaux de puits peu profonds ont les mêmes signatures isotopiques que les eaux de forages profonds et que ce sont les eaux météoriques qui rechargent ces nappes.
- Le troisième groupe concerne les eaux des sources de Botchi et de Tchelati et d'un forage à proximité situé respectivement sur les flancs-ouest et est de l'affleurement d'Aboutelfan à l'est de Mongo. Les eaux de ce groupe se démarquent de celles des deux premiers groupes avec des signatures isotopiques significativement appauvries. Ceci pourrait être dû au fait que les sources sont localisées au pied des reliefs qui affleurent et donc probablement avec un bassin d'alimentation en altitude (environ 600 m).

La Figure VI.96 montre donc que la signature isotopique des nappes superficielles d'altérites ne se distingue pas de celle des aquifères fissurés et correspondent toutes deux au signal des pluies. On peut donc en déduire qu'en dehors des sources, la recharge est liée à l'infiltration rapide des précipitations actuelles sans effet évaporatoire marqué. On constate cependant, que les eaux souterraines se trouvant dans les endroits favorables au ruissellement et à l'infiltration comme les réseaux de drainages et les glacis sableux peuvent être soumis aux effets d'évaporation tels qu'indiqués par Abdou Babaye (2012) ; Diaw (2008) ; Ngatcha et al. (2007). Ce résultat est comparable à celui obtenu par Mahamat et al. (2017) dans les aquifères de socle de Wadi-Fira (Est du Tchad).

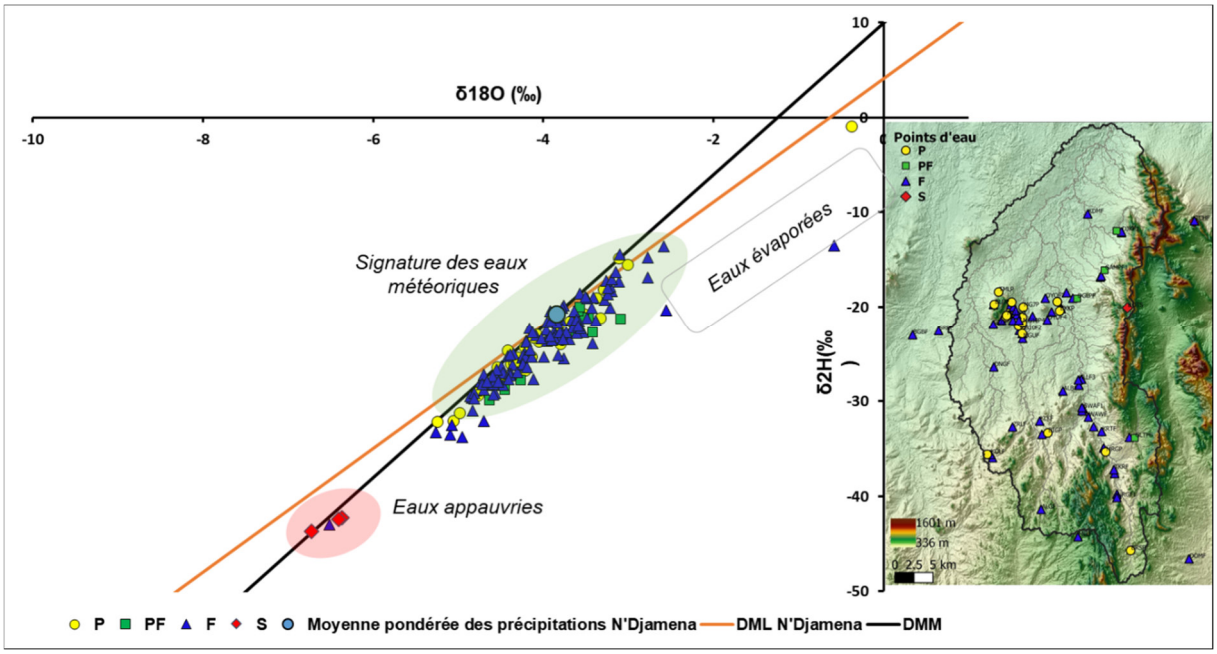


Figure VI.96 : Relation entre Oxygène-18 (^{18}O) et Deutérium (^{2}H). Enveloppe verte : eaux météoriques, enveloppe rouge : eaux appauvries, enveloppe blanche : tendance à l'évaporation. DML : droite météorique locale, DMM : droite météorique mondiale.

VI.3.3.2. Processus de recharge et âges relatifs des eaux

Le tritium est un traceur intrinsèque de la molécule d'eau qui ne subit pas d'interaction avec la matrice. La mesure de l'activité de tritium dans les eaux souterraines permet d'identifier une recharge récente ou ancienne. Sa période radioactive est de 12.32 ans ± 0.02 (Lucas et Unterweger, 2000). Les eaux de recharge récente sont des eaux de nappe en équilibre avec l'atmosphère contaminée par les tests nucléaires des années 1950 (Gaye, 1990).
La relation entre le tritium et l'Oxygène-18 des eaux souterraines comparée à la teneur moyenne en tritium dans les précipitations peut donner une indication de l'âge des eaux.
Les teneurs en tritium dans la pluie sont liées aux essais nucléaires, ainsi le maximum dans les pluies est entre 1962 et 1964, comme illustré par la Figure VI.97a sur les pluies à Vienne sur la courbe grise (données AIEA in extrait de (Chen, 2019). En tenant compte de la décroissance radioactive du tritium, la teneur en tritium actuelle des eaux infiltrées dans le passé et échantillonnées en 2016 est donnée par la courbe grise.
C'est ce qui bien ce qui est observé dans la chronique enregistrée à N'Djamena de 1963 à 2018 avec un maximum en 1963 de 1400 UT qui décroît jusqu'à des teneurs actuelles autour de 5.3 UT, entre 2015 et 2018 (Figure VI.97b). Les chroniques de Vienne et de N'Djamena étant comparables, on peut distinguer 3 "pôles d'eau de recharge" :

- Un pôle d'eau ancienne : infiltrée avant 1960 avec des concentrations actuelles inférieures à 1 UT.
- Un pôle d'eau infiltrée entre 1960 et aujourd'hui avec des concentrations actuelles comprises entre environ 100 UT et 5.3 UT.
- Un pôle d'eau actuelle de concentration actuelle d'environ 5.3 UT (variant entre 2.5 et 7.5 UT).

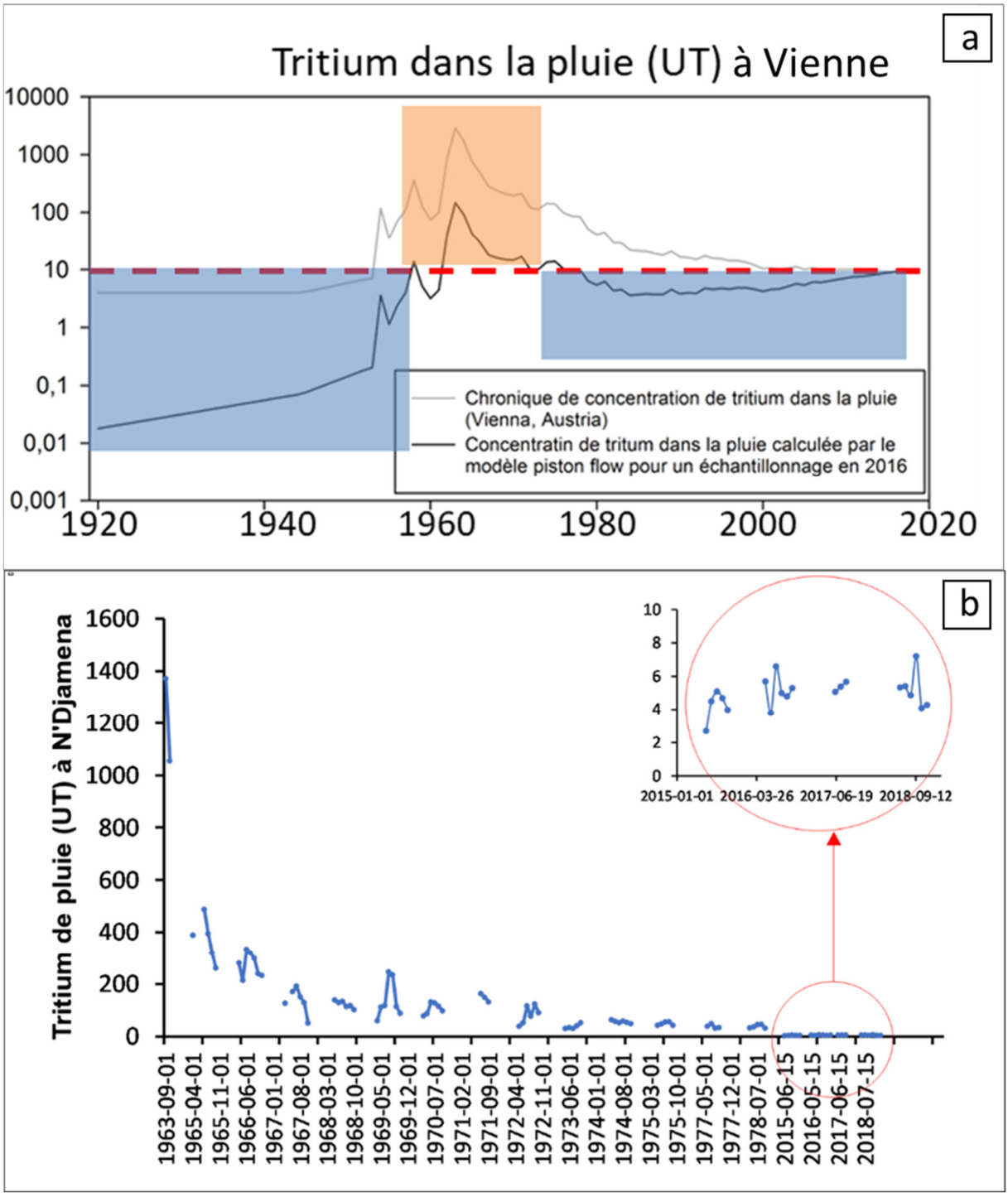


Figure VI.97 : (a) Tritium dans la précipitation enregistré à la station IAEA WMOdeVienne, Autriche. La ligne grise est la concentration mesurée à la station de Vienne et la ligne noir est la concentration de tritium calculée en prenant compte la décroissance radioactive (le modèle piston flow). (b) Tritium dans la pluie à N'Djaména de 1963 à 2018 avec des périodes sans données.

Les valeurs de tritium dans les eaux souterraines de N'Djamena de 1963 à 2018, varient respectivement de 1371 à 2.7 UT. Les 3 types d'eau : forages, puits et sources sont clairement distincts (Figure VI.98) :

- Les sources ont une teneur moyenne de 0.5UT, montrant clairement que ce sont des eaux anciennes, avec un âge moyen de plus 60 ans (<1960), démontrant d'une infiltration et circulation lente.
- Les puits et forages profonds ont des teneurs en tritium entre 1 et 5 UT, entre les 2 pôles de recharge actuelle et de recharge ancienne. Les puits et forages captent donc un mélange d'eau ancienne (avant 1960) et d'eau actuelle. Une part au moins de la recharge est donc ancienne, démontrant des circulations lentes dans les aquifères profonds fissurés.
- Les puits ont des teneurs en tritium entre 5.3 et 7 UT. Ces valeurs sont un peu supérieures à la teneur en moyenne en tritium mais dans la gamme de variabilité de la pluie actuelle. Ainsi les eaux des puits sont soit actuelles, soit sont un mélange entre des eaux actuelles et des eaux moyennement anciennes (entre 1962 et aujourd'hui).

Les analyses des teneurs en tritium montrent donc clairement des âges apparents différents pour (i) les sources, (ii) les forages recoupant les fractures (PF) et les forages profonds (F) et (iii) les puits. Toutefois, les interprétations des teneurs en tritium ne donnent que des âges apparents, plusieurs compositions de mélanges d'eaux différentes peuvent donner un même âge apparent. Par ailleurs, seule la campagne de hautes eaux 2022 a été analysée en tritium, il serait intéressant de faire d'autres campagnes dans des contextes hydroclimatiques différents. Enfin, des analyses de 14C pourraient améliorer la datation des eaux souterraines.

Au Tchad, les phénomènes de mélanges et de paléorecharges ont été fréquemment observés dans les aquifères sédimentaires (Abderamane, 2012 ; Djoret, 2000 ; Taher, 2022). Ces processus ont été également mis en évidence dans les aquifères de socle de la sous-région (Abdou Babaye, 2012 ; Adiaffi, 2008 ; Dakoure, 2003 ; Koussoube, 2010 ; Ouandaogo-Yaméogo, 2008). L'ensemble de ces résultats confortent nos analyses sur les différents mécanismes et processus de recharge identifiés par notre étude.

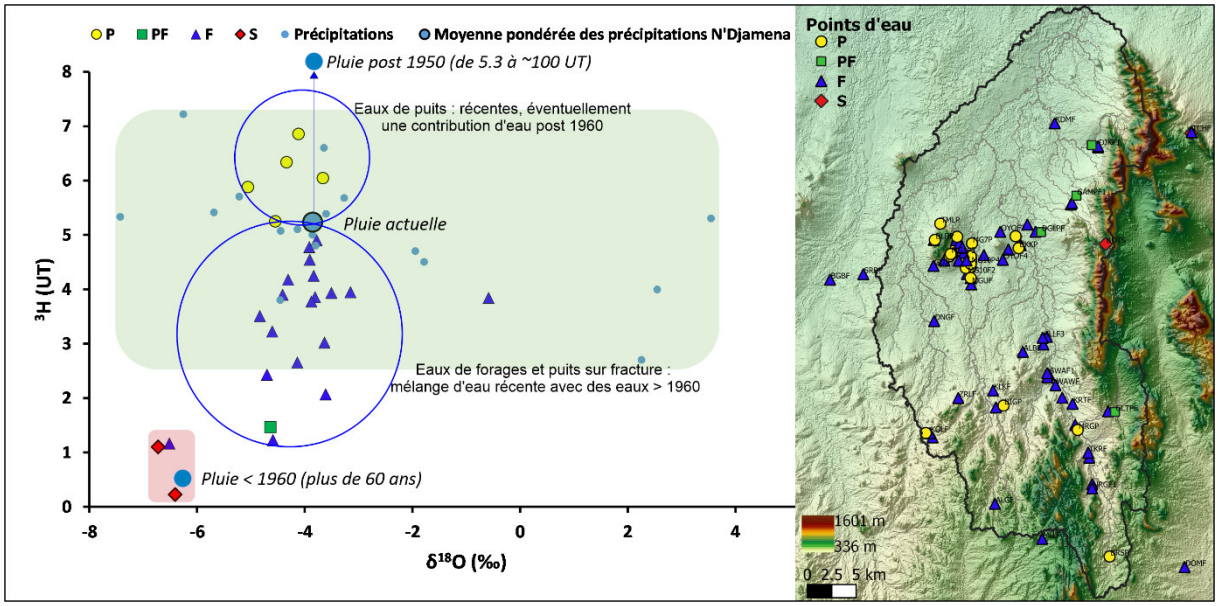


Figure VI.98 : Relation entre Tritium (^{3}H) et Oxygène-18 (^{18}O). Enveloppe verte : eaux récentes, enveloppe rouge : eaux anciennes (plus de 60 ans).

VI.3.4. Validation du modèle conceptuel par la géochimie isotopique

L'analyse et l'interprétation de tous les résultats hydrogéochimiques sont confrontés aux résultats de l'approche hydrogéophysique et permettent de confirmer le modèle conceptuel élaboré dans les premières parties de cette thèse. Ces données géochimiques montrent qu'il existe deux nappes superposées connectées avec des signatures géochimiques qui diffèrent telles qu'observées dans les aquifères de la sous-région (Abdou Babaye, 2012 ; Ahoussi et al., 2012 ; Lasm et al., 2011 ; Ouandaogo-Yaméogo, 2008 ; Ouedraogo, 2016) et en France (Ackerer et al., 2021 ; Chabaux et al., 2023 ; Jaunat, 2012 ; Roques, 2013), et qui présentent localement une communication apparente :

- La nappe superficielle est captée dans les puits (P). Elle correspond essentiellement aux altérites et parfois les alluvions. Elle est faiblement minéralisée car elle est alimentée directement par les apports météoriques et se renouvelle facilement (eaux récentes déduite des teneurs en tritium).
- La nappe inférieure est captée dans les puits sur fractures (PF), les forages profonds (F) et les sources. Elle correspond aux aquifères fissurés profonds de socle et se distingue de la précédente par un aquifère à structure relativement conservée et une minéralisation plus importante. Le tritium montre que ces eaux ont un âge apparent entre des eaux de recharge actuelles et des eaux anciennes antérieures 1950. Les isotopes montrent qu'une grande partie de ces aquifères est également alimentée par des eaux météoriques modernes. Cependant, ces eaux semblent circuler à travers des réseaux de fractures complexes et mal connectées, ce qui explique leur faible renouvellement, leur temps de séjour important et de ce fait leur minéralisation croissante avec la profondeur. En outre, les isotopes signalent également la présence des eaux plus anciennes, enregistrées dans les sources, qui constituent l'un des principaux repères pour de nombreux traceurs.

Les deux nappes sont donc rechargées globalement par les précipitations modernes. Cependant, la coexistence des eaux d'âge "intermédiaire" et "ancien" suggère une hétérogénéité du milieu. Cela confirme que le système aquifère n'est pas constitué par un aquifère unique. Des discontinuités bien remarquables se révèlent même au sein des aquifères fissurés où chacun d'entre eux présente ses propres caractéristiques hydrauliques en lien avec sa structure et le développement de l'altération. On peut donc penser que l'origine des eaux des aquifères fissurés pourrait être due à une alimentation verticale à partir de points ponctuels, notamment les zones de fractures verticales et de la nappe sus-jacente, ou une alimentation horizontale, de provenance plus ou moins lointaine, à travers les fractures tectoniques par exemple. Chabaux et al. (2023), qui ont également mis en évidence l'existence de nappes d'altérites et de fissures profondes de socle dans le bassin versant de Strenbach (France) ont démontré l'importance des fractures d'orientations régionales, liées à la tectonique, dans la circulation des aquifères fissurés profonds de socle.

Tous ces résultats sont en accord avec le modèle conceptuel reposant sur la présence d'altérites qui assurent un stockage significatif des eaux souterraines et d'un horizon fissuré qui joue la fonction transmissive de l'aquifère.

VI.4. SYNTHESE ET DISCUSSION

L'étude géochimique et isotopique des eaux souterraines a permis d'identifier et de comprendre les processus de minéralisation, les mécanismes de recharge et l'estimation de l'âge des eaux souterraines. La minéralisation des eaux étant étroitement liée à la nature pétrographique et géochimique de l'encaissant, l'interprétation de la composition chimique des eaux souterraines constitue également une méthode d'investigation valable dans la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des nappes souterraines et la validation du modèle conceptuel. Nous allons donc présenter une synthèse des principaux résultats et soulèverons quelques points de discussion.

VI.4.1. Synthèse

Les principales synthèses se présentent comme suit et l'ensemble des éléments est présenté dans le Tableau VI.16.

VI.4.1.1. Origine de la minéralisation des eaux souterraines

Les eaux souterraines ont généralement un faciès bicarbonaté calcique et magnésien, mais cela varie en fonction de l'aquifère capté (altérites, aquifère profond fissuré), des pressions anthropiques (contexte rural ou urbain) et des périodes. L'analyse des données géochimiques ainsi que de la bibliographie a permis de caractériser l'origine des différents éléments chimiques présents dans les eaux souterraines. La minéralisation totale de l'eau, exprimée par la conductivité électrique, est très variable : elle varie entre 83 et 1183 µS/cm et est liée à des processus naturels de dissolution des minéraux ainsi qu'à des apports anthropiques plus ou moins importants selon les points.

a. Minéralisation d'origine naturelle

Les ions Na^+, K^+, Ca^{2+} et surtout Mg^{2+} ainsi que HCO_3^- proviennent principalement de l'hydrolyse des principaux minéraux constitutifs du socle cristallin étudié, notamment les feldspaths, les biotites, les pyroxènes, les amphiboles, l'orthose et la muscovite. Les concentrations les plus élevées sont trouvées dans les ouvrages captant les aquifères fissurés profonds, tandis que les concentrations sont beaucoup plus faibles dans les ouvrages captant les altérites. Le F^- provient probablement de l'hydrolyse de la fluorite (CaF_2) dans les roches encaissantes. Les concentrations les plus élevées sont trouvées dans les sources, et dans une moindre mesure dans les ouvrages captant les aquifères fissurés profonds.

b. Minéralisation d'origine naturelle ou anthropique

L'ion K+ peut avoir une origine naturelle, par hydrolyse de l'orthose ou de la muscovite, mais il peut aussi avoir une origine anthropique, apporté par le lessivage des déchets humains et animaux (latrines et eaux usées domestiques). Son comportement peut être différent des autres contaminants anthropiques liés à la phase dissoute, généralement liés au transport particulaire.

c. Minéralisation d'origine anthropique

Les ions NO_3^-, Cl^- et SO_4^{2-} sont principalement apportés par l'agriculture, les eaux usées et les détergents. Ils sont transportés dans la phase dissoute. Les concentrations les plus élevées sont trouvées aussi bien en zone rurale qu'urbaine dans les puits, ainsi que dans certains puits fracturés en zone rurale. La contamination peut provenir du bassin d'alimentation, mais aussi de pollutions directes au niveau du point d'eau.

VI.4.1.2. La signature isotopique

a. Les isotopes stables

Les teneurs en isotopes stables des eaux souterraines de puits, des puits recoupant les fractures et des forages ne sont pas différenciées et sont alignées sur la droite météorique des pluies. On en déduit (i) que ces données ne donnent aucun indice d'évaporation, résultat étonnant en contexte semi-aride, (ii) que les eaux provenant des altérites ne se distinguent pas des eaux des aquifères profonds fissurés.
Les eaux des sources, par contre, se distinguent clairement avec une signature appauvrie, probablement due à une altitude de recharge élevée provenant des reliefs au pied desquels elles se situent.

b. Le tritium

Les teneurs en tritium montrent que les eaux des sources sont très anciennes (< 1960), les eaux des puits captant les altérites correspondent à de la recharge par des pluies actuelles, et les eaux des puits sur fractures et forages profonds captant à la fois les altérites et l'aquifère fracturé ont une signature entre des eaux anciennes et des eaux récentes.

VI.4.1.3. Caractérisation de la nappe d'altérites et de l'aquifère fissuré profond

Les différences observées entre les eaux souterraines d'une part des puits (P) captant les altérites et d'autre part des puits sur fractures (PF) et les forages profonds (F) captant l'aquifère profond fissuré et éventuellement les altérites, montrent qu'on a bien deux nappes superposées en connexion : la nappe des altérites et la nappe des fissures profondes.
L'eau des altérites est peu minéralisée, fortement vulnérable aux pollutions anthropiques, rechargée par des eaux de pluie actuelles, avec des teneurs très faibles en fluor. L'eau de l'aquifère profond fissuré est beaucoup plus minéralisée, notamment en Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} et HCO_3^- qui résultent de l'hydrolyse des minéraux, globalement moins contaminée (bien que possible localement). Les eaux sont un mélange d'eau de recharge actuelle et d'eau ancienne.

Tableau VI.16 : Synthèse géochimique et isotopique du système aquifère.

	Type	PR (22)		PU (26)		PFR (13)		FR (116)		FU (29)		SR (5)		Tous les points		
	Statistique	Moy	ET	Moy	ET	Moy	ET	Moy	ET	Moy	ET	Moy	ET	Moy	ET	
Physico chimie	CE (µS/cm)	**174.6**	77.8	**348.5**	195.5	**677.1**	255.7	**444.7**	239.3	**525.8**	241.7	**304.0**	38.6	**426.7**	249.1	Eau des puits moins minéralisée Eau des forages et puits facturés très minéralisée (anthropique+naturel)
	pH	**6.8**	0.3	**6.5**	0.4	**7.1**	0.3	**7.0**	0.3	**7.1**	0.3	**7.3**	0.0	**7.0**	0.4	pH autour de la neutralité
Majeurs "naturels"	HCO3	**93.4**	28.1	**95.4**	48.1	**311.6**	117.4	**236.7**	90.7	**212.7**	76.4	**188.1**	25.2	**204.5**	103.0	Origine naturelle dissolution due principalement à l'hydrolyse des minéraux constitutifs du socle cristallin étudié, notamment les feldspaths, les biotites, les pyroxènes, les amphiboles, l'orthose et la muscovite
	Ca	**15.3**	9.4	**26.7**	22.2	**71.4**	31.8	**45.8**	29.0	**63.3**	34.4	**34.0**	5.3	**44.0**	31.3	
	Mg	**2.9**	2.7	**5.2**	3.6	**20.0**	9.9	**10.9**	7.6	**14.2**	9.0	**2.9**	1.4	**10.2**	8.3	
	Na	**16.0**	8.4	**27.2**	10.7	**58.9**	21.6	**44.2**	20.6	**37.5**	8.2	**34.5**	6.9	**38.9**	20.2	
	F	**0.4**	0.1	**0.5**	0.2	**1.1**	0.6	**0.8**	0.7	**0.9**	0.7	**3.5**	0.4	**0.9**	0.8	Origine naturelle: dissolution probable de la fluorite (CaF2) dans les roches encaissantes (car correl Ca/F) beaucoup dans les sources moyen dans les PF et F très faible dans les P
Majeur "mixte"	K	**4.7**	5.2	**18.6**	21.5	**3.8**	1.5	**1.8**	1.3	**3.1**	1.2	**2.8**	0.6	**4.5**	9.5	Origine mixte : dissolution de l'orthose, la muscovite + apports anthropiques, transport avec la phase particulaire
Majeurs "anthropiques"	Cl	**4.6**	3.6	**24.2**	20.0	**18.7**	12.8	**10.1**	10.4	**22.9**	18.7	**4.4**	0.7	**13.4**	14.6	Origine anthropique aussi bien en rural qu'en urbain des contaminations dépendant des usages sur la zone d'alimentation ainsi qu'autour du point d'eau en lui-même
	NO3	**7.0**	22.3	**54.8**	72.7	**110.1**	116.2	**37.9**	57.5	**78.1**	69.7	**0.4**	0.5	**45.9**	68.3	
	S04	**5.0**	5.4	**15.7**	12.9	**17.3**	6.1	**10.8**	11.9	**14.5**	9.4	**3.7**	0.5	**11.6**	11.3	
Isotopes	δ2H (‰)	**-22.2**	6.9	**-24.9**	4.3	**-23.5**	3.4	**-23.4**	4.6	**-26.9**	3.0	**-42.8**	0.7	**-24.3**	5.4	Pas de distinction entre P, F et PF : sur la droite météorique des pluies. Sources eaux appauvries probablement en raison de l'altitude de recharge plus élevées (reliefs avec granite sain)
	δ18O (‰)	**-3.7**	1.1	**-4.2**	0.6	**-3.8**	0.5	**-3.9**	0.7	**-4.4**	0.4	**-6.5**	0.2	**-4.0**	0.8	
Tritium	3H (UT)	**5.9**	0.4	**6.6**	0.3	**1.5**	0.5	**3.1**	1.1	**4.1**	0.2	**0.7**	0.4	**3.6**	1.7	P = eau actuelle PF et F = mélange actuel - ancien < 1960 S = eau ancienne < 1960

VI.4.2. Discussion

Les points de discussion qui ont été soulevés se présentent comme suit.

VI.4.2.1. Effet d'évaporation

Nos résultats ne montrent pas d'effet d'évaporation sur les eaux souterraines, malgré le fait que nous nous trouvions dans une zone semi-aride. Cela est particulièrement étonnant, mais confirmé à la fois par les données isotopiques et géochimiques, notamment via les rapports isotopiques et le diagramme de Gibbs. Des résultats comparables ont également été observés dans les aquifères de socle à l'Est du Tchad, où le climat est plus aride que le nôtre, ainsi que dans d'autres régions voisines, notamment au Niger et au Burkina Faso (Mahamat et al., 2017 ; Ousmane et al., 2022 ; Serge Gaëtan et al., 2022).

VI.4.1.2. Variabilité temporelle

Il n'y a pas beaucoup de différences entre nos données de hautes eaux et de basses eaux. Il n'y a pas de variation très marquée. Par conséquent, nous nous demandons si nos campagnes ne sont pas en période de hautes eaux maximales, car les eaux souterraines montrent peu de dilution. Cela suggère un système globalement inerte, dominé par des écoulements lents, mais cela reste à confirmer.

VI.4.1.3. Rôles capacitifs et transmissifs des altérites et des horizons fissurés

Nos résultats hydrogéologiques et géophysiques confirment que les altérites assurent un capacitive des eaux souterraines et que l'horizon fissuré joue un rôle transmissif dans l'aquifère, avec l'essentiel de la ressource contenue dans la partie supérieure de cet horizon fissuré. Nous aimerions évaluer cela à travers des analyses géochimiques, malheureusement, ces données n'ont pas encore été interprétées. De plus, la plupart de nos forages et tous les puits suivis en chimie ne disposent pas de données sur leur productivité. Il serait intéressant d'étudier si les altérites sont effectivement plus capacitives que productives en couplant le chapitre IV (Caractérisation hydrogéophysique du système aquifère et évaluation de la productivité) au présent chapitre VI. En effet, les profils d'altération sont liés à la nature de la roche, ce qui signifie qu'ils doivent avoir une certaine signature chimique. N'est-il pas possible qu'ils soient également liés à la productivité des puits ?

VI.4.1.4. Ecoulements locaux ou régionaux

Une des questions est de savoir s'il y a des écoulements régionaux ou locaux. En effet, les eaux souterraines provenant de puits sur fracture et de forages captant les aquifères fissurés profonds du socle à proximité du relief, à l'origine de sources, sont également anciennes (avec des teneurs en tritium entre 1 et 5 UT). Cependant, on dispose de peu d'indications sur l'organisation spatiale de la qualité notamment des éléments chimiques concernant l'écoulement amont-aval, bien que l'étude sur la piézométrie (chapitre V) révèle un écoulement global des eaux souterraines orienté Nord-Sud, suivant le relief.

VI.4.1.5. Nature de l'encaissant sur la productivité

Enfin, on a constaté qu'un point de contrôle de productivité très important est la nature de l'encaissant. Une connaissance approfondie de la géologie, en particulier de la minéralogie, pourrait aider à mieux comprendre ce facteur. Il reste à confirmer si cela peut également être déduit de la chimie.

CHAPITRE VII : ESSAI DE CARTOGRAPHIE DES POTENTIALITES EN EAU SOUTERRAINE PAR MACHINE LEARNING

Après avoir caractérisé le fonctionnement des aquifères de socle à l'aide de la géologie, de l'hydrogéologie et de la géophysique, ainsi qu'avoir évalué les facteurs qui influencent leur productivité, et en les confrontant aux méthodes géochimiques et isotopiques pour valider et comprendre les processus géochimiques et les mécanismes de recharge des eaux souterraines, ce présent chapitre a pour objectif de tester une approche indépendante basée sur l'apprentissage automatique (Machine Learning) pour établir une cartographie des potentialités en eau souterraine de notre région d'étude. La comparaison entre les résultats de cette approche indépendante et des résultats obtenus à l'issue de nos travaux de thèse permet de tester la performance de cette méthode à l'échelle d'un bassin versant bien documenté et bien étudié. Cette comparaison devrait permettre de vérifier les principaux critères de contrôle de la productivité déjà établis. Si c'est bien le cas, cette méthode pourra être utilisée pour 'identifier et cartographier les zones avec des potentialités en eau souterraine sur des zones beaucoup plus étendues et moins bien documentées. Nous avons testé notre jeu de données avec ML Mapper 2.0 avec Víctor Gómez-Escalonilla Canales (doctorant sous la direction du Pr Pedro Martinez Santos à l'Université de Madrid), dans le cadre d'une collaboration entre Sorbonne Université et l'Universidad Complutense de Madrid (Spain). J'ai produit après maintes réflexions collégiales, l'ensemble des données d'entrées de la méthode (cartes de très nombreux paramètres) et Victor a mis en œuvre la méthode de traitement. Les résultats de ce test sont présentés de façon sommaire dans cette thèse, ils seront améliorés et publiés conjointement en 2024.

VII.1. INTRODUCTION

Au fil des dernières décennies, la cartographie du potentiel en eaux souterraines s'est révélée être un outil indispensable pour soutenir l'exploration et la prospection hydrogéologique (Elbeih, 2015). Son utilité est particulièrement évidente dans les régions de socle des régions semi-arides et arides, où la population dépend principalement, voire exclusivement, des eaux souterraines pour son approvisionnement en eau (Grönwall et Danert, 2020).
La cartographie du potentiel en eaux souterraines peut avoir différentes interprétations selon les auteurs, mais elle partage toutes un objectif commun : identifier les zones favorables au développement et à l'exploitation des eaux souterraines (Díaz-Alcaide et Martínez-Santos, 2019).
Il existe deux approches principales pour les procédures d'intégration des données dans la cartographie du potentiel en eaux souterraines. La première approche repose sur l'expertise et le traitement des données, notamment par le biais d'analyses multidimensionnelles, et comprend des méthodes telles que les approches à facteurs multiples, les processus hiérarchiques analytiques, etc. Ces techniques ont été utilisées depuis longtemps et ont fait leurs preuves (Al-Djazouli et al., 2021 ; Mahamat Nour et al., 2023 ; Martín-Loeches et al., 2018 ; Mogaji et Lim, 2018 ; Trabelsi et al., 2019 ; Yao et al., 2016).
La deuxième approche, relativement plus récente, est l'apprentissage automatique. Cette approche utilise des algorithmes informatiques pour permettre aux ordinateurs d'apprendre à partir de données. L'apprentissage automatique ouvre de nouvelles perspectives méthodologiques dans la cartographie du potentiel en eaux souterraines (Géron, 2022). Contrairement aux méthodes basées sur l'expertise, l'apprentissage automatique permet de trouver des associations complexes entre les variables explicatives et la variable cible, qui pourraient passer inaperçues autrement (Gómez-Escalonilla et al., 2022). Cela en fait une technique particulièrement adaptée pour cartographier des variables complexes réparties spatialement, comme le potentiel en eaux souterraines.
La définition d'une cartographie du potentiel en eaux souterraines positive ou négative peut varier en fonction de l'environnement géologique, des conditions climatiques et des caractéristiques des forages propres à chaque cas d'étude (Scherrer et al., 2021). Dans notre cas, un forage avec un débit de 0.5 m^3/h (débit de développement) peut être considéré comme positif pour répondre aux besoins en eau d'une population rurale en utilisant une pompe à motricité humaine. Cependant, il serait considéré comme négatif pour l'installation d'un système motorisé nécessitant des débits supérieurs à 3 m^3/h pour fonctionner correctement. Il est donc essentiel de définir spécifiquement ce qui est considéré comme positif ou négatif pour chaque cas d'étude.
La cartographie du potentiel en eaux souterraines dépend de divers facteurs, et l'un des plus importants est généralement la recharge diffuse depuis la surface des aquifères. Cette recharge est à son tour influencée par plusieurs facteurs clés, qui peuvent varier selon les auteurs. Tous s'accordent sur l'importance des facteurs suivants : le climat (par exemple, la quantité de précipitations, la température et l'évapotranspiration potentielle), les caractéristiques des sols (par exemple, leur texture, leur conductivité hydraulique à saturation et leur capacité d'humidité), la couverture végétale (par exemple, la densité et le type de végétation), la géomorphologie (par exemple, la pente de la surface et la densité du drainage), ainsi que la géologie (Jyrkama et al., 2002 ; Kumar, 1997 ; MacDonald et al., 2012).

VII.2. METHODOLOGIE

VII.2.1. Données d'entrée MLMapper 2.0

Pour élaborer une carte des potentialités en eau souterraine avec MLMapper 2.0, il est nécessaire de disposer de deux types de données d'entrée. D'une part, une base de données des points d'eau (forages, puits, etc.) contenant des informations géologiques et hydrogéologiques complètes. D'autre part, il faut élaborer et compiler une série de variables explicatives qui serviront de prédicteurs. La variable cible, à savoir le potentiel en eau souterraine, a été définie en termes binaires comme la probabilité qu'un forage réalisé à un endroit donné soit positif.

VII.2.1.1. Variables cibles : données des points d'eau

Contrairement à l'approche hydrogéophysique, dans laquelle nous avons utilisé l'ensemble de la base de données validées comprenant 315 sites, cette étude repose uniquement sur 282 sites (Figure VII.99). Parmi ces sites, 111 présentent un débit de développement supérieur ou égal à 0.5 m^3/h et sont considérés comme points positifs, tandis que les 171 sites restants sont considérés comme négatifs. Ces sites couvrent trois sous-bassins versants adjacents (Mongo, Barlo et Bitkine) délimités et étudiés dans les chapitres précédents et sont utilisés pour former et évaluer les performances de la méthode d'apprentissage. Nous avons inclus des sites localisés dans les bassins versants mais aussi dans une zone de tampon de 5 km autour des sous-bassins afin d'obtenir une concentration maximale de sites et une plus grande représentativité.

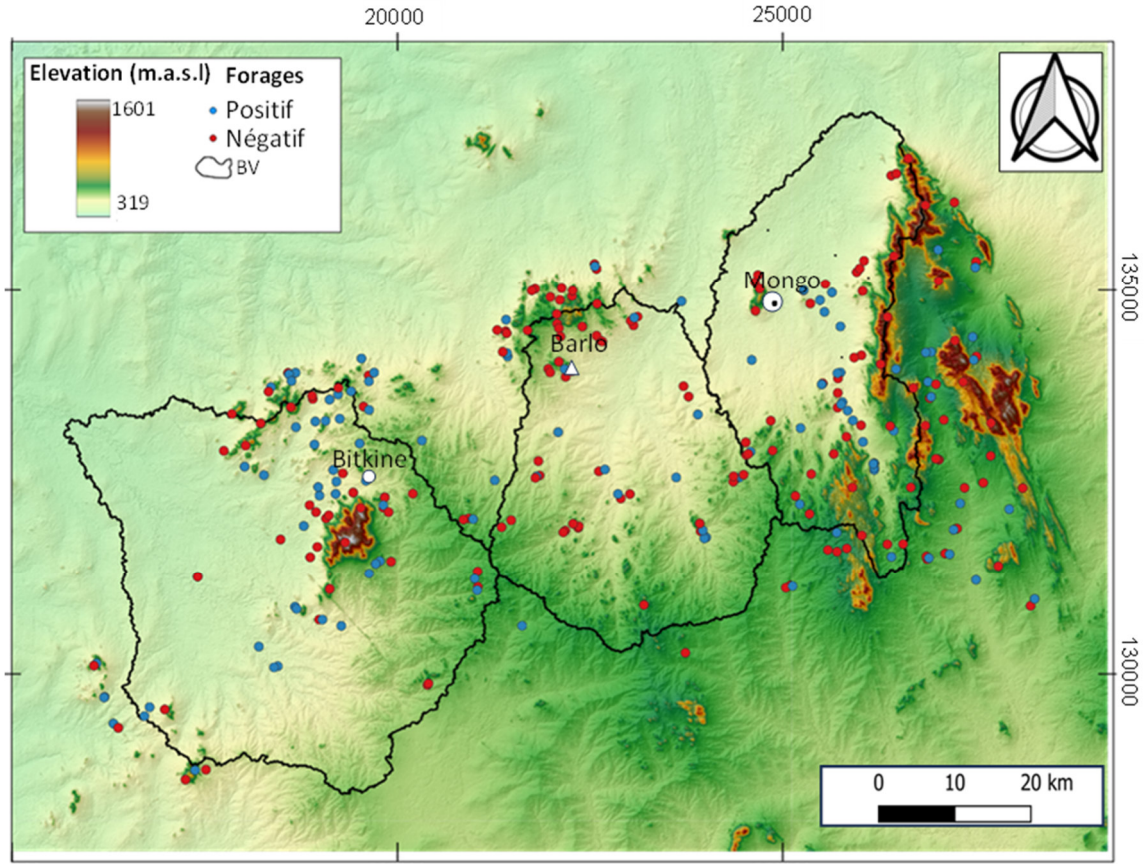


Figure VII.99 : Distribution spatiale des points d'eau utilisés dans cette étude.

VII.2.1.2. Elaboration de variables explicatives

Pour mettre en place les variables explicatives, une analyse approfondie des facteurs pouvant conditionner le potentiel en eau souterraine dans la région a été réalisée. Finalement, un total de 17 variables explicatives a été utilisé, dont les méthodes de traitement sont décrites dans les paragraphes qui suivent et la synthèse est présentée dans le Tableau VII.17.

a. Epaisseur totale de l'aquifère et épaisseurs des horizons altérés, fissurés, des recouvrements et des recouvrements argileux

Les épaisseurs des horizons altérés, fissurés, des recouvrements et des recouvrements argileux ont été analysées et extraites de logs de forages. De plus, une série de points fictifs a été générée sur les affleurements de granite sain. À ces points, une valeur de 0 a été attribuée à tous les horizons afin d'obtenir une cartographie reproduisant au mieux la réalité du terrain. Différents essais ont été réalisés pour obtenir les cartographies représentant au mieux les données du terrain. Pour cela, une validation croisée des résultats a été effectuée en utilisant un ensemble de données plus important (densité plus élevée de points fictifs) et un ensemble de données plus petit (densité de points fictifs égale à celle des points réels). Les deux ensembles de données ont été divisés en entraînement (interpolation) et en test (validation). 80% des points ont été utilisés pour générer les cartes et 20% pour valider ces interpolations. À partir de là, l'erreur des interpolations a été évaluée en calculant la différence entre la valeur observée aux points de validation (pour chaque horizon) et la valeur interpolée à ces mêmes points. Ensuite, l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'erreur absolue moyenne (MAE) ont été calculées pour chaque cas. Les résultats varient selon les différents horizons, les meilleurs résultats étant obtenus pour l'épaisseur de l'horizon de couverture argileuse (RMSE entre 2 et 3 m) et les résultats les moins précis étant ceux de l'horizon fissuré (RMSE entre 9 et 10 m). Enfin, les résultats obtenus avec l'ensemble de données plus petit (densité similaire entre les points de données fictifs et réels) ont été utilisés comme source de données pour MLMapper. L'épaisseur totale de l'aquifère a été obtenue en additionnant l'épaisseur de tous les horizons.

b. Altitude du sol

La couche d'élévation a été obtenue à partir du modèle numérique de terrain GLO-30 de la mission Copernicus[11] qui offre une couverture mondiale avec une résolution de 30 m.

c. L'altitude du toit du socle sain

L'altitude du toit du socle sain est obtenue en soustrayant la cote du terrain, disponible dans la couche d'altitude, à l'épaisseur totale de l'aquifère.

[11] https://portal.opentopography.org/

d. Distances verticales et horizontales des principaux réseaux de drainage : classification basée sur l'ordre de Strahler

Ces variables explicatives ont été élaborées à partir de la couche d'élévation décrite précédemment. Pour cela, l'outil r.watershed de GRASS a été utilisé en premier lieu. Son résultat est la création de canaux avec différents ordres de Strahler. Ensuite, pour les systèmes de drainage de premier ordre, la distance raster a été calculée à la fois horizontalement et verticalement. Le résultat de cette procédure est la création de deux cartes continues dans lesquelles chaque pixel contient des informations sur la distance horizontale au canal le plus proche et la distance verticale également au canal le plus proche.

e. Géomorphologie

Les formes du terrain ou la géomorphologie ont été obtenues à l'aide du complément Geomorphon de QGIS 3.0. Cet outil donne comme résultat dix classes différentes en fonction de la relation existante entre une série de pixels d'un MDT. Le plugin comprend une série de paramètres qui permettent d'augmenter ou de diminuer le rayon de recherche des pixels, ainsi que d'augmenter ou de diminuer les seuils des classes, ce qui permet de s'adapter aux différents contextes géographiques. En pratique, ces 10 classes peuvent être regroupées en un nombre plus restreint de catégories (zones plates, pentes prononcées, pentes douces).

f. Pente

La pente du terrain a été obtenue en utilisant l'outil "Pente" de QGIS. L'entrée pour cet outil est le modèle numérique du terrain de la zone d'étude.

g. Indice d'humidité topographique

L'indice d'humidité topographique permet d'identifier les zones présentant le plus grand potentiel d'accumulation d'eau ou d'humidité en fonction de la topographie (Beven et Kirkby, 1979). L'obtention de cet indice est basée sur l'analyse morphologique à partir du MDT. Il est nécessaire de calculer préalablement la surface drainée par chaque cellule et la pente (β), de manière à pouvoir appliquer la formule suivante à chaque pixel :

$$TWI = \ln\left(\frac{Aire_{drainage}}{tan\beta}\right) \quad \text{(VII.1)}$$

h. Géologie développée à partir d'images satellites et la carte géologique ancienne (très simplifiée)

La géologie développée à partir d'images satellites a été obtenue à partir des images Landsat-8[12]. Plus précisément, une mosaïque de 6 images a été utilisé. Les lignes 051, 052 et 053 de la colonne 182 ont été utilisées, tandis que les lignes 051, 052 et 053 de la colonne 181 ont été utilisées. Les images utilisées ont été prises entre le 31 avril et le 1er mai 2022. Pour élaborer la cartographie géologique, le plugin de classification semi-automatique SCP de QGIS 3.0

[12] https://earthexplorer.usgs.gov/

(Congedo, 2021) a été utilisé. Finalement, six unités différentes ont été distinguées en fonction de la réponse multispectrale des matériaux. Celles-ci correspondent aux affleurements de roches cristallines, aux altérites, aux piémonts, aux alluvions anciennes et, parmi les dépôts fluviatiles récents, il a été possible de distinguer ceux qui étaient plus argileux de ceux qui étaient plus sableux, en tenant également compte des facteurs topographiques.

i. Indice de végétation par différence normalisée

L'indice de végétation par différence normalisée est un indice qui permet de mesurer la vigueur de la végétation en analysant les deux bandes multispectrales dans lesquelles la végétation interagit de manière significative dans le spectre électromagnétique. D'une part, la partie du spectre visible dans laquelle la végétation montre une absorption élevée est la section du rouge, en raison de la présence de chlorophylle qui génère des images multispectrales sombres. D'autre part, la partie de l'infrarouge proche dans laquelle la végétation se comporte de manière opposée en générant des niveaux élevés de réflexion, ce qui donne des images multispectrales lumineuses (Xie et al., 2008). Dans les zones arides ou semi-arides, comme notre zone d'étude, le régime climatique présente une grande variabilité temporelle. Par conséquent, pendant de longues périodes, il n'y a pas d'apport d'eau de pluie pour soutenir la végétation. La grande majorité des espèces ont cependant besoin d'un apport « continu » d'humidité pour survivre, notamment dans des climats où les températures sont très élevées. On suppose qu'à la fin de la saison sèche, après près de neuf mois sans pluie dans certains cas, les régions présentant un NDVI élevé, c'est-à-dire une végétation vigoureuse, doivent être soutenues par une contribution d'eaux souterraines ou d'une nappe phréatique peu profonde.

j. Indice d'argile développé à partir d'images satellites

Cette couche fournit des informations sur la proportion de bandes d'altération ou de teneur d'argile en surface. Celle-ci a été développé en combinant les bandes 6 (infrarouge à ondes courtes 1) et 7 (infrarouge à ondes courtes 2) de Landsat 8 (Ourhzif et al., 2019). Cette couche, qui fournit des informations sur la teneur d'argile en surface, devrait contrôler potentiellement l'infiltration vers la nappe souterraine.

Tableau VII.17 : Variables explicatives inclues dans l'apprentissage automatique, abréviations et types de facteurs.

Types de facteurs	Variables explicatives	Abréviations
Facteurs géométriques caractéristiques de l'aquifère	Épaisseur totale de l'aquifère	EHSAT
	Épaisseur de l'horizon fissuré	EHF
	Epaisseur de l'horizon altéré	EHA
	Épaisseur du recouvrement en surface	ERE
	Épaisseur du recouvrement argileux	EREAr
	Altitude (m NGF) du toit du socle sain	ZTSS
Facteurs hydromorphologiques	Distance verticale par rapport aux réseaux de drainage d'ordre 1	DVR/ordre1
	Distance horizontale par rapport aux réseaux de drainage d'ordre 1	DHR/ordre1
Facteurs géologiques	Lithologie développée à partir d'images satellites	Lithologie
	Carte géologique ancienne	Géologie
Facteurs de surface	Occupation des sols	Occupation/sol
Facteurs topographiques	Altitude du sol en m NGF	Altitude
	Géomorphologie	Géomorphologie
	Pente en %	Pente
	Indice d'humidité topographique	IHT
Facteurs dérivés des images satellites	Indice de végétation par différence normalisée	NDVI
	Indice d'argile développé à partir d'images satellites	IArgile

VII.2.2. Application du MLMapper 2.0

VII.2.2.1. Présentation des différents algorithmes

Le code MLMapper 2.0 (Gómez-Escalonilla et al., 2021, 2022) a été utilisé dans cette recherche pour développer la carte des potentialités en eau souterraine dans la région du Guéra. Ce code est une évolution de l'outil MLMapper original développé par Martinez-Santos et Renard (2020). En effet, MLMapper a déjà été appliqué dans d'autres contextes géographiques et géologiques, tels que le Mali et le Chili (Aliaga-Alvarado et al., 2023 ; Gómez-Escalonilla, Martínez-Santos, et al., 2022). Les résultats satisfaisants obtenus dans des contextes hydrogéologiques très différents soulignent l'application potentielle de cet outil. Le code MLMapper 2.0 permet donc de fournir des prédictions spatialement distribuées pour une variable cible, en se basant sur des algorithmes de classification supervisée, un ensemble de variables explicatives et un ensemble d'entraînement de points pour lesquels la valeur de la

variable cible est connue. Cette version, développée en Python 3.7, intègre des vérifications de multicolinéarité, une optimisation des hyperparamètres par recherche aléatoire, ainsi que des procédures de validation croisée, entre autres, afin d'améliorer la fiabilité et les capacités prédictives des modèles. MLMapper 2.0 comprend 19 algorithmes d'apprentissage supervisé différents issus de la boîte à outils scikit-learn 0.24.1 (Pedregosa et al., 2011). Ces classificateurs sont :

- Les machines à vecteurs de support (support vector machines, SVC).
- Les machines à vecteurs de support linéaires (linear support vector machines, LVC).
- La régression logistique (logistic regression, LRG).
- Le classificateur d'arbres de décision (the decision tree classifier, DTC).
- Le classificateur de forêt aléatoire (the random forest classifier, RFC).
- La classification K plus proches voisins (Kneighbour classification, KNN).
- L'analyse discriminante linéaire (linear discriminant analysis, LDA).
- La classification bayésienne naïve gaussienne (Gaussian naïve Bayes classification, NBA).
- Le réseau de neurones à perceptron multicouche (multilayer perceptron neural network, MLP).
- Le classificateur AdaBoost (the AdaBoost classifier, ABC).
- L'analyse discriminante quadratique (quadratic discriminant analysis, QDA).
- La classification par renforcement de gradient (gradient boosting classification, GBC).
- Le classificateur de processus gaussien (the Gaussian process classifier, GPC).
- Le classificateur ridge (the ridge classifier, RID).
- Le classificateur linéaire de descente de gradient stochastique (the stochastic gradient descent linear classifier, SGD).
- Le perceptron (perceptron, PER).
- Le classificateur passif-agressif (the passive-aggressive classifier, PASSI).
- Le classificateur de vecteurs de support nu (the nu-support vector classifier, nuSVC).
- Le classificateur d'arbres supplémentaires (the extra trees classifier, ETC).

VII.2.2.2. Procédure de cartographie prédictive avec MLMaper 2.0

Les démarches sur la cartographie prédictive sont décrites comme suit et la synthèse présentée dans la Figure VII.100.

Tout d'abord, il est question de créer un maillage de points réguliers répartis sur la zone définie pour faire les prédictions en se basant sur les données d'entrées décrites précédemment, permettant ainsi l'établissement de plusieurs modèles.

MLMapper divise ensuite le premier fichier en données d'entraînement et données de test. Concrètement, 70% des points sont utilisés pour la formation et 30% pour la validation. Tous les modèles sont entraînés à l'aide de ces 70% de l'ensemble de données pour rechercher des relations et des modèles entre les variables explicatives et la variable cible (puits positifs ou puits négatifs). Une fois que les algorithmes ont terminé l'entraînement et l'ajustement, ils passent à la phase de test. Pendant cette phase, les algorithmes tentent de prédire la variable cible dans les 30% restants de l'ensemble de données. Par conséquent, le pourcentage de ces prédictions correctes est évalué. Il existe de nombreuses mesures d'apprentissage automatique

qui peuvent être utilisées pour sélectionner les meilleurs modèles. Dans ce cas, le score du test et l'aire sous la courbe de caractéristiques de fonctionnement du récepteur (score ASC) sont principalement utilisés.

Le score du test est calculé en comptant le nombre de prédictions réussies par rapport au nombre total de tentatives dans le jeu de données de test, ce qui permet d'obtenir une mesure directe de la précision des prédictions. Il varie de 0, le score le plus bas, à 1, le score le plus élevé.

La courbe des caractéristiques de fonctionnement du récepteur (courbe ROC) montre les performances d'un modèle de classification à différents seuils de classification (Pedregosa et al., 2011). Pour construire cette courbe, il est nécessaire de représenter deux métriques : (i) le taux de vrais positifs, également appelé rappel, et (ii) le taux de faux positifs.

La courbe ROC est créé en traçant le taux de vrais positifs (TPR) en fonction du taux de faux positifs (FPR), en utilisant différents seuils pour classer les points comme positifs ou négatifs. Les différents seuils de classification désignent les points qui sont classés comme positifs ou négatifs en fonction d'un critère de probabilité compris entre 0 et 1 pour appartenir à l'une ou l'autre classe. L'aire sous la courbe (AUC) est une métrique qui permet d'analyser la courbe ROC à l'aide d'une seule valeur. L'AUC correspond à l'aire sous la courbe ROC pour un modèle donné. En général, une AUC de 0.5 suggère qu'il n'y a pas de discrimination entre les classes, une AUC de 0.7 à 0.8 est considérée comme acceptable, une AUC de 0.8 à 0.9 est considérée comme excellente et une AUC supérieure à 0.9 est considérée comme exceptionnelle (Hosmer et Lemeshow, 2000).

Dans chaque test, tous les modèles sont entraînés. Ensuite, ceux qui ont obtenu les meilleures performances sont sélectionnés pour produire les cartes finales. Si l'algorithme identifie, pour un pixel donné, une série de motifs similaires à ceux observés dans les variables explicatives d'un point d'apprentissage ayant une valeur positive pour la variable cible, l'algorithme attribuera également une valeur positive à ce pixel pour la variable cible. Il en va de même pour les pixels ayant une valeur négative. De cette manière, nous obtenons une grille régulière de points ou de pixels répartis dans l'espace avec des valeurs de 0 ou 1. Cela peut être représenté par une carte bicolore, où chaque pixel se voit attribuer une couleur en fonction de la valeur binaire obtenue. Cependant, étant donné que chaque algorithme utilise des approches différentes et a des architectures différentes, il est courant d'utiliser des cartes d'ensemble. Ces cartes, également appelées cartes d'accord, sont obtenues en prenant la moyenne arithmétique, pixel par pixel, des prédictions des algorithmes les plus performants (Martinez-Santos et Renard, 2020). Ces cartes permettent d'introduire un degré d'incertitude dans les prévisions. Les zones où tous les algorithmes s'accordent sur la prédiction d'une valeur positive auront une valeur de 1 ou un potentiel élevé. Les zones où tous les algorithmes s'accordent sur la prédiction d'une valeur négative auront une valeur de 0 ou un potentiel faible/nul. Les zones où il y a divergence dans les prédictions auront des valeurs supérieures à 0 et inférieures à 1, indiquant des potentiels hydrogéologiques différents, d'autant plus élevés qu'ils se rapprochent de 1.

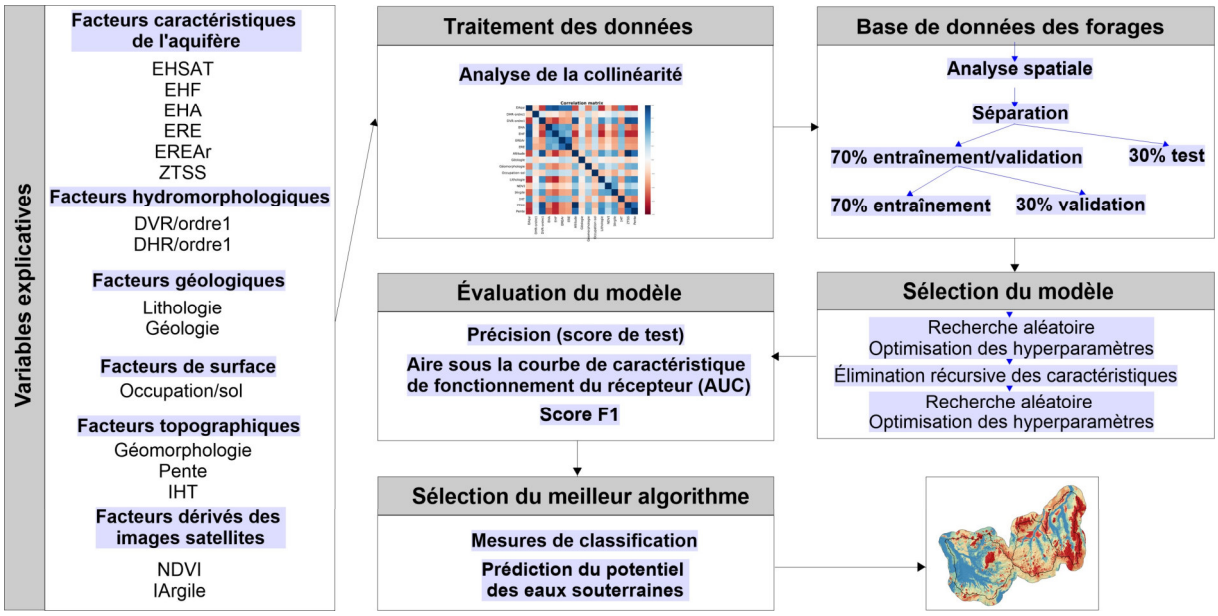


Figure VII.100 : Modèle conceptuel de la procédure de cartographie prédictive avec MLMapper 2.0.

VII.3. RESULTATS ET INTERPRETATION

VII.3.1. Analyse de colinéarité

Une analyse de corrélation a été réalisée avec les 17 variables explicatives et 282 points cibles bien documentés. Les coefficients de corrélation entre les variables sont exprimés dans une palette de couleurs qui varie de - 1.00 en rouge (corrélation négative) à 1.00 en bleu (corrélation positive). Il n'y a pas de seuil fixe pour déterminer le niveau acceptable de corrélation entre deux variables, bien que la littérature indique que des valeurs entre 0.40 et 0.85 peuvent être acceptables (Dormann et al., 2013).

Les résultats de la matrice de corrélation (Figure VII.101) montrent des corrélations élevées, qu'elles soient négatives ou positives, entre les variables. Par exemple, une forte corrélation négative est observée entre l'épaisseur de l'horizon fissuré (EHF) et la lithologie, ainsi qu'entre l'épaisseur de l'horizon fissuré (EHF) et la distance verticale par rapport aux principaux réseaux de drainage (DVR-ordre1). Cependant, il est important de noter que ces variables explicatives, bien qu'elles présentent une forte corrélation, fournissent des informations totalement différentes et doivent donc être prises en compte dans les modèles. D'autres variables présentent une corrélation élevée, mais cette fois-ci positive, telles que l'altitude du sol et l'altitude du toit du socle sain (ZTSS), ou encore l'altitude du sol et la distance verticale par rapport aux principaux réseaux de drainage (DVR-ordre1). Comme précédemment mentionné, ces variables explicatives peuvent fournir des informations importantes pour les algorithmes, et aucune d'entre elles n'a été exclue en raison de sa corrélation.

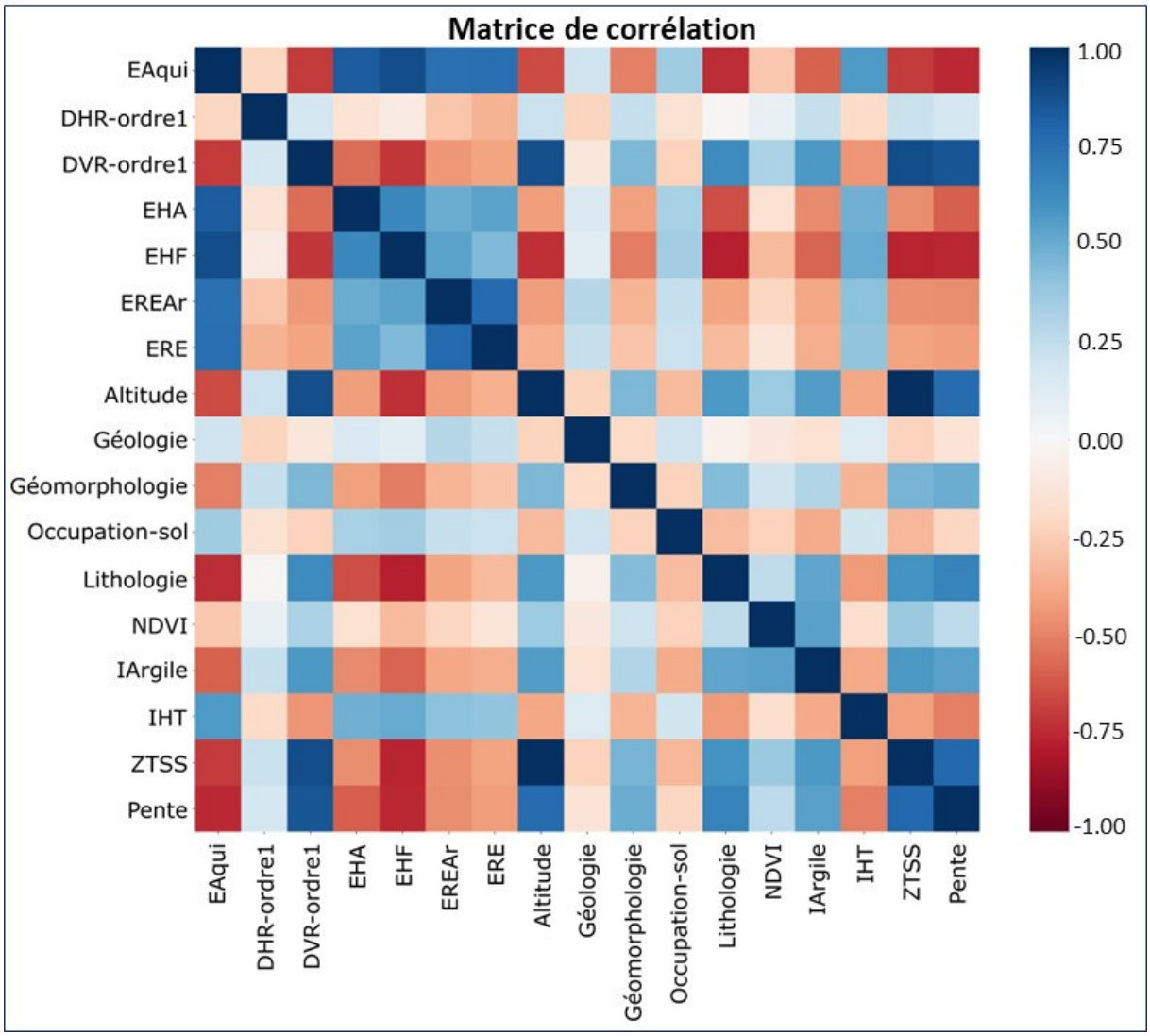


Figure VII.101 : Matrice de corrélation des variables explicatives.

VII.3.2. Performances de l'algorithme

Les mesures d'apprentissage automatique les plus performantes sont répertoriées dans le Tableau VI.2. Les cinq meilleurs algorithmes sont représentés par des fonds vert clair. Le classificateur Ridge (RID) a obtenu la meilleure précision ou le meilleur score de test (pourcentage de prédictions réussies), suivi de l'analyse discriminante linéaire (LDA), le classificateur d'arbres supplémentaires (ETC), régression logistique (LRG) et le classificateur de forêt aléatoire (RFC). Il est intéressant de noter que le score F1 était plus élevé pour les points négatifs que pour les points positifs, ce qui suggère que les modèles étaient plus efficaces pour prédire les points négatifs (Tableau VII.18**).** Cette différence pourrait être attribuée au déséquilibre entre les points, avec 60% de points négatifs contre seulement 40% de points positifs. En ce qui concerne le score AUC, les cinq meilleurs algorithmes ont obtenu des valeurs comprises entre 0.77 et 0.80, ce qui est considéré comme acceptable selon la littérature (Mandrekar, 2010).

Tableau VII.18 : Scores de performance de tous les classificateurs intégrés dans MLMapper. Les meilleurs algorithmes performants, utilisés pour produire les cartes de potentiel des eaux souterraines, sont indiqués en vert et en gras. (Score d'entraînement = score d'entraînement optimisé ; Score de test = score de test optimisé ; Prec_0 = précision fausse ; Prec_1 = précision vraie ; Rec_0 = rappel faux ; Rec_1 = rappel vrai ; f1_0 = score f-1 faux ; f1_1 = score f-1 vrai ; AUC = aire sous la courbe).

Algorithme	Score des trains	Score du test	Préc_0	Préc_1	Rec_0	Rec _1	F1_sc_0	F1_sc_1	AUC
SVC	0.88	0.65	0.65	0.67	0.94	0.18	0.77	0.29	0.63
MLP	0.59	0.61	0.61	0.00	1.00	0.00	0.76	0.00	0.44
KNN	1.00	0.61	0.70	0.50	0.66	0.55	0.68	0.52	0.61
LVC	0.54	0.53	1.00	0.45	0.23	1.00	0.37	0.62	_
LRG	0.67	0.75	0.76	0.75	0.89	0.55	0.82	0.63	0.79
DTC	0.79	0.58	0.63	0.43	0.77	0.27	0.69	0.33	0.59
RFC	0.86	0.74	0.79	0.65	0.77	0.68	0.78	0.67	0.78
LDA	0.66	0.79	0.78	0.81	0.91	0.59	0.84	0.68	0.80
ABC	1.00	0.67	0.77	0.56	0.66	0.68	0.71	0.61	0.74
GBC	1.00	0.65	0.73	0.54	0.69	0.59	0.71	0.57	0.68
RID	0.63	0.81	0.80	0.82	0.91	0.64	0.85	0.72	-
SGD	0.59	0.61	0.61	0.00	1.00	0.00	0.76	0.00	-
PAR	0.41	0.39	0.00	0.39	0.00	1.00	0.00	0.56	-
ETC	0.84	0.77	0.78	0.76	0.89	0.59	0.83	0.67	0.77

VII.3.3. Sélection et importance des variables explicatives

La Figure VII.102 présente les résultats de l'importance des caractéristiques calculées pour le classificateur Extra-Trees. Les résultats affichés concernent l'importance des caractéristiques pour cet algorithme, car il n'est pas possible de générer ce type de graphe avec Ridge, qui est un classificateur linéaire. En revanche, les algorithmes de type arborescent, tels que Extra-Trees, permettent de générer ces graphes plus facilement. Selon ETC, l'épaisseur totale de l'aquifère ainsi que les épaisseurs des différentes formations, telles que l'horizon fissuré, l'horizon altéré, le recouvrement et le recouvrement argileux, sont considérées comme des facteurs importants. De plus, la cartographie lithologique à partir d'images satellites, la géomorphologie, ainsi que les distances verticales et horizontales par rapport aux réseaux de drainage d'ordre 1 ont également été classées comme des variables significatives.

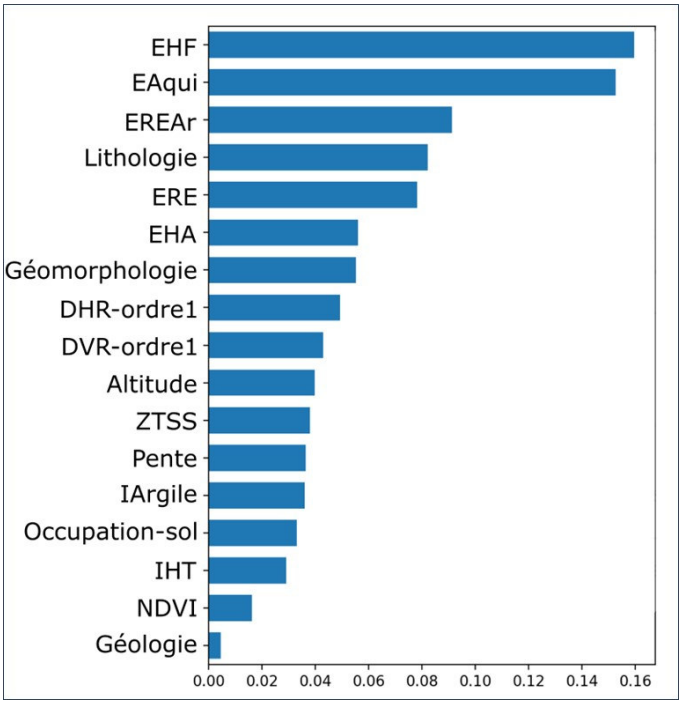


Figure VII.102 : Importance des caractéristiques calculées pour le classifieur Extra-Trees. La somme de tous les poids des variables est égale à un.

Les cartes des variables explicatives clés sont présentées dans les Figure VII.103.

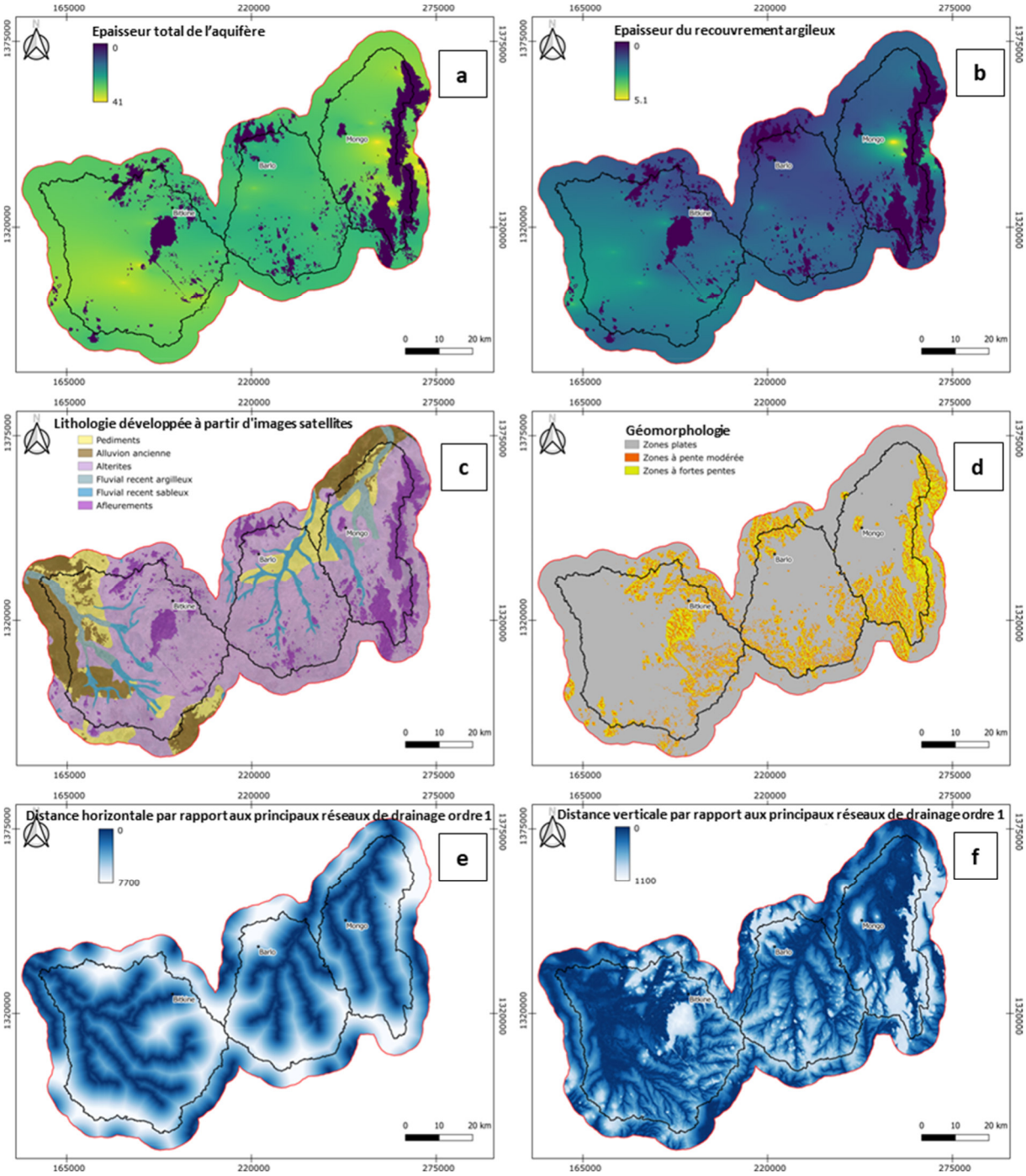


Figure VII.103 : Cartes de variables explicatives clés pour la cartographie des potentialités en eau souterraine présentées par ordre d'importance : (a) épaisseur totale de l'aquifère, (b) épaisseur du recouvrement argileux, (c) lithologie, (d) géomorphologie, (e) distance horizontale par rapport aux principaux réseaux de drainage d'ordre 1, (f) distance verticale par rapport aux principaux réseaux de drainage d'ordre 2. Les cartes d'épaisseur de l'horizon fissuré, du recouvrement et d'épaisseur de l'horizon altéré étant 1er, 5eme et 6eme respectivement sont absentes car elles sont déjà présentées dans le chapitre IV.

VII.3.4. Carte des potentialités en eau souterraine

La Figure VII.104 présente les résultats de la carte des potentialités en eau souterraine obtenue en combinant les cinq meilleurs algorithmes par ordre d'importance, à savoir le classificateur Ridge (RID), l'analyse discriminante linéaire (LDA), le classificateur d'arbres supplémentaires (ETC), la régression logistique (LRG) et le classificateur de forêt aléatoire (RFC). Les pixels de couleur bleue indiquent un accord unanime entre tous les algorithmes quant à un potentiel d'eau souterraine positif, avec une moyenne arithmétique égale à 1. À l'inverse, les zones de couleur rouge représentent les pixels où tous les algorithmes sont d'accord sur un potentiel d'eau souterraine négatif, avec une moyenne arithmétique égale à 0. Les couleurs intermédiaires représentent différents degrés d'accord entre les algorithmes, variant entre 0.2 et 0.8.

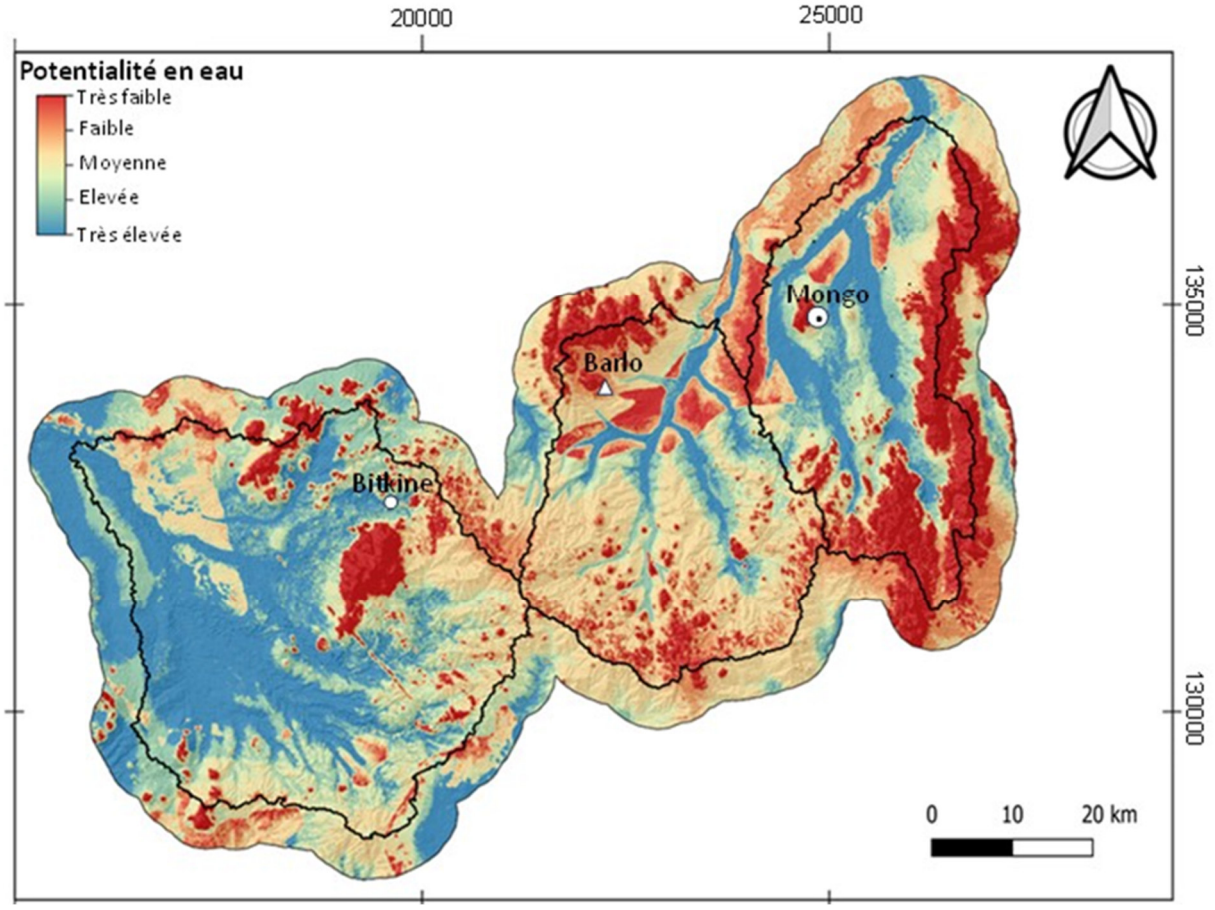


Figure VII.104 : Carte du potentiel des eaux souterraines de l'ensemble arithmétique des cinq meilleurs algorithmes performants.

VII.4. DISCUSSION

VII.4.1. Validation de la carte de potentialités en eau souterraine à l'aide des points cibles utilisés

La projection des points cibles, notamment les forages, est effectuée en fonction de leur état positif ou négatif sur la carte de potentialités en eau souterraine (Figure VII.105). La majorité des forages positifs se trouvent dans les zones à potentiel favorable, tandis que les forages négatifs se trouvent dans les zones à potentiel défavorable, à l'exception d'un nombre très limité de forages qui ne suivent pas cette logique. Malgré quelques incertitudes dans notre jeu de données, ces résultats démontrent une excellente capacité prédictive en termes de mesures d'apprentissage automatique grâce à l'utilisation de MLMapper 2.0.

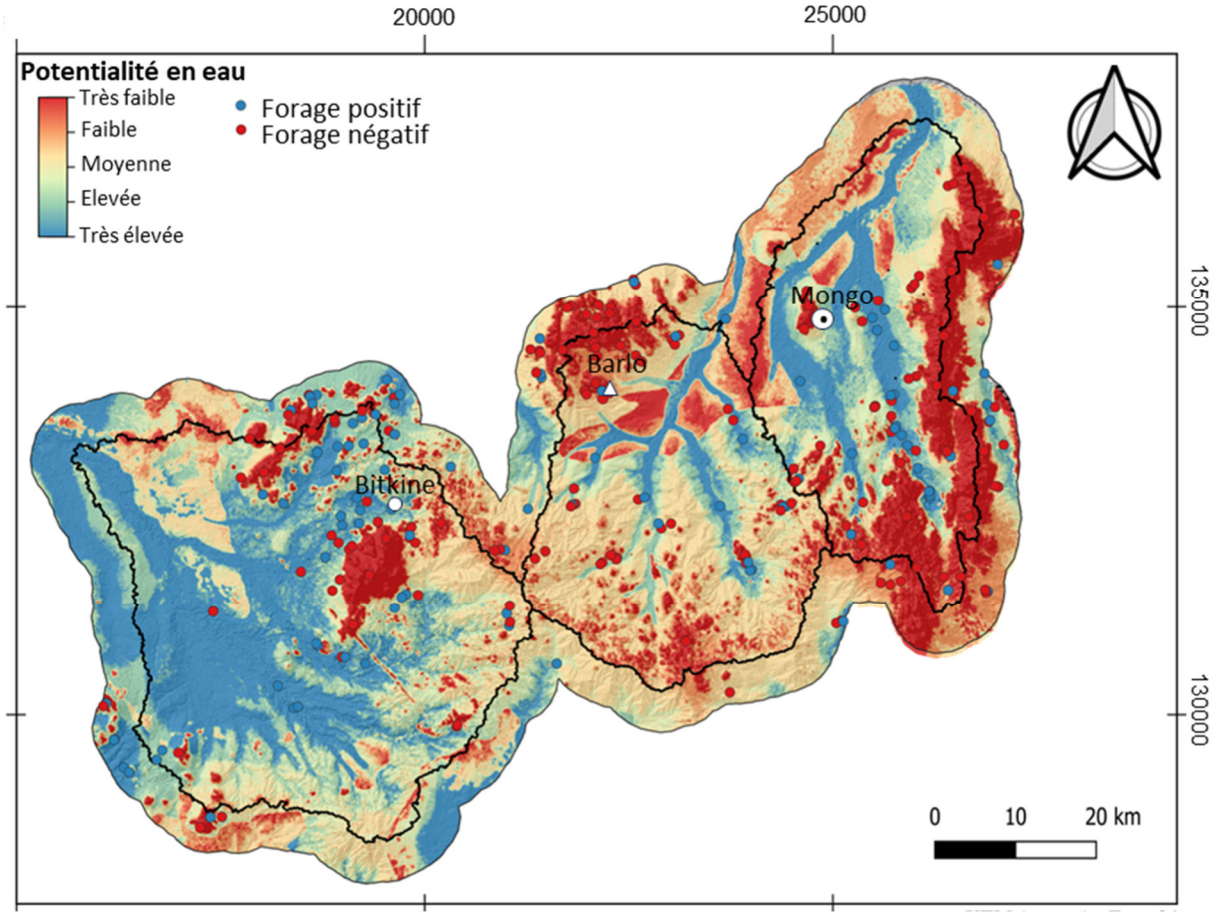


Figure VII.105 : Validation de la carte de potentialités en eau souterraine à l'aide des forages.

VII.4.2. Validation des critères de contrôle de la productivité établis par la caractérisation hydrogéophysique

Cette approche a permis d'identifier les critères clés qui contrôlent la productivité, et d'établir une cartographie des zones les plus favorables pour implanter des forages.
Les résultats recueillis révèlent que l'épaisseur des différentes formations (horizon fracturé, horizon altéré, recouvrement et recouvrement argileux) joue un rôle prépondérant dans le potentiel en eau souterraine. De plus, la lithologie, ainsi que la distance horizontale et verticale par rapport aux principaux réseaux de drainage, se classent également parmi les variables les plus importantes, après l'épaisseur totale de l'aquifère.
Ces résultats confirment les conclusions établies précédemment dans le chapitre IV, basées sur l'approche hydrogéophysique. Ils démontrent que pour maximiser les chances d'obtenir un forage productif, il est préférable de se trouver dans des zones où la lithologie est principalement constituée de granites et de granites à biotite (plutôt que des granodiorites, par exemple). De plus, un modèle d'altération caractérisé par des couches d'altérites les plus épaisses et les moins argileuses, ainsi que des horizons fissurés bien développés dans les premiers mètres, et un recouvrement peu ou pas argileux, sont également très favorables.

VI.4.3. Comparaison des résultats du MLMapper avec ceux obtenus dans d'autres zones

Bien que les résultats par le MLMapper présentent des scores de test inférieurs et des valeurs AUC inférieures à d'autres travaux de la littérature (Bai et al., 2022 ; Gómez-Escalonilla et al., 2021, 2022), les prédictions spatiales restent cohérents avec le modèle conceptuel de la zone d'étude. Les résultats obtenus montrent une corrélation élevée avec les zones à fort potentiel et les zones à faible potentiel tels qu'identifiés par Gómez-Escalonilla et al. (2021). Selon ces auteurs, les meilleures zones pour l'exploration des eaux souterraines se trouvent dans les vallées et les zones de piémont, ainsi que dans les zones où la profondeur du socle sain est plus importante. En revanche, les affleurements de socle et les zones avec une faible épaisseur de couches d'altération sont moins susceptibles de donner des forages productifs. Les résultats de notre étude sont en accord avec ceux de Gómez-Escalonilla et al. (2021).
D'autres études ont été réalisées au Tchad, plus précisément dans les régions du Ouaddaï et Biltine, utilisant des techniques basées sur des critères d'experts pour cartographier le potentiel en eaux souterraines (Al-Djazouli et al., 2019 ; Mahamat Nour et al., 2023). Cependant, il est difficile de comparer ces résultats avec ceux de cette étude en raison de la méthodologie et des variables explicatives utilisées. Par exemple, les études de Al-Djazouli et al. (2019 et 2021) utilisent seulement six variables explicatives telles que la densité de linéaments, l'occupation des sols, la densité de drainage, la pente, la lithologie et les précipitations. De même l'étude de Mahamat Nour et al. (2023) n'utilise que huit variables, telles que les précipitations et le réseau de drainage, les bassins versants et leurs caractéristiques, la pente, les types de sols, l'occupation des sols, les épaisseurs d'alluvion et d'altération, et l'épaisseur fracturée.
Notre étude prend en compte 17 variables. Malgré cela, la similitude dans l'identification d'un fort potentiel pour les zones de faible pente et de haute densité de drainage, ainsi que d'un faible potentiel pour les affleurements cristallins, démontre la cohérence des résultats obtenus.

VI.4.4. Limites

Selon Gómez-Escalonilla et al. (2022), la cartographie prédictive des eaux souterraines peut présenter certaines incertitudes. Ces incertitudes sont généralement associées à des lacunes dans la qualité des données, telles que des échantillons de petite taille, des variables manquantes et des données biaisées ou manquantes.

Comme expliqué précédemment dans l'approche hydrogéophysique, nos données présentent des incertitudes qui ont été corrigées. Ces incertitudes sont associées aux positions géographiques de forages et à la délimitation précise des différentes formations du profil d'altération. Malgré les corrections apportées, il est important de noter que des incertitudes peuvent demeurer.

En effet, les forages ont été réalisés principalement autour des villages, dans le but de fournir de l'eau potable à la population, et non dans un cadre de recherche scientifique global. Cette approche a été choisie afin de limiter la distance que les bénéficiaires devraient parcourir pour s'approvisionner en eau. Cependant, cela peut entraîner un biais d'échantillonnage. Une approche d'échantillonnage plus représentative, en prenant en compte les différents contextes, pourrait améliorer nos connaissances sur ce milieu cristallin complexe.

Du point de vue lithologique, en plus des petites incohérences qui peuvent exister dans la qualité de la description géologique lors des travaux de foration effectués par différents techniciens, la carte lithologique réalisée à partir d'images satellites ne permet pas de distinguer la nature des différentes formations. Cependant, nous avons démontré que la lithologie joue un rôle majeur dans la productivité. Par exemple, les granites et granites à biotite sont peu ou pas argileux et sont plus favorables que les dolérites, diorites et granodiorites.

VII.5. CONCLUSION

L'application du Machine Learning est de plus en plus reconnue comme un outil précieux pour cartographier les potentialités en eau souterraine. Grâce à la facilité avec laquelle les algorithmes trouvent des associations complexes dans de grands ensembles de données et à leur capacité à développer des prédictions précises, une toute nouvelle dimension s'ouvre à l'analyse des données sur les eaux souterraines. Les approches de Machine Learning peuvent grandement améliorer l'accès à l'eau dans les zones de socle cristallin réputées pour leur complexité hydrogéologique, en fournissant des conseils supplémentaires pour les initiatives d'implantation de forages. Dans le cadre de notre recherche, nous avons combiné des outils d'apprentissage automatique de pointe pour cartographier les potentialités en eau souterraine dans la région du Guéra. Ces potentialités en eau sont attribuées aux épaisseurs des différentes formations, à l'épaisseur totale de l'aquifère, à la lithologie, à la géomorphologie et aux distances verticales et horizontales par rapport aux principaux réseaux de drainage. Les résultats obtenus sont en accord avec nos précédents résultats hydrogéophysiques. Cette étude met en évidence les avantages de l'utilisation du MLMapper 2.0 dans la cartographie hydrogéologique. La carte des potentialités en eau souterraine ainsi réalisée constitue une pré-prospection efficace pour les futurs travaux hydrauliques.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

En guise de conclusion, nous souhaitons rappeler la problématique ainsi que les résultats obtenus au cours de cette étude. Cette synthèse sera accompagnée de quelques perspectives pour la réalisation de nouvelles investigations sur ce site et sur des systèmes similaires.

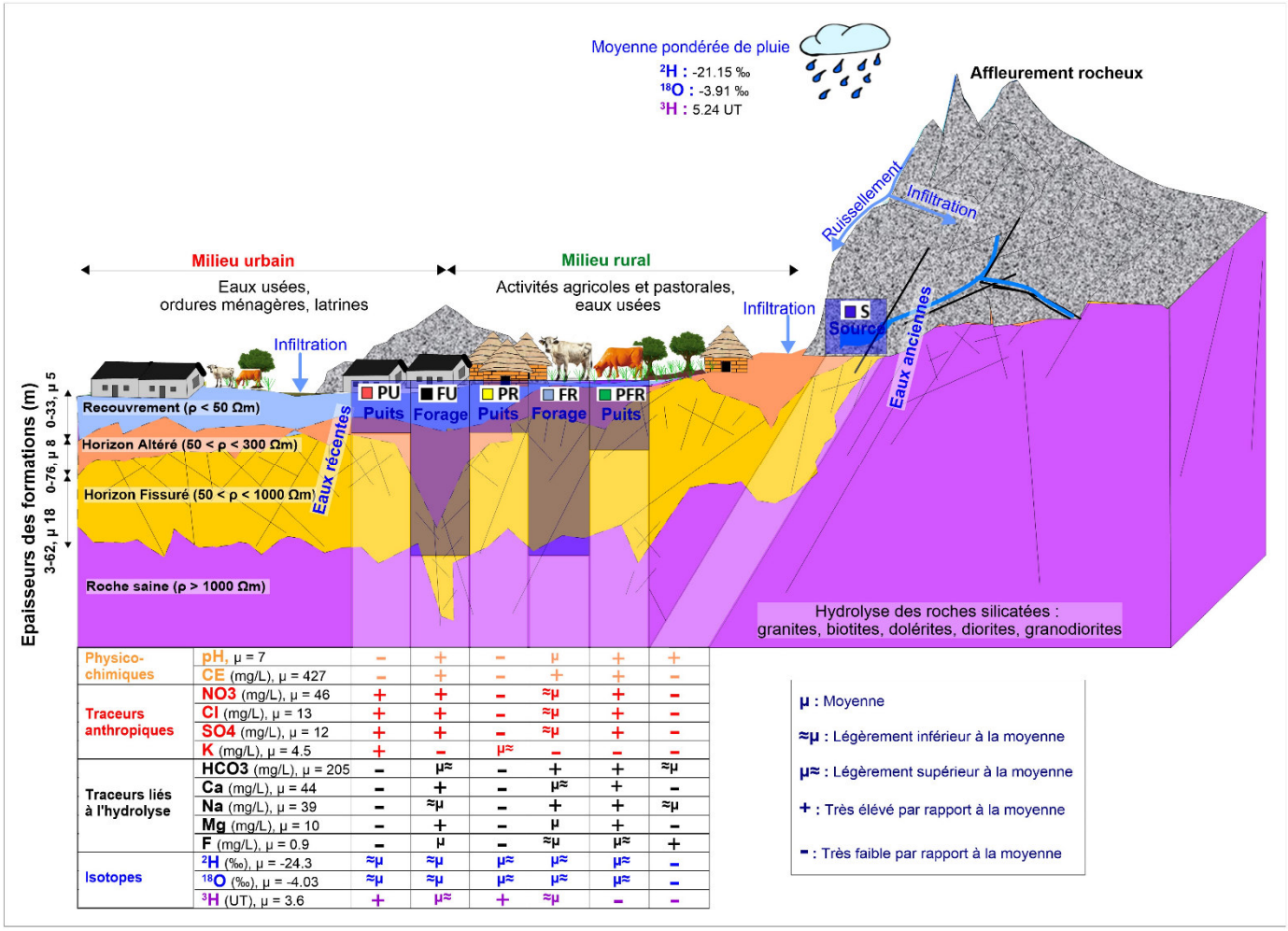
RAPPEL DE LA PROBLEMATIQUE

Le taux élevé d'échec des forages captant les aquifères profonds de socle plutonique et métamorphique en Afrique de l'Ouest, et plus particulièrement au Tchad, est principalement dû aux limites des méthodes traditionnellement utilisées pour la prospection, ainsi qu'à une méconnaissance du fonctionnement hydrogéologique. La plupart des études réalisées se sont basées sur des modèles historiques établis dans la littérature, qui considèrent que la productivité des aquifères de socle est principalement contrôlée par des fractures subverticales résultant de phénomènes tectoniques ou de décompressions. Cependant, les avancées récentes dans ce domaine ont démontré l'importance du processus d'altération profonde et près de la surface (altérites).

Notre étude vise à proposer une approche multidisciplinaire, combinant la géologie, l'hydrogéologie, la géophysique, la géochimie et l'apprentissage automatique (intelligence artificielle), dans la région du Guéra, située dans le bassin du lac Tchad. Nous disposons d'un jeu de données multicritères assez conséquent. À ce jour, aucune étude pluridisciplinaire de caractérisation des aquifères de socle n'a été entreprise en Afrique, voire dans le monde, en utilisant un jeu de données aussi important. L'objectif est d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement des aquifères de socle en général, et plus particulièrement d'améliorer les conditions d'accès à l'eau potable pour les habitants de la région du Guéra, où ces elles restent très précaires. Cela permettra une gestion durable et rationnelle des ressources en eau.

SYNTHESE GLOBALE DES RESULTATS ET PRINCIPAUX ENSEIGNEMENTS

Une synthèse du fonctionnement du système aquifère, issue de nos travaux, est présentée dans la Figure Conclusions.106.



		PU Puits	FU Forage	PR Puits	FR Forage	PFR Puits	
Physico-chimiques	pH, μ = 7	-	+	-	μ	+	+
	CE (mg/L), μ = 427	-	+	-	+	+	-
Traceurs anthropiques	NO3 (mg/L), μ = 46	+	+	-	≈μ	+	-
	Cl (mg/L), μ = 13	+	+	-	≈μ	+	-
	SO4 (mg/L), μ = 12	+	+	-	≈μ	+	-
	K (mg/L), μ = 4.5	+	-	μ≈	-	-	-
Traceurs liés à l'hydrolyse	HCO3 (mg/L), μ = 205	-	μ≈	-	+	+	≈μ
	Ca (mg/L), μ = 44	-	+	-	μ≈	+	-
	Na (mg/L), μ = 39	-	≈μ	-	+	+	≈μ
	Mg (mg/L), μ = 10	-	+	-	μ	+	-
	F (mg/L), μ = 0.9	-	μ	-	≈μ	μ≈	+
Isotopes	²H (‰), μ = -24.3	≈μ	≈μ	μ≈	μ≈	μ≈	-
	¹⁸O (‰), μ = -4.03	≈μ	≈μ	μ≈	μ≈	μ≈	-
	³H (UT), μ = 3.6	+	μ≈	+	≈μ	-	-

Figure Conclusions.106 : Schéma du fonctionnement hydrogéophysique, hydrogéochimique et isotopique du système aquifère.

Caractérisation hydro-géophysique du système aquifère et évaluation de la productivité

La tomographie de résistivité électrique en relation avec les analyses géologiques, hydrogéologiques et géomorphologiques a permis de mieux comprendre la géométrie et les caractéristiques des principales cibles hydrogéologiques à privilégier pour implanter de nouveaux forages. Le modèle hydrogéologique conceptuel auquel nos travaux aboutissent comprend (Figure Conclusions.106), de haut en bas, les couches suivantes dont les gammes de résistivité électrique ont également été précisées : le recouvrement (< 50 Ωm), les horizons altérés et fissurés (50 et 300 Ωm et 50 et 1000 Ωm respectivement), et le socle sain (> 1000 Ωm). Ce modèle géologique et électrique est cohérent avec les modèles récents des aquifères de socle proposés dans la bibliographie. Des divergences peuvent toutefois être observées et sont attribuées à un contexte et une histoire géologique voire éventuellement un climat différent. Cette approche hydro-géophysique contribue à mieux comprendre les propriétés hydrogéologiques de l'aquifère de socle du Guéra, et à montrer comment la méthode de tomographie de résistivité électrique combinée aux données géologiques et hydrogéologiques est un moyen efficace de compréhension du sous-sol, et de construction d'un modèle hydrogéologique conceptuel. Le jeu de données exceptionnel a permis non seulement la confirmation du modèle conceptuel, mais il a également fourni des détails sans précédent sur les plages de résistivité des différents horizons. Cette information est cependant "universelle" et peut être appliquée à d'autres sites en contexte socle cristallin (avec quelques adaptations en fonction des spécificités géologiques locales).
L'analyse de la productivité du système aquifère de notre zone d'étude révèle des débits relativement modestes. La probabilité d'avoir des forages productifs et des débits de plusieurs m^3/h semble être plus élevée dans les granites et les granites à biotite avec un modèle d'altération de type A ou A*, tel que défini par cette étude. Les ouvrages les plus productifs se caractérisent par des horizons altérés et fissurés stratiformes bien développés, dont la lithologie est peu ou pas argileuse et dans les zones où la géomorphologie favorable à l'infiltration d'eau et à la recharge par exemple les principaux réseaux de drainage. Les arrivées d'eau dans les forages productifs se situent entre 30 et 60 m de profondeur, sous un recouvrement et des altérites. Les altérites assurent un stockage significatif des eaux souterraines, mais l'essentiel de la ressource est contenu dans la partie supérieure de l'horizon fissuré, en particulier dans les premiers 30 mètres en dessous de la base des altérites. L'horizon fissuré joue donc la fonction transmissive de l'aquifère.

Caractérisation de la piézométrie

Les études préliminaires de suivi piézométrique manuel et automatisé ont permis de déterminer la direction globale de l'écoulement des eaux souterraines et de comprendre les variations de la dynamique de la nappe. Ces résultats sont d'une importance capitale pour évaluer la recharge, en particulier en utilisant la méthode de fluctuation de la nappe (Water Table Fluctuation). Les cartes piézométriques révèlent une variation significative des niveaux, allant de 358 à 604 mètres. Les niveaux les plus élevés se situent sur les zones d'affleurements, tandis que les niveaux les plus bas se trouvent dans les zones les plus basses. Elles indiquent que les eaux souterraines convergent vers la partie aval du bassin versant, conformément à la topographie.

Les cartes montrent également qu'il n'y a pas de différence significative entre les périodes de hautes et de basses eaux. Le suivi automatisé effectué du 01/01/2021 au 08/07/2023 révèle une variabilité des niveaux de la nappe selon les heures, les jours, les mois et les saisons. Le phénomène des marées a également été observé. La recharge de la nappe est liée aux précipitations récentes, ce qui suggère une infiltration relativement rapide.

Caractérisation hydrogéochimique et isotopiques des eaux souterraines

L'analyse géochimique et isotopique des eaux souterraines a joué un rôle essentiel dans la compréhension des processus de minéralisation, l'identification d'aquifères superposés, la compréhension des mécanismes de recharge et l'estimation de l'âge des eaux souterraines. Elle a également joué un rôle primordial dans la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des nappes souterraines et la validation du modèle conceptuel.
L'hydrogéochimie a permis de bien distinguer les différentes formations aquifères (Figure Conclusions.106). La minéralisation des eaux des nappes superficielles captant les altérites et les alluvions est significativement plus faible (269 µS/cm) que celle des eaux des fissures profondes (474 µS/cm). Les concentrations en éléments majeurs montrent que le processus de minéralisation est influencé par deux facteurs principaux : l'hydrolyse des roches silicatées et les apports anthropiques en surface. Le premier est responsable des principales charges ioniques dissoutes telles que HCO_3^-, Ca^{2+}, Na^+, Mg^{2+} et F^-. Les activités anthropiques en surface sont les principales sources des autres éléments majeurs, notamment NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-} et K^+. Ces éléments chimiques présentent des variations spatiales et temporelles, mais respectent les normes de potabilité recommandées par l'OMS, à l'exception du potassium pour un nombre très limité d'échantillons, ainsi que des nitrates et des fluorures dans certains puits.
La géochimie isotopique basée sur les isotopes stables (δ^2H, $\delta^{18}O$) montre que les eaux souterraines provenant des altérites et des fissures sont principalement issues des précipitations récentes, à l'exception de quelques cas où la teneur en tritium (^3H) se situe entre les eaux météoriques actuelles et les eaux plus anciennes, suggérant un mélange entre eaux météoriques anciennes (plus de 60 ans) et actuelles.
La confrontation des données hydrogéochimiques et isotopiques a permis de confirmer le modèle conceptuel des aquifères de socle élaboré avec l'existence de deux nappes superposées : les nappes d'altérites et les nappes de fissures profondes de socle, qui peuvent présenter localement une communication apparente (Figure Conclusions.106).

Cartographie des potentialités en eau souterraine par Machine Learning

Dans notre domaine de recherche, le Machine Learning est de plus en plus reconnu comme une approche précieuse pour comprendre les critères de contrôle de la productivité et cartographier les zones favorables à l'implantation de forages. Grâce à la facilité avec laquelle les algorithmes trouvent des associations complexes dans de grands ensembles de données et à leur capacité à développer des prédictions basées sur ces données, une toute nouvelle dimension s'ouvre pour l'étude sur les eaux souterraines en domaine de socle cristallin complexe. Les résultats de cette méthode démontrent que les potentialités en eau dans notre zone d'étude sont attribuées aux épaisseurs des différentes formations, à l'épaisseur totale des couches aquifères, à la lithologie,

à la géomorphologie ainsi que dans une moindre mesure aux distances verticales et horizontales par rapport aux principaux réseaux de drainage. Ces résultats sont en concordance avec nos résultats acquis à partir d'une étude hydrogéophysiques et hydrogéologiques. Cette étude met en évidence les avantages de l'utilisation de cette approche pour une cartographie hydrogéologique. La carte des potentialités en eau souterraine ainsi obtenue constitue une pré-prospection efficace pour les futurs travaux hydrauliques. Pour la mettre pleinement en œuvre, il faut toutefois disposer de données d'observations solides, multidisciplinaires et bien réparties sur la zone d'étude. Il faut noter que le travail de préparation et de traitement des données d'entrée et de validation de ces approches reste conséquent et indispensable.

PERSPECTIVES

Bien que cette étude ait permis d'améliorer considérablement les connaissances sur fonctionnement des aquifères de socle, il est important de souligner que ces connaissances acquises ne sont jamais définitives et qu'il existe encore de nombreuses pistes de recherche à explorer. C'est pourquoi nous proposons de mettre en place un observatoire hydrogéologique au Tchad, en particulier dans les aquifères complexes, afin de mieux connaître les ressources en eau et ainsi améliorer leur gestion. Le site pilote du Guéra constitue un prérequis pour ce projet à venir. Dans le cadre de cette initiative, plusieurs perspectives sont suggérées.

Hydrogéophysique

La méthode de tomographie de résistivité électrique s'est avérée être une approche extrêmement intéressante pour caractériser les différents compartiments des aquifères de socle en fournissant une imagerie précise du profil d'altération. Il serait également intéressant d'évaluer les performances d'autres méthodes géophysiques, en particulier la résonance magnétique protonique (RMP) afin d'évaluer la complémentarité des résultats avec ceux de l'ERT et imager la présence d'eau dans les formations aquifères.
La transposition de cette étude dans d'autres contextes de socle du Tchad, en particulier dans le massif du Ouaddaï, qui présente un climat sahélien moins arrosé et une géologie avec une composante métamorphique importante, serait aussi très intéressante afin de comparer les résultats et d'acquérir une connaissance plus fine de l'hydrogéologie dans d'autres types de roches de socle cristallin. Un suivi en tomographie électrique time-lapse serait aussi intéressant pour illustrer les processus de recharge à l'échelle saisonnière sur au moins un profil bien connu par ailleurs.

Hydrodynamique et recharge de la nappe

Des travaux préliminaires (installation de 2 sondes de pression) ont déjà été effectués en vue de la mise en place d'un réseau de suivi hydrodynamique de la nappe. Nous proposons donc de procéder à une installation plus complète. Nous envisageons la réalisation de nouveaux forages et piézomètres, ou à défaut, la réhabilitation des forages existants sur lesquels il n'y a pas de pompage pour installer un réseau de sondes de pression procédant à l'enregistrement de la piézométrie (si possible non influencée) sur plusieurs cycles hydrologiques. L'idée est d'étudier sur le long terme la dynamique des fluctuations et le comportement hydrodynamique de la nappe, à l'actuel et sous changement climatique. De plus, nous souhaitons effectuer des essais de pompage de longue durée, conformément aux normes en vigueur pour compléter les données acquises dans le cadre de différents programmes qui ne concernent que des pompages par paliers de courte durée. Ces travaux permettront de mieux caractériser les propriétés hydrodynamiques des aquifères et in fine calculer les ressources en eau disponibles. Enfin, nous envisageons de mener en parallèle une étude plus poussée de la recharge en utilisant la méthode WTF (Water Table Fluctuation) à partir de notre suivi piézométrique que nous comparerons à la méthode du bilan des chlorures que nous avons commencé à mettre en œuvre en échantillonnant les pluies de la saison pluvieuse de 2023.

Géochimie isotopique

Pour le processus de recharge et l'âge de l'eau, l'analyse de tritium (^{3}H) prélevé en période de hautes eaux de 2022 a permis de montrer que les nappes superficielles sont rechargées par des eaux météoriques actuelles alors que les eaux des forages plus profonds résultent d'un mélange entre ces pluies actuelles et des pluies plus anciennes datant d'avant 1960. Pour les eaux les plus anciennes, l'utilisation de la méthode de datation au carbone 14 (^{14}C) pourrait améliorer la précision sur l'âge apparent des eaux des aquifères profonds.

Cette étude constitue un guide méthodologique d'aide à la décision pour l'identification de zones favorables à la réalisation de points d'eau, tant du point de vue quantitatif pour obtenir des débits en adéquation avec les besoins que qualitatif. Son objectif est d'améliorer les taux d'accès à l'eau potable pour la population. C'est une approche scientifique multidisciplinaire applicable à l'échelle nationale et internationale dans des systèmes géologiques analogues. Il est donc souhaitable que lors de prochaines campagnes d'implantations de forage en milieu de socle, les acteurs concernés puissent s'approprier la méthodologie pour éviter des implantations aléatoires qui pourraient avoir des conséquences économiques et sociales indésirables.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

9ème FED. (2011). Accès à l'eau potable et assainissement. FED/2005/017076 et FED/2006/018625. Etudes hydro-géophysiques d'implantation de 450 forages dans le Guera et le Batha. Rapport final Egis Bceom International/ANTEA/CIAT. République du Tchad, Ministère de l'Eau 35.

10ème FED. (2016). Plan d'investissement en matière d'accès à l'eau potable et à l'assainissement dans le Guéra. Rapport de synthèse d'investissement, SUEZ Consulting. République du Tchad, Ministère de l'Eau 115.

Abba, S., Hamelin, B., Michelot, J., Garcin, Y., & Deschamps, P. (2023). Water budget of tropical volcanic lakes in CENTER-NORTH Cameroon: Reconciling the stable isotope and chloride mass balance. Hydrological Processes, 37(6), e14923. https://doi.org/10.1002/hyp.14923

Abdallah, M. N. (2019). Fonctionnement hydrologique, chimique et isotopique du principal affluent du lac Tchad : le système Chari-Logone. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille.

Abdelsalam, M. G., Liégeois, J.-P., & Stern, R. J. (2002). The Saharan Metacraton. Journal of African Earth Sciences, 34(3-4), 119-136. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(02)00013-1

Abderamane, H. (2012). Étude du fonctionnement hydrogéochimique du système aquifère du Chari Baguirmi (République du Tchad). Thèse de doctorat, Université de Poitiers.

Abderamane, H., Massing, O., Adoum, I., & Yaya, I. (2018). Contribution of remote sensing and geophysics to hydrogeological reconnaissance in the basement areas of the Guéra region: case of the city of Mongo (Chad). https://doi.org/10.5281/ZENODO.1173456

Abdou Babaye, M. S. (2012). Evaluation des ressources en eau souterraine dans le bassin de Dargol (Liptako – Niger). Thèse de doctorat, Université de Liège / Université Abdou Moumouni.

Abdou Babaye, M. S., Orban, P., Ousmane, B., & Favreau, G. (2019). Characterisation of recharge mecanisms in a Precrambrian basement aquifer in semi-arid south-west Niger. Hydrogeology Journal, 27, 475-491. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1799-x

Abdou Mahaman, R., Nazoumou, Y., Favreau, G., Issoufou Ousmane, B., Boucher, M., Abdou Babaye, M. S., Lawson, F. M. A., Vouillamoz, J.-M., Guéro, A., Legchenko, A., & Taylor, R. G. (2023). Paleochannel groundwater discharge to the River Niger in the Iullemmeden Basin estimated by near- surface geophysics and piezometry. Environmental Earth Sciences, 82(9), 202. https://doi.org/10.1007/s12665-023-10861-y

Abdoulaye, A., C. Emvoutou, H., Abderamane, H., Diedhiou, M., S. Annadif, M., S. Hachimm, M., & Faye, S. (2021). Stable Isotopes for Groundwater Assessment of the Quaternary Aquifer of the Western Part of Chad: A Case Study of Bahr El Gazel, Hadjer Lamis, Kanem and Lac Regions. American Journal of Water Resources, 9(2), 49-62. https://doi.org/10.12691/ajwr-9-2-3

Aboubakar, M. (2012). Caractérisation d'un système aquifère volcanique par approche couplée hydrogéochimique et modélisation numérique. Exemple de l'aquifère des basaltes de Dalha, sud-ouest de la République de Djibouti. Hydrogéologie. Thèse de doctorat, Université de Poitiers.

ACF. (2006). Eau-Assainissement-Hygiène pour les populations à risque. (Hermann, éditeurs des sciences et des arts, p. 785).

Ackerer, J., Ranchoux, C., Lucas, Y., Viville, D., Clément, A., Fritz, B., Lerouge, C., Schäfer, G., & Chabaux, F. (2021). Investigating the role of deep weathering in critical zone evolution by reactive transport modeling of the geochemical composition of deep fracture water. Geochimica et Cosmochimica Acta, 312, 257-278. https://doi.org/10.1016/j.gca.2021.07.017

Acworth, R. I. (1987). The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol, 20, 265-272. https://doi.org/10.1144/gsl.qjeg.1987.020.04.02

Adepelumi, A. A., Yi, M. J., Kim, J. H., Ako, B. D., & Son, J. S. (2006). Integration of surface geophysical methods for fracture detection in crystalline bedrocks of southwestern Nigeria. Hydrogeology Journal, 14(7), 1284-1306.

Adiaffi, B. (2008). Apport de la géochimie isotopique, de l'hydrochimie et de la télédétection à la connaissance des aquifères de la zone de contact « "socle-bassin sédimentaire" » du sud-est de la Côte d'Ivoire. Planète et Univers [physics]. Thèse de doctorat, Université Paris Sud - Paris XI.

Ahoussi, K. E., Koffi, Y. B., Kouassi, A. M., Soro, G., Soro, N., & Biemi, J. (2013). Fonctionnement Hydrodynamique Des Aquiferes Discontinus De La Region D'abidjan-Agboville (Sud De La Cote D'ivoire). International Journal of Geography and Geology, 2(5), 52-69. https://doi.org/10.18488/journal.10/2013.2.5/10.5.52.69

Ahoussi, K. E., Youan, T. M., Loko, S., Adja, M. G., & Lasm, T. (2012). Étude hydrogéochimique des eaux des aquifères de fractures du socle Paléo- protérozoïque du Nord-Est de la Côte d'Ivoire : Cas de la région de Bondoukou.

Alberssat, C., Cincera, M., & Mafouk, A. (2004). A la recherche d'une approche benck marking régional au sein de l'Union Européenne. Les politiques régionales à l'épreuve des faits. XIème colloque de l'ASRDLF. 34.

Al-Djazouli, M. O., Elmorabiti, K., Rahimi, A., Amellah, O., & Fadil, O. A. M. (2021). Delineating of groundwater potential zones based on remote sensing, GIS and analytical hierarchical process: A case of Waddai, eastern Chad. Geojournal, 86(4), Art. 4. https://doi.org/10.1007/s10708-020-10160-0

Al-Djazouli, M. O., Elmorabiti, K., Zoheir, B., Rahimi, A., & Amellah, O. (2019). Use of Landsat-8 OLI data for delineating fracture systems in subsoil regions: Implications for groundwater prospection in the Waddai area, eastern Chad. Arabian Journal of Geosciences, 12, 1-15.

Aliaga-Alvarado, M., Gómez-Escalonilla, V., & Martínez-Santos, P. (2023). Identification of non-conventional groundwater resources by means of machine learning in the Aconcagua basin, Chile. Journal of Hydrology: Regional Studies, 49, 101502. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101502

Alle, I. C. (2019). Évaluation de l'implantation géophysique des forages d'eau en zone de socle en milieu tropical (Bénin, Afrique de l'Ouest) : Apport de la tomographie de résistivité électrique pour la caractérisation de la cible hydrogéologique. [Hydrologie. Thèse de doctorat, Université d'Abomey-Calavi (Bénin)]. Français. Tel-02546348v3

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. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.12.007

Amadou, H., Laouali, M. S., & Manzola, A. S. (2014). Caractérisation hydro chimique des eaux souterraines de la region de Tahoua (Niger). Journal of Applied Biosciences, 81(1), Art. 1. https://doi.org/10.4314/jab.v81i1.6

Amini, M., Mueller, K., Abbaspour, K. C., Rosenberg, T., Afyuni, M., Møller, K. N., Sarr, M., & Johnson, C. A. (2008). Statistical Modeling of Global Geogenic Fluoride Contamination in Groundwaters. Environmental Science & Technology, 42(10), 3662-3668. https://doi.org/10.1021/es071958y

Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). Geochemistry, Groundwater and pollution. Second Ed, Balkema, Rotterdam, 656 p. https://books.google.fr/books?id=cKq2DQAAQBAJ&lpg=PR1&hl=fr&pg=PR3#v=onepage&q&f=false

Archie, G. E. (1942). The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. Transactions of the AIME, 146(01), 54-62. https://doi.org/10.2118/942054-G

Arveti, N., Sarma, M. R. S., Aitkenhead-Peterson, J. A., & Sunil, K. (2011). Fluoride incidence in groundwater: A case study from Talupula, Andhra Pradesh, India. Environmental Monitoring and Assessment, 172(1-4), 427-443. https://doi.org/10.1007/s10661-010-1345-3

Asrat, A. (2004). Petrology and Isotope Geochemistry of the Pan-African Negash Pluton, Northern Ethiopia: Mafic-Felsic Magma Interactions During the Construction of Shallow-level Calc-alkaline Plutons. Journal of Petrology, 45(6), 1147-1179. https://doi.org/10.1093/petrology/egh009

Assemian, E. A., Kouame, F. K., Djagoua, É. V., Affian, K., Jourda, J. P. R., Adja, M., Lasm, T., & Biemi, J. (2013). Étude de l'impact des variabilités climatiques sur les ressources hydriques d'un milieu tropical humide : Cas du département de Bongouanou (Est de la Côte d'ivoire). Revue des sciences de l'eau, 26(3), 247-261. https://doi.org/10.7202/1018789ar

Ayoob, S., & Gupta, A. K. (2006). Fluoride in Drinking Water: A Review on the Status and Stress Effects. Critical Reviews in Environmental Science and Technology, 36(6), 433-487. https://doi.org/10.1080/10643380600678112

Bai, Z., Liu, Q., & Liu, Y. (2022). Groundwater Potential Mapping in Hubei Region of China Using Machine Learning, Ensemble Learning, Deep Learning and AutoML Methods. Natural Resources Research, 31, 2549-2569. https://doi.org/10.1007/s11053-022-10100-4

Banas, D., & Lata, J.-C. (2006). Banas D. and Lata J., Nitrates. In : The White Paper Pollutants Habitat. 10.

Belalite, H. (2021). Etude hydrogéologique des plaines de Zana et de Gadaïne dans un contexte de changement climatique et de contraintes anthropiques pour l'élaboration d'un schéma de gestion intégrée des ressources en eau (Nord- Est algérien). Thèse de doctorat, Université Mostefa Ben Boulaïd, Batna 2.

Belemtougri, P. A. (2022). Compréhension et caractérisation de l'intermittence du réseau hydrographique en Afrique : Développements méthodologiques et applications hydrologiques [Hydrologie. Thèse de doctorat, Sorbonne Université ; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement]. https://theses.hal.science/tel-03900431

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. https://doi.org/10.1144/SP479.7

Bertrand-Sarfati, J., Moussine-Pouchkine, A., & Caby, R. (1987). Les correlations du Proterozoique au Cambrien en Afrique de l'Ouest ; nouvelle interpretation geodynamique. Bulletin de La Société Géologique de France, III (5), 855-865. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.III.5.855

Bessoles, B., & Trompette, R. (1980). La chaîne panafricaine : Zone mobile d'Afrique centrale et zone mobile soudanaise. (Éditions BRGM (Bureau de recherches géologiques et minières), Vol. 2). https://books.google.fr/books/about/G%C3%A9ologie_de_l_Afrique.html?id=1YdNPwAACAAJ&redir_esc=y

Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. Hydrological Sciences Bulletin, 24(1), 43-69. https://doi.org/10.1080/02626667909491834

Binam Mandeng, E. P., Bondjè Bidjeck, L. M., Takodjou Wambo, J. D., Taku, A., Bineli Betsi, T., Solange Ipan, A., Tchami Nfada, L., & Bitom Dieudonné, L. (2018). Lithologic and structural mapping of the Abiete–Toko gold district in southern Cameroon, using Landsat 7 ETM+/SRTM. Comptes Rendus Geoscience, 350(3), 130-140. https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.11.003

Black, R., & Liegeois, J.-P. (1993). Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: The Pan-African testimony. Journal of the Geological Society, 150(1), 89-98. https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.1.0088

Blavoux, B., & Mudry, J. (1986). Utilastion de l'analyse en composantes principales pour méthode du fonctionnement hydrocinématique de trois aquifères karstiques du Sud-Est de la France. Hydrogéologie n°1, pp 53-59.

Boucher, M., Favreau, G., Vouillamoz, J. M., Nazoumou, Y., & Legchenko, A. (2009). Estimating specific yield and transmissivity with magnetic resonance sounding in an unconfined sandstone aquifer (Niger). Hydrogeology Journal, 17(7), 1805-1815. https://doi.org/10.1007/s10040-009-0447-x

Bouchez, C. (2015). Bilan et dynamique des interactions rivières-lac(s)-aquifères dans le bassin hydrologique du lac Tchad. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille.

Bouchot, V., Kaboré, E. B., Itard, Y., Courtois, N., Somé, S., Sy, A. T., & Récoché, G. (2011). Burkina Faso, géoressource et société : Un projet scientifique Sud-Nord au service d'une gestion raisonnée des géoressources en Afrique intertropicale. VertigO. https://doi.org/10.4000/vertigo.10435

Boukerche, S., Aouacheri, W., & Saka, S. (2007). Les effets toxiques des nitrates : Étude biologique chez l'homme et chez l'animal. Ann Biol Clin, 65.

BRGM. (1987). Actualisation des connaissances sur les ressources en eau souterraines de la République du Tchad (deuxième partie) : Synthèse des données hydrogéologiques et carte a 1/1.500.000 (87 TCD 246 EAU ; p. 122).

Briški, M., Stroj, A., Kosović, I., & Borović, S. (2020). Characterization of Aquifers in Metamorphic Rocks by Combined Use of Electrical Resistivity Tomography and Monitoring of Spring Hydrodynamics. Geosciences, 10(4), 137. https://doi.org/10.3390/geosciences10040137

Brunt, R., Vasak, L., & Griffioen, J. (2004). Fluoride in groundwater: Probability of occurrence of excessive concentration on global scale. International Groundwater Resources Accessment Centre, UNESCO., Report nr. SP 2004-2, 20.

Burke, K., MacGregor, D. S., & Cameron, N. R. (2003). Africa's petroleum systems: Four tectonic 'Aces' in the past 600 million years. Geological Society, London, Special Publications, 207(1), 21-60. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.207.3

Buvat, S. (2012). Caractérisation de l'organisation spatiale de la couverture pédologique par mesure de la résistivité électrique. Application à la cartographie des sols en contexte gricole. Université Paris VI - Pierre et Marie Curie et Institut International d'Ingenieurie del'Eau et de l'Environnement.

Cailliez, F., & Pagès, J. (1976). Introduction à l'analyse des données. Société de mathématiques appliquées et de sciences humaines, Paris, 605-611.

Campy, M., Bader, J.-J., & Grosbois, C. (2013). Géologie de la surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux.

Cantor, K. P. (1997). Drinking water and cancer. Cancer Cause Control. Springer Link, 8, 292-308.

Castany, G. (1982). Principes et Méthodes de l'Hydrogéologie (2eme Edition).

Chabaux, F., Dequincey, O., Lévèque, J.-J., Leprun, J.-C., Clauer, N., Riotte, J., & Paquet, H. (2003). Tracing and dating recent chemical transfers in weathering profiles by trace-element geochemistry and 238U□234U□230Th disequilibria: The example of the Kaya lateritic toposequence (Burkina-Faso). Comptes Rendus Geoscience, 335(16), 1219-1231. https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.10.007

Chabaux, F., Négrel, P., Gal, F., Viville, D., Ranchoux, C., van der Woerd Jérome, Delay, F., Ackerer, J., Aquilina, L., Diraison, M., Masson, F., Mériaux, A.-S., Labasque, T., Lucas, Y., Pezard, P. A., Reuschlé, T., Schmitt, A.-D., Stille, P., Wyns, R., … Dezayes, C. (2023). Hard rock aquifer architecture and water circulation levels in the Strengbach Critical Zone Observatory (France). Comptes Rendus Géosciences, Tome 355, online.

Chalikakis, K. (2006). Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection de ressources en eau dans les milieux karstiques. Thèse de doctorat, Université Paris VI.

Chalikakis, K. (2020). Contribution à l'hydrogéophysique ; de la mesure géophysique à l'exploration, à l'exploitation et à la gestion durable des ressources en eau souterraine – Approches intégrées. HDR, Université d'Avignon, 151.

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(3-4), 218-227. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.05.023

Chandra, S., & Tiwari, V. M. (2022). Rapid 3D geophysical imaging of aquifers in diverse hydrogeological settings. Water Security, 15, 100111. https://doi.org/10.1016/j.wasec.2022.100111

Chao, W. C., & Chen, B. (2001). The Origin of Monsoons. Journal of the Atmospheric Sciences, 58(22), 3497-3507. https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<3497: TOOM>2.0.CO;2

Chapelier, D. (2000). Prospection géophysique de surface : Principes de base. Cours online de géophysique. Université de Lausanne.

Chen, N. (2019). Processus de transfert de l'eau et des contaminants agricoles dans la zone non saturée de la craie. Thèse de doctorat, Sorbonne Université.

Chilton, P., & Foster, F. (1995). Hydrogeological Characterisation and Water-Supply Potential of Basement Aquifers in Tropical Africa. Hydrogeology Journal, 3, 36-49. https://doi.org/10.1007/s100400050061

Chouteau, M., & Giroux, B. (2006). Geophysique appliquée II-GLQ 3202 : Méthodes électriques, Notes de cours. École Polytechnique Montréal, Canada, 81.

CIEH. (1984). Utilisation des méthodes géophysiques pour la recherche d'eau dans les aquiféres discontinus (Rapport BURGEAP R. 543/E. 1219 ; Comite Interafricain d'Etudes Hydrauliques (CIEH)).

Claverie, M., Demarez, V., Duchemin, B., Hagolle, O., Ducrot, D., Marais-Sicre, C., Dejoux, J.-F., Huc, M., Keravec, P., Béziat, P., Fieuzal, R., Ceschia, E., & Dedieu, G. (2012). Maize and sunflower biomass estimation in southwest France using high spatial and temporal resolution remote sensing data. Remote Sensing of Environment, 124, 844-857. https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.04.005

Colman, E. A., & Hendrix, T. M. (1949). The fiberglas electrical soil-moisture instrument. California Forest and Range Experiment Station, 425-438.

Congedo, L. (2021). Semi-Automatic Classification Plugin: A Python tool for the download and processing of remote sensing images in QGIS. Journal of Open-Source Software, 6(64), 3172. https://doi.org/10.21105/joss.03172

Conrad, G., & Fontes, J. C. (1970). Hydrologie isotopique du Sahara-Occidental. Isotope Hydrology. IAEA, Vienne, 405-419.

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. Ground Water, 48(2), Art. 2. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00620.x

Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. Science, 133(3465), 1702-1703.

Cuthbert, M. O., Taylor, R. G., Favreau, G., Todd, M. C., Shamsudduha, M., Villholth, K. G., MacDonald, A. M., Scanlon, B. R., Kotchoni, D. O. V., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F. M. A., Adjomayi, P. A., Kashaigili, J., Seddon, D., Sorensen, J. P. R., Ebrahim, G. Y., Owor, M., Nyenje, P. M., Nazoumou, Y., … Kukuric, N. (2019). Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa. Nature, 572(7768), Art. 7768. https://doi.org/10.1038/s41586-019-1441-7

Dahlin, T. (2001). The development of DC resistivity imaging techniques. Computers & Geosciences, 27(9), 1019-1029. https://doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00160-6

Dakoure, D. (2003). Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Fasso-Mali) - essai de modélisation. Université Paris VI - Pierre et Marie Curie.

D'Alessandro, W. (2006). Human fluorosis related to volcanic activity : A review. Environmental Toxicology, 1, 21-30. https://doi.org/10.2495/ETOX060031

Denbesten, P., & Li, W. (2011). Chronic Fluoride Toxicity: Dental Fluorosis. In M. A. R. Buzalaf (Éd.), Monographs in Oral Science (Vol. 22, p. 81-96). S. Karger AG. https://doi.org/10.1159/000327028

Dewandel, B., Caballero, Y., Perrin, J., Boisson, A., Dazin, F., Ferrant, S., Chandra, S., & Maréchal, J.-C. (2017). A methodology for regionalizing 3-D effective porosity at watershed scale in crystalline aquifers. Hydrological Processes, 31(12), 2277-2295. https://doi.org/10.1002/hyp.11187

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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.03.026

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. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.050

Dharmagunawardhane, H. A., & Dissanayake, C. B. (1993). Fluoride Problems in Sri Lanka. Environmental Management and Health, 4(2), 9-16. https://doi.org/10.1108/09566169310033422

Diaw, M. (2008). Approche hydrochimique et isotopique de la relation eau de surface / nappe et du mode de recharge dans l'estuaire et la basse vallée du fleuve Sénégal. Université de Dakar.

Díaz-Alcaide, S., & Martínez-Santos, P. (2019). Review : Advances in groundwater potential mapping. Hydrogeology Journal, 27(7), 2307-2324. https://doi.org/10.1007/s10040-019-02001-3

Dibi, B., Inza, D., Goula, B. T. A., Savane, I., & Biemi, J. (2004). Analyse statistique des paramètres influençant la productivité des forages d'eau en milieu cristallin et cristallophyllien dans la région d'Aboisso (sud-est de la côte d'Ivoire). Sud Sciences & Technologies, 22-31.

Dinard, M., Abderamane, H., & Mahamat Nour, A. (2021). Contribution of remote sensing and geophysics to optimize the location of boreholes in the basement zone: The case of the city of Abeche (CHAD). 146-159. https://doi.org/10.30574/gscarr.2021.8.3.0201

Djoret, D. (2000). Etude de la recharge de la nappe du Chari Baguirmi (Tchad) par les méthodes chimiques et isotopiques. Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des pays du Vaucluse.

Donohue, S., Long, M., O-Connor, P., Eide Helle, T., Aspmo Pfaffhuber, A., & Rømoen, M. (2012). Multi-method geophysical mapping of quick clay. Near Surface Geophysics, 10(3), 207-219. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2012003

Dormann, C. F., Elith, J., Bacher, S., Buchmann, C., Carl, G., Carré, G., Marquéz, J. R. G., Gruber, B., Lafourcade, B., Leitão, P. J., Münkemüller, T., McClean, C., Osborne, P. E., Reineking, B., Schröder, B., Skidmore, A. K., Zurell, D., & Lautenbach, S. (2013). Collinearity: A review of methods to deal with it and a simulation study evaluating their performance. Ecography, 36(1), 27-46. https://doi.org/10.1111/j.1600-0587.2012.07348.x

Dourwe, P. D., Nkouandou, O. F., Bonin, B., & Ganwa, A. A. (2019). Apport des images satellites Landsat7 ETM+ et SRTM pour la cartographie lithostructurale : Implication des discontinuités structurales sur la mise en place des dykes de dolérite de Mbaoussi, Plateau de l'Adamaoua, Cameroun.

Durand, V. (2005). Recherche multidisciplinaire pour caractériser deux aquifères fractures : Les eaux minérales de Plancoët en contexte métamorphique, et de Quezac en milieu carbonate. Thèse de doctorat, Université Paris VI – Pierre et Marie Curie.

Durand, V., Deffontaines, B., Leonardi, V., Guerin, R., Wyns, R., de Marsily, G., & Bonjour, J.-L. (2006). A multidisciplinary approach to determine the structural geometry of hard-rock aquifers. Application to the Plancoet migmatitic aquifer (NE Brittany, W France). Bulletin de La Société Géologique de France, 177(5), 227-236. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.177.5.227

Dutta, S., Krishnamurthy, N. S., Arora, T., Rao, V. A., Ahmed, S., & Baltassat, J. M. (2006). Localization of water bearing fractured zones in a hard rock area using integrated geophysical techniques in Andhra Pradesh, India. Hydrogeology Journal, 14(5), 760-766. https://doi.org/10.1007/s10040-005-0460-7

Eberschweiler, C. (1996). Atlas d'élevage du bassin du lac Tchad =: Livestock atlas of the Lake Chad basin. CIRADEMVT-Service Infographie-Cartographie (FRA), 29-32.

Edmunds, W. M., & Smedley, P. L. (2013). Fluoride in Natural Waters. In O. Selinus (Éd.), Essentials of Medical Geology (p. 311-336). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-4375-5_13

Eiswirth, M., & Hötzl, H. (1997). The impact of leaking sewers on urban groundwater. Groundwater in the Urban Environment: Problems, Processes and Management. 399-404.

Elbeih, S. F. (2015). An overview of integrated remote sensing and GIS for groundwater mapping in Egypt. Ain Shams Engineering Journal, 6(1), 1-15. https://doi.org/10.1016/j.asej.2014.08.008

Ewodo Mboudou, G., Bon, A. F., Bineli, E., Ntep, F., & Ombolo, A. (2018). Caracterisation de la productivite des aquiferes du socle de la region de l'extreme Nord, Cameroun. Journal of the Cameroon Academy of Sciences, 14(1), 25. https://doi.org/10.4314/jcas.v14i1.3

Faulkner, D. R., Jackson, C. A. L., Lunn, R. J., Schlische, R. W., Shipton, Z. K., Wibberley, C. A. J., & Withjack, M. O. (2010). A review of recent developments concerning the

structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. Journal of Structural Geology, 32(11), 1557-1575. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009

Fawell, J., Bailey, K., Chilton, J., Dahi, E., Fewtrell, L., Magara, Y., & World Health Organization. (2006). Fluoride in drinking-water. / J. Fawell ... [Et al.]. https://apps.who.int/iris/handle/10665/43514

Feumba, R. (2014). Hydrogéologie et évaluation de la vulnérabilité des nappes dans le bassin versant de Besseke (Douala, Cameroun). Thèse de doctorat, Université de Yaoundé I, 270 p.

Fleckenstein, J. H., Krause, S., Hannah, D. M., & Boano, F. (2010). Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. Advances in Water Resources, 33(11), 1291-1295. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.09.011

Fontes, J. C. (1981). « Groundwater dating ». Guide Book of Isotopie Hydrology, Techn. Rep. Ser. IAEA, Vienne, 91 : 285-317.

Foppen, J. W., Lutterodt, G., Rau, G. C., & Minkah, O. (2020). Groundwater flow system analysis in the regolith of Dodowa on the Accra Plains, Ghana. Journal of Hydrology: Regional Studies, 28, 100663. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100663

Friedman, S. P. (2005). Soil properties influencing apparent electrical conductivity: A review. Computers and Electronics in Agriculture, 46(1-3), 45-70. https://doi.org/10.1016/j.compag.2004.11.001

Fritz, P., Hennings, C. S., Suzuki, O., & Salari, E. (1979). Isotope hydrology in northern Chile. INIS, IAEA, 525-544.

Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., & Allègre, C. J. (1999). Global silicate weathering and CO2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. Chemical Geology, 159(1-4), 3-30. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5

Ganerød, G. V., Braathen, A., & Willemoes-Wissing, B. (2008). Predictive permeability model of extensional faults in crystalline and metamorphic rocks; verification by pre-grouting in two sub-sea tunnels, Norway. Journal of Structural Geology, 30(8), 993-1004. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.04.001

Garcia, M. G., & Borgnino, I. (2015). Fluoride in the context of the environment. Chaper : Chapter 1. In « Fluorine: Chemistry, Analysis, Function and Effects », The Royal Society of chemistry., 3-31. https://doi.org/DOI: 10.1039/9781782628507-00003

Gat, J. R. (1971). Comments on the Stable Isotope Method in Regional Groundwater Investigations. Water Resources Research, 7(4), 980-993. https://doi.org/10.1029/WR007i004p00980

Gaye, C. B. (1990). Etude isotopique et géochimique du mode de recharge par les pluies et de décharge évaporatoire des aquifères libres sous climat semi-aride au nord du Sénégal. Université Cheikh Anta Diop de Dakar.

Gaye, C. B., & Tindimugaya, C. (2019). Review: Challenges and opportunities for sustainable groundwater management in Africa. Hydrogeology Journal, 27(3), 1099-1110. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1892-1

Géron, A. (2022). Hands-on machine learning with Scikit-Learn, Keras, and TensorFlow. https://books.google.fr/books?hl=fr&lr=&id=X5ySEAAAQBAJ&oi=fnd&pg=PT10&

ots=yB6xof45DN&sig=xhttakaFfOmLk77OKk50zNZWEKE&redir_esc=y#v=onepage&q&f=false

Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms controlling word water Chemistry. Science, 170 : 1088-1090.

Giresse, P. (1990). Esquisse géologique de l'Afrique centrale occidentale. 15-19.

Gleeson, T., Befus, K. M., Jasechko, S., Luijendijk, E., & Cardenas, M. B. (2016). The global volume and distribution of modern groundwater. Nature Geoscience, 9(2), 161-167. https://doi.org/10.1038/ngeo2590

Gleeson, T., & Novakowski, K. (2009). Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: Lineaments in the Canadian Shield. Geological Society of America Bulletin, 121(3-4), 333-347. https://doi.org/10.1130/B26241.1

Glover, P. W. J., Hole, M. J., & Pous, J. (2000). A modifed Archie's law for two conducting phases. Earth and Planetary Science Letters, 180, 369-383.

Glynn, P. D., & Plummer, L. N. (2005). Geochemistry and the understanding of ground-water systems. Hydrogeology Journal, 13(1), 263-287. https://doi.org/10.1007/s10040-004-0429-y

Goldich, S. S. (1938). A Study in Rock-Weathering. The Journal of Geology, 46(1), 17-58. https://doi.org/10.1086/624619

Gómez-Escalonilla, Diancoumba, O., Traoré, D. Y., Montero, E., Martín-Loeches, M., & Martínez-Santos, P. (2022). Multiclass spatial predictions of borehole yield in southern Mali by means of machine learning classifiers. Journal of Hydrology: Regional Studies, 44, 101245. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101245

Gómez-Escalonilla, V., Marie-Louise, V., Elisa, D., Moussa, I., Giaime, O., Daira, D., Pedro, M.-S., & Francesco, H. (2021). Delineation of groundwater potential zones by means of ensemble tree supervised classification methods in the Eastern Lake Chad basin. Geocarto International, 1-28. https://doi.org/10.1080/10106049.2021.2007298

Gómez-Escalonilla, V., Martínez-Santos, P., & Martín-Loeches, M. (2022). Preprocessing approaches in machine-learning-based groundwater potential mapping: An application to the Koulikoro and Bamako regions, Mali. Hydrology and Earth System Sciences, 26(2), 221-243. https://doi.org/10.5194/hess-26-221-2022

Goundoul, N. (1992). Etude de la relation « averses - crues ». Application d'un modèle global et essais de mise au point d'un modèle distribue sur le bassin versant du Bam-Bam (Tchad). Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Graaf, I. E. M., van Beek, R. L. P. H., Gleeson, T., Moosdorf, N., Schmitz, O., Sutanudjaja, E. H., & Bierkens, M. F. P. (2017). A global-scale two-layer transient groundwater model: Development and application to groundwater depletion. Advances in Water Resources, 102, 53-67. https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2017.01.011

Grönwall, J., & Danert, K. (2020). Regarding Groundwater and Drinking Water Access through A Human Rights Lens: Self-Supply as A Norm. Water, 12(2), 419. https://doi.org/10.3390/w12020419

Guérin, R. (2004). Contribution à l'hydrogéophysique. HDR, Université Paris IV, 262.

Guéro, A. (2003). Étude des relations hydrauliques entre les différentes nappes du complexe sédimentaire de la bordure sud-ouest du bassin des Iullemmeden (Niger) : Approches géochimique et hydrodynamique. Thèse de doctorat, Université Paris XI Orsay.

Guibert, B., & Kakiang, L. (2011). Potentialités et contraintes du développement rural dans les régions du Tchad central, oriental et méridional (Guéra, Wadi Fira, Ouaddaï, Dar Sila, Salamat, Moyen Chari et Mandoul). (69261 ; IRAM (Institut de Recherches et d'Applications des Méthodes de développement), p. 66). Agence Française de Développement – Banque mondiale.

Guiraud, R., Bosworth, W., Thierry, J., & Delplanque, A. (2005). Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. Journal of African Earth Sciences, 43(1-3), 83-143. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.017

Gulis, G., Czompolyova, M., & Cerhan, J. R. (2002). An Ecologic Study of Nitrate in Municipal Drinking Water and Cancer Incidence in Trnava District, Slovakia. Environmental Research, 88(3), 182-187. https://doi.org/10.1006/enrs.2002.4331

Günther, T. (2004). Inversion methods and resolution analysis for the 2D/3D reconstruction of resistivity structures from DC measurements. University of Mining and Technology of Freiberg, Germany.

Gustafsson, P. (1994). Spot satellite data for exploration of fractured aquifers in a semi-arid area in southeastern Botswana. Applied Hydrogeology, 2(2), 9-18.

Hamidi, E. M., Boulangé, B., & Colin, F. (1997). AItération d'un basalte triasique de la région d'Elhajeb, Moyen Atlas, Maroc. 24(1/2), 141-151.

Hamit, A., Oursingbé, M., Issak, A., & Inoua, Y. (2018). Contribution Of Remote Sensing and Geophysics to Hydrogeological Reconnaissance in The Basement Areas of The Guera Region: Case of The City of Mongo (Chad). International Journal of Engineering Sciences & Research Technology, 7(2), 241-257. https://doi.org/10.5281/ZENODO.1173456

Hassani, M. I. (1987). Hydrogéologie d'un basin endoréique semi-aride. Le bassin versant de la grande Sebkha d'Oran (Algérie). Université de Grenoble.

Heincke, B., Günther, T., Dalsegg, E., Rønning, J. S., Ganerød, G. V., & Elvebakk, H. (2010). Combined three-dimensional electric and seismic tomography study on the Åknes rockslide in western Norway. Journal of Applied Geophysics, 70(4), 292-306. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.12.004

Hoareau, J. (2009). Utilisation d'une approche couplée hydrogéophysique pour l'étude des aquifères—Applications aux contextes de socle et côtier sableux. Université Joseph Fourier - Grenoble I, France.

Hosmer, D. W., & Lemeshow, S. (2000). Area under the ROC curve. Applied Logistic Regression, 160-164.

Howard, G., Bartram, J., Pedley, S., Schmoll, O., Chorus, I., & Berger, P. (2006). Groundwater and public health: Managing the Quality of Drinking-water Sources. IWA Publishing, London, UK.

Howard, R. T. K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda. Hydrogeology Journal, 16.

INSEED. (2009). Deuxième Recensement Général de la Population et de l'Habitat. Résultats globaux définitifs. République du Tchad, Ministère des Finances, de l'Economie et du Plan, 60.

IPCC. (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate

Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151.

Isseini, M., Hamit, A., & Abderamane, M. (2013). The tectonic and geologic framework of the Mongo area, a segment of the Pan-African Guera Massif in Central Chad: Evidences from field observations and remote sensing. Revue Scientifique du Tchad, 16.

Jaunat, J. (2012). Caractérisation des écoulements souterrains en milieu fissuré par approche couplée hydrologie-géochimie-hydrodynamisme Application au massif de l'Ursuya (Pays Basque, France). Thèse de doctorat, Université Michel de Montaigne - Bordeaux III.

Jaunat, J., Celle-Jeanton, H., Huneau, F., Dupuy, A., & Le Coustumer, P. (2013). Characterisation of the input signal to aquifers in the French Basque Country: Emphasis on parameters influencing the chemical and isotopic composition of recharge waters. Journal of Hydrology, 496, 57-70. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.026

Jung, M. C. (2001). Heavy metal contamination of soils and waters in and around the Imcheon Au–Ag mine, Korea. Applied Geochemistry, 16(11-12), 1369-1375. https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00040-3

Jyrkama, M. I., Sykes, J. F., & Normani, S. D. (2002). Recharge Estimation for Transient Ground Water Modeling. Ground Water, 40(6), 638-648. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02550.x

Kadjangaba, E. (2007). Etude hydrochimique et isotopique du système zone non saturée – nappe dans la zone urbaine de N'Djamena : Impact de la pollution. Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse.

Kadjangaba, E., Daïra, D., Jean-Claude, D. M., Anaclet, N. G., & Yaya, M. (2018). Impact des Processus Hydrochimique sur la Qualité des Eaux souterraines de la Ville de N'Djaména-Tchad. European Scientific Journal, ESJ, 14(18), 162. https://doi.org/10.19044/esj.2018.v14n18p162

Kadjangaba, E., Huneau, F., Travi, Y., & Daira, D. (2017). Recharge and Groundwater Quality of an Alluvial Aquifer: Case of the City of N'djamena (Chad). Journal of Environmental Science and Engineering B, 6(10). https://doi.org/10.17265/2162-5263/2017.10.001

Kamagate, B. (2006a). Fonctionnement hydrologique et origine des écoulements sur un bassin versant en milieu tropical de socle au Bénin : Bassin versant de la Donga (haute vallée de l'Ouémé). Hydrologie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.

Kamagate, B. (2006b). Fonctionnement hydrologique et origine des écoulements sur un bassin versant en milieu tropical de socle au Bénin : Bassin versant de la Donga (haute vallée de l'Ouémé). 321.

Kamagaté, B., Séguis, L., Favreau, G., Seidel, J.-L., Descloitres, M., & Affaton, P. (2007). Processus et bilan des flux hydriques d'un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin (Donga, haut Ouémé). Comptes Rendus Geoscience, 339(6), 418-429. https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.04.003

Kasser, M. Y. (1995). Evolution précambrienne de la région du Mayo Kebbi (Tchad). Un segment de la Chaine Panafricaine. Doctorat 3eme Cycle, Muséum d'Histoire Naturelle, Paris.

Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (1991). An Introduction to Geophysical Exploration. Blackwell Science 3rd Ed, 281.

Keller, G. V., & Frischknecht, F. C. (1966). Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press.

Kierdorf, H., Kierdorf, U., & Sedlacek, F. (1999). Monitoring regional fluoride pollution in the Saxonian Ore mountains ž Germany/ using the biomarker dental fluorosis in roe deer ž Capreolus capreolus L./.

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 d'Ivoire). Thèse de doctorat, Université de Montpellier.

Kotir, J. H. (2011). Climate change and variability in Sub-Saharan Africa: A review of current and future trends and impacts on agriculture and food security. Environment, Development and Sustainability, 13(3), 587-605. https://doi.org/10.1007/s10668-010-9278-0

Kouadio, E. K., Nagnin, S., & Savane, I. (2010). Stratégie d'optimisation de la profondeur des forages en contexte de socle : Application à la région du Denguélé, Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire. Revue des sciences de l'eau, 23(1), 1-15. https://doi.org/10.7202/038921ar

Kouamé, K. F., Lasm, T., De Dreuzy, J. R., Akaffou, A. G., Bour, O., & Davy, P. (2010). Contribution d'un modèle hydrogéologique à fractures discrètes à l'étude des aquifères fracturés du socle Archéen de Touba (Nord-Ouest, Côte d'Ivoire). Revue des sciences de l'eau, 23(1), 41-56. https://doi.org/10.7202/038924ar

Kouamé, K. F., Penven, M. J., Kouadio, B. H., & Saley, M. B. (2006). Contribution des images d'aster de terra et d'un modèle numérique d'altitude à la Carto- graphie morpho structurale du massif des toura (ouest de la Côte d'Ivoire). 6(2), 103-121.

Kouassi, A. E., Gabriel, E., & Tanina, A. S. (2015). Productivité des Forages d'Eau en Milieu Cristallin et Cristallophyllien dans la Région de Daoukro (Centre-Est de la Côte d'Ivoire) = Productivity of Water Wells in Crystalline and Crystallophyllian Environment in Daoukro Region (Center-East of the Ivory Coast). Synthèse : Revue des Sciences et de la Technologie, 30, 76-90. https://doi.org/10.12816/0027945

Koudou, A., Adiaffi, B., Sombo, A. P., Amani, E. M. E., & Biemi, J. (2013). Concept of a decision-making tool for the groundwater prospecting in hard rock area; Southeast of Ivory Coast. Geo-Eco-Trop, 37(2), 211-226.

Koussoube, Y. (2010). Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) : Burkina Faso / Mali. Thèse de doctorat, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie.

Krásný, J., & Sharp, J. M. (2007). Groundwater in fractured rocks: Selected papers from the groundwater in fractured rocks international conference, Prague, 2003.

Kumar, C. P. (1997). Estimation of natural ground water recharge. ISH Journal of Hydraulic Engineering, 3, 61-74.

Kunetz, G. (1966). Principles of direct current resistivity prospecting, Gebrûder Bomtraeger, Berlin -Nilkolassee.

Kusnir, I. (1995). Géologie, ressources minérales et ressources en eau du Tchad. Travaux et documents scientifiques du Tchad. 2ème Edition, CNAR, Tchad, 115.

Kusnir, I., & Moutaye, H. A. (1997). Ressources mindrales du Tchad : Une revue. Journal of African Earth Sciences, 24(4), 549-562. https://doi.org/doi:10.1016/S0899-5362(97)00080-8

Lachassagne, P., Aunay, B., Frissant, N., Guilbert, M., & Malard, A. (2014). High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: A Mayotte, Comoros, case study. Terra Nova, 26(4), 307-321. https://doi.org/10.1111/ter.12102

Lachassagne, P., Dewandel, B., & Wyns, R. (2018). De l'eau souterraine dans les roches granitiques et métamorphiques ? Encyclopédie de l'environnement, 10.

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. https://doi.org/10.1007/s10040-021-02339-7

Lachassagne, P., Wyns, R., Bérard, P., Bruel, T., Chéry, L., Coutand, T., Desprats, J.-F., & Strat, P. (2001). Exploitation of High-Yields in Hard-Rock Aquifers: Downscaling Methodology Combining GIS and Multicriteria Analysis to Delineate Field Prospecting Zones. Ground Water, 39(4), 568-581. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2001.tb02345.x

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: Weathering and permeability of Hard Rock Aquifers. Terra Nova, 23(3), 145-161. https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x

Langmuir, D. (1997). Aqueous environmental geochemistry. Prentice Hall.

Lasm, T., De Lasme, O., Oga, M.-S., Youanta, M., Baka, D., Kouame, F., & Yao, T. (2011). Caractérisation hydrochimique des aquifères fissurés de la région de San- Pedro (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). International Journal of Biological and Chemical Sciences, 5(2). https://doi.org/10.4314/ijbcs.v5i2.72129

Latham, J.-P., Xiang, J., Belayneh, M., Nick, H. M., Tsang, C.-F., & Blunt, M. J. (2013). Modelling stress-dependent permeability in fractured rock including effects of propagating and bending fractures. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, 57, 100-112. https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2012.08.002

Le Barbé, L., Lebel, T., & Tapsoba, D. (2002). Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. Journal of Climate, 15(2), 187-202. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0187: RVIWAD>2.0.CO;2

Le Gal La Salle, C., Marlin, C., Leduc, C., Taupin, J. D., Massault, M., & Favreau, G. (2001). Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (3H, 14C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger. Journal of Hydrology, 254(1-4), 145-156. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00491-7

Leborgne, R., Rivett, M. O., Wanangwa, G. J., Sentenac, P., & Kalin, R. M. (2021). True 2-D Resistivity Imaging from Vertical Electrical Soundings to Support More Sustainable Rural Water Supply Borehole Siting in Malawi. Applied Sciences, 11(3), 1162. https://doi.org/10.3390/app11031162

Leduc, C., Favreau, G., & Schroeter, P. (2001). Long-term rise in a Sahelian water-table: The Continental Terminal in South-West Niger. Journal of Hydrology, 243(1-2), Art. 1-2. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00403-0

Legchenko, A., Descloitres, M., Bost, A., Ruiz, L., Reddy, M., Girard, J.-F., Sekhar, M., Mohan Kumar, M. S., & Braun, J.-J. (2006). Resolution of MRS Applied to the Characterization of Hard-Rock Aquifers. Ground Water, 44(4), 547-554. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2006.00198.x

Lemaitre-Basset, T., Oudin, L., & Thirel, G. (2022). Evapotranspiration in hydrological models under rising CO2: A jump into the unknown. Climatic Change, 172(3-4), 36. https://doi.org/10.1007/s10584-022-03384-1

Lemoalle, J., Magrin, G., & Institut de recherche pour le développement (France) (Éds.). (2014). Le développement du lac Tchad : Situation actuelle et futurs possibles. IRD éditions, Institut de recherche pour le développement.

Leray, S. (2012). Caractérisation des aquifères de socle cristallin et de leur ressource en eau—Apport des données d'' ' âge ' ' de l'eau. Université Rennes 1.

Leray, S., de Dreuzy, J.-R., Bour, O., & Bresciani, E. (2013). Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. Journal of Hydrology, 481, 64-75. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.014

Leridon, H. (2015). Afrique subsaharienne : Une transition démographique explosive. Revue Futuribles, 407, 5-21.

Leroux, M. (1986). L'Anticyclone mobile Polaire : Facteur premier de la climatologie tempérée (The Polar mobile Anticyclone : first factor of temperate climatology). Bulletin de l'Association de géographes français, 63(4), 311-328. https://doi.org/10.3406/bagf.1986.1354

Letolle, R. (1996). Pour une histoire de la Géochimie. Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie. 3ème série (tome 10), 1-6.

L'hirondel, J., & L'hirondel, J.-L. (2002). Nitrate and man: Toxic, harmless or beneficial? CABI.

Lie, H. N., & Gudmundsson, A. (2002). The im portance of hydrau lic gradient, lineament trend, proximity to lineaments and surface drainage pattern for yield of groundwater wells on Ask0y, West Norway. NGU Bulletin, 439, 51-60.

Liégeois, J.-P., Abdelsalam, M. G., Ennih, N., & Ouabadi, A. (2013). Metacraton : Nature, genesis and behavior. Gondwana Research, 23(1), 220-237. https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.02.016

Lienou, G., Sighomnou, D., Sigha-Nkamdjou, L., Mahe, G., Ekodeck, G. E., & Tchoua, F. (2003). Système hydrologique du Yaéré (Extrême-Nord Cameroun), changements climatiques et actions anthropiques : Conséquences sur le bilan des transferts superficiels. Hydrology of Mediterranean and semiarid regions. IAHS, 278, 403-409.

Loke, M. H., Acworth, I., & Dahlin, T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. Exploration Geophysics, 34(3), 6.

Loke, M. H., & Barker, R. D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method1. Geophysical Prospecting, 44(1), 131-152. https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x

Louan, O. B., Tanina, A. S., Gabriel, E., Kouassi, A. E., Oga, S., Biémi, J., & Douampo, A. (2015). Productivité des Forages d'Eau en Milieu Cristallin et Cristallophyllien dans la Région de Daoukro (Centre-Est de la Côte d'Ivoire) = Productivity of Water Wells in Crystalline and Crystallophyllian Environment in Daoukro Region (Center-East of the

Ivory Coat). Synthèse : Revue des Sciences et de la Technologie, 30, 76-90. https://doi.org/10.12816/0027945

Louis, P. (1970). Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. (Mémoires ORSTOM; 42; p. 312). Paris: ORSTOM. http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:04616

Lucas, L. L., & Unterweger, M. P. (2000). Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology, 105(4), 541. https://doi.org/10.6028/jres.105.043

Lucas, Y., Chabaux, F., Clément, A., Fritz, B., Ranchoux, C., Ackerer, J., Pelt, E., Schmitt, A.-D., & Stille, P. (2023). Hydrogeochemical modeling of the spatiotemporal variations in 87Sr/86Sr isotope ratios and Sr concentrations of spring waters in a headwater catchment (Strengbach CZO–France). Chemical Geology, 616, 121216. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.121216

Lumpkin, R., Centurioni, L., & Perez, R. C. (2016). Fulfilling Observing System Implementation Requirements with the Global Drifter Array. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 33(4), 685-695. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0255.1

Mabee, S. B., Curry, P. J., & Hardcastle, K. C. (2002). Correlation of Lineaments to Ground Water Inflows in a Bedrock Tunnel. Ground Water, 40(1), 37-43. https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2002.tb02489.x

MacDonald, A. M., Bonsor, H., Dochartaigh, B. É. Ó., & Taylor, R. G. (2012). Quantitative maps of groundwater resources in Africa. Environmental Research Letters, 7(2), Art. 2. https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/2/024009

Madilonga, R. T., Edokpayi, J. N., Volenzo, E. T., Durowoju, O. S., & Odiyo, J. O. (2021). Water Quality Assessment and Evaluation of Human Health Risk in Mutangwi River, Limpopo Province, South Africa. International Journal of Environmental Research and Public Health, 18(13), 6765. https://doi.org/10.3390/ijerph18136765

Magrin, G., & Lemoalle, J. (2019). Chapitre 16. L'avenir du lac Tchad : Les échelles de l'incertitude. In C. Raimond, F. Sylvestre, D. Zakinet, & A. Moussa (Éds.), Le Tchad des lacs (p. 289-303). IRD Éditions. https://doi.org/10.4000/books.irdeditions.30784

Maha, C. (2010). Effet de l'apport de composts sur la dynamique hydrique du sol, la disponibilité de l'azote pour la plante et le lessivage du nitrate : Cas d'un sol limoneux cultivé du bassin parisien. Institut national agronomique paris-grignon. UNIVERSITE DE PARIS-SUD 11.

Mahamat, H. B. (2017). Approche multi-critère d'évaluation des ressources en eau d'un système aquifère en zone de socle cristallin. Système de Wadi-Fira, Tchad-Oriental. Hydrogéologie. Thèse de doctorat, Université de Poitiers.

Mahamat, H. B., Coz, M. L., Abderamane, H., Sardini, P., & Razack, M. (2017). Hydrochemical and Isotopic Characteristics of the Basement Aquifer in the Wadi Fira Area, Eastern Chad. Journal of Water Resource and Protection, 09(13), 1688-1708. https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.913105

Mahamat Nour, A., Bekain, K., & Abderamane, H. (2023). Characterization of potential recharge zone in the Biltine basement area, Eastern Chad: Use of the multi-criteria approach. Compte Rendus Geosciences.

Mahe, G., L'Hote, Y., Olivry, J. C., & Wotling, G. (2001). Trends and discontinuities in regional rainfall of West and Central Africa: 1951–1989. Hydrological Sciences Journal, 46(2), 211-226. https://doi.org/10.1080/02626660109492817

Maïga-Yaleu, S., Yacouba, H., & Guiguemde, I. (2016). Hydrochimie des eaux de pluie et de ruissellement en région Sahélienne Hydrochemistry of rainwater and runoff in Sahel region.

Mandrekar, J. N. (2010). Receiver Operating Characteristic Curve in Diagnostic Test Assessment. Journal of Thoracic Oncology, 5(9), 1315-1316. https://doi.org/10.1097/JTO.0b013e3181ec173d

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: fracture network properties in hard rock. Water Resources Research, 40(11). https://doi.org/10.1029/2004WR003137

Maréchal, J. C., & Etcheverry, D. (2003). The use of 3 H and 18 O tracers to characterize water inflows in Alpine tunnels. Applied Geochemistry, 18(3), 339-351. https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00101-4

Maréchal, J.-C. (2023). Aquifè rès fracturè s èt karstiquès : Dè l'obsèrvation a la modè lisation. Mémoire des travaux de recherche en vue de l'obtention de Habilitation à Diriger des Recherches.

Maréchal, J.-C., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K., & Touchard, F. (2003). Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle : Concordance avec la structure géologique des profils d'altération. Comptes Rendus Geoscience, 335(5), 451-460. https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00082-8

Marsily, G., & Besbes, M. (2017). Les eaux souterraines : Annales des Mines - Responsabilité et environnement, N° 86(2), 25-30. https://doi.org/10.3917/re1.086.0025

Martinez-Santos, P., & Renard, P. (2020). Mapping groundwater potential through an ensemble of big data methods. Groundwater, 58(4), 583-597.

Martín-Loeches, M., Reyes-López, J., Ramírez-Hernández, J., Temiño-Vela, J., & Martínez-Santos, P. (2018). Comparison of RS/GIS analysis with classic mapping approaches for siting low-yield boreholes for hand pumps in crystalline terrains. An application to rural communities of the Caimbambo province, Angola. Journal of African Earth Sciences, 138, 22-31. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.10.025

Masocha, M., Dube, T., Makore, M., Shekede, M. D., & Funani, J. (2018). Surface water bodies mapping in Zimbabwe using landsat 8 OLI multispectral imagery: A comparison of multiple water indices. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 106, 63-67. https://doi.org/10.1016/j.pce.2018.05.005

Massuel, S. (2001). Modélisation hydrodynamique de la nappe phréatique quaternaire du bassin du lac Tchad [Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse]. http://horizon.documentation.ird.fr/exl ?

Matheron, G. (1966). Présentation des variables régionalisées. J. Société Fr. Stat. 107, 263–275. Http://www.numdam.org/article/JSFS_1966__107__263_0.pdf.

Mathieu, P. (1978). Lexique stratigraphique du Postpaléozoïque du Tchad. ORSTOM, 62.

Mattila, J., & Tammisto, E. (2012). Stress-controlled fluid flow in fractures at the site of a potential nuclear waste repository, Finland. Geology, 40(4), 299-302. https://doi.org/10.1130/G32832.1

Maurice, L., Taylor, R. G., Tindimugaya, C., MacDonald, A. M., Johnson, P., Kaponda, A., Owor, M., Sanga, H., Bonsor, H. C., Darling, W. G., & Gooddy, D. (2019). Characteristics of high-intensity groundwater abstractions from weathered crystalline bedrock aquifers in East Africa. Hydrogeology Journal, 27(2), 459-474. https://doi.org/10.1007/s10040-018-1836-9

Maurya, V. P., Chandra, S., Sonkamble, S., Lohithkumar, K., Nagaiah, E., & Selles, A. (2021). Electrically inferred subsurface fractures in the crystalline hard rocks of an Experimental Hydrogeological Park, Southern India. GEOPHYSICS, 86(5), WB9-WB18. https://doi.org/10.1190/geo2020-0327.1

Maxime, G. F., Solange, O. Y. M., Théophile, G., Théolphile, L., Jean, B., & Nestor, K. Y. K. (2014). Analyse de la productivité des aquifères de fissures du socle paléoprotérozoïque de la région de Katiola (Centre-Nord de la Côte d'Ivoire). European Scientific Journal, 10(5), 79-98.

Maxwell, J. C. (1985). Traité d'électricité et de magnétisme Tome I.

Mazet, P. (2002). Les eaux souterraines riches en fluor dans le monde. Mémoire de DEA, Université des Sciences et Technologies Montpellier II/Hydrosciences-Monptellier, 45.

Mbaihoudou, D., Maurice, K., Martial, F. E., Armand, K. D., & Jules, T. K. (2020). Petrology and Geochemical Characteristic of Granitoids from Guéra Massif in the Central Part of Chad: An Example of Mixing Magmas. Earth Science Research, 9(2), 66. https://doi.org/10.5539/esr.v9n2p66

McNeill, J. D., & Labson, V. F. (1991). Geological mapping using VLF radio fields. Electromagnetic methods in applied geophysics 2: Applications, chapter 6. Nabighian M.N. (Ed.), SEG Publ., 521-640.

Meinzer, O. E. (1923). The occurrence of ground water in the United States, with a discussion of principles. Water Supply Paper, 489, 378. https://doi.org/USGS. https://doi.org/10.3133/wsp489

Melleton, J., Cagnard, F., Callec, Y., & Prognon, F. (2020). Orogènes précambriens péricratoniques du Gondwana et géoressources stratégiques associées. Présentation du Programme Scientifique « Connaissance des systèmes géologiques », BRGM, Paris.

Millogo, C. (2019). Caractérisation hydrologique et hydrogéologique du bassin versant du lac Bam au centre nord du Burkina Faso (Afrique de l'ouest) : Perspectives d'amélioration des techniques d'implantation de forages d'eau en terrains cristallins. Université Joseph KI-ZERBO.

Millogo, C., Bakouan, C., & Sawadogo, S. (2020). Caractérisation physico-chimique des eaux de surface et des altérites du bassin versant du lac Bam, Centre Nord du Burkina Faso. Afrique SCIENCE, 17(5), 137-150.

Mitchell, T. M., & Faulkner, D. R. (2012). Towards quantifying the matrix permeability of fault damage zones in low porosity rocks. Earth and Planetary Science Letters, 339-340, 24-31. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.05.014

Mogaji, K. A., & Lim, H. S. (2018). Application of Dempster-Shafer theory of evidence model to geoelectric and hydraulic parameters for groundwater potential zonation. NRIAG

Journal of Astronomy and Geophysics, 7(1), 134-148. https://doi.org/10.1016/j.nrjag.2017.12.008

Mortimer, L., Aydin, A., Simmons, C. T., & Love, A. J. (2011). Is in situ stress important to groundwater flow in shallow fractured rock aquifers? Journal of Hydrology, 399(3-4), 185-200. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.12.034

Moussa, A., Novello, A., Lebatard, A.-E., Decarreau, A., Fontaine, C., Barboni, D., Sylvestre, F., Bourlès, D. L., Paillès, C., Buchet, G., Duringer, P., Ghienne, J.-F., Maley, J., Mazur, J.-C., Roquin, C., Schuster, M., Vignaud, P., & Brunet, M. (2016). Lake Chad sedimentation and environments during the late Miocene and Pliocene: New evidence from mineralogy and chemistry of the Bol core sediments. Journal of African Earth Sciences, 118, 192-204. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.02.023

Nabighian, M. N. (Éd.). (1988). Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Voume 1, Theory. Society of Exploration Geophysicists. https://doi.org/10.1190/1.9781560802631

Nahon, D. (2003). Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou encore actuels. Comptes Rendus Geoscience, 335(16), 1109-1119. https://doi.org/10.1016/j.crte.2003.10.008

Nesny, A. Y., Nicaise, Y., Bertrand, A. H., Marc, Y. T., & George, A. (2019). Apport De La Télédétection Et De La Géophysique Dans La Cartographie Des Fractures Hydrauliquement Actives En Zone De Socle Au Centre-Ouest Du Benin. European Scientific Journal ESJ, 15(27). https://doi.org/10.19044/esj.2019.v15n27p426

Neuman, S. P. (2005). Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. Hydrogeology Journal, 13(1), 124-147. https://doi.org/10.1007/s10040-004-0397-2

Ngatcha, B. N., Mudry, J., Aranyossy, J. F., Naah, E., & Reynault, J. S. (2007). Apport de la géologie, de l'hydrogéologie et des isotopes de l'environnement à la connaissance des « nappes en creux » du Grand Yaéré (Nord Cameroun). Revue des sciences de l'eau, 20(1), 29-43. https://doi.org/10.7202/014905ar

N'Go, Y., Goné, D., Savané, I., & Goblé, M. (2005). Potentialités en eaux souterraines des aquifères fissurés de la région d\'Agboville (Sud-Ouest de la Côte d\'Ivoire) : Caractérisation hydroclimatique et physique. Afrique Science : Revue Internationale des Sciences et Technologie, 1(1). https://doi.org/10.4314/afsci.v1i1.35401

Ngounou Ngatcha, B., & Djoret, D. (2010). Nitrate pollution in groundwater in two selected areas from Cameroon and Chad in the Lake Chad basin. Water Policy, 12(5), Art. 5. https://doi.org/10.2166/wp.2010.017

Nguetnkam, J. P., Kamga, R., Villiéras, F., Ekodeck, G. E., & Yvon, J. (2008). Altération différentielle du granite en zone tropicale. Exemple de deux séquences étudiées au Cameroun (Afrique centrale). Comptes Rendus Geoscience, 340(7), 451-461. https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.02.002

Nicholson, S. (2000). Land surface processes and Sahel climate. Reviews of Geophysics, 38(1), 117-139. https://doi.org/10.1029/1999RG900014

Nicholson, S. E. (2013). The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. ISRN Meteorology, 2013, 1-32. https://doi.org/10.1155/2013/453521

Nicholson, S. E., Funk, C., & Fink, A. H. (2018). Rainfall over the African continent from the 19th through the 21st century. Global and Planetary Change, 165, 114-127. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.12.014

Nicolas, M. (2019). Impact de l'hétérogénéité sur la recharge naturelle et artificielle des aquifères cristallins altérés et fracturés. Application aux sites de Maheshwaram et Choutuppal (Inde du sud). Université de Rennes.

Nkouandou, O. F., Bardintzeff, J.-M., Mahamat, O., Fagny Mefire, A., & Ganwa, A. A. (2017). The dolerite dyke swarm of Mongo, Guéra Massif (Chad, Central Africa): Geological setting, petrography and geochemistry. Open Geosciences, 9(1). https://doi.org/10.1515/geo-2017-0012

Obuobie, E., Diekkrueger, 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. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.06.005

Olivier, K. K. J., Jules, M. O. M., Parfait, S. A., Frédéric, P., Brou, D., & Didier, G. (2022). Elaboration of a hydrogeological conceptual model by application of electrical resistivity tomography: Case of the Lobo catchment (Centre-Western Côte d'Ivoire). Scientific African, 16, e01234. https://doi.org/10.1016/j.sciaf.2022.e01234

Olivry, J.-C. (Éd.). (1996). Hydrologie du Lac Tchad. ORSTOM éditions.

Olona, J., Pulgar, J. A., Fernández-Viejo, G., López-Fernández, C., & González-Cortina, J. M. (2010). Weathering variations in a granitic massif and related geotechnical properties through seismic and electrical resistivity methods. Near Surface Geophysics, 8(6), 585-599. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2010043

Onipe, T., Edokpayi, J. N., & Odiyo, J. O. (2020). A review on the potential sources and health implications of fluoride in groundwater of Sub-Saharan Africa. Journal of Environmental Science and Health, Part A, 55, 1078-1093.

Ouandaogo-Yaméogo, S. (2008). Ressources en eau souterraine du centre urbain de Ouagadougou au Burkina Faso qualité et vulnérabilité. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse et Ouagadougou.

Ouandaogo-Yameogo, S., Blavoux, B., Nikiema, J., & Savadogo, A. N. (2013). Caractérisation du fonctionnement des aquifères de socle dans la région de Ouagadougou à partir d'une étude de la qualité chimique des eaux. Revue des sciences de l'eau, 26(3), 173-191. https://doi.org/10.7202/1018784ar

Ouattara, G., Koffi, G. B., & Yao, A. K. (2012). Contribution des images satellitales Landsat 7 ETM+ à la cartographie lithostructurale du Centre-Est de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). 1(1).

Ouedraogo, D. B., Gnankambary, Z., Nacro, H. B., & Sedogo, M. P. (2019). Caractérisation et utilisation des eaux usées en horticulture dans la ville de Ouagadougou au Burkina Faso. International Journal of Biological and Chemical Sciences, 12(6), 2564. https://doi.org/10.4314/ijbcs.v12i6.8

Ouedraogo, M. (2016). Caractérisation des aquifères de socle pour l'amélioration de la productivité des forages d'hydraulique villageoise dans le bassin versant du Bandama blanc amont (Nord de la Côte d'Ivoire). Thèse de doctorat, Université Paris-Saclay.

Ouedraogo, M., Pessel, M., Durand, V., Saintenoy, A., Kamagate, B., & Savane, I. (2022). Multifrequency electromagnetic method for the hydrogeophysical characterization of hard-rock aquifers: The case of the upstream watershed of White Bandama (northern Ivory Coast). BSGF - Earth Sciences Bulletin, 193, 11. https://doi.org/10.1051/bsgf/2022009

Ourhzif, Z., Algouti, A., Algouti, A., & Hadach, F. (2019). LITHOLOGICAL MAPPING USING LANDSAT 8 OLI AND ASTER MULTISPECTRAL DATA IN IMINI-OUNILLA DISTRICT SOUTH HIGH ATLAS OF MARRAKECH. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XLII-2/W13, 1255-1262. https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-2-W13-1255-2019

Oursingbé, M., Zhonghua, T., Oyelola, B. W., & Mahamadou, Z. (2012). Groundwater exploration in the basement of Lake-Iro District-Chad, using electrical resistivity imaging approach. International Journal of the Physical Sciences, 7(19), 2721-2729. https://doi.org/10.5897/IJPS11.961

Ousmane, B. (1988). Étude géochimique et isotopique des aquifères du socle de la bande sahélienne du Niger (Liptako, Sud-Maradi, Zinder-Est). Thèse de doctorat, Université de Niamey.

Ousmane, B. I., Babaye, M. S. A., Nazoumou, Y., Favreau, G., & Mahaman, R. A. (2022). Évaluation des eaux souterraines : Application de la géochimie pour une étude de cas dans le périmètre irrigué de Djirataoua, Sud-Est Niger. 20(1), 56-70.

PASISAT. (2013). Atlas de la vulnérabilité dans le Guera. 1ere partie : Synthèse régionale (p. 32).

Pedregosa, F., Varoquaux, G., Gramfort, A., Michel, V., Thirion, B., Grisel, O., Blondel, M., Prettenhofer, P., Weiss, R., Dubourg, V., Vanderplas, J., Passos, A., & Cournapeau, D. (2011). Scikit-learn: Machine Learning in Python. MACHINE LEARNING IN PYTHON, 12, 2825-2830.

Pelletier, C. (2017). Cartographie de l'occupation des sols à partir de séries temporelles d'images satellitaires à hautes résolutions Identification et traitement des données mal étiquetées. Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier).

Penant, P. (2016). Caractérisation des sources de nitrate dans les aquifères cristallins du Centre du Bénin. Université de Liège.

Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., & Doumnang, J.-C. (2006). Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: An early (ca. 740Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. Journal of African Earth Sciences, 44(4-5), 530-542. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.018

Penz, S. (2012). Modélisation et inversion de données électriques en courant continu : Vers une prise en compte efficace de la topographie. École nationale supérieure des mines de Paris, France.

Pham, C. T., Shellnutt, J. G., Yeh, M.-W., & Iizuka, Y. (2020). An Assessment of the Magmatic Conditions of Late Neoproterozoic Collisional and Post-collisional Granites from the Guéra Massif, South-Central Chad. Frontiers in Earth Science, 8, 318. https://doi.org/10.3389/feart.2020.00318

PHPTC1/AFD. (2008). Réalisation de 73 forages de reconnaissance dans le Guera (66) et le Batha (07). Rapport de fin de travaux. Document ANTEA/IRAM, Annexe Hydro 2, Rapport N° A 50701. République du Tchad, Ministère de l'Eau, 22.

PHPTC2/AFD. (2013). Réalisation de 138 forages de reconnaissance dans le Guera (120) et le Batha (18). Rapport de fin de travaux. Document ANTEA/IRAM, Annexe Hydro 2, N° A R 83860. République du Tchad, Ministère de l'Eau, 58.

Pias, J. (1964). Les sols du Tchad. 8eme Congrès International de la Science du Sol, 5, 45-50.

Pias, J. (1968). Contribution à l'étude des formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et des sols qui en dérivent (République du Tchad) [Faculté des Sciences de Paris]. http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/cahiers/PTP/18537.PDF

Pias, J. (1970). La végétation du Tchad : Ses rapports avec les sols : Variations paléobotaniques au Quaternaire récent (Vol. 6).

Picouet, C. (1999). Géodynamique d'un hydrosystème tropical peu anthropisé, le bassin supérieur du Niger et son delta intérieur. UNIVERSITE DE MONTPELLIER II.

Picouet, C., Dupré, B., Orange, D., & Valladon, M. (2002). Major and trace element geochemistry in the upper Niger river (Mali): Physical and chemical weathering rates and CO2 consumption. Chemical Geology, 185(1-2), 93-124. https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00398-9

Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Transactions, American Geophysical Union, 25(6), 914. https://doi.org/10.1029/TR025i006p00914

PIREA. (2016). Plan d'investissement régional eau et assainissement 2015-2030 du Guéra (p. 115). Ministère de l'Eau et de l'Assainissement.

Pontié, M., Diawara, C. K., & Rumeau, M. (2003). Streaming effect of single electrolyte mass transfer in nanofiltration: Potential application for the selective defluorination of brackish drinking waters. Desalination, 151(3), 267-274. https://doi.org/10.1016/S0011-9164(02)01019-6

Pouclet, A., & Durand, A. (1983). Structures cassantes cénozoïques d'après les phénomènes volcaniques et néotectoniques au nord-ouest du lac Tchad (Niger oriental). Annales de la société géologique du Nord, 103, 143-154.

Pouclet, A., Vidal, M., Doumnang, J.-C., Vicat, J.-P., & Tchameni, R. (2006). Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African Ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. Journal of African Earth Sciences, 44(4-5), 543-560. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.019

PREPAS. (2018). Programme de Renforcement de l'Elévage Pastoral dans les régions du Batha, de l'Ennedi et du Wadi-Fira au Tchad. Etude hydrogéophysique. Rapport de synthèse de la prospection géophysique (Etape 3), ANTEA-AGRITCHAD. République du Tchad, Unité de Coordination Technique et Fiduciaire du PREPAS, 341.

Raimond, C., Sylvestre, F., Zakinet, D., & Moussa, A. (2019). Le Tchad des lacs : Les zones humides sahéliennes au défi du changement global (IRD Éditions).

Ramoino, F., Pera, F., & Arino, O. (2018). « S2 prototype LC map at 20m of Africa 2016 » Users Feedback Compendium [6th February 2018]. European Space Agency (ESA), 12.

Reddy, D. V., Nagabhushanam, P., Sukhija, B. S., Reddy, A. G. S., & Smedley, P. L. (2010). Fluoride dynamics in the granitic aquifer of the Wailapally watershed, Nalgonda District, India. Chemical Geology, 269(3-4), 278-289. https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.10.003

Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., & Porter, J. P. (1991). RUSLE Revised universal soil loss equation. 46(1), 30-33.

ResEau. (2016). Synthèse hydrogéologique du nord et de l'est du Tchad. (Chapitre 1 ; p. 243).

Roques, C. (2013). Hydrogéologie des zones de faille du socle cristallin : Implications en termes de ressources en eau pour le Massif Armoricain. Université Rennes 1.

Röttger, B., Kirsch, R., Fribourg, R., Scheer, W., Thomsen, S., & Voss, W. (2005). Multifrequency airborne EM surveys—A tool for aquifer vulnerability mappingin in D. K. Butler, ed., Near-surface geophysics: SEG. https://doi.org/10.1190/1.9781560801719.ch26

Roy, A., & Apparao, A. (1971). DEPTH OF INVESTIGATION IN DIRECT CURRENT METHODS. GEOPHYSICS, 36(5), 943-959. https://doi.org/10.1190/1.1440226

Ruelle, P., Ben Salah, D., & Vauclin, M. (1986). Méthodologie d'analyse de la variabilité spatiale d'une parcelle agronomique. Application à l'échantillonnage. Agronomie, 6(6), 529-539. https://doi.org/10.1051/agro:19860605

Rusagara, R. (2023). Développement d'un modèle conceptuel de recharge des aquifères de socle cristallin dans la zone sahélienne du Burkina Faso en Afrique de l'Ouest [Thèse de doctorat, Sorbonne Université ; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement]. https://theses.hal.science/tel-03941722

Rusagara, R., Koïta, M., Plagnes, V., & Jost, A. (2022). Groundwater recharge pathways to a weathered-rock aquifer system in a dryland catchment in Burkina Faso. Hydrogeology Journal, 30(5), 1489-1512. https://doi.org/10.1007/s10040-022-02506-4

Sagna, P., Ndiaye, O., Diop, C., Niang, A. D., & Sambou, P. C. (2015). Les variations récentes du climat constatées au Sénégal sont-elles en phase avec les descriptions données par les scénarios du GIEC ? Are recent climate variations observed in Senegal in conformity with the descriptions given by the IPCC scenarios? 17.

Sander, P. (2006). Sander, P. Lineaments in groundwater exploration: A review of applications and limitations. Hydrogeology Journal, 15(1), 71-74. https://doi.org/10.1007/s10040-006-0138-9

Sato, M., & Mooney, H. (1960). The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. geophysics, 25(1), 226-249.

Savadogo, N. (1984). Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta : Étude régionale du bassin versant de la Sissili. Géologie appliquée. Thèse de doctorat, Université Scientifique et Médicale, Grenoble.

Schamper, C., Auken, E., & Sørensen, K. (2014). Coil response inversion for very early time modelling of helicopter-borne time-domain electromagnetic data and mapping of near-surface geological layers: Coil response inversion for very early time modelling of electromagnetic data. Geophysical Prospecting, 62(3), 658-674. https://doi.org/10.1111/1365-2478.12104

Schamper, C., Jørgensen, F., Auken, E., & Effersø, F. (2014). Assessment of near-surface mapping capabilities by airborne transient electromagnetic data—An extensive

comparison to conventional borehole data. GEOPHYSICS, 79(4), B187-B199. https://doi.org/10.1190/geo2013-0256.1

Scherrer, C., Schweitzer, R., Bünzli, M.-A., & Milnes, E. (2021). Rapid groundwater potential mapping in humanitarian contexts: Improving borehole implementation in basement environments. Hydrogeology Journal, 29(6), 2033-2051. https://doi.org/10.1007/s10040-021-02352-w

Schlumberger, C. (1920). Study of underground electrical prospecting.

Schneider, J. L., & Wolff, J. P. (1992). Carte géologique et Carte hydrogéologique au 1/1 500 000 de la République du Tchad. Mémoire explicatif. BRGM, Paris, 209, 531.

Schneider, J.-L. (1989). Géologie et hydrogéologie de la République du Tchad (PhD). Https://www.worldcat.org/title/geologie-et-hydrogeologie-de-la-republique-du-tchad/oclc/490171090.

Schneider, J.-L. (2001). Géologie, Archéologie et Hydrogéologie. République du Tchad, Ministère de l'Environnement et de l'Eau. Préface de mémoire., 1, 462.

Schneider, J.-L., & Thiery, D. (2002). Water balance in three points of the water table aquifer of Chad. 37/38, 45-52.

Schneider, J.-L., & Wolf, J. P. (1992). Carte géologique et cartes hydrogéologiques à 1/1 500 000 de la republique du Tchad. Mémoire explicatif. 531.

Schoeller, H. (1962). Les eaux souterraines-Hydrologie dynamique et chimique recherches, exploitation et évaluation des ressources. Masson et cie Paris, 642.

Schuster, M., Roquin, C., Duringer, P., Brunet, M., Caugy, M., Fontugne, M., Taïsso Mackaye, H., Vignaud, P., & Ghienne, J.-F. (2005). Holocene Lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. Quaternary Science Reviews, 24(16-17), 1821-1827. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.02.001

SDEA. (2001). Schéma directeur de l'eau et de l'assainissement du Tchad. Le bilan diagnostic des ressources en eau. (Partie 1 ; p. 112).

Serge Gaëtan, S. É., Marie Michelle, C. H., Ouindinboudé Jacques, K., Poulouma Louis, Y., & Idriss, S. (2022). Hydrogeochemistry of Shallow Groundwater and Suitability to Irrigation: The Case of the Karfiguéla Paddy Field in Burkina Faso. Water, 14(16), 2574. https://doi.org/10.3390/w14162574

Shahin, M. (2003). Groundwater resources of Africa. In Hydrology and Water Resources of Africa Springer Netherlands. Hydrology and Water Resources of African Islands, 509-563.

Sheldon, H. A., & Micklethwaite, S. (2007). Damage and permeability around faults: Implications for mineralization. Geology, 35(10), 903. https://doi.org/10.1130/G23860A.1

Shellnutt, J. G., Pham, N. H. T., Denyszyn, S. W., Yeh, M.-W., & Lee, T.-Y. (2017). Timing of collisional and post-collisional Pan-African Orogeny silicic magmatism in south-central Chad. Precambrian Research, 301, 113-123. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.08.021

Sigha-Nkamdjou, L., Galy-Lacaux, C., Pont, V., Richard, S., Sighomnou, D., & Lacaux, J. P. (2003). Rainwater Chemistry and Wet Deposition over the Equatorial Forested Ecosystem of Zoétélé (Cameroon). Journal of Atmospheric Chemistry, 46, 173-198.

Singhal, B. B. S. (2008). Nature of Hard Rock Aquifers: Hydrogeological Uncertainties and Ambiguities. In S. Ahmed, R. Jayakumar, & A. Salih (Éds.). Capital pub. co. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6540-8_2

Singhal, B. B. S., & Gupta, R. P. (2010). Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. Applied Hydrogeology of Fractured Rocks. https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7

Solomon, S., & Quiel, F. (2006). Groundwater study using remote sensing and geographic information systems (GIS) in the central highlands of Eritrea. Hydrogeology Journal, 14(6), 1029-1041. https://doi.org/10.1007/s10040-006-0096-2

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). Géophysique [physics.geo-ph]. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI ; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement, 2017. Français. ffNNT : 2017PA066163ff. Fftel-01653089f.

Soro, D. D., Koffi, K. V., & Diabate, A. (2020). Assesment of the geophysical location of water boreholes in a geological transition zone, Burkina Faso. Larhyss Journal, 44, 109-123.

Soro, D. D., Koïta, M., Biaou, C. A., Outoumbe, E., Vouillamoz, J.-M., Yacouba, H., & Guérin, R. (2017). Geophysical demonstration of the absence of correlation between lineaments and hydrogeologically usefull fractures: Case study of the Sanon hard rock aquifer (central northern Burkina Faso). Journal of African Earth Sciences, 129, 842-852. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.02.025

Stadler, S., Osenbrück, K., Knöller, K., Suckow, A., Sültenfuß, J., Oster, H., Himmelsbach, T., & Hötzl, H. (2008). Understanding the origin and fate of nitrate in groundwater of semi-arid environments. Journal of Arid Environments, 72(10), 1830-1842. https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2008.06.003

Strahler, A. N. (1952). HYPSOMETRIC (AREA-ALTITUDE) ANALYSIS OP EROSIONAL TOPOGGRAPHY. BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA, 63, 1117-1142.

Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transactions, American Geophysical Union, 38(6), 913. https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913

Supper, R., Baroň, I., Ottowitz, D., Motschka, K., Gruber, S., Winkler, E., Jochum, B., & Römer, A. (2013). Airborne geophysical mapping as an innovative methodology for landslide investigation: Evaluation of results from the Gschliefgraben landslide, Austria. Natural Hazards and Earth System Sciences, 13(12), 3313-3328. https://doi.org/10.5194/nhess-13-3313-2013

Sy, M. H., Sene, P., Diouf, M. M., & Diouf, S. (1996). Fluorose osseuse au niveau de la main. A propos de deux observations. Annales de Chirurgie de la Main et du Membre Supérieur, 15(2), 109-114. https://doi.org/10.1016/S0753-9053(96)80016-0

Ta, M. Y., Lasm, T., Jourda, J. P., Kouamé, K. F., & Razack, M. (2008). Cartographie des accidents géologiques par imagerie satellitaire Landsat-7 ETM+ et analyse des réseaux de fractures du socle précambrien de la région de Bondoukou (nord-est de la Côte d´Ivoire). 8(2), 119-135.

Taher, A. A. (2022). Etude géochimique, géostatistique et isotopique pour la compréhension du fonctionnement du système hydraulique quaternaire dans les 4 régions (Kanem, Bahr

El Gazel, Hadjer Lamis et Lac) autour du Lac Tchad. Thèse de doctorat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar.

Taupin, J.-D., Coudrain-Ribstein, A., Gallaire, R., Zuppi, G. M., & Filly, A. (2000). Rainfall characteristics ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$, ΔT and $\Delta H_{r)}$ in western Africa: Regional scale and influence of irrigated areas. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 105(D9), 11911-11924. https://doi.org/10.1029/1999JD901032

Taylor, R. G., Todd, M. C., Kongola, L., Maurice, L., Nahozya, E., Sanga, O., & MacDonald, A. M. (2013). Taylor RG, Todd MC, Kongola L, Maurice L, Nahozya E, Sanga H, MacDonald AM (2013) Evidence of the dependence of groundwater resources on extreme rainfall in East Africa. Natural climate change, 3, 374-378. https://doi.org/10.1038/nclimate1731

Taylor, R., & Howard, K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda. Hydrogeology Journal, 8, 279-294.

Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). Applied geophysics, Cambridge University Press. Cambridge University Press, 2nd Edition, Etats Unis d'Amérique, 746.

Torrent, H., & Philippart, A. (1966). Implantations de 165 puits dans les préfectures du Chari-Baguirmi, du Batha, de Ouaddai et de Biltine. Etudes hydrogéologiques et socio-économiques. République du Tchad, Ministère de l'agriculture et de l'élevage, 40.

Tossou, Y. Y. J. (2016). Caractérisation des anomalies fluorées des eaux souterraines du socle cristallin Précambrien de la partie centrale du Bénin (Afrique de l'Ouest). Université de Liège (ULg) et Université d'Abomey-Calavi (UAC).

Tossou, Y. Y. J., Yessoufou, S., Orban, P., Vander Auwera, J., Boukari, M., & Brouyère, S. (2021). Bedrock petrology controls on hydrogeochemistry and fluoride concentrations in Precambrian aquifers of central Benin, Western Africa. Journal of African Earth Sciences, 182, 104301. https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104301

Trabelsi, F., Lee, S., Khlifi, S., & Arfaoui, A. (2019). Frequency ratio model for mapping groundwater potential zones using GIS and remote sensing; Medjerda Watershed Tunisia. In Advances in Sustainable and Environmental Hydrology, Hydrogeology, Hydrochemistry and Water Resources. Proceedings of the 1st Springer Conference of the Arabian Journal of Geosciences (CAJG-1), Tunisia 2018, 341-345.

Turner, S. W. D., Hejazi, M., Yonkofski, C., Kim, S. H., & Kyle, P. (2019). Influence of Groundwater Extraction Costs and Resource Depletion Limits on Simulated Global Nonrenewable Water Withdrawals Over the Twenty-First Century. Earth's Future, 7(2), 123-135. https://doi.org/10.1029/2018EF001105

Valdes, D. (2005). Variabilité spatiale du fonctionnement hydrologique de l'aquifère karstique de la craie (Département de l'Eure, France). Thèse de doctorat, Université de Rouen, France.

Vincent, P. (1956). Extraction du zircon dans un granite en provenance du district de Mongo n° R6-1 Coupure géologique Am-Timan Ouest.

Vouillamoz, J. M., Lawson, F. M. A., Yalo, N., & Descloitres, M. (2014). The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: The example of Benin. Journal of Applied Geophysics, 107, 16-24. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012

Vouillamoz, J.-M. (2003). La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : Les sondages par résonance magnétique protonique. Thèse de doctorat, Thèse de l'Université de Paris XI.

Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Toe, G., & Legchenko, A. (2005). Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: Comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. Near Surface Geophysics, 3(3), Art. 3. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2005015

Vouillamoz, J.-M., Favreau, G., Massuel, S., Boucher, M., Nazoumou, Y., & Legchenko, A. (2008). Contribution of magnetic resonance sounding to aquifer characterization and recharge estimate in semiarid Niger. Journal of Applied Geophysics, 64(3-4), Art. 3-4. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.12.006

Vouillamoz, J.-M., Lawson, F. M. A., Yalo, N., & Descloitres, M. (2014). The use of magnetic resonance sounding for quantifying specific yield and transmissivity in hard rock aquifers: The example of Benin. Journal of Applied Geophysics, 107, 16-24. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.012

Vouillamoz, J.-M., Lawson, F. M. A., Yalo, N., & Descloitres, M. (2015). Groundwater in hard rocks of Benin: Regional storage and buffer capacity in the face of change. Journal of Hydrology, 520, 379-386. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024

Ward, S. H. (Éd.). (1990). Geotechnical and Environmental Geophysics: Volume I: Review and Tutorial. Society of Exploration Geophysicists. https://doi.org/10.1190/1.9781560802785

WHO. (2008). Guidelines for drinking-water quality [electronic resource]: Incorporating 1st and 2nd addenda, Vol.1, recommendations, 3rd ed. World Health Organization.

Winkel, L. H. E., Trang, P. T. K., Lan, V. M., Stengel, C., Amini, M., Ha, N. T., Viet, P. H., & Berg, M. (2011). Arsenic pollution of groundwater in Vietnam exacerbated by deep aquifer exploitation for more than a century. Proceedings of the National Academy of Sciences, 108(4), 1246-1251. https://doi.org/10.1073/pnas.1011915108

Worthington, S. R. H., Davies, G. J., & Alexander, E. C. (2016). Enhancement of bedrock permeability by weathering. Earth-Science Reviews, 160, 188-202. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.002

Wright, E. P. (1992). The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. Geological Society, London, Special Publications, 66(1), 1-27. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.066.01.01

Wyns, R. (2020). Les altérations supergènes et la géodynamique de la lithosphère. Bulletin Inf. géol. Bass. Paris, 57(2), 60-66.

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. https://doi.org/10.2113/175.1.21

Wyns, R., Dewandel, B., & Lachassagne, P. (2015). Origin of fracturation in hard-rock aquifers: What are the factors that control the properties of the fissured horizon? https://doi.org/10.13140/RG.2.1.3699.3124

Xie, Y., Sha, Z., & Yu, M. (2008). Remote sensing imagery in vegetation mapping: A review. Journal of Plant Ecology, 1(1), 9-23. https://doi.org/10.1093/jpe/rtm005

Yao, A. B., Goula, B. T. A., Kane, A., Mangoua, O. M. J., & Kouassi, K. A. (2016). Cartographie du potentiel en eau souterraine du bassin versant de la Lobo (Centre-Ouest, Côte d'Ivoire) : Approche par analyse multicritère. Hydrological Sciences Journal, 1-12. https://doi.org/10.1080/02626667.2014.932360

Zairi, R. (2008). Etude géochimique et hydrodynamique de la nappe libre du bassin du lac Tchad dans les régions de Diffa (Niger oriental) et du Bornou (nord-est du Nigeria). Université Montpellier II.

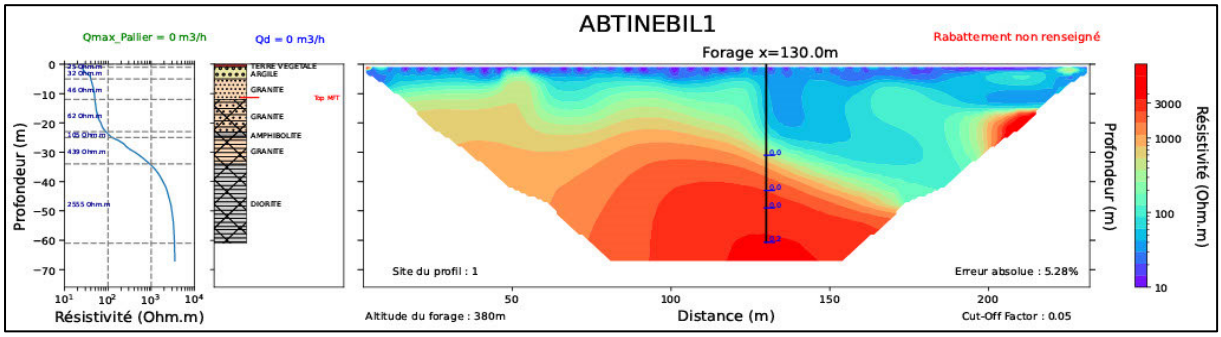
Zhang, X., Ma, F., Dai, Z., Wang, J., Chen, L., Ling, H., & Soltanian, M. R. (2022). Radionuclide transport in multi-scale fractured rocks: A review. Journal of Hazardous Materials, 424, 127550. https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2021.127550

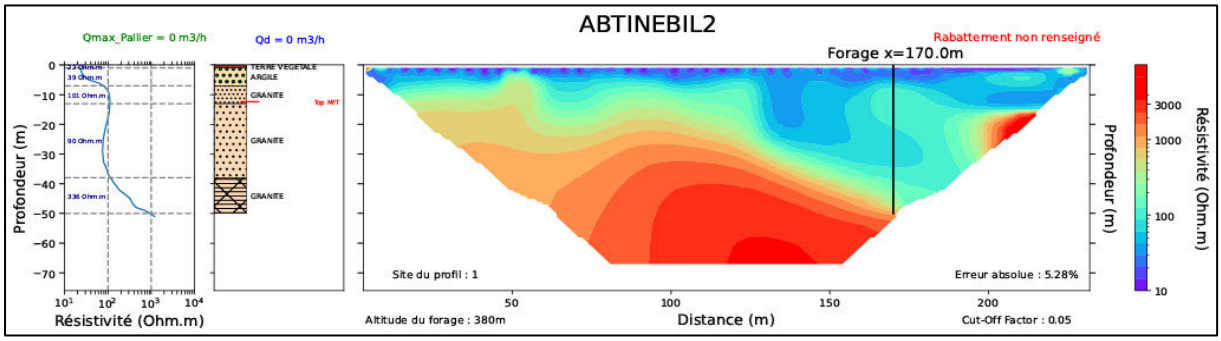
Zhao, Y., Chen, N., Chen, J., & Hu, C. (2018). Automatic extraction of yardangs using Landsat 8 and UAV images: A case study in the Qaidam Basin, China. Aeolian Research, 33, 53-61. https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2018.05.002

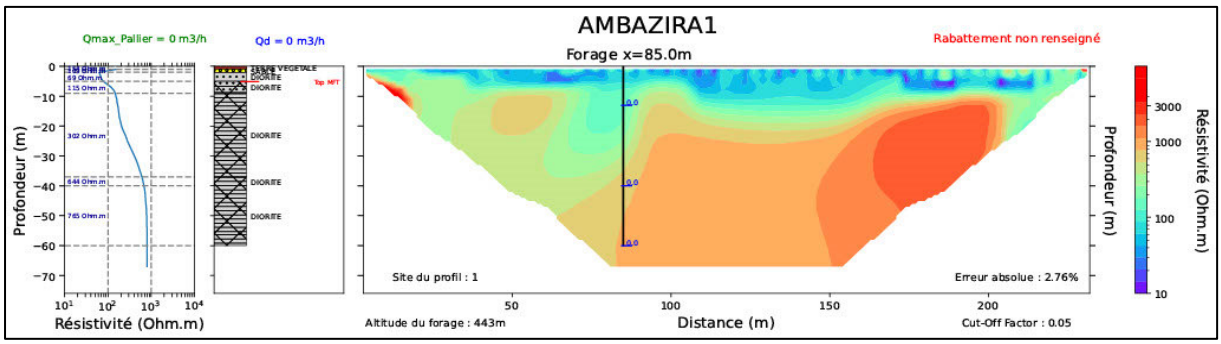
ANNEXES

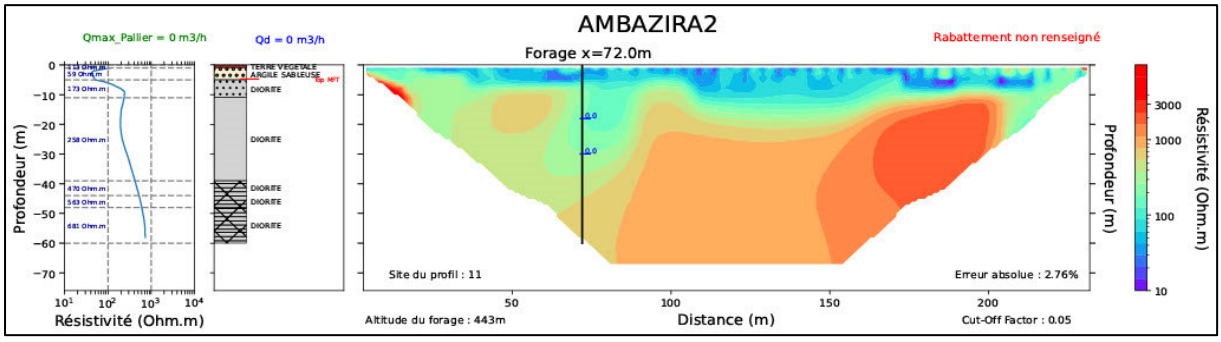
Les 82 profils de tomographie de résistivité électrique qui ont été réinterprétés, dont 41 se situent dans le bassin versant de Bitkine et 41 dans les bassins versants de Mongo et Barlo.

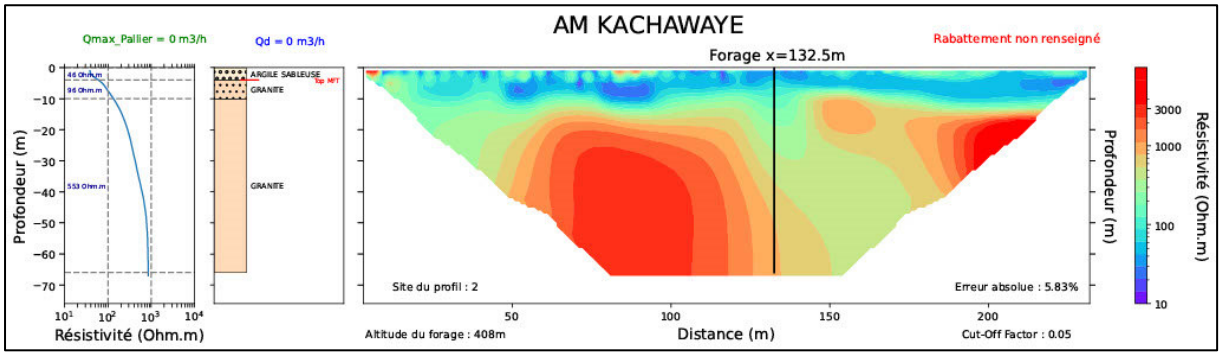
Les 41 profils dans le bassin versant de Bitkine, réinterprétés par Pierre Palomar.

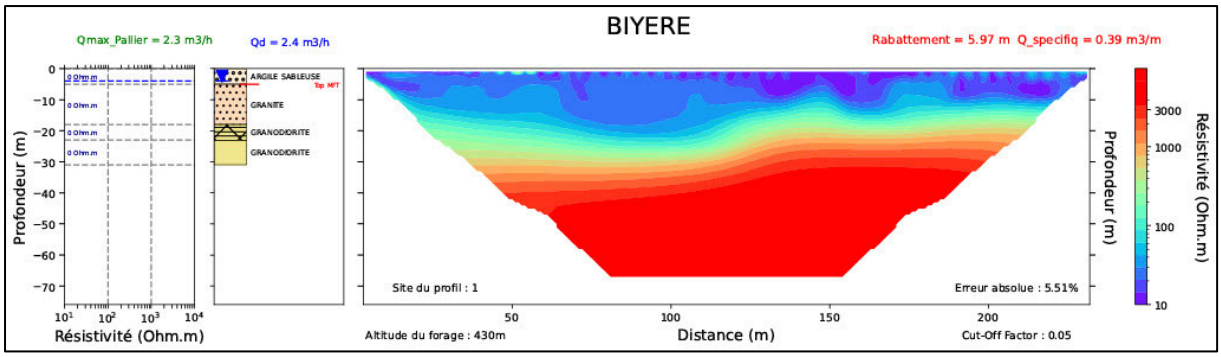


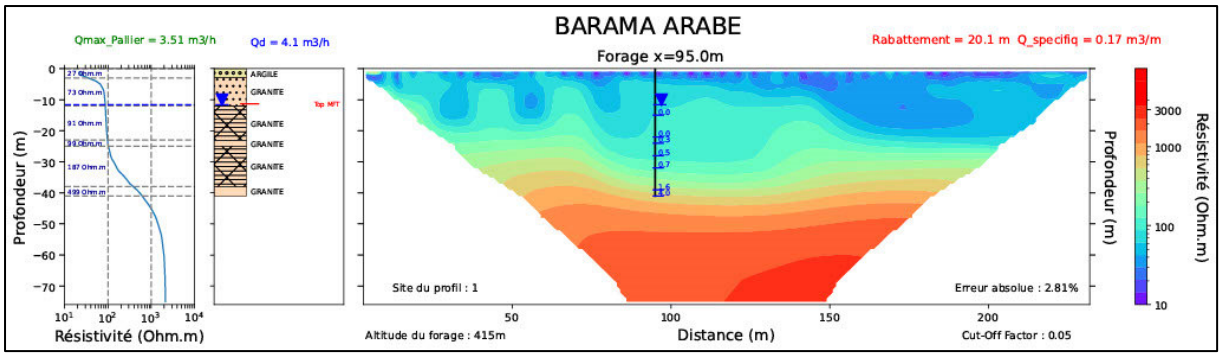


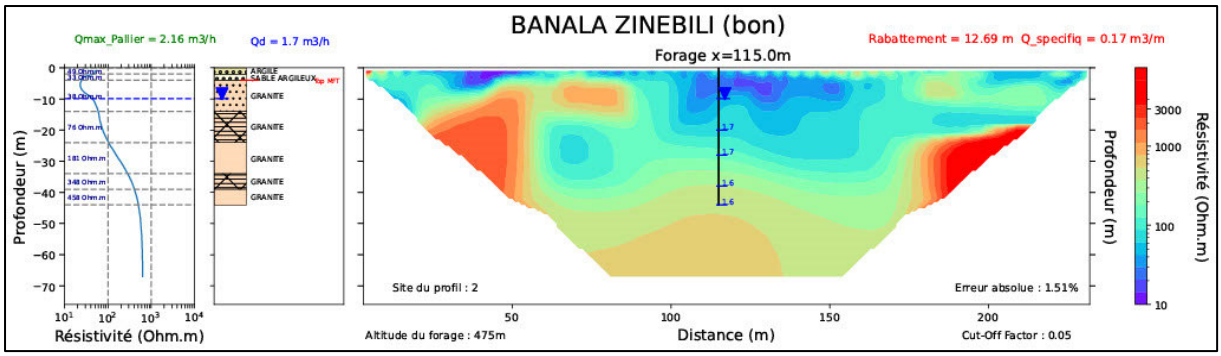


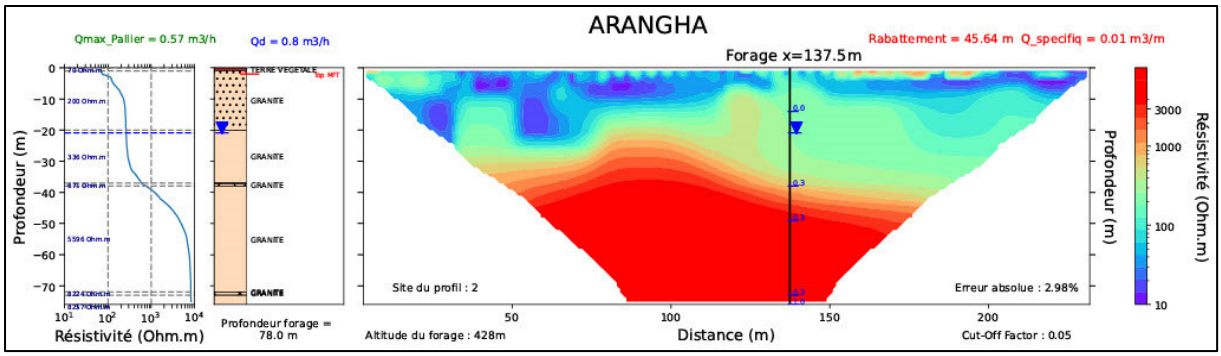


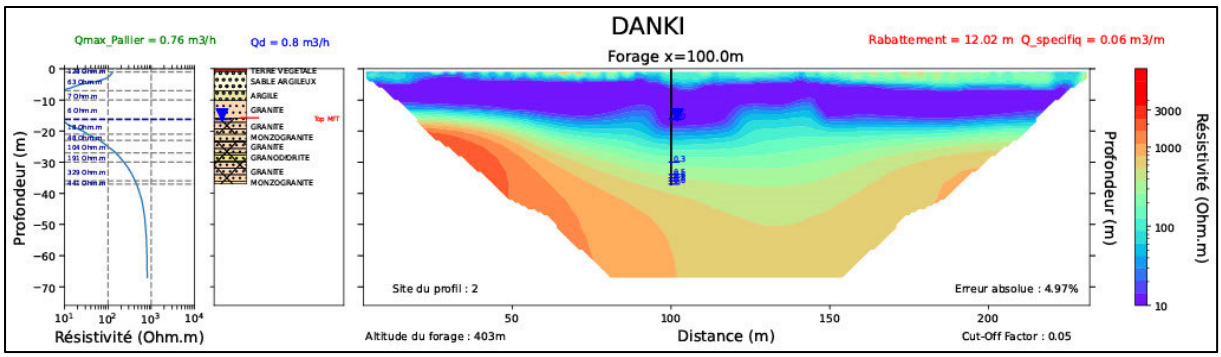


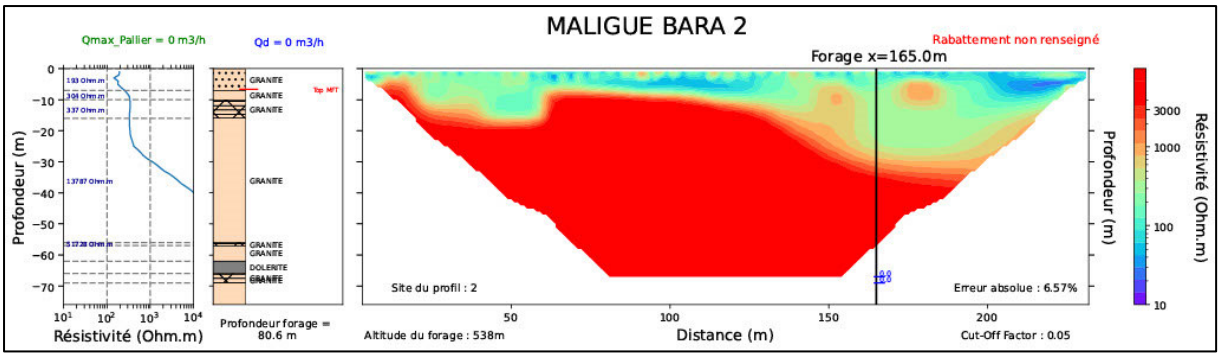

BIYERE
Qmax_Pallier = 2.3 m3/h
Qd = 2.4 m3/h
Rabattement = 5.97 m Q_specifiq = 0.39 m3/m
ARGILE SABLEUSE
GRANITE
GRANODIORITE
Site du profil : 1
Erreur absolue : 5.51%
Altitude du forage : 430m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

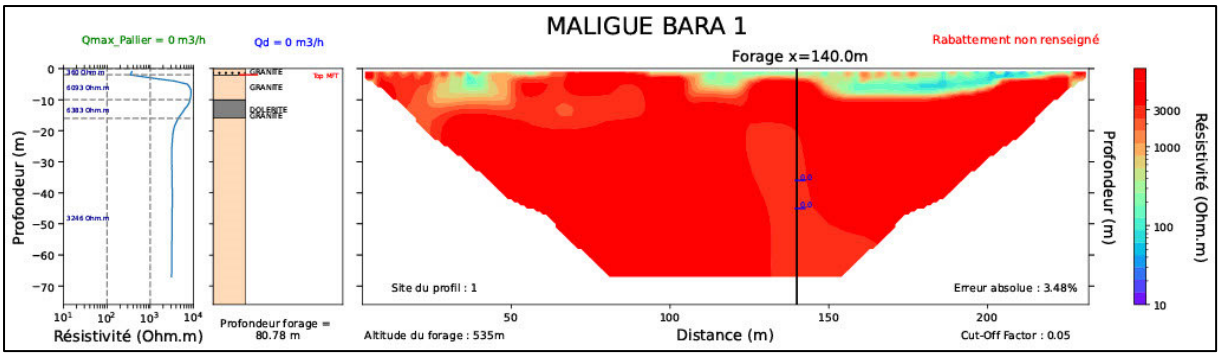

BARAMA ARABE
Forage x=95.0m
Qmax_Pallier = 3.51 m3/h
Qd = 4.1 m3/h
Rabattement = 20.1 m Q_specifiq = 0.17 m3/m
ARGILE
GRANITE
Site du profil : 1
Erreur absolue : 2.81%
Altitude du forage : 415m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

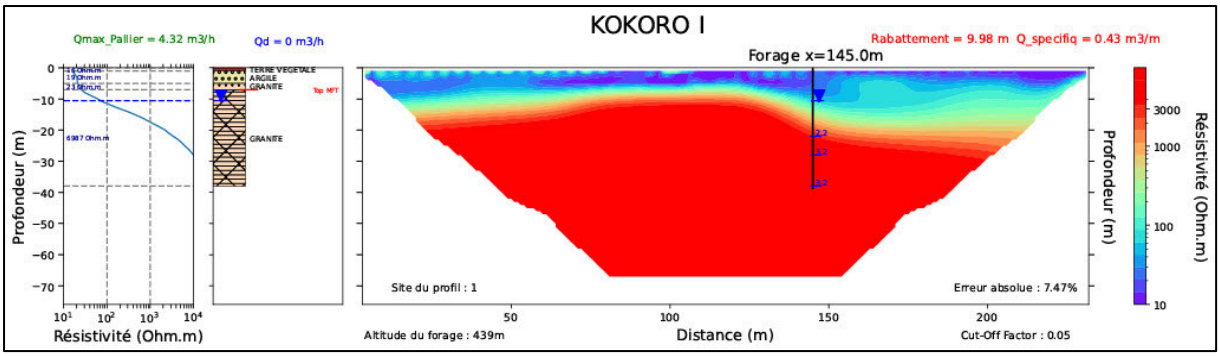

BANALA ZINEBILI (bon)
Forage x=115.0m
Qmax_Pallier = 2.16 m3/h
Qd = 1.7 m3/h
Rabattement = 12.69 m Q_specifiq = 0.17 m3/m
ARGILE SABLE ARGILEUX
GRANITE
Site du profil : 2
Erreur absolue : 1.51%
Altitude du forage : 475m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

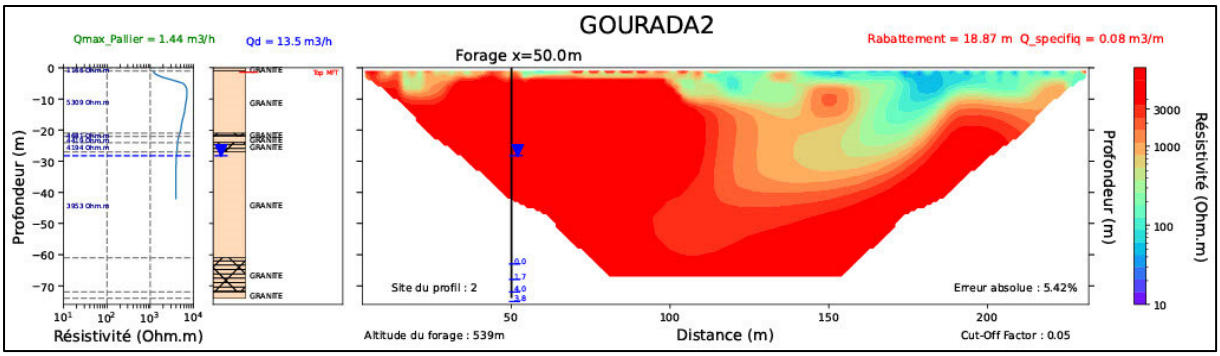

ARANGHA
Forage x=137.5m
Qmax_Pallier = 0.57 m3/h
Qd = 0.8 m3/h
Rabattement = 45.64 m Q_specifiq = 0.01 m3/m
TERRE VEGETALE
GRANITE
Profondeur forage = 78.0 m
Site du profil : 2
Erreur absolue : 2.98%
Altitude du forage : 428m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

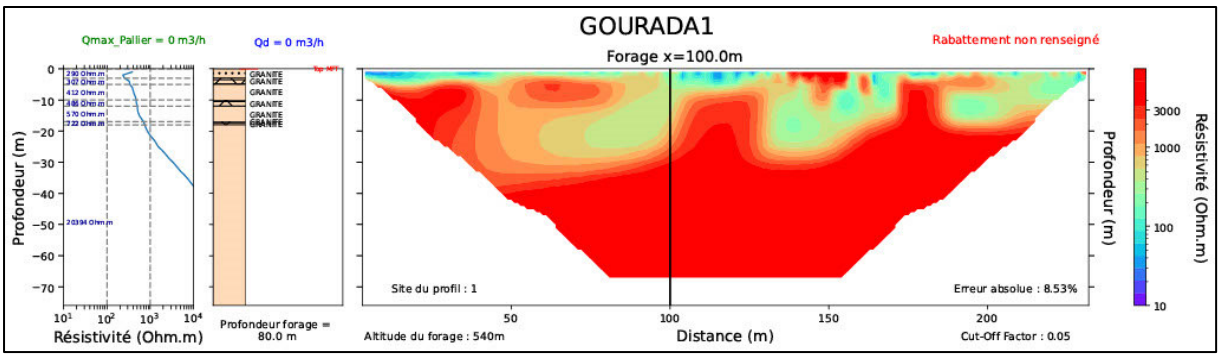

DANKI
Forage x=100.0m
Qmax_Pallier = 0.76 m3/h
Qd = 0.8 m3/h
Rabattement = 12.02 m Q_specifiq = 0.06 m3/m
TERRE VEGETALE
SABLE ARGILEUX
ARGILE
GRANITE
MONZOGRANITE
GRANODIORITE
Site du profil : 2
Erreur absolue : 4.97%
Altitude du forage : 403m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

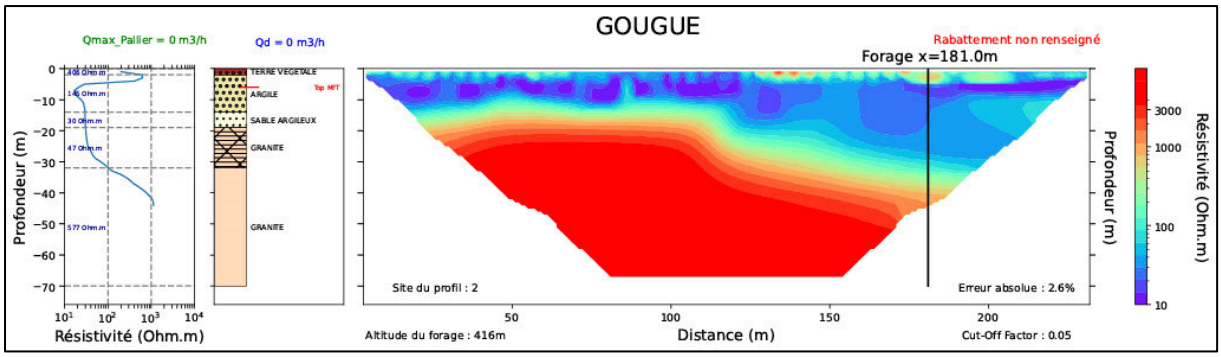

MALIGUE BARA 2
Qmax_Pallier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
Forage x=165.0m
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Profondeur forage = 80.6 m
Site du profil : 2
Erreur absolue : 6.57%
Altitude du forage : 538m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

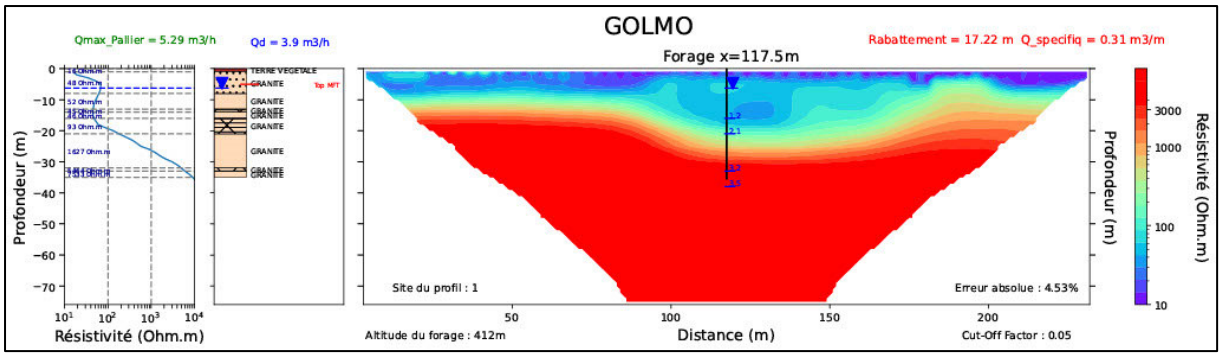

MALIGUE BARA 1
Qmax_Pallier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
Forage x=140.0m
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Profondeur forage = 80.78 m
Site du profil : 1
Erreur absolue : 3.48%
Altitude du forage : 535m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

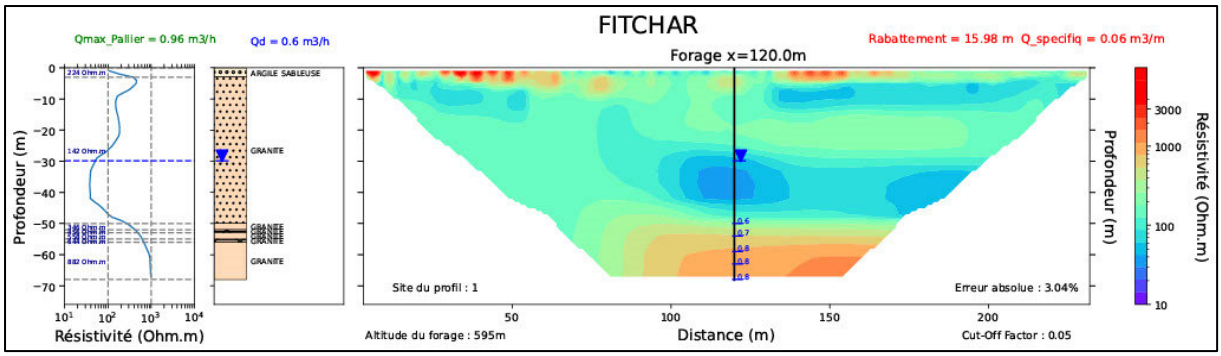

KOKORO I
Qmax_Pallier = 4.32 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement = 9.98 m Q_specifiq = 0.43 m3/m
Forage x=145.0m
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 7.47%
Altitude du forage : 439m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

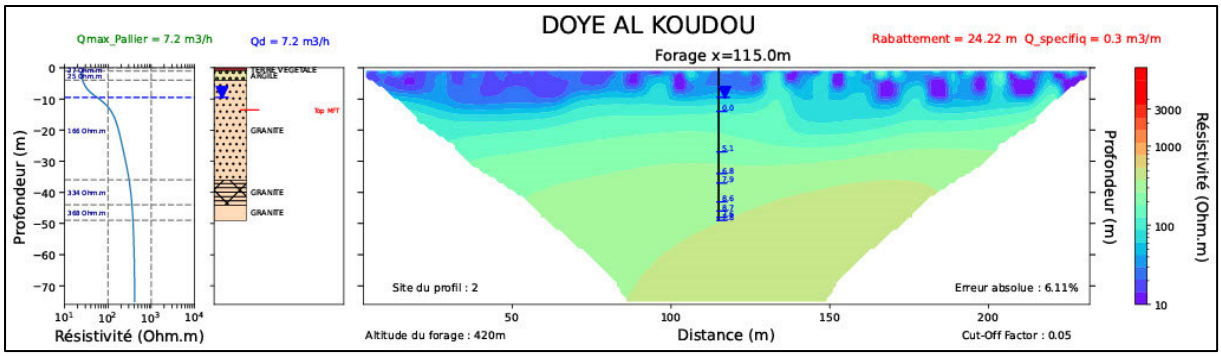

GOURADA2
Qmax_Pallier = 1.44 m3/h
Qd = 13.5 m3/h
Rabattement = 18.87 m Q_specifiq = 0.08 m3/m
Forage x=50.0m
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 2
Erreur absolue : 5.42%
Altitude du forage : 539m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

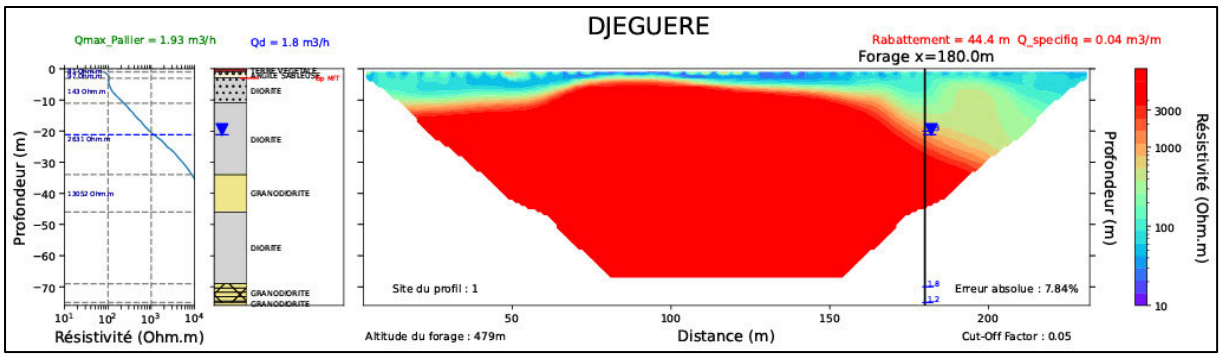

GOURADA1
Qmax_Pallier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
Forage x=100.0m
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Profondeur forage = 80.0 m
Site du profil : 1
Erreur absolue : 8.53%
Altitude du forage : 540m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

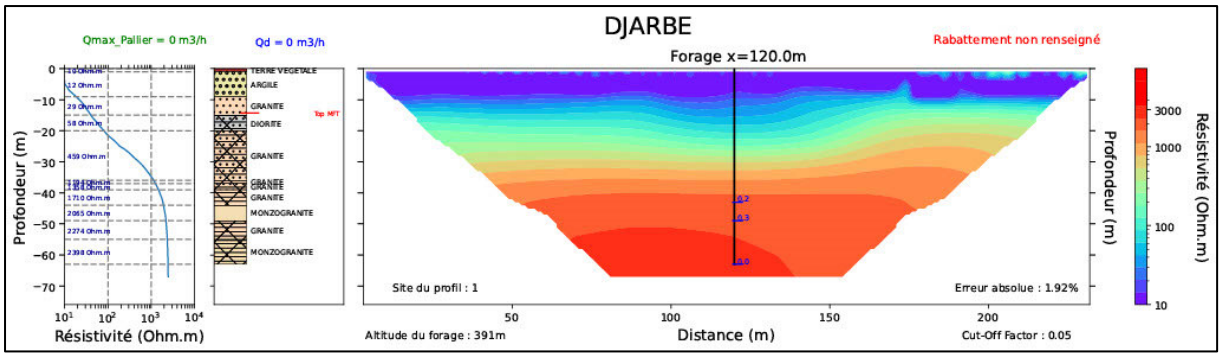

GOUGUE
Qmax_Pallier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
Forage x=181.0m
TERRE VEGETALE
ARGILE
SABLE ARGILEUX
GRANITE
GRANITE
Site du profil : 2
Erreur absolue : 2.6%
Altitude du forage : 416m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

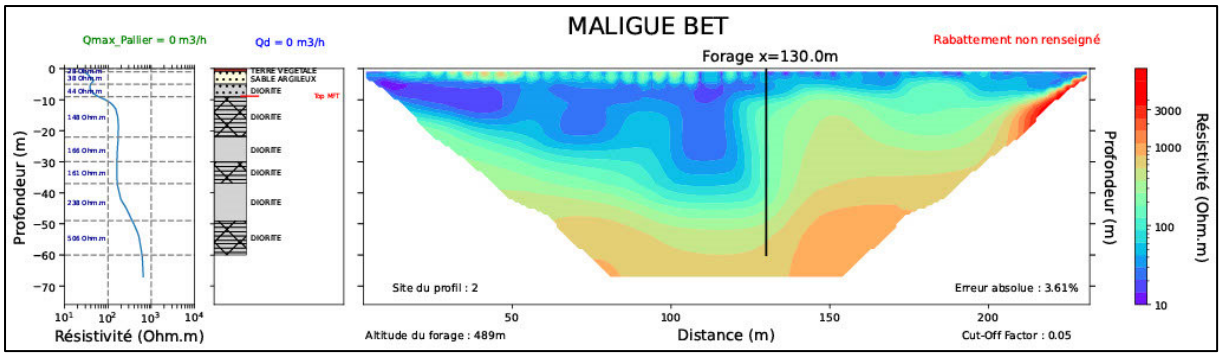

GOLMO
Qmax_Pallier = 5.29 m3/h
Qd = 3.9 m3/h
Rabattement = 17.22 m Q_specifiq = 0.31 m3/m
Forage x=117.5m
TERRE VEGETALE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
Site du profil : 1
Erreur absolue : 4.53%
Altitude du forage : 412m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

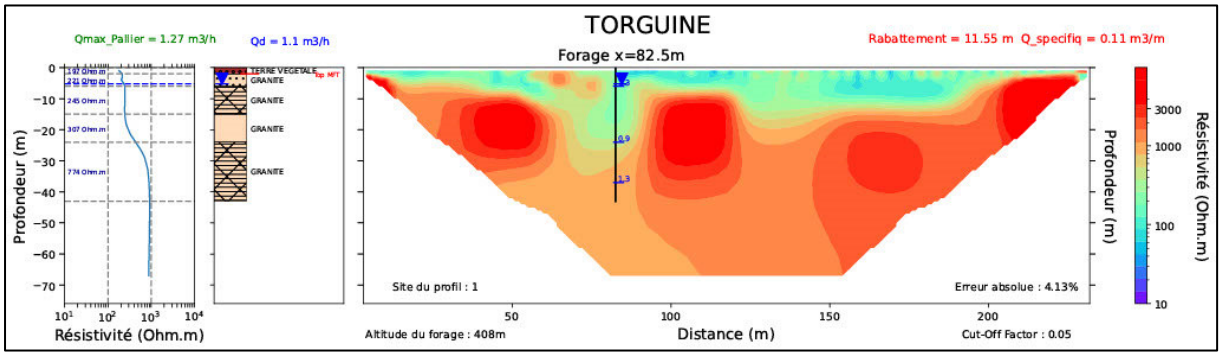

FITCHAR
Qmax_Pallier = 0.96 m3/h
Qd = 0.6 m3/h
Rabattement = 15.98 m Q_specifiq = 0.06 m3/m
Forage x=120.0m
ARGILE SABLEUSE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
Site du profil : 1
Erreur absolue : 3.04%
Altitude du forage : 595m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

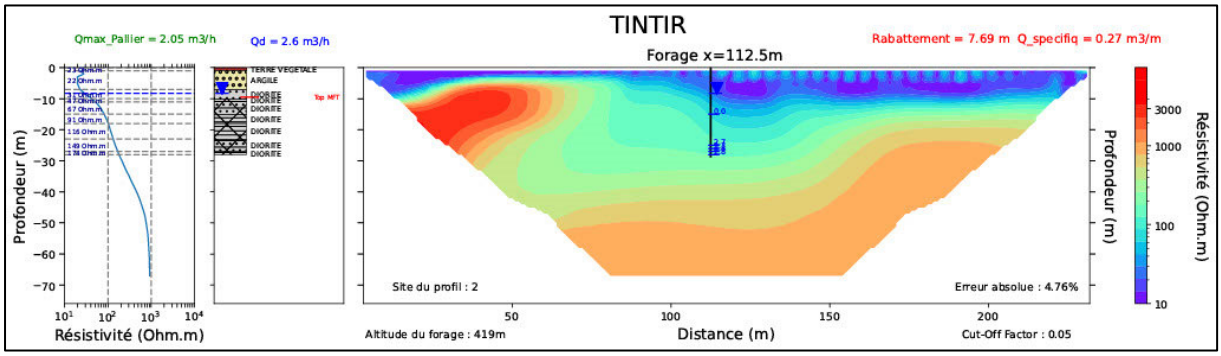

DOYE AL KOUDOU
Qmax_Pallier = 7.2 m3/h
Qd = 7.2 m3/h
Rabattement = 24.22 m Q_specifiq = 0.3 m3/m
Forage x=115.0m
TERRE VEGETALE
ARGILE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
Site du profil : 2
Erreur absolue : 6.11%
Altitude du forage : 420m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

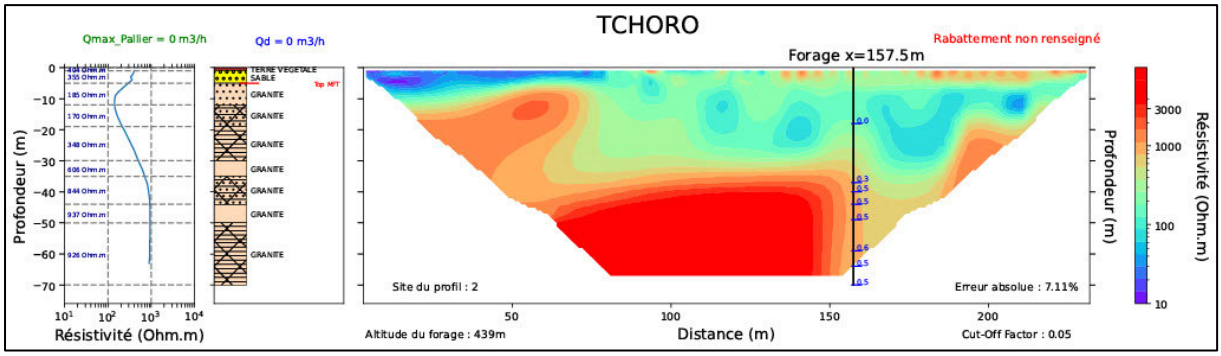

DJEGUERE
Qmax_Pallier = 1.93 m3/h
Qd = 1.8 m3/h
Rabattement = 44.4 m Q_specifiq = 0.04 m3/m
Forage x=180.0m
TERRE VEGETALE
ARGILE SABLEUSE
DIORITE
DIORITE
GRANODIORITE
DIORITE
GRANODIORITE
GRANODIORITE
Site du profil : 1
Erreur absolue : 7.84%
Altitude du forage : 479m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)

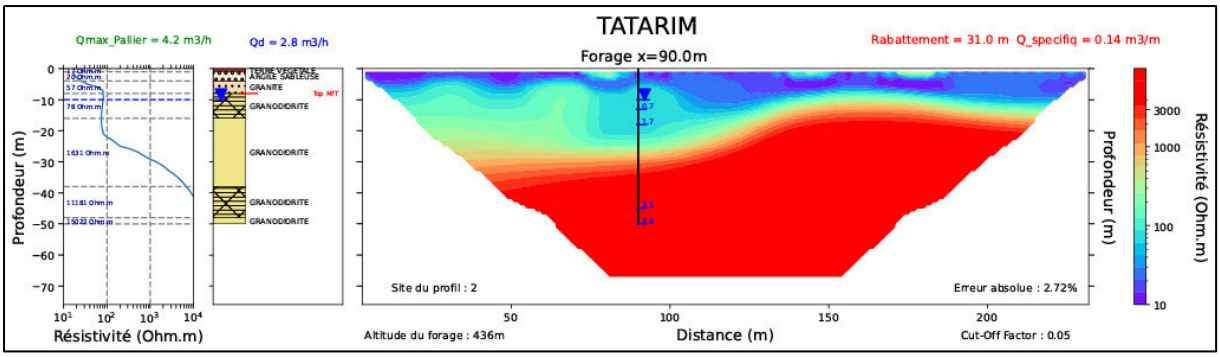

DJARBE
Qmax_Palier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
Forage x=120.0m
TERRE VEGETALE
ARGILE
GRANITE
DIORITE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
MONZOGRANITE
GRANITE
MONZOGRANITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 1.92%
Altitude du forage : 391m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

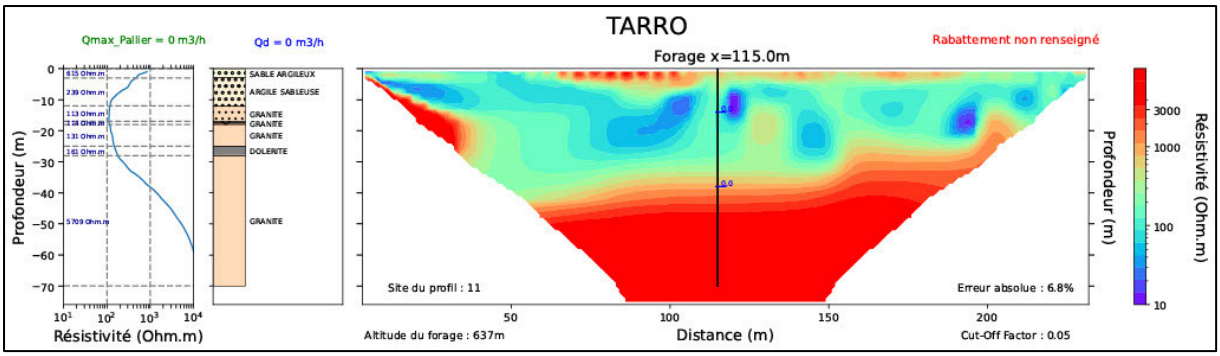

MALIGUE BET
Qmax_Palier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
Forage x=130.0m
TERRE VEGETALE
SABLE ARGILEUX
DIORITE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 2
Erreur absolue : 3.61%
Altitude du forage : 489m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

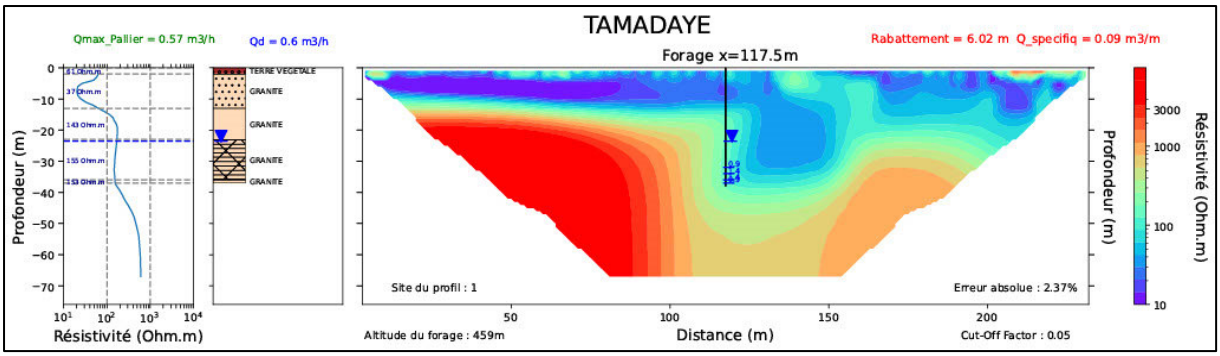

TORGUINE
Qmax_Palier = 1.27 m3/h
Qd = 1.1 m3/h
Rabattement = 11.55 m Q_specifiq = 0.11 m3/m
Forage x=82.5m
TERRE VEGETALE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 4.13%
Altitude du forage : 408m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

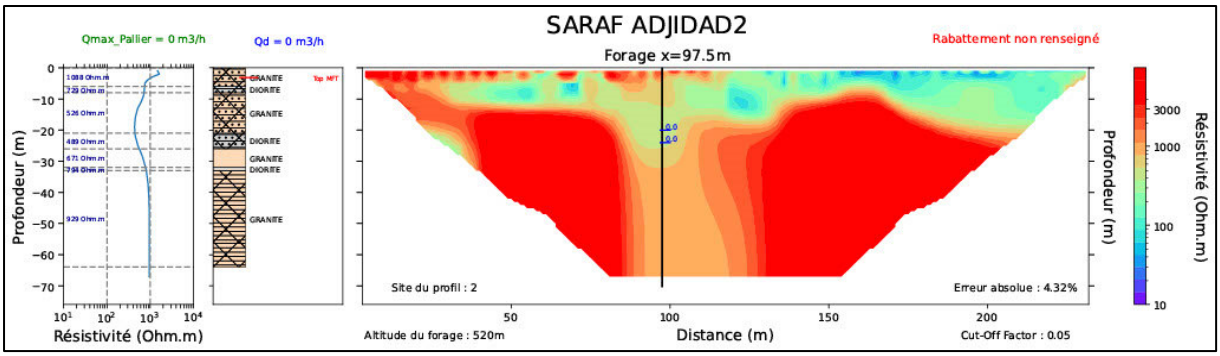

TINTIR
Qmax_Palier = 2.05 m3/h
Qd = 2.6 m3/h
Rabattement = 7.69 m Q_specifiq = 0.27 m3/m
Forage x=112.5m
TERRE VEGETALE
ARGILE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 2
Erreur absolue : 4.76%
Altitude du forage : 419m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

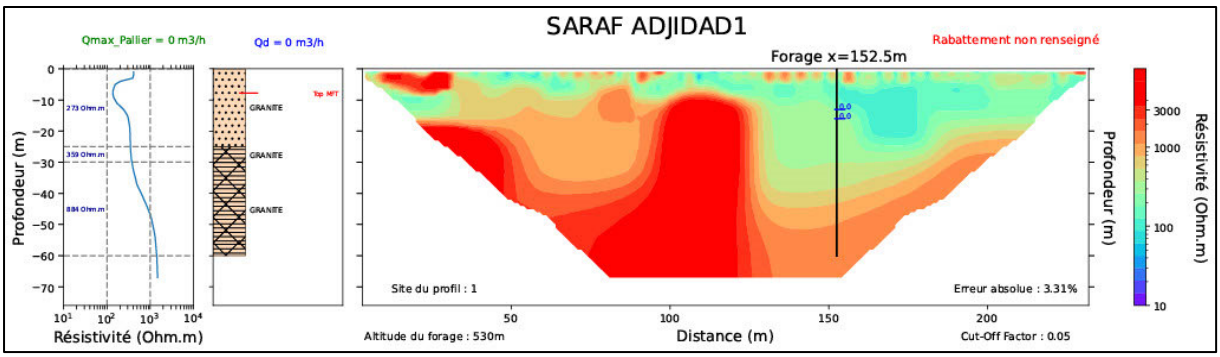

TCHORO
Qmax_Palier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
Forage x=157.5m
TERRE VEGETALE
SABLE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
GRANITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 2
Erreur absolue : 7.11%
Altitude du forage : 439m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

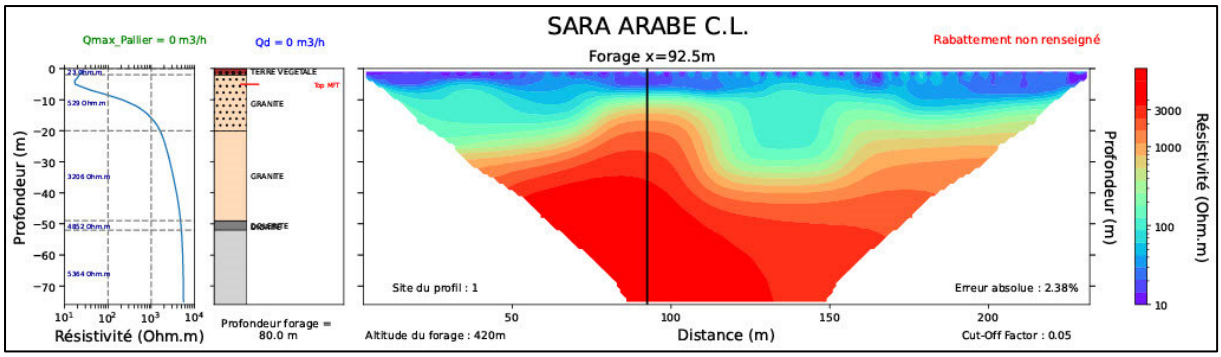

TATARIM
Forage x=90.0m
Qmax_Pallier = 4.2 m3/h
Qd = 2.8 m3/h
Rabattement = 31.0 m Q_specifiq = 0.14 m3/m
TERRE VEGETALE
ARGILE SABLEUSE
GRANITE
GRANODIORITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 2
Erreur absolue : 2.72%
Altitude du forage : 436m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

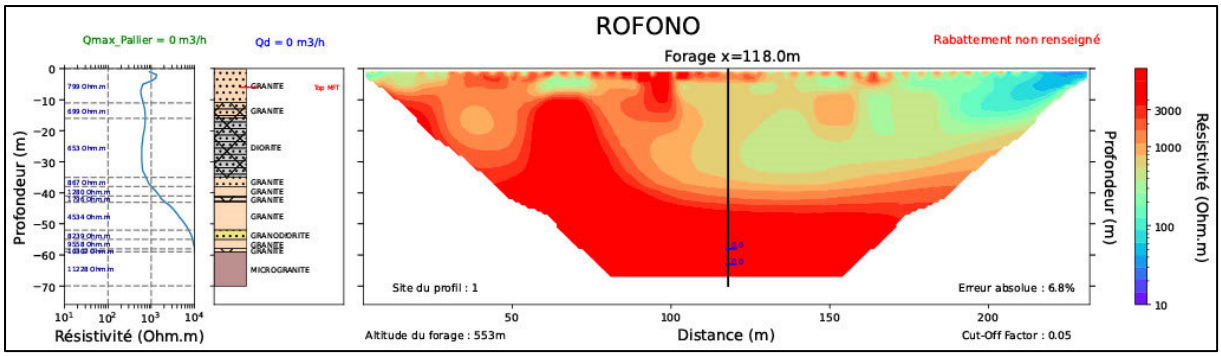

TARRO
Forage x=115.0m
Qmax_Pallier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
SABLE ARGILEUX
ARGILE SABLEUSE
GRANITE
DOLERITE
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 11
Erreur absolue : 6.8%
Altitude du forage : 637m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

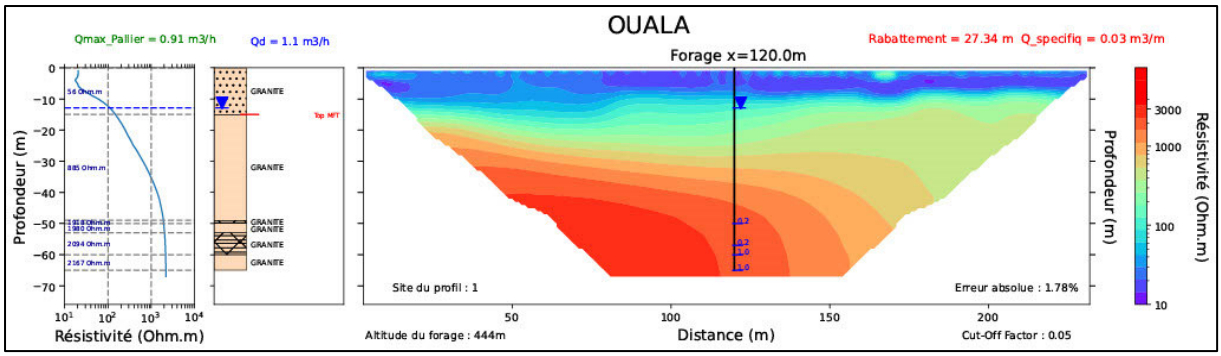

TAMADAYE
Forage x=117.5m
Qmax_Pallier = 0.57 m3/h
Qd = 0.6 m3/h
Rabattement = 6.02 m Q_specifiq = 0.09 m3/m
TERRE VEGETALE
GRANITE
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 2.37%
Altitude du forage : 459m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

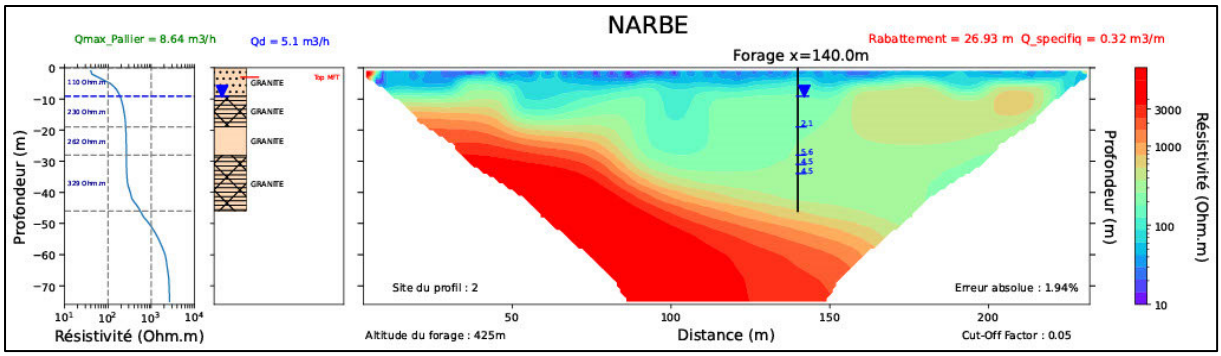

SARAF ADJIDAD2
Forage x=97.5m
Qmax_Pallier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
GRANITE
DIORITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 2
Erreur absolue : 4.32%
Altitude du forage : 520m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

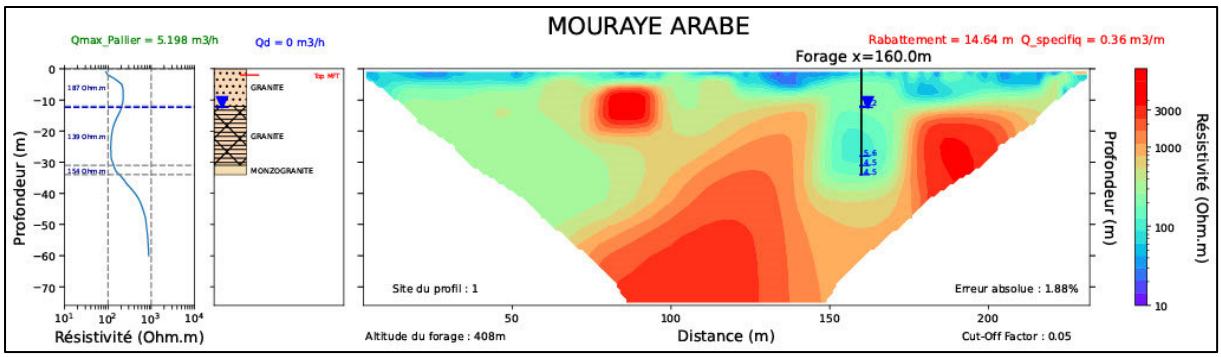

SARAF ADJIDAD1
Forage x=152.5m
Qmax_Pallier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
Rabattement non renseigné
GRANITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 3.31%
Altitude du forage : 530m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

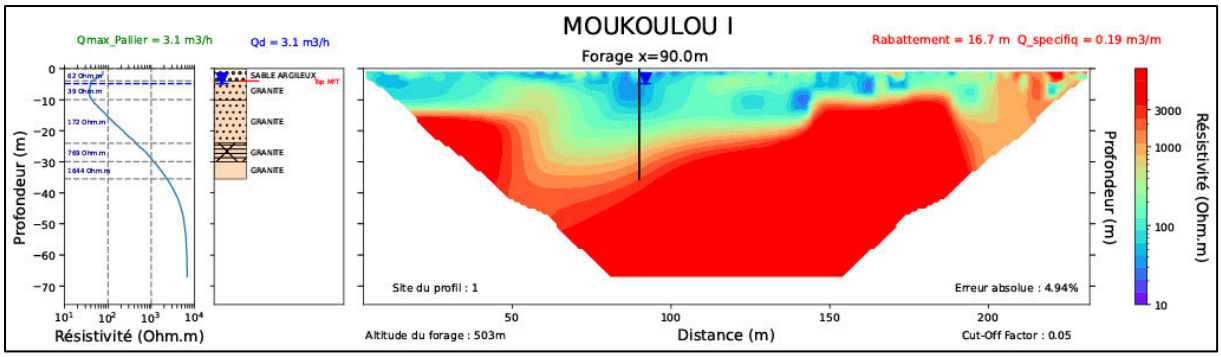

SARA ARABE C.L.
Forage x=92.5m
Rabattement non renseigné
Qmax_Pallier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
TERRE VEGETALE
GRANITE
GRANITE
DIORITE
Profondeur forage = 80.0 m
Site du profil : 1
Erreur absolue : 2.38%
Altitude du forage : 420m
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Distance (m)

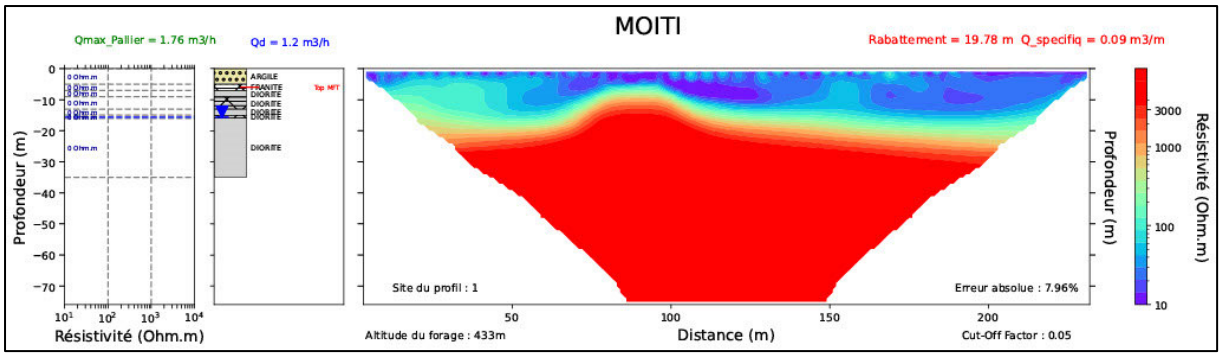

ROFONO
Forage x=118.0m
Rabattement non renseigné
Qmax_Pallier = 0 m3/h
Qd = 0 m3/h
GRANITE
DIORITE
GRANODIORITE
MICROGRANITE
Site du profil : 1
Erreur absolue : 6.8%
Altitude du forage : 553m
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Distance (m)

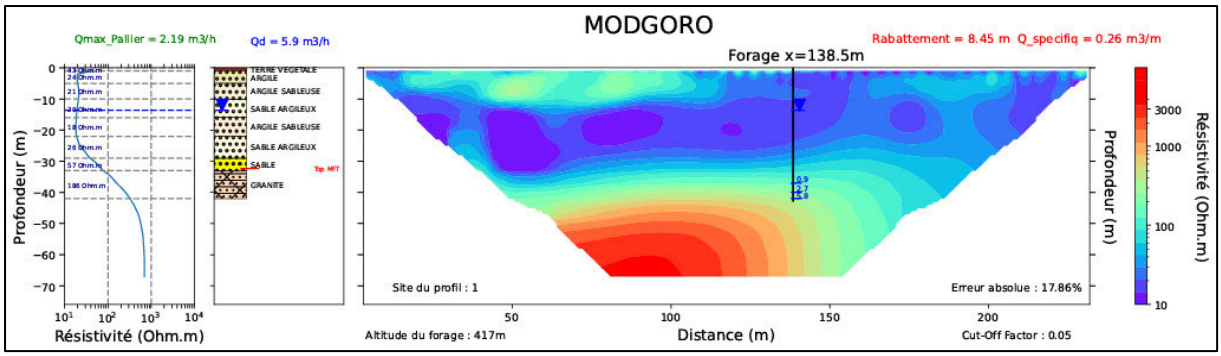

OUALA
Forage x=120.0m
Rabattement = 27.34 m Q_specifiq = 0.03 m3/m
Qmax_Pallier = 0.91 m3/h
Qd = 1.1 m3/h
GRANITE
Site du profil : 1
Erreur absolue : 1.78%
Altitude du forage : 444m
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Distance (m)

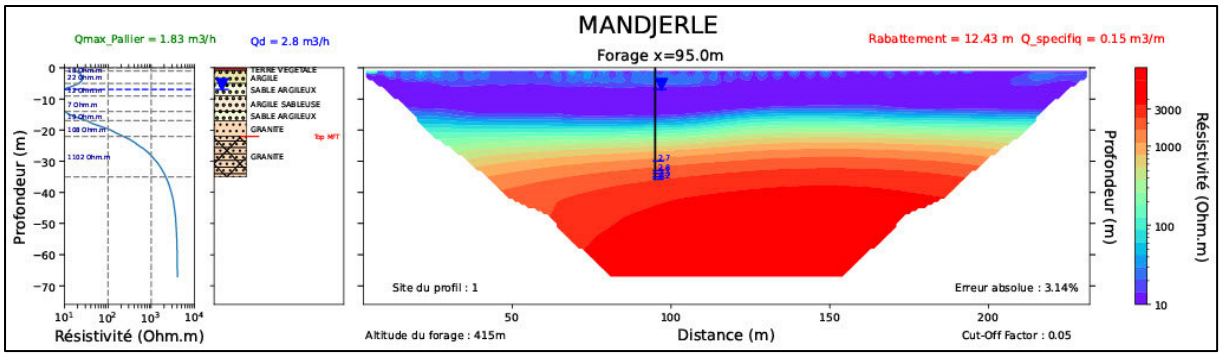

NARBE
Forage x=140.0m
Rabattement = 26.93 m Q_specifiq = 0.32 m3/m
Qmax_Pallier = 8.64 m3/h
Qd = 5.1 m3/h
GRANITE
Site du profil : 2
Erreur absolue : 1.94%
Altitude du forage : 425m
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Distance (m)

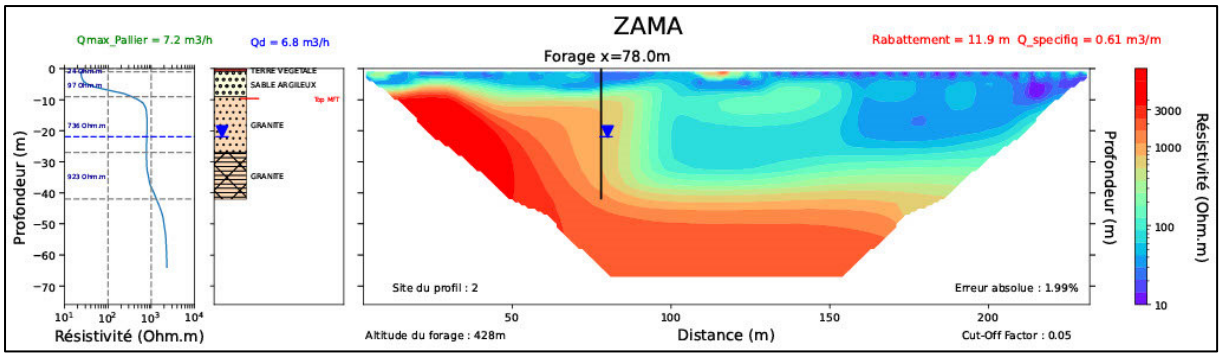

MOURAYE ARABE
Forage x=160.0m
Rabattement = 14.64 m Q_specifiq = 0.36 m3/m
Qmax_Pallier = 5.198 m3/h
Qd = 0 m3/h
GRANITE
MONZOGRANITE
Site du profil : 1
Erreur absolue : 1.88%
Altitude du forage : 408m
Cut-Off Factor : 0.05
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Distance (m)

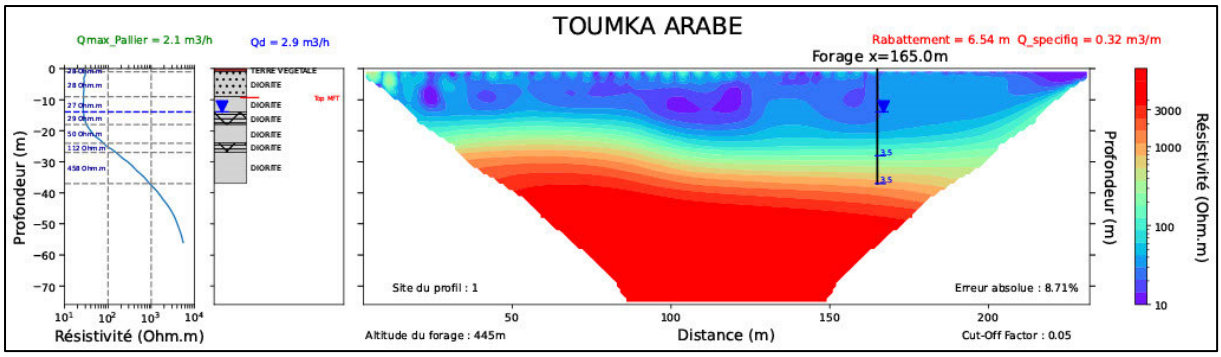

MOUKOULOU I
Forage x=90.0m
Qmax_Pallier = 3.1 m3/h
Qd = 3.1 m3/h
Rabattement = 16.7 m Q_specifiq = 0.19 m3/m
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 4.94%
Altitude du forage : 503m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05


MOITI
Qmax_Pallier = 1.76 m3/h
Qd = 1.2 m3/h
Rabattement = 19.78 m Q_specifiq = 0.09 m3/m
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 7.96%
Altitude du forage : 433m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05


MODGORO
Forage x=138.5m
Qmax_Pallier = 2.19 m3/h
Qd = 5.9 m3/h
Rabattement = 8.45 m Q_specifiq = 0.26 m3/m
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 17.86%
Altitude du forage : 417m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05


MANDJERLE
Forage x=95.0m
Qmax_Pallier = 1.83 m3/h
Qd = 2.8 m3/h
Rabattement = 12.43 m Q_specifiq = 0.15 m3/m
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 3.14%
Altitude du forage : 415m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05


ZAMA
Qmax_Pallier = 7.2 m3/h
Qd = 6.8 m3/h
Forage x=78.0m
Rabattement = 11.9 m Q_specifiq = 0.61 m3/m
TERRE VEGETALE
SABLE ARGILEUX
GRANITE
GRANITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 2
Erreur absolue : 1.99%
Altitude du forage : 428m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05


TOUMKA ARABE
Qmax_Pallier = 2.1 m3/h
Qd = 2.9 m3/h
Forage x=165.0m
Rabattement = 6.54 m Q_specifiq = 0.32 m3/m
TERRE VEGETALE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
DIORITE
Top MFT
Profondeur (m)
Résistivité (Ohm.m)
Site du profil : 1
Erreur absolue : 8.71%
Altitude du forage : 445m
Distance (m)
Cut-Off Factor : 0.05

Les 41 profils dans les bassins versants de Mongo et Barlo.

