



UNIVERSITE
JEAN LOROUGNON GUEDE

UFR ENVIRONNEMENT

RÉPUBLIQUE DE CÔTE D'IVOIRE

Union-Discipline-Travail

Ministère de l'Enseignement Supérieur
et de la Recherche Scientifique

ANNÉE : 2021-2022

N° D'ORDRE : 050

CANDIDAT

Nom : OUATTARA

Prénoms : GNINGNÉRI
SOULEYMANE

Soutenue publiquement

le : 07/05/2022

THÈSE

Pour l'obtention du grade de Docteur de

l'Université Jean LOROUGNON GUÉDÉ

Mention : Géosciences et Environnement

Spécialité : Hydrogéologie

**Étude des interactions nappe-rivière à l'échelle
du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé
(Centre-Ouest, Côte d'Ivoire)**

JURY

Président : M. KONÉ Tidiani, Professeur Titulaire, Université Jean
LOROUGNON GUEDE

Directeur : M. DIBI Brou, Maître de Conférences, Université Jean
LOROUGNON GUEDE

Rapporteur : M. KOUDOU Aimé, Maître de Conférences, Université Jean
LOROUGNON GUEDE

Examineurs : M. KOUADIO Zilé Alex, Maître de Conférences,
Université Jean LOROUGNON GUEDE
M. KOUAME Kouassi Innocent, Maître de Conférences,
Université NANGUI ABROGOUA

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE.....	x
REMERCIEMENTS	xi
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	xiii
LISTE DES TABLEAUX.....	xiv
LISTE DES FIGURES.....	xv
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
PREMIÈRE PARTIE : GÉNÉRALITÉS	6
CHAPITRE 1 : CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL DU BASSIN VERSANT DE LA LOBO A NIBÉHIBÉ	7
1.1. Caractéristiques physiques du bassin versant.....	7
1.1.1. Localisation.....	7
1.1.2. Climat.....	8
1.1.3. Relief.....	9
1.1.4. Réseau hydrographique.....	10
1.1.5. Contexte géologique et hydrogéologique	12
1.1.5.1. Aperçu géologique Du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	12
1.1.5.2. Aperçu hydrogéologique	14
1.1.5.3. Types de sols	15
1.2. Activités sociaux économiques.....	16
1.2.1. Population	16
1.2.2. Activités économiques	16
1.2.2.1. Principales cultures.....	17
1.2.2.2. Source d’approvisionnement en eau potable.....	18
CHAPITRE 2 : ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES THÉMATIQUES ABORDÉES.....	20
2.1. Modélisation hydrogéologique.....	20
2.1.1. Modèles mathématiques	20
2.1.2. Différentes étapes d’application d’un modèle numérique.....	21

Table des matières

2.2. Modélisation des écoulements en milieux fissurés	24
2.2.1. Différents types de modélisation des écoulements en milieux fracturés	24
2.2.1.1. Modélisation en réseaux de fractures discrètes.....	24
2.2.1.2. Approche continue équivalente	25
2.2.1.3. Approche double porosité.....	26
2.3. Modélisation numérique des écoulements souterrains	27
2.3.1. Equations régissant les écoulements souterrains.....	28
2.3.1.1. Loi de Darcy.....	28
2.3.1.2. Principe de conservation de la masse.....	29
2.3.1.3. Equation de diffusivité.....	29
2.3.2. Méthode de résolution de l'équation de diffusivité	30
2.3.2.1. Méthode des différences finies	30
2.3.2.2. Méthode des éléments finis	31
2.3.3. Conditions initiales et conditions aux limites	32
2.3.3.1. Conditions initiales.....	32
2.3.3.2. Conditions aux limites	32
2.3.3.2.1. Condition de type Dirichlet.....	33
2.3.3.2.2. Condition de type « Neumann » ou de flux	33
2.3.3.2.3. Condition mixte de type « Cauchy » ou mixtes	34
2.4. Échange nappe-rivière.....	36
2.5. Échanges nappe-rivière en milieu fracturé.....	41
2.6. Méthodes de mesure des interactions nappe-rivière	42
2.6.1. Mesure directe du flux d'eau	43
2.6.2. Méthode des traceurs thermiques	43
2.6.3. Méthode basée sur la loi de Darcy.....	44
2.6.5. Méthodes géochimiques	45
2.6.6. Méthodes géophysiques.....	45
2.7. Modélisation numérique des échanges nappe-rivière.....	46
2.8. Types de modèles conceptuels des échanges nappe-rivière en milieu de socle fracturé ..	46

Table des matières

2.9. Approche pluridisciplinaire dans l'étude des échanges nappe-rivière à l'échelle intermédiaire	48
DEUXIÈME PARTIE : MATÉRIEL ET MÉTHODES	51
CHAPITRE 3 : DONNÉES ET MATÉRIEL	52
3.1. Données de l'étude	52
3.1.1. Données hydro-climatiques	52
3.1.2. Données satellitaires	52
3.1.3. Données cartographiques	53
3.1.4. Données des essais de pompage et des fiches techniques de forages	53
3.1.5. Données hydrochimiques.....	53
3.2. Matériel de collecte de données	53
3.2.1. Matériel d'échantillonnage d'eaux	53
3.2.2. Matériel de mesure sur le terrain	54
3.2.3. Matériel de traitement des données	55
CHAPITRE 4 : APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE.....	57
4.1. Cartographie des zones potentielles d'échanges entre le réseau hydrographique et l'aquifère de socle fissuré par approche SIG	57
4.1.1. Détermination de la distribution des intensités de fractures	57
4.1.1.1. Cartographie des discontinuités hydrostructurales.....	57
4.1.1.1.1. Calibration de l'image radar Sentinelle 1A	57
4.1.1.1.2. Géoréférencement de l'image radar Sentinelle 1A.....	58
4.1.1.1.3. Filtrages des chatoiements de l'image radar Sentinelle 1A.....	59
4.1.1.1.4. Extraction des linéaments	59
4.1.1.1.5. Validation des linéaments majeurs	60
4.1.1.2. Élaboration de la carte de densité de fracturation	60
4.1.2. Détermination des drains ayant une origine structurale.....	61
4.1.2.1. Elaboration du réseau hydrographique	61
4.1.2.2. Identification des drains ayant une origine structurale	62
4.1.2.3. Détermination des zones potentielles d'échanges de masse d'eau entre la rivière et	

Table des matières

la nappe.....	63
4.2. Caractérisation des échanges nappe-rivière par approche piézométrique.....	63
4.2.1. Correction et validation des données piézométriques.....	65
4.2.2. Calcul des cotes piézométriques	65
4.2.3. Élaboration des cartes piézométriques.....	65
4.2.4. Interprétation des cartes piézométriques.....	66
4.3. Caractérisation des échanges nappe-rivière à partir des paramètres physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines et de surface.....	66
4.3.1. Choix des sites d'échantillonnage.....	66
4.3.2. Méthode d'échantillonnage.....	67
4.3.3. Analyse des paramètres chimiques	68
4.3.4. Traitement des données chimiques	69
4.3.4.1. Suivi qualitatif des rivières	69
4.3.4.2. Détermination du faciès hydrochimique des eaux souterraines et de surface du bassin	71
4.3.4.3. Détermination de l'origine et des processus d'échange ou de mélange des eaux souterraines et de surface du bassin.....	71
4.3.4.3.1. Définition des cartes auto-organisatrices de Kohonen	71
4.3.4.3.2. Phase d'apprentissage du modèle et choix de la matrice.....	72
4.3.4.3.3. Classification hiérarchique et choix de la méthode d'agrégation	73
4.4. Elaboration d'un modèle couplé : eau souterraine – eau de surface	74
4.4.1. Justification du choix de la zone à modéliser	74
4.4.2. Modélisation numérique des systèmes hydrogéologiques.....	75
4.4.2.1. Principales hypothèses	75
4.4.2.2. Objectif de la modélisation.....	75
4.4.2.3. Présentation du modèle	76
4.4.2.4. Élaboration du modèle conceptuel	76
4.4.2.5. Définition des unités stratigraphiques.....	76
4.4.2.5.1. Topographie.....	76

Table des matières

4.4.2.5.2. Conception du modèle de couches, géométrie de l'aquifère et conception de la grille	77
4.4.2.6. Détermination des paramètres hydrodynamiques	80
4.4.2.6.1. Conductivité hydraulique des couches d'altérites	80
4.4.2.6.2. Conductivité hydraulique des aquifères fissurés	82
4.4.2.7. Estimation de la recharge et des prélèvements des eaux souterraines	83
4.4.2.7.1. Recharge	83
4.4.2.7.2. Prélèvements	86
4.4.2.8. Mesure de débits et propriétés des rivières	87
4.4.2.8.1. Mesure de débits de la rivière Lobo	87
4.4.2.8.2. Mesure de débits de la rivière Dé	88
4.4.2.9. Propriétés hydrodynamiques de la rivière Lobo	88
4.4.2.9.1. Coefficient de rugosité des berges et du lit du cours d'eau	88
4.4.2.9.2. Conductivité hydraulique du lit de la rivière Lobo	89
4.4.2.9.3. Conductivité hydraulique des berges	92
4.4.2.9.4. Épaisseur des sédiments de la rivière	92
4.4.2.10. Modèle numérique	93
4.4.2.11. Discrétisation spatiale	94
4.4.2.12. Conditions aux limites	94
4.4.2.12.1. Condition de type Neumann (flux imposé)	94
4.4.2.12.2. Condition de type Fourier	95
4.4.2.12.3. Condition de type Cauchy	95
4.4.2.12.4. Conditions aux limites de « type forage » et de « type recharge »	95
4.4.2.13. Conditions initiales	96
4.4.2.14. Simulation numérique	96
4.4.2.14.1. Calibrage du modèle	98
4.4.2.14.2. Évaluation des performances du modèle	99

Table des matières

4.4.2.14.3. Bilan hydrique	100
Conclusion partielle.....	100
TROISIÈME PARTIE : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	101
CHAPITRE 5 : CARTOGRAPHIE DES ZONES POTENTIELLES D'ÉCHANGES NAPPE-RIVIÈRE ENTRE LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET L'AQUIFÈRE DE SOCLE FISSURÉ PAR APPROCHE SIG	102
5.1. Distribution des intensités de fractures	102
5.1.1. Discontinuités hydrostructurales du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	102
5.1.2. Validation des linéaments majeurs	105
5.1.3. Carte de densité de fracturation	107
5.2. Drains ayant une origine structurale.....	108
5.2.1. Réseau hydrographique.....	108
5.2.2. Hiérarchisation du réseau hydrographique	109
5.2.3. Identification des drains ayant une origine structurale	110
5.2.4. Détermination des zones potentielles d'échange de masse d'eau.....	112
5.3. Discussion sur les zones potentielles d'échanges entre le réseau hydrographique et l'aquifère de socle par approche SIG.....	113
CHAPITRE 6 : CARACTÉRISATION DES ÉCHANGES NAPPE-RIVIÈRE PAR APPROCHE PIÉZOMÉTRIQUE	116
6.1. Piézométrie.....	116
6.1.1. Choix des cotes de forages.....	116
6.1.2. Analyse comparative entre les niveaux piézométriques de la période des hautes eaux et celle des basses eaux.....	117
6.1.3. Cartes piézométriques.....	118
6.1.4. Zones d'échanges nappe-rivière par approche des isopièzes.....	121
6.2. Discussion sur les échanges nappe-rivière par approche piézométrique	123
CHAPITRE 7 : CARACTÉRISATION DE LA DYNAMIQUE DES ÉCHANGES NAPPE-RIVIÈRE À PARTIR DES PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES ET DE SURFACE.....	125
7.1. Lien entre l'apport d'eau souterraine et la qualité de l'eau des cours d'eau	125

Table des matières

7.1.1. Évolution saisonnière de la conductivité électrique (CE) dans les rivières Lobo et Dé	125
7.1.2. Évolution saisonnière du calcium dans les rivières Lobo et Dé	126
7.1.3. Évolution saisonnière du magnésium dans les rivières Lobo et Dé	126
7.1.4. Évolution de la conductivité électrique (CE) dans les rivières Lobo et Dé de l'amont vers l'aval.....	127
7.1.5. Évolution du calcium et du magnésium dans les rivières Lobo et Dé de l'amont vers l'aval	128
7.2. Variation saisonnière des paramètres physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines et de surface du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	130
7.2.1. Paramètres physiques des eaux échantillonnées	130
7.2.2. Variation saisonnière du potentiel d'hydrogène (pH) et de la conductivité électrique	131
7.2.2.1. Potentiel d'hydrogène (pH).....	131
7.2.2.2. Conductivité électrique (CE).....	132
7.2.3. Évolution des paramètres chimiques	133
7.2.3.1. Cations majeurs.....	133
7.2.3.2. Anions majeurs	134
7.2.3.3. Eléments traces métalliques (ETM)	135
7.3. Processus de minéralisation sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	136
7.3.1. Faciès hydrochimique des eaux souterraines et de surface du bassin.....	136
7.3.2. Origine et processus d'échange ou de mélange des eaux souterraines et de surface du bassin	137
7.3.2.1. Choix des matrices de sortie : dimension de la carte de Kohonen.....	137
7.3.2.2. Dendrogrammes de classification hiérarchique.....	138
7.3.2.3. Répartition des échantillons sur la carte de Kohonen.....	139
7.3.2.4. Différenciation physico-chimique des classes d'eau	141
7.4. Discussion sur les échanges nappe-rivière à partir des paramètres physico-chimiques et chimiques	143
CHAPITRE 8 : MODÈLE COUPLÉ : EAU SOUTERRAINE – EAU DE SURFACE	147
8.1. Résultats de simulation numérique	147

Table des matières

8.1.1. Piézométrie mesurée	147
8.1.2. Calibrage de modèle	148
8.1.2.1. Calibrage du modèle en milieu continu équivalent et en milieu continu discrétisé... ..	148
8.1.2.2. Bilan hydrique.....	154
8.1.2.3. Analyse des modèles du bassin de la zone de captage de la SODECI	155
8.2. Discussion sur le modèle couplé eau souterraine – eau de surface	156
Conclusion partielle.....	157
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	152
RÉFÉRENCES.....	119
ANNEXES	xx
PUBLICATIONS	xxiii

DÉDICACE

À mes parents (COULIBALY Boundou, OUATTARA Gbéri N'golo, OUATTARA Gbéri-Bè, OUATTARA Djatou, SORO Massiéta). Sachez que vos efforts et souffrances pour moi n'ont pas été vains ! Que ALLAH, Lui-même, Se souviene de tout cela et vous maintienne le plus longtemps en vie afin que vous puissiez bénéficier des fruits de vos efforts.

À TOUTE LA GRANDE FAMILLE OUATTARA

REMERCIEMENTS

Il m'est agréable au terme de ce cheminement de longue haleine et de dur labeur, d'exprimer très sincèrement ma reconnaissance à tous ceux, qui, de près ou de loin, ont consenti des efforts pour la réalisation de ce travail. Je tiens cependant à m'excuser en cas d'omission de certaines personnes qui ont également contribué, d'une manière ou d'une autre, au succès du présent travail. Qu'elles se reconnaissent en ce travail, le fruit de leur contribution.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude au Professeur TIDOU Abiba Sanogo Épouse KONÉ, Présidente de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG) de m'avoir permis de réaliser cette thèse dans ladite université.

Je remercie également le Professeur KONÉ Tidiani, Vice-président (UJLoG), chargé de la pédagogie, de la recherche, de la vie universitaire et de l'innovation technologique, pour avoir coordonné la mise en place de la formation doctorale.

J'exprime mes sincères remerciements au Professeur AKAFFOU Doffou Sélastique, Vice-Président (UJLoG), chargé de la planification, de la programmation et des relations extérieures, pour son implication dans le bon déroulement de la formation doctorale.

J'exprime ma profonde gratitude au Professeur KOUASSI Kouakou Lazare, Directeur de l'Unité de Formation et de Recherche (UFR) Environnement, pour sa disponibilité et ses conseils avisés, et surtout de m'avoir accepté dans le projet qu'il coordonne. Merci cher Maître pour la confiance.

Au Directeur du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement (LSTE) de l'UFR Environnement, Docteur DIBI Brou, Maître de Conférences, je voudrais lui témoigner ma gratitude de m'avoir, non seulement accepté dans le projet qu'il dirige, mais surtout d'avoir accepté d'encadrer cette thèse. Sa disponibilité et sa rigueur ont été d'une contribution significative dans la réalisation de ce travail. Merci cher Maître pour tous.

Je remercie l'ensemble des instructeurs et membres du jury de ce mémoire pour leurs temps si précieux qu'ils nous ont accordés, et pour l'ensemble des propositions de corrections qui ont contribué grandement à l'amélioration de ce mémoire.

Je remercie également Docteur KONAN-WAIDHET Arthur Brice, Maître de Conférences, Responsable du conseil pédagogique de l'UFR Environnement pour ses conseils et ses encouragements.

Je traduis ma gratitude et ma reconnaissance au Docteur MANGOUA Oi Mangoua Jules, Maître de Conférences, pour sa contribution significative à l'avancement de mes travaux. Ses conseils

Remerciements

avisés et ses questions très constructives m'ont permis d'améliorer ce travail. Merci cher Maître.

C'est aussi pour moi le lieu de remercier particulièrement Docteur SOMBO Abé Parfait, Maître de Conférences, pour son soutien constant tout au long de la thèse.

Je suis également très reconnaissant envers KONAN Kouakou Séraphin, KOUADIO Zilé Alex, tous, Maîtres de Conférences, YAO Affoué Berthe, KOUASSI Kouakou Hervé, ANOH Kouao Armand, ÉBLIN Sampah Georges, SORO Tanina Drissa, KOUA TANO Jean-Jacques tous Maîtres-Assistants, KOUAMÉ Yao Morton et BROU Loukou Alexis Assistants, pour leurs conseils et contributions significatives à travers la lecture et la correction de ce mémoire. Ils l'ont considérablement amélioré.

Mes sorties sur le terrain m'ont permis de prendre conscience de la difficulté d'obtenir des données. Il s'agit nécessairement d'un travail d'équipe qui n'aurait pas été possible sans la collaboration de plusieurs personnes. Merci à tous ceux qui ont contribué à la réussite de ces différentes campagnes de terrain.

Je voudrais remercier également le Groupe de Recherche Eau, Climat, Environnement ainsi que tous les doctorants du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement : KOFFI Bérenger, TOURÉ Fanraban Fabrice, KOUASSI Kouassi Jean Michel, KOKOBOU Kouassi Hervé, KOUASSI Amino Anne-Marie, AKATCHI Akouba Agnès, OUÉDÉ Gla Blaise, KONATÉ Yaya, pour leurs sympathies et contributions à la réalisation de ce travail. Je voudrais particulièrement remercier KOUADIO Kouamé Jean Olivier et KAMÉNAN Yiwa Monique Épouse MANGOUA pour leur contribution à l'élaboration de ce mémoire.

Merci à tous....

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

AEP	: Alimentation en Eau Potable
CAH	: Classification ascendante hiérarchique
CCT	: Centre de Cartographie et de Télédétection
CN	: Compte Numérique
EPEAEP	: Elaboration d'un modèle de gestion intégrée des ressources en eau pour l'amélioration de l'approvisionnement en eau potable de la Commune de Daloa
GPS	: Global Positioning System
LSTE	: Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement
MNT	: Modèle numérique de terrain
INS	: Institut National de la Statistique
SIG	: Système d'Information Géographique
SNAP	: Sentinel Application Platform
SODECI	: Société de Distribution d'Eau de la Côte d'Ivoire
SODEMI	: Société de Développement Minier
SODEXAM	: Société d'Exploitation et de Développement aéroportuaire, aéronautique et Météorologique
SRTM	: Shuttle Radar Topographic Mission
UFR	: Unité de Formation et de Recherche
UJLoG	: Université Jean Lorougnon Guédé
USGS	: United States Geological Survey
UTM	: Universal Transverse Mercator
WGS 84	: World Geodetic System 1984

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I. Méthode de détermination des paramètres chimiques	69
Tableau II. Bilan hydrologique du bassin versant de la Lobo (2007-2016).....	86
Tableau III. Données statistiques des drains en fonctions des ordres	111
Tableau IV. Statistique descriptive saisonnière des paramètres physico-chimiques	131
Tableau V. Nombre d'échantillons et représentativité des eaux de surface, de puits et de forage dans chaque classe de Kohonen	141
Tableau VI. Évaluation des erreurs de la phase de simulation du modèle en milieu continu équivalent	153
Tableau VII. Évaluation des erreurs de la phase de simulation du modèle en milieu continu discrétisé.....	153
Tableau VIII. Bilan journalier en eau souterraine de la zone du modèle en fonction des deux approches de modélisation	155
Tableau IX. Principales différences dans le bilan hydrique des eaux souterraines du bassin versant	156

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Présentation du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	7
Figure 2. Régime pluviométrique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	9
Figure 3. Relief du bassin versant de la Lobo	10
Figure 4. Réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo	11
Figure 5. Régime hydrologique (Yao, 2015) de la Lobo à Nibéhibé (1961-2004).....	11
Figure 6. Carte des formations géologiques du bassin versant de la Lobo (Tagini, 1971 ; Pothin, 1988)	13
Figure 7. Schéma simplifié des aquifères sur socle cristallin (Wyns et al., 1999).....	15
Figure 8. Prise d'eau pour l'AEP de la ville de Daloa	18
Figure 9. Forage à Dania (A) et puits à Bédiala (B) exploités pour l'alimentation en eau potable	19
Figure 10 : Procédure d'application d'un modèle mathématique (Anderson et Woessner, 1992).....	22
Figure 11: Diagramme schématique d'écoulement en chenaux dans les fractures (Tsang &..	25
Figure 12. Schématisation d'un réseau de fractures par un modèle de type double porosité (Warren & Root, 1963)	27
Figure 13. Schémas des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractère géologique (Kiraly, 1978).	28
Figure 14. Discrétisation d'un aquifère à l'aide d'un maillage en différences finies (Stone, 1999).....	31
Figure 15. Maillage en éléments finis (Younès et al., 1999)	32
Figure 16. Représentation conceptuelle en coupe d'une rivière dans un modèle à conductance (Cousquer et al., 2017 modifié).....	35
Figure 17. Compartiments principaux du cycle hydrologique. Les flèches indiquent le sens des échanges entre les différents réservoirs (Wood, 2004).	36
Figure 18. Relations hydrodynamiques entre la nappe et la rivière	38
Figure 19. Influence d'un pompage sur le flux d'eau entre la nappe et la rivière.....	39
Figure 20. Coupe schématique au travers d'une rivière indiquant les différents écosystèmes rencontrés (versant, zones riparienne et hyporhéique) ainsi que les différents flux d'eau et de nutriments (A : flux d'eau souterraine, B : ruissellement, C : apport de matière organique, D : zone d'échange hyporhéique) (Hayashi et al., 2002)	40

Liste des figures

Figure 21. Représentation simplifiée d'un panache de pollution dans l'eau souterraine en amont d'un cours d'eau drainant (Alley et al., 1999).....	41
Figure 22. Modèles conceptuels d'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans les conditions d'un cours d'eau gagnant dans un système aquifère complexe d'altérites et de substratum rocheux fracturé (Banks et al., 2009 modifié)	48
Figure 23. Matériel de mesure de terrain : a- GPS de localisation ; b- Appareil photo ; c- Perméamètre de Cheng ; d- Sonde piézométrique ; e- Infiltromètre double anneau ; f- Multi-paramètre ; g- ADCP de type OTT Qliner 2 ; h- Eco-sondeur	55
Figure 24. Effet du mode ascendant et descendant dans la géométrie d'acquisition des images (Assoma, 2013).....	58
Figure 25. Géoréférencement de l'image Sentinelle 1A ; a) image non géoréférencée ; b) image géoréférencée.....	59
Figure 26. Étapes d'extraction du réseau hydrographique.....	62
Figure 27. Carte de la répartition spatiale des forages de mesure.....	64
Figure 28. Mesure de niveau piézométrique à Pélézi.....	64
Figure 29. Carte des points d'échantillonnage d'eau sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	67
Figure 30. Valise d'analyse physico-chimique des échantillons d'eau.....	68
Figure 31. Carte des points d'échantillonnage des eaux de surface.....	70
Figure 32. Schéma simplifié de la carte auto-organisatrice de Kohonen (Aguilar-Ibarra, 2004).....	72
Figure 33. Hiérarchisation d'une classification non supervisée (Rousseau et al., 2007).....	74
Figure 34. Carte de la délimitation du domaine à modéliser	75
Figure 35. Carte des altitudes de la surface topographique du domaine de modélisation	77
Figure 36. Cartes des logs de 4 forages du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.....	78
Figure 37. Carte du modèle des différentes couches composites de l'aquifère du domaine du modèle.....	79
Figure 38. Carte des fractures majeures dans le socle.....	80
Figure 39. Infiltromètre double anneau.....	81
Figure 40. Carte de répartition des conductivités hydrauliques des formations géologiques constitutives des différents aquifères	82
Figure 41. Organigramme du calcul du bilan mensuel de l'eau selon la méthode de Thornthwaite (1954) (in Kouamé, 2007)	84

Liste des figures

Figure 42. Carte des stations de jaugeage dans le domaine du modèle	87
Figure 43. Mesure de débits sur la rivière Lobo à la station hydrométrique 2.....	88
Figure 44. Rivière Lobo montrant les différentes conditions de rugosité prévalant dans le cours d'eau : a) : conditions de rugosité à Sikaboutou ; b) : conditions de rugosité à Bodouakro	89
Figure 45. Schéma du perméamètre pour déterminer in situ la conductivité hydraulique verticale du lit de la rivière d'après Cheng et al. (2011)	90
Figure 46. Dispositif de détermination de la conductivité hydraulique des sédiments du lit de la rivière : a) : site de la station hydrométrique 2 ; b) : site de la station hydrométrique 1 .	91
Figure 47. Carte des sites de mesure de conductivité hydraulique en basses eaux sur le tronçon de la rivière Lobo dans le domaine du modèle	92
Figure 48. Matériel de levés bathymétriques : a) échosondeur de type Lowrance, Elite HDI ; b) hors-bord.....	93
Figure 49. Carte du maillage de la zone de captage de la SODECI.....	94
Figure 50. Carte du modèle de simulation sans introduction de fractures dans le socle sain ..	97
Figure 51. Carte du modèle de simulation avec fractures introduites dans la troisième couche du modèle suivant les domaines géologiques (vue en plan)	98
Figure 52. Exemple d'interprétation directe de linéaments (portion de la scène Sentinelle 1A dans la zone de Vavoua) ; a) linéaments identifiés ; b) relevé direct des linéaments suivant les orientations	102
Figure 53. Représentation synthétique des morphostructures dans l'extrait de l'image d'ombrage (45°E ; 315°E) issue de la combinaison des images Sentinelles 1A et MNT (fenêtre 93x93)	103
Figure 54. Carte du couplage des linéaments structuraux et morphostructuraux du bassin de la Lobo à Nibéhibé	104
Figure 55. Carte linéamentaire du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé : a) : linéaments détaillés ; b) : linéaments majeurs ; c) : rosaces directionnelles	105
Figure 56. Carte de validation des fractures majeures du bassin de la Lobo à Nibéhibé issues des données Landsat 7/ETM+ à l'aide des structures géologiques existantes	106
Figure 57. Carte de la mise en relation des forages implantés à l'aide de la géophysique et des linéaments majeurs.....	107
Figure 58. Carte de densité de fracturation du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	108
Figure 59. Carte du réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	109

Liste des figures

Figure 60. Carte de la hiérarchisation du réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo selon la classification de Strahler	110
Figure 61. Courbes du nombre des drains et de la longueur des drains en fonction des ordres	111
Figure 62. Carte des cours d'eau liés aux structures géologiques.....	112
Figure 63. Carte de superposition des drains d'origine structurale à la carte de densité de fracturation	113
Figure 64. Droites de régression linéaire des cotes issues du GPS différentiel en fonction de celles issues du GPS portatif et du MNT	117
Figure 65. Carte de fluctuation piézométrique entre la période des hautes eaux et la période des basses eaux.....	118
Figure 66. Carte piézométrique de la période des hautes eaux	120
Figure 67. Carte piézométrique de la période des basses eaux	120
Figure 68. Carte des isopièzes en période de hautes eaux	122
Figure 69. Carte des isopièzes en période de basses eaux	122
Figure 72. Évolution saisonnière de la conductivité électrique (CE) dans les rivières Lobo et Dé	125
Figure 73. Évolution saisonnière du calcium dans les rivières Lobo et Dé	126
Figure 74. Évolution saisonnière du magnésium dans les rivières Lobo et Dé	127
Figure 75. Évolution de la conductivité électrique (CE) dans les rivières Lobo et Dé de l'amont vers l'aval.....	128
Figure 76. Évolution du calcium et du magnésium dans les rivières Lobo et Dé de l'amont vers l'aval	129
Figure 77. Evolution du pH des points d'eau en campagne humide et en campagne sèche..	132
Figure 78. Evolution de la conductivité électrique des points d'eau en saison sèche et en saison humide.....	133
Figure 79. Variation saisonnière des concentrations moyennes des cations majeurs	134
Figure 80. Variation saisonnière des concentrations moyennes des anions majeurs	135
Figure 81. Variation saisonnière des concentrations moyennes des éléments traces métalliques	136
Figure 82. Diagramme ternaire de Piper des différents types d'eau en saison humide (a) et en saison sèche (b).....	137
Figure 83. Représentation graphique de la phase d'apprentissage.....	138

Liste des figures

Figure 84. Cartes auto-organisatrices de Kohonen générées à partir des matrices choisies ..	138
Figure 85. Dendrogramme de classification des cellules de la carte de Kohonen en fonction des paramètres physico-chimiques.....	139
Figure 86. Répartition sur la carte de Kohonen des points d'eau de surface, de puits et de forages d'eaux issues du dendrogramme : (a) saison humide, (b) saison sèche	140
Figure 87. Poids des paramètres physico-chimiques dans la définition des classes : (a) saison humide et (b) saison sèche	143
Figure 86. Carte piézométrique (février 2019) obtenue à partir des différentes mesures réalisées dans les forages.....	147
Figure 87. Approche milieu continu équivalent : charges simulées vs charges mesurées au niveau des forages d'observation	149
Figure 88. Approche milieu continu discrétisé : charges simulées vs charges mesurées au niveau des forages servant de points d'observation	149
Figure 89. Approche milieu continu équivalent : cartes issues de l'interpolation des charges observées (a) et des charges simulées (b).....	151
Figure 90. Approche milieu continu discrétisé : cartes issues de l'interpolation des charges observées (a) et des charges simulées (b).....	152

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'accès à l'eau potable est devenu une situation de plus en plus préoccupante dans le monde, particulièrement en Afrique. Cette difficulté serait en majeure partie due aux changements climatiques et aux pressions anthropiques qui ont pour conséquence la baisse du niveau des eaux de surface (Koudou *et al.*, 2018). Or en Côte d'Ivoire, ces ressources en eau de surface sont constamment sollicitées pour fournir de l'eau potable à une population sans cesse croissante. Cette situation a conduit les gouvernants à adopter des mesures plus appropriées pour l'amélioration des conditions d'approvisionnement en eau potable à travers l'utilisation des eaux souterraines. Cependant, les eaux souterraines et les eaux de surface pourraient être considérées par endroit comme deux composantes interconnectées d'une même ressource (Sophocleous, 2002 ; Fleckenstein *et al.*, 2010). Ainsi, les impacts sur l'une de ces deux composantes peuvent affecter inévitablement l'autre, que ce soit qualitativement ou quantitativement (Winter, 1995). Les impacts des changements climatiques et des pressions anthropiques exercés sur les eaux de surface pourraient alors affectés les eaux souterraines en termes de disponibilité comme de qualité de la ressource en eau (De Marsily, 2009). Pour anticiper les conséquences du changement climatique et des activités anthropiques sur les ressources en eau, il est alors fondamental de comprendre le rapport entre les cours d'eaux et les eaux souterraines, les modes de recharge et de décharge des aquifères, et de faire la part entre les apports naturels et les apports anthropiques. Or, la compréhension de ces phénomènes requiert une importance capitale du fait des difficultés éprouvées pour l'approvisionnement en eau potable. L'utilisation d'une ressource, qu'elle soit de surface ou souterraine pour l'alimentation en eau potable, devrait s'appuyer sur la maîtrise de la relation nappe-rivière. En effet, compte tenu de l'importance de la variabilité climatique marquée par les longues périodes sèches qui occasionnent souvent l'assèchement des plans d'eau, l'étude des relations nappe-rivière devient nécessaire pour la maîtrise de la source d'alimentation de la ressource en exploitation. Cette nouvelle perception pourrait permettre de faire évoluer la gestion de ces hydrosystèmes en apportant de nouveaux défis aux chercheurs et gestionnaires dans le but de préserver une gestion durable et qualitative de la ressource en eau. Initié dans les années 60, ce n'est que depuis une vingtaine d'années que l'intérêt pour l'étude des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines a considérablement pris de l'importance (Woessner, 2000 ; Sophocleous, 2002). De nombreuses méthodes d'évaluation des interactions nappe-rivière ont été développées (Kalbus *et al.*, 2006 ; Mouhri *et al.*, 2012). Il s'agit entre autres de l'analyse géométrique SIG des niveaux de nappes, de la caractérisation des origines hydrologiques par leurs signatures faunistiques, de l'utilisation des macrophytes, de la modélisation

hydrogéologique couplée surface-souterrain, de la géophysique, de l'utilisation combinée des fractures et du réseau hydrographique (Graillet *et al.*, 2014). A ces méthodes, l'on pourrait ajouter celles des gradients hydrauliques, du flux de chaleur ainsi que des traceurs géochimiques et isotopiques (Kalbus *et al.*, 2006 ; Cook, 2013). Toutes ces méthodes ont permis d'obtenir d'importants résultats. Cependant, plusieurs d'entre elles restent fastidieuses, contraignantes, spécifiques aux milieux d'études et donc difficiles à mettre en œuvre. Il convient dès lors d'analyser l'ensemble de ces méthodes en fonction de leur mode d'application, du contexte de l'étude ainsi que de la disponibilité des données, afin de mettre en place un protocole plus efficace et facile à exécuter.

Toutefois, pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydrodynamique à travers des échanges d'eau, une combinaison de plusieurs paramètres à travers une multi-approche a été adoptée. Les approches choisies sont la combinaison des fractures et du réseau hydrographique, la complémentarité entre le suivi piézométrique (carte piézométrique à différentes périodes de l'année, analyse des courbes piézométriques), le traçage naturel de l'eau (signal hydrochimique) et de la modélisation hydrogéologique couplée eau de surface-eau souterraine. En effet, l'utilisation combinée des fractures et du réseau hydrographique permet d'identifier les cours d'eau qui sont influencés par les fractures. Les travaux de Deffontaines (1990) ont mis en évidence les relations entre les écoulements de surface et la circulation des eaux souterraines. En plus de ces relations entre les cours d'eau et la circulation des eaux souterraines, il y a la méthode d'analyse piézométrique basée sur la morphologie des lignes de courant (Castany, 1982 ; Winter *et al.*, 1998). En ce qui concerne les méthodes géochimiques, elles ont déjà fait l'objet d'application à travers plusieurs études dans le monde (Cook *et al.*, 2003 ; Gleason *et al.*, 2009 ; Battle-Aguilar *et al.*, 2014). Les méthodes géochimiques ont été utilisées aussi en Côte d'Ivoire par Ouattara (2018) pour évaluer les échanges entre les cours d'eau et les eaux souterraines dans le Sud Bandama. Concernant la modélisation utilisée pour quantifier les flux nappe-rivière, elle est limitée aux systèmes dont la nappe ne se décharge que par le lit de la rivière. Ainsi, une modélisation hydrologique intégrée (MHI), par opposition aux modèles autonomes (qui simulent séparément soit les eaux de surface, soit les eaux souterraines), aide à comprendre et à évaluer de manière plus réaliste la dynamique des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines (Hassan *et al.*, 2014 ; Hu *et al.*, 2016 ; Li *et al.*, 2016). Les méthodes telles que la combinaison des fractures et du réseau hydrographique, la complémentarité entre le suivi piézométrique et la modélisation hydrogéologique couplée eau de surface-eau souterraine n'ont pas encore fait l'objet d'application en Côte d'Ivoire, surtout

pour la compréhension des échanges nappe-rivière, à l'exception du traçage naturel de l'eau (signal hydrochimique) qui a déjà donné des résultats intéressants dans le Sud Bandama (Ouattara, 2018).

Au niveau de la rivière Lobo, utilisée pour l'alimentation en eau potable de Daloa, la compréhension de ce phénomène pourrait permettre d'améliorer le système d'approvisionnement en eau potable par l'identification de la meilleure source d'alimentation en eau potable. En effet, depuis quelques décennies, la rivière Lobo présente des signes inquiétants qui semblent mettre en évidence les menaces causées par la variabilité climatique et les activités anthropiques. Malgré tous les aléas climatiques qui affectent certains tronçons de la rivière Lobo et les pressions anthropiques qui perturbent sa qualité, elle demeure la rivière qui est exploitée pendant toutes les saisons de l'année sans interruption pour approvisionner la population de Daloa et ses alentours. Une question se pose : « Quelle est la source d'alimentation de ce cours d'eau, surtout le tronçon depuis la confluence jusqu'à la retenue de la SODECI située sur la rivière Lobo ? » La réponse à cette question pousse à comprendre le fonctionnement des interactions nappe-rivière à travers une étude dont le thème est : « **Étude des interactions nappe-rivière à l'échelle du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé (Centre-Ouest, Côte d'Ivoire)** ». Cette étude s'inscrit dans un vaste projet qui vise à améliorer le système d'approvisionnement en eau potable de la commune de Daloa et ses environs (EPEAEP) et constitue l'un de ses objectifs majeurs.

L'objectif général de cette étude est d'évaluer le fonctionnement des interactions nappe-rivière à l'échelle du bassin versant de la rivière Lobo. De façon spécifique, il s'agit de :

- cartographier les zones potentielles d'échanges entre le réseau hydrographique et l'aquifère de socle par approche SIG ;
- caractériser les échanges nappe-rivière par approche piézométrique ;
- caractériser les échanges nappe-rivière à partir des paramètres physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines et de surface ;
- élaborer un modèle couplé : eau souterraine-eau de surface sur le secteur de la retenue.

Ce mémoire a été subdivisé en trois parties.

- La première partie traite des généralités sur le secteur d'étude, les différents aspects géographiques, physiographiques, hydro-climatiques, géologiques, hydrogéologiques et l'état de l'art sur des concepts abordés dans cette étude.
- La deuxième partie présente les différentes données, le matériel et les méthodes utilisées pour la réalisation de cette étude.

- La troisième partie analyse les principaux résultats obtenus suivis de la discussion.

Ce mémoire se termine par une conclusion générale qui fait la synthèse des principaux résultats suivis des perspectives et des recommandations.

PREMIÈRE PARTIE : GÉNÉRALITÉS

CHAPITRE 1 : CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL DU BASSIN VERSANT DE LA LOBO A NIBÉHIBÉ

1.1. Caractéristiques physiques du bassin versant

Cette partie est consacrée à la présentation du milieu d'étude. Après avoir situé géographiquement cette zone, ses caractéristiques physiques sont abordées.

1.1.1. Localisation

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Figure 1), avec une superficie de 6923 km², est situé au Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire entre 6°15' et 6°55' de longitude Ouest et 6°45' et 7°55' de latitude Nord (Yao, 2015). Ce bassin versant est à cheval sur les régions du Haut-Sassandra, du Worodougou et de la Marahoué. Cet espace géographique couvre cinq principaux départements (Daloa, Séguéla, Vavoua, Zoukougbeu et Zuénoula) avec Daloa chef-lieu de la région du Haut Sassandra et Séguéla chef-lieu de la région du Worodougou.

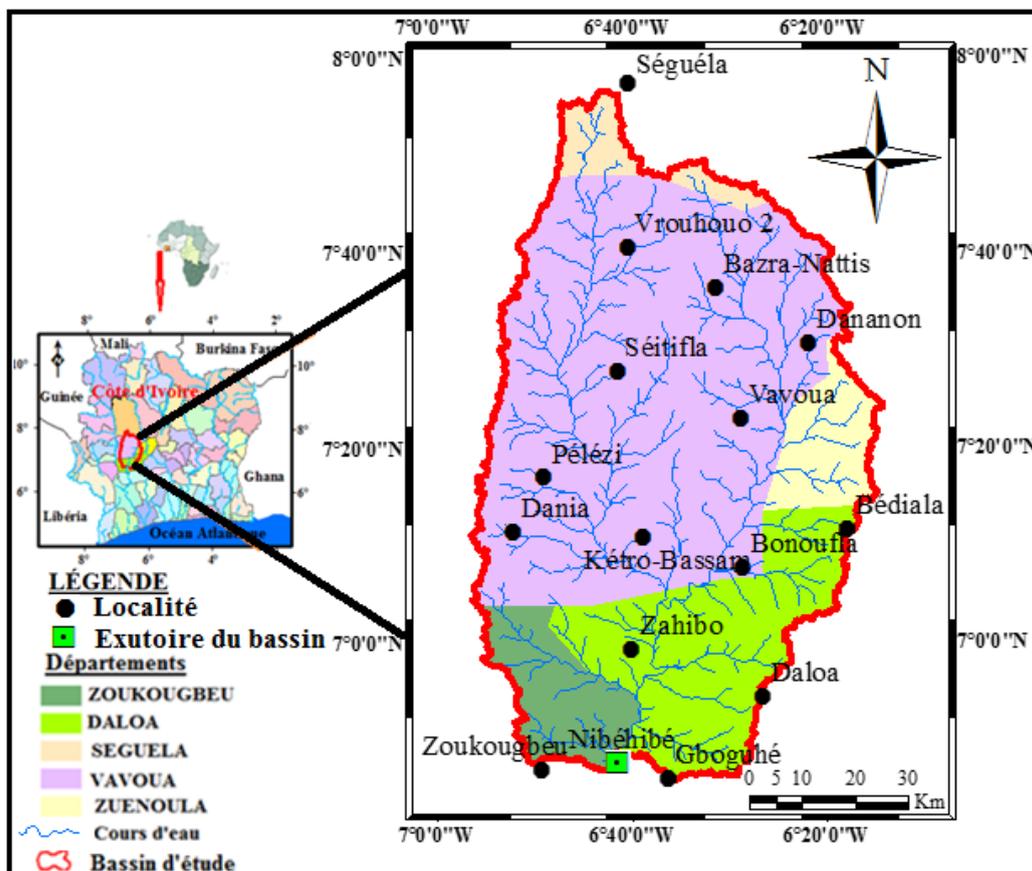


Figure 1. Présentation du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

1.1.2. Climat

Le bassin versant de la Lobo à Nbéhibé à l'instar des autres régions de la Côte d'Ivoire se trouve dans une zone de confluence entre deux masses d'air d'origine et de caractères différents : la mousson et l'harmattan. La mousson est une masse d'air humide d'origine océanique appelée alizé de l'hémisphère austral. Quant à l'harmattan, ou l'alizé de l'hémisphère boréal, il est sec et d'origine continentale. Ces masses d'air sont séparées par le Front Intertropical (FIT). Les déplacements du FIT permettent de distinguer un seul type de climat sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé : le régime équatorial de transition atténué (climat baouléen) (Avenard, 1974). Ce régime s'observe sur tout le bassin versant et est marqué par deux saisons (une saison sèche et une saison des pluies). À Daloa, les saisons se répartissent entre une saison pluvieuse (SP) d'avril à octobre et une saison sèche (SS) très marquée de novembre à mars comportant quelques précipitations isolées (Figure 2a). La moyenne interannuelle enregistrée au niveau de cette station est de 1 227 mm sur la période 1984-2017.

La pluviométrie moyenne annuelle enregistrée sur la période 1987-2016 à la station de Daloa vaut 1239,1 mm. Elle met en évidence la variabilité pluviométrique mensuelle dans cette station et celle de la température. L'analyse de la figure 2b permet d'identifier deux (2) saisons bien distinctes : une saison des pluies allant de mars à octobre. Quant à la saison sèche, elle s'étend de novembre à février. La tendance des températures moyennes mensuelles varie globalement entre 24 °C et 28 °C, soit une amplitude thermique de 4 °C.

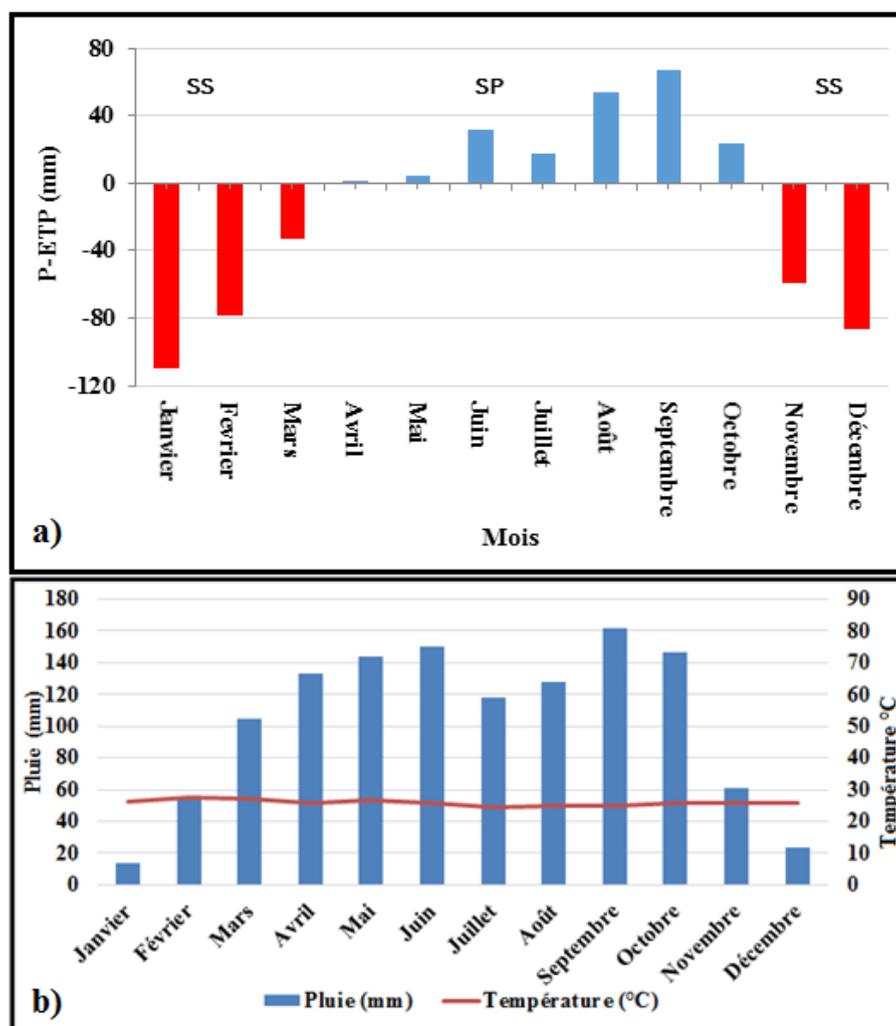


Figure 2. Régime pluviométrique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

1.1.3. Relief

Le relief du bassin de la Lobo à Nibéhibé est dans son ensemble monotone avec des singularités par endroits. Il se présente comme une pénéplaine dont l'altitude varie entre 192 m et 612 m. Dans l'ensemble, deux grands types de relief se partagent le bassin (Figure 3). Ce sont les plaines et les plateaux (Yao, 2015).

Les plaines dont l'altitude varie entre 192 et 240 m sont localisées un peu plus en aval du bassin et correspondent au tracé du cours d'eau. Les plateaux, qui occupent la majeure partie du bassin, correspondent aux altitudes variantes entre 240 et 320 m avec dans l'extrême Nord du bassin, un massif de roches vertes en forme de croissant culminant vers 400 m d'altitude. Cet ensemble comporte dans l'extrême Nord-Ouest quelques intrusions de dôme granitique culminant entre 400 et 480 m d'altitude. Des sommets isolés comme les buttes cuirassées dont l'altitude est supérieure parfois à 480 m se distinguent dans ces intrusions granitiques.

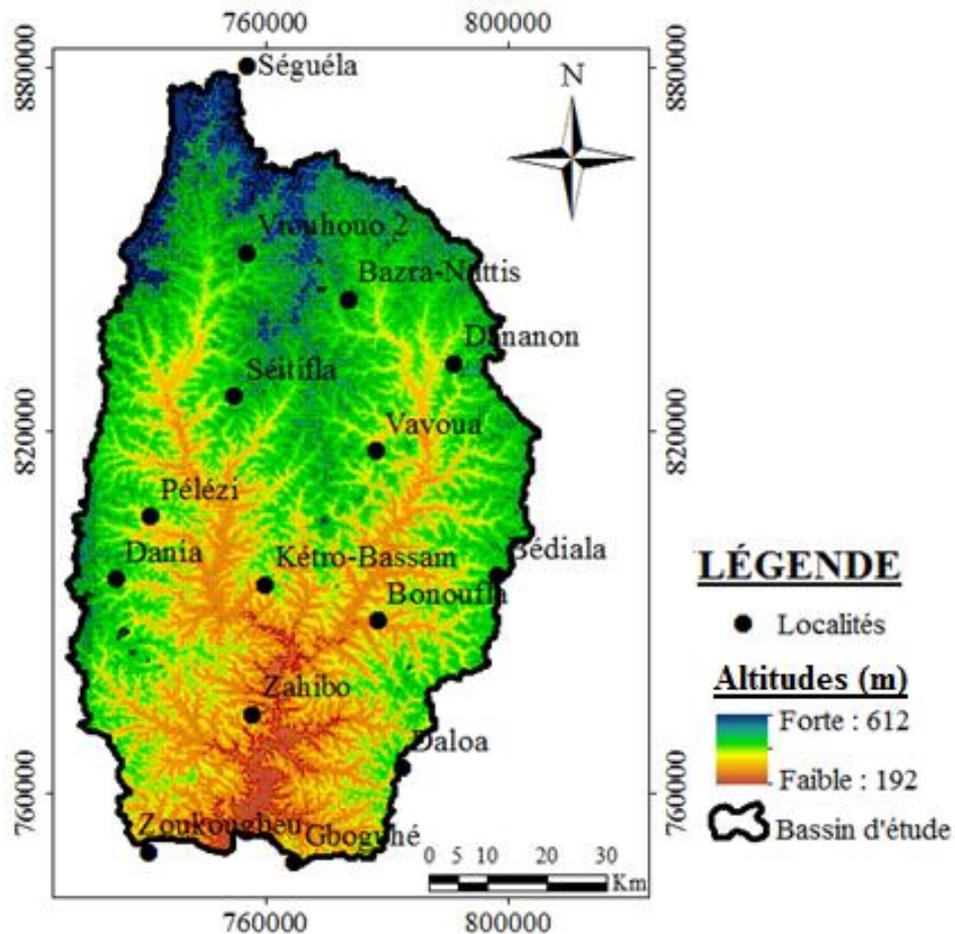


Figure 3. Relief du bassin versant de la Lobo

1.1.4. Réseau hydrographique

La rivière Lobo, long de 355 km, est le cours d'eau principal du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Yao, 2015). Elle prend sa source à 400 m d'altitude au sud de Séguéla et se jette dans le Sassandra non loin de la localité de Loboville (Figure 4). La Lobo a pour principal affluent la Dé sur le bassin d'étude. La rivière Lobo parcourt 165 km depuis sa source jusqu'à la station hydrométrique de Nibéhibé. En saison sèche, la très forte baisse des eaux et les lits des rivières laissent parfois des creux larges et entrecoupés par des flaques d'eau. Les eaux de la Lobo s'écoulent principalement dans la direction nord-sud et la période de plus basses eaux est observée pendant les premiers mois de l'année (janvier et février (Figure 5). Le maximum annuel survient en septembre ou en octobre.

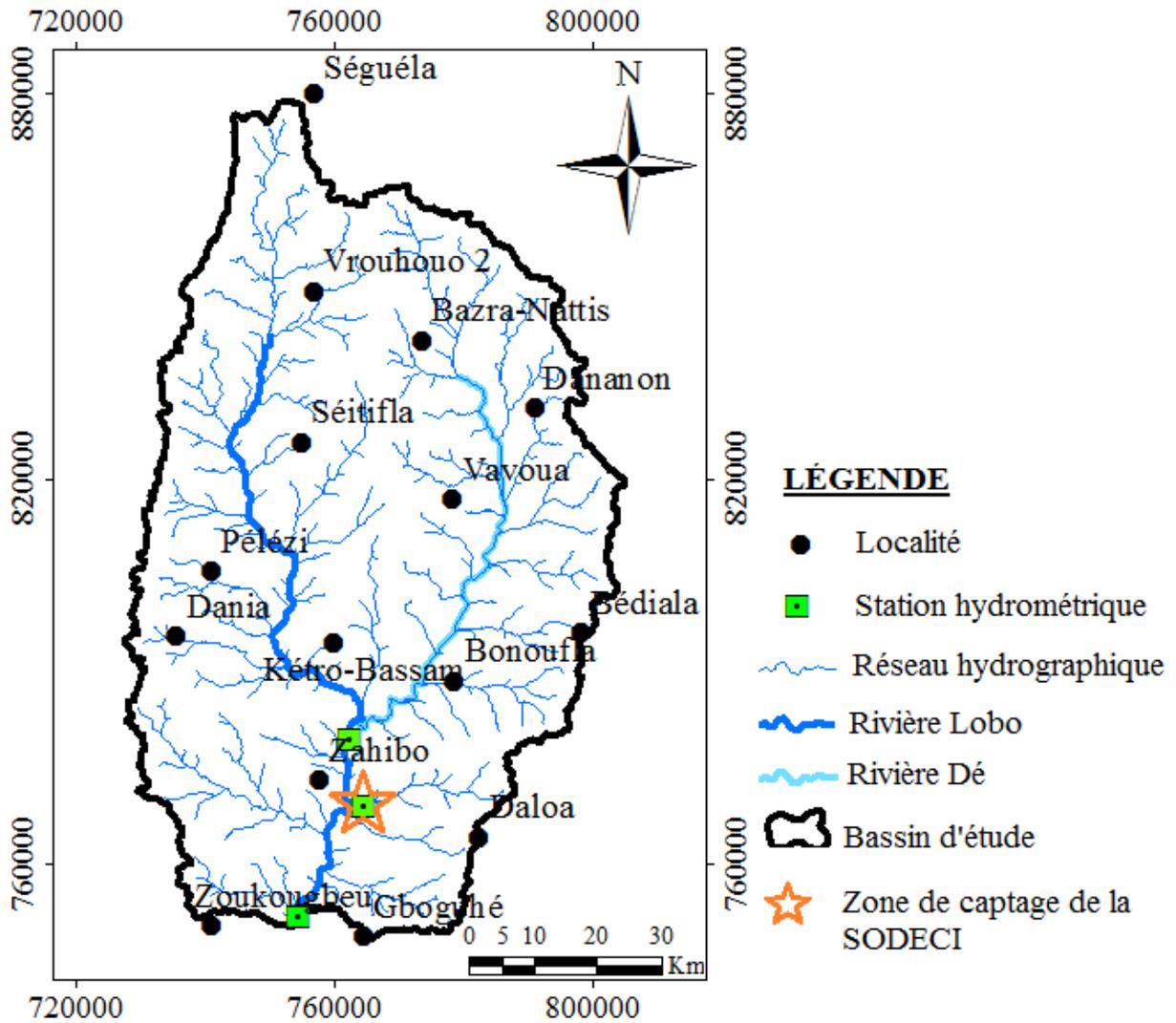


Figure 4. Réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo

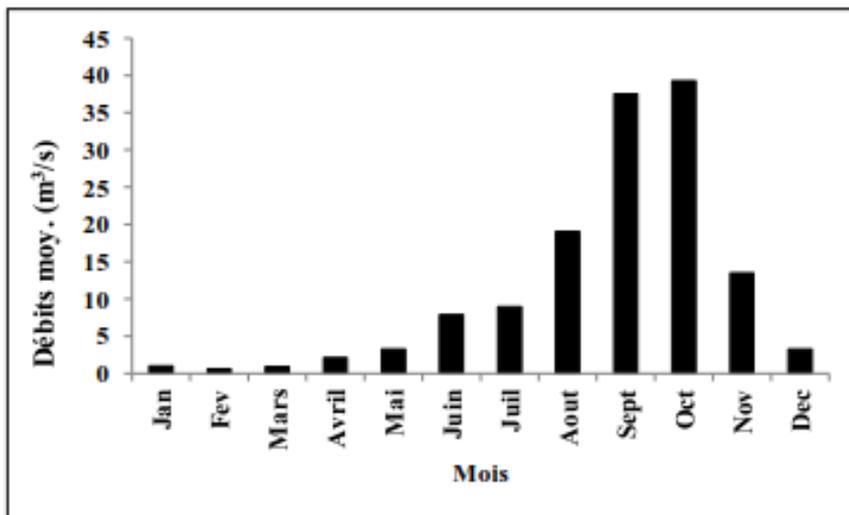


Figure 5. Régime hydrologique (Yao, 2015) de la Lobo à Nibéhibé (1961-2004)

1.1.5. Contexte géologique et hydrogéologique

1.1.5.1. Aperçu géologique Du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

Les formations géologiques du bassin versant de la Lobo appartiennent principalement au socle précambrien (Précambrien moyen) et se regroupent en deux grandes entités que sont les roches magmatiques et les roches métamorphiques (Figure 6). La géologie du bassin est connue grâce aux travaux de Ahimon (1990) ; Delor *et al.* (1995).

➤ Aspects tectoniques

La connaissance des événements géologiques du degré carré de Daloa s'inspire essentiellement des travaux de Papon (1973), d'Ahimon (1982) et de Bonnot (1985). De ces travaux, il ressort deux phases orogéniques caractérisées par la nature des roches, les textures et les structures qu'elles ont engendrées.

D'un point de vue chronologique, on a d'abord l'orogénèse du Libérien caractérisée par les phases de la migmatisation et du plissement des roches. Les plis sont de style isoclinal avec des pentes qui varient entre 30° et 60°. Cette phase se situe entre 2750 Ma et 2500 Ma (Papon, 1973).

Ensuite, l'orogénèse éburnéenne à laquelle on attribue la phase tectonique de direction nord-sud qui constitue l'un des accidents sub-verticaux de grandes amplitudes. Elle est responsable de l'accident du fleuve Sassandra et de toutes les fractures orientées nord-sud de la région de Daloa (Bonnot, 1985). Selon ce même auteur, l'orogénèse éburnéenne est également représentée par la mise en place des roches pyroclastiques et de semi profondeur.

➤ Roches magmatiques

Les roches magmatiques rencontrées sont de types plutoniques et volcaniques. Elles sont représentées essentiellement par les granitoïdes qui se rencontrent pratiquement dans la majeure partie du bassin. La composition de ces roches varie du granitoïde aux dioritoïdes.

Les granitoïdes renferment les granites à biotite, les granites à chlorite, l'albite et la muscovite, les leucogranites et les granodiorites. Ils occupent le tiers de la surface étudiée et se présentent sous forme de petits massifs allongés dans la direction éburnéenne. Les affleurements observés sont sous forme de petits dômes allongés, de dalles aux bords et dans les lits des cours d'eau et de gros inselbergs culminant à plus de 200 m d'altitude. Cependant, dans de nombreuses zones, ils sont masqués par d'épaisses couches d'altérites ou par la végétation (Delor *et al.*, 1995).

La famille des dioritoïdes est essentiellement constituée de diorites quartziques à albite sur le bassin versant de la Lobo. Son affleurement a été découvert par Sonnendrucker (1964). Elle se

situé au milieu des schistes de l'unité Hana-Lobo à proximité de Lamedougou. La diorite rencontrée dans cette région a un grain grossier et une texture grenue. Au microscope, elle laisse apparaître les minéraux suivants : quartz, séricite, albite, biotite et muscovite (Figure 6).

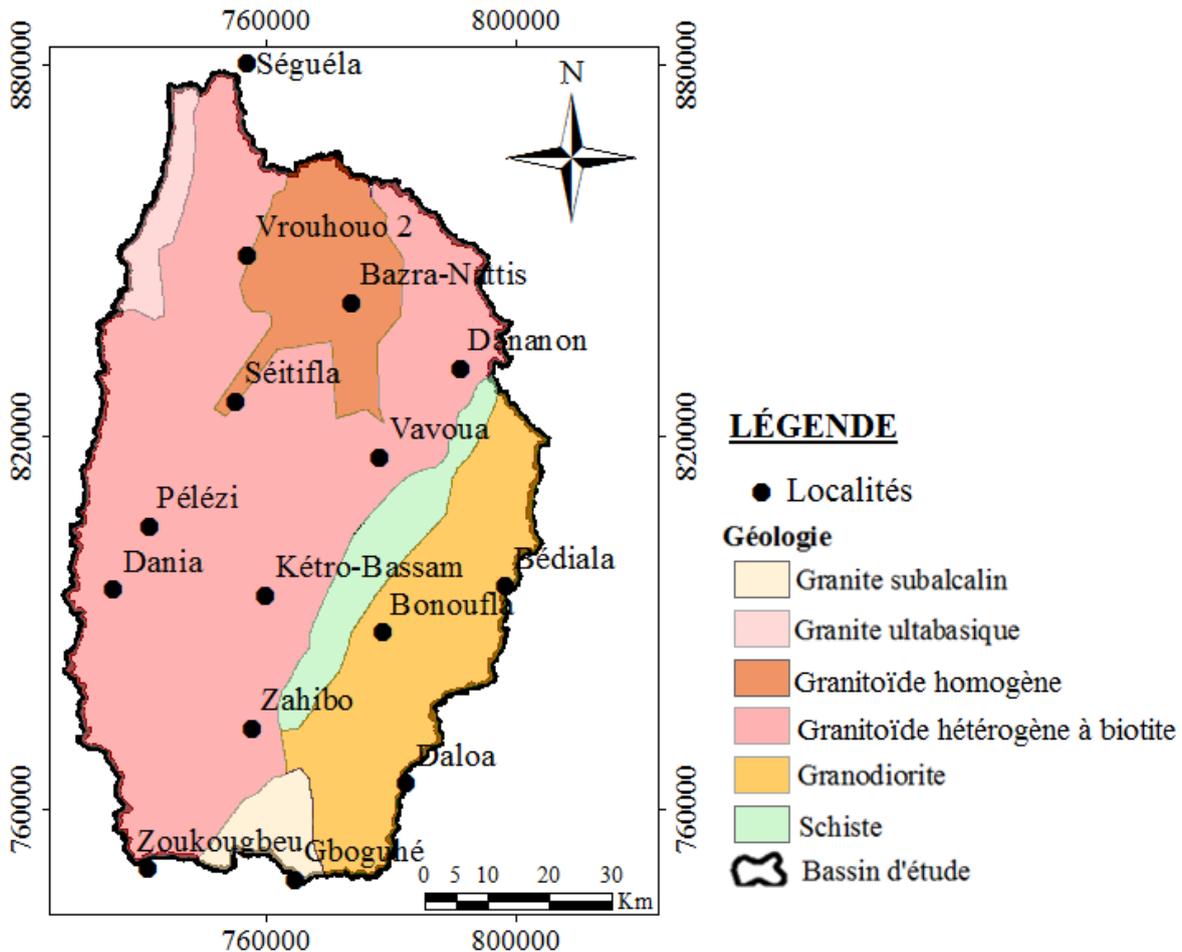


Figure 6. Carte des formations géologiques du bassin versant de la Lobo (Tagini, 1971 ; Pothin, 1988)

➤ **Roches métamorphiques**

Dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, les schistes sont les formations géologiques qui représentent les roches métamorphiques logées principalement dans le lit de la rivière Dé. Dans la partie amont du bassin elles sont essentiellement dominées par les schistes. Les schistes du bassin se caractérisent par une zonation dans la disposition des faciès. Les schistes vrais sont au centre avec des faciès plus dendritiques en bordures, ensuite viennent les schistes argileux bariolés et chloritoschistes. Les schistes argileux ; les schistes gréseux, les grès feldspathiques et les schistes francs à tendance micaschisteuse sont les formations géologiques schisteuses

identifiées par Papon (1973) dans le degré carré de Daloa. Les schistes sont présents majoritairement au sud avec dans le nord, une bande longitudinale de métasiltites dominant sur méta-arénites (Tagini, 1971 ; Pothin, 1988).

1.1.5.2. Aperçu hydrogéologique

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est constitué d'un aquifère composite qui comporte deux parties dont la première représente les altérites (superficiels) et la seconde représente le milieu fracturé (sous-jacent aux altérites). Les altérites constituent le premier niveau de réservoir d'eau souterraine en milieu de socle cristallin et cristallophyllien. Ce sont des formations de surface résultant des processus d'altération physico-chimique et d'érosion du socle. Ces altérites se développent dans les formations argilo-sableuses et dans les arènes granitiques. Les altérites issues des formations grenues sont constituées d'argiles, de sables, d'argiles sableuses et/ou d'argiles latéritiques (Ligban, 2013). Celles qui proviennent des roches granitiques sont représentées par un mélange de sables et d'argiles avec une proportion plus importante de sables. La partie sableuse constitue au plan hydrogéologique le niveau le plus perméable. En revanche, les produits d'altération des schistes sont dominés par une phase argileuse importante. Ils sont peu perméables et de porosité importante liée à la taille des grains (Ligban, 2013). Ces altérites constituent un vaste réservoir superficiel directement alimenté par l'infiltration de l'eau de pluie. Son niveau piézométrique baisse significativement en saison sèche, et remonte en saison des pluies (Biémi, 1992). Les réserves d'eau dans ces réservoirs sont tributaires de la perméabilité, de l'épaisseur de ces altérites. A l'échelle du bassin de la Lobo, ces réservoirs d'altérites sont captés par la quasi-totalité des puits et forages réalisés dans le cadre des différents programmes d'hydrauliques villageoises des années 1954 à 1991. L'omniprésence des argiles dans les réservoirs d'altérites, les rend capables d'emmagasiner une quantité importante d'eau. Toutefois, leur faible perméabilité (10^{-6} à 10^{-5} m/s), avec un coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-1} et une transmissivité de 10^{-5} à 10^{-4} m²/s (Faillat et Blavoux, 1989), rend difficile l'extraction de cette ressource.

Du fait de l'amélioration des connaissances sur le milieu fissuré, les programmes de l'hydraulique villageoise sont désormais orientés vers le captage des nappes du milieu fissuré. La partie fissurée qui est sous-jacent aux altérites constitue un réservoir beaucoup plus important. Ce milieu naît généralement à la suite d'événements tectoniques qui affectent les niveaux supérieurs et moyens de l'écorce terrestre (Sawadogo, 1984) (Figure 7). Elle s'étend en moyenne sur une épaisseur de 50 m (Maréchal *et al.*, 2003) dans le socle et développe une

productivité supérieure à celle des altérites. Par rapport aux altérites, la partie fissurée est à l'abri des fluctuations saisonnières et de la plupart des divers types de pollution. Pour cela, dans les régions de socle, cette zone fissurée est de plus en plus recherchée et exploitée à partir des forages pour l'alimentation en eau des populations. Les possibilités de formation du milieu fissuré sont liées à la densité et à l'importance de la fracturation de celui-ci (Sawadogo, 1984 ; Biémi, 1992). Son importance est liée à l'existence de fractures ouvertes (Soro, 2002). A l'affleurement, les fractures se présentent sous forme de diaclases, de joints, de fentes et de failles de différentes dimensions. Sa cartographie est possible à partir de travaux de géophysiques, de géomorphologie, de photographies aériennes, d'images satellitaires, etc.

L'eau emmagasinée dans l'horizon fissuré est moins sensible aux pollutions provenant de la surface que celle du réservoir d'altérites. Pour des raisons techniques (les forages sont plus profonds que les puits), elle est moins sensible à la baisse saisonnière du niveau piézométrique. Cela la rend plus fiable pour l'alimentation en eau potable de la population rurale qui consomme la plupart du temps l'eau brute des forages. La transmissivité équivalente dans ce type d'aquifère est comprise entre 10^{-4} et 10^{-3} m²/s (Engalenc, 1978 ; Faillat, 1986), soit un ordre de grandeur de plus que les réservoirs d'altérites.

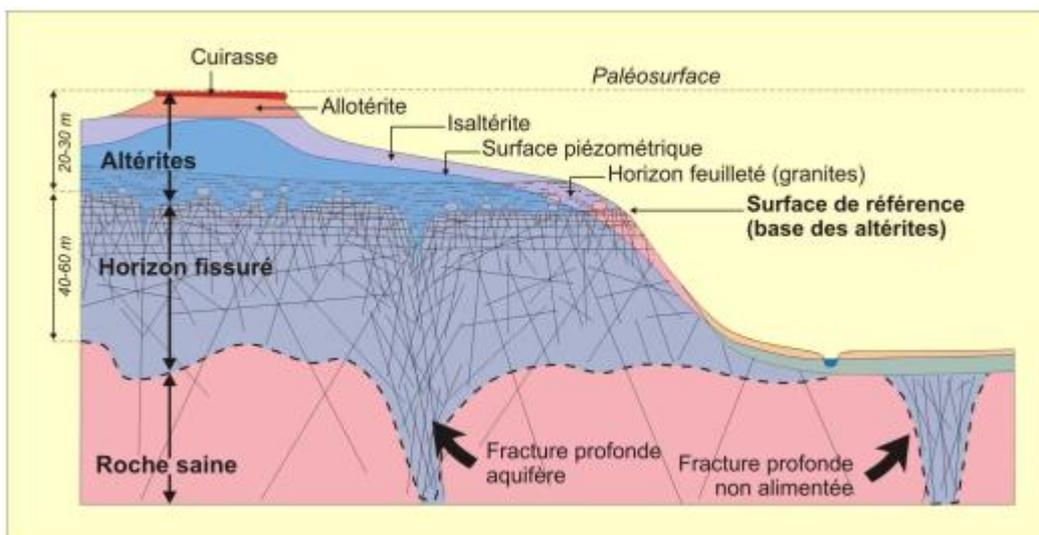


Figure 7. Schéma simplifié des aquifères sur socle cristallin (Wyns *et al.*, 1999)

1.1.5.3. Types de sols

Du point de vue pédologique, le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé présente des sols essentiellement de type ferrallitique fortement ou moyennement désaturés remaniés modaux avec recouvrement issus de schistes et de granites (Perraud & De la Souchère, 1969). Ces sols

se répartissent du sud au nord comme suit :

- les sols ferrallitiques fortement désaturés sous pluviométrie atténuée (<1500 mm de pluie annuelle). Ils occupent la quasi-totalité du Sud du bassin et constituent une zone de transition dont la pédogenèse actuelle est très influencée par la paléo pédogenèse. Les caractéristiques de ces sols sont un atout pour les cultures industrielles (cacaoyer, caféier, palmier à huile, etc.) ;
- les sols ferrallitiques moyennement désaturés issus des granites sous une pluviométrie relativement faible se développent dans le nord du bassin. Il faut noter également dans la partie Nord-ouest, la présence de roches basiques issues de l'altération de roches ferrugineuses. La fertilité dépend essentiellement de la profondeur du sol, c'est-à-dire de la densité des éléments grossiers et du niveau d'induration. Ces sols occupent principalement les chaînes de collines du complexe volcano-sédimentaire.

1.2. Activités sociaux économiques

1.2.1. Population

Selon le recensement général de la population et de l'habitat (RGPH), en 2014, la population du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé connaît une évolution rapide. Entre 1998 et 2014, cette population est passée de 788 526 à 1 285 151 habitants (INS, 2014), soit un taux d'accroissement annuel d'environ 3,1 %. Cependant, cette population est inégalement répartie sur le bassin. En effet, le département de Daloa concentre plus de 44,75 % de cette population et représente le pôle économique. Sur le plan ethnique, les populations autochtones sont composées de bété, de niamboua, de zombo, de niédéboua, de gouro et de malinké. On note également une forte proportion de population allochtone composée d'ivoiriens et d'étrangers.

1.2.2. Activités économiques

Les activités économiques sont très peu diversifiées sur le bassin de la Lobo. L'agriculture constitue la principale activité génératrice de revenus des populations. C'est une agriculture extensive, anarchique, pluviale et manuelle, qui compense ses faiblesses par la conquête permanente de terres nouvelles (Noufou, 1998). Elle est peu modernisée. Le système agricole au départ extensif, évolue aujourd'hui vers une agriculture beaucoup plus intensive du fait de la raréfaction des terres cultivables (Brou, 2005). Le système de production est dominé par la filière café-cacao. Commencés à partir de 1970, le peuplement et la mise en valeur agricole de

cette région ont fait d'elle, la nouvelle "boucle du cacao" de la Côte d'Ivoire. En 2007, la production du café et du cacao dans le Haut-Sassandra est estimée 158 902 tonnes. Il n'existe pas à ce jour une véritable industrie de café ou de cacao dans la région, en dehors de certaines représentations de groupes industriels (centrales d'achat) et de quelques industries du bois. La filière du bois, quoiqu'en déclin, reste une activité importante dans la région. Les exploitants sont soit des sociétés, soit des individus qui, pour la plupart n'ont pas de représentation sur le bassin. On note toutefois la présence de quelques installations de transformation primaire (scieries) qui consistent au découpage, sciage et séchage du bois. L'élevage constitue l'une des activités économiques du secteur agricole du bassin de la Lobo. Il est de type traditionnel et comprend majoritairement les bovins et les ovins.

1.2.2.1. Principales cultures

Le café et le cacao sont les principales cultures d'exportations dans la région du Haut-Sassandra. Le cacaoyer et le caféier sont des plantes hydrophiles (qui aiment l'eau). Ils exigent en effet, pour leur développement, des conditions climatiques humides. Pour Lachenaud (1992), les conditions optimales sont atteintes lorsque la pluviométrie annuelle est comprise entre 1 500 et 2 000 mm. Le cacao par exemple exige également une humidité relative importante. Celle-ci doit être supérieure à 80% tout au long de l'année, au risque d'assister à un arrêt de la photosynthèse, de l'évapotranspiration et par conséquent, à un assèchement des feuilles (Brou, 2005). La période culturale du caféier et du cacaoyer a lieu tout au long de l'année. La phase de floraison s'étend sur les mois de mai, juin et juillet (grande saison humide). Au cours de cette période critique, ces cultures exigent de très forte quantité d'eau. L'importance de la récolte dépend de ces quantités d'eau (Brou, 2005). Au niveau des cultures vivrières, le riz pluvial, le maïs, l'igname, la banane plantain et le manioc constituent les principales cultures de subsistance des populations. Ces cultures se développent généralement sous une pluviométrie moyenne comprise entre 1200 et 1500 mm et sur des sols ferrallitiques fortement désaturés (Eldin, 1985). La plupart des cultures vivrières sont cultivées pendant la saison humide d'avril à septembre. Parmi ces cultures, le bananier plantain (plante hygrophile) se développe en association avec le café et le cacao. Dans la pratique, il sert de plante d'ombrage aux jeunes plants de caféier et au cacaoyer (Brou, 2005).

A côté de la banane plantain, le riz occupe une place importante parmi les cultures pratiquées dans le bassin. Il existe deux types de riz : le riz irrigué et le riz pluvial. La production de riz irriguée se fait à l'aide de barrages hydro-agricoles et de bas-fonds humides aménagés. Ces

aménagements ont pour but d'assurer une meilleure maîtrise des eaux, une meilleure gestion des terres et une amélioration du rendement des cultures. Mais les succès de cette politique rizicole dans les bas-fonds sont encore maigres. Le riz pluvial reste donc prédominant. La pression démographique et l'émergence de nombreuses activités économiques constituent des pressions énormes sur les ressources naturelles particulièrement sur les ressources en eau (MINAGRA, 2005).

1.2.2.2. Source d'approvisionnement en eau potable

L'approvisionnement en eau potable des populations du bassin est assuré à la fois par les eaux de surface et souterraines. Les principales villes sont alimentées en eau à partir de retenues aménagées sur la rivière Lobo (Daloa et Vavoua). La retenue de Daloa est située à 23 km de la ville de Daloa (Figure 8). La ville secondaire de Zoukougbeu est ravitaillée à partir de forages électriques. Quant à la population se trouvant en zone rurale, elle utilise les eaux de surface, les eaux de forages et de puits traditionnels (Figure 9A et 9B), et les sources aménagées. Le secteur de l'approvisionnement en eau potable est le plus vulnérable de tous les secteurs d'activités. Son développement est fonction de la disponibilité des ressources en eau.



Figure 8. Prise d'eau pour l'AEP de la ville de Daloa



Figure 9. Forage à Dania (A) et puits à Bédiala (B) exploités pour l'alimentation en eau potable

Conclusion partielle

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, avec une population estimée à 1 285 151 habitants est caractérisé par un relief peu contrasté et peu varié, dominé par les plateaux de 240 à 320 m d'altitude. Le climat du bassin est de type équatorial de transition atténué (climat baouléen) caractérisé par deux saisons dont une saison des pluies de mars à octobre avec un ralentissement des précipitations en juillet-août, et une saison sèche très marquée de décembre à février comportant quelques précipitations isolées. La rivière Lobo présente un réseau hydrographique nettement plus développé sur sa rive gauche que sur sa rive droite avec ses principaux affluents qui sont le Dé et la Goré. Le bassin versant de la Lobo présente des sols de types ferrallitiques fortement ou moyennement désaturés remaniés modaux, et des sols de types hydromorphes. Les formations géologiques du bassin sont constituées de roches magmatiques et de roches métamorphiques. Sur le plan hydrogéologique, le bassin dispose d'un aquifère composite constitué de deux parties : les altérites et le milieu fracturé.

CHAPITRE 2 : ÉTAT DES CONNAISSANCES SUR LES THÉMATIQUES ABORDÉES

Dans ce chapitre, il est question de présenter l'état de l'art de la modélisation des écoulements souterrains et de l'étude des interactions nappe-rivière qui constitue la clé à la bonne compréhension et à la caractérisation des échanges nappe-rivière dans la zone d'étude. L'étude des interactions nappe-rivière présente des méthodes multi-échelle qui permettent de caractériser différents types d'échanges d'eau entre nappes et rivières. Si ces méthodes sont surtout adaptées au milieu poreux, voire aux zones d'altération du socle, elles peuvent être utilisées en milieu de socle fissuré et en milieu karstique (Paran & Augeard, 2017).

2.1. Modélisation hydrogéologique

Un modèle hydrogéologique est une représentation plus ou moins conceptuelle d'un système ou plus simplement un instrument représentant une version simplifiée de la réalité en vue de simuler la réponse d'un système à une série de sollicitations (Ledoux, 1986). Dans l'étude de l'écoulement des eaux souterraines, on développe la plupart du temps un modèle conceptuel. Le modèle conceptuel constitue une représentation simplifiée des conditions réelles de terrain. Il a pour but de simplifier le système à modéliser et d'organiser les données associées pour les prendre en compte dans un modèle numérique (Bear, 1972 ; Koffi, 2004). En d'autres termes, le modèle conceptuel sert à intégrer les différents paramètres tant pour le cadre physique (épaisseur des aquifères, limites, etc) que pour le cadre hydrogéologique (conductivité hydraulique, recharge, etc.). Pour faire des prévisions avec le système, il est nécessaire d'avoir une sorte de modèle dynamique capable d'être manipulé (Fetter, 2001). Il existe en général trois types de modèles dynamiques : les modèles physiques, les modèles analogiques et les modèles mathématiques (Ledoux, 1986 ; Fetter, 2001). Dans le cadre de cette étude, les modèles mathématiques ont été utilisés grâce aux codes numériques (logiciels) qui ont simplifié leur application.

2.1.1. Modèles mathématiques

Les modèles mathématiques regroupent les modèles stochastiques, les modèles analytiques et les modèles numériques (Fetter, 2001). Ils servent à traduire le modèle conceptuel en termes mathématiques. Cela se traduit par l'élaboration d'une ou plusieurs équations différentielles ou partielles. Les équations représentent un écoulement en régime permanent ou transitoire et un écoulement en milieu saturé ou non saturé.

Les modèles analytiques consistent à mettre en place une représentation conceptuelle qui tient compte des caractéristiques physiques du milieu et du fluide (Fetter, 2001). Ces modèles sont développés pour simuler, soit les écoulements des eaux vers les puits et les rivières (Walton, 1984), soit la chaleur ou le transport de masse (Javandel et al., 1984). Ils sont simples, faciles à programmer sur un micro-ordinateur et rapide dans la recherche de solution. Les hypothèses formulées pour résoudre analytiquement les modèles sont restrictives. Par exemple, la plupart des solutions analytiques requièrent un milieu homogène et isotrope. Les méthodes analytiques ne sont plus beaucoup utilisées non seulement parce qu'elles sont parfois trop complexes, mais aussi à cause de la disponibilité des outils informatiques qui rendent facile l'utilisation des méthodes numériques (Deh, 2013). Pour traiter plusieurs situations réalistes, il est souvent nécessaire de résoudre le modèle mathématique approximativement en utilisant des techniques numériques.

Le modèle numérique constitue une schématisation du modèle hydrogéologique essayant de reproduire le mieux possible la relation sollicitation-réponse. Il utilise des techniques numériques pour approximer spatialement et temporellement les équations différentielles de base qui gouvernent l'écoulement des eaux souterraines et de transport des solutés. Les modèles numériques sont sollicités lorsque les conditions aux limites sont complexes ou lorsque les valeurs des paramètres varient à l'intérieur du modèle (Zheng et Bennett, 1995). La fiabilité des prédictions utilisant les modèles numériques dépend de la manière dont ces modèles font l'approximation de la situation réelle. La figure 10 schématise les principales étapes de l'application d'un modèle d'écoulement.

2.1.2. Différentes étapes d'application d'un modèle numérique

Une procédure de modélisation inclut la sélection des codes et leur vérification, la mise en place du modèle, le calage, l'analyse de sensibilité et finalement la prédiction. Les 11 étapes de la procédure d'application d'un modèle ont été soigneusement décrites par la figure 10.

Etape 1 : Etablissement de l'objectif du modèle. Cet objectif déterminera précisément ce qui sera résolu par les équations d'état et le code qui sera sélectionné.

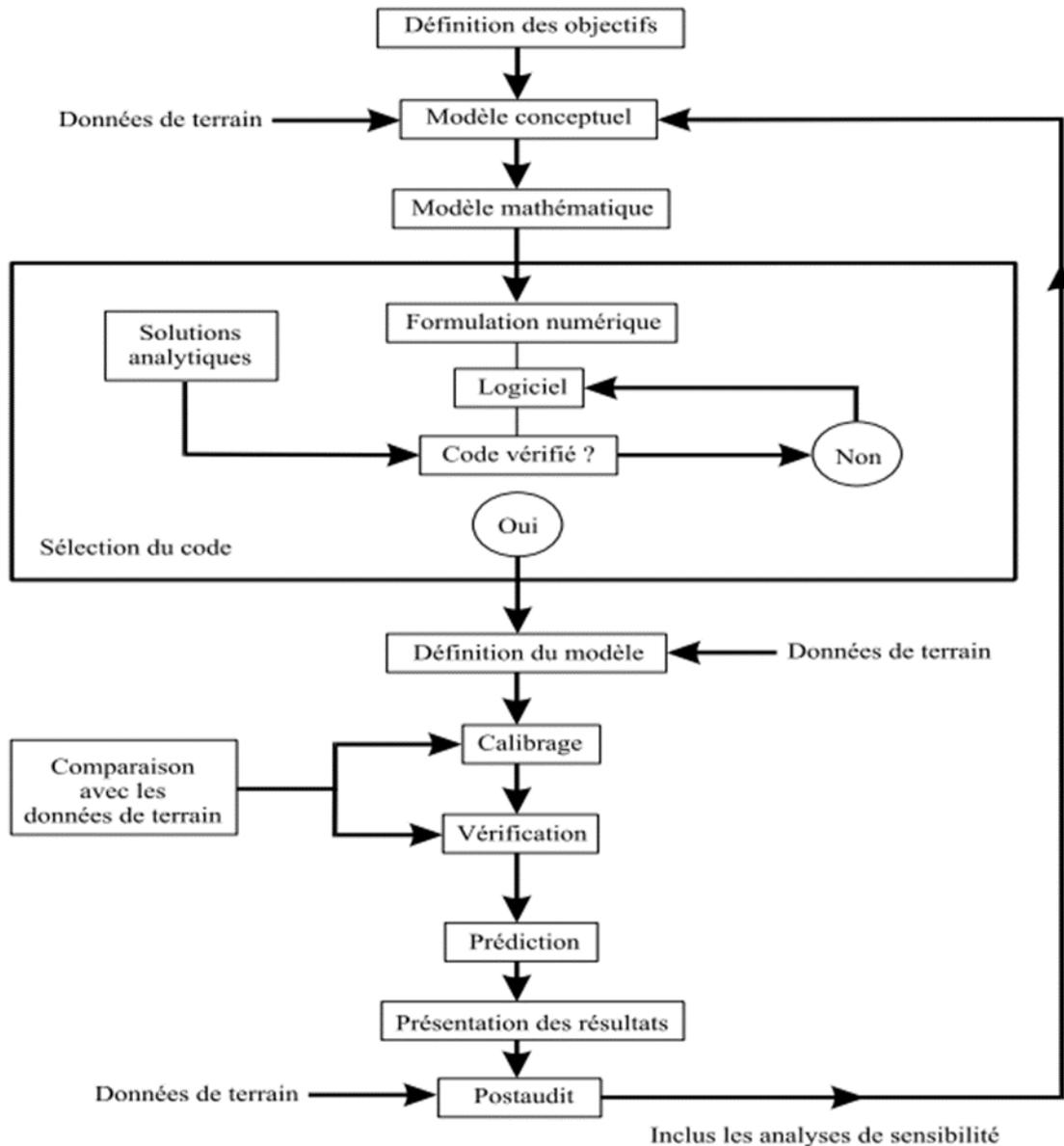


Figure 10 : Procédure d’application d’un modèle mathématique (Anderson et Woessner, 1992)

Etape 2 : Développement d’un modèle conceptuel du système. Les unités hydrostratigraphiques et les conditions aux limites du système sont identifiées. Les données de terrain permettant de faire le bilan hydrologique ainsi que les paramètres devant être assignés à l’aquifère sont rassemblés. Durant cette étape, une visite sur le site est hautement recommandée. Cette visite aidera le concepteur du modèle à s’imprégner de certaines réalités qui vont avoir une influence positive sur des décisions subjectives.

Etape 3 : Sélection des équations d’état et du code informatique. Le code est le programme informatique qui contient un algorithme permettant de résoudre numériquement le modèle

Mathématique. La fiabilité des équations d'état et du programme informatique devra auparavant être vérifiée.

Etape 4 : Conception du modèle numérique. Le modèle conceptuel est donc introduit dans une forme appropriée pour la modélisation. A cette étape, on procède à l'élaboration des grilles, la sélection des échelles de temps, la mise en place des conditions aux limites et des conditions initiales, et de la sélection préliminaire des valeurs des paramètres aquifères et des périodes hydrologiques.

Etape 5 : Calage du modèle. Le but du calage est d'établir que le modèle peut reproduire les charges et les écoulements mesurés sur le terrain.

Etape 6 : Test de sensibilité. Le modèle calé est influencé par des incertitudes dues à l'incapacité de définir avec exactitude la distribution spatiale ou temporelle des valeurs des paramètres sur le site d'étude. Le test de sensibilité permet de corriger l'effet des incertitudes sur le modèle calé.

Etape 7 : Vérification du modèle. Le but de la vérification du modèle est d'établir une grande confiance dans le modèle en utilisant les valeurs des paramètres calés pour reproduire une seconde fois les données de terrains.

Etape 8 : Prévision quantifie la réponse du système pour les événements futurs. Le modèle dans ce cas est exécuté avec les valeurs calées des paramètres et des contraintes, exception faite des contraintes dont les valeurs changent avec le temps.

Etape 9 : Test de sensibilité de la prévision : il est effectué pour quantifier les effets des incertitudes dans les valeurs des paramètres de prévision. Ce test permet de voir l'impact de la variation des contraintes futures sur le modèle de prévision.

Etape 10 : Présentation du modèle et des résultats. Une présentation claire du modèle et des résultats est essentielle pour une bonne communication.

Etape 11 : Post-audit ou vérification postérieur du modèle conduit à réactualiser le modèle plusieurs années après. De nouvelles données sont collectées pour vérifier si la prévision faite auparavant était correcte. Si la prévision du modèle est fiable, alors le modèle est validé pour ce site particulier, parce que chaque site est unique et le modèle devra être validé pour chaque site spécifique. Chacune de ces étapes constitue un support important dans la démonstration

qu'un modèle appliqué à un site spécifique est capable de produire des résultats significatifs permettant de valider le modèle.

La procédure complète de la figure 10 constitue la formule idéale qu'on pourrait avoir dans une étude de modélisation et qui s'élabore à partir d'un code numérique.

2.2. Modélisation des écoulements en milieux fissurés

En milieu de socle, les fractures sont des chemins d'écoulements préférentiels lorsqu'elles ne sont pas colmatées. Les propriétés hydrauliques des milieux fracturés sont difficiles à estimer. Celles-ci peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur. De ce fait, les simulations hydrodynamiques ne sont pas aisées. L'approche retenue pour la modélisation des écoulements est souvent contrainte par la géométrie et l'échelle d'étude du milieu fracturé, les données terrains disponibles, et quelques limitations pratiques liées à la capacité des ressources informatiques. Les approches de modélisation les plus utilisées sont : (i) les modèles de réseaux de fractures discrètes pour les milieux à matrice imperméable, (ii) les modèles milieux poreux hétérogènes fracturés, (iii) les modèles.

2.2.1. Différents types de modélisation des écoulements en milieux fracturés

Nous distinguons deux grandes approches de modélisation suivant la prise en compte des fractures : approche continue et approche discrète. Elles peuvent être réalisées dans un cadre déterministe ou stochastique.

2.2.1.1. Modélisation en réseaux de fractures discrètes

Dans les roches fracturées de faible perméabilité matricielle, l'écoulement est souvent très hétérogène et localisé dans quelques fractures. La complexité de l'écoulement dans les roches fracturées est principalement due à la géométrie complexe des fractures, où des structures superposées de tailles variables peuvent chacune avoir une contribution non négligeable sur l'écoulement global (Bour & Davy, 1997). Dans les milieux fracturés de faibles perméabilités, l'écoulement est lié à la connectivité des fractures. En effet, si les fractures ne sont pas connectées ou forment de petits amas isolés, aucun écoulement n'est possible. Par contre, si les fractures sont bien connectées, le système se comporte comme un milieu continu (Cacas *et al.*, 1990). La connectivité étant plus simple à calculer que l'écoulement (Ezzedine & De Marsily, 1993), elle peut être étudiée au préalable, en vue d'éviter le calcul de l'écoulement quand celui-ci ne peut se mettre en place. A l'échelle de la fracture, l'irrégularité et la rugosité des surfaces

de plans de fractures conduisent à un écoulement en chenaux à l'intérieur des fractures (Tsang & Tsang, 1987) (Figure 11). Tandis qu'à l'échelle du réseau, la conductivité hydraulique dépend de l'arrangement des fractures et, plus particulièrement, de leur degré d'interconnexion. La compréhension des écoulements ayant lieu dans ces zones nécessite une détermination de l'importance et du rôle de ces deux parties (matrice et réseaux de fractures) (Michel, 2009). Pour ce faire, des modèles sont utilisés pour étudier les écoulements. Ceux-ci permettent de représenter le ou les fractures dans la matrice rocheuse. En effet, ces milieux sont hétérogènes sur une large gamme d'échelle et leur échantillonnage exhaustif est impossible.

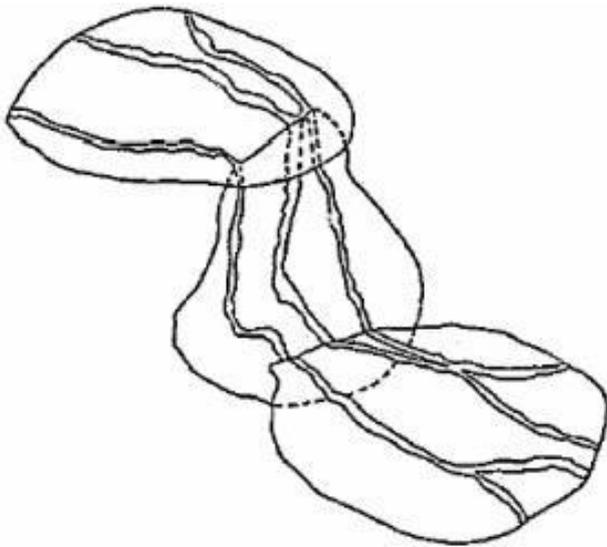


Figure 11: Diagramme schématisé d'écoulement en chenaux dans les fractures (Tsang & Tsang, 1987)

2.2.1.2. Approche continue équivalente

Dans cette approche, le milieu hétérogène est représenté par un milieu (ou ensemble de milieux) équivalent(s) dont les propriétés et caractéristiques effectives sont déterminées à partir de moyennes calculées sur des volumes d'échantillonnage définis. Il s'agit donc d'une représentation équivalente du milieu et non pas d'une représentation fidèle de la réalité. Cette approche est largement utilisée du fait de sa simplicité en termes de données requises et de son efficacité numérique via l'utilisation de mailles de grandes tailles (Wu *et al.*, 1999). Dans cette approche, les porosités primaires (de matrice) et secondaires (de fissures) et les distributions de perméabilités sont remplacées par un milieu poreux continu avec des propriétés hydrauliques équivalentes. Dans ce cas, les équations habituellement utilisées

(équation de continuité notamment) pour simuler les écoulements en milieu poreux peuvent être utilisées. Les propriétés équivalentes utilisées dans le modèle continu équivalent sont estimées selon les équations 3 et 4 pour des cas simples de l'écoulement à travers un domaine intersecté par une famille de fractures parallèles d'égale ouverture (Samardzioska & Popov, 2005) :

✓ Pour la porosité :

$$n_{eq} = n_m \cdot \frac{V_m}{V_t} + n_f \cdot \frac{V_f}{V_t} \quad (\text{Eq.1})$$

✓ Pour la conductivité hydraulique :

$$K_{eq} = \frac{\rho g}{\mu L} \left(\frac{mb^3}{12} + k_m(L - mb) \right) = K_f \frac{V_f}{V_t} + K_m \cdot \frac{V_m}{V_t} \quad (\text{Eq.2})$$

où n_f et n_m sont les porosités des fractures et de la matrice dans le volume élémentaire représentatif (VER), respectivement, V_f et V_m sont respectivement les volumes de fractures et de matrice dans le VER, V_t le volume total du domaine, L est l'épaisseur totale du domaine [m], m est le nombre de fractures parallèles, ρ la densité du fluide [Kg/m^3], μ , la viscosité dynamique [$\text{Kg/m}^1/\text{s}^{-1}$], et K_f et K_m sont respectivement les conductivités hydrauliques des fractures et de la matrice [m/s^{-1}].

2.2.1.3. Approche double porosité

Ce type de modèle prend en compte les écoulements à la fois dans les fractures et dans la matrice rocheuse. Ils peuvent être appliqués dans le cas de matrices poreuses par l'évaluation des flux de la matrice vers le réseau de discontinuités. La géométrie du réseau de fractures est idéalisée et le système aquifère est représenté par le biais de deux milieux poreux superposés. Les propriétés hydrauliques sont définies par la perméabilité, la porosité et le coefficient d'emmagasinement du réseau de fractures d'une part et de la matrice rocheuse d'autre part. L'équation exprimant l'écoulement de fluide à travers le réseau de fractures contient des termes sources pour tenir compte des flux de la matrice vers les fractures. Une seconde série d'équations décrit l'écoulement dans les blocs de la matrice. Le principal avantage du modèle à double porosité est qu'il permet de tenir compte du facteur de retard induit par les faibles perméabilités de la matrice. Cependant, cette approche a tendance à trop idéaliser la géométrie du réseau de discontinuités. Dans cette approche, les paramètres propres aux fractures et à la matrice

rocheuse sont difficiles à obtenir (NRC, 1996). Ces modèles ont été introduits par les travaux de (Warren & Root, 1963) (Figure 12).

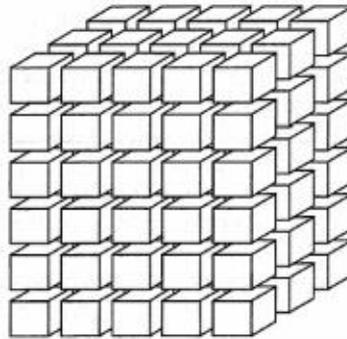


Figure 12. Schématisation d'un réseau de fractures par un modèle de type double porosité (Warren & Root, 1963)

2.3. Modélisation numérique des écoulements souterrains

Un modèle est une simplification de la réalité, devant être la plus conforme possible du point de vue des mécanismes et processus simulés (Trasvina-Casillas *et al.*, 2019). Le niveau de détail exigé dans les modèles géologiques dépend du but pour lequel le modèle est développé. En hydrogéologie, les modèles sont mis en place pour une meilleure connaissance et une gestion durable des eaux souterraines (Sahoo & Jha, 2017). En effet, les informations sur la ressource en eau souterraine sont souvent ponctuelles (forage, piézomètre) (Sahoo & Jha, 2017). Elles ne peuvent pas alors servir de support de prise de décisions. Afin de vaincre cette contrainte, le comportement du système étudié est retranscrit en équations mathématiques. On parle alors de modèle mathématique. La simulation mathématique des flux au sein des aquifères discontinus reste aujourd'hui encore un challenge pour les hydrogéologues. Néanmoins, l'expérience montre qu'en fonction des objectifs à atteindre et des données disponibles, les approches présentées ci-dessus permettent d'atteindre la précision nécessaire à la réalisation de modèles réalistes (NRC,1996). Ces modèles nécessitent généralement la résolution d'équations différentielles aux dérivées partielles. Ces équations peuvent être résolues soit analytiquement soit numériquement. Par ailleurs, les modèles hydrogéologiques sont de types physiques déterministes, car basés sur l'application des lois physiques générales (comme la loi de Darcy et la loi de continuité) et les variables ont une valeur fixée. La discrétisation spatiale des équations de l'écoulement montre un champ de potentiels à partir duquel, les vitesses sont déterminées en utilisant la loi de Darcy (Prabhu & Inayathulla, 2019, Colombani *et al.*, 2021, Kamenan, 2021). Les systèmes d'équation décrivant l'écoulement dans ces milieux sont souvent résolus numériquement par la méthode des

différences finies ou des éléments finis. La modélisation numérique de l'écoulement des eaux souterraines élaborée dans cette étude est un processus interactif dont les principales étapes sont présentées dans la figure 13.

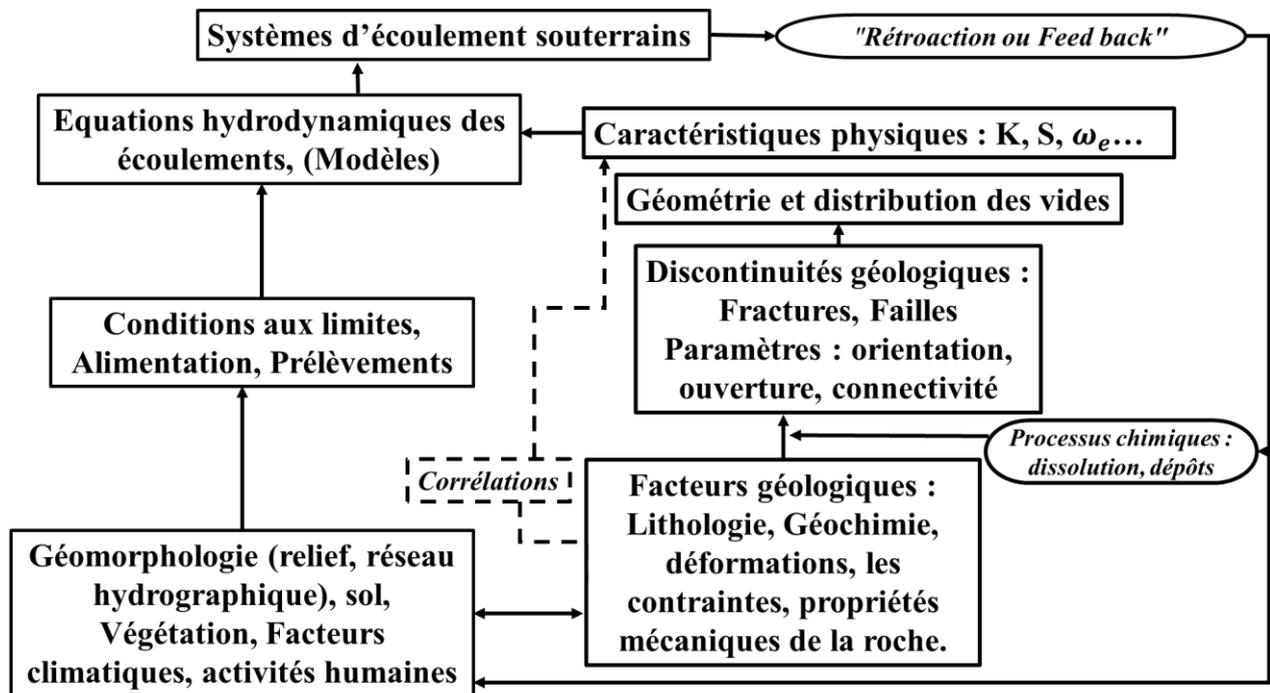


Figure 13. Schémas des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractère géologique (Kiraly, 1978).

2.3.1. Equations régissant les écoulements souterrains

Les modèles hydrogéologiques sont élaborés en combinant des lois physiques. Ainsi, les écoulements souterrains sont décrits par des équations qui dérivent de la loi de Darcy et de la loi de conservation de masse.

2.3.1.1. Loi de Darcy

La loi de Darcy permet de déterminer le flux d'un fluide à travers un milieu poreux. Dans un problème à une dimension, elle s'exprime de la façon suivante (équation 3) :

$$q = -K \text{ grad } h \quad (\text{Eq.3})$$

q : la vitesse de Darcy est le flux à travers un milieu poreux (m/s).

h (m) exprime la charge hydraulique.

2.3.1.2. Principe de conservation de la masse

Le principe de conservation de masse est décrit par l'équation de continuité. Il stipule que dans un volume élémentaire, la quantité d'eau sortant pendant un intervalle de temps est égale à la somme de la quantité d'eau entrant et de la quantité d'eau stockée ou relâchée pendant ce même intervalle de temps (équation 4) :

$$\text{div}(\rho \cdot q) + \frac{\partial}{\partial t}(\rho \cdot \phi_t) + \rho q' = 0 \quad (\text{Eq.4})$$

avec q' : somme algébrique des débits prélevés et apportés, ρ : masse volumique de l'eau et ϕ_t : porosité totale.

2.3.1.3. Equation de diffusivité

L'équation de diffusivité (équation 5) régit les écoulements souterrains en milieux poreux en régime transitoire. Pour un fluide incompressible de masse volumique et de viscosité dynamique constante, cette équation est obtenue en associant la loi de Darcy (équation 3) à l'équation de continuité (équation 4) :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Eq.5})$$

$$\text{Soit : } \nabla^2 h = \frac{S_s}{K} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Eq.6})$$

S_s représente le coefficient d'emménagement spécifique

Dans le cas d'une nappe captive d'épaisseur b , l'équation de diffusivité est définie par les équations suivantes (équation 7 à 10) :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} T_{xx} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} T_{yy} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} T_{zz} + Q = S \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Eq.7})$$

$$\nabla^2 h = S \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Eq.8})$$

Où $S = S_s$.

b est l'épaisseur de l'aquifère (m) ; Q est le débit (m^3/s) $T = K \cdot b$ est la transmissivité (m^2/s).

- Pour un régime permanent ($\frac{\partial h}{\partial t} = 0$)

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} T_{xx} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} T_{yy} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} T_{zz} + Q = 0 \quad (\text{Eq.9})$$

$$\nabla^2 h = 0 \quad (\text{Eq.10})$$

Pour obtenir l'équivalent de l'équation de diffusivité en nappe libre, on remplace l'épaisseur de l'aquifère par la différence entre la cote piézométrique h (inconnue du problème) et la cote h_b du substratum d'une part, et d'autre part le coefficient d'emménagement S , par la porosité de drainage ou efficace (ω_e). On obtient alors une équation non linéaire que l'on peut résoudre par des méthodes itératives (équation 11) :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K(h - h_b) \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K(h - h_b) \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q = \omega_e \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Eq.11})$$

2.3.2. Méthode de résolution de l'équation de diffusivité

Les méthodes numériques donnent des solutions approchées de l'équation de diffusivité de base, à travers la discrétisation de l'espace et du temps. Les méthodes qui sont communément utilisées sont : la méthode des différences finies et la méthode des éléments finis. Pour choisir le schéma le mieux adapté à la résolution du problème, plusieurs propriétés doivent être analysées :

- la conservation locale de la masse ;
- la garantie de la continuité des flux aux interfaces des différents éléments de la discrétisation ;
- le calcul précis du champ de vitesse en milieu fortement hétérogène ;
- la capacité à traiter des problèmes anisotropes (tenseurs de perméabilité pleine) ;
- la flexibilité dans la manipulation de domaine à géométrie complexe ;
- le traitement satisfaisant des différents types de conditions aux limites ;
- la résolution efficace du système linéaire obtenu.

Ces méthodes ont chacune des avantages et des inconvénients. Dans tous les cas, la modélisation nécessite que le système aquifère soit discrétisé en mailles de formes variables. A l'intérieur du domaine discrétisé, les valeurs des propriétés internes, des conditions aux limites et des perturbations du système sont approximées.

2.3.2.1. Méthode des différences finies

La méthode des différences finies est largement utilisée pour la résolution des équations d'écoulement, en raison de sa capacité à garantir la conservation de la masse au niveau de chaque élément (Trasvina-Casillas *et al.*, 2019, Colombani *et al.*, 2021). Cette méthode présente

l'avantage d'être simple à appliquer. En revanche, cette méthode présente des contraintes concernant la discrétisation en espace, elle est peu flexible pour discrétiser les domaines à géométrie complexe (Figure 14).

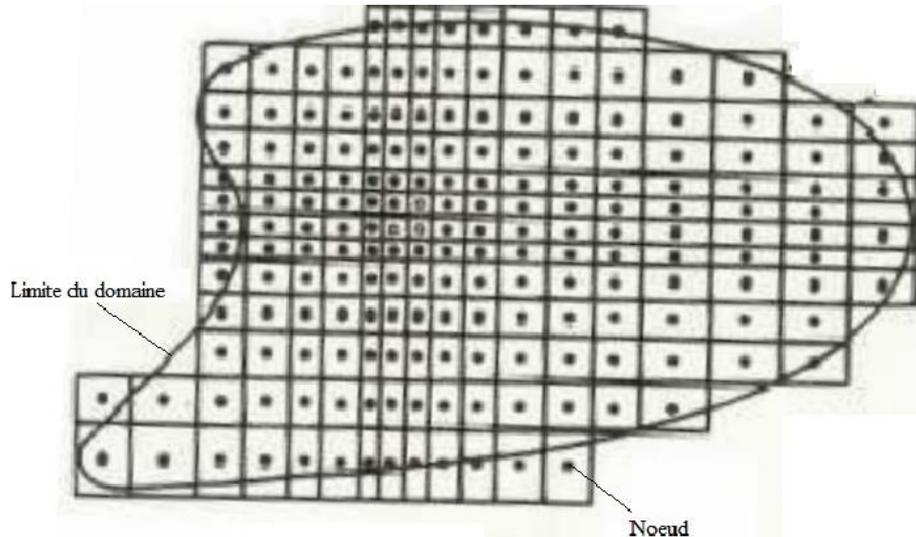


Figure 14. Discretisation d'un aquifère à l'aide d'un maillage en différences finies (Stone, 1999)

2.3.2.2. Méthode des éléments finis

Depuis sa forme standard, l'utilisation des éléments finis a connu un important développement jusqu'à sa formulation mixte hybride. La méthode des éléments finis standards (EF) est flexible dans la description des phénomènes physiques à géométrie complexe. Elle est bien supérieure à celle des différences finies pour discrétiser en respectant la géométrie du milieu, pour traiter l'anisotropie et adapter la taille des mailles à la grandeur de la vitesse. L'un des inconvénients de l'utilisation des éléments standards réside dans la non conservation de la masse. En effet, lorsque ces éléments finis sont utilisés, le potentiel hydraulique est calculé d'abord, ensuite la vitesse est calculée à travers l'application de la loi de Darcy. Frind & Matanga (1985) ont montré que le calcul de la vitesse par cette procédure génère des erreurs supplémentaires, surtout en milieu fortement hétérogène. Ainsi, une formulation mixte des éléments finis a été proposée et est utilisée en hydrogéologie (Ackerer *et al.*, 1999). Cette méthode est une formulation mixte de la vitesse et de la charge piézométrique à partir des lois de Darcy et de la conservation de la masse. Aussi, donne-t-elle des vitesses sur tout le domaine et la composante normale de celles-ci est continue à travers les limites inter-éléments (Younès *et al.*, 1999).

Dans cette méthode, le domaine peut être représenté par des cellules polygonales quelconques

tels que les triangles et les quadrilatères. Elle admet toute forme et toute taille d'éléments finis. De ce fait, la complexité des formes aux frontières, l'hétérogénéité et les sollicitations externes sont représentées de façon plus précise (Figure 15). Cette méthode admet toutes les directions d'anisotropie et les hétérogénéités très marquées.

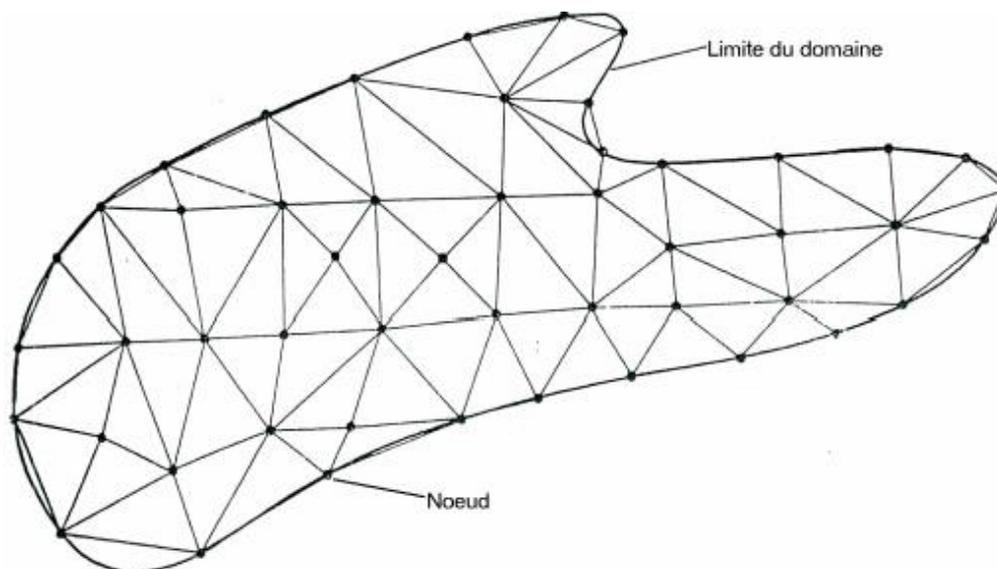


Figure 15. Maillage en éléments finis (Younès *et al.*, 1999)

Dans ce cas, le système est résolu avec pour inconnues les charges piézométriques moyennes sur les nœuds de chaque triangle (Chavent *et al.*, 2003).

2.3.3. Conditions initiales et conditions aux limites

2.3.3.1. Conditions initiales

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

2.3.3.2. Conditions aux limites

Un modèle numérique ne peut fonctionner que si on définit des conditions aux limites, c'est-à-dire aux bornes du domaine. En effet, le modèle est conditionné par le fait que l'eau rentre ou sort par ces limites (Atteia, 2011). Il faut spécifier les données qui expriment l'état initial ($t=0$). Les conditions aux limites pour un modèle d'écoulement peuvent être de trois types.

2.3.3.2.1. Condition de type Dirichlet

La condition de type Dirichlet ou charge imposée, est intégrée au modèle en fixant une valeur de charge à la cellule/élément le long de la limite, en l'occurrence les cellules/éléments traversés par le cours d'eau (Cousquer *et al.*, 2017). Cette approche fonctionne en assurant la continuité du champ de pression et des flux à l'interface nappe-rivière. De fait, la charge imposée ne varie pas en fonction des conditions hydrogéologiques simulées. Cette approche nécessite un maillage fin, avec des mailles dont les dimensions (largeur et profondeur) sont au maximum égales à celles du cours d'eau. Le maillage doit obligatoirement être 3D. L'hypothèse de Dupuit-Forchheimer (horizontalité des flux) n'étant pas valide à proximité d'un cours d'eau, un maillage 2D serait considéré le cours d'eau comme étant totalement pénétrant sur l'épaisseur de l'aquifère modélisé.

Ce type de condition limite est le plus souvent utilisé dans l'étude des flux hyporhéiques à l'échelle locale (Cardenas & Wilson, 2007 ; Cardenas, 2009 ; Boano *et al.*, 2011), ou alors lors du couplage de modèle de surface aux modèles souterrains à plus grande échelle (Furman, 2008 ; Sulis *et al.*, 2010). Les modèles de surface et souterrains sont soit :

- i) entièrement couplés, en imposant la continuité du niveau d'eau et des flux à l'interface nappe-rivière (Peyrard *et al.*, 2008) ;
- ii) semi-couplés, où les équations sont résolues séparément puis couplées soit de manière séquentielle, soit avec un cycle itératif (Sulis *et al.*, 2010) ;
- iii) découplés où les sorties du modèle de surface sont utilisées comme forçage du modèle souterrain (Cardenas & Wilson, 2007 ; Cardenas, 2009). Récemment, des modèles entièrement couplés ont vu le jour où un système matriciel couple les équations de surface avec les équations souterraines qui sont résolues simultanément. Cette méthode semble être la méthode numérique la plus stable de couplage des modèles de surface et souterrains (Peyrard *et al.*, 2008).

De manière générale, l'utilisation d'une limite de Dirichlet reste marginale en dehors de l'étude des échanges hyporhéiques.

2.3.3.2.2. Condition de type « Neumann » ou de flux

Ce type de condition est imposé lorsque le flux entrant ou sortant à la frontière est connu. Il permet par exemple de tenir compte de la pluie efficace qui s'infiltré en surface, des flux qui s'infiltré dans les bassins d'infiltration, des flux pompés et des flux en provenance de l'extérieur du domaine. Le long d'une surface (ou courbe dans le cas d'un écoulement bidimensionnel), le flux normal à la limite (limite à flux non nul) est décrit en tout point de la

limite comme une fonction de la position sur cette limite (et du temps, dans le cas d'un écoulement transitoire) (Banton et Bangoy, 1997) :

$$q_n = q.n = f(x, y, z, t) \quad \text{en milieu anisotrope} \quad (\text{Eq.12})$$

$$\bar{V}h.n = \frac{\partial h}{\partial l_n} = f(x, y, z, t) \quad \text{en milieu isotrope} \quad (\text{Eq.13})$$

Où q_n est la composante de q normale à la limite ; n la direction normale d'entrée à travers la limite ; l_n la distance mesurée le long de n . Une limite à flux imposé non nul, peut-être :

- un affleurement d'une nappe où le flux entrant est inférieur au flux pouvant s'écouler dans la nappe; c'est le flux entrant qui est imposé ;
- un prélèvement à débit constant dans un ouvrage (puits, tranchée, etc.) ;
- le contact entre deux aquifères de conductivités hydrauliques différentes, si le contraste de conductivité hydraulique est très élevé.

Le long d'une limite imperméable (limite à flux nul), le flux normal à la limite est nul, par conséquent :

$$q_n = q.n = 0 \quad \text{en milieu anisotrope} \quad (\text{Eq.14})$$

$$\bar{V}h.n = \frac{\partial h}{\partial l_n} = 0 \quad \text{en milieu isotrope} \quad (\text{Eq.15})$$

2.3.3.2.3. Condition mixte de type « Cauchy » ou mixtes

Avec une condition de type Cauchy, le cours d'eau est hydrauliquement connecté à la cellule/élément mais n'occupe pas physiquement d'espace au sein du maillage (Figure 19). Le flux échangé à l'interface nappe-rivière est alors calculé par le produit d'un coefficient de conductance (CRIV) par la différence de charge entre la rivière et la cellule où la condition de Cauchy est appliquée (Cousquer *et al.*, 2017).

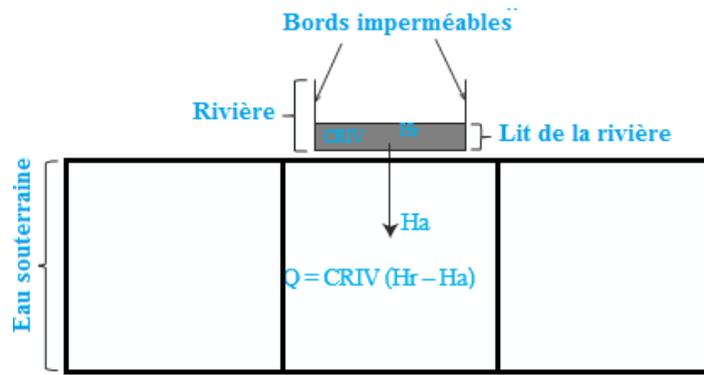


Figure 16. Représentation conceptuelle en coupe d'une rivière dans un modèle à conductance (Cousquer *et al.*, 2017 modifié)

Le volume nappe-rivière échangé est exprimé par l'équation 17 :

$$Q_s = C_{RIV} X (H_s - H_c) \quad (\text{Eq.16})$$

où Q_s [L^3T^{-1}] est le débit de la rivière à l'aquifère, H_s [L] est le niveau d'eau en rivière, H_c [L] est la charge hydraulique au centre de la cellule où la condition de Cauchy est appliquée, C_{RIV} [L^2T^{-1}] est le terme conductance (coefficient rivière).

Lorsque Prickett & Lonquist (1971) introduisent le concept de conductance pour représenter les interactions nappe-rivière dans les modèles hydrogéologiques, ils suggèrent un modèle conceptuel simplifié où les pertes ou les gains d'une rivière sont gouvernés par la perméabilité des dépôts du lit de la rivière. La difficulté principale de cette approche réside dans l'estimation de la conductance qui va contrôler les échanges entre la nappe et la rivière. Plusieurs méthodes, plus ou moins complexes permettent d'avoir une approximation de la conductance (Rushton, 2007 ; Morel-Seytoux, 2009 ; Flipo *et al.*, 2014 ; Morel-Seytoux *et al.*, 2014). Cependant, le caractère souvent "mal-posé" (ill-posed) des modèles hydrogéologiques (forte corrélation entre paramètres, équifinalité) peut entraîner une mauvaise estimation des paramètres par calibration (Zhou *et al.*, 2014). Les méthodes de régularisation, comme par exemple la spécification d'une valeur préférée des paramètres (régularisation de Tikhonov) peut permettre en partie de résoudre ce problème (Doherty, 2015), d'où la nécessité de renseigner une valeur initiale et de régularisation de C_{RIV} cohérente. La difficulté avec C_{RIV} c'est qu'il "contient" plusieurs phénomènes physiques et qu'il ne peut pas être mesuré sur le terrain.

2.4. Échange nappe-rivière

Les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines ont lieu à l'interface des deux compartiments du cycle hydrologique et participent, au même titre que la percolation de l'eau de pluie à travers la zone non saturée, aux processus de recharge et de drainage de la nappe. Le drainage de la nappe vers les eaux de surface constitue ainsi une composante essentielle de l'alimentation des rivières en période d'étiage. De même, les eaux de surface peuvent contribuer, par l'intermédiaire de différents réservoirs (rivière, zone humide, lac, zone côtière), à la recharge de la masse d'eau souterraine (Figure 17).

Les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface sont conditionnés par des facteurs naturels (climat, topographie, hydrogéologie, facteurs biotiques) et anthropogéniques (irrigation, drainage, captage,...).

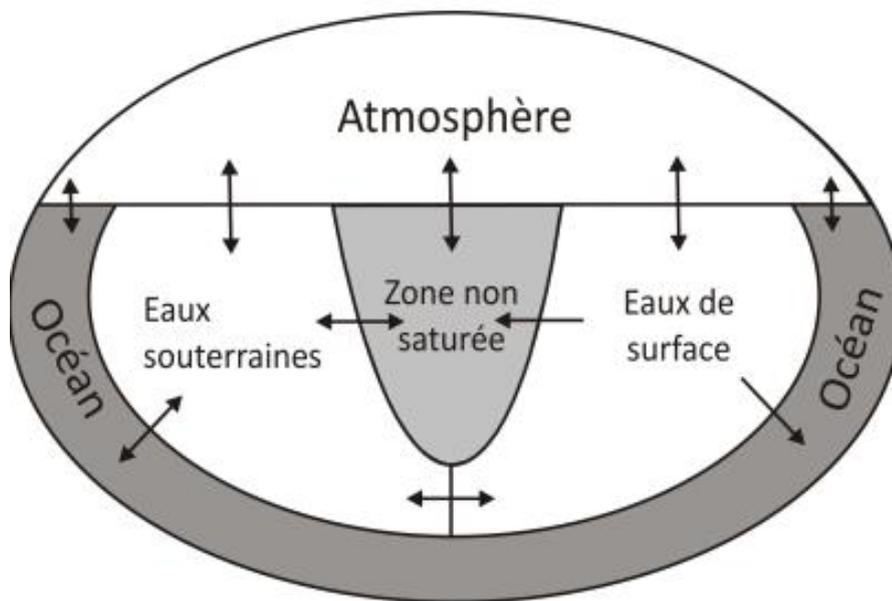


Figure 17. Compartiments principaux du cycle hydrologique. Les flèches indiquent le sens des échanges entre les différents réservoirs (Wood, 2004).

La distribution dans le temps et dans l'espace des échanges entre masses d'eau de surface et masses d'eau souterraine est variable. Schématiquement, ces échanges sont bidirectionnels, le cours d'eau pouvant bénéficier d'apports en eau souterraine (cours d'eau drainant) ou, au contraire, perdre de l'eau vers la nappe (rivière perdante). Dans la majorité des cas, le cours d'eau est drainant sur une partie de son parcours et perdant sur l'autre. La direction des échanges peut également varier de manière saisonnière en fonction des fluctuations du niveau de la nappe

relativement au niveau de l'eau dans la rivière. Un cours d'eau perdant peut être relié à la nappe par une zone saturée continue ou séparée de celle-ci par une zone non saturée.

On considère quatre cas de relation hydrodynamique entre la nappe et la rivière (Figure 18) :

- La nappe est en relation avec la rivière et l'alimente (Figure 18a) ; le niveau piézométrique est supérieur à l'altitude du plan d'eau ; la rivière constitue pour la nappe une limite imposée à condition de potentiel ;
- La nappe est en relation avec la rivière et est alimentée par la rivière (Figure 18b) ; le niveau piézométrique est inférieur à l'altitude du plan d'eau ; la rivière constitue pour la nappe une limite à condition de flux ;
- La nappe est en relation avec la rivière et l'alimente ou est alimentée par la rivière (Figure 18c) ; le niveau piézométrique est supérieur à l'altitude du plan d'eau sur une berge et inférieur sur l'autre ; la rivière constitue à la fois pour la nappe une limite imposée à condition de potentiel et une limite à condition de flux ;
- Pas d'échange entre la rivière et l'aquifère (domaine non aquifère ou aquifère avec des berges colmatées) (Figure 18d).

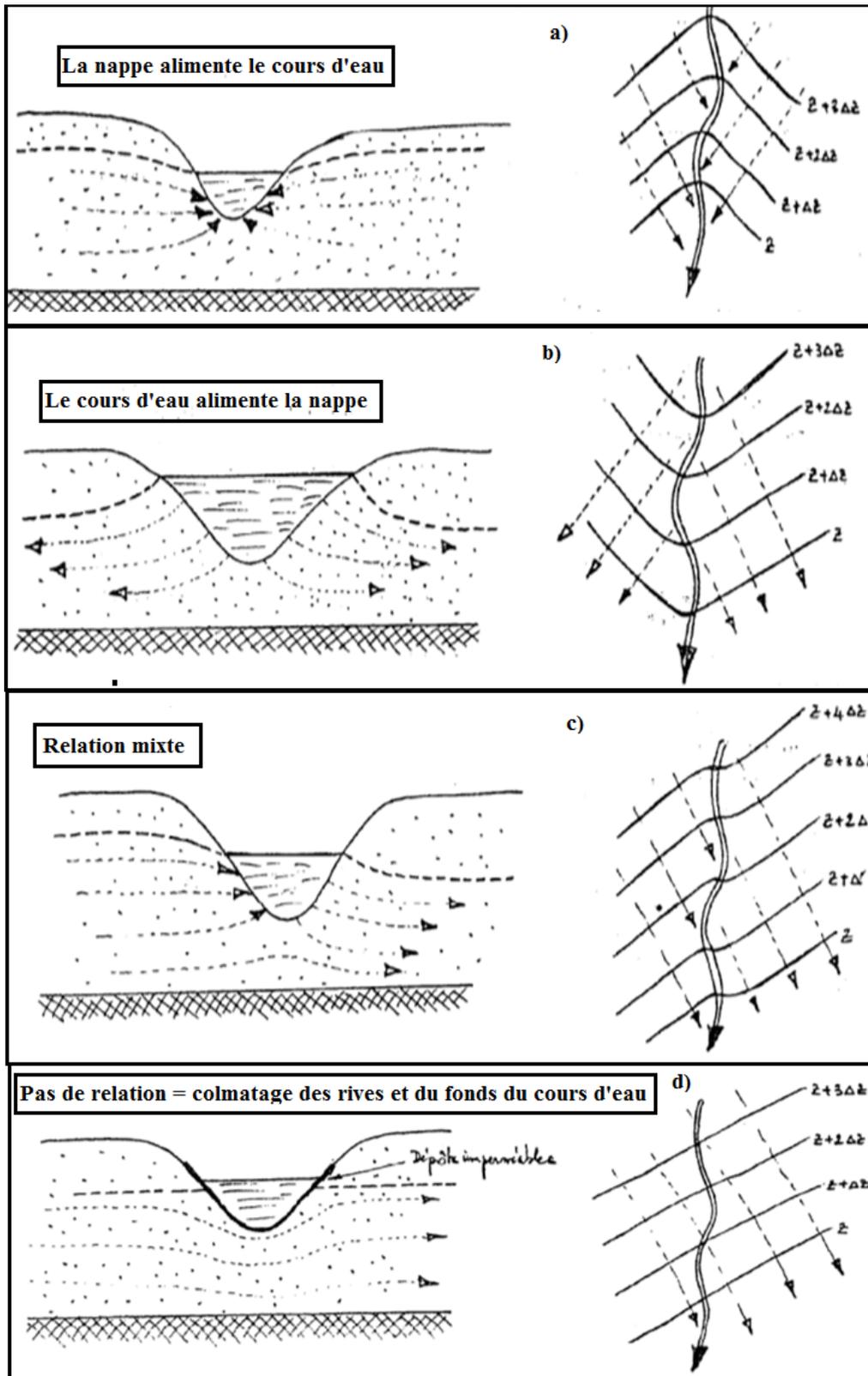


Figure 18. Relations hydrodynamiques entre la nappe et la rivière

Ces quatre types de relation peuvent se rencontrer le long d'un même cours d'eau. Pour une même portion de rivière, ces relations peuvent changer dans le temps en fonction des conditions hydrologiques et hydrogéologiques.

Les flux d'eau entre la nappe et la rivière peuvent être influencés par des aménagements anthropiques, notamment par des pompages en nappe (Figure 19) :

- dans le cas où la nappe est drainée par la rivière, le flux d'eau de la nappe à la rivière peut être réduit (a), voire supprimé (et conduire localement à un assèchement de la rivière) ou inversé et c'est alors la rivière qui alimente en partie le pompage (b) ce qui induit une diminution du débit de la rivière pouvant aller jusqu'à son assèchement ;
- dans le cas où la rivière alimente la nappe, le flux d'eau de la rivière à la nappe peut être augmenté alors que le débit qui alimentait la nappe avant le pompage est diminué (c).

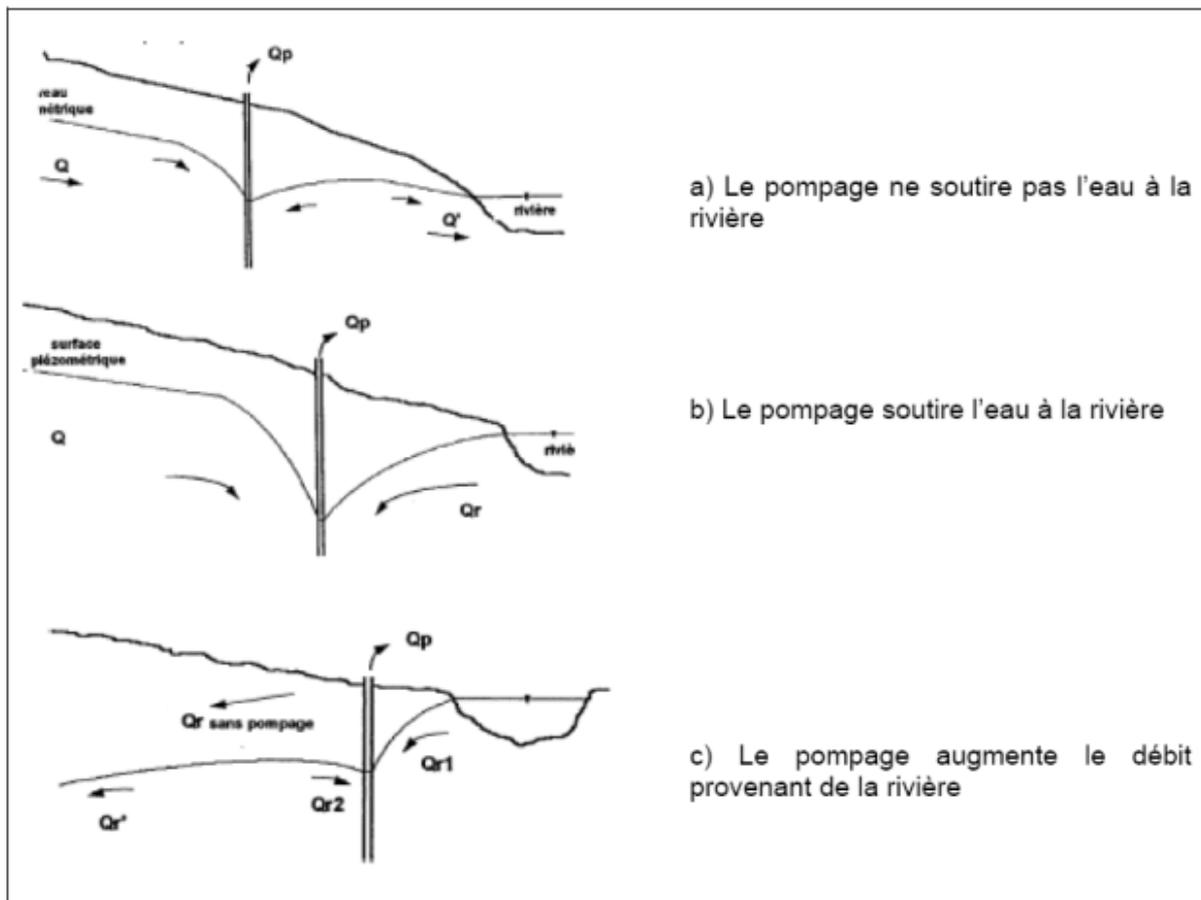


Figure 19. Influence d'un pompage sur le flux d'eau entre la nappe et la rivière

Le flux d'eau souterraine, en assurant un débit de base, permet de maintenir l'équilibre écologique de la rivière en période d'étiage. Au-delà d'un apport en nutriments et en éléments dissous, il peut fournir des conditions stables de température assurant, aux exutoires de la nappe dans la rivière, des refuges thermiques aux poissons. Dans les sédiments du lit ou des berges de la rivière, l'échange entre des eaux de surface et des eaux souterraines permet la mise en place d'un écosystème particulier connu sous le nom de zone hyporhéique (Figure 20). Cette zone de quelques cm à quelques dizaines de cm d'épaisseur constitue la transition entre, d'une part, un environnement de surface caractérisé par la présence de lumière, une teneur élevée en oxygène dissous et une température variable, d'autre part, un environnement profond caractérisé par une luminosité faible voire nulle, une faible teneur en oxygène dissous et une température constante. Elle est définie sur base de critères chimiques telle que l'alcalinité, les teneurs en nitrates et en oxygène dissous. Elle peut constituer une zone fortement « réactive » contribuant à l'épuration du cours d'eau, via des processus de dénitrification, de biotransformation des métaux etc. Une même zone de mélange, la zone hypolentique, existe à l'interface avec les eaux souterraines sous les lacs et les zones humides. Enfin, les eaux souterraines assurent le maintien en période de sécheresse d'une humidité suffisante pour les zones humides et la végétation de la plaine alluviale (zone riparienne). La zone riparienne joue par exemple un rôle de piégeage des nitrates de la nappe avant relargage des eaux souterraines dans la rivière (Hayashi *et al.*, 2002).

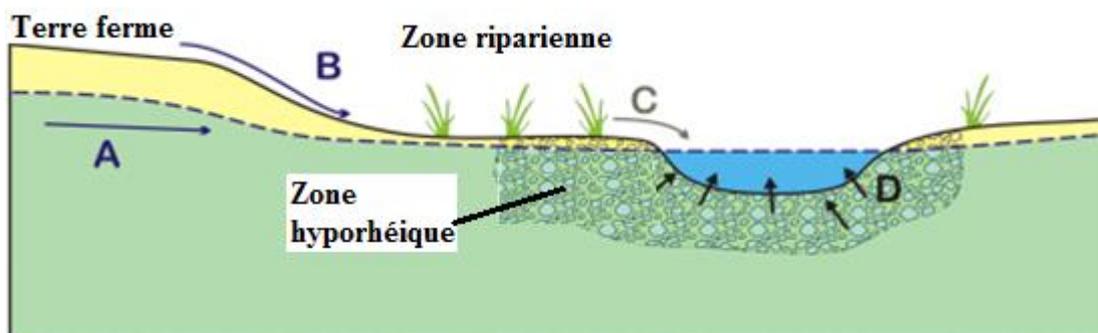


Figure 20. Coupe schématique au travers d'une rivière indiquant les différents écosystèmes rencontrés (versant, zones riparienne et hyporhéique) ainsi que les différents flux d'eau et de nutriments (A : flux d'eau souterraine, B : ruissellement, C : apport de matière organique, D : zone d'échange hyporhéique) (Hayashi *et al.*, 2002)

Du point de vue qualitatif, des contaminants peuvent être transportés des eaux de surface vers les eaux souterraines en cas de recharge de la nappe ou, dans le sens contraire, de la nappe vers les eaux de surface lors du drainage de l'aquifère. L'impact d'une contamination de l'eau souterraine sur un cours d'eau sera d'autant plus décisif que cette contamination se produit à

l'étiage, période au cours de laquelle l'eau de la rivière bénéficie essentiellement d'un apport d'eau souterraine (Figure 21).

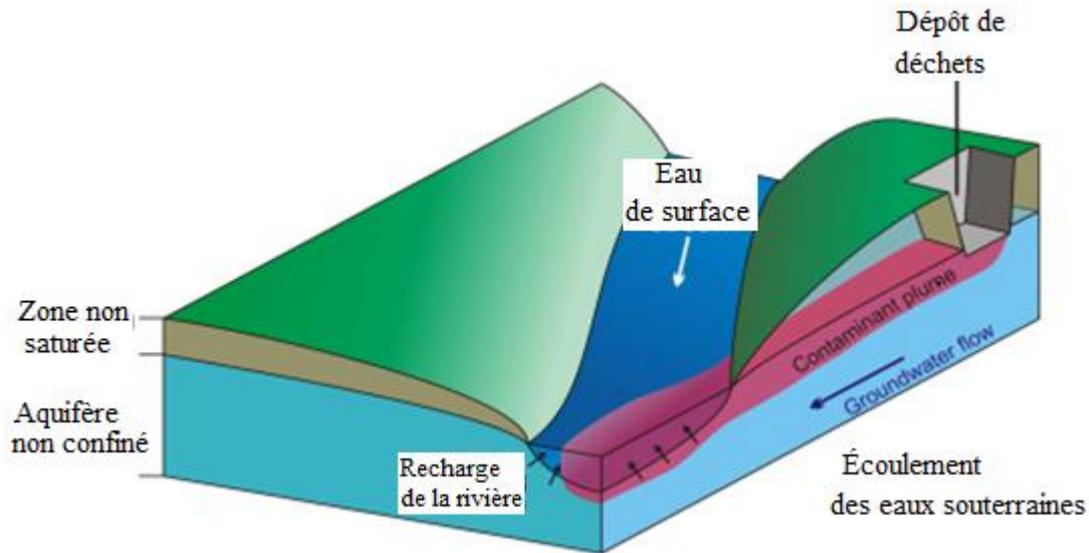


Figure 21. Représentation simplifiée d'un panache de pollution dans l'eau souterraine en amont d'un cours d'eau drainant (Alley *et al.*, 1999).

À contrario, à la suite de la mise en place d'un pompage, une diminution de l'apport en eau souterraine vers une rivière contaminée par des rejets de surface peut avoir des conséquences importantes sur la qualité du cours d'eau en diminuant d'autant le facteur de dilution des concentrations en polluants.

2.5. Échanges nappe-rivière en milieu fracturé

Les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface constituent une composante du cycle hydrologique et sont largement contrôlées par les effets de la physiographie (topographie et géologie) et du climat (Winter *et al.*, 1998). Des recherches considérables sur ce sujet ont été entreprises dans les systèmes aquifères sédimentaires (Beyerle *et al.*, 1999 ; Schilling *et al.*, 2006 ; Krause & Bronstert 2007) mais très peu d'études sont rapportées pour les systèmes de roches fracturées (Sklash & Farvolden 1979 ; Haria & Shand, 2006 ; Manning & Caine 2007 ; Kahn *et al.*, 2008). Ces derniers sont sensiblement plus complexes en raison de l'hétérogénéité géologique de l'aquifère de roches fracturées. En outre, les aquifères rocheux fracturés plus profonds sont généralement recouverts de sols superficiels altérés et d'altérites. Intuitivement, on s'attend à ce que ces différentes couches géologiques et le niveau élevé d'hétérogénéité dans ce système soient critiques pour contrôler les réponses des eaux

souterraines et des eaux de surface et donc la nature de l'interaction nappe-rivière. Cependant, la partition du système aquifère entre le sol (matériau altéré), les altérites (matériau altéré qui conserve la structure de la roche mère) et la roche fracturée (substratum rocheux non altéré) est souvent simplifiée (Banks *et al.*, 2009). Ces couches géologiques ne sont généralement pas considérées comme des caractéristiques géologiques explicites et des contrôles hydrogéologiques de l'interaction eau souterraine-eau de surface. Il est bien connu que les taux d'écoulement et de connectivité des eaux souterraines dans les aquifères de roches fracturées sont difficiles à déterminer. Cependant, les méthodes couramment utilisées pour les milieux poreux ont déjà été appliquées (Cook *et al.*, 1996 ; Love *et al.*, 2002). Des approches multi-traceurs ont été utilisées dans les systèmes de roches fracturées (Genereux *et al.*, 1993 ; Shand *et al.*, 2007 ; Ouattara, 2020) et se sont avérées estimables pour déterminer les sources de solutés, les voies d'écoulement préférentielles et les temps de séjour dans ces types de systèmes (Banks *et al.*, 2009). McDonnell (1990) a émis l'hypothèse que le ruissellement observé dans un petit bassin versant de tête en Nouvelle-Zélande était dû à l'écoulement rapide vers le bas de l'eau pré-événementielle à travers des tuyaux connectés en continu s'étendant des pentes des collines au cours d'eau. L'importance des voies de transport rapide via les fractures et les macropores dans les altérites et les roches fracturées a également été démontrée dans une étude de Van der Hoven *et al.* (2005). Leur étude a évalué la variabilité temporelle des données de traçage dans les sols, les altérites et les roches fracturées du Tennessee, aux États-Unis. En utilisant une approche hydraulique, hydrochimique et basée sur des traceurs, Banks *et al.* (2009) explorent l'importance du système aquifère plus profond du substratum rocheux fracturé dans le bassin versant de Scott Creek afin de déterminer s'il exerce une plus grande influence sur la dynamique des échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface.

2.6. Méthodes de mesure des interactions nappe-rivière

De par la forte variabilité spatio-temporelle des processus entrant en jeu, les moyens d'étude de l'interface nappe-rivière vont varier selon les objectifs à atteindre (Kalbus *et al.*, 2006). On peut classer les méthodes d'étude de l'interface nappe-rivière en deux grandes parties en fonction de l'échelle d'étude : d'un côté, les méthodes étudiant les processus à l'échelle locale de la ZH (flux total) et d'un autre côté, l'étude à plus large échelle, s'intéressant au flux net. Dans le premier cas, les méthodes sont généralement liées à l'étude des transferts biogéochimiques à des fins écologiques (Cardenas & Wilson, 2007 ; Anibas *et al.*, 2011) alors que dans le deuxième cas, les méthodes ont plus souvent un objectif quantitatif lié à la gestion de la

ressource en eau (Kikuchi *et al.*, 2012). On peut également différencier les méthodes qui cherchent à identifier le sens des échanges, et celles qui cherchent à identifier leurs intensités. Un tour d'horizon des méthodes les plus couramment utilisées est établi ici. L'exhaustivité n'étant pas l'objectif de cette section, le lecteur peut se rapporter à des revues plus détaillées (Kalbus *et al.*, 2006 ; Mouhri *et al.*, 2012).

2.6.1. Mesure directe du flux d'eau

Les mesures directes du flux d'eau sont généralement basées sur l'utilisation d'un capteur d'exfiltration (seepage meters) dont les premiers ont été proposés par Lee (1977). Cet instrument est un cylindre, de quelques dizaines de centimètres de diamètre, dont une des extrémités est surplombée d'une poche, et l'autre extrémité du cylindre est enfoncée dans les sédiments du lit de la rivière. Le flux d'eau de la nappe vers la rivière est collecté dans la poche. Le débit échangé est ensuite déduit à partir du temps de mesure et de la section du cylindre. Dans le cas d'échange de la rivière vers la nappe un volume d'eau connu peut être introduit dans la poche et le volume perdu peut par la suite être déduit. Bien que simple d'utilisation, et encore très utilisée (Rosenberry & Pitlick, 2009 ; McCallum *et al.*, 2012), les performances de cette méthode sont très discutées du fait de la modification de la charge hydraulique dans le sac plastique due au débit s'écoulant du cylindre (Murdoch & Kelly, 2003). Il est également difficile de faire la part des choses entre flux net et flux total avec les débits provenant des échanges nappe-rivière, les échanges hyporhéiques et les recirculations d'eau (Kalbus *et al.*, 2006). Il y a également un problème de représentativité spatiale due aux fortes hétérogénéités du lit de la rivière.

2.6.2. Méthode des traceurs thermiques

Le contraste de température entre les eaux de surface et les eaux souterraines peut être utilisé pour caractériser et quantifier les échanges nappe-rivière. De manière générale, la température de l'eau souterraine est relativement stable au cours de l'année. La température de l'eau de surface, au contraire, varie à l'échelle journalière et saisonnière. Le transfert d'énergie thermique dans les sédiments répond aux mécanismes d'advection-dispersion (Mouhri *et al.*, 2013). En l'absence d'effet de densité, il est décrit par la même équation d'advection-dispersion que pour le transport de soluté en milieu poreux. Les méthodes thermiques sont robustes et relativement bon marché. Elles permettent de connaître rapidement et facilement les zones de recharge ou de perte dans le lit de la rivière avec une forte résolution spatiale. Cette méthode

est très utilisée dans l'étude des flux d'eau à travers la ZH pour caractériser les variations spatiales et temporelles de flux d'eau échangé (Fleckenstein *et al.*, 2010 ; Anibas *et al.*, 2011 ; Mouhri *et al.*, 2013). Cependant, l'atténuation rapide du signal thermique en fonction de la distance avec la rivière (Mouhri *et al.*, 2013) rend difficile l'utilisation de cette méthode pour la quantification du flux net de la rivière vers la nappe.

2.6.3. Méthode basée sur la loi de Darcy

Cette méthode régit les écoulements au sein des milieux poreux (voir équation 3) La mesure du niveau d'eau en un point de la nappe (piézomètre) proche de la rivière, permet de déduire la direction et le flux entre le point mesuré et la rivière. Cependant cette méthode pose plusieurs problèmes : i) elle fait l'hypothèse de ligne de courant strictement verticales (hypothèse de Dupuit-Forchheimer) et ne prend donc pas en compte les flux convergents / divergents autour de la rivière, ii) la difficulté d'obtenir la conductivité hydraulique équivalente entre le puits d'observation et la rivière (Noorduijn *et al.*, 2014). La représentativité de cette méthode varie en fonction de la distance entre le puits et la rivière. Noorduijn *et al.* (2014) montrent en effet que la représentativité du débit d'échange estimé, sur la longueur de rivière, est approximativement égale à la distance entre la rivière et le piézomètre. Pour la composante verticale du flux souterrain, qui est particulièrement importante dans l'étude des interactions nappe-rivière, un système dit en "flûte de pan", constitué de plusieurs piézomètres installés côte à côte mais à des profondeurs différentes, doit être envisagé (Kalbus *et al.*, 2006).

En pratique, l'équipement conjoint de piézomètres et de points en rivière, avec des sondes de pression, permet d'obtenir des mesures de charge hydraulique ponctuelle dans la nappe et dans la rivière. Facile et rapide à mettre en place, cette méthode permet le suivi temporel des fluctuations de niveau en nappe et en rivière.

D'autres méthodes "classiques" sont utilisées en hydrogéologie pour estimer la conductivité hydraulique d'un milieu à l'aide des essais de pompage et de l'analyse granulométrique. Ces méthodes permettent également les mesures de conductivité hydraulique du lit de la rivière à l'aide d'un perméamètre construit et enfoncé verticalement ou horizontalement dans les sédiments du lit de la rivière pour en déduire la conductivité hydraulique verticale ou horizontale (Cheng *et al.*, 2011).

L'utilisation de ces méthodes réparties en plusieurs points de l'espace permet d'avoir une idée du sens, de la dynamique et de l'intensité des échanges nappe-rivière. La difficulté réside par la suite dans la spatialisation des mesures effectuées.

2.6.4. Jaugeage différentiel

Le principe de cette méthode est de mesurer le débit sur différentes sections du cours d'eau étudié et d'estimer ainsi les volumes d'eau perdus ou gagnés entre deux sections de mesure par la différence de débits mesurés. Cette méthode est parfois couplée avec une injection de traceurs entre deux sections jaugées (Harvey & Wagner, 2000). Pour cette méthode, les volumes échangés entre la nappe et la rivière doivent être significativement supérieurs à l'erreur de mesure sur le débit de la rivière, ce qui contraint cette méthode à une résolution spatiale élevée, de l'ordre du kilomètre (Kikuchi *et al.*, 2012).

2.6.5. Méthodes géochimiques

Diverses méthodes chimiques sont également utilisées pour l'étude des échanges nappe-rivière, tels que les traceurs environnementaux et artificiels. Avec l'étude des traceurs environnementaux (éléments majeurs, isotopes), les contrastes de concentration d'un élément donné entre les eaux de surface et les eaux souterraines sont utilisés comme traceurs des échanges nappe-rivière. Les traceurs environnementaux sont utilisés depuis plusieurs décennies dans l'étude des échanges nappe-rivière (Cook, 2013). L'avantage des traceurs environnementaux est qu'ils peuvent potentiellement apporter des informations sur la distribution spatiale des échanges nappe-rivière à large échelle spatiale (Kimball *et al.*, 2001). Les essais de traçage sont également utilisés dans l'étude de l'interface nappe-rivière. L'injection d'un traceur artificiel en un point de la nappe ou de la rivière est réalisée, par la suite un suivi dans le temps de sa réception est mis en place sur plusieurs points de l'espace en nappe et en rivière. Les traceurs artificiels fournissent des informations sur les vitesses d'écoulement dans la nappe, les cinétiques de dispersion dans l'aquifère, et sur le degré de connexion hydraulique avec le cours d'eau (Mouhri *et al.*, 2012).

2.6.6. Méthodes géophysiques

Les méthodes géophysiques classiquement utilisées pour l'étude des échanges nappe-rivière ont pour objectif de caractériser la structure géologique et les possibles connectivités entre la rivière et le substratum. Les méthodes géophysiques de cartographie de la résistivité électrique permettent de mettre à jour les intrusions d'eau (peu minéralisée) dans l'aquifère, mais difficilement le contraire. Ces mêmes méthodes peuvent être utilisées pour la cartographie géologique de l'interface, et en particulier l'identification de milieux argileux, peu conducteurs

d'un point de vue hydraulique (Binley *et al.*, 2015). Cardenas & Markowski (2010) ont utilisé la méthode géoélectrique de résistivité électrique pour cartographier les zones d'échanges hyporhéiques le long d'un cours d'eau.

2.7. Modélisation numérique des échanges nappe-rivière

Comme décrit dans les sections précédentes, l'étude des interfaces nappe-rivière nécessite de conjuguer des mesures de terrain à l'emploi de modèles numériques. Un modèle est une représentation simplifiée de la complexité du milieu naturel (Anderson *et al.*, 2015). Pour cela, le modèle calcule l'évolution de variables inconnues, les sorties en fonction de variables d'entrées connues et les différents paramètres du système. Seuls les modèles mécanistiques seront traités dans ce travail, très majoritairement utilisés dans la modélisation des échanges nappe-rivière (Flipo *et al.*, 2014). La modélisation passe alors par la résolution des équations gouvernant les processus (écoulement, transport, etc.) à l'échelle du domaine, limitées par des conditions aux limites spécifiant la charge ou le flux. Pour les modèles transitoires, un état initial indiquant les charges, concentrations à l'échelle du domaine étudié est spécifié.

Les modèles demandent une forte simplification du milieu étudié. Selon les processus à modéliser, certaines entités des modèles sont souvent simplifiées et représentées par des conditions aux limites. Souvent, cela est bénéfique pour simplifier le problème tout en conservant un niveau acceptable de compréhension et pour des raisons pratiques de capacité numérique à résoudre le problème (Furman, 2008). Dans les modèles hydrogéologiques, les cours d'eau sont ainsi représentés à travers des conditions aux limites (Cousquer *et al.*, 2017). De ce fait, certains processus de surface (hydraulique du cours d'eau) ou de subsurface (échanges hyporhéiques) peuvent être modélisés de manière implicite en prenant en compte la résultante de leur effet à plus grande échelle.

Les cours d'eau peuvent être intégrés au modèle hydrogéologique par deux types de conditions limites : i) par continuité de pression et de flux à l'interface, avec une condition de type Dirichlet (Condition de type-II à charge fixe), ii) par un modèle à conductance avec une condition de Cauchy (condition mixte de type-III).

2.8. Types de modèles conceptuels des échanges nappe-rivière en milieu de socle fracturé

L'étude des échanges nappe-rivière dans des conditions d'écoulement dans des systèmes

rocheux fracturés implique généralement l'application d'au moins trois types de modèles conceptuels (Banks *et al.*, 2009). Dans le premier type, l'interaction nappe-rivière et la réponse de l'écoulement fluvial sont interprétées à l'aide d'un seul système géologique dans une approche de type seau, qui ne tient pas compte explicitement du sol, des altérites ou du substratum rocheux fracturé (Figure 22a). Les modèles conceptuels de type 1 supposent implicitement ou explicitement que le système est homogène, comme c'est généralement le cas dans les méthodes traditionnelles de séparation des hydrogrammes. Dans le deuxième type, le système des altérites domine l'hydrologie du versant (c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'écoulement d'eau souterraine dans l'aquifère plus profond du substratum fracturé et que l'interface altérites-substratum fracturé est considérée comme une limite imperméable). L'interaction nappe-rivière et la réponse de l'écoulement du cours d'eau gagnant sont complètement interprétées en supposant que l'écoulement souterrain se produit uniquement dans la couche des altérites (Figure 22b). Dans le troisième type, une couche d'altérites et un système aquifère rocheux fracturé sont explicitement considérés comme des caractéristiques géologiques et des contrôles hydrogéologiques des échanges nappe-rivière (Figure 22c). Le premier modèle conceptuel (Figure 22a) peut être considéré comme le modèle le plus simple, tandis que le troisième (Figure 22c) peut être considéré comme le plus complexe. Un problème crucial est que l'on sait rarement, à priori, quel est le modèle conceptuel le plus approprié à choisir pour un site de terrain donné et quelles sont les conséquences du choix du modèle conceptuel (simple ou complexe) sur l'interprétation des données d'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface et les analyses associées. De nombreuses études sur la connectivité entre les eaux souterraines et les eaux surface ont appliqué le premier modèle conceptuel, en particulier dans l'application des méthodes de séparation des hydrogrammes (Pinder & Jones 1969 ; Chapman 1999), où les voies d'écoulement des eaux souterraines ne sont pas explicitement déterminées et souvent considérées comme une "boîte noire" dans une approche de type "bucket". Les hypothèses utilisées dans le second modèle conceptuel peuvent être observées dans un large éventail d'études hydrologiques de bassins versants (Kirkby 1988), qui supposent très souvent que l'écoulement de subsurface se produit uniquement dans la zone de sol/altérites, plutôt que dans les eaux souterraines plus profondes du substratum rocheux fracturé, et donc que les écoulements superficiels dans la zone des altérites sont beaucoup plus importants dans la répartition de l'écoulement fluvial. Gburek & Urban (1990) et Gburek *et al.* (1999) ont étudié une zone fracturée stratifiée le long de deux sections transversales de pentes de collines et ont noté que la zone du sol transmettait rapidement les précipitations aux eaux souterraines, et que

l'écoulement latéral dans la zone hautement fracturée au-dessus du substratum rocheux moins perméable dominait l'écoulement des eaux souterraines. Les contrôles géologiques sur l'écoulement latéral rapide, qui peut se produire le long de l'interface entre les altérites et le substratum rocheux fracturé, sont en grande partie inconnus et il y a encore étonnamment peu d'informations sur l'importance de l'aquifère du substratum rocheux fracturé dans la génération du débit des cours d'eau (Banks *et al.*, 2009). Cependant, les très rares études qui ont pris en compte le troisième modèle conceptuel (Shand *et al.*, 2005 ; Haria & Shand 2006) ont montré que l'infiltration des nappes phréatiques dans la roche fracturée contribue à des écoulements latéraux relativement rapides dans la zone des altérites, et que les écoulements souterrains plus profonds dans le substratum rocheux fracturé jouent un rôle actif et critique dans la génération des écoulements. Il est difficile de faire la distinction entre les contributions des eaux souterraines du sol peu profond, des altérites et du substratum rocheux fracturé à la génération de l'écoulement fluvial. Une étude réalisée par Sklash & Farvolden (1979) sur plusieurs bassins versants caractérisés par des dépôts superficiels de 1 à 20 m d'épaisseur recouvrant la roche-mère au Québec, au Canada, a montré que les eaux souterraines peuvent jouer un rôle actif et réactif dans la génération du débit. L'étude a souligné que le ruissellement des eaux de surface n'est pas le seul à contribuer aux événements de débit de pointe et que les eaux souterraines peuvent également contrôler la qualité des eaux de surface pendant ces événements. La difficulté d'évaluer ces types de systèmes de roches fracturées sous-jacentes aux altérites, réside en partie dans la complexité associée à l'hétérogénéité géologique inhérente à l'hydrologie des roches fracturées.

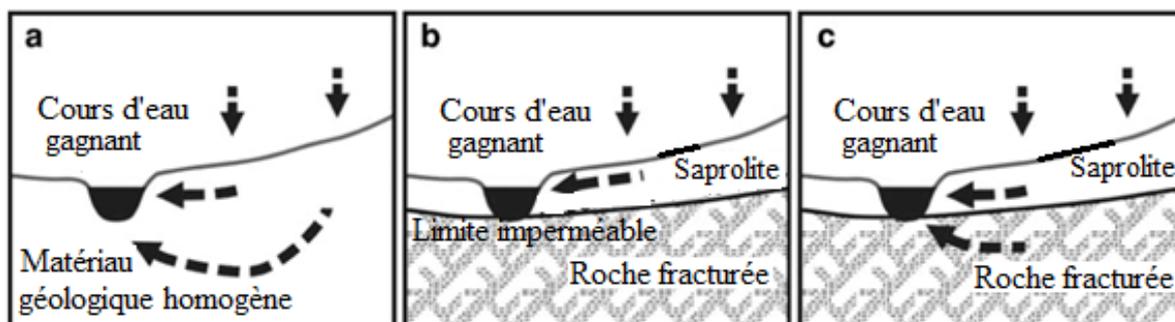


Figure 22. Modèles conceptuels d'interaction entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans les conditions d'un cours d'eau gagnant dans un système aquifère complexe d'altérites et de substratum rocheux fracturé (Banks *et al.*, 2009 modifié)

2.9. Approche pluridisciplinaire dans l'étude des échanges nappe-rivière à l'échelle intermédiaire

La plupart des méthodes d'étude des échanges nappe-rivière présentées dans la section précédente sont représentatives d'un site local, et ne permettent pas, à elles seules, de quantifier les échanges nappe-rivière le long d'un cours d'eau, ce qui demande alors une approche pluridisciplinaire (Winter, 1995 ; Woessner, 2000 ; Sophocleous, 2002 ; Mouhri *et al.*, 2013) et multi-échelle (Scanlon *et al.*, 2002). Se plaçant à l'interface entre deux échelles, l'étude à l'échelle intermédiaire des échanges nappe-rivière doit faire face aux limitations de l'étude locale comme régionale. En effet, les méthodes locales (mesures directes du flux d'eau, thermiques) sont difficilement applicables sur des portions de rivière étendues et ne s'intéressent qu'aux échanges concentrés dans la ZH, tandis que l'étude de l'échelle intermédiaire s'intéresse aussi et surtout à l'identification du flux net. De l'autre côté, les méthodes applicables à très larges échelles sont d'une part, limitée (Mouhri *et al.*, 2012) et d'autre part, souvent trop étendues (jaugeage différentiel, analyse de l'hydrogramme) pour faire face aux besoins rencontrés à l'échelle intermédiaire. Cette revue bibliographique des méthodes de mesure des interactions nappe-rivière met en avant la difficulté de mesurer ces échanges à l'échelle intermédiaire au regard des phénomènes à caractériser. Ainsi, les méthodes adaptées à l'échelle intermédiaire sont restreintes (Kalbus *et al.*, 2006 ; Mouhri *et al.*, 2012) :

- i) la méthode basée sur la loi de Darcy constitue une information, certes spatialement ponctuelle, mais cruciale concernant le sens, l'intensité et la dynamique temporelle des échanges nappe-rivière, ainsi que sur les propriétés hydrodynamiques du sous-sol ;
- ii) les méthodes géophysiques, informant sur la structure du sous-sol, ainsi que sur le sens d'échange nappe-rivière. Elles ne fournissent cependant qu'une information ponctuelle dans le temps et ne sont valables que sous certaines conditions (par exemple rivière en perte pour la cartographie de résistivité électrique) ;
- iii) les méthodes hydro-chimiques sont quant à elles bien adaptées à l'étude de l'échelle intermédiaire, bien qu'elles ne fournissent souvent qu'une information ponctuelle dans le temps et l'espace.

À l'échelle intermédiaire, comme régionale, l'utilisation de méthode de mesure indirecte des échanges nappe-rivière est fondamentale bien que n'apportant une information souvent que ponctuelle dans l'espace et dans le temps. De ce fait, les techniques de modélisation, en complément des méthodes de mesure, vont permettre leur interpolation spatio-temporelle.

Conclusion partielle

Ce chapitre a présenté quelques notions et concepts relatifs à la modélisation hydrogéologique en milieu de socle fissuré, à l'étude des interactions nappe-rivière en milieu alluvial, sédimentaire et en milieu de roche-mère fracturée. Une synthèse sur les méthodes d'évaluation des échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface a été présentée. Cela a permis de faire le choix des méthodes à utiliser au cours de cette étude. Ces différentes méthodes choisies dans cette partie sont bien détaillées dans la méthodologie.

DEUXIÈME PARTIE : MATÉRIEL ET MÉTHODES

CHAPITRE 3 : DONNÉES ET MATÉRIEL

Le présent chapitre rend compte des données et des outils utilisés. Les différentes données recueillies concernent plusieurs périodes. Elles sont constituées de données historiques acquises auprès des structures en charge du bassin versant et de données récentes collectées au cours des campagnes de terrain.

3.1. Données de l'étude

3.1.1. Données hydro-climatiques

Les données climatologiques comprennent la pluie et la température au pas de temps journalier. La qualité de ces données reste relativement bonne. Toutefois, elles présentent quelques lacunes (7% de lacunes). Aussi, pour avoir un nombre suffisant de données pour l'étude du bilan hydrique, les données utilisées partent de l'année 1984 à 2017 pour la station pluviométrique de Daloa. Ainsi, les données climatologiques de l'étude ont, au moins, une chronique de 33 ans. Ces données ont été fournies par la société d'exploitation et de développement aéronautique, aéroportuaire et météorologique (SODEXAM).

Les données hydrométriques sont de la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro qui a été installée en amont de la retenue de la SODECI dans le cadre du projet EPEAEP-Daloa en 2019. Les données vont de 2019 à 2021 et sont au pas de temps journalier.

3.1.2. Données satellitaires

Les images utilisées sont des images radars Sentinelles 1A du système SAR (Synthetic Aperture Radar) et les images ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer). Ces images (radar et ASTER) ont été téléchargées sur le site <https://vertex.daac.asf.alaska.edu>. Les images radar Sentinelle 1A sont composées de deux scènes (184-308 de 11 février 2018, 184-333 de 11 février 2018) couvrant tout le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Ces images ont été utilisées pour extraire les linéaments de la zone d'étude. Les principaux atouts du radar, concernent, sa possibilité de pénétrer la végétation ou le sol, sa grande sensibilité au relief, la rugosité du terrain, la lithologie et le suivi des phénomènes de déformation. Ces images sont reconnues comme ayant un grand potentiel pour les applications géologiques en général et pour la cartographie structurale en particulier (Desjardins *et al.*, 2000). Quant aux images ASTER, elles font référence à des fichiers matriciels et vectoriels pour le modèle numérique de terrain (MNT) de la zone d'étude. Dans le

cadre de l'étude, un MNT de résolution 30 m x 30 m issu de la campagne SRTM (Shuttle Radar Topography and Mapping) du 11 février 2015 a été utilisé.

3.1.3. Données cartographiques

Au cours de ces travaux, deux cartes géologiques et une carte photogéologique ont été utilisées. Il s'agit des cartes géologiques établies à l'échelle 1/200 000 pour les localités de Daloa et de Séguéla et de la carte photogéologique de la zone d'étude établie au 1/500 000. Ces cartes (photogéologique et géologiques) sont fournies par la Société de Développement Minier (SODEMI).

3.1.4. Données des essais de pompage et des fiches techniques de forages

Les données utilisées concernent principalement les fiches techniques des forages réalisés sur le bassin versant de la Lobo. Au total 124 fiches techniques ont été retenues pour cette étude. Ces fiches techniques de forages rassemblent les paramètres suivants : la position des forages, l'altitude des forages, le débit d'exploitation des forages, l'épaisseur d'altération, la profondeur totale forée et la nature des formations géologiques sous-jacentes. Des essais de courte durée (1 à 4h) avec des remontées de 1 heure à 2 heures ont été utilisés. L'ensemble de ces données proviennent de la Direction Régionale de l'Hydraulique de Daloa.

3.1.5. Données hydrochimiques

Les données hydrochimiques utilisées dans le cadre de cette étude sont de sources multiples. Elles proviennent des résultats d'analyses physico-chimiques d'échantillons d'eau effectués après une série de deux (2) campagnes de prélèvement. Ces campagnes ont été organisées respectivement en septembre 2018 (saison pluvieuse) et février 2019 (saison sèche), à partir de 44 échantillons d'eau souterraine et de surface (26 forages, 14 puits et 4 points d'eau de surface) par campagne répartis sur la zone d'étude.

3.2. Matériel de collecte de données

3.2.1. Matériel d'échantillonnage d'eaux

Le matériel nécessaire pour l'échantillonnage des eaux se compose de divers accessoires. Il s'agit d'un sceau de 5 L utilisé pour le prélèvement des échantillons d'eau de puits et de surface. L'eau distillée a servi au rinçage des sondes du multi paramètre portatif. Des flacons en

polyéthylène de capacité (1L) ont servi à recueillir les échantillons d'eau. Pour une meilleure conservation des échantillons destinés au dosage des cations, on a procédé sur place à l'ajout d'environ 2 à 3 gouttes de solution d'acide sulfurique. Les échantillons ont été conservés à l'abri de la lumière et de la poussière dans une glacière, puis stockés au réfrigérateur à une température de 4°C dès le retour du terrain.

3.2.2. Matériel de mesure sur le terrain

Le matériel de mesure *in situ* est composé de plusieurs éléments. Il s'agit d'un GPS portatif qui a permis de relever les coordonnées des différents points d'échantillonnage (Figure 23a). Un GPS différentiel a servi également au relevé des coordonnées de certains points d'échantillonnage sélectionnés pour la validation des points d'échantillonnage. Un appareil photo numérique a été utilisé pour faire des photographies (Figure 23b). Le dispositif de Cheng a servi au calcul de la conductivité hydraulique verticale de la rivière (Figure 23c). Afin de prendre les niveaux d'eau dans les forages du bassin, une sonde piézométrique a été utilisée (Figure 23d). La perméabilité *in situ* des berges de la rivière a été déterminée à l'aide d'un infiltromètre double anneau (Figure 23e). Un multi paramètre portable est utilisé pour mesurer les paramètres *in situ* tels que le pH, la température, la conductivité électrique et l'oxygène dissous (Figure 23f). Pour se déplacer sur la surface du cours d'eau, nous avons fait usage d'un hors-bord. Un ADCP de type OTT Qliner 2 a permis de mesurer le débit des cours d'eau (Figure 23g). Pour mesurer la profondeur moyenne de la rivière, la cote du lit de la rivière et l'épaisseur des sédiments de la rivière, un éco-sondeur a été utilisé (Figure 23h).



Figure 23. Matériel de mesure de terrain : a- GPS de localisation ; b- Appareil photo ; c- Perméamètre de Cheng ; d- Sonde piézométrique ; e- Infiltromètre double anneau ; f- Multiparamètre ; g- ADCP de type OTT Qliner 2 ; h- Eco-sondeur

3.2.3. Matériel de traitement des données

L'essentiel de ce travail a été exécuté à partir de plusieurs outils informatiques. Le logiciel SNAP 7.0 a permis d'effectuer tous les travaux de prétraitements et de traitements de l'image radar Sentinelle 1A ayant abouti à l'établissement des linéaments détaillés. Le logiciel AQTESOLV a servi à la détermination de la transmissivité des couches fissurées. Le logiciel ArGIS 10.4.1 de ESRI (Environmental Systems Research Institute) a été utilisé pour le traitement des données satellitaires et cartographiques. De façon spécifique, il a permis de :

- délimiter les différents sous bassins et de générer le réseau hydrographique et toutes les analyses y afférant à l'aide d'un MNT ;
- extraire et dénombrer les linéaments issus de l'image radar Sentinelle 1A traité sur SNAP 7.0 ;

- faire le traitement des données piézométriques pour l'établissement des cartes piézométriques ;
- exécuter tous les processus de traitements des données de fractures majeures ayant abouti à l'élaboration de la carte de densité de fracturation ;
- extraire et convertir les fichiers nécessaires à la modélisation hydrogéologique.

Pour le prétraitement de la carte de fracturation en vue de calculer les paramètres (les longueurs de fractures et le nombre de fractures) nécessaires à la réalisation des analyses statistiques et pour la réalisation des rosaces directionnelles le logiciel Linwin 2.2 a été utilisé. Le logiciel R 3.6.1 et R Studio 1.2.5001 compilés ont servi à réaliser les diagrammes de piper, ainsi que les tests statistiques. Le Tableur Excel 2016 a permis d'afficher et de manipuler les données organisées en lignes et en colonnes. La détermination de la transmissivité des couches fissurées a été faite à l'aide du logiciel AQTESOLV. Le logiciel Model Muse 4.2 a servi à réaliser la modélisation hydrogéologique.

Tous ces logiciels apportent chacun une contribution non négligeable dans l'étude des interactions nappe-rivière. Toute la base de données nécessaire à l'étude est stockée, analysée, manipulée et gérée commodément sous le logiciel ArcGIS 10.4.1 pour la production d'informations utiles à la décision.

Conclusion partielle

Les données de l'étude sont essentiellement constituées de données satellitaires et cartographiques qui ont servi à extraire respectivement les linéaments détaillés de la zone d'étude et le réseau hydrographique. Les données hydro-climatiques ont servi à élaborer le diagramme ombrothermique et déterminer la recharge des eaux souterraines du bassin. Les données des essais de pompage et des fiches techniques de forage ont servi respectivement à déterminer la transmissivité de la couche fissurée de la zone et à déterminer l'épaisseur de la couche d'altérites et de la couche fissurée. Par ailleurs, des données de débits et des données saisonnières d'analyse physico-chimiques des eaux de surface, de la nappe d'altérites et de socle ont été utilisées. Elles ont servi à l'étude de la caractérisation de l'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Toutes ces données ont été traitées par un ensemble de matériel informatique approprié.

CHAPITRE 4 : APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE

La méthodologie adoptée dans ce travail s'articule autour de quatre axes. Il s'agit de ; i) la cartographie des zones potentielles d'échanges entre le réseau hydrographique et l'aquifère de socle fissuré par approche SIG ; ii) la caractérisation des échanges nappe-rivière par approche piézométrique ; iii) la caractérisation de la dynamique des échanges nappe-rivière à partir des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines et de surface ; iv) l'élaboration d'un modèle couplé : eau souterraine - eau de surface.

4.1. Cartographie des zones potentielles d'échanges entre le réseau hydrographique et l'aquifère de socle fissuré par approche SIG

4.1.1. Détermination de la distribution des intensités de fractures

La cartographie des linéaments a nécessité la prise en compte d'images satellitaires et de données topographiques. Pour rendre les données radars exploitables plusieurs traitements ont été réalisés.

4.1.1.1. Cartographie des discontinuités hydrostructurales

4.1.1.1.1. Calibration de l'image radar Sentinelle 1A

Les pixels de l'image radar sont définis par un compte numérique (CN) qui dépend des paramètres d'acquisition. Pour faciliter la comparaison des images et les analyses multi-temporelles, il est indispensable de normaliser l'intensité du signal rétrodiffusé. Cette normalisation est réalisée par une calibration radiométrique des images qui consiste à calculer, à partir du signal rétrodiffusé, une grandeur sans dimension appelée le coefficient de rétrodiffusion (Holah, 2005). Ce coefficient est une valeur liée au rapport entre l'énergie renvoyée et l'énergie incidente. Il représente sa signature spectrale radar (Ulaby *et al.*, 1982 ; Curlander & McDonough, 1991). De manière générale, au cours de la calibration, la scène radar acquise a subi un repositionnement dans sa géométrie d'acquisition comme décrite à la figure 24. L'image résultante issue du processus de calibration de la scène brute acquise en mode descendant se trouve latéralement inversée (gauche-droite) par rapport à l'image d'origine (CN) en position normale. Dans ces conditions, le premier pixel de l'image d'acquisition correspond au dernier de la scène dans la direction de visée. En mode ascendant, l'image d'acquisition subit une inversion normale (haut-bas), par contre les numéros des pixels dans la direction de visée du capteur restent inchangés.

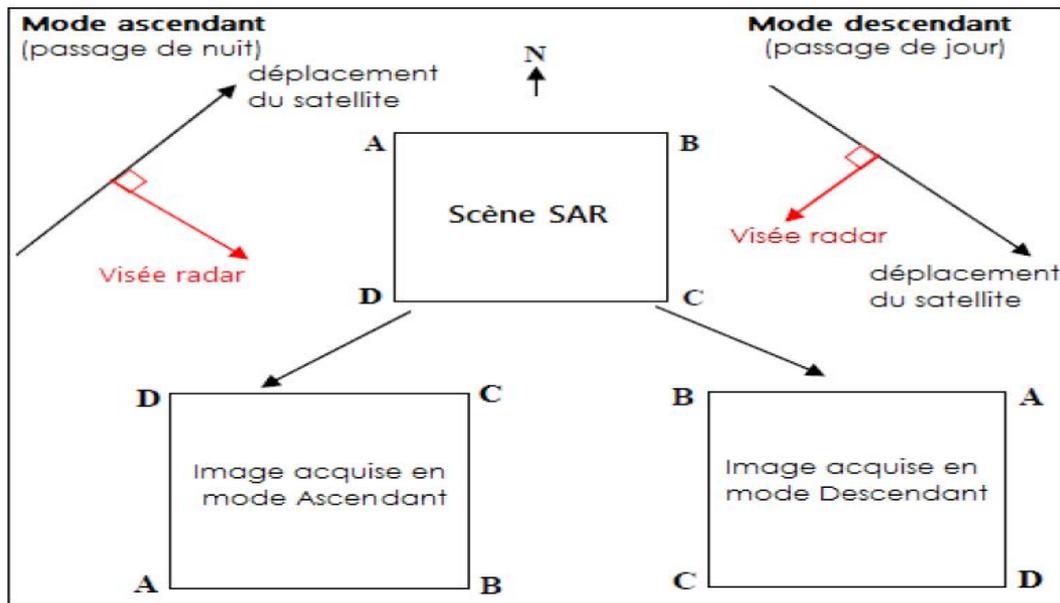


Figure 24. Effet du mode ascendant et descendant dans la géométrie d’acquisition des images (Assoma, 2013)

4.1.1.1.2. Géoréférencement de l’image radar Sentinelle 1A

L’utilisation des images radars, conjointement avec d’autres sources d’informations (images optiques, données de GPS) nécessite qu’elles soient correctement géoréférencées. Le géoréférencement est une opération qui consiste à projeter les images dans le plan pour les rendre conforme à un système de projection. Ainsi, toutes les images utilisées ont été géoréférencées dans le système géodésique WGS 84 et dans la projection UTM en zone 29 selon la zone d’étude. Le géoréférencement des images radars Sentinelles se fait en deux étapes (Figure 25). Dans un premier temps, un géoréférencement « grossier » est réalisé grâce au logiciel SNAP 7.0 sans sélectionner de points d’appui. Il est réalisé à partir des paramètres d’acquisition des images radars Sentinelles 1A, fournis dans un fichier accompagnant chaque image. Ce fichier contient des informations sur les paramètres géodésiques de l’image. Pendant cette étape, les distorsions géométriques liées au relief ont été corrigées (rectification) en utilisant un MNT.

L’image obtenue après la première étape subit un deuxième géoréférencement en utilisant une image de référence. Dans cette étape, quatre points caractéristiques (points d’amer) reconnaissables sur les deux images sont choisis. Nous avons utilisé la méthode polynomiale de second degré et effectué un rééchantillonnage par plus proche voisin. Cette seconde étape est la plus fine.

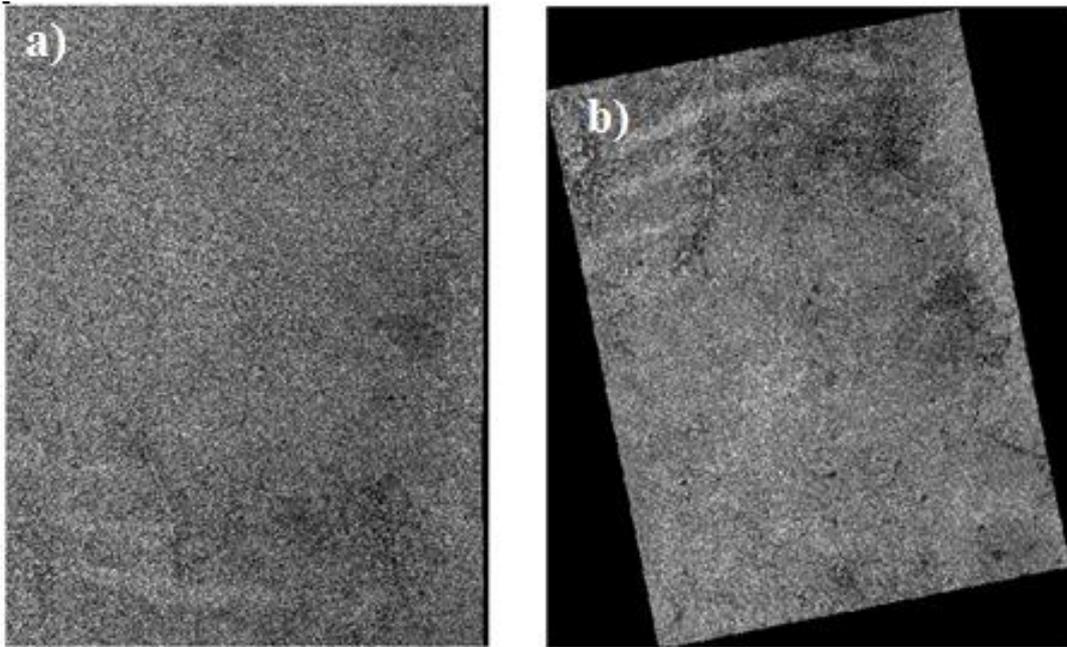


Figure 25. Géoréférencement de l'image Sentinelle 1A ; a) image non géoréférencée ; b) image géoréférencée

4.1.1.1.3. Filtrages des chatoiements de l'image radar Sentinelle 1A

De nombreuses méthodes de réduction ou d'élimination de chatoiement ont été étudiées. Il s'agit des filtres heuristiques, des filtres homomorphiques, des filtres adaptatifs et des filtres multi résolution. Ces deux derniers sont les plus utilisés et les mieux adaptés aux images radars Sentinelles 1A. Dans cette étude, le choix s'est porté sur les filtres adaptatifs parce qu'ils permettent de supprimer tout contraste dans les zones de faible écart-type tout en le conservant dans les zones de contour. C'est pourquoi, les méthodes de filtrage adaptatifs de Lee (Lee, 1981 ; Lee *et al.*, 1994) ont été utilisées. L'interprétation de ces images radars est basée sur un nombre de descripteurs : la teinte, la texture, l'organisation spatiale (forme, taille, structure) des objets géographiques dans l'image radar (Dallemand *et al.*, 1993).

4.1.1.1.4. Extraction des linéaments

Les linéaments d'intérêts sont des objets géologiques linéaires. Dans cette étude, les linéaments désignent toute discontinuité structurale détectée dans les images de télédétection radar et qui pourrait correspondre à la trace au sol d'un accident géologique visible en surface ou non. Ces discontinuités images (linéaments) sont observées selon le ton et la texture. Elles représentent des éléments structuraux observables sur le terrain tels que les failles, les fractures, les décrochements. Une extraction manuelle des linéaments (Biémi, 1992 ; Kouamé, 1999 ; Youan

Ta, 2002 ; Assoma *et al.*, 2011) a été utilisée. Les discontinuités images correspondant à des linéaments structuraux ont été relevées manuellement, suivant une analyse visuelle à l'écran après application de filtres spatiaux choisis.

Les morphostructures sont issues des images d'ombrage obtenues à partir de l'exploitation en synergie des images radars et des données MNT suivant les paramètres d'angle d'illumination (estompage en élévation et en azimut). Elles sont les produits issus de la combinaison (fusion par addition) des données topographiques MNT aux images radars Sentinelles 1A dans le cas de cette étude. Les estompages 45°E en élévation et 315°E en azimut ont permis de bien discriminer les morphostructures sur l'interface ArcGIS 10.4.1.

A partir d'une synthèse d'informations (linéaments structuraux, morphostructures) est produite la carte linéamentaire du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Les linéarités d'origine anthropiques (routes, les bordures des champs ou de parcelles cultivées, les lignes électriques, etc.) préalablement vectorisés sont dissociées de l'ensemble des linéaments d'ordre structural par le processus de généralisation (superposition et dissociation) à travers un SIG. Cette opération aboutit à l'établissement d'un champ linéamentaire définitif.

4.1.1.1.5. Validation des linéaments majeurs

Les linéaments dits majeurs sont des linéaments d'extension régionale. Dans cette étude, les linéaments dont la longueur est supérieure à 9 km sont désignés linéaments majeurs, selon les travaux de Baka (2012) et ceux de Yao *et al* (2014). La validation des linéaments relevées à la suite des divers traitements consiste à mettre en conformité des linéaments cartographiés dans nos travaux avec ceux de travaux antérieurs (Biémi, 1992 ; Delor *et al.*, 1995). Dans cette étude, les linéaments majeurs sont comparés aux structures géologiques des travaux antérieurs de Yao (2015) issues des images Landsat 7/ETM+. Cette approche permet de valider les linéaments du bassin versant de la Lobo en tenant compte de leur taille et leur orientation. En plus de la validation des accidents majeurs avec les fractures de l'image ETM+ Landsat 7, les forages implantés avec la géophysique dans la zone d'étude sont utilisés. Ces forages sont superposés à la carte des linéaments majeurs issue des images radars afin d'identifier les forages situés sur un linéament majeur ou se trouvant dans la zone d'influence d'un linéament majeur.

4.1.1.2. Élaboration de la carte de densité de fracturation

Le traitement statistique du champ de fracturation a pour but de construire la carte de densité de fracturation. L'approche adoptée est la discrétisation du champ de fracturation en mailles en

considérant la Surface Élémentaire Représentative (SER) de la fracturation. Les dimensions de cette dernière pour laquelle la répartition directionnelle des linéaments (fractures) est cohérente dans le champ de fracturation réalisée, est de 5 km × 5 km (maille régulière). En effet, lorsque la taille de la maille augmente, les données intégrées (nombres de linéaments) sont très nombreuses et l'on observe une variation de la répartition directionnelle. Au-delà de 10 km, l'information directionnelle est estompée. Dans chaque maille, il est déterminé le nombre total de fractures et les longueurs cumulées des fractures. L'intérêt de cette carte est de mettre en évidence, la variabilité spatiale de l'intensité de la fracturation à petite échelle d'investigation. Pour ce faire, la carte de fracturation est traitée sur Linwin 2.2 afin d'établir à la fois l'histogramme, la rosace, ainsi que les longueurs cumulées et le nombre de linéaments.

4.1.2. Détermination des drains ayant une origine structurale

4.1.2.1. Elaboration du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est généré à partir de plusieurs traitements du MNT. Il faut déterminer les directions des écoulements, leur concentration dans les talwegs, définir la taille minimale du bassin versant et du tronçon hydrographique souhaitée. Dans cette étude, le choix s'est porté sur la méthode déterministe 8 ou D8 (O'Callaghan & Mark, 1984), qui est une méthode couramment utilisée à cause de sa capacité à représenter plus fidèlement le réseau hydrographique. Les différentes étapes du traitement sont les suivantes (Figure 26) :

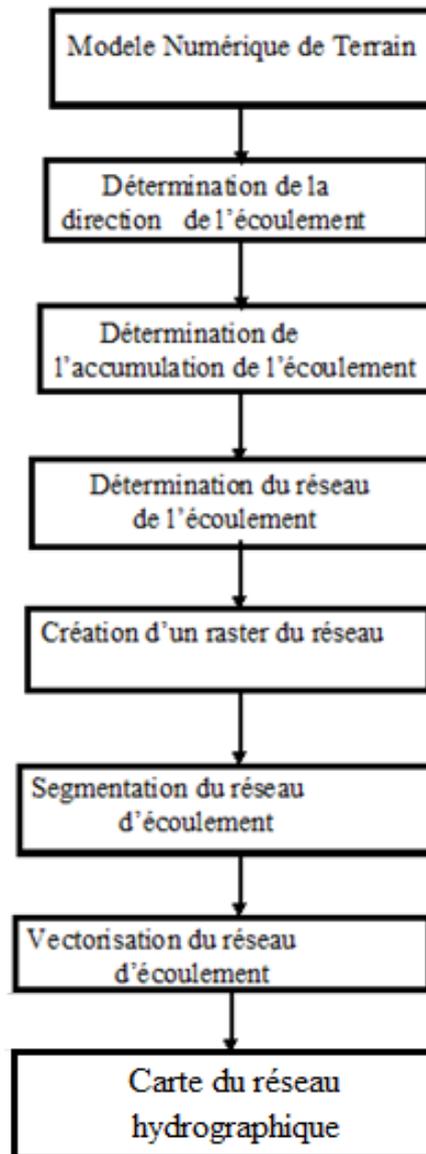


Figure 26. Étapes d'extraction du réseau hydrographique

4.1.2.2. Identification des drains ayant une origine structurale

Le réseau hydrographique extrait est hiérarchisé selon la méthode de Strahler (1968). Aux drains qui constituent des sources à l'échelle de l'image satellitaire, l'ordre 1 fut affecté. Les drains qui résultent de l'interconnexion de deux drains d'ordre 1, l'ordre 2 fut affecté. Ainsi, l'ordre 3 est attribué aux drains résultants de l'interconnexion entre deux drains d'ordre 2. La même démarche fut appliquée jusqu'à l'obtention du plus grand ordre possible (ordre 5). Les classes d'ordre du réseau hydrographique obtenues sont traitées afin de déterminer le nombre cumulé et les longueurs cumulées de drains au niveau de chaque classe d'ordre. Une corrélation est par la suite établie entre le nombre cumulé au niveau de chaque classe d'ordre et l'ordre des

drains et entre les longueurs cumulées au niveau de chaque classe d'ordre et l'ordre des drains. Les courbes obtenues sont analysées et interprétées selon la loi des rivières (Horton, 1945) qui se base sur la stabilité des courbes. Cette loi montre que tous les cours d'eau liés à la topographie sont marqués par une décroissance brutale des courbes et ceux liés aux structures géologiques sont marqués par une stabilisation des courbes.

4.1.2.3. Détermination des zones potentielles d'échanges de masse d'eau entre la rivière et la nappe

Les cours d'eau d'origine structurale obtenus par l'application de la « loi des rivières » sont superposés à la carte de densité de fracturation afin d'évaluer leur degré d'interconnexion. Cette mise en relation des cours d'eau d'origine structurale et de la carte de densité de fracturation permet d'identifier les zones susceptibles de présenter de forts échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Ces zones concernent les zones de forte et de très forte densité de fracturation.

4.2. Caractérisation des échanges nappe-rivière par approche piézométrique

Un recensement des différents points de la base de données de forages fut réalisé. Ce sont plus de 108 points de mesure potentiels qui ont été identifiés à partir des fiches techniques de forages obtenues auprès de la Direction Régionale de l'Hydraulique (DRH) de Daloa. Mais finalement, ce sont 53 forages (Figure 27) bien repartis sur le bassin qui ont été pris en compte et les mesures ont été réalisées en période de hautes eaux (septembre 2018) et en période de basses eaux (février 2019). Ces forages ont servi de piézomètres afin d'obtenir une piézométrie assez représentative des écoulements souterrains de la zone d'étude. Sur le terrain, la mesure du niveau d'eau est faite à l'aide d'une sonde manuelle (Figure 28), et de préférence sur des forages abandonnés (ou dans lesquels les pompes sont en panne). La cote de l'eau dans les différents forages est ensuite obtenue à partir des données altimétriques issues du positionnement GPS portatif. Les différentes données obtenues ont permis de dresser les cartes piézométriques de hautes eaux en 2018 et de basses eaux en 2019.

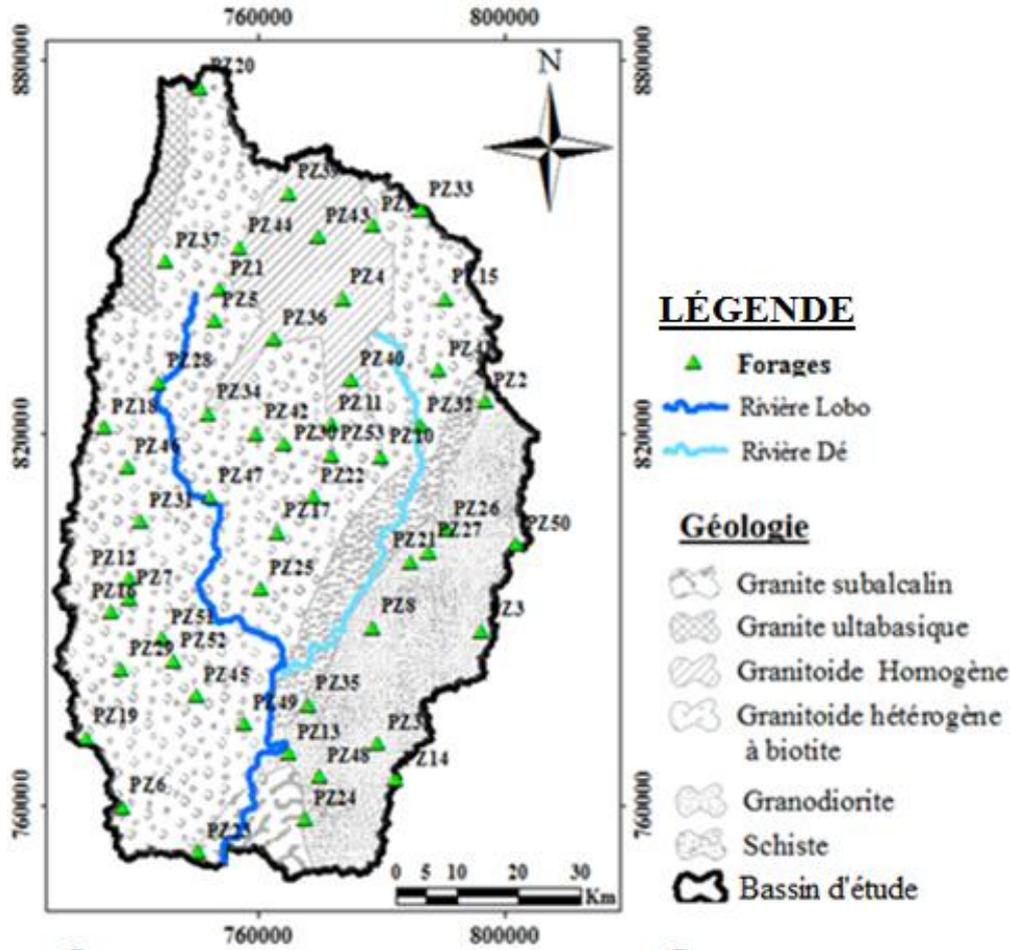


Figure 27. Carte de la répartition spatiale des forages de mesure



Figure 28. Mesure de niveau piézométrique à Pélézi

4.2.1. Correction et validation des données piézométriques

La précision du GPS portatif oscillait entre ± 5 mètres, ce qui peut considérablement affecter le calcul des hauteurs hydrauliques qui sont ensuite utilisées pour le développement potentiométrique de la surface et l'étalonnage du modèle. Afin de disposer d'une carte piézométrique représentative de la piézométrie, le GPS différentiel a été utilisé au niveau de 26 forages sur 53 forages. Ces coordonnées du GPS différentiel ont par la suite été utilisées pour corriger et valider les coordonnées des autres forages par une analyse de corrélation linéaire entre les coordonnées du GPS différentiel et les coordonnées du GPS portatif, et entre les coordonnées du GPS différentiel et les coordonnées extraites du MNT.

4.2.2. Calcul des cotes piézométriques

Les cotes piézométriques ont été obtenues en soustrayant la profondeur (m) de la surface de l'eau mesurée par rapport au terrain naturel, de l'altitude (m) du terrain naturel à l'emplacement de l'ouvrage. Cette méthode correspond à celle mise en place par Castany (1982) (équation 17).

$$NP = Z_{TN} - N_{mesuré} \quad (\text{Eq.17})$$

avec NP : le niveau piézométrique (m) en se référant au terrain naturel, Z_{TN} : l'altitude (m) du terrain naturel à l'emplacement de l'ouvrage, $N_{mesuré}$: la profondeur (m) de la surface de l'eau mesurée par rapport au terrain naturel.

4.2.3. Élaboration des cartes piézométriques

La méthode d'interpolation Spline a été utilisée pour réaliser les cartes piézométriques de la zone d'étude en période de hautes eaux (septembre 2018), et en période de basses eaux (février 2019). Cette méthode a été développée par Franke (1982) disponible sur ArcGIS 10.4.1. Elle est parfaitement adaptée à la création de surfaces variant graduellement, telles que les altitudes, la profondeur des nappes et les concentrations de pollution (Mitas & Mitasova, 1988). L'algorithme utilisé pour l'outil Spline applique la formule de l'équation 18 pour l'interpolation de surface :

$$S(x, y) = T(x, y) + \sum_{j=1}^N \lambda_j R(r_j) \quad (\text{Eq.18})$$

Où :

$j = 1, 2, \dots, N$;

N est le nombre de points ;

λ_j sont les coefficients trouvés par la solution d'un système d'équations linéaires ;

r_j est la distance du point (x, y) au point j ;

$T(x,y)$ et $R(r)$ sont définis différemment, selon l'option sélectionnée.

Les lignes de courant sur le bassin versant ont par la suite été tracés à partir des cartes piézométriques numérisées sur ArcGIS 10.4.1. Une équidistance de 5 m a été choisie compte tenu de l'échelle d'étude. Par la suite, les angles d'écoulement ont été ajoutés aux lignes de courant pour une meilleure interprétation.

4.2.4. Interprétation des cartes piézométriques

Les cartes piézométriques ont permis de rendre compte de l'état de la nappe durant les périodes extrêmes des hautes et basses eaux du cycle hydrologique, de relever l'évolution de la nappe en fonction des saisons, d'observer le type d'écoulement de différents secteurs, ainsi que les relations entre les ouvrages et les facteurs à l'origine des variations de leur niveau d'eau.

L'identification des zones d'échanges nappe-rivière à l'aide de la piézométrie à tenue compte du comportement des lignes de courant par rapport au sens d'écoulement de la rivière (Castany, 1982 ; Winter *et al.*, 1998). Lorsque les lignes de courant convergent vers la rivière, l'on assiste à une alimentation de la rivière par les eaux souterraines. Lorsque les lignes de courant divergent par rapport à la rivière, cela montre que la rivière alimente les eaux souterraines. Par contre lorsque les lignes de courant sont sous formes de méandres autour de la rivière, cela montre que les eaux souterraines alimentent la rivière qui à son tour recharge aussi les eaux souterraines. Lorsque les lignes de courant forment des lignes droites autour de la rivière, cela indique qu'il n'y a pas d'échange entre la rivière et les eaux souterraines. Ces différents processus aboutissent à la détermination des zones potentielles d'échanges nappe-rivière.

4.3. Caractérisation des échanges nappe-rivière à partir des paramètres physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines et de surface

4.3.1. Choix des sites d'échantillonnage

Les points échantillonnés sont au nombre de quarante-quatre (44). Ces points ont été choisis de manière à obtenir leur bonne répartition spatiale sur la zone d'étude. La figure 29 présente l'ensemble des points d'eau échantillonnés.

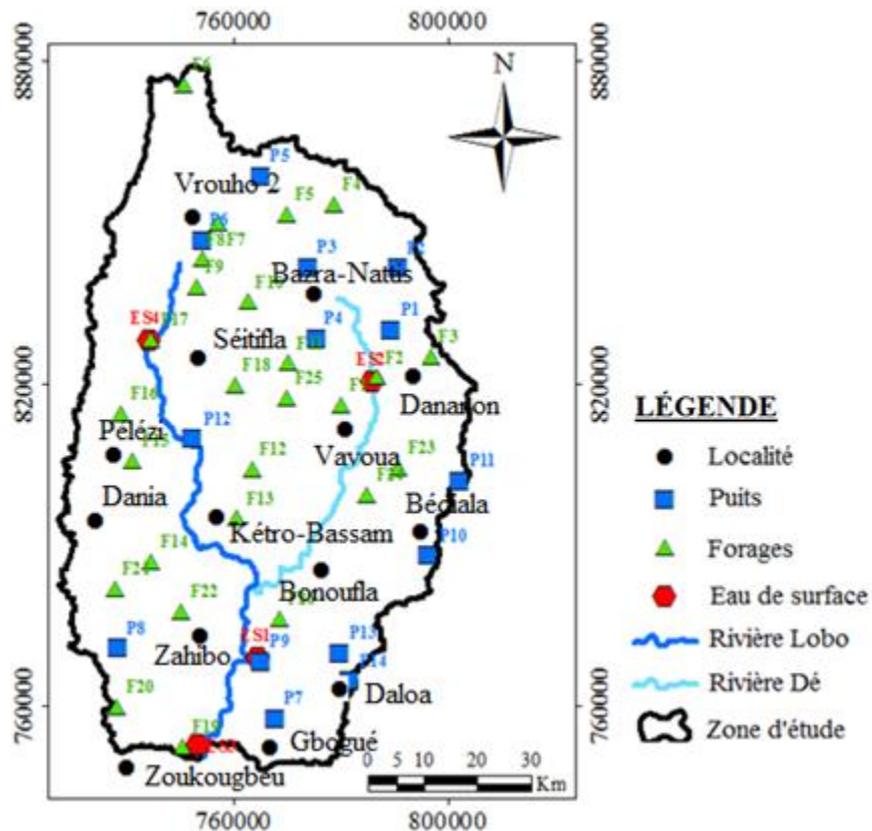


Figure 29. Carte des points d'échantillonnage d'eau sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

4.3.2. Méthode d'échantillonnage

Dans cette l'étude, des puits, des forages, la rivière Lobo et Dé ont été échantillonnés sur le bassin étudié. Les coordonnées géographiques (longitude et latitude) des points d'eau échantillonnés ont été obtenues à l'aide d'un GPS portatif (type Garmin) et corrigées à partir des coordonnées d'un GPS différentiel. Un multi-paramètre portatif HACH LANGE HQ40D (Figure 30) a servi à la mesure du pH, de la température, de l'oxygène dissous, du potentiel Redox et de la conductivité électrique. Ces mesures ont été réalisées in situ à cause de la sensibilité de ces paramètres aux conditions du milieu, et leur susceptibilité de varier dans les proportions importantes, s'ils ne sont pas mesurés sur le site. Pour la mesure de ces paramètres, l'extrémité du multi-paramètre (la sonde), conservée dans de l'eau distillée est introduite dans l'échantillon. La lecture des différents paramètres est effectuée une fois les valeurs stabilisées. Les eaux de surface et les eaux de puits ont été prélevées à l'aide d'un sceau en plastique de 4 litres qui a servi de puisette. Les échantillons d'eau de forages ont été recueillies après un pompage modéré. La liste des points échantillonnés et leurs caractéristiques physico-chimiques sont présentées en annexe 1 et 2.



Cliché Kamenan (2018)

Figure 30. Valise d'analyse physico-chimique des échantillons d'eau

4.3.3. Analyse des paramètres chimiques

Les paramètres chimiques des eaux échantillonnées ont été analysés dans deux laboratoires. Les mesures de la saison humide (septembre 2018) ont été analysées au Laboratoire Géosciences et Environnement (LGE) de l'Université Nangui Abrogoua d'Abidjan. Les mesures de la saison sèche (février 2019) ont été analysées au Laboratoire des Sciences et Technologie de l'Environnement (LSTE) de l'Université Jean Lorougnon Guédé de Daloa. Ces analyses ont été faites à l'aide d'un spectrophotomètre type DR6000 (HACH). Les paramètres analysés dans les différents types d'eau (puits, forages et eau de surface) sont les éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , NO_3^- ; HCO_3^- , SO_4^{2-}), les composés azotés (NO_2^- , NH_4^+), l'ortho-phosphate (PO_4^{3-}) et les éléments traces métalliques (Zn^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+}). Les méthodes d'analyse de ces différents éléments chimiques sont consignées dans le tableau I.

Tableau I. Méthode de détermination des paramètres chimiques

Paramètre	Flaconnage	Méthode d'analyse	Norme
Nitrite	Flacon en polyéthylène stérilisé	Spectrométrie d'absorption moléculaire	NF T 90 013
Nitrate	Flacon en polyéthylène stérilisé	Spectrométrie d'absorption moléculaire	NF T 90 012
Ammonium	Flacon en polyéthylène stérilisé	Spectrométrie d'absorption moléculaire	NF T 90 015
Orthophosphate	Flacon en polyéthylène stérilisé	Spectrométrie d'absorption moléculaire au molybdate d'aluminium	NF T 90 023
Sodium	Flacon en polyéthylène stérilisé	Dosage spectrométrique d'émission atomique	NF T 90 020
Sulfate	Flacon en polyéthylène stérilisé	Néphélométrie	NF T 90 040
Potassium	Flacon en polyéthylène stérilisé	Absorption atomique	NF T 90 020
Chlorure	Flacon en polyéthylène stérilisé	Titrimétrie	NF T 90 014
Calcium /magnésium	Flacon en polyéthylène stérilisé	Absorption atomique	NF T 90 036
Hydrogénocarbonate	Flacon en polyéthylène stérilisé	Titrimétrie	NF T 90 036
Fer, manganèse, zinc	Flacon en polyéthylène stérilisé	Spectrométrie d'émission atomique utilisant une source à plasma d'argon généré par couplage inductif (ICP-AES)	NF EN 17 053

Afin de s'assurer de la fiabilité des analyses chimiques, la balance ionique a été calculée pour toutes les analyses. Cette théorie physique se base sur le principe de l'électro neutralité des eaux, c'est-à-dire l'égalité entre la somme des cations et la somme des anions. En Afrique tropicale, l'analyse est considérée comme bonne, si la valeur de cette balance, est inférieure ou égale à $\pm 10\%$ (Yao, 2009). Par contre, lorsque celle-ci est supérieure à $\pm 10\%$, l'analyse est considérée comme insatisfaisante.

4.3.4. Traitement des données chimiques

4.3.4.1. Suivi qualitatif des rivières

La qualité de l'eau en rivière est intrinsèquement liée à l'origine et au transit de ces eaux depuis leurs sources jusqu'au cours d'eau principal. Pour caractériser et comprendre les évolutions spatio-temporelles de la physico-chimie des rivières, un suivi a été mis en place à différentes échelles afin d'analyser les processus de décharge des eaux souterraines en rivière, et caractériser les variations de qualité en fonction des variations saisonnières de décharge de ces

eaux souterraines. Pour ce faire, la conductivité électrique (CE) et l'utilisation de quelques éléments dissous est requise. Pour cette étude, le choix s'est porté sur les cations majeurs Ca^{2+} et Mg^{2+} comme éléments dissous du fait qu'ils ont déjà été utilisés par certains auteurs (Ochoa-Salazar, 2008). Ces espèces chimiques, à l'état de traces dans l'eau de surface, sont des éléments clefs dans la compréhension de la composition chimique des rivières, puisque leurs distributions et comportements différenciés informent sur les processus qui déterminent ces distributions. En analysant l'évolution de ces paramètres physico-chimiques et chimiques en saison humide et en saison sèche, il est possible d'évaluer la variation temporelle et spatiale des apports élémentaires aux cours d'eau. Cependant, une telle approche ne permet pas de déterminer l'origine de ces flux et d'éventuels processus d'échange ou de mélange (Chavagnac, 2015).

La figure 31 présentent les points d'échantillonnage des eaux de surface de l'amont vers l'aval. Les points S1, S3 et S4 concernent les points utilisés pour l'étude de l'évolution de la CE, du Ca^{2+} et du Mg^{2+} d'amont en aval pour la rivière Lobo. Par contre, les points S2, S3 et S4 concernent les points utilisés pour l'étude de l'évolution de ces paramètres d'amont en aval pour la rivière Dé.

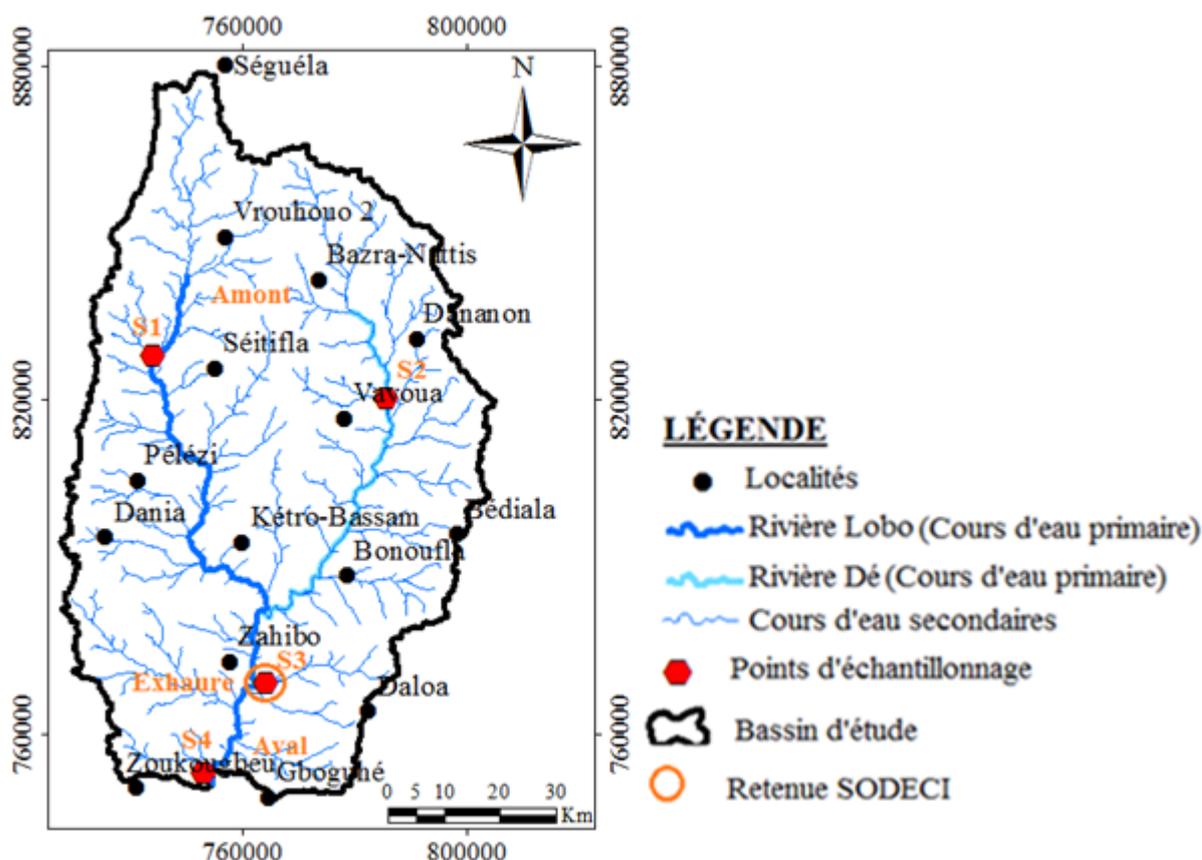


Figure 31. Carte des points d'échantillonnage des eaux de surface

4.3.4.2. Détermination du faciès hydrochimique des eaux souterraines et de surface du bassin

Le diagramme de Piper (Piper, 1953) a été utilisé pour l'identification et la représentation des faciès hydrogéochimiques majeurs qui déterminent la prédominance des ions primaires. Ce diagramme est particulièrement adapté à l'étude de l'évolution des faciès des eaux lorsque la minéralisation augmente. Il est aussi utilisé pour comparer des groupes d'échantillons entre eux et indiquer les types de cations et anions dominants. La réalisation du diagramme Piper a été possible grâce à la version 3.6.1 du logiciel R.

4.3.4.3. Détermination de l'origine et des processus d'échange ou de mélange des eaux souterraines et de surface du bassin

Les données physico-chimiques des eaux souterraines (puits et forages) et des eaux de surface (rivière Lobo et rivière Dé) ont été soumises à une méthode d'analyse multivariée. La méthode adoptée est celle de la différenciation physico-chimique entre les différents types d'eaux par l'application des SOM (Self-Organising Maps). Elle permet de déterminer les origines et les principaux mécanismes de la minéralisation des eaux à travers les corrélations entre les variables. Elle permet aussi de caractériser chaque type d'eau, puis de comparer la composition de ces types d'eau afin de faire ressortir les ressemblances et les dissemblances.

4.3.4.3.1. Définition des cartes auto-organisatrices de Kohonen

Les cartes auto-organisatrices de Kohonen ou Self Organizing Map (SOM) sont des réseaux de neurones non-supervisés qui permettent d'ordonner et de classer des échantillons en fonction de leur similarité. La couche d'entrée du modèle ou matrice d'entrée contient les données de présence-absence (c'est-à-dire, x_{ij}) pour chaque observation (c'est-à-dire le site d'échantillonnage, s_j). Ces données sont utilisées pour former le modèle SOM en changeant les poids de connexion jusqu'à ce qu'une erreur d'entraînement faible soit obtenue pour chaque espèce (Figure 32). Une matrice de sortie est ensuite produite avec les poids de connexion finaux (c'est-à-dire, p_{ij}) de chaque nœud de sortie (Aguilar-Ibarra, 2004). Le modèle estime les intensités de connexion entre les couches d'entrée et de sortie en utilisant un procédé concurrentiel non supervisé, décrit par Kohonen (2001). Ce procédé recherche itérativement des similarités parmi les données observées et les représente sur la carte de sortie avec les valeurs finales des poids où les neurones de sortie se trouvent en lignes et les points de mesure

en colonnes. Dans ce travail, le but des réseaux de neurones artificiels (RNA) est de parvenir à déterminer l'origine probable de la minéralisation. Cette détermination de l'origine probable de la minéralisation a considéré 4 paramètres physico-chimiques (T, pH, CE, Eh, OD) et 15 paramètres chimiques (Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , NO_2^- , PO_4^{3-} , NH_4^+ , Mn^{2+} , Zn^{2+} et Fe^{2+}) mesurés dans les eaux de puits (nappes d'altérites), les eaux de forages (nappes de socle) et les eaux de surface (cours d'eau permanents). Les différents paramètres physico-chimiques et chimiques ont été utilisés comme paramètres d'entrée du modèle dont les "poids" dans les différents échantillons sont estimés à la sortie sur la carte de Kohonen.

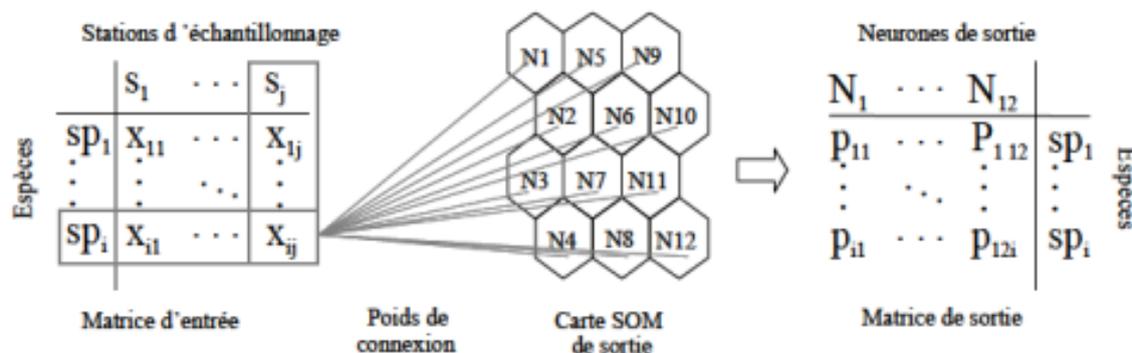


Figure 32. Schéma simplifié de la carte auto-organisatrice de Kohonen (Aguilar-Ibarra, 2004)

4.3.4.3.2. Phase d'apprentissage du modèle et choix de la matrice

L'apprentissage est dit concurrentiel, car il engendre une compétition d'activité des nœuds du modèle vis-à-vis des données d'entrée. Cet apprentissage est également dit non supervisé parce que les valeurs du jeu de données sont uniquement utilisées dans la matrice d'entrée et aucune indication concernant les valeurs attendues dans la couche de sortie n'est apportée au système. Ce procédé recherche itérativement des similarités parmi les données observées et les représente sur la carte de sortie en préservant les voisinages. A la fin de l'apprentissage, une carte est obtenue et dans chaque hexagone se trouve un objet virtuel pour lequel les valeurs des descripteurs sont calculées. Ces objets virtuels représentent la distribution des objets réels. L'objectif de l'apprentissage est d'ajuster les composantes des objets virtuels afin qu'ils reflètent la distribution des échantillons.

Le choix de la taille de la carte est un paramètre déterminant pour détecter au mieux l'écart entre les données. Par exemple, si la carte est trop grande, c'est-à-dire si le nombre d'unités de la carte est largement supérieur au nombre d'échantillons, les données seront trop dispersées par le modèle. L'apprentissage se fait donc avec différentes tailles de carte et la taille optimale est choisie en minimisant les erreurs dites de quantification (QE) et de topographie (TE). Selon

Kohonen (2001), la QE qui mesure la résolution de la carte est la moyenne des distances entre chaque vecteur d'entrée et son objet virtuel le plus proche. La TE représente quant à elle, la proportion des vecteurs de données pour lesquels les 1^{er} et 2^{ème} objets virtuels les plus proches ne sont pas adjacents, et donc sont utilisés pour mesurer la préservation de la typologie (Kiviluoto, 1996). La TE évalue la qualité de la carte pour déterminer la qualité de l'apprentissage de la carte de Kohonen.

4.3.4.3.3. Classification hiérarchique et choix de la méthode d'agrégation

Le principe de la classification hiérarchique est de rassembler des individus selon un critère de ressemblance défini au préalable qui s'exprimera sous la forme d'une matrice de distances, exprimant la distance existante entre chaque individu pris deux à deux (Figure 33). Deux observations identiques auront une distance nulle. Plus les deux observations seront dissemblables, plus la distance sera importante (Barnier *et al.*, 2016). La classification va ensuite rassembler les individus de manière itérative afin de produire un dendrogramme ou arbre de classification. La classification est ascendante car elle part des observations individuelles et hiérarchique et produit des classes ou groupes de plus en plus vastes, incluant des sous-groupes en leur sein. En découpant le dendrogramme à une certaine hauteur choisie, on produira la partition désirée. Le nombre de partitions est laissé au choix de l'utilisateur et doit donc être déterminé selon les objectifs de l'application et l'appréciation de l'analyste (Rousseau *et al.*, 2007).

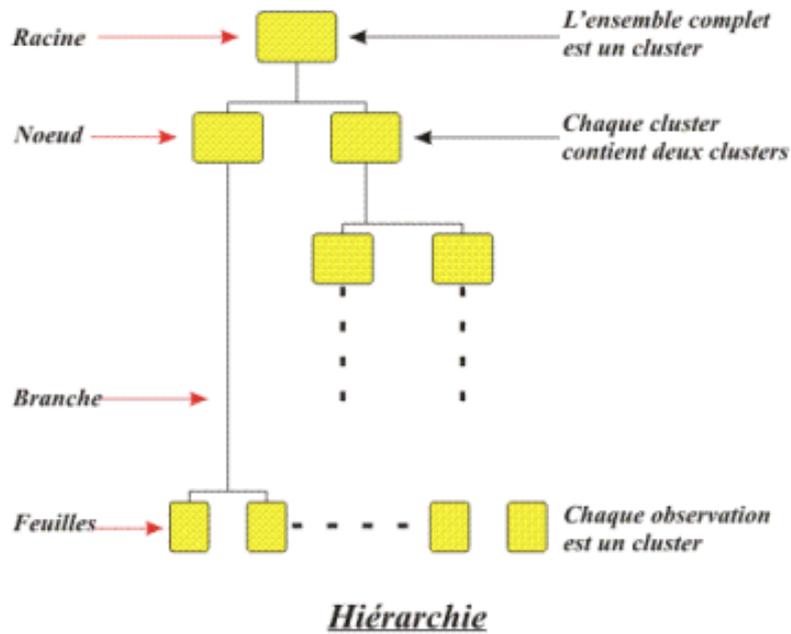


Figure 33. Hiérarchisation d'une classification non supervisée (Rousseau *et al.*, 2007)

4.4. Elaboration d'un modèle couplé : eau souterraine – eau de surface

4.4.1. Justification du choix de la zone à modéliser

Le choix de la zone à modéliser est lié à l'existence de plusieurs critères favorables (Figure 34). Tout d'abord, cette zone est en amont de la zone de captage de la SODECI pour l'approvisionnement en eau potable de la ville de Daloa et représente la zone de confluence de deux affluents dont la rivière Dé et la rivière Lobo (rivière de la retenue). De par cette fonction, elle joue un rôle primordial dans l'alimentation en eau de la retenue. En plus, la zone prend en compte 2 stations hydrométriques (Sikaboutou et retenue de la SODECI) dont une en amont et l'autre en aval de la retenue. Par ailleurs, ce site repose sur des substratums granitiques et schisteux qui sont par endroit fracturés avec une couverture d'altérites. A cet égard, ils sont représentatifs d'une grande partie des formations du bassin versant de la Lobo.

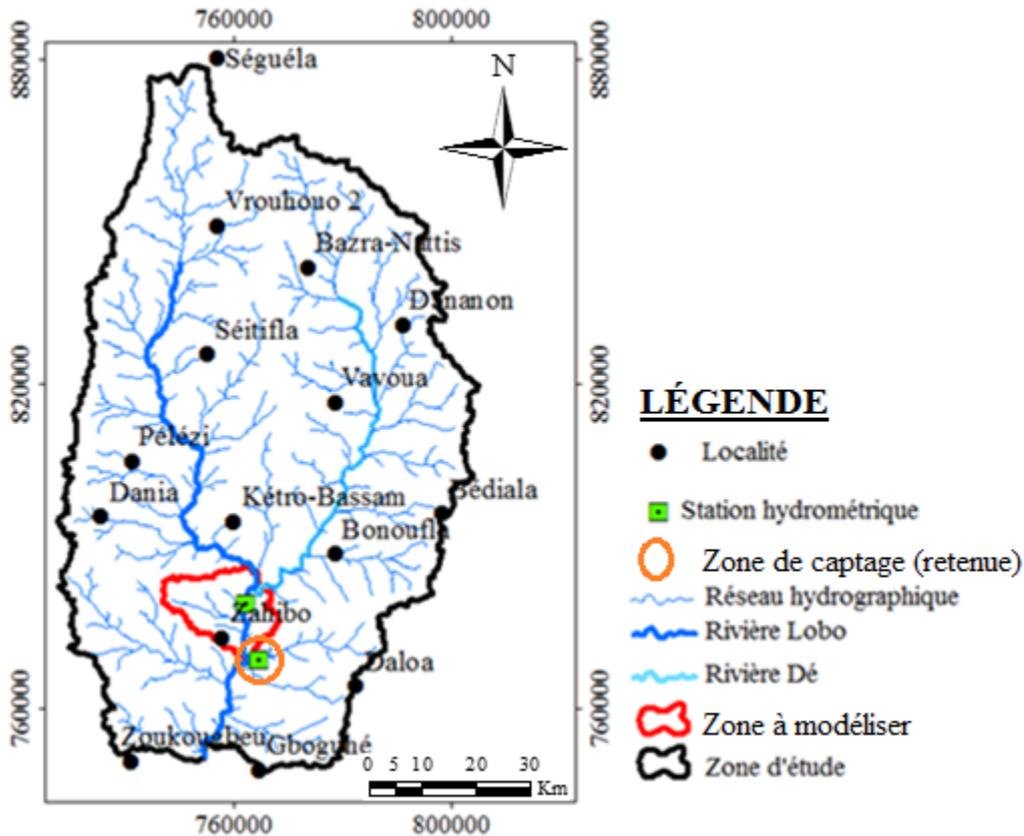


Figure 34. Carte de la délimitation du domaine à modéliser

4.4.2. Modélisation numérique des systèmes hydrogéologiques

4.4.2.1. Principales hypothèses

La démarche de modélisation fait appel à des hypothèses qui conduisent à une représentation simplifiée de la réalité complexe. Dans cette étude, l'approche de modélisation adoptée est celle du milieu continu équivalent et du milieu continu discrétisé (ou milieu discret/continu). Les aquifères sont considérés comme libres dans leur ensemble. Les différentes couches des deux modèles sont supposées homogènes et isotropes, la recharge est considérée comme uniforme sur toute la zone à modéliser et les débits de pompage sont considérés constants dans le temps. Les fractures qui affectent le socle (cartographiées et validées dans le chapitre précédent) sont introduites de façon discrète dans le milieu continu discrétisé.

4.4.2.2. Objectif de la modélisation

La présente modélisation vise à caractériser les échanges de masse d'eau entre les rivières Lobo et Dé et les nappes de leurs aquifères fissurés sous-jacents. De façon spécifique, l'objectif visé est de développer et d'appliquer un modèle permettant d'avoir une idée sur les débits d'eau échangés entre la rivière Lobo et les eaux souterraines du sous bassin versant de la zone de

captage de la SODECI en période critique (étiage) pour une meilleure gestion de ces deux ressources.

4.4.2.3. Présentation du modèle

Le modèle utilisé dans cette étude est le modèle MODFLOW 6 qui fonctionne dans l'interface graphique ModelMuse 4.2 avec l'utilisation du Layer Property Flow package (LPF) pour la spécification des propriétés contrôlant le flux entre les cellules (Harbaugh, 2005). Le modèle MODFLOW est un modèle tridimensionnel (3D) à différences finies pour les eaux souterraines (Harbaugh, 2005). Des éléments de modélisation séparés ont été utilisés pour représenter les différentes composantes de l'écoulement afin d'étudier les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Le modèle développé utilise les packages Stream Flow Routing (SFR2), Head observation (OBS), Recharge (RCH), River (RIV) et BUDGET comme post-processeur. Il peut résoudre en particulier les problèmes représentant l'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans les aquifères continus et les aquifères fracturés (Mituku, 2019). Le logiciel est open source, du domaine public et le calibrage est effectué par une méthode d'essai et d'erreur qui permet à l'utilisateur de comprendre la relation entre les paramètres et l'ensemble des fonctionnalités du modèle par rapport aux modèles à calibrage automatique.

4.4.2.4. Élaboration du modèle conceptuel

L'objectif du modèle conceptuel est de simplifier le problème complexe de terrain par un schéma, en associant des données qui permettent une analyse rapide dans un modèle numérique (Kouamé, 2007). Elle commence par le développement d'un modèle géologique décrivant les caractéristiques principales du système et procède par étapes séquentielles de collection des données et de réalisation du modèle, de mise à jour et de raffinement des approximations incorporées dans le modèle géologique. Autrement dit, la construction du modèle nécessite un minimum de connaissances du terrain comme la géométrie du domaine à modéliser, les paramètres hydrodynamiques des formations, la recharge, les prélèvements, les valeurs de charges hydrauliques en certains endroits.

4.4.2.5. Définition des unités stratigraphiques

4.4.2.5.1. Topographie

Les données topographiques utilisées dans ce modèle sont obtenues à partir d'un Modèle

numérique de terrain (MNT) de la mission topographique radar de la navette de la NASA (SRTM). Toutes ces données ont subi un prétraitement sur ArcGis afin d'extraire les élévations de la zone à modéliser. Ces élévations ont été converties en fichier ascii puis exportées vers le logiciel ModelMuse 4.2. Les altitudes de la zone à modéliser varient de 201 m à 282 m. Les hautes altitudes sont observées aux extrémités de la zone du modèle dans les localités de Zoukougbeu 2, Andjoukro et Sikaboutou. Par contre, les basses altitudes sont observées dans les localités de N'Guessankro, Michelkro et Samakro (Figure 35).

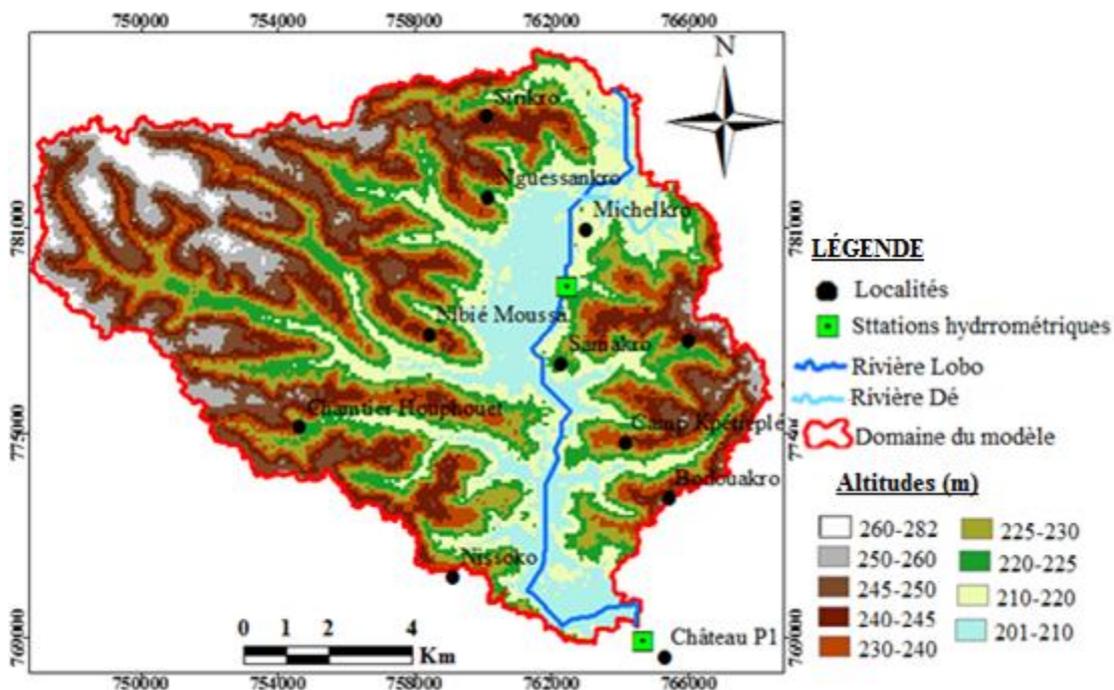


Figure 35. Carte des altitudes de la surface topographique du domaine de modélisation

4.4.2.5.2. Conception du modèle de couches, géométrie de l'aquifère et conception de la grille

La conception du modèle de couches a été effectuée à partir des coupes de 124 forages et du profil longitudinal du site, collectés à la Direction Régionale de l'Hydraulique (DRH) de Daloa. Un transect constitué de 4 forages (Figure 36a) réalisé dans la zone d'étude met en évidence 3 unités stratigraphiques : la couche altérite, la couche fissurée et le socle sain (Figure 36b). Les informations disponibles sur les logs de ces différents forages ont permis de déterminer les épaisseurs et les extensions des différentes couches par la méthode d'interpolation par Krigeage disponible dans le logiciel ArcGIS. L'épaisseur de chaque couche n'est pas uniforme à l'échelle du bassin. Elle varie à la fois en fonction de la topographie et en fonction du type de formation géologique (granitoïdes hétérogènes à biotite, schistes ou granodiorites). L'épaisseur moyenne

de la couche d'altérites est de 25 m et celle de la couche fissurée est de 15 m. L'épaisseur du socle sain est choisie de façon arbitraire. Les différentes données ont par la suite été converties en format ascii puis transférées dans un environnement numérique (logiciel ModelMuse) en utilisant le code MODFLOW à différences finies de l'USGS pour la simulation numérique.

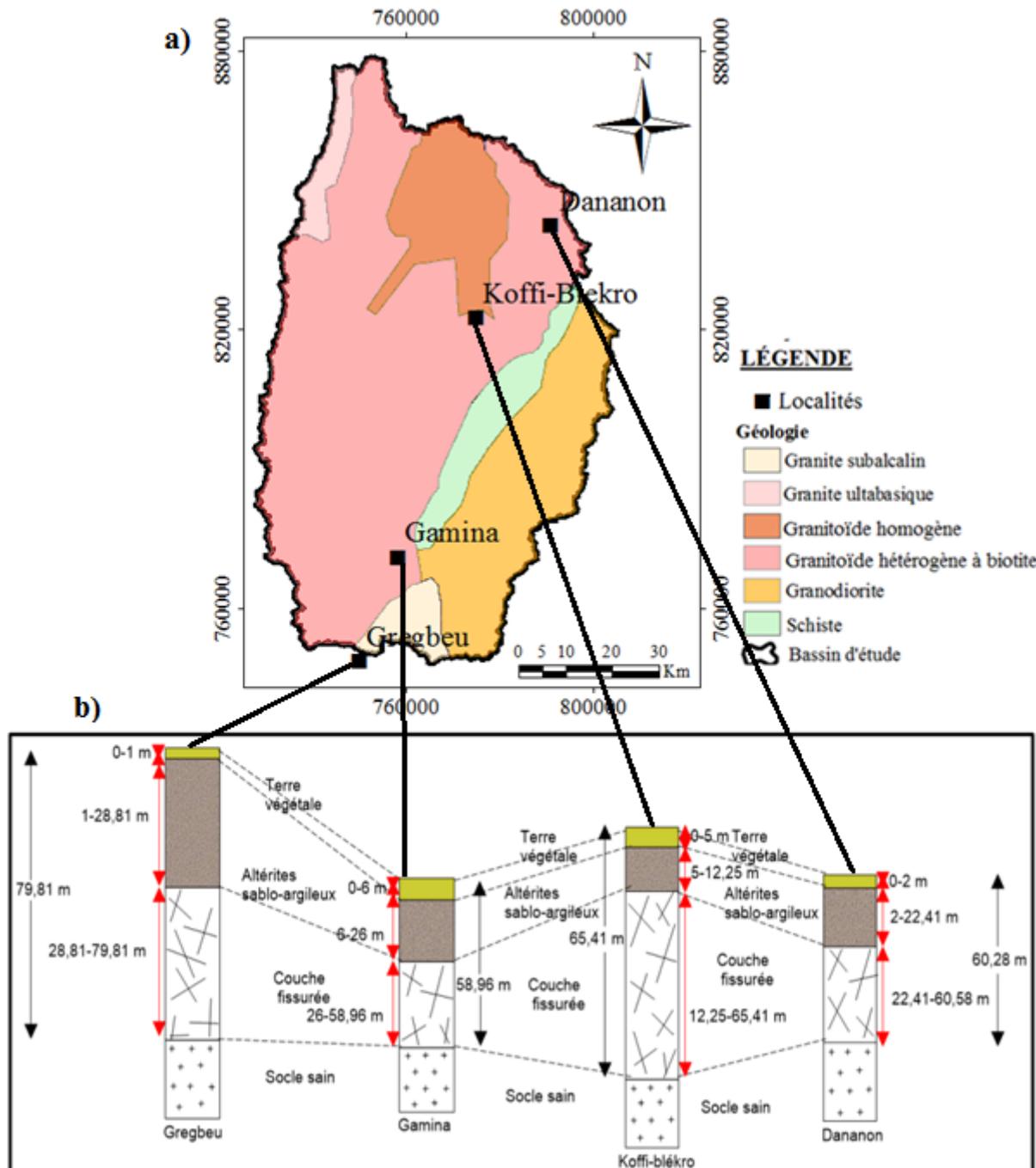


Figure 36. Cartes des logs de 4 forages du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

Sur la base des modèles géologiques et hydrogéologiques décrits dans les paragraphes précédents, une structuration de l'aquifère suivant 3 couches a été considérée (Figure 37).

- (i) *une couche d'altérites* : le toit de cette couche constitue la surface topographique et sa base correspond également au toit de la couche fissurée sous-jacente ; elle a une épaisseur moyenne de 25 m ; cependant, elle peut varier entre environ 20 et 33 m en fonction de la position spatiale ;
- (ii) *une couche fissurée* : son sommet est la base de la couche d'altérites sus-jacente et sa base constitue le toit du socle sain ; elle a une épaisseur moyenne de 15 m ; les épaisseurs de cet horizon varient entre environ 9 et 21 m en fonction de la position spatiale ;
- (iii) *le socle sain* : son épaisseur est fixée de façon arbitraire à 100 m compte tenu de son caractère infini.

Dans l'approche milieu continu discrétisé, les fractures régionales subverticales ont été introduites de façon discrète dans le socle sain (Figure 38).

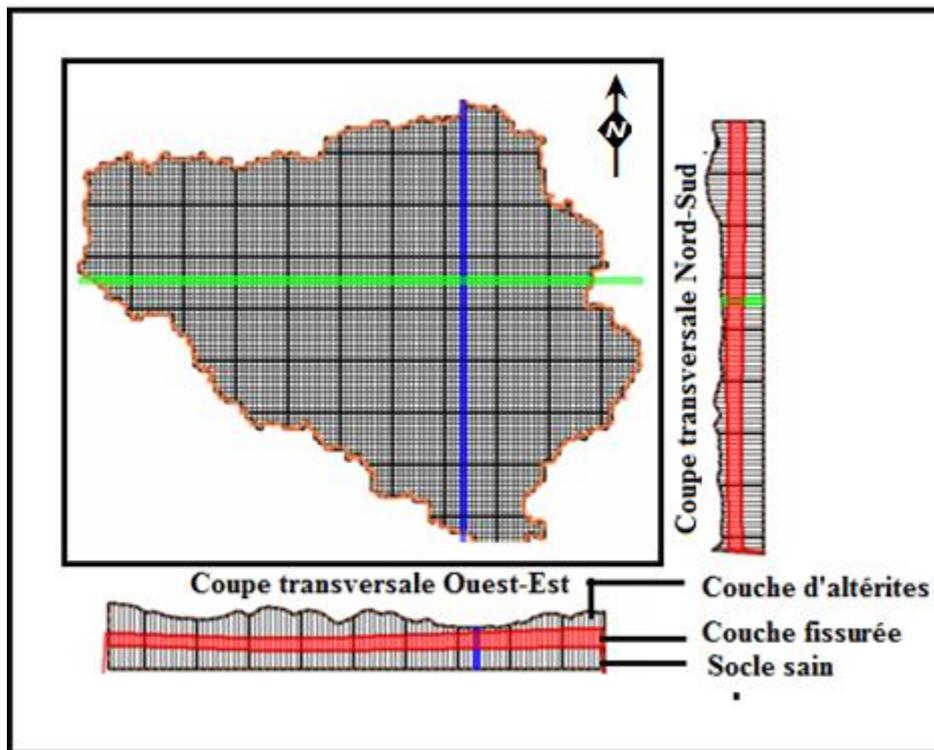


Figure 37. Carte du modèle des différentes couches composites de l'aquifère du domaine du modèle

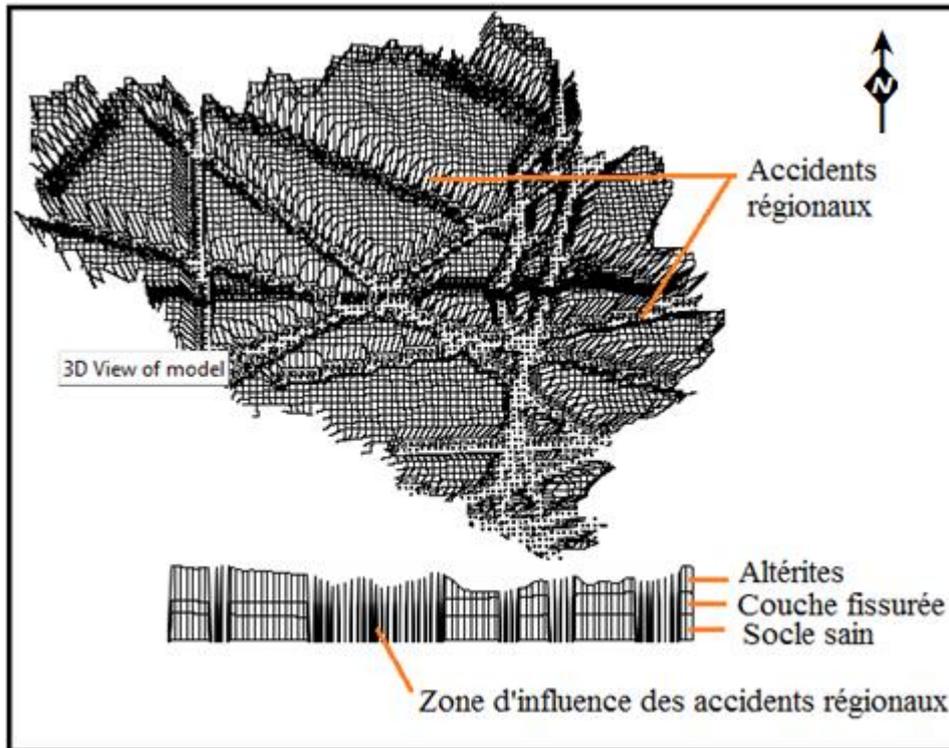


Figure 38. Carte des fractures majeures dans le socle

4.4.2.6. Détermination des paramètres hydrodynamiques

La caractérisation des propriétés hydrodynamiques de la couche d'altérites et de la couche fissurée s'est faite à partir de différentes méthodes d'estimation et en fonction des formations géologiques présentes dans la zone d'étude. Ces formations géologiques qui caractérisent la zone à modéliser sont : les granitoïdes hétérogènes à biotite, les granodiorites et les schistes.

4.4.2.6.1. Conductivité hydraulique des couches d'altérites

L'essai Porchet d'infiltration de l'eau à charge constante a été utilisé (Figure 39). Cet essai permet de mesurer la conductivité hydraulique à saturation d'un sol (ou perméabilité), celle-ci définissant l'aptitude du sol à permettre l'infiltration de l'eau. L'appareil (infiltromètre double anneau) est composé de deux anneaux (diamètres 30 et 50 cm) enfoncés dans le sol de 5 cm et rempli d'eau. Le principe est de suivre l'évolution du niveau d'eau en fonction du temps dans l'anneau interne pour connaître la vitesse d'infiltration sur chaque pas de temps. Notons que durant toute la mesure, on doit veiller à ce que les niveaux d'eau dans les deux anneaux restent les mêmes (au besoin, on modifie celui de l'anneau externe). On peut alors supposer que sous l'anneau interne l'infiltration est verticale. Au bout d'un certain temps, un régime permanent

s'installe et la vitesse d'infiltration devient constante. C'est de la valeur de cette vitesse que l'on déduit la valeur du coefficient de perméabilité en utilisant l'équation 19.



Figure 39. Infiltromètre double anneau

$$Q = K \times S \left(\frac{H}{L} \right) \quad (\text{Eq.19})$$

Avec :

Q = Quantité d'eau percolée (mm³/h)

H = Charge d'eau (mm)

L = Longueur de la colonne de terre (mm)

S = Surface de la section de la colonne d'eau (mm²)

K = Conductivité hydraulique ou coefficient de la perméabilité (mm/h)

La loi de Darcy est appliquée à une colonne de sol saturée soumise à un écoulement unidimensionnel dans un milieu homogène et isotrope. Avec $\left(\frac{H}{L} \right)$: la pente hydraulique. Après simplification de l'équation 19, on obtient l'équation 20.

$$K = \frac{Q}{S} \quad (\text{Eq.20})$$

$$\text{Avec : } S = (2\pi r) + (\pi r^2) \quad (\text{Eq.21})$$

$$\text{Or : } Q = \frac{V}{T} = \left(\frac{\pi r^2 h'}{t} \right) \quad (\text{Eq.22})$$

$$\text{Soit : } K = \frac{\pi r^2 h'}{t(2\pi r h + \pi r^2)} = \frac{\pi r^2 h'}{t(2h+r)} \quad (\text{Eq.23})$$

Avec :

S = Surface latérale + surface du fond

K = Conductivité hydraulique (mm/h)

S = Surface d'infiltration, correspondant à la totalité des surfaces en contact avec l'eau (mm²)

V = Volume d'eau percolée (mm²) ;

r = rayon du trou (mm) ;

h' = Hauteur de la lame d'eau percolée (mm) ;

t = temps écoulé (h) ;

h = hauteur de la colonne d'eau (valeur initiale, en mm).

Les conductivités hydrauliques des différentes formations géologiques du domaine de modélisation (Figure 40) sont respectivement de $6,25 \cdot 10^{-8}$ m/s ; $5,15 \cdot 10^{-8}$ m/s et $3,41 \cdot 10^{-7}$ m/s pour la couche d'altérites sur les granitoïdes hétérogènes à biotite, les schistes et les granodiorites.

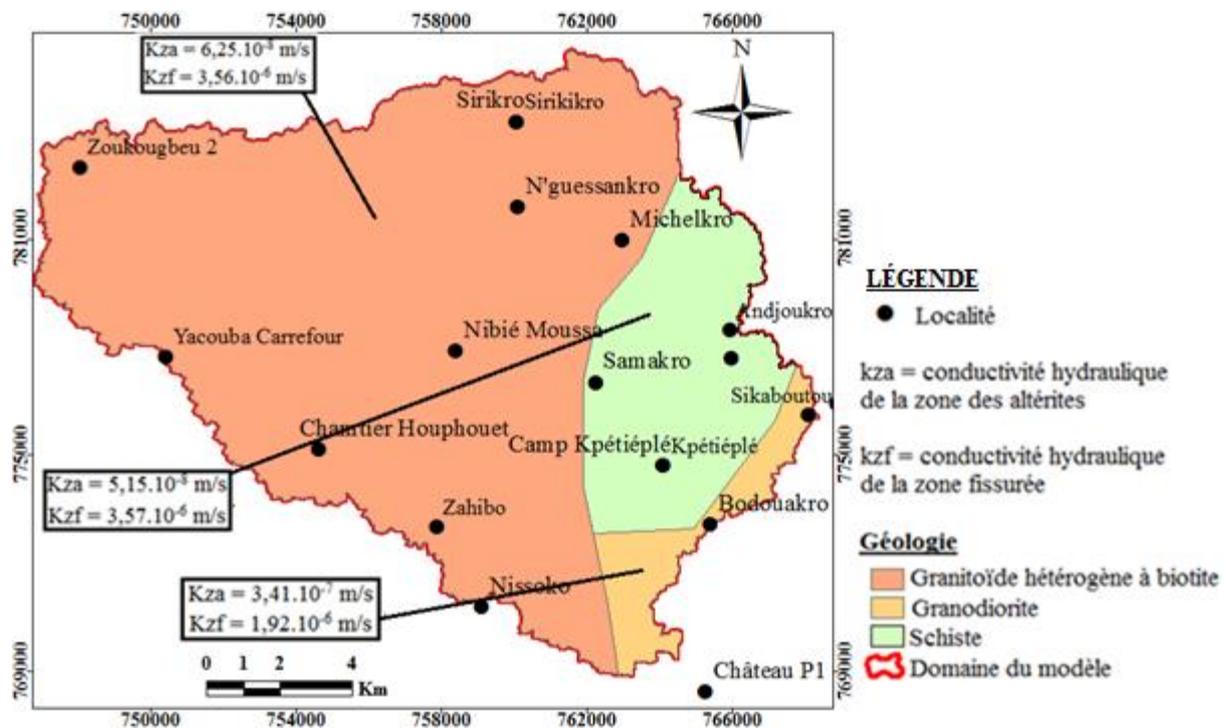


Figure 40. Carte de répartition des conductivités hydrauliques des formations géologiques constitutives des différents aquifères

4.4.2.6.2. Conductivité hydraulique des aquifères fissurés

Pour le calcul de la conductivité hydraulique, les données des essais de pompage ont été collectées auprès de la Direction Régionale de l'Hydraulique de Daloa. Les paramètres hydrodynamiques ont été calculés à partir des courbes grâce au logiciel AQTESOLV. Ainsi la

méthode de remontée de Theis-Jacob (1935) a été utilisée dans ce travail pour déterminer les valeurs de transmissivité. La détermination de ces valeurs de transmissivité lors de la remontée s'est faite par la formule suivante :

$$T = \frac{0,183Q}{\Delta s} \quad (\text{Eq.24})$$

Avec : Q est le débit moyen du pompage en (m^3/h) et Δs est la différence du rabattement résiduel par cycle logarithmique en mètre.

Dans cette étude, la conductivité hydraulique des aquifères fissurés a été calculée en divisant la transmissivité obtenue par l'épaisseur de la zone captée par le forage (ou épaisseur mouillée).

On applique donc la formule suivante :

$$K = \frac{T}{e} \quad (\text{Eq.25})$$

Avec :

K : Perméabilités (m/s) ; T : Transmissivités (m^2/s) ; e : épaisseurs mouillées (m)

Des valeurs de conductivité hydraulique ont été obtenues au niveau des granitoïdes hétérogènes, des schistes et des granodiorites. Ces valeurs sont respectivement de $3,56 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$; $3,57 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ et $1,92 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ (voir Figure 40).

4.4.2.7. Estimation de la recharge et des prélèvements des eaux souterraines

4.4.2.7.1. Recharge

L'estimation de la recharge des nappes vise à déterminer la lame d'eau susceptible d'alimenter les nappes d'eau souterraine. Cette lame d'eau constitue le facteur le plus important qui conditionne la disponibilité des ressources en eau souterraine. Dans cette étude, la recharge prise en compte est celle obtenue par Kamenan (2021) dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Cette recharge a été déterminée à l'aide du bilan hydrologique. Il permet de connaître les apports et les pertes en eau du bassin et donc de quantifier de façon globale les ressources en eau. En effet, il traduit de manière quantifiable le cycle de l'eau au niveau d'une région ou d'un bassin versant. Ce bilan hydrologique a été calculé par la méthode de Thornthwaite (1954). L'intérêt de cette méthode réside dans le fait qu'elle ne demande que les températures et pluviométries mensuelles. Le schéma général est donné à la figure 41 ci-dessous. Cette méthode permet d'estimer l'évapotranspiration potentielle.

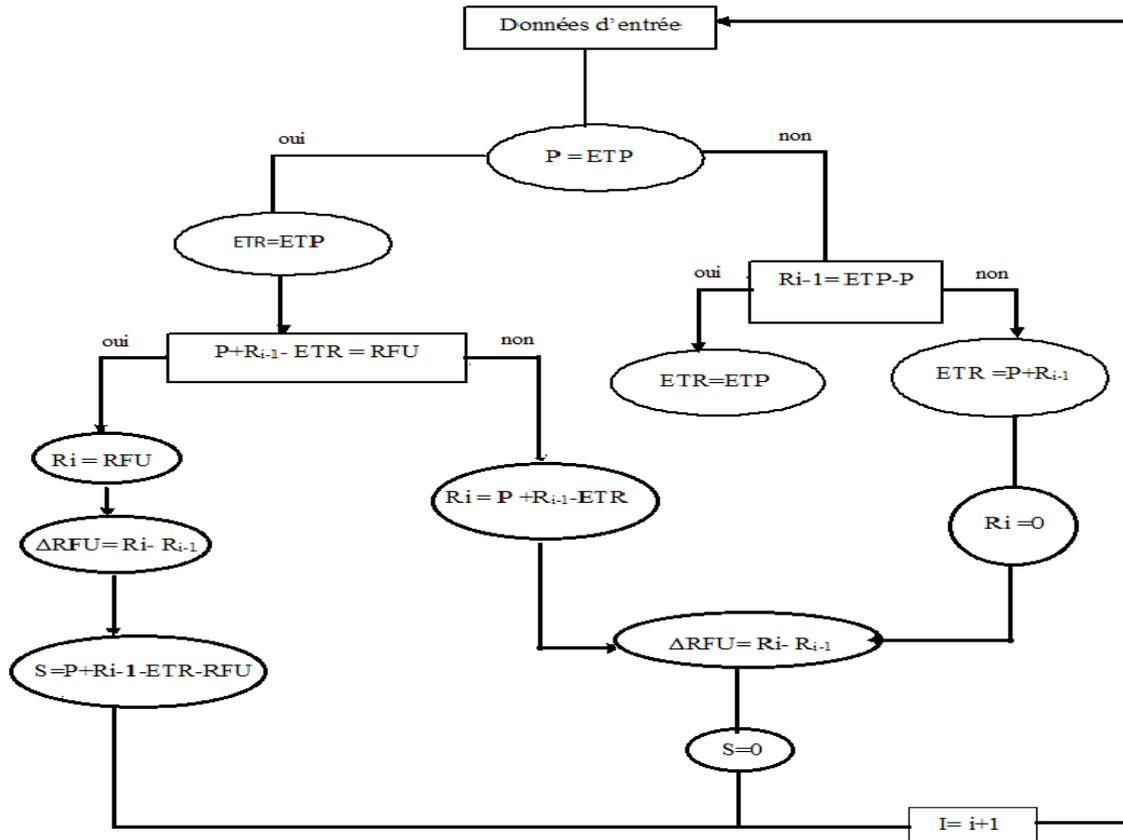


Figure 41. Organigramme du calcul du bilan mensuel de l'eau selon la méthode de Thornthwaite (1954) (in Kouamé, 2007)

Avec :

P : pluie d'entrée.

RFU : réserve facilement utilisable par les végétaux et caractérisant un sol.

R_{i-1} : réserve effective du mois précédent.

R_i : réserve effective du mois en cours de calcul.

S : surplus disponible pour l'écoulement superficiel ou souterrain.

ETP – ETR : déficit du bilan.

P - ETR : excédent du bilan.

$RFU = R_i - R_{i+1}$: variation des réserves.

Selon l'auteur, l'évapotranspiration potentielle est fonction de la température annuelle et de la durée du jour. La valeur de l'ETP mensuelle est :

$$ETP = 1,6 \left(\frac{10t}{I} \right)^a \quad (\text{Eq.26})$$

Avec :

I : indice thermique annuel ;

a est fonction de I tel que :

$$a = 6,75.10^{-7}I^3 - 7,71.10^{-5}I^2 + 1,79.10^{-2}I + 0,4923 \quad (\text{Eq.27})$$

Avec : t : température moyenne du mois considéré.

L'indice thermique mensuel (i) est donné par : $i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514} \quad (\text{Eq.28})$

Cette formule n'est valable que pour les mois de 30 jours et une durée de 12 heures par jour pendant toute l'année. Ce qui est assez rare. C'est pourquoi, il a été introduit un facteur correctif qui est fonction de la latitude du mois. D'où :

$$ETP = 1,6\left(\frac{10t}{I}\right)^\alpha \times f \quad (\text{Eq.29})$$

f : facteur correctif

La RFU est la quantité d'eau qui peut être stockée temporairement dans le sol à une profondeur suffisamment faible pour pouvoir être reprise par l'évapotranspiration. Cette grandeur est extrêmement difficile à déterminer dans la pratique. On considère qu'elle se situe généralement entre 50 et 100 mm d'eau.

Dans le cadre de cette étude, la valeur de ce paramètre a été fixée à 100 mm. La réserve initiale du premier mois de calcul a également été fixée à 100 mm et le mois de juillet (fin de la saison des pluies) est pris comme point de départ des calculs.

. Les données exploitées sont les données de température et de pluviométries moyennes mensuelles de la période 2007-2016 collectées à la SODEXAM, ainsi que les facteurs correctifs mensuels.

L'infiltration totale a été déterminée pour un coefficient de ruissellement de surface R estimé à 8% de l'excédent de pluie, valeur maximale admise au niveau de Daloa (Yao, 2015), à partir de l'équation générale du bilan hydrologique :

$$I = (P - ETR) - R \quad (\text{Eq.30})$$

Avec :

I : infiltration totale (en mm) ;

P : hauteur de précipitations (en mm) ;

ETR : évapotranspiration réelle (en mm) ;

R : ruissellement de surface (en mm).

La pluviométrie moyenne annuelle du bassin versant de la Lobo vaut 1 332 mm à Nibéhibé sur la période 2007-2016 (tableau II). Les pertes par évapotranspiration réelle sont estimées à 1153 mm/an. Ces pertes représentent globalement 86,56% des précipitations. Ces résultats supposent que les potentialités en eau de surface qui en découlent sont relativement peu abondantes. En effet, les écoulements de surface sont estimés à 14 mm/an (Nibéhibé) et soit 1% des précipitations moyennes du bassin. L'infiltration totale qui contribue à la recharge des nappes est de l'ordre de 165 mm/an. Cette lame d'eau représente environ 12,38% de la pluie.

Tableau II. Bilan hydrologique du bassin versant de la Lobo (2007-2016)

Mois	Pluie (mm)	ETP (mm)	ETR (mm)
Janvier	5	140	53
Février	63	149	440
Mars	117	161	655
Avril	104	157	750
Mai	185	150	943
Juin	153	126	843
Juillet	120	114	792
Août	178	110	772
Septembre	162	118	827
Octobre	162	128	895
Novembre	59	132	794
Décembre	24	129	311
Total	1332	1616	1153
Infiltration	165 mm/an		

4.4.2.7.2. Prélèvements

Les prélèvements concernent les eaux prélevées au niveau des forages et au niveau des rivières localisés dans la zone du modèle pour l'alimentation en eau potable des populations ou destinée à d'autres utilisations. Dans la zone du modèle, nous n'avons pas de forages à grand débit d'exploitation. La plupart des forages sont des forages équipés de pompe à motricité humaine. Ces forages ont un débit d'exploitation moyen de 3,5 m³/j, les prélèvements au niveau de ces forages sont négligeables et ne sont pas pris en compte dans le modèle. Les prélèvements en rivière sont également négligeables et ne sont pas pris en compte dans les volumes calculés car la cote de la rivière ne varie pas lorsque la pompe immergée est en activité.

4.4.2.8. Mesure de débits et propriétés des rivières

4.4.2.8.1. Mesure de débits de la rivière Lobo

La rivière Lobo est le cours d'eau principal du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. De façon spécifique, les mesures concernent deux stations de jaugeage (station 1 et 2) séparées par une distance de 21,5 km (Figure 42). La station 2 est située dans le village Bozo en aval de la confluence et la station 1 est située dans le village Château en aval de la station 2. Les hauteurs d'eau moyenne du mois de février relevées au niveau des deux stations sont de 1,83 m pour la station 1 et 1,35 m pour la station 2. La largeur moyenne du chenal de la rivière Lobo est de 37,5 mètres pendant les débits normaux d'étiage avec une profondeur moyenne de 3,5 mètres.

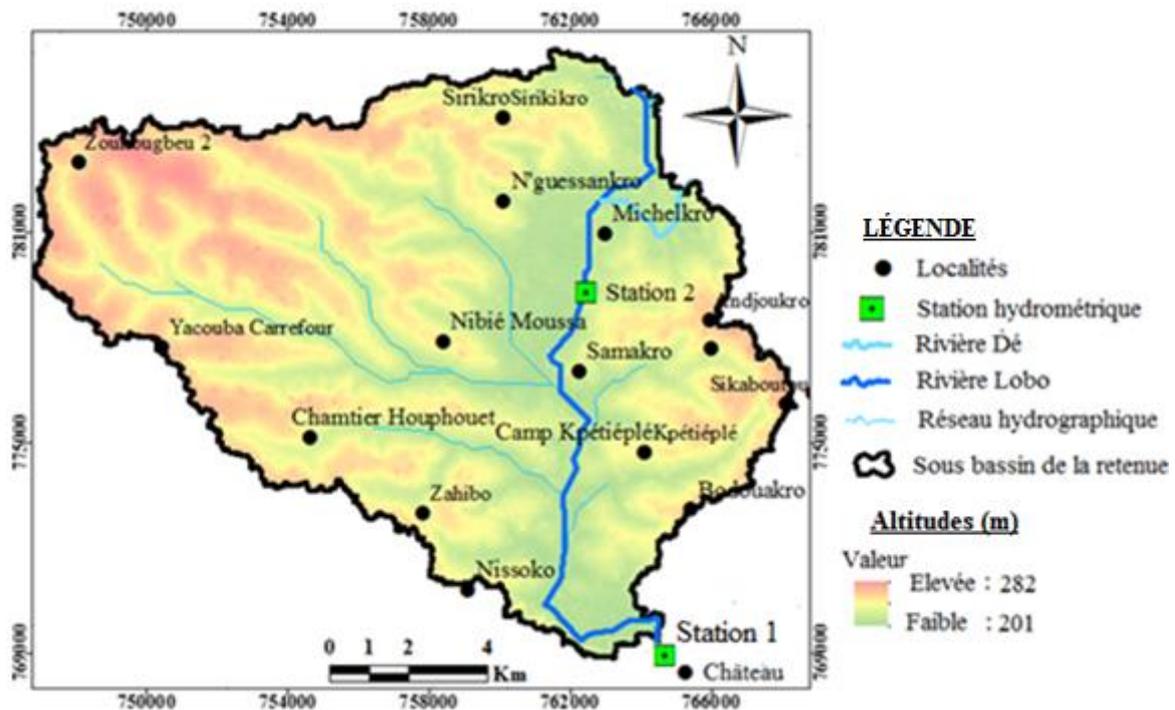


Figure 42. Carte des stations de jaugeage dans le domaine du modèle

Les débits journaliers mesurés au niveau des deux stations de jaugeage ont été obtenus par des campagnes de mesures de débits effectuées à la même période (février 2019) avec un courantomètre ADCP de type OTT Qliner 2 (Figure 43). Ces mesures de débits s'effectuent en faisant des sections verticales. Avec cette méthode, la section d'écoulement est divisée en plusieurs verticales en tenant compte de la géométrie du cours d'eau. Sur ces verticales, le courantomètre mesure à chaque 2 m la profondeur de l'eau et la répartition verticale de la vitesse. Les données mesurées ont été utilisées pour calculer la vitesse d'écoulement moyenne d'une verticale et le débit partiel. Le débit final est le résultat de la somme des débits partiels et le nombre de verticales. Il a une précision de $\pm 1\%$ de la valeur mesurée. Les débits mesurés

avec le Qliner au niveau des stations 1 et 2 sont respectivement de 0,75 m/s et 0,54 m/s.



Figure 43. Mesure de débits sur la rivière Lobo à la station hydrométrique 2

4.4.2.8.2. Mesure de débits de la rivière Dé

La rivière Dé s'écoule du nord-est à partir de la limite nord pour se déverser dans la rivière Lobo juste en amont du campement Michelkro (Figure 42). Cette rivière constitue l'affluent principal de la rivière Lobo à Nibéhibé et présente un phénomène d'eutrophisation très avancée. Des campagnes de terrain sont effectuées en période de basses eaux (février 2019) qui constitue la période qui est prise en compte par le modèle. Ces campagnes sont réalisées afin de collecter des informations relatives au débit d'écoulement, à la cote de la rivière, des sédiments et à la conductivité hydraulique des sédiments. Les campagnes de terrain ont permis de constater que le débit en provenance de la rivière Dé et qui se déversait dans la rivière Lobo était très faible. La largeur moyenne de la rivière est de 15 m. Les cotes respectives de la rivière et des sédiments sont 206,5 m et 206 m déterminées à partir des mesures de terrain.

4.4.2.9. Propriétés hydrodynamiques de la rivière Lobo

4.4.2.9.1. Coefficient de rugosité des berges et du lit du cours d'eau

L'équation de Manning est utilisée pour calculer la vitesse du courant du tronçon compris entre les deux stations hydrométriques mis en œuvre. Au cours des travaux sur le terrain, des prélèvements de sol sont réalisées sur le canal de la rivière Lobo qui relie les deux stations de jaugeage afin de déterminer le coefficient n de Manning comme entrée dans le modèle. Le coefficient de Manning peut être exprimé selon l'équation 31 (Chow *et al.*, 1988 ; Van der Molen *et al.*, 2007) :

$$V = \frac{K}{n} R^{2/3} S^{1/2} \quad (\text{Eq.31})$$

Où V (m/s) est la vitesse moyenne dans la section transversale ; k est 1 pour les unités métriques ; n est le coefficient de rugosité de Manning ; R (m) est le rayon hydraulique et S (m/m) est la pente énergétique (pente de la surface de l'eau pour un écoulement uniforme).

Le coefficient de rugosité (n) et la section transversale de Manning varient le long des tronçons naturels du canal. Les échantillons de sol prélevés au niveau des berges sont analysés (Figure 44). Ces analyses, basées sur les valeurs tabulées publiées par Chow *et al.* (1988) permettent de déterminer le coefficient n de Manning. Une valeur moyenne de n égale à 0,032 a été choisie car les berges sont plus riches en argile et donc en éléments plus fins.

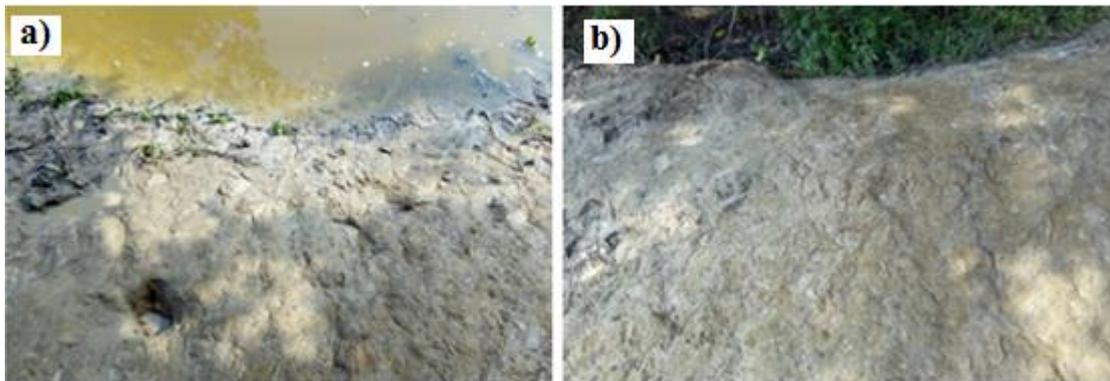


Figure 44. Rivière Lobo montrant les différentes conditions de rugosité prévalant dans le cours d'eau : a) : conditions de rugosité à Sikaboutou ; b) : conditions de rugosité à Bodouakro

4.4.2.9.2. Conductivité hydraulique du lit de la rivière Lobo

Les propriétés hydrodynamiques du lit de la rivière, et notamment sa conductivité hydraulique verticale font partie des paramètres les plus influents sur les flux nappe-rivière échangés (Cousquer *et al.*, 2017 ; Morel-Seytoux, 2009 ; Rushton, 2007). Ce paramètre peut être estimé au moyen de tests de perméabilité *in situ* (Cheng *et al.*, 2011). Cheng *et al.* (2011) proposent un dispositif de mesure, comprenant un tube cylindrique gradué à enfoncer verticalement dans les sédiments du fond de la rivière (Figure 45).

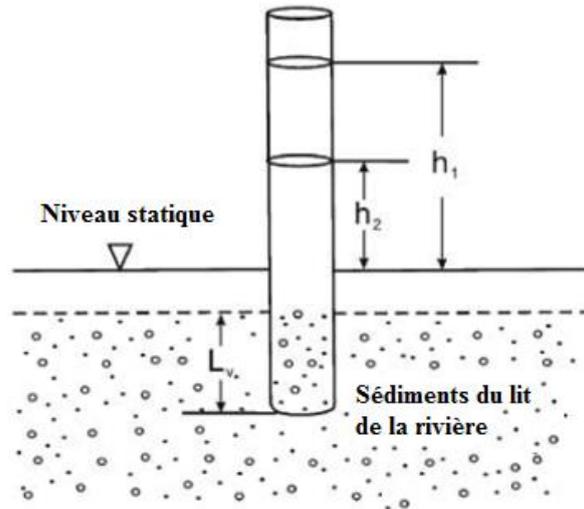


Figure 45. Schéma du perméamètre pour déterminer *in situ* la conductivité hydraulique verticale du lit de la rivière d'après Cheng *et al.* (2011)

Après avoir enfoncé le tube dans les sédiments d'environ 30 cm (Figure 46), de l'eau est ajoutée dans le tube depuis le haut. La charge hydraulique qui descend dans le tube est enregistrée pour différents pas de temps à l'intérieur du tube cylindrique gradué.

La conductivité hydraulique verticale est ensuite déduite de l'équation 32 (Hvorslev, 1951) :

$$K_{vb} = \frac{\frac{\pi D}{11m} + L_v}{t_2 - t_1} \ln \left(\frac{h_1}{h_2} \right) \quad (\text{Eq.32})$$

Où K_{vb} est la charge hydraulique verticale, L_v [L] est la profondeur de pénétration du tube dans les sédiments (30 cm dans le cadre de cette étude), h_1 et h_2 sont les charges mesurées respectivement aux temps t_1 et t_2 , D est le diamètre interne du tube et $m = qK_{hb}/K_{vb}$ avec K_{hb} la conductivité hydraulique horizontale moyenne des sédiments entourant le tube. D'après Cheng *et al.* (2011), m peut être choisi arbitrairement car il n'influence que peu la valeur estimée de K_{vb} . Ce protocole de mesure a été réalisé sur plusieurs points, le long du tronçon de la rivière.



Figure 46. Dispositif de détermination de la conductivité hydraulique des sédiments du lit de la rivière : a) : site de la station hydrométrique 2 ; b) : site de la station hydrométrique 1

Les mesures ont été réalisées une fois dans l'année en basses eaux (Figure 47). La moyenne arithmétique de conductivité hydraulique du lit de la rivière Lobo est estimée à $1,11 \times 10^{-7} \text{m/s}$, cette valeur est équivalent à la conductivité hydraulique moyenne de l'aquifère. On observe une légère variation des conductivités hydrauliques mesurées de l'amont (site 1) vers l'aval (site 4), sans doute induite par des vitesses d'écoulement plus faibles favorisant les dépôts de sédiments moins perméables (limons, argiles).

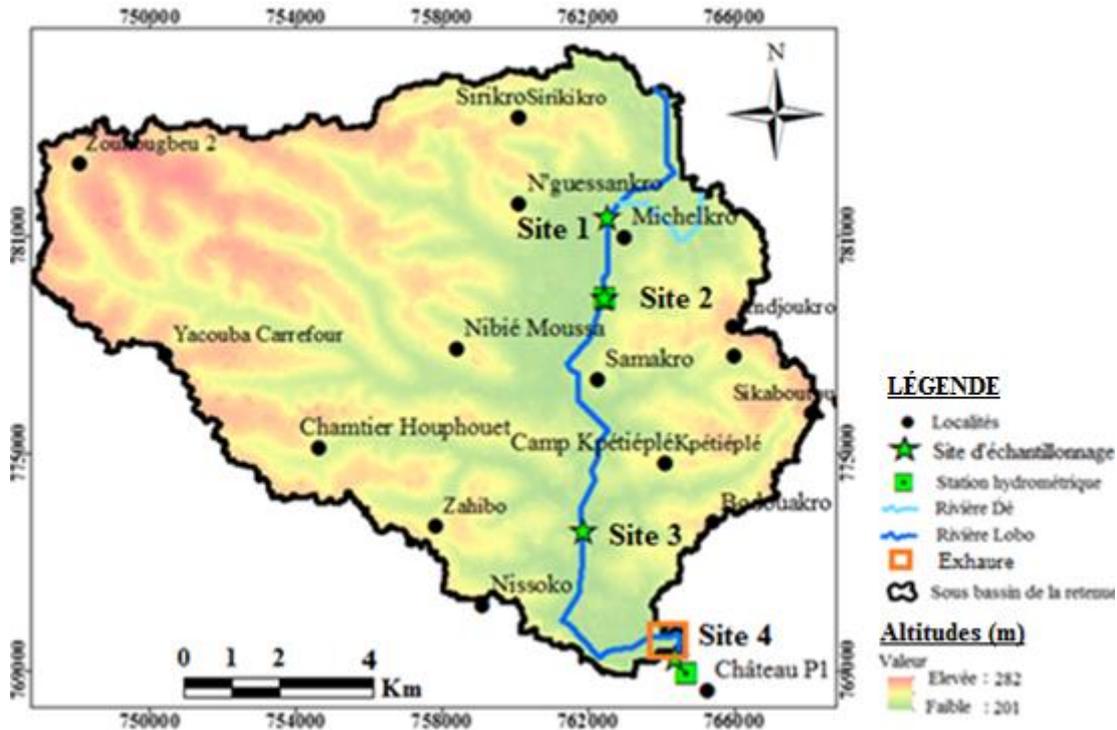


Figure 47. Carte des sites de mesure de conductivité hydraulique en basses eaux sur le tronçon de la rivière Lobo dans le domaine du modèle

4.4.2.9.3. Conductivité hydraulique des berges

L'infiltromètre double anneaux a été utilisé pour mesurer les conductivités hydrauliques des berges. Ces mesures ont été effectuées à la même période et sur les mêmes sites utilisés pour la mesure de la conductivité hydraulique des sédiments du lit de la rivière (Figure 47). Les berges étaient dans un état saturé et les deux anneaux de l'infiltromètre ont été enfoncés dans le sol. La moyenne arithmétique de la conductivité hydraulique des berges est estimée à $6,30 \times 10^{-7}$ m/s. Cette valeur est équivalente à la conductivité hydraulique moyenne des berges.

4.4.2.9.4. Épaisseur des sédiments de la rivière

Pour connaître la morphologie du fond de la rivière Lobo et l'épaisseur des sédiments déposés, un levé bathymétrique a été réalisé au niveau de chaque station hydrométrique (station 1 et 2). Le matériel utilisé pour la réalisation de la bathymétrie est un échosondeur de type Lowrance, Elite HDI (Figure 48a). Les déplacements sur le plan d'eau sont effectués au moyen d'un hors-bord (Figure 48b). Ces levés consistent à mesurer la profondeur de la rivière, par détermination de la distance entre la surface de l'eau et le fond de la rivière. En outre, ceux-ci consistent à mesurer l'épaisseur des sédiments déposés, par détermination de la hauteur entre la surface du fond de la rivière et le mur de la couche des sédiments déposés. La cote du plan d'eau pendant

la période de la campagne par rapport au niveau moyen de la mer est la cote de référence retenue lors de la réalisation des levés bathymétriques. Les levés bathymétriques ont été réalisés aussi bien dans le sens longitudinal que dans le sens transversal, sur une superficie d'environ 12,5 hectares pour la station 1 et 8 hectares pour la station 2. La bathymétrie effectuée au niveau de la station 1 s'est faite au niveau de la zone de captage de la SODECI. La profondeur moyenne de la rivière déterminée est de 2,14 m au niveau du lit de rivière, et de 2,44 m pour la profondeur des sédiments. Cela a donc permis d'estimer l'épaisseur moyenne des sédiments à 0,3 m. Au niveau de la station 2, la profondeur moyenne de la rivière est estimée à 3,32 m au niveau du lit de la rivière, et de 3,81 m pour la profondeur des sédiments. Cela a donc permis d'estimer l'épaisseur moyenne des sédiments à 0,49 m.



Figure 48. Matériel de levés bathymétriques : a) échousonneur de type Lowrance, Elite HDI ; b) hors-bord

4.4.2.10. Modèle numérique

Il existe deux types d'approches dans la modélisation numérique : l'approche de modélisation en régime permanent et l'approche de modélisation en transitoire (régime non permanent). Dans la présente étude, un modèle en régime permanent a été utilisé. L'écoulement en régime permanent se produit lorsque la hauteur de charge hydraulique est constante dans le temps. Cela équivaut à des conditions moyennes à long terme.

4.4.2.11. Discrétisation spatiale

Le choix de la grille de modélisation est une étape importante, qui conditionne la précision de la solution, le temps de calcul (Anderson *et al.*, 2015), et peut aussi avoir une influence sur la modélisation des échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

Le domaine à modéliser est discrétisé dans un système cartésien en mailles régulières aux centres desquels l'équation de diffusivité est résolue et les conditions aux limites doivent être connues (Figure 49). La discrétisation verticale tient compte des trois (3) couches (altérites, couche fissurée et socle sain). L'extension latérale du modèle est celle de la zone de captage de la SODECI qui couvre une superficie de 219 km², et est discrétisée en grilles de modèle carré de 200 m² en 174 lignes et 168 colonnes qui sont conformes au système de coordonnées WS 1984.

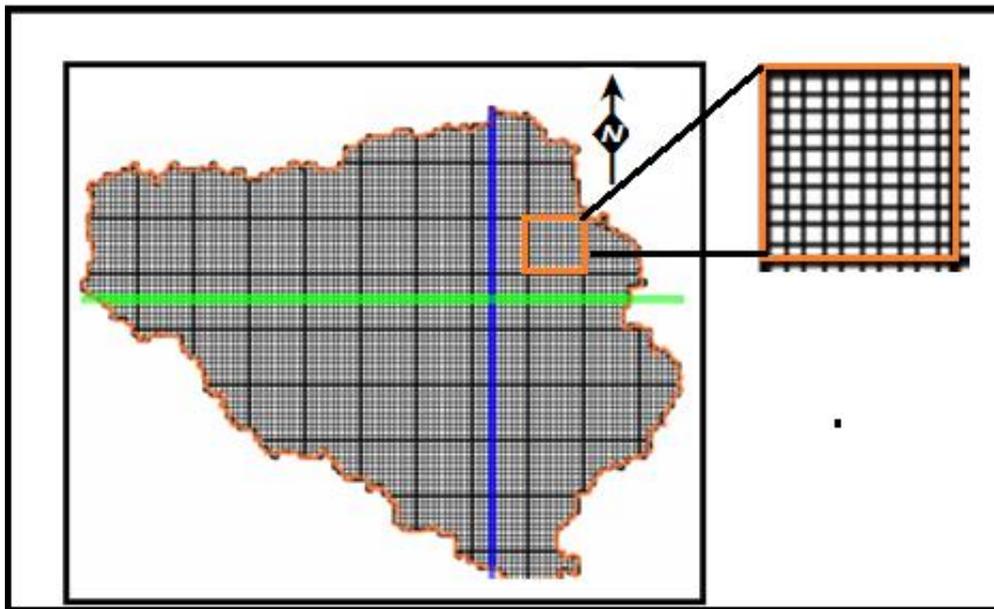


Figure 49. Carte du maillage de la zone de captage de la SODECI

4.4.2.12. Conditions aux limites

4.4.2.12.1. Condition de type Neumann (flux imposé)

Dans cette étude, la zone du modèle est la zone de captage de la SODECI dont l'exutoire se localise à l'exhaure. Les points d'observation sont à l'intérieur du domaine du modèle. Les flux étant généralement à l'échelle du site, des conditions à flux nul (type Neumann) sont appliquées aux conditions limites du modèle.

4.4.2.12.2. Condition de type Fourier

Pour intégrer la rivière au modèle aquifère, les conditions aux limites de type Fourier ont été utilisées. L'élévation du fond du lit de la rivière est attribuée à partir des données bathymétriques récoltées sur le terrain. La rivière est intégrée dans le domaine du modèle dans la couche supérieure uniquement sur la base de ses données bathymétriques.

Le volume d'eau qui s'écoule du cours d'eau est calculé en multipliant le taux d'infiltration par la surface mouillée du cours d'eau (Niswonger & Prudic, 2010). En considérant l'écart (distance) entre la zone non saturée et l'aquifère, le taux d'infiltration (flux sortant du cours d'eau) vers l'aquifère est calculé à partir de l'équation 33 :

$$Q = \frac{KwL}{m} (h_s - h_a) = C(h_s - h_a) \quad (\text{Eq.33})$$

Où Q est le débit volumétrique entre une section donnée du cours d'eau et le volume de l'aquifère (L^3T^{-1}) ; K est la conductivité hydraulique saturée des sédiments du lit du cours d'eau (LT^{-1}) ; w est la largeur du cours d'eau (L) ; L est la longueur du cours d'eau correspondant à un volume de l'aquifère (L) ; m est l'épaisseur du dépôt du lit du cours d'eau s'étendant de haut en bas selon les spécifications de l'utilisateur (L) ; h_s est la hauteur de chute dans le cours d'eau déterminée en ajoutant la profondeur du cours d'eau à l'élévation du lit du cours d'eau (L) et h_a est la hauteur de chute dans l'aquifère sous le lit du cours d'eau (L) ; et C est la conductance du lit du cours d'eau (L^2T^{-1}).

4.4.2.12.3. Condition de type Cauchy

La rivière Dé a une limite de troisième type ou condition de Cauchy. Il s'agit d'un potentiel imposé sur la rivière et d'un facteur de colmatage du lit (coefficient de transfert) qui exprime la relation de flux qui existe entre la rivière et l'aquifère. Ainsi, cette condition revient à une condition du premier type (potentiel imposé) dès lors que le lit de la rivière n'est pas colmaté et une condition de type flux nul si le fond de la rivière est colmaté. Au niveau de la rivière, le potentiel hydraulique varie de façon linéaire. Sa variation est obtenue à partir de l'interpolation 1D des cotes altimétriques du plan d'eau, mesurées en différents endroits de la rivière.

4.4.2.12.4. Conditions aux limites de « type forage » et de « type recharge »

Dans cette partie, nous avons assigné au niveau de la topographie, une recharge directe. Cette

recharge directe résulte de l'infiltration des précipitations et représente une limite dite « de recharge ». Elle a été considérée constante dans l'espace en régime permanent. En ce qui concerne les forages, les prélèvements dans les forages varient de 0,5 à 3,5 m³/jour. Par conséquent une condition aux limites de « type forage » n'a pas pu être appliquée car les prélèvements ont été considérés négligeables.

4.4.2.13. Conditions initiales

Les conditions initiales sont constituées des données piézométriques de 07 forages hors d'usage dont les données ont été recueillies en période de basses eaux (février 2019). Ces 07 forages sont considérés comme représentatifs de la piézométrie moyenne de la nappe de la zone du modèle et représentent les points d'observations. Ces différents points nous ont permis de réaliser la carte piézométrique de base en fonction de la période de modélisation.

4.4.2.14. Simulation numérique

Une fois les propriétés hydrodynamiques des différentes formations géologiques et des rivières spécifiées, auxquelles s'ajoutent les différentes conditions aux limites et les autres données nécessaires pour la modélisation, on passe à la simulation numérique. Dans la présente étude, la simulation numérique est réalisée en milieu continu équivalent et milieu continu discrétisé. Cette simulation numérique se décompose suivant deux phases.

(i) La première phase de simulation est basée sur l'approche milieu continu équivalent et isotrope (Figure 50). Pour la première couche du modèle (couche d'altérites), les conductivités hydrauliques sont fixées à $K = 6,25 \times 10^{-8}$ m/s et à $5,15 \times 10^{-8}$ m/s pour les formations granitoïdes hétérogènes à biotite et pour les schistes, alors qu'elles sont fixées à $K = 3,41 \times 10^{-7}$ m/s pour les formations de granodiorites. Pour la seconde couche du modèle (couche fissurée), la conductivité hydraulique est fixée respectivement à $K = 3,56 \times 10^{-6}$ m/s, $K = 3,57 \times 10^{-6}$ m/s et $K = 1,92 \times 10^{-6}$ m/s pour les granitoïdes hétérogènes à biotite, les schistes et les granodiorites. La conductivité hydraulique de la troisième couche (socle) est fixée à $K = 3,56 \times 10^{-9}$ m/s, $K = 3,57 \times 10^{-9}$ m/s et $K = 1,92 \times 10^{-9}$ m/s respectivement pour les granitoïdes hétérogènes à biotite, les schistes et les granodiorites.

(ii) La seconde phase de simulation se différencie de la première par l'introduction de fractures subverticales 2D dans la troisième couche (socle) sur la base des accidents majeurs extraits de la carte des fractures majeures de la zone d'étude. Les valeurs de conductivité hydraulique attribuées aux accidents majeurs sont les moyennes (géométriques) de

conductivités hydrauliques associées aux forages qui captent ces accidents majeurs suivant les domaines des granitoïdes hétérogènes à biotite, des schistes et des granodiorites (Figure 51).

(iii) Le maillage est affiné autour des fractures et les valeurs de conductivités hydrauliques des fractures qui sont respectivement de $K= 3,56 \times 10^{-6}$ m/s, $K= 3,57 \times 10^{-6}$ m/s et $K= 1,92 \times 10^{-6}$ m/s lorsque celles-ci se situent dans les granitoïdes hétérogènes à biotite, les schistes et les granodiorites. La conductivité hydraulique moyenne des fractures qui traversent à la fois les granitoïdes hétérogènes à biotite, les schistes et les granodiorites est de $K= 3,0 \times 10^{-6}$ m/s. Cette valeur est estimée à partir de la moyenne géométrique des conductivités des fractures traversant les granitoïdes hétérogènes à biotite, les schistes et les granodiorites. Les conductivités hydrauliques moyennes des fractures qui traversent à la fois les granitoïdes hétérogènes à biotite et les schistes, les schistes et les granodiorites sont respectivement de $K= 3,56 \times 10^{-6}$ m/s et $K= 2,74 \times 10^{-6}$ m/s.

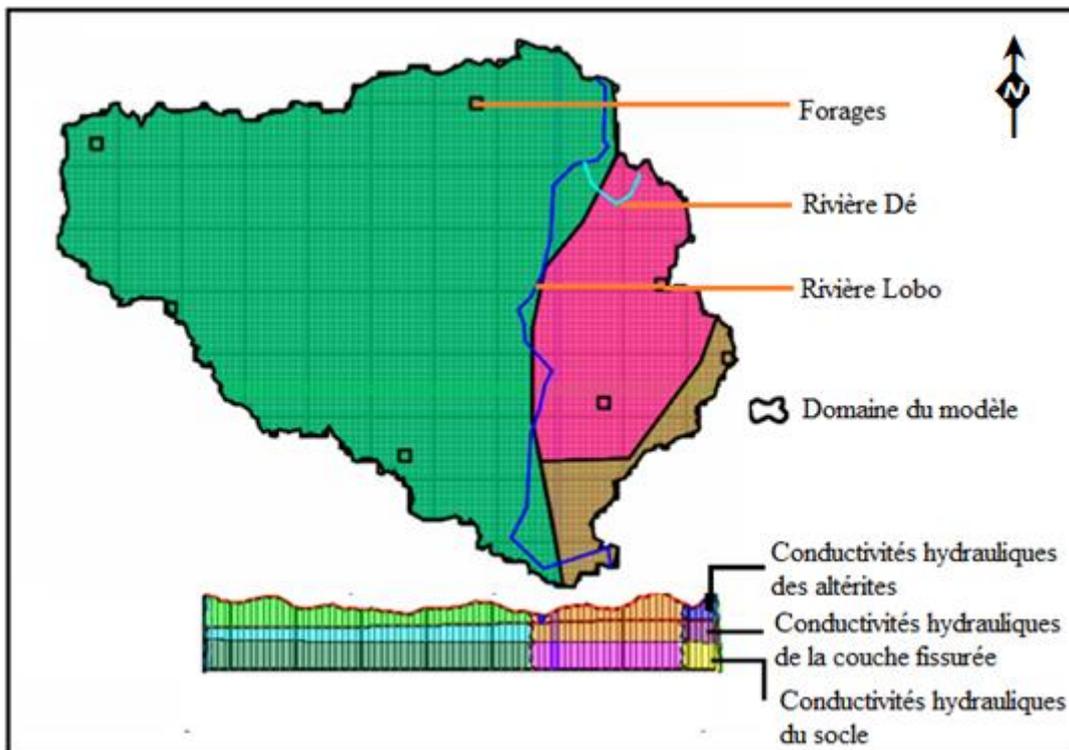


Figure 50. Carte du modèle de simulation sans introduction de fractures dans le socle sain

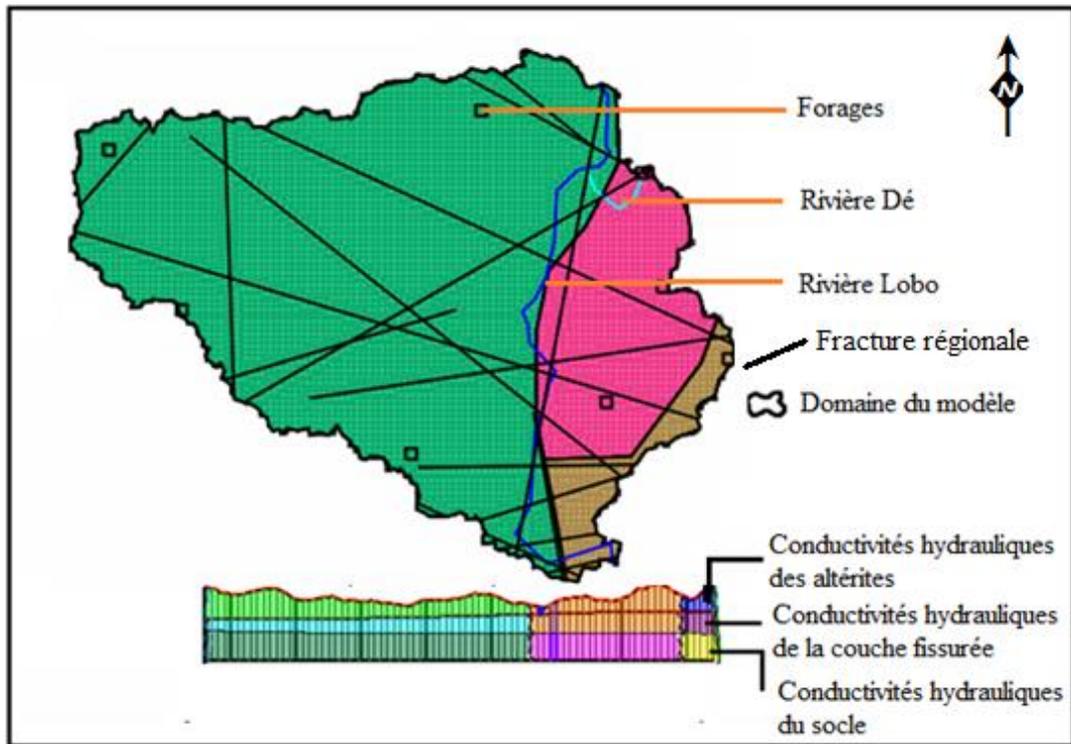


Figure 51. Carte du modèle de simulation avec fractures introduites dans la troisième couche du modèle suivant les domaines géologiques (vue en plan)

4.4.2.14.1. Calibrage du modèle

Les différents modèles mis en place ont été calés en régime permanent avec les données piézométriques des basses eaux (février 2019).

Les modèles numériques d'écoulements souterrains sont constitués en tenant compte des différentes hypothèses émises dans la section précédente. En régime permanent, un modèle 3D avec trois couches a été mis en place. Le calage d'un modèle consiste à ajuster les paramètres initiaux et les conditions aux limites de façon à reproduire avec une certaine fiabilité, l'évolution réelle de la nappe sur la période d'étude. Ainsi, le calage de notre modèle en régime permanent a consisté à ajuster la conductivité hydraulique et/ou la recharge afin de minimiser la différence entre les charges observées et les charges calculées au niveau des points d'observations. Ainsi, ces paramètres (conductivité et recharge) ont été ajustés par essai et erreur. La méthode de calage par essai et erreur a été choisie parce que sur la zone à modéliser, certains forages sont encore en activité. Le calage en régime permanent s'est effectué à partir des relevés piézométriques des basses eaux de février 2019. De façon pratique, le calage du modèle s'est effectué comme suit :

- ajustement de la conductivité hydraulique et/ou de la recharge ;

- simulation du modèle ;
- comparaison des valeurs de charge hydrauliques calculées et celles observées et si les écarts sont grands alors on reprend le processus.

Cette procédure est exécutée jusqu'à ce que les écarts entre les valeurs de terrain et celles calculées par le logiciel soient faibles (Rossier, 1990).

4.4.2.14.2. Évaluation des performances du modèle

La performance du modèle a été réalisée pour les hauteurs hydrauliques en se basant sur une évaluation des erreurs. Ces erreurs ont été vérifiées à partir des valeurs observées et simulées par une analyse statistique et une observation du bilan hydrique, en termes d'écart entre les apports totaux. En outre, la performance du modèle a été vérifiée en analysant les diagrammes de dispersion observés et simulés des hauteurs hydrauliques. Pour les hauteurs hydrauliques, une analyse statistique comprenant la moyenne des erreurs (ME), l'erreur absolue moyenne (MAE) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE), telles que présentées dans les équations (34 à 36), a été utilisée pour évaluer la performance du modèle.

$$ME = \frac{1}{n} \sum (H_{obs} - H_{sim}) \quad (\text{Eq.34})$$

$$MAE = \frac{1}{n} \sum | H_{obs} - H_{sim} | \quad (\text{Eq.35})$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (H_{obs} - H_{sim})^2} \quad (\text{Eq.36})$$

Où : H_{obs} est la hauteur observée ;

H_{sim} est la hauteur simulée et ;

n est le nombre d'observations.

Une petite valeur de ME indique l'ajustement non biaisé du modèle global, c'est-à-dire que les valeurs simulées sont en moyenne par rapport aux valeurs mesurées ou réelles (Anderson & Woessner, 1992). Toutefois, comme les résidus négatifs et positifs sont inclus dans la valeur moyenne, les erreurs peuvent s'annuler mutuellement et ne constituent pas un indicateur suffisant de l'ajustement du modèle. La MAE et la RMSE sont utilisées pour mesurer l'ampleur moyenne des erreurs. La plage de valeurs possibles pour la MAE est de 0 à ∞ et pour la RMSE de $-\infty$ à ∞ . Dans la présente étude, la RMSE a été utilisée pour mesurer l'ampleur moyenne des

erreurs. Lorsque la valeur de RMSE est proche de 0 m, cela indique un bon calage du modèle.

4.4.2.14.3. Bilan hydrique

Le bilan hydrique du modèle indique le total des apports et des sorties de la zone modélisée. Les différents flux sont divisés en flux entrants et flux sortants. Le logiciel ModelMuse fournit le bilan global des eaux souterraines pour la zone modélisée après une exécution réussie du modèle MODFLOW. Le post-processeur ZONEBUDGET disponible dans l'environnement de modélisation ModelMuse a été utilisé pour obtenir le bilan hydrique entre les eaux souterraines des aquifères fissurés de la zone de captage de la SODECI et les cours d'eau (rivière Lobo et Dé). En régime permanent, les quantités d'eau qui entrent dans le modèle doivent être identiques aux quantités d'eau qui sortent de ce modèle.

Conclusion partielle

Ce chapitre a présenté plusieurs méthodes nécessaires à la réalisation de ce travail. D'abord, l'utilisation des techniques de télédétection et le traitement du MNT permettent d'élaborer la carte des fractures majeures et d'identifier les drains d'origine structurale ainsi que les zones potentielles d'échanges nappe-rivière respectivement. Ensuite, l'utilisation des SIG permet de caractériser la piézométrie du bassin et d'identifier les zones potentielles d'échanges nappe-rivière à l'aide de l'interprétation des isopièzes. Outre cette approche, les données d'analyses physico-chimiques saisonnières sont utilisées pour caractériser l'interaction nappe-rivière à partir de la classification hiérarchique et du test d'homogénéité. Enfin, un modèle couplé eau souterraine-eau de surface permet de quantifier les gains et les pertes au niveau des rivières ainsi qu'au niveau de l'aquifère fissuré sous-jacent dans la zone de captage de la SODECI. La mise en œuvre de toutes les méthodes présentées a permis d'obtenir plusieurs résultats. L'exploitation de ceux-ci fait l'objet de la troisième partie du mémoire.

TROISIÈME PARTIE : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

CHAPITRE 5 : CARTOGRAPHIE DES ZONES POTENTIELLES D'ÉCHANGES NAPPE-RIVIÈRE ENTRE LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE ET L'AQUIFÈRE DE SOCLE FISSURÉ PAR APPROCHE SIG

5.1. Distribution des intensités de fractures

5.1.1. Discontinuités hydrostructurales du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

La mise en évidence des discontinuités hydrostructurales est faite à travers une portion de l'image de la zone étudiée (Figure 52). La présence des accidents d'origine tectonique est assez remarquable dont un certain nombre est indiqué par les pointes des flèches (Figure 52a). Le relevé de ces linéaments structuraux composés de failles, de fractures majeures et secondaires est fait manuellement par simple observation visuelle (Figure 52b), montrant ainsi le potentiel des données radars à la cartographie hydrostructurale. L'analyse des produits issus de la combinaison des images radars et des données MNE, met en relief de multiples attributs morphométriques, les accidents majeurs comme secondaires et le réseau hydrographique (Figure 53). Les différentes structures sont très bien rehaussées et accentuées suivant les paramètres d'estompage (angle d'élévation et azimutal).

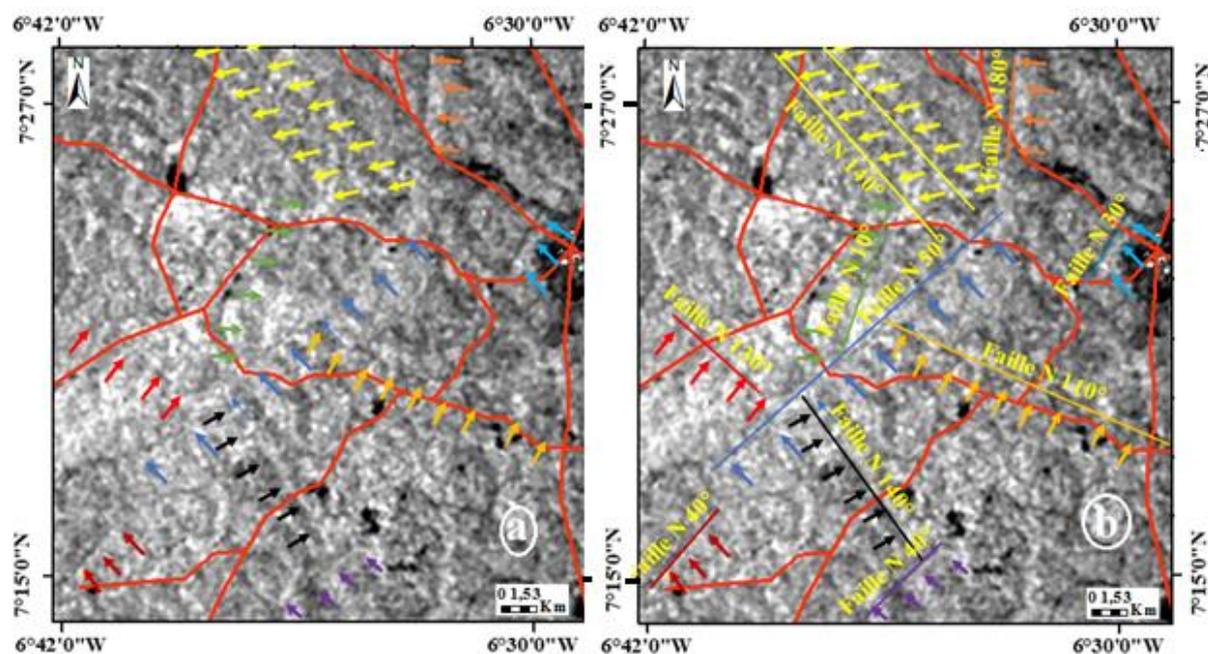


Figure 52. Exemple d'interprétation directe de linéaments (portion de la scène Sentinelle 1A dans la zone de Vavoua) ; a) linéaments identifiés ; b) relevé direct des linéaments suivant les orientations

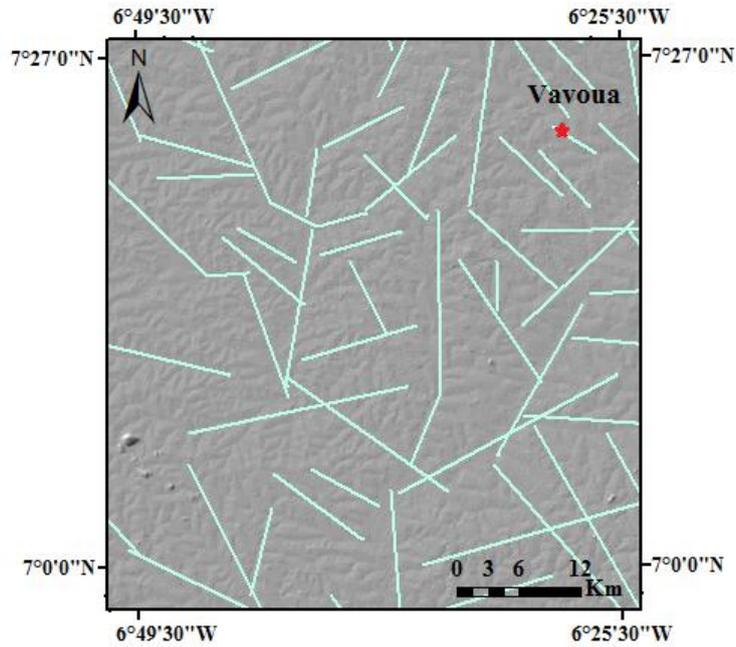


Figure 53. Représentation synthétique des morphostructures dans l'extrait de l'image d'ombrage (45°E ; 315°E) issue de la combinaison des images Sentinelles 1A et MNT (fenêtre 93x93)

Les images radars Sentinelles 1A ont permis le relevé de 1130 linéaments structuraux contre 125 morphostructures pour celle de l'image d'ombrage (MNT). Le couplage des discontinuités structurales et morphostructurales (Figure 54) a permis d'extraire de l'ensemble du réseau, les doublures des traits structuraux afin de produire une carte de synthèse hydrostructurale.

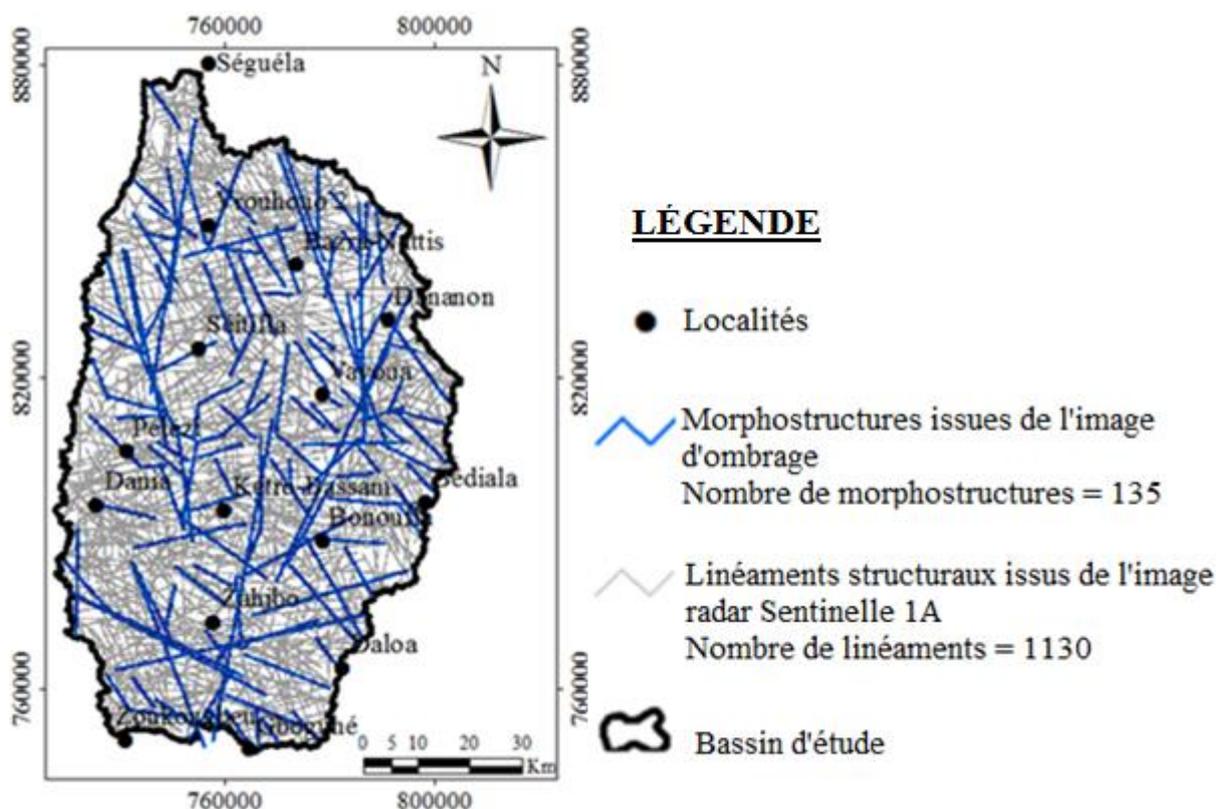


Figure 54. Carte du couplage des linéaments structuraux et morphostructuraux du bassin de la Lobo à Nibéhibé

La carte linéamentaire détaillée (Figure 55a) montre les linéaments mineurs et majeurs du socle précambrien schisteux et granitiques. Le traitement des images a permis de relever un réseau de 1231 linéaments interconnectés de tailles variables (0,08 à 82,14 km) avec une longueur cumulée de 13303,7 km. La rose directionnelle (Figure 55c) associée au réseau de linéaments détaillés révèle deux directions majeures N0-10 (14%) et N90-100 (12%). Les directions secondaires sont les classes N70-80 (7%), N100-110 (7%), N150-160 (7%). Dans la région, on note également la présence de linéaments mineurs de direction N60-70, N110-120 et N160-170 avec des fréquences en nombre et en longueurs cumulées de 6%. La figure 55b présente la carte de synthèse des linéaments majeurs (au nombre de 121) de la Lobo, extraits des linéaments détaillés. Ces linéaments appartiennent pour la plupart aux grandes directions suivantes : N-S, NE-SO, E-O et NO-SE.

Le réseau de linéaments indique une chenalisation des écoulements souterrains suivant les différentes orientations. Ces écoulements sont pour la plupart imposés par les grands couloirs de fractures selon qu'elles soient ouvertes ou semi-ouvertes. L'essentiel du potentiel hydrique étant stocké en milieu fracturé et/ou fissuré, l'entassement connecté de ces réseaux constitue une base de données utile à une modélisation hydrogéologique du système aquifère et son

interaction avec les eaux de surface pour une gestion intégrée des deux hydrosystèmes (eau souterraine, eau de surface).

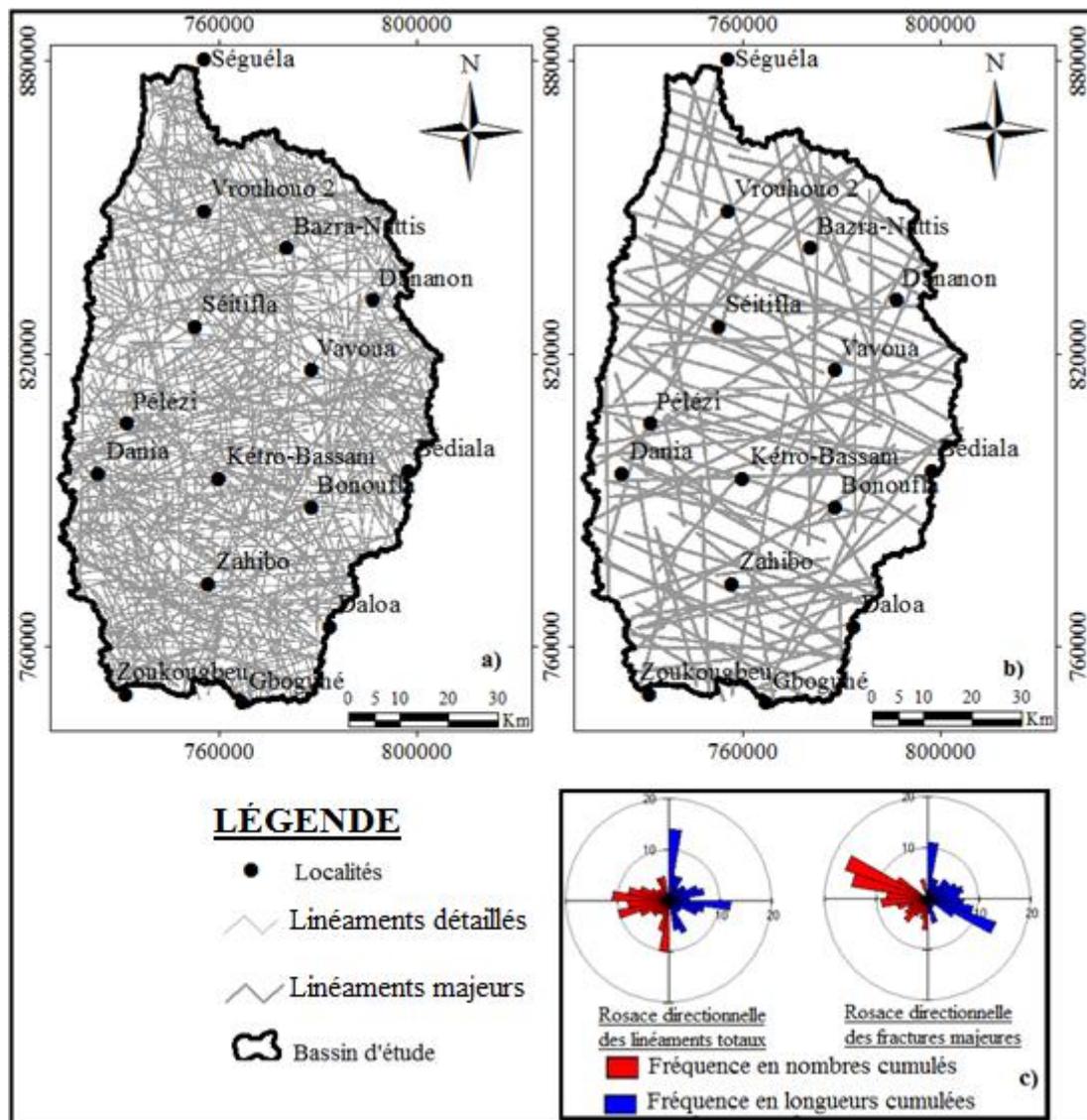


Figure 55. Carte linéamentaire du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé : a) : linéaments détaillés ; b) : linéaments majeurs ; c) : rosaces directionnelles

5.1.2. Validation des linéaments majeurs

Dans la zone d'étude, les fractures majeures de l'image ETM+ de Landsat 7 sont au nombre de 59, donc moins représentatives. Cependant, 25/59 de ces fractures majeures concordent avec ceux des linéaments majeurs du bassin de la Lobo issus des images radars (Figure 56).

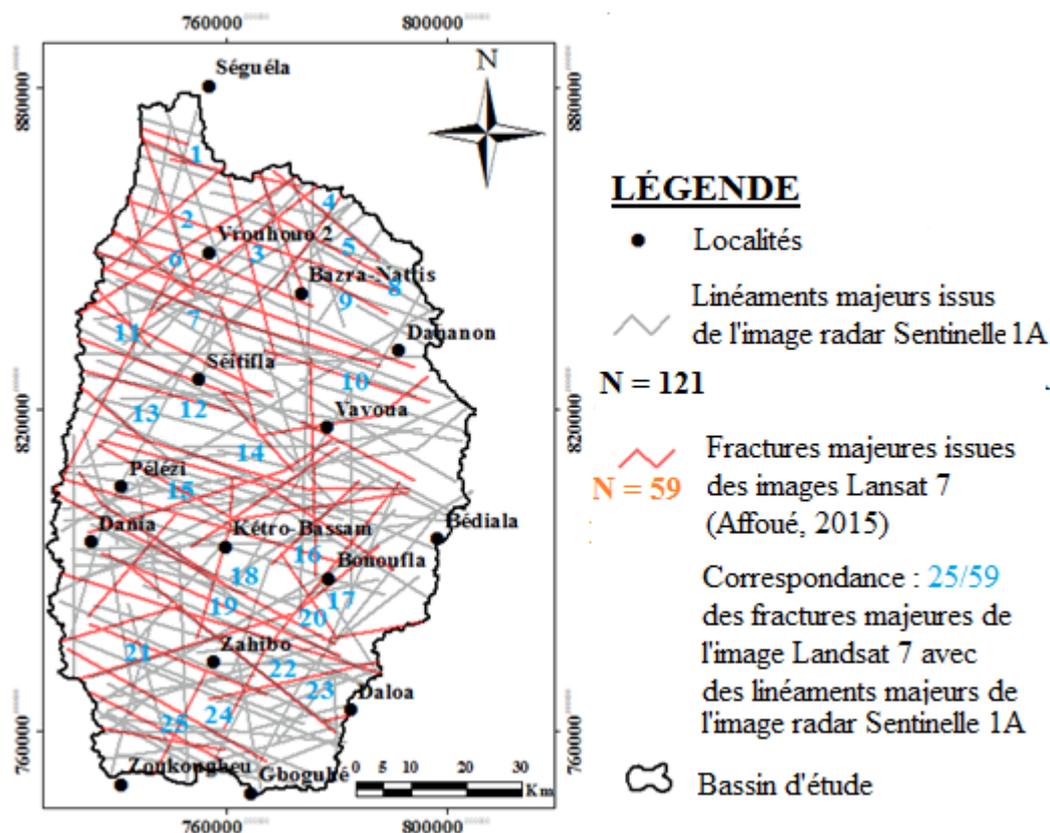


Figure 56. Carte de validation des fractures majeures du bassin de la Lobo à Nibéhibé issues des données Landsat 7/ETM+ à l'aide des structures géologiques existantes

En plus de la validation des linéaments majeurs avec les fractures de l'image ETM+ Landsat 7, les débits d'exploitation des forages ont été superposés aux linéaments majeurs issus des images radars (Figure 57). On remarque que ces forages s'alignent ou sont proches de la plupart des linéaments majeurs cartographiés. Aussi, le résultat montre que les débits supérieurs ou égale à $5 \text{ m}^3/\text{h}$ sont sur un linéament majeur ou dans la zone d'influence d'un linéament majeur. À partir de ces résultats, nous pouvons dire que les linéaments majeurs de la zone d'étude pourraient être des fractures majeures qui constituent des couloirs d'écoulement des eaux souterraines.

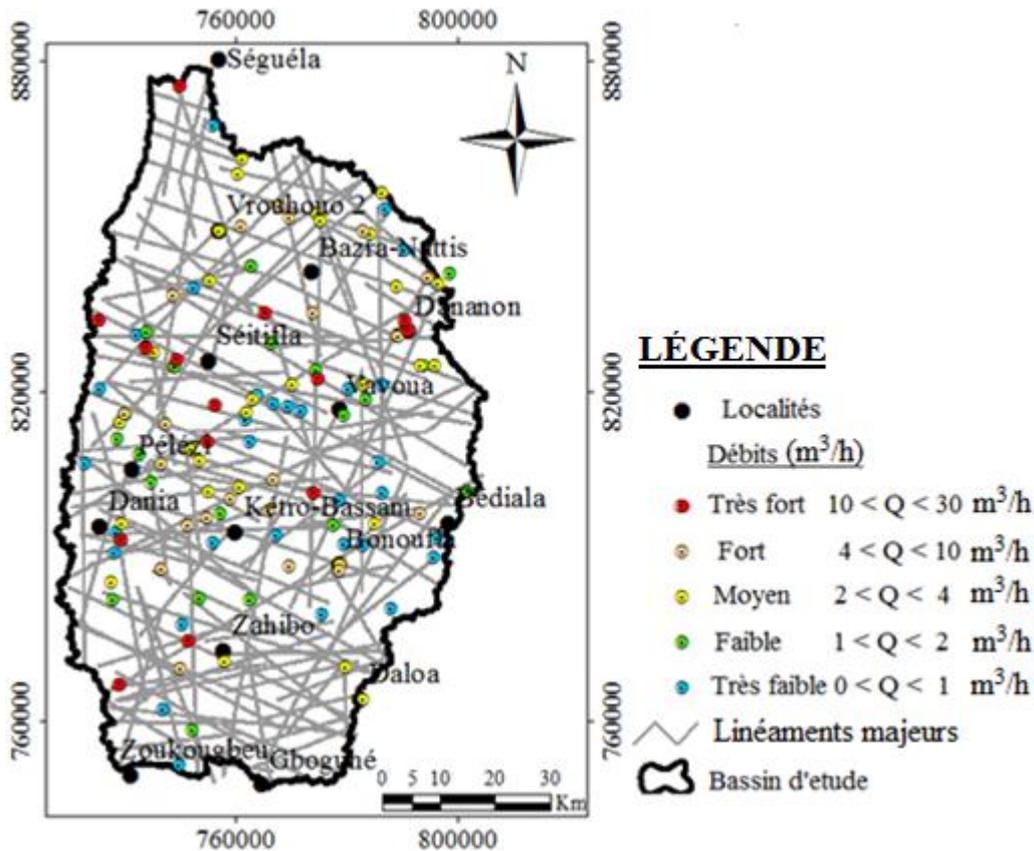


Figure 57. Carte de la mise en relation des forages implantés à l'aide de la géophysique et des linéaments majeurs

5.1.3. Carte de densité de fracturation

Les tests statistiques réalisés sur les fractures majeures du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé ont permis d'obtenir la carte de densité de fracturation (Figure 58). L'analyse de cette carte montre une densité qui fait ressortir 4 classes dont les classes faible, moyenne, forte et très forte. La classe de densité faible occupe environ 13% de la superficie totale de la zone d'étude et s'observe exclusivement au niveau des extrémités du bassin avec quelques îlots au Nord, Nord-Ouest et Sud-Est. Quant à la classe de densité moyenne, elle représente 25% de la surface totale de la zone d'investigation. Cette classe est plus présente au Nord, à l'Est à l'Ouest et au Sud, avec quelques poches isolées dans la partie centrale. La classe de densité forte est la classe la plus importante de la zone d'étude. Elle couvre une superficie de 35 % et est signalée dans tous les secteurs de la zone d'étude. Cette classe est plus prononcée au Sud et dans la partie centrale du bassin. Pour ce qui concerne la classe de densité très forte, elle couvre 27 % de la zone d'étude et s'observe également sur la quasi-totalité de la zone d'étude. Cette classe est plus prononcée au nord-ouest et au sud. Les secteurs de densité forte et très forte sont considérés

comme des zones très propices aux infiltrations.

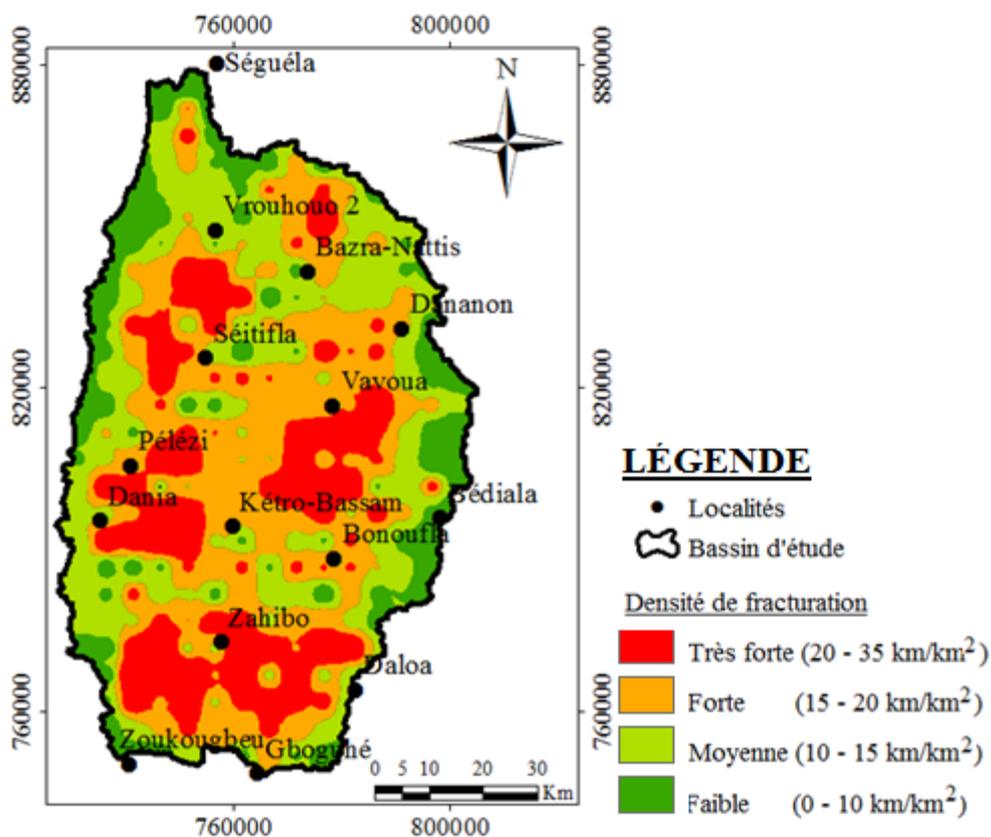


Figure 58. Carte de densité de fracturation du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

5.2. Drains ayant une origine structurale

5.2.1. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé extrait du MNT regorge de nombreux cours d'eau qui s'écoulent en son sein (Figure 59). L'analyse de cette carte montre un réseau hydrographique bien développé.

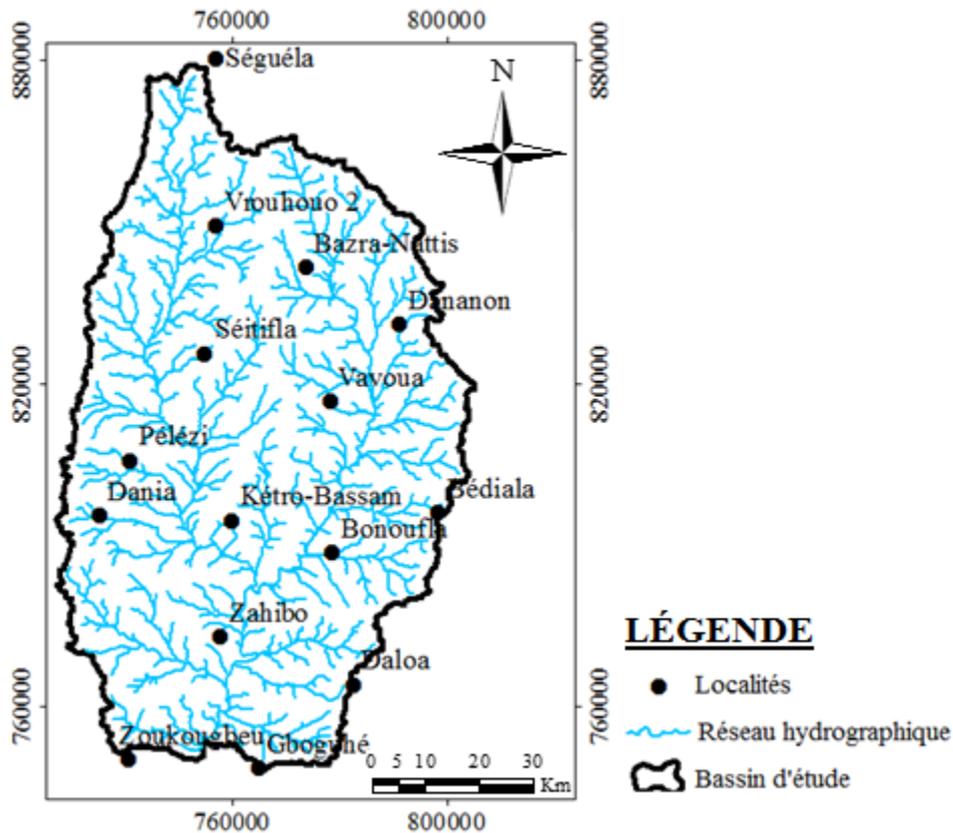


Figure 59. Carte du réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

5.2.2. Hiérarchisation du réseau hydrographique

La hiérarchisation du réseau hydrographique selon la méthode de Strahler a permis de mettre en exergue les différents ordres des cours d'eau qui varient de 1 à 5 (Figure 60). Les cours d'eau d'ordre 1 et 2 qui représentent respectivement 46% et 24% de l'effectif total des cours d'eau du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Ils sont plus marqués par rapport aux cours d'eau d'ordre 3 ; 4 et 5 de proportions respectives 18% ; 7% et 5%. Cette situation témoigne de la contribution des petits cours d'eau dans le drainage du bassin.

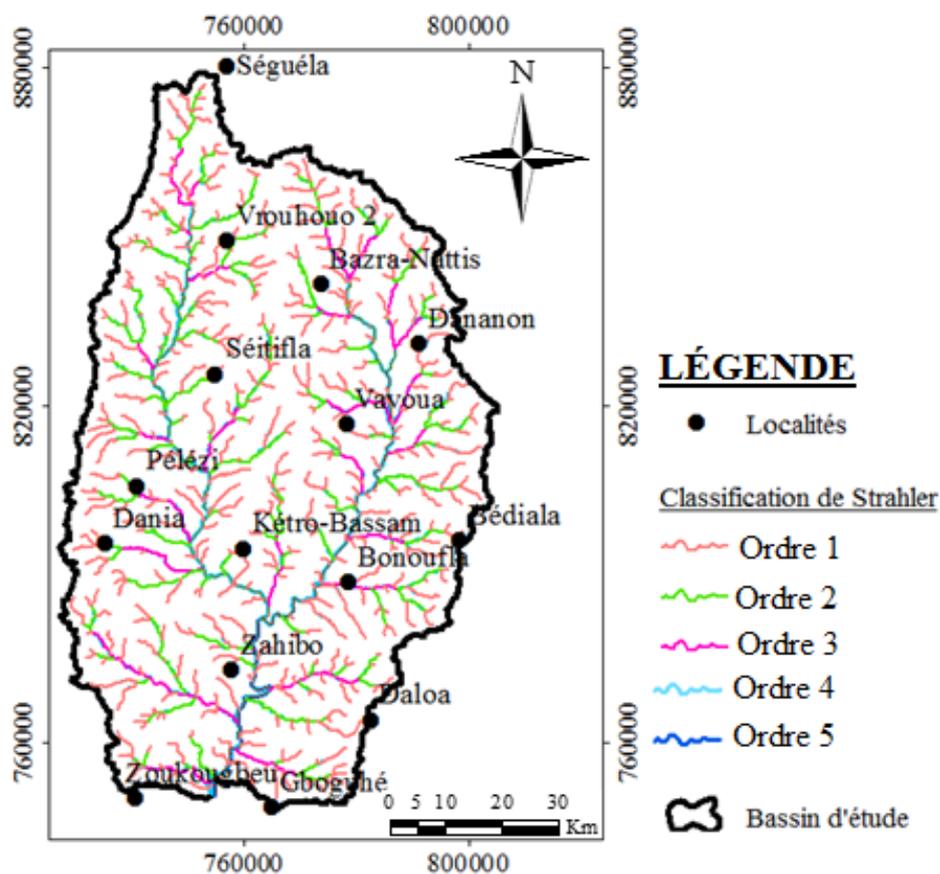


Figure 60. Carte de la hiérarchisation du réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo selon la classification de Strahler

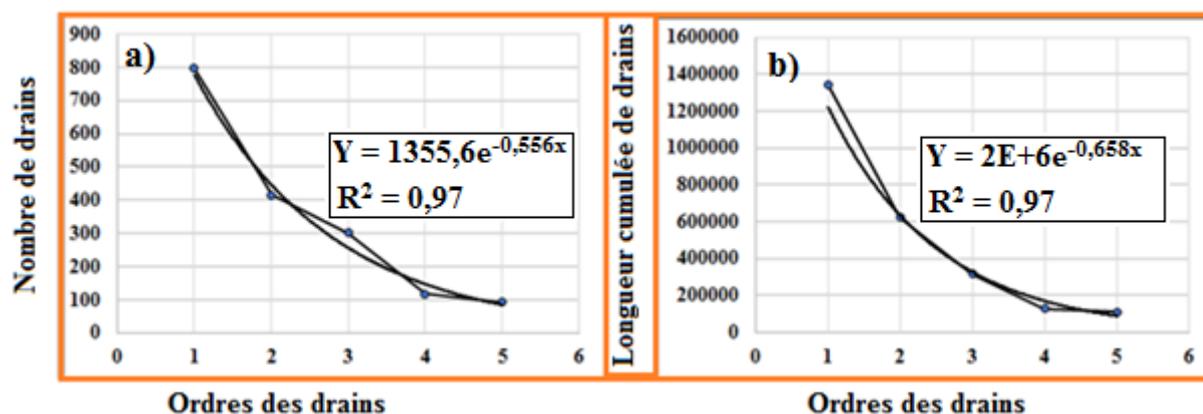
5.2.3. Identification des drains ayant une origine structurale

Le tableau III représente la synthèse des données statistiques des drains en fonction des ordres. Le coefficient d'asymétrie qui traduit le comportement de la population par rapport à la moyenne est identique pour les deux paramètres traités (nombres et longueurs cumulées. Ce coefficient d'asymétrie est positif et il est proche de 2. Cette observation traduit une concentration de la population au niveau des proportions 2 fois supérieures à la moyenne. L'ordre 1 est la classe qui présente cette caractéristique.

Tableau III. Données statistiques des drains en fonctions des ordres

Ordre des drains	Nombre de drains	Longueur cumulée des drains	
1	797	1345494	
2	416	623050	
3	302	317611	
4	118	128873	
5	93	110111	
	285,58	513051	Écart-type
	345,2	505028	Moyenne
	1,85	1,86	Coefficient d'asymétrie

Les courbes du nombre des drains (Figure 61a) et de la longueur cumulée des drains (Figure 61b) en fonction des ordres, ont logiquement la même allure. Il s'agit de courbes paraboliques à décroissance exponentielle tendant vers une asymptote horizontale, avec des coefficients de corrélation proches de 1 ($R^2 = 0,97$). En effet, de l'ordre 1 à l'ordre 3, les courbes décroissent très rapidement selon deux types de pentes fortes. La pente est abrupte de l'ordre 1 à l'ordre 2. Ensuite, la pente est moins raide entre l'ordre 2 et l'ordre 3. Les courbes se stabilisent à partir des ordres 4 et 5 qui constituent les cours d'eau directement liés aux structures géologiques et aux discontinuités hydrogéologiques (Figure 62). Le drain d'ordre 4 à l'Ouest, combiné au drain d'ordre 5 constituent la rivière Lobo dont l'exutoire est à Nibéhibé. Quant au drain d'ordre 4 à l'est, il constitue la rivière Dé.

**Figure 61.** Courbes du nombre des drains et de la longueur des drains en fonction des ordres

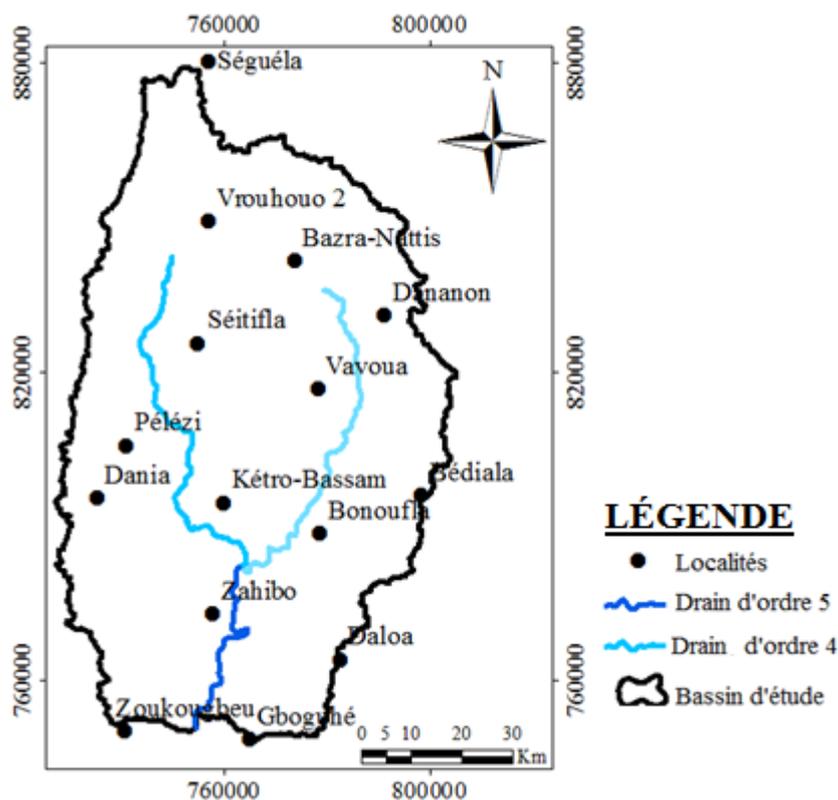


Figure 62. Carte des cours d'eau liés aux structures géologiques

5.2.4. Détermination des zones potentielles d'échange de masse d'eau

La carte d'isovaleurs de distribution de la densité de fracturation montre une hétérogénéité de la densité de fracturation sur tout le bassin (Figure 63). Une analyse globale de cette carte permet de dire que le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est fortement fracturé, donc propice à des échanges de masse d'eau entre les deux hydrosystèmes (aquifères et rivières). La superposition de la rivière Lobo (combinaison du drain d'ordre 4 à l'Ouest et du drain d'ordre 5), ainsi que de la rivière Dé (drain d'ordre 4 à l'est) à la carte de densité de fracturation, montre que ces deux cours d'eau coïncident avec les zones de forte et très forte fracturation. Cette superposition a permis d'identifier 6 zones potentielles d'échanges nappe-rivière. Au niveau de la rivière Dé, 3 secteurs sont identifiés dont le secteur situé au Sud-Ouest de Bonouflla, les secteurs situés au Nord-Est et au Sud-Est de Vavoua. 4 zones ont été identifiées au niveau de la Lobo. Il s'agit des secteurs situés à l'Ouest de Séitifla, à l'est de Pélézi et Dania, au Sud de Kéto Bassam. La dernière zone se trouve dans le secteur de Zahibo, juste après la confluence des deux cours d'eau et se poursuit tout au long du cours d'eau jusqu' à Nibéhibé. Il ressort de cette étude que les rivières Lobo et Dé s'écoulent essentiellement sur des zones de forte et très forte densité de fracturation qui constituent les zones potentielles d'échanges nappe-rivière. Ces résultats sont confirmés par des visites de terrain en période de basses eaux et en période

de hautes eaux. Il a été observé qu'en période de basses eaux, la rivière Lobo maintient un débit minimal d'écoulement d'amont en aval sans interruption aucune. Quant à la rivière Dé, celle-ci maintient un débit minimal d'écoulement d'amont en aval avec quelques interruptions par endroit surtout en période d'étiage.

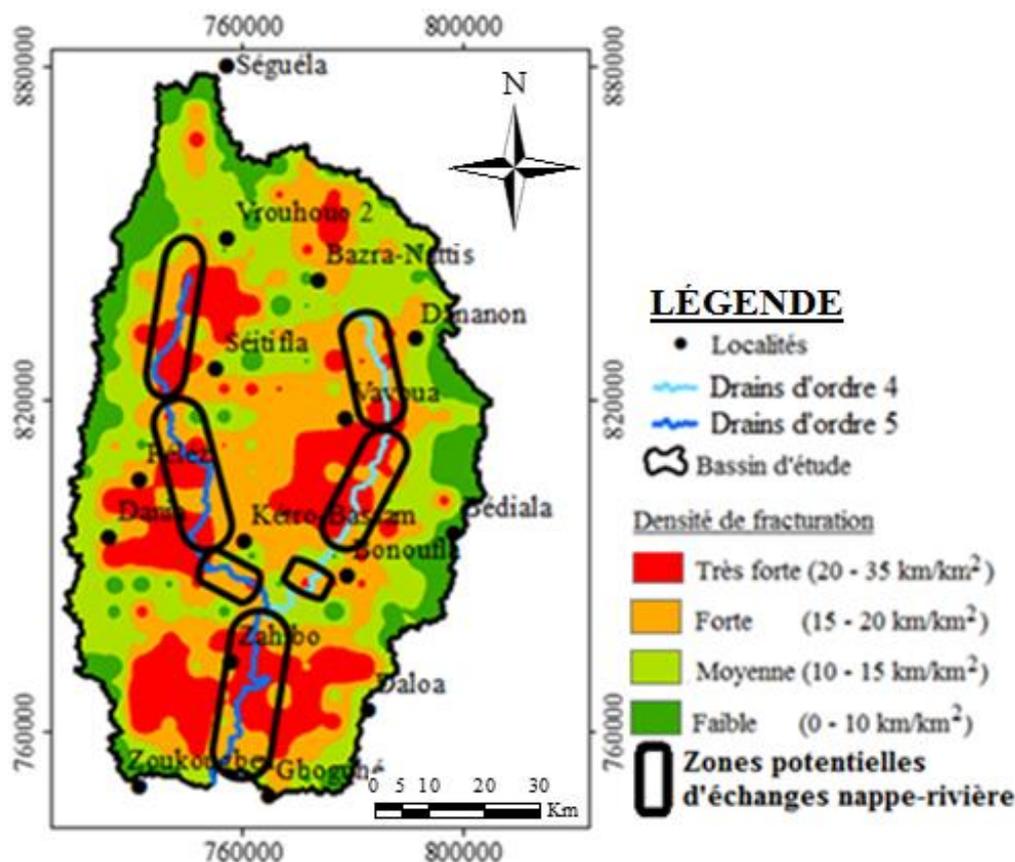


Figure 63. Carte de superposition des drains d'origine structurale à la carte de densité de fracturation

5.3. Discussion sur les zones potentielles d'échanges entre le réseau hydrographique et l'aquifère de socle par approche SIG

Les fractures majeures relevées dans cette étude à partir des images radars Sentinelles 1A sont de 121. Ces fractures majeures semblent élevées par rapport à celles obtenues par Yao (2015) à partir des images ETM+ Landsat 7 sur la même zone d'étude (59 fractures majeures). Cela renseigne bien sur l'utilisation des méthodes de télédétection pour la cartographie structurale. En effet, la cartographie structurale présente diverses limites. L'une des limites mises en évidence par Sander (2007) est que le résultat de la cartographie structurale dépend fortement de l'expérience du photo-interprète des images. Fontès *et al.* (1998) affirment que le traitement des images satellitaires est régulièrement confronté au problème de la fiabilité des résultats

obtenus et au problème de la validation de ces résultats. L'obtention d'éléments pour la validation des linéaments est assez complexe. Toutes les roches ne sont pas exposées et même s'il y a des affleurements, toutes les fractures ne sont pas visibles et l'accès à la zone affleurante n'est pas toujours évident. Une autre limitation de l'utilisation des images satellitaires pour la cartographie structurale est liée à la résolution spatiale de ces images. Les images radars utilisées ont une résolution de 10 m. Par conséquent, seules les structures dont les longueurs sont supérieures à la résolution spatiale de 10 m sont cartographiées. Malgré ces limites, l'utilisation de la télédétection a permis d'obtenir d'énormes succès en termes d'accès à l'eau potable (Koudou *et al.*, 2018). De plus, l'étude des distributions d'orientations des linéaments a montré une hétérogénéité directionnelle. Deux grandes familles d'orientation sont apparues (N-S et E-O). Ces résultats sont différents de ceux obtenus par les travaux antérieurs de Biémi (1992) et Yao (2015) qui ont montré que les directions principales des linéaments identifiés sont les directions NE – SO et NO – SE. Cette différence des directions principales serait liée à plusieurs facteurs. En effet dans les images radars comme celles étudiées, les propriétés texturales de la scène ainsi que la résolution spatiale utile du capteur radar Sentinel 1A sont mieux préservées. Le premier constat qui émane de l'approche hydrographique est que dans la zone d'étude, les cours d'eau d'ordre 1, d'ordre 2 et d'ordre 3 présentent des pentes assez élevées. Ces résultats indiquent que ces drains sont mis en place par le relief. En effet, au fur et à mesure que les connections deviennent importantes, ces cours d'eau acquièrent une énergie leur permettant de modeler le relief par le biais de l'érosion. Une telle observation permet de conclure que l'essentiel du drainage est assuré par les affluents de petits ordres. Selon la loi des rivières (Horton, 1945), les drains de petits ordres ont une origine purement topographique. Quant aux drains d'ordre 4 et 5, ceux-ci présentent une pente presque horizontale. Cela signifie que ces cours d'eau ont une énergie forte et un important volume qui leur permettent d'emprunter les zones de moindres résistances que sont les éléments des structures géologiques et des discontinuités géologiques que sont les fractures. Les drains qui sont donc influencés par les fractures sont les cours d'eau de grands ordres (4 et 5). Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Koudou *et al.* (2018) sur le bassin versant de l'Agnéby. La relation entre les eaux souterraines et les eaux de surface peut favoriser des échanges de masse d'eau entre les deux hydrosystèmes. Le recours à l'hydrographie a nécessité pour son interprétation des techniques qui ont été mises au point il y a plusieurs décennies (Horton, 1945 ; Strahler, 1968). Cet aspect traduit le fait que depuis lors, ces techniques sont efficaces dans l'étude du réseau hydrographique des bassins versants. Les subtilités géologiques que l'hydrographie a mis en

évidence dans le cadre de la présente étude, devraient contribuer à un développement de ces techniques qui ont été abandonnées avec l'avènement de l'imagerie satellitaire. Or, l'imagerie satellitaire fournit une trame linéamentaire dont l'interprétation doit recourir aux analyses indirectes. Les principaux cours d'eaux du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé (Lobo et Dé) se superposent aux différents axes d'écoulement souterrains. Ces résultats ont été obtenus également par Jourda (2005) à Korhogo, Youan Ta *et al.* (2008) dans la région de Bondoukou et Ahoussi (2008) dans la région de l'Agnéby.

Conclusion partielle

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé héberge un réseau de linéaments très important qui varie des mineurs au majeurs. Le réseau hydrographique du bassin a un ordre qui varie entre 1 et 5. Les cours d'eau d'ordre 4 et 5 sont les cours d'eau permanents. Concernant les ordres 1 à 3, ils caractérisent les petits cours d'eau ou têtes de bassin et pourraient avoir une origine topographique. On note une relation étroite entre les deux principales rivières (Lobo et Dé), et les discontinuités géologiques du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Les cours d'eau du bassin versant de la Lobo pourraient s'écouler dans des fractures alimentées par les eaux souterraines. Cela fait penser à la relation de type alimentation-drainage entre le réseau hydrographique et les couloirs de circulation des eaux souterraines.

CHAPITRE 6 : CARACTÉRISATION DES ÉCHANGES NAPPE-RIVIÈRE PAR APPROCHE PIÉZOMÉTRIQUE

6.1. Piézométrie

Les résultats de l'étude de la piézométrie sont présentés en trois parties. La première porte sur la validation des données piézométriques. La seconde et la troisième partie concernent respectivement l'analyse spatiale des niveaux piézométriques et l'analyse de l'incurvation des isopièzes.

6.1.1. Choix des cotes de forages

La corrélation linéaire établie entre le GPS différentiel et le GPS portatif a donné un coefficient de corrélation de 0,74 (Figure 64a). Par contre, la droite de régression linéaire entre les cotes des piézomètres obtenue à l'aide du GPS Différentiel et les cotes des piézomètres extraites du MNT a donné un coefficient de corrélation de 0,90 (Figure 64b). L'analyse des différents coefficients de corrélation montre une bonne précision du MNT par rapport au GPS portatif. Au regard de ces résultats, les cotes issues du MNT ont été utilisées pour calculer les charges piézométriques.

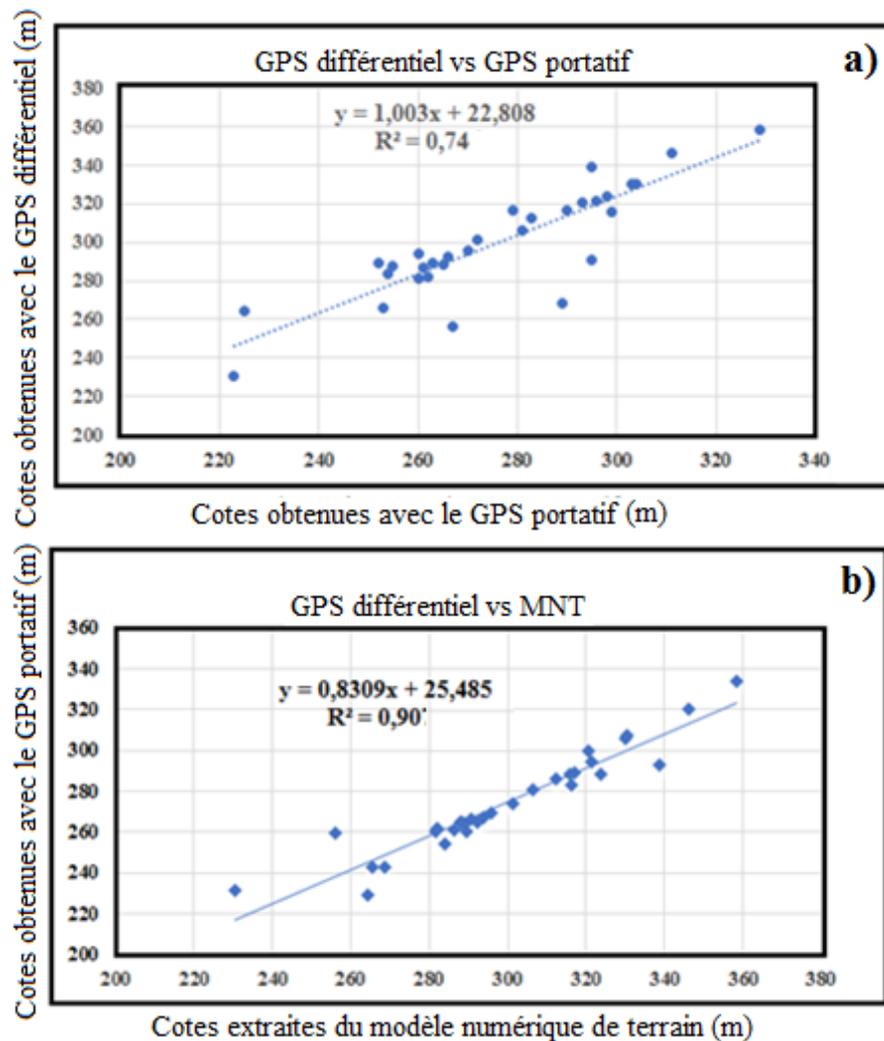


Figure 64. Droites de régression linéaire des cotes issues du GPS différentiel en fonction de celles issues du GPS portable et du MNT

6.1.2. Analyse comparative entre les niveaux piézométriques de la période des hautes eaux et celle des basses eaux

Une analyse a été effectuée en soustrayant les cotes piézométriques obtenues en période des basses eaux (février 2019) des cotes piézométriques de la période des hautes eaux (septembre 2018) (Figure 65). Les résultats obtenus montrent que les aquifères fissurés du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé, subissent différents processus de recharge. En effet, des valeurs positives ont été obtenues dans certains secteurs montrant que la nappe a subi une augmentation de charge en saison pluvieuse. Ces secteurs occupent 70% de la zone d'étude et sont observés à l'intérieur (Vrouhou 2, Bazra-Nattis, Dananon, Séitifla, Kéto-Bassam, Dania et Bédiala) et aux extrémités du bassin. Ces différents résultats montrent clairement que les précipitations rechargent annuellement les eaux souterraines des aquifères fissurés du bassin versant de la

Lobo à Nibéhibé, et pourraient être considérées comme la principale source d'alimentation de ces eaux souterraines.

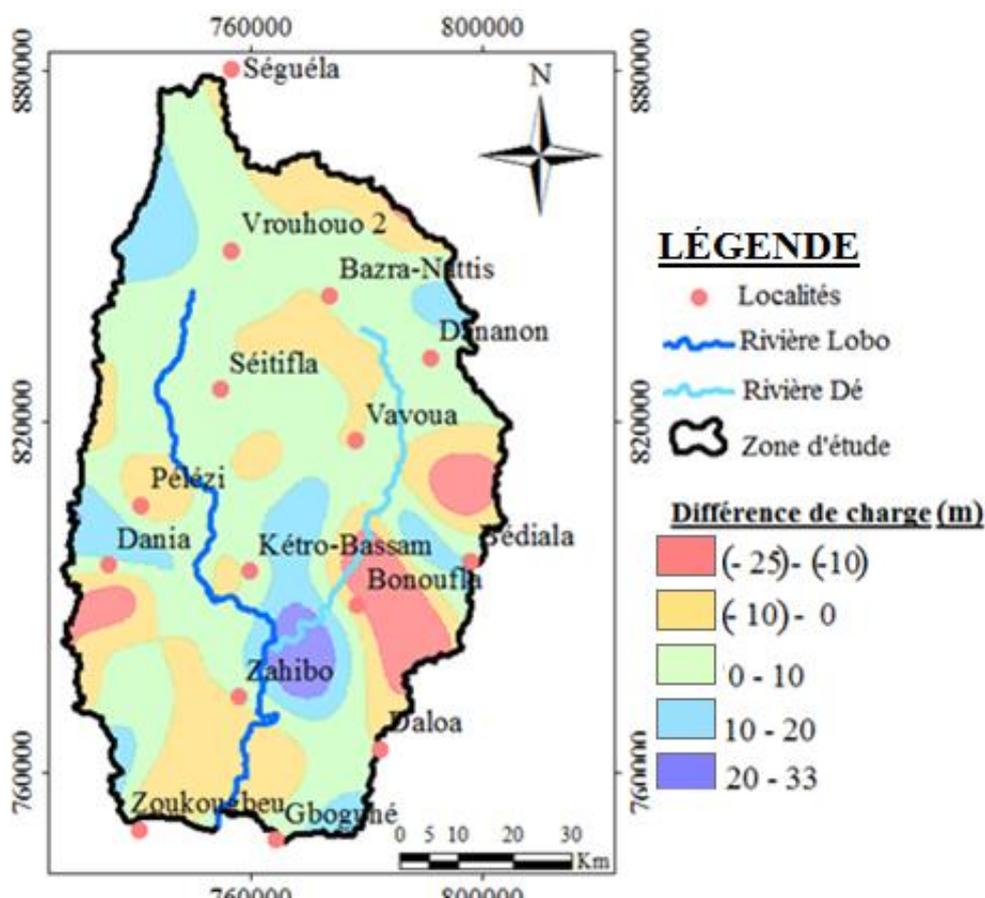


Figure 65. Carte de fluctuation piézométrique entre la période des hautes eaux et la période des basses eaux

6.1.3. Cartes piézométriques

La piézométrie du bassin versant de la Lobo a été réalisée en utilisant les cartes piézométriques des mois de septembre 2018 et février 2019. Ces deux mois correspondent respectivement aux périodes de hautes et de basses eaux sur le bassin versant. Les cartes des figures 66 et 67 présentent la piézométrie de la zone d'étude respectivement pour la période de hautes eaux (septembre 2018) et de basses eaux (février 2019) réalisées à partir des mesures des niveaux d'eau. L'analyse des lignes de courant montre que le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est soumis à une entrée d'eau dans le système en provenance des limites Nord, Est et Ouest pendant les deux périodes (hautes eaux et basses eaux). Cette entrée est plus prononcée au Nord et à l'Ouest. L'écoulement des eaux souterraines, s'effectue vers la partie centrale du bassin, en direction des axes de la rivière Lobo et de la rivière Dé sur l'essentiel de l'étendue du bassin.

L'analyse des différentes cartes piézométriques permet d'identifier les zones de recharge (dôme piézométrique) et de décharge (cône de rabattement) des eaux souterraines. Les secteurs situés à l'Est de Bazra Nattis, à l'Est de Vavoua, au Nord de Bounoufla, à l'Est de Pélézi et au Nord de Zahibo se présentent comme étant des cônes de rabattement pour les écoulements souterrains qui s'y produisent, aussi bien en période de hautes eaux qu'en période de basses eaux. Ces zones ont des gradients hydrauliques légèrement plus élevés en période de hautes eaux par rapport à la période des basses eaux. Les gradients hydrauliques moyens calculés sont de 0,004 pour la période des hautes eaux et de 0,003 pour la période des basses eaux. Les vitesses moyennes calculées sont de $2,6 \cdot 10^{-6}$ m/s et de $1,97 \cdot 10^{-6}$ m/s respectivement pour la période des hautes eaux et celle des basses eaux.

Quant aux secteurs présentant des dômes piézométriques, ceux-ci sont aux nombres de quatre (4). Il s'agit des secteurs de Bazra Nattis (au Sud-Ouest), Vavoua (au Sud-Ouest), Bonoufla (au Sud-Ouest) et Dania (à l'extrême Nord). Ces dômes piézométriques sont observables pour toutes les périodes et tendent à disparaître en période de basses eaux montrant une recharge faible des eaux souterraines. Cette recharge des eaux souterraines est plus importante en période de hautes eaux avec un gradient hydraulique moyen de 0,005 et une vitesse de recharge de $2,89 \cdot 10^{-6}$ m/s.

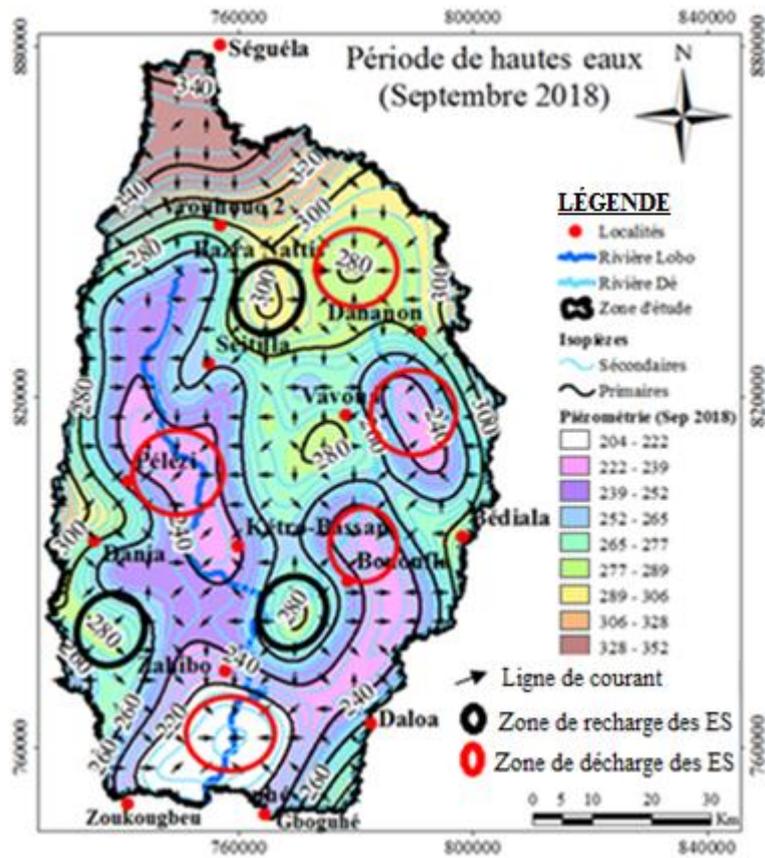


Figure 66. Carte piézométrique de la période des hautes eaux

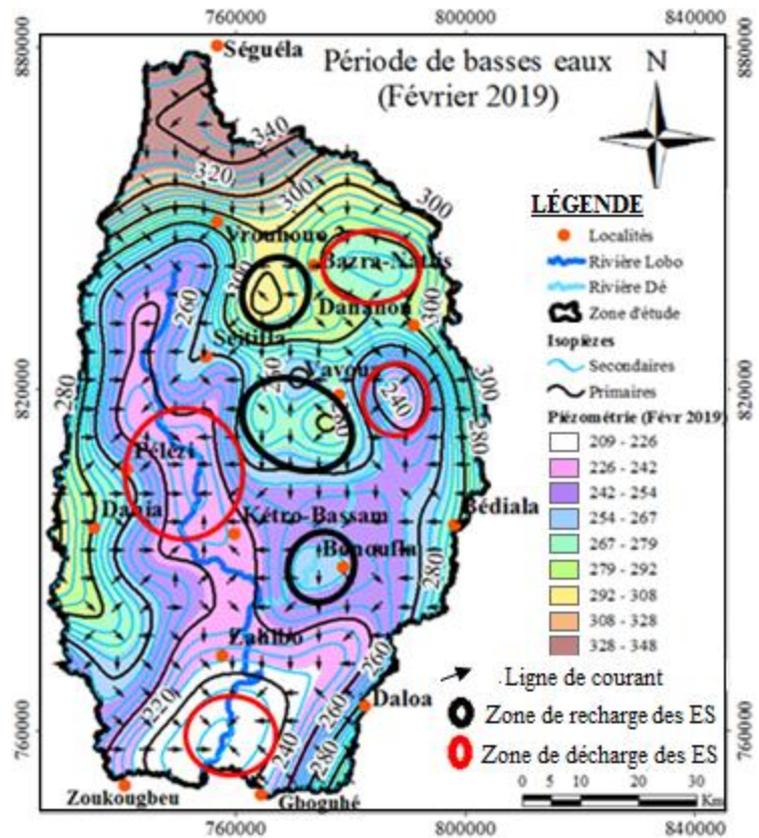


Figure 67. Carte piézométrique de la période des basses eaux

6.1.4. Zones d'échanges nappe-rivière par approche des isopièzes

Les isopièzes couplées aux lignes de courant ont été utilisés pour identifier les zones d'échanges nappe-rivière.

Dans la partie amont de la rivière Lobo (avant la confluence), la convergence des isopièzes montre que les eaux souterraines alimentent cette partie de la rivière Lobo pendant les périodes de hautes eaux (Figure 68) et de basses eaux (Figure 69). Cette décharge des eaux souterraines dans la rivière Lobo est plus intense en période des hautes eaux avec des isopièzes plus resserrées et un gradient hydraulique moyen de 0,005. La vitesse moyenne dans cette partie est de $2,89.10^{-6}$ m/s.

Dans toute la partie aval de la rivière Lobo (après la confluence jusqu'à l'exutoire), les isopièzes sont également convergents vers la rivière. Ce comportement des isopièzes indique que les eaux souterraines se déchargent dans la rivière. Ce phénomène est observable pendant les deux périodes et est plus important en période de hautes eaux avec un gradient hydraulique moyen de 0,003 et une vitesse moyenne de $1,73.10^{-6}$ m/s.

Quant à la rivière Dé, en hautes eaux, dans la partie amont (à l'Est de Vavoua) et dans la partie centrale (au Nord de Bonoufla) du cours d'eau, les eaux souterraines se déchargent au niveau de la rivière. Ces eaux se déchargent à des gradients hydrauliques moyens de 0,007 dans la partie amont et 0,004 dans la partie centrale. Dans ces secteurs, les vitesses moyennes sont respectivement de $4,05.10^{-6}$ m/s et de $2,31.10^{-6}$ m/s. Ce constat est fait uniquement dans la partie amont (à l'Est de Vavoua) en période de basses eaux avec un gradient hydraulique (0,007) et une vitesse moyenne ($4,05.10^{-6}$ m/s) identiques à ceux de la période des hautes eaux.

Dans la partie aval (au Sud-Ouest de Bonoufla), la rivière Dé alimente les eaux souterraines en période des hautes eaux avec un gradient hydraulique de 0,005 et une vitesse moyenne de $2,89.10^{-6}$ m/s. À ce niveau, on observe un dôme piézométrique indiquant une recharge des eaux souterraines par la rivière.

En basses eaux, la rivière Dé présente un état de relation-mixte dans la partie centrale (au Nord de Bonoufla) avec des isopièzes qui se présentent sous forme de méandres autour du cours d'eau indiquant un échange à double sens entre la rivière et les eaux souterraines.

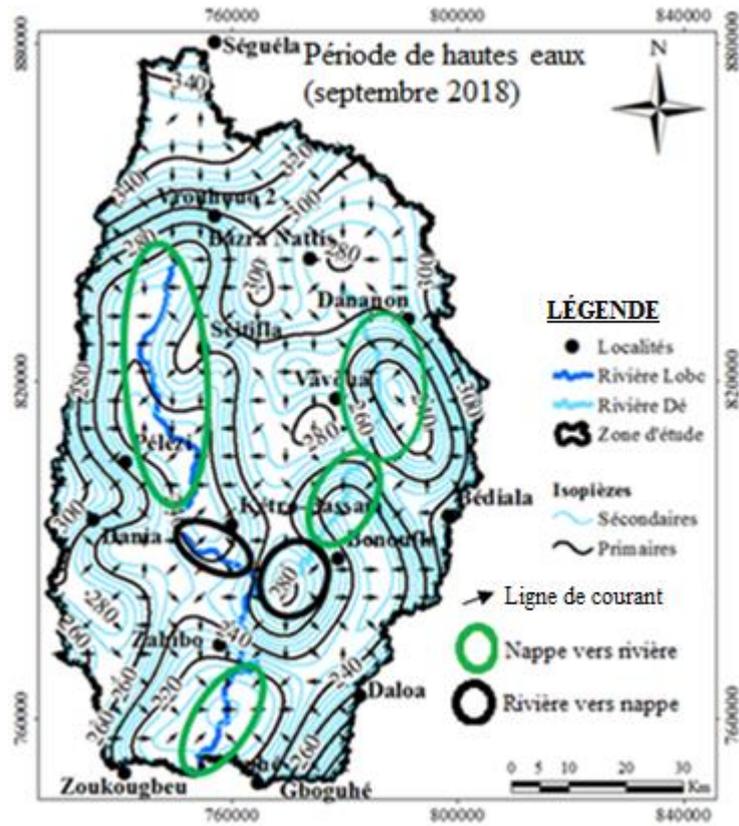


Figure 68. Carte des isopièzes en période de hautes eaux

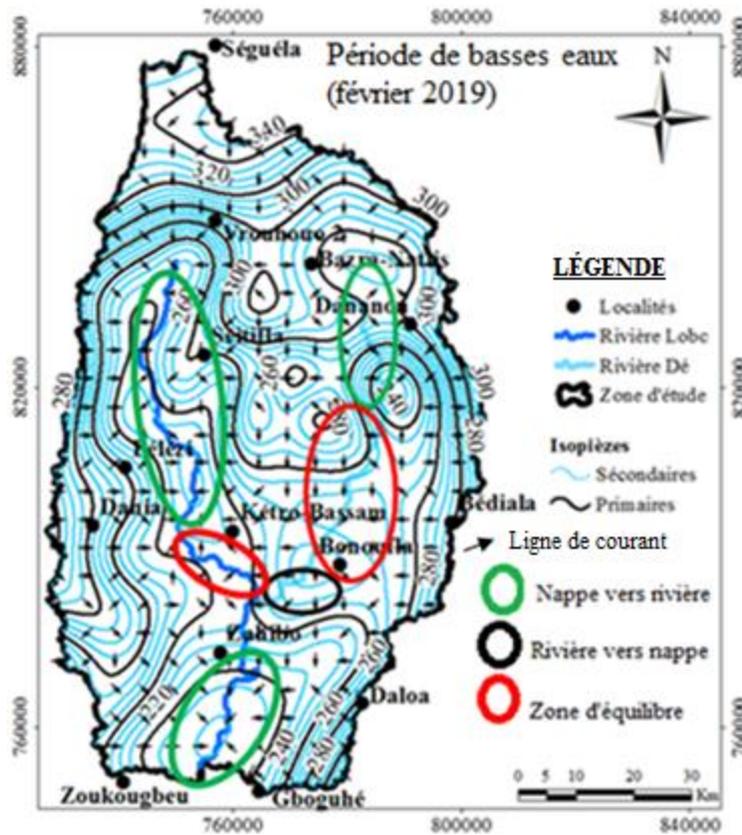


Figure 69. Carte des isopièzes en période de basses eaux

6.2. Discussion sur les échanges nappe-rivière par approche piézométrique

La distribution dans le temps et dans l'espace des échanges entre masses d'eau de surface et masses d'eau souterraine est variable. Schématiquement, ces échanges sont bidirectionnels, le cours d'eau pouvant bénéficier d'apports en eau souterraine (convergence des isopièzes) ou, au contraire, perdre de l'eau vers la nappe (divergence des isopièzes) (Winter *et al.*, 1998). Par le contexte géo-hydrologique du bassin versant de la Lobo, la circulation des eaux souterraines dans les aquifères de socle s'avère délicate du fait de la nature discontinue de ces aquifères. En effet, un milieu de socle fortement fracturée peut être considéré comme un milieu continu équivalent en fonction de la densité de fracturation (Billaux & Dedecker, 2018 ; Yao, 2015). La carte de densité de fracturation élaborée dans la zone d'étude montre que celle-ci est fracturée à 93%. Par conséquent, le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé pourrait être considéré comme un milieu continu équivalent.

De façon générale, la piézométrie du bassin au cours des deux saisons étudiées indique que la circulation des eaux souterraines est plus intense en hautes eaux contrairement à la période des basses eaux. Cela pourrait s'expliquer par la baisse de la pluviométrie en période de basses eaux engendrant ainsi une baisse de la recharge et de la décharge des eaux souterraines. Ces observations vont donc dans le même sens que celles de Faillat (1986) réalisées en zone de savane humide de la Côte d'Ivoire. Une baisse générale de piézométrie est observée du passage de la période des hautes eaux à la période des basses eaux. Cette baisse du niveau piézométrique est souvent due au drainage des eaux souterraines par les cours d'eau pérennes ou autres points d'eau environnants (Maréchal *et al.*, 2006). Aussi, Yao *et al.* (2012) ont-ils montré qu'une baisse du niveau piézométrique peut se rencontrer là où les eaux souterraines sont rabattues par un drainage naturel (zone de fractures) ou artificiel (pompage).

L'augmentation du niveau statique des forages en hautes eaux montrerait une recharge de la nappe. Ce phénomène observé pourrait indiquer que les aquifères fissurés du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé pourraient être alimentés en majorité par les eaux d'infiltrations saisonnières. Des résultats similaires ont été obtenus par Soro (2017) dans le site expérimental de Sanon au Burkina Faso. Cependant, ce constat est différent dans certains secteurs où on constate une hausse de la nappe en saison sèche. L'analyse des courbes piézométriques au niveau des rivières Lobo et Dé montre que dans la majorité des cas, les isopièzes sont convergents sur une partie de leur parcours et divergents sur l'autre. La direction des échanges peut également varier de manière saisonnière en fonction des fluctuations du niveau de la nappe relativement au niveau de l'eau dans la rivière. Les isopièzes sont convergents montre que la

nappe est connectée aux rivières Lobo et Dé, les échanges se font depuis les eaux souterraines vers ces deux rivières. Ce drainage des eaux souterraines peut être due aux affleurements de roches fissurées en rivière justifiant ainsi la pérennité de ces cours d'eau quelle que soit la saison. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par Yao (2009) dans le département de Soubré. En cas de pollution des eaux de surface, l'apport en eau souterraine contribue à diluer le polluant. Cet effet de dilution est plus ou moins marqué selon l'importance de l'apport en eau souterraine (Alley *et al.*, 1999). Les isopièzes sont divergents montre que les eaux souterraines sont connectées aux rivières Lobo et Dé, les échanges se font depuis ces deux rivières vers les eaux souterraines. Cela pourrait s'expliquer par une alimentation locale de l'aquifère par l'eau de la rivière (Grillot *et al.*, 1990 ; Nyende *et al.*, 2013 ; Yao, 2009). Les eaux de surface polluées ne contaminent généralement pas l'eau souterraine, par contre une eau souterraine polluée peut contaminer les eaux de surface, chose cependant assez rare (Alley *et al.*, 1999).

Conclusion partielle

Les cartes piézométriques élaborées ont permis de comprendre le comportement des eaux souterraines des aquifères fissurés du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Ces cartes constituent la piézométrie des hautes eaux (septembre 2018) et celle des basses eaux (février 2019). Ces différentes cartes montrent que la circulation des eaux souterraines du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est influencée par les différentes saisons. La convergence des isopièzes indique que la rivière Lobo constitue un exutoire essentiel des eaux souterraines du bassin pendant les deux périodes (hautes eaux et basses eaux). Cette décharge des eaux souterraines dans la rivière Lobo est plus intense en période des hautes eaux par rapport à la période des basses eaux. Quant à la rivière Dé, celle-ci présente à la fois des zones d'infiltration, des zones d'exfiltration des eaux souterraines ainsi que des zones d'équilibre avec la nappe des aquifères fissurés.

CHAPITRE 7 : CARACTÉRISATION DE LA DYNAMIQUE DES ÉCHANGES NAPPE-RIVIÈRE À PARTIR DES PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES ET DE SURFACE

L'objectif du chapitre 7 est d'analyser la traçabilité des eaux souterraines et de surface à travers leurs signatures chimiques. Elle a consisté à affiner la compréhension des interactions entre les différents réservoirs d'eau (aquifères d'altérites, aquifères fissurés et les eaux de surface). Les résultats des analyses physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines et de surface du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé sont consignés dans les annexes 1 et 2.

7.1. Lien entre l'apport d'eau souterraine et la qualité de l'eau des cours d'eau

Les balances ioniques calculées à partir des teneurs en ions majeurs dosés sont inférieures à 10% dans leur majorité ; ce qui témoigne d'une fiabilité suffisante des données d'analyse de laboratoire, et par conséquent, des interprétations qui en découlent.

7.1.1. Évolution saisonnière de la conductivité électrique (CE) dans les rivières Lobo et Dé

Du passage de la saison humide (SH) à la saison sèche (SS), on observe une augmentation de la conductivité électrique moyenne au niveau de la rivière Lobo (Figure 70a) et au niveau de la rivière Dé (Figure 70b).

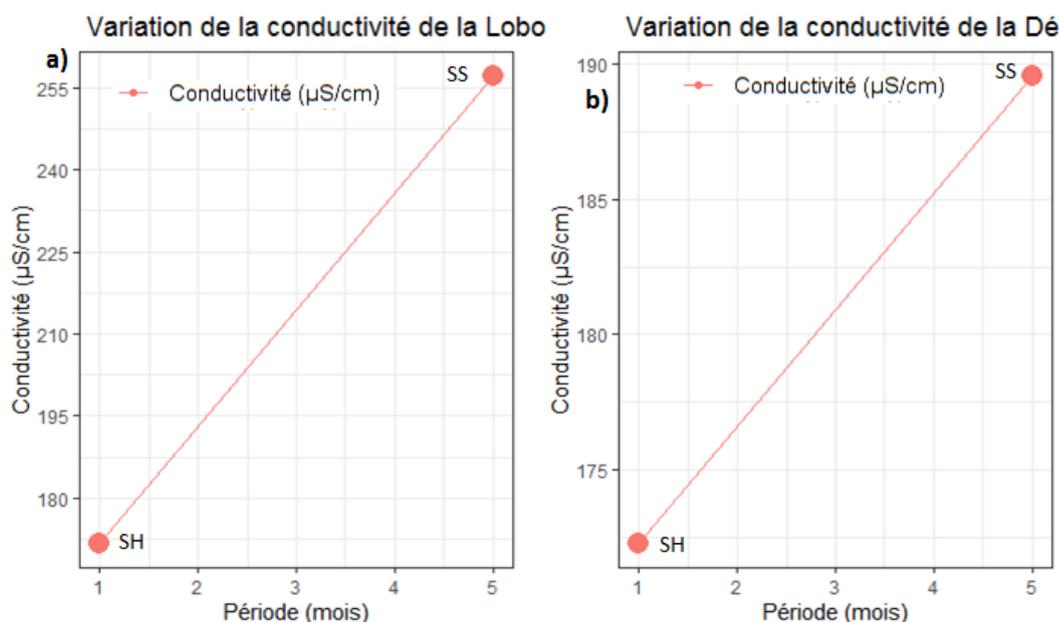


Figure 70. Évolution saisonnière de la conductivité électrique (CE) dans les rivières Lobo et Dé

7.1.2. Évolution saisonnière du calcium dans les rivières Lobo et Dé

Du passage de la saison humide (SH) à la saison sèche (SS), on observe une diminution de la concentration moyenne en calcium au niveau de la rivière Lobo (Figure 71a). Celle-ci passe de 17,47 mg/l à 16,50 mg/l. Par contre, au niveau de la rivière Dé, une augmentation du calcium est observée (Figure 71b). La concentration moyenne passe de 16,30 mg/L à 16,80 mg/L au niveau de la rivière Dé.

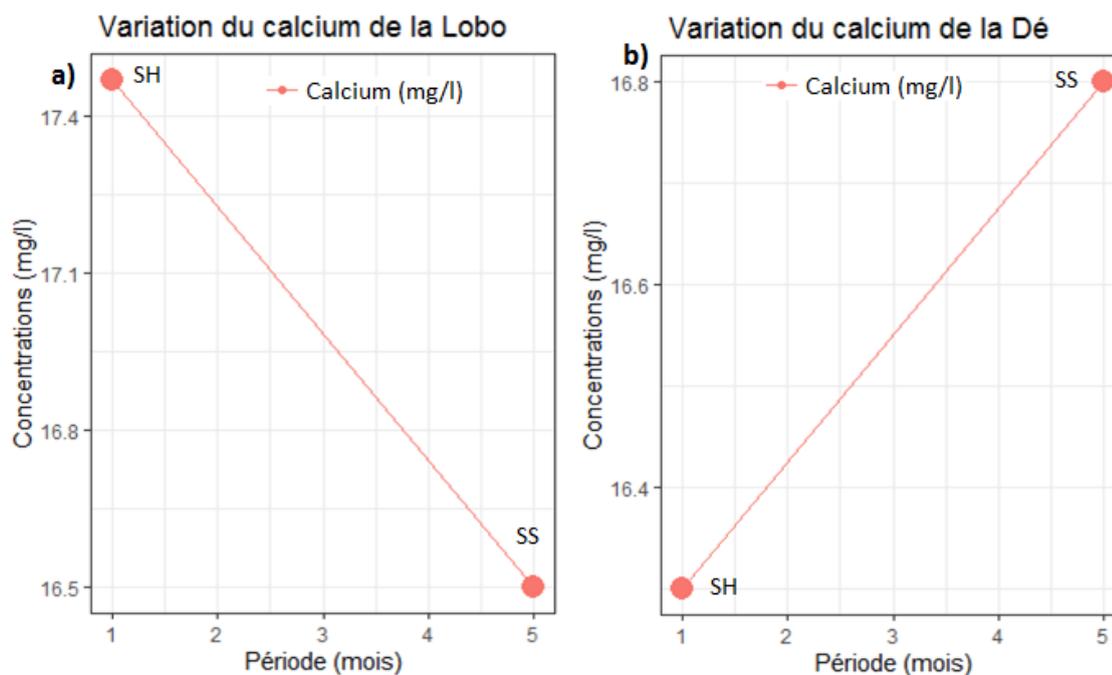


Figure 71. Évolution saisonnière du calcium dans les rivières Lobo et Dé

7.1.3. Évolution saisonnière du magnésium dans les rivières Lobo et Dé

Du passage de la saison humide (SH) à la saison sèche (SS), on observe une augmentation de la concentration moyenne en magnésium au niveau des deux rivières (Lobo et Dé) (Figure 60). Celle-ci passe de 5,68 mg/l à 7,94 mg/l au niveau de la rivière Lobo (Figure 72a). Par contre, au niveau de la rivière Dé, La concentration moyenne passe de 4,93 mg/L à 20,97 mg/L (Figure 72b).

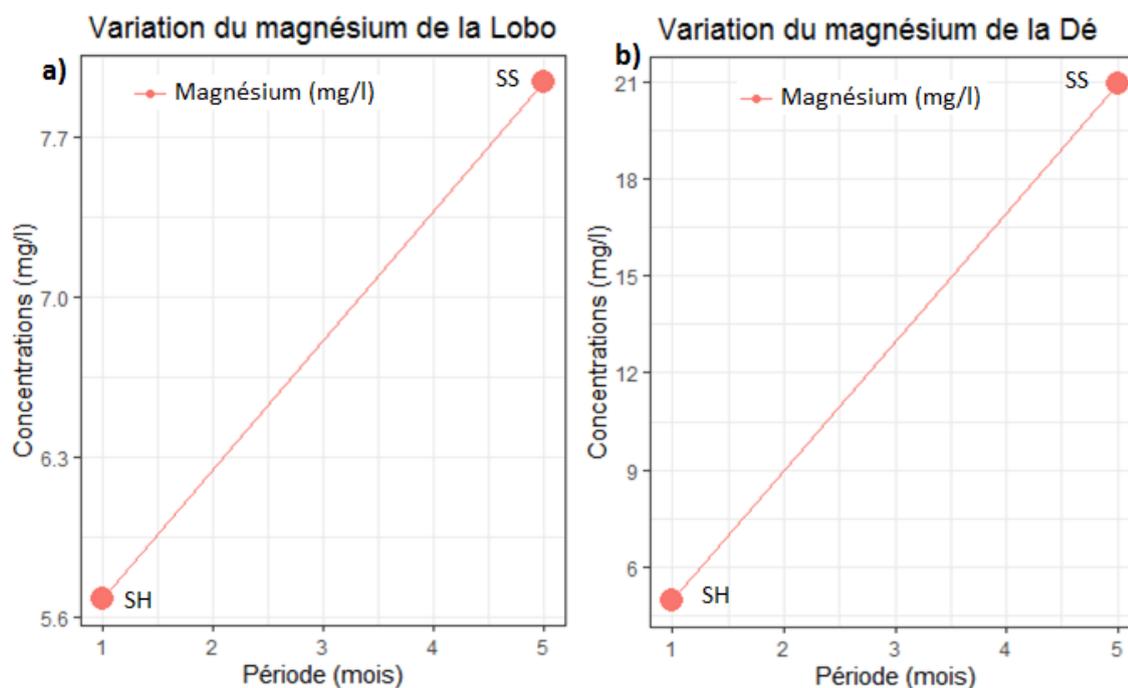


Figure 72. Évolution saisonnière du magnésium dans les rivières Lobo et Dé

7.1.4. Évolution de la conductivité électrique (CE) dans les rivières Lobo et Dé de l'amont vers l'aval

Les valeurs de la conductivité électrique des rivières Lobo et Dé varient légèrement en fonction de la distance. En saison humide, les rivières Lobo (Figure 73a) et Dé (Figure 73b) ont des conductivités électriques qui augmentent de l'amont vers l'aval sur une distance de 92 km pour la Lobo et 85 km pour la Dé. En saison sèche, les rivières Lobo (Figure 73c) et Dé (Figure 73d) présentent une diminution de leurs conductivités électriques de l'amont vers l'aval.

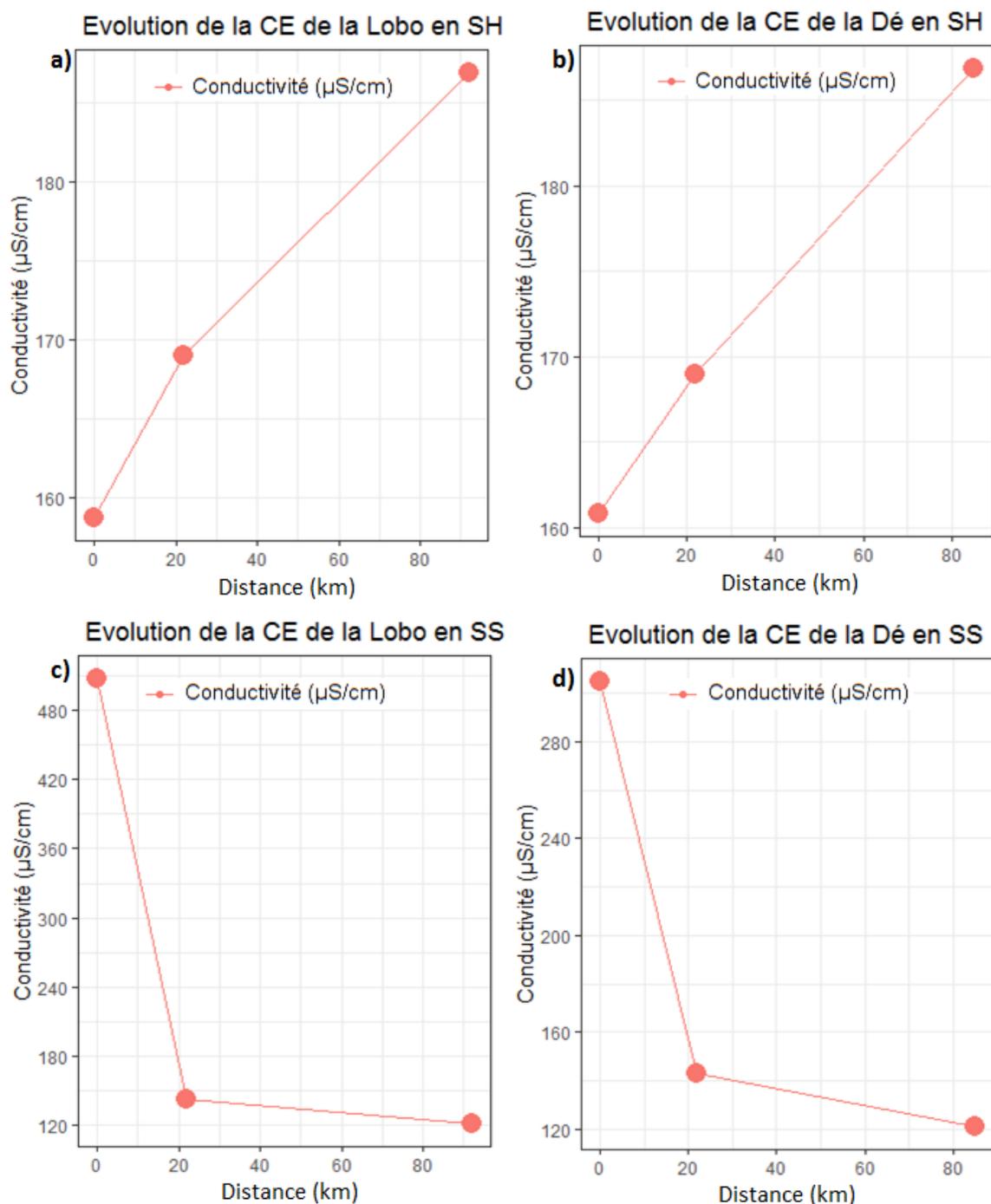


Figure 73. Évolution de la conductivité électrique (CE) dans les rivières Lobo et Dé de l'amont vers l'aval

7.1.5. Évolution du calcium et du magnésium dans les rivières Lobo et Dé de l'amont vers l'aval

En saison humide et en saison sèche, les teneurs en calcium (Figure 74a) et en magnésium (Figure 74b) au niveau de la rivières Lobo diminuent de l'amont vers l'aval avec une perturbation au niveau de la station de pompage de la SODECI (à 22 km). Au niveau de la

rivières Dé, les teneurs en calcium (Figure 74c) augmentent de l'amont vers l'aval en saison sèche avec une perturbation au niveau de la station de pompage de la SODECI (à 22 km). Par contre, en saison humide, ces teneurs diminuent de l'amont vers l'aval. Pour le magnésium, les teneurs au niveau de la rivières Dé (Figure 74d) diminuent de l'amont vers l'aval avec une perturbation au niveau de la station de pompage de la SODECI (à 22 km).

De façon générale, les concentrations de calcium et de magnésium en saison sèche restent supérieures à celles de la saison humide au niveau des deux rivières (Lobo et Dé).

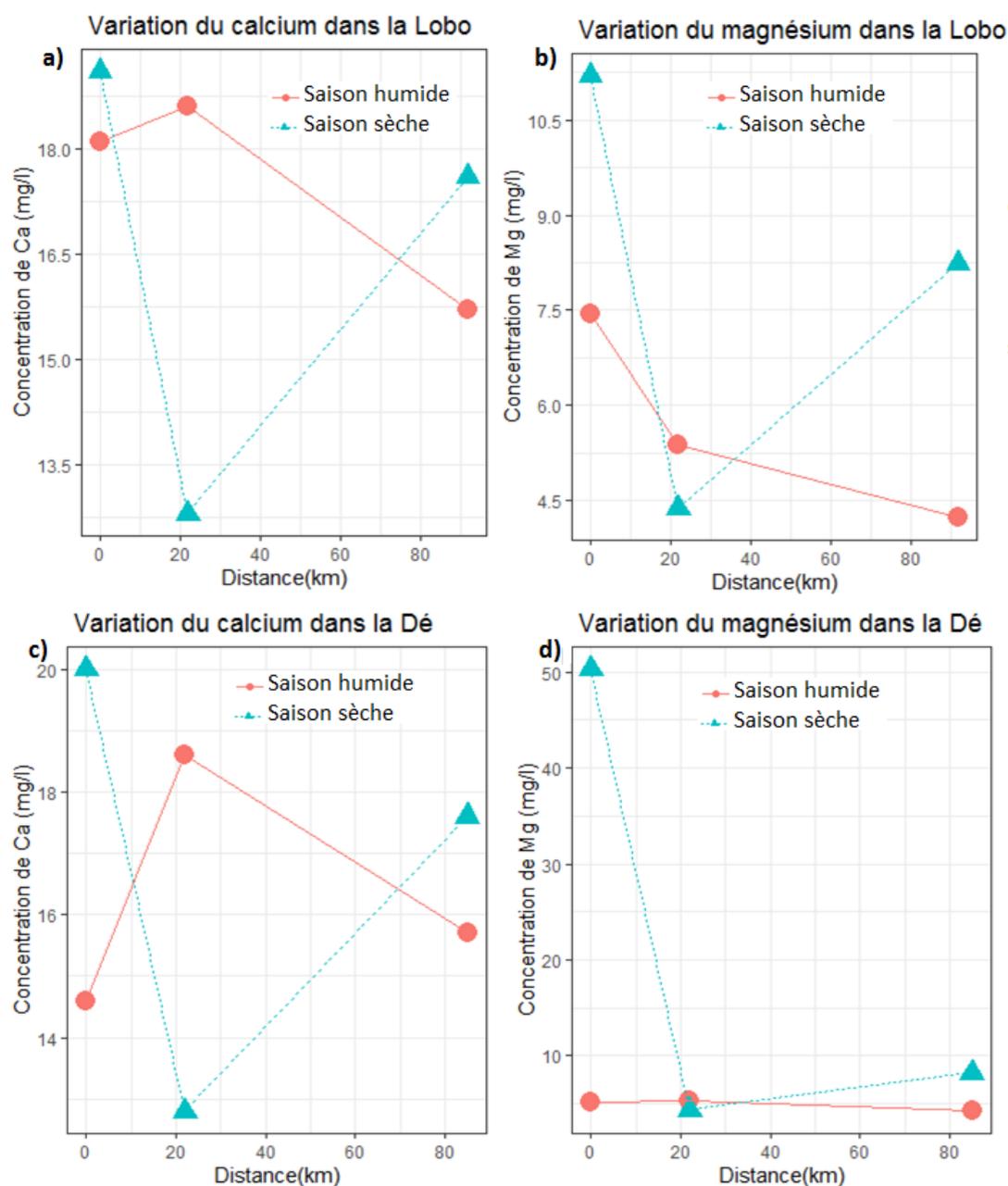


Figure 74. Évolution du calcium et du magnésium dans les rivières Lobo et Dé de l'amont vers l'aval

7.2. Variation saisonnière des paramètres physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines et de surface du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

7.2.1. Paramètres physiques des eaux échantillonnées

Le tableau IV présente la statistique descriptive saisonnière (la moyenne, le minimum, le maximum et l'écart-type) des paramètres physiques (pH, TS, T°, CE et OD). Du passage de la saison humide à la saison sèche, on observe une augmentation de la température au niveau de la nappe d'altérites et de socle. La température passe de 25,1°C à 28,67°C pour la nappe d'altérites, et de 27,10°C à 28,13°C pour la nappe de socle. Les eaux de surface montrent une légère baisse de la température de 27,23 à 27,10. Le potentiel hydrogène (pH) présente une stabilité et est légèrement acide au niveau de la nappe de socle pendant les deux saisons. Dans les eaux de surface, le pH tend vers la neutralité durant les deux périodes avec des valeurs comprises entre 6,74 et 6,93. Par contre, des pH plus faibles sont observés au niveau de la nappe d'altérites avec des valeurs comprises entre 5,71 et 5,51. Cependant, des valeurs extrêmement faibles sont observées au niveau des puits P9 et P7 en saison sèche.

La plus large gamme de variation des mesures *in-situ* est celle de la conductivité électrique. La plus faible valeur mesurée est de 37,9 µS/cm, et la plus forte est de 1627 µS/cm en saison pluvieuse. Au même titre que la conductivité, le taux de saturation connaît une augmentation. L'oxygène dissous connaît aussi une augmentation entre les deux campagnes de prélèvement. En période humide, les valeurs sont de 2,65 mg/L au niveau des eaux de surface, 3,96 mg/L au niveau de la nappe d'altérites et de 3,79 mg/L au niveau de la nappe de socle. Quant à la saison sèche, ces valeurs sont de 3,42 mg/L au niveau des eaux de surface, 4,48 mg/L au niveau de la nappe d'altérites et de 4,11 mg/L au niveau de la nappe de socle.

Tableau IV. Statistique descriptive saisonnière des paramètres physico-chimiques

	Type D'eau	T (°C)	PH	TS	CE (μ S/cm)	OD (%)
Saison humide						
Moyenne	Forage	27,23	6,74	34,65	168,85	2,65
Min		25,5	6,39	8,2	158,7	0,64
Max		30,2	7,31	50,7	186,9	3,89
Ecart-type		2,05	0,44	18,53	12,83	1,43
Moyenne	Puits	25,1	5,71	53,5	267,82	3,96
Min		6,1	4,29	24	79,9	1,83
Max		28,6	6,61	83,32	797	6,08
Ecart-type		7,45	0,68	17,48	190,78	1,23
Moyenne	Surface	27,7	6,25	47,03	358,81	3,79
Min		25,7	4,99	5,3	45	2,89
Max		29,9	7,06	63,6	1627	4,8
Ecart-type		0,98	0,51	14,94	311,2	0,63
Saison sèche						
Moyenne	Forage	27,1	6,93	45,88	333,45	3,42
Min		25,3	6,39	13,4	120,8	1,04
Max		30,2	7,38	97,3	508	7,7
Ecart-type		2,27	0,41	35,96	164,24	2,94
Moyenne	Puits	28,67	5,51	58,11	279,23	4,48
Min		27,7	4,3	18,4	52,3	1,39
Max		30,5	6,53	90,5	725	6,95
Ecart-type		0,86	0,65	18,35	185,64	1,48
Moyenne	Surface	28,13	6,25	54,53	396,64	4,11
Min		24,4	4,91	22,6	37,9	1,66
Max		30,2	7,05	72,3	1294	5,54
Ecart-type		1,08	0,54	15,05	273,4	1,15
Norme OMS		25	6,5-9,5	4	400	5

7.2.2. Variation saisonnière du potentiel d'hydrogène (pH) et de la conductivité électrique

7.2.2.1. Potentiel d'hydrogène (pH)

L'étude comparée du pH entre les deux campagnes de prélèvement révèle que la quasi-totalité des eaux se situe sur la droite d'équation $y = x$ (Figure 75). Au niveau des puits, c'est seulement les puits (P9) à Djarabana et (P11) à Bonoufla qui ont connu une augmentation de leur acidité de l'ordre de 1 voire 2 (unité du pH). L'analyse de ces puits indique qu'ils sont très acides avec un pH compris entre 4 et 4,5. Seuls les forages (F1) à Bouhitifla, (F8) à Agballocokro et (F13) à Kéto-Bassam connaissent une augmentation de l'acidité.

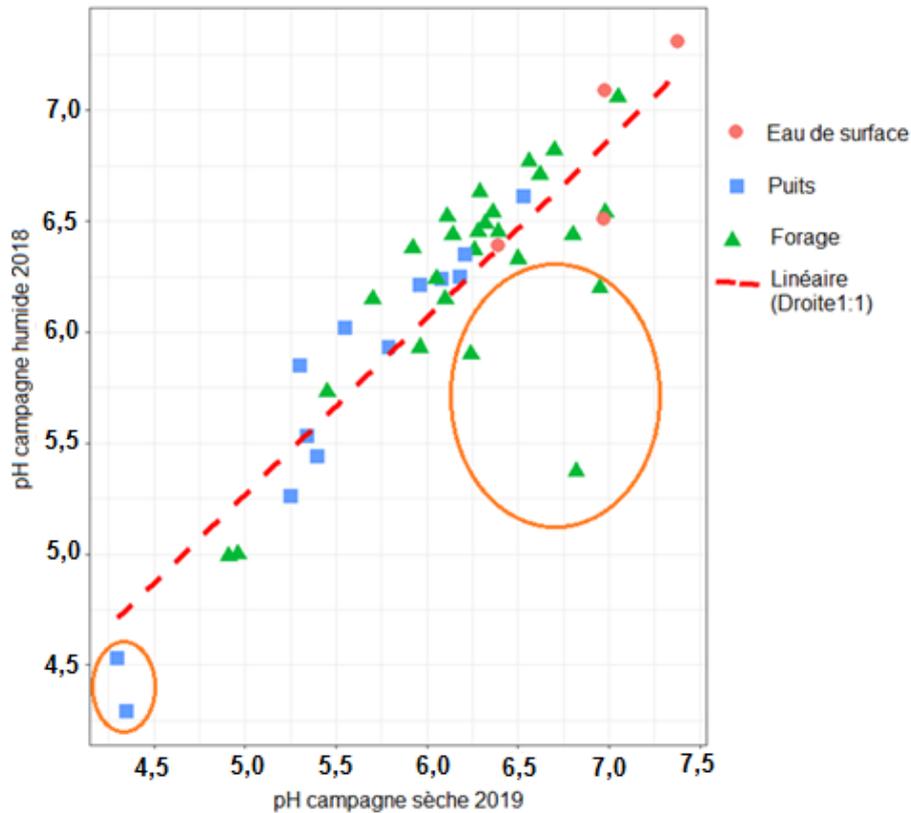


Figure 75. Evolution du pH des points d'eau en campagne humide et en campagne sèche

7.2.2.2. Conductivité électrique (CE)

La conductivité électrique (CE) des eaux est en partie liée aux interactions eau-roche et à la capacité des eaux à dissoudre les minéraux contenus dans les roches. La quasi-totalité des points d'eau ne connaît pas de variation saisonnière de leur conductivité. Cependant, certains points d'eau présentent une augmentation de leur conductivité. Il s'agit des points d'eau de surface ES1 à PK11 et le point ES2 à Mignoré, le puits P3 à Bazra-Nattis et les forages F11 et F13 respectivement à Alloukro et à Kéto-Bassam (Figure 76).

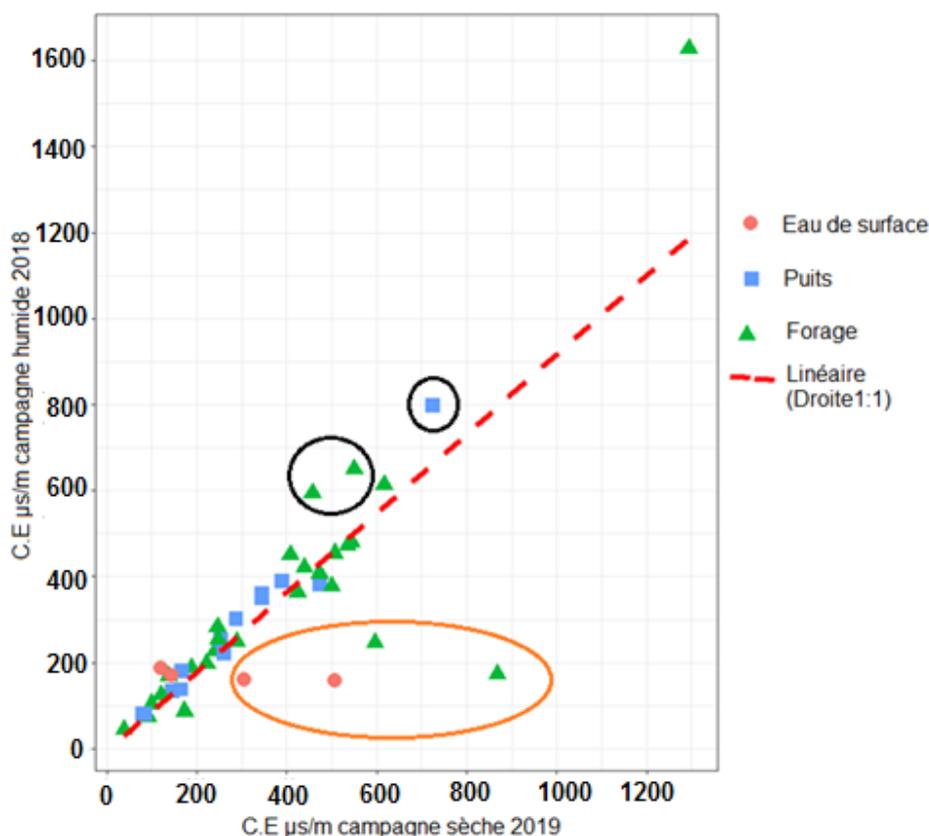


Figure 76. Evolution de la conductivité électrique des points d'eau en saison sèche et en saison humide

7.2.3. Évolution des paramètres chimiques

7.2.3.1. Cations majeurs

La figure 77 présente l'évolution des cations majeurs dans les eaux souterraines (puits et forages) et de surface (rivières) du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. En saison humide, le calcium et le sodium sont les cations dominants (Figure 77a). Les teneurs en calcium et en magnésium augmentent au fur et à mesure qu'on évolue en profondeur ; ce qui n'est pas le cas pour le sodium et le potassium où cette évolution reste aléatoire. En saison sèche, le calcium évolue de façon proportionnelle avec la profondeur (Figure 77b). Plus la profondeur augmente, plus les teneurs en cet ion augmente. Par contre, l'évolution des teneurs des autres cations majeurs (Mg^{2+} ; Na^+ et K^+) reste aléatoire.

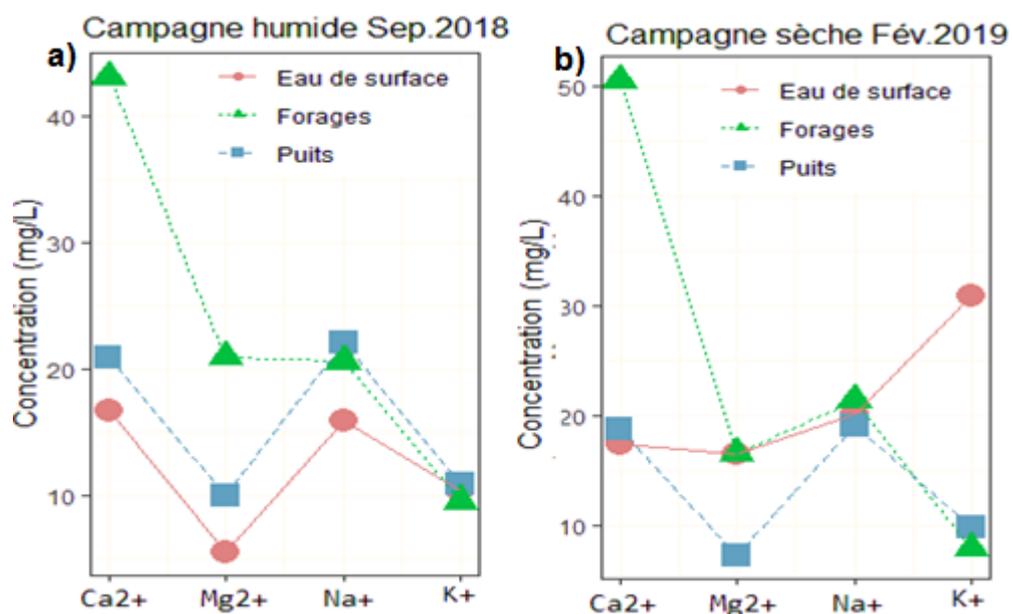


Figure 77. Variation saisonnière des concentrations moyennes des cations majeurs

7.2.3.2. Anions majeurs

La figure 78 présente l'évolution des anions majeurs dans les eaux souterraines (puits et forages) et de surface (rivières) du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. En saison humide, l'hydrogencarbonate et le phosphate ont des concentrations sensiblement identiques au niveau des eaux souterraines et de surface (Figure 78a). Quant au chlorure, les teneurs augmentent avec la profondeur. Par contre, au niveau du sulfate et du nitrate, l'évolution de leurs teneurs est aléatoire. En saison sèche, le phosphate a des teneurs sensiblement identiques au niveau des eaux souterraines et de surface (Figure 78b). L'hydrogencarbonate, le nitrate et le sulfate évoluent de façon proportionnelle avec la profondeur. Plus la profondeur augmente, plus les teneurs augmentent ; ce qui n'est pas le cas pour le chlorure dont l'évolution reste aléatoire.

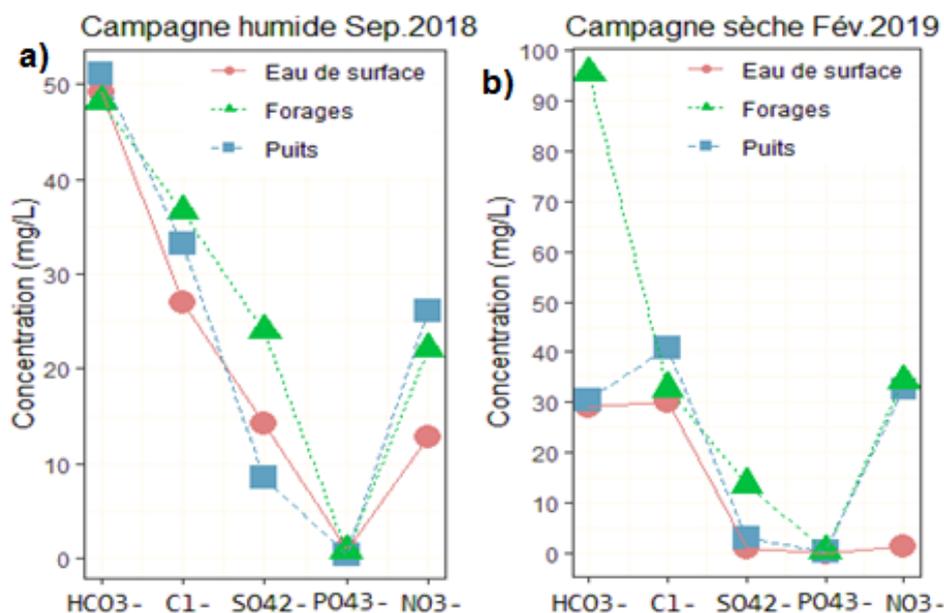


Figure 78. Variation saisonnière des concentrations moyennes des anions majeurs

7.2.3.3. Eléments traces métalliques (ETM)

La figure 79 présente l'évolution des éléments traces métalliques (ETM) dans les eaux souterraines (puits et forages) et de surface (rivières) du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Parmi ces ETM, le fer est le plus abondant, ensuite vient le manganèse et enfin le zinc respectivement pour les eaux de surface, puits et forages quel que soit la saison. En saison humide, le manganèse et le zinc ont des concentrations sensiblement identiques au niveau des eaux souterraines et de surface (Figure 79a). Par contre, les teneurs en fer sont plus élevées respectivement au niveau des eaux de surface, puits et forages. En saison sèche, les teneurs en fer, manganèse et zinc augmentent au fur et à mesure que l'on remonte en surface (Figure 79b).

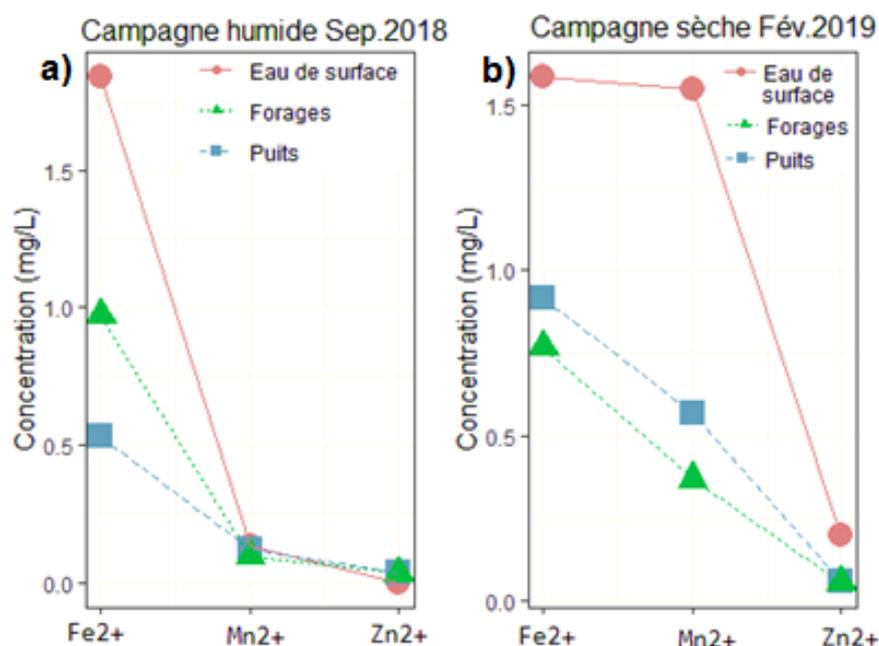


Figure 79. Variation saisonnière des concentrations moyennes des éléments traces métalliques

7.3. Processus de minéralisation sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

7.3.1. Faciès hydrochimique des eaux souterraines et de surface du bassin

En saison humide, la signature chimique des eaux, qu'elles soient de surface, des nappes d'altérites ou des nappes de fissures, reste contrôlée par deux principaux faciès hydrochimiques : l'hydro-faciès chloruré nitraté calco-magnésien et l'hydro-faciès hydrogencarbonaté calco-magnésien. Toutefois 18% des échantillons se caractérisent par l'hydro-faciès chlorurée sodi-potassiques (Figure 80a). En saison sèche, les deux principaux hydro-faciès de la période humide observés au niveau de l'ensemble des eaux se maintiennent (hydrogencarbonaté calco-magnésien et chloruré nitraté calco-magnésien). Par contre, l'hydro-faciès chlorurée sodi-potassiques hydro-faciès apparaît très faiblement (Figure 80b).

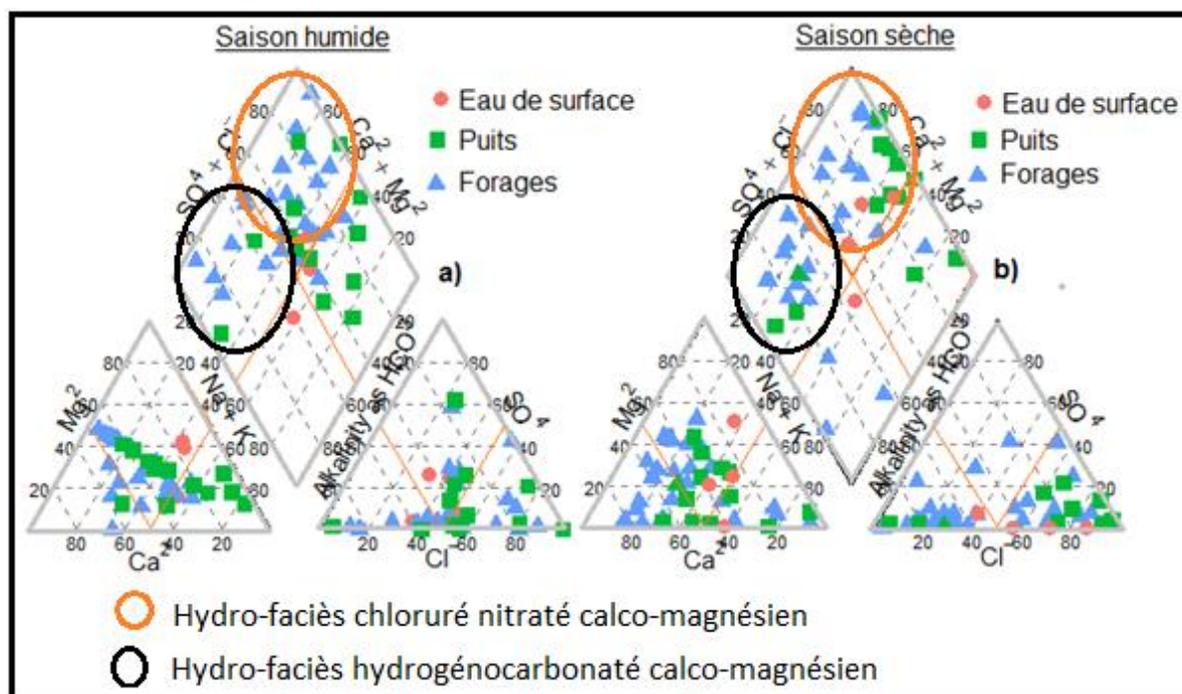


Figure 80. Diagramme ternaire de Piper des différents types d'eau en saison humide (a) et en saison sèche (b)

7.3.2. Origine et processus d'échange ou de mélange des eaux souterraines et de surface du bassin

7.3.2.1. Choix des matrices de sortie : dimension de la carte de Kohonen

Le premier résultat obtenu est la représentation graphique de la phase d'apprentissage (Figure 81). Ce graphique indique l'évolution de la distance moyenne au nœud le plus proche dans la carte. Après plusieurs itérations des valeurs de RLEN, on observe une forte décroissance de la courbe aboutissant à un plateau dans la partie finale avec des valeurs de RLEN = 400 pour la période des hautes eaux (Figure 81a) et RLEN = 200 pour la période des basses eaux (Figure 81b). A l'issue de la phase d'apprentissage, les dimensions des matrices retenues sur la base des valeurs de RLEN sont des grilles hexagonales 4x8, soit 32 nœuds pour les deux saisons (Figure 82a et Figure 82b). Les effectifs dans les nœuds indiquent une bonne répartition des échantillons au niveau des différentes cartes. Sur chacune des cartes, 3 nœuds vides (en gris) sur 32 nœuds sont observés. On a donc 29 nœuds qui contiennent au moins un échantillon, d'où une répartition idéale des échantillons.

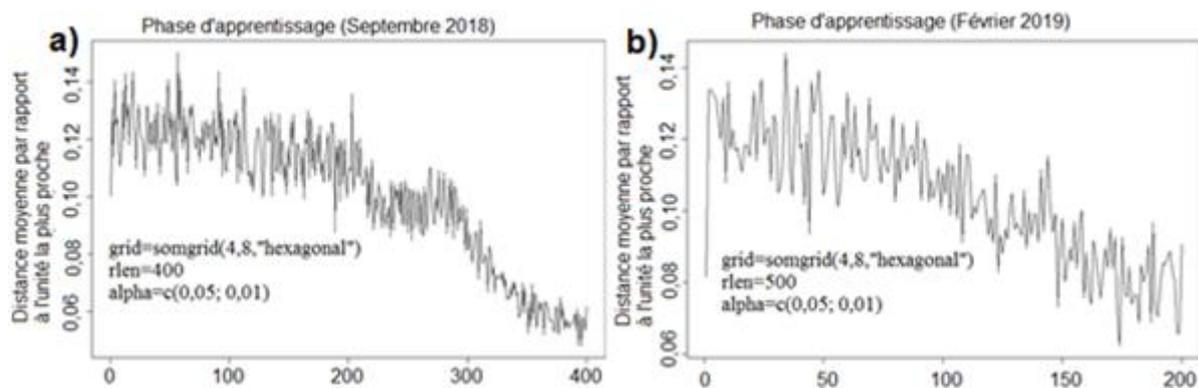


Figure 81. Représentation graphique de la phase d'apprentissage

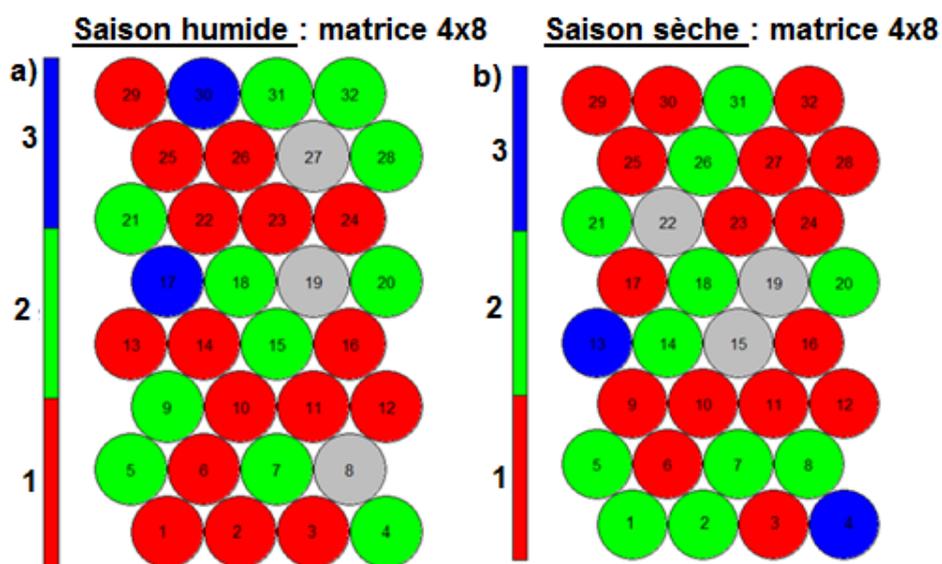


Figure 82. Cartes auto-organisatrices de Kohonen générées à partir des matrices choisies

7.3.2.2. Dendrogrammes de classification hiérarchique

La classification ascendante hiérarchique (CAH) a permis de regrouper l'ensemble des eaux souterraines et de surface de la saison humide en 4 classes (C.I ; C.II ; C.III et C.IV) distinctes chimiquement avec un niveau de coupure de l'arbre à 12 (Figure 83a). Au-delà d'une distance euclidienne de 12, soit 15, les échantillons des classes C.I et C.II se rapprochent pour en former une seule classe. Aussi, les échantillons des classes C.III et C.IV se rapprochent également pour former une seule classe.

Quant à la saison sèche, une classification plus distinctive apparaît lorsque la distance euclidienne est de 12 (Figure 83b). Pour cette distance, les échantillons sont regroupés en 3 classes (C'.I ; C'.II et C'.III). Par contre, avec un niveau de coupure de l'arbre à 15, on obtient 2 groupes tout comme la classification obtenue en saison humide. Ainsi, les échantillons des classes C'.II et C'.III formeraient une même classe et seraient différents de la classe C'.I.

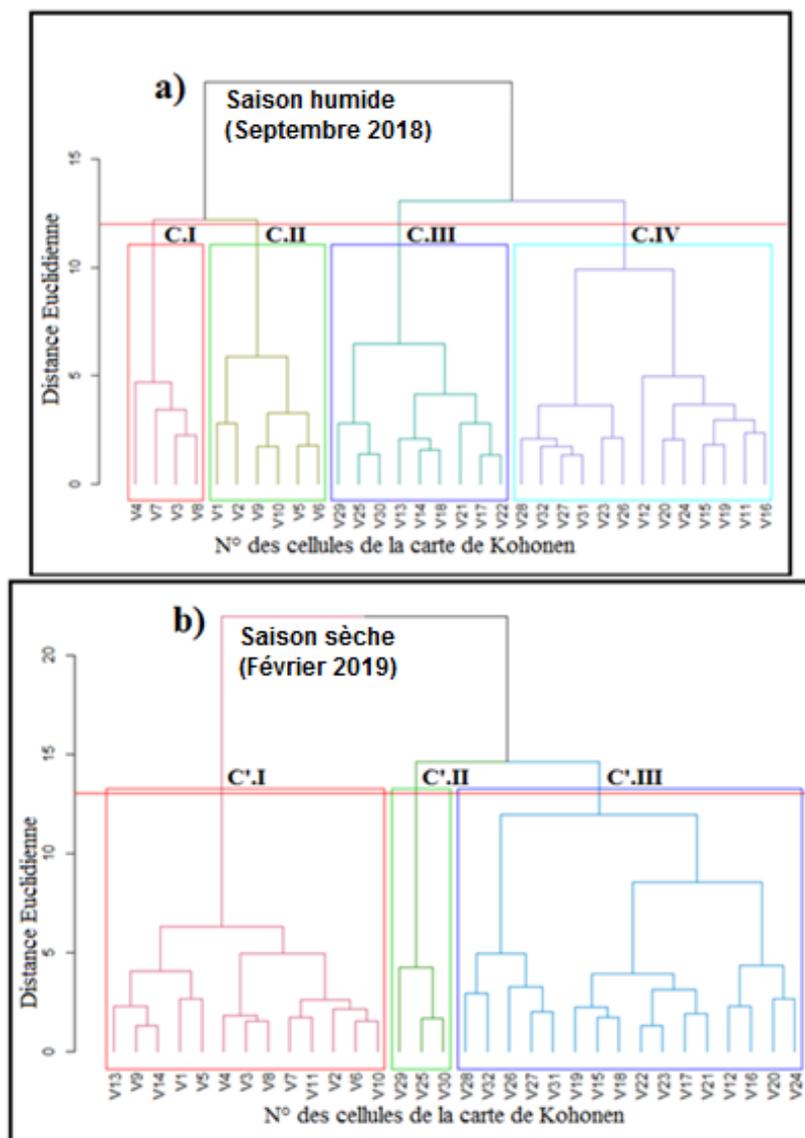


Figure 83. Dendrogramme de classification des cellules de la carte de Kohonen en fonction des paramètres physico-chimiques

7.3.2.3. Répartition des échantillons sur la carte de Kohonen

Pendant la saison humide, les échantillons constitutifs des différentes classes générées à partir du dendrogramme à une distance euclidienne de 12, sont repartis sur la carte de Kohonen (Figure 84a). Toutes les classes apparaissent hétérogènes à divers degrés : la classe C.I (F5, P3, F6, F2, F17), exceptée la présence d'un échantillon de puits (P3), reste majoritairement constituée d'eau de la nappe de socle avec près de 80% de représentativité. La classe C.II (P5, P12, P15, F13, P9, P4, P10, F14), exceptée la présence de deux échantillons de forages (F13, F14), reste majoritairement constituée d'eau d'altérites. La classe C.III (F1, F19, P2, P8, F20, F22, P13, P7, P11, F23, F24, F25, ES3, F26, F10), exceptée la présence d'un échantillon d'eau

de surface (ES3), se distingue par le regroupement d'eaux souterraines (nappe d'altérites et de socle) avec une légère prédominance des eaux de la nappe de socle. La classe C.IV (F21, F11, ES2, ES1, F3, ES4, P1, F12, F15, F9, F18, F16, P6, F7, F4, F8) apparaît particulièrement hétérogène car caractérisée par le regroupement d'eaux de surface (rivières), de nappes d'altérites et de nappes de socle (puits et forages) à des proportions presque identiques.

Pendant la saison sèche, les classes demeurent plus ou moins hétérogènes (Figure 84b). La classe C'.I qui était caractéristique des nappes de socle en saison humide devient caractéristique des nappes d'altérites, des aquifères de socle et des eaux de surface dont les proportions varient d'un groupe à l'autre. La classe C'.II est mixte et est la plus petite comme la classe C.I en saison humide avec deux échantillons de puits et un échantillon d'eau de surface. La classe C'.III contient plus de la moitié des échantillons d'eau de forages (avec près de 45% des échantillons). Le tableau V illustre les échantillons représentatifs des eaux de surface, de puits et de forages dans chaque classe de Kohonen de chacune des saisons.

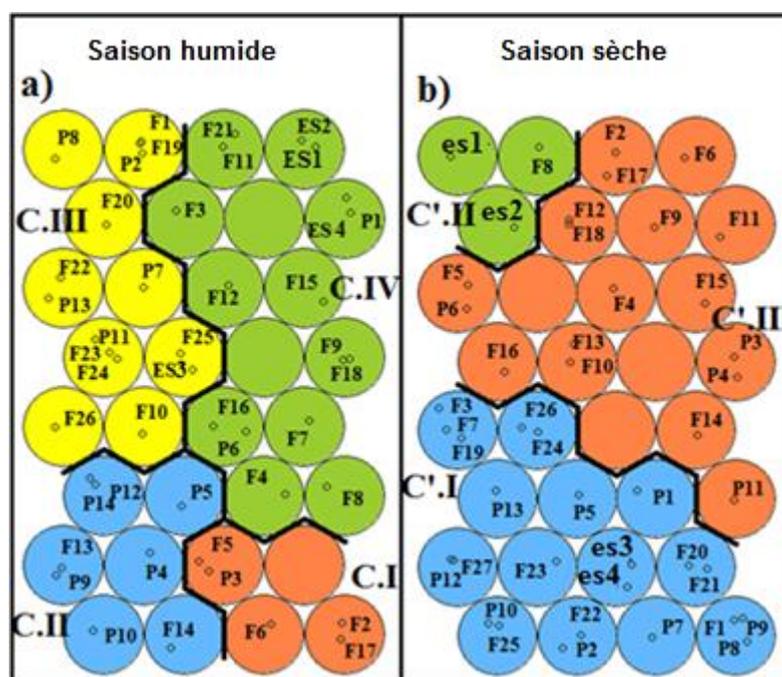


Figure 84. Répartition sur la carte de Kohonen des points d'eau de surface, de puits et de forages d'eaux issues du dendrogramme : (a) saison humide, (b) saison sèche

Tableau V. Nombre d'échantillons et représentativité des eaux de surface, de puits et de forage dans chaque classe de Kohonen

Saison humide				
Classe	Echantillon total	% Eau de surface	% puits	% forages
C.I	5	0	7,14	15,38
C.II	8	0	42,85	7,69
C.III	15	25	35,71	30,77
C.IV	16	75	14,29	42,31
Saison sèche				
C'.I	23	50	69,23	40,74
C'.II	3	50	0	3,70
C'.III	18	0	30,77	51,85

7.3.2.4. Différenciation physico-chimique des classes d'eau

L'importance des paramètres physico-chimiques dans la classification des points d'échantillonnage est indiquée à la figure 85.

En saison humide (Figure 85a) :

La classe C.I (majoritairement constituée d'eau de nappe de socle) présente une conductivité élevée caractéristique de concentrations élevées en éléments dissous (Ca^{2+} , Mg^{2+}). Cette classe présente également des concentrations élevées en Na^+ , K^+ , Cl^- et en Fe^{2+} . Les autres éléments chimiques sont moyennement ou faiblement représentés. La température demeure très élevée avec un pH basique.

La classe C.II majoritairement constituée d'eau de nappes d'altérites présente une conductivité électrique légèrement plus faible que celle de la classe C.I, avec des concentrations en éléments dissous légèrement plus faibles. Ici, seuls Na^+ et Mn^{2+} présentent une concentration particulièrement élevée, les autres étant faiblement ou très faiblement représentés. La température demeure très élevée et le pH est légèrement basique.

La classe C.III est hétérogène (présence à la fois d'eaux de surface, d'altérites et de socle) et présente une conductivité électrique très faible. Cette classe présente des teneurs particulièrement moyennes en PO_4^{3-} et Na^+ , les autres étant faiblement ou très faiblement représentés. Le pH est basique et la température demeure très élevée.

La classe C.IV étant la plus hétérogène (présence à la fois d'eaux de surface, d'altérites et de socle) présente une conductivité électrique moyenne avec également des concentrations en éléments dissous moyenne. Cette classe présente également des concentrations moyennes en HCO_3^- , PO_4^{3-} , les autres étant faiblement ou très faiblement représentés. La température

demeure très élevée avec un pH très basique.

En saison sèche (Figure 85b) :

La classe C'.I comme la classe C.III en période humide est hétérogène (présence à la fois d'eaux de surface, d'altérites et de socle) et présente une conductivité électrique très faible, caractéristique des concentrations très faibles en éléments dissous (Ca^{2+} , Mg^{2+}). Cette classe présente des teneurs particulièrement moyennes en PO_4^{3-} , Na^+ et Fe^{2+} , les autres étant faiblement ou très faiblement représentés. La température demeure élevée avec un pH légèrement basique.

La classe C'.II constituée essentiellement d'eaux de surface, présente une conductivité électrique moyenne avec également des concentrations en éléments dissous moyennes. Cette classe présente des concentrations fortes en Zn^{2+} et des concentrations moyennes en PO_4^{3-} , les autres étant faiblement ou très faiblement représentés. La température demeure très faible avec un pH très basique.

La classe C'.III étant hétérogène (présence à la fois d'eaux d'altérites et de socle) présente une conductivité électrique légèrement élevée que celle de la classe C'.II avec également des concentrations en éléments dissous légèrement élevée. Ici seul NO_3^- présente une concentration élevée. Cette classe présente également des concentrations moyennes en HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} et PO_4^{3-} , les autres étant faiblement ou très faiblement représentés. La température demeure élevée avec un pH basique.

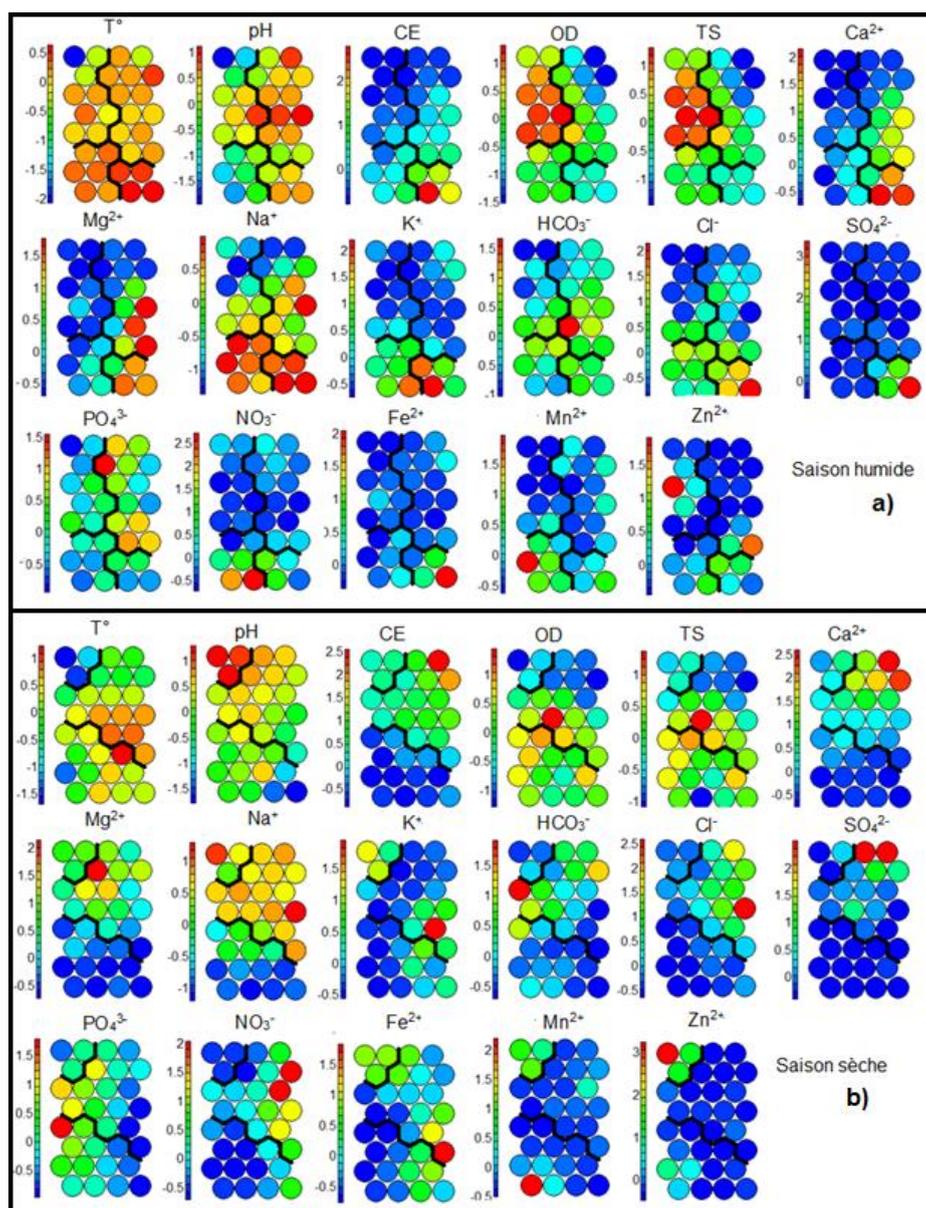


Figure 85. Poids des paramètres physico-chimiques dans la définition des classes : (a) saison humide et (b) saison sèche

7.4. Discussion sur les échanges nappe-rivière à partir des paramètres physico-chimiques et chimiques

L'étude des relations nappe-rivière à partir des paramètres physico-chimiques s'est faite à partir de l'évolution des paramètres physico-chimiques et chimiques, du diagramme de Piper et des tests biostatistiques. Les rivières Lobo et Dé sont des zones de rencontre de masses d'eau différentes. Ce sont également un lieu où se déroulent de nombreux processus biogéochimiques modifiant les concentrations des éléments dissous au sein de ce mélange. De la saison humide à la saison sèche, on observe une nette augmentation de la conductivité électrique au niveau des

cours d'eau. Cela témoigne d'un apport de sels minéraux dû aux apports d'eau souterraine aux différents cours d'eau. La variation de l'amont vers l'aval du calcium (Ca^{2+}) et du magnésium (Mg^{2+}) provenant des apports directs pourrait être attribuée à plusieurs facteurs. Tout d'abord, cela peut être dû à des apports de surface ou de nappe phréatique qui sont généralement moins minéralisés. Aussi, l'évolution aléatoire des éléments dissous peut être due à la gamme des temps de résidence du sommet à la base de l'aquifère saturé (Corcho Alvarado *et al.*, 2009). Par ailleurs, l'évolution de la qualité de l'eau des cours d'eau pourrait également s'expliquer par l'activité microbienne et les transformations chimiques dans la zone hyporhéique qui peuvent être beaucoup plus élevés que les échanges entre les eaux souterraines et l'eau du cours d'eau (Cranswick & Cook, 2015). Ces phénomènes pourraient influencer considérablement les concentrations de calcium et de magnésium dans les cours d'eau.

À l'analyse de la surface jusqu'au souterrain, l'étude comparée du pH entre les deux campagnes de prélèvement révèle que celui-ci, légèrement acide (5,51 à 6,93) est resté sensiblement identique au niveau des eaux de surface, de puits et de forages. Cette acidité pourrait provenir de la décomposition de la matière organique végétale, avec la production de CO_2 dans les couches superficielles du sol sous l'action des activités biologiques. C'est une caractéristique des eaux des milieux cristallins et cristallophylliens comme l'ont constaté Kamagaté *et al.* (2011) sur le bassin versant du Bandama. Les eaux étudiées présentent en moyenne une conductivité électrique variant de 168,85 à 396,64 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour les deux saisons. Ce résultat confère une faible minéralisation, de façon générale, des eaux souterraines et de surface de la région. L'étude comparée de cette conductivité électrique montre que la quasi-totalité des points d'eau (surface, puits, forages) ne connaît pas de variation saisonnière de leur conductivité. Selon Kamagaté *et al.* (2011), cette faible minéralisation est à mettre en rapport avec la nature silicatée des matrices rocheuses traversées dont l'altération et la mise en solution des éléments chimiques sous forme ionique sont particulièrement lentes. En ce qui concerne l'évolution des ions majeurs, le calcium (Ca^{2+}) et le magnésium (Mg^{2+}) proviennent de la dissolution des roches cristallophylliennes essentiellement schisteuses (schiste, micaschiste, gneiss) et des formations granitoïdes (granites, métagranites, et granodiorites) de la zone d'étude (Adiaffi, 2008). Ces cations majeurs connaissent un phénomène de dilution sous l'effet du mélange des eaux des aquifères fissurés avec les eaux des altérites et de surface. Cela pourrait donc expliquer une connexion entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Les concentrations sensiblement identiques de l'hydrogencarbonate (HCO_3^-) et du phosphate (PO_4^{2-}) au niveau des eaux souterraines et de surface pourrait montrer également une connexion hydraulique entre les

nappes et les rivières. Les fortes teneurs en HCO_3^- proviendraient du couvert végétal. En effet, la région disposant encore d'un important tapis végétal, c'est vraisemblablement au cours de l'infiltration en profondeur des eaux de pluie que l'eau chargée de CO_2 va dissoudre les formations et s'enrichir en hydrogénocarbonates (Adiaffi, 2008 ; Ahoussi, 2008 ; Kouadio, 2018). Le phosphate (PO_4^{2-}) proviendrait de l'usage de fertilisants chimiques et pesticides liés aux activités agricoles développées aux alentours des cours d'eau (Lamribah *et al.*, 2013) mais aussi de la dissolution des roches cristalphylliennes essentiellement schisteuses et des formations granitiques de la zone d'étude (Kouakou, 2018). Concernant les éléments traces métalliques (ETM), la connexion entre les nappes et les rivières pourraient s'expliquer par les teneurs élevées de fer (Fe^{2+}) et de manganèse (Mn^{2+}) observées à la fois dans les 3 types d'eau (surface, altérites et socle). En effet, l'abondance du fer et du manganèse pourrait être due à la décomposition des roches cristallines riches en minéraux ferromagnésiens comme la biotite et l'amphibole. Ces mêmes résultats ont été obtenus par Ahoussi *et al.* (2013) dans l'Ouest montagneux et Mangoua *et al.* (2015) à l'Est de la Côte d'Ivoire. Ces auteurs ont montré que le fer et manganèse proviendraient de la dissolution des formations cristallines riches en biotite (granite à biotite).

L'utilisation du diagramme de Piper a fait ressortir deux hydrofaciès en saison sèche et trois en saison humide, qui ont mis en évidence à un certain niveau les mélanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface. En effet, sur les trois hydrofaciès déterminés, l'hydrofaciès chloruré nitraté calco-magnésien reste caractérisé par une forte prévalence de nitrate et chlorure. Cette présence pourrait être dû essentiellement au pluvio-lessivage des polluants issus des activités anthropiques vers les nappes (Rezaie-Boroon *et al.*, 2014 ; Shorieh *et al.*, 2015).

L'adoption des tests biostatistique et géochimique a permis de classer les points d'eau de surface, de nappes d'altérites et de nappes de socle fissuré en fonction des similarités. L'analyse des résultats obtenus montre que les différentes classes identifiées indépendamment de la saison, sont hétérogènes. La forte hétérogénéité observée au niveau des classes C'.I, C'.II, C'.III et C'.IV qui indique la présence dans une même classe des eaux de surface, de nappes d'altérites et de nappes de socle, pourrait traduire une connexion entre ces différents types d'eau.

Il est établi que la minéralisation des eaux souterraines, en conditions naturelles, provient d'une part de la nature des roches traversées au cours de l'infiltration, et d'autre part du temps de contact entre l'eau et les minéraux (Sigg *et al.*, 1994 ; Appelo & Postma, 2005). Si tel était le cas ici, les eaux de surface, du fait de leur caractère ouvert aux précipitations devraient être moins minéralisées que les eaux de puits (Ouattara, 2018). Ensuite, les nappes du socle cristallin

fissuré recevant l'eau des couches plus superficielles des altérites sus-jacentes devraient être davantage minéralisées. Selon cette règle d'évolution croissante de la minéralisation avec la profondeur, une nette discrimination sur la base du différentiel de minéralisation entre eaux de surface, nappes des altérites et nappes du socle fissuré devrait prévaloir. Cette absence de discrimination nette entre les eaux pourrait traduire alors d'une part, une connexion hydraulique avec possibilité de mélange d'eaux entre les différentes nappes logées dans les altérites (Séguis *et al.*, 2004 ; Galle *et al.*, 2007 ; Kamagaté *et al.*, 2007) et d'autre part entre les fissures du socle cristallin (Kamagaté *et al.*, 2010). A cette première connexion hydraulique, pourrait s'ajouter une continuité hydraulique entre les aquifères d'altérites et les aquifères du socle fissuré (Ouattara, 2018). Par ailleurs, le rapprochement des caractéristiques physico-chimiques des eaux de surface de celles des eaux souterraines (classes hétérogènes), pourrait traduire aussi une connexion hydraulique entre les eaux souterraines et les eaux de surface. Dans ce cas, les cours d'eau pourraient constituer des drains de vidange pour les aquifères du socle fissuré, mais aussi pour les fractures qui seraient des couloirs permettant l'évacuation de ces eaux de surface (Dao *et al.*, 2013). Cette idée est confortée par l'assertion selon laquelle les grands cours d'eau ivoiriens sont généralement logés dans les fractures du socle cristallin et cristallophyllien (Savané *et al.*, 1993).

Conclusion partielle

L'étude des relations nappe-rivière à partir de l'analyse des paramètres physico-chimiques et chimiques, du diagramme de Piper et des tests biostatistiques a permis d'obtenir plusieurs résultats. Les éléments dissous dans les cours d'eau ont montré un apport d'eau souterraine au niveau de ces eaux de surface. Le diagramme de Piper a permis de déterminer deux principaux faciès hydrochimiques que sont l'hydro-faciès chloruré nitraté calco-magnésien et l'hydro-faciès hydrogénocarbonaté calco-magnésien. Ces hydrofaciès sont caractéristiques de trois types d'eau traduisant un mélange entre les eaux de surface, des altérites et du socle fissuré. La discrimination biostatistique et géochimique des échantillons a permis de classer les points d'eau de surface, de nappes d'altérites et de nappes de socle fissuré en fonction des similarités liées aux compositions chimiques et à leurs variations saisonnières. L'analyse des différentes classes présente une hétérogénéité qui montre une connexion hydraulique entre les eaux de surface et les eaux souterraines, qui se traduit par des teneurs élevées de paramètres comme le fer, le manganèse et le phosphate à la fois dans les eaux de surface, les eaux des nappes d'altérites et du socle.

CHAPITRE 8 : MODÈLE COUPLÉ : EAU SOUTERRAINE – EAU DE SURFACE

8.1. Résultats de simulation numérique

Cette partie présente les résultats du calage en conditions d'exploitation avec l'approche milieu continu équivalent et l'approche milieu continu discrétisé en zone saturée. Les différents résultats sont discutés à la fin de cette section.

8.1.1. Piézométrie mesurée

La comparaison de la carte piézométrique obtenue à partir des données d'observation avec le modèle numérique d'altimétrie indiquent que la topographie régionale influe sur l'écoulement des eaux souterraines (Figure 86). En effet, les eaux souterraines du domaine à modéliser s'écoulent majoritairement dans les directions Ouest-est et Nord-sud. Les charges les plus faibles sont observées à proximité de la rivière Lobo. Cela indique que les eaux souterraines de la zone du modèle pourraient être drainées en majorité par la rivière Lobo contrairement à la Dé.

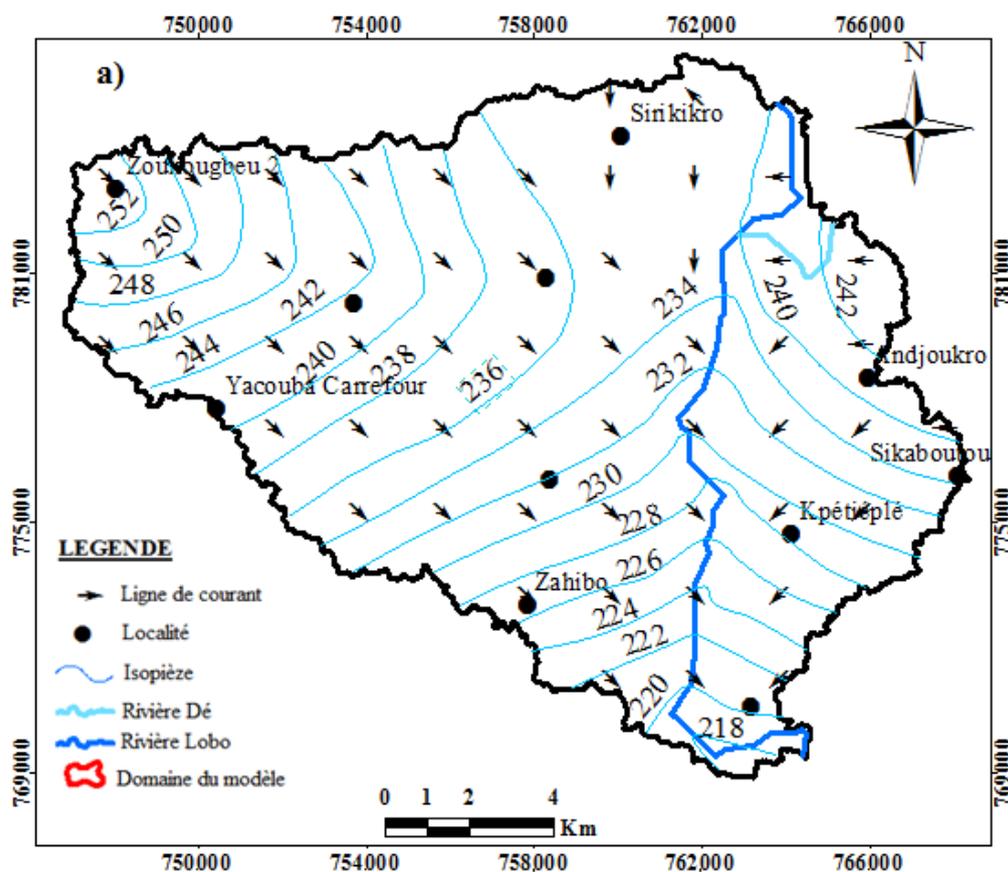


Figure 86. Carte piézométrique (février 2019) obtenue à partir des différentes mesures réalisées dans les forages

8.1.2. Calibrage de modèle

8.1.2.1. Calibrage du modèle en milieu continu équivalent et en milieu continu discrétisé

Les ajustements entre les charges simulées et les charges mesurées des modèles en milieu continu équivalent (Figure 87) et en milieu continu discrétisé (Figure 88) sont obtenus avec des conductivités hydrauliques supérieures à celles estimées à l'aide de la méthode d'infiltromètre double anneaux et de l'interprétation des essais par pompage. Ainsi, les conductivités hydrauliques de la première couche (altérites) qui sont de $K= 6,25 \times 10^{-8}$ m/s, $K= 5,15 \times 10^{-8}$ m/s et $K= 3,41 \times 10^{-7}$ m/s respectivement pour les domaines de granitoïdes hétérogènes à biotite, de schistes et de granodiorites passent à $K= 6,25 \times 10^{-4}$ m/s, $K= 5,15 \times 10^{-4}$ m/s et $K= 3,41 \times 10^{-4}$ m/s respectivement pour les deux approches de simulation. Pour la deuxième couche (couche fissurée), les conductivités hydrauliques des granitoïdes hétérogènes à biotite, des schistes et des granodiorites sont passées respectivement de $3,56 \times 10^{-6}$ m/s, $3,57 \times 10^{-6}$ m/s et $1,92 \times 10^{-6}$ m/s à $3,56 \times 10^{-3}$ m/s, $3,57 \times 10^{-3}$ m/s et $1,92 \times 10^{-3}$ m/s pour les deux approches de simulation.

Quant aux fractures comprises dans la troisième couche (socle) dans le modèle en milieu continu discrétisé, celles-ci ont une conductivité hydraulique moyenne selon les formations géologiques traversées. Ainsi, la conductivité hydraulique moyenne des fractures qui traversent à la fois les granitoïdes hétérogènes à biotite, les schistes et les granodiorites est de $K= 1,7 \times 10^{-4}$ m/s. Les conductivités hydrauliques moyennes des fractures qui traversent les granitoïdes hétérogènes à biotite et les schistes, les schistes et les granodiorites sont respectivement de $K= 3,56 \times 10^{-4}$ m/s et $K= 2,74 \times 10^{-4}$ m/s.

La conductance initiale de la rivière Dé qui était de $6,28 \times 10^{-8}$ est passée à $9,7 \times 10^{-5}$. Les conductivités hydrauliques des sédiments et des berges de la rivières Lobo n'ont pas variées considérablement. Ces deux éléments ont maintenu une conductivité hydraulique commune de $1,11 \times 10^{-7}$ m/s.

La recharge annuelle permettant d'ajuster les charges simulées et les charges mesurées dans les deux modèles est de 189,22 mm/an. Cette recharge est supérieure à la valeur de 165 mm/an calculée à partir de la méthode de Thornthwaite.

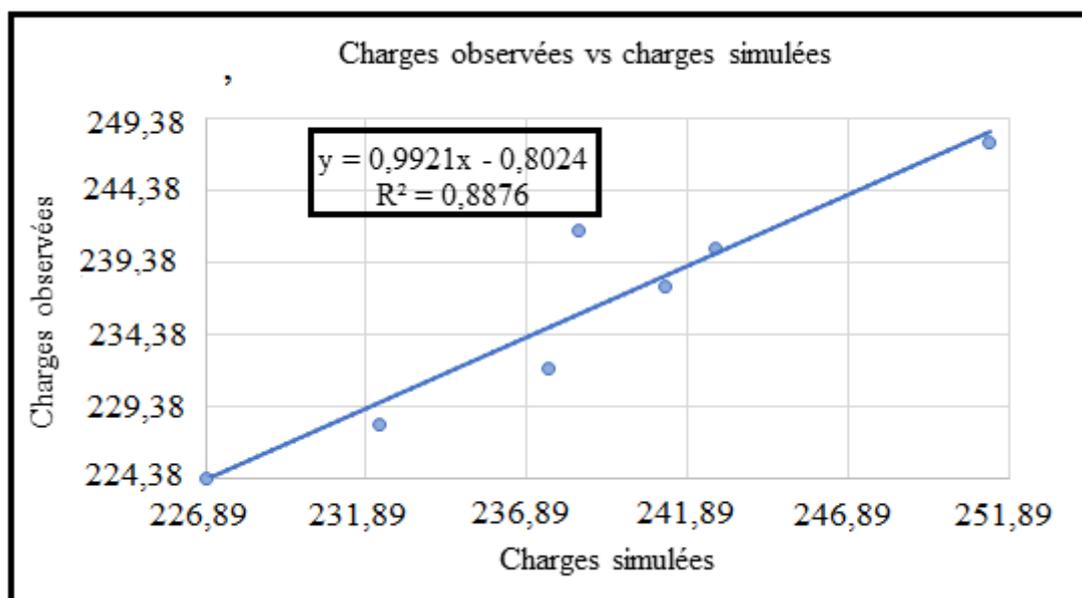


Figure 87. Approche milieu continu équivalent : charges simulées vs charges mesurées au niveau des forages d'observation

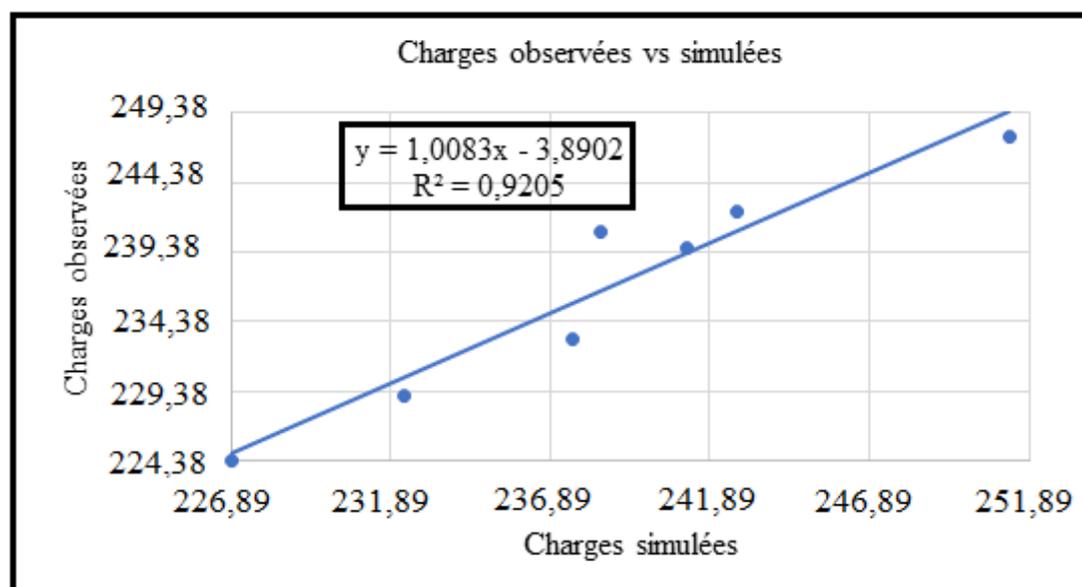


Figure 88. Approche milieu continu discrétisé : charges simulées vs charges mesurées au niveau des forages servant de points d'observation

Les figures 89 et 90 illustrent la piézométrie simulée et mesurée dans les deux modèles. Le comportement des isopièzes semble presque identique pour les charges mesurées et pour les charges simulées. L'écoulement des eaux souterraines dans les deux modèles est quasi identique. Une convergence des isopièzes est observée au niveau de la rivière Lobo. Ce phénomène montre une décharge importante des eaux souterraines vers la rivière Lobo. Cette décharge semble être plus importante dans le modèle de simulation en milieu continu équivalent

avec des isopièzes plus resserrées autour du cours d'eau. Dans les deux approches de simulation, malgré les différences de charges, l'allure des courbes piézométriques signalée sur la carte issue de l'interpolation des charges mesurées, est également perceptible sur les cartes issues de l'interpolation des charges simulées.

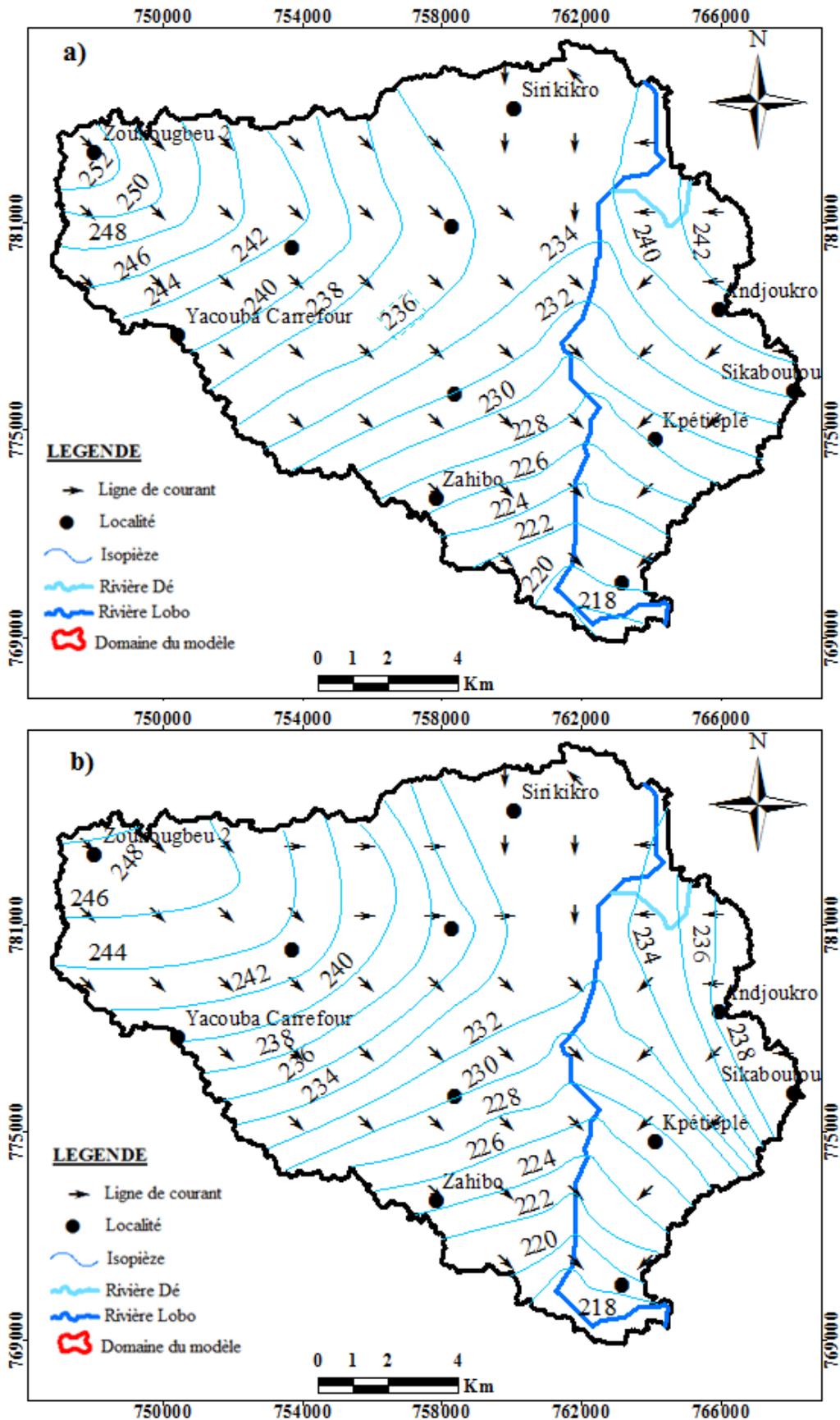


Figure 89. Approche milieu continu équivalent : cartes issues de l'interpolation des charges observées (a) et des charges simulées (b)

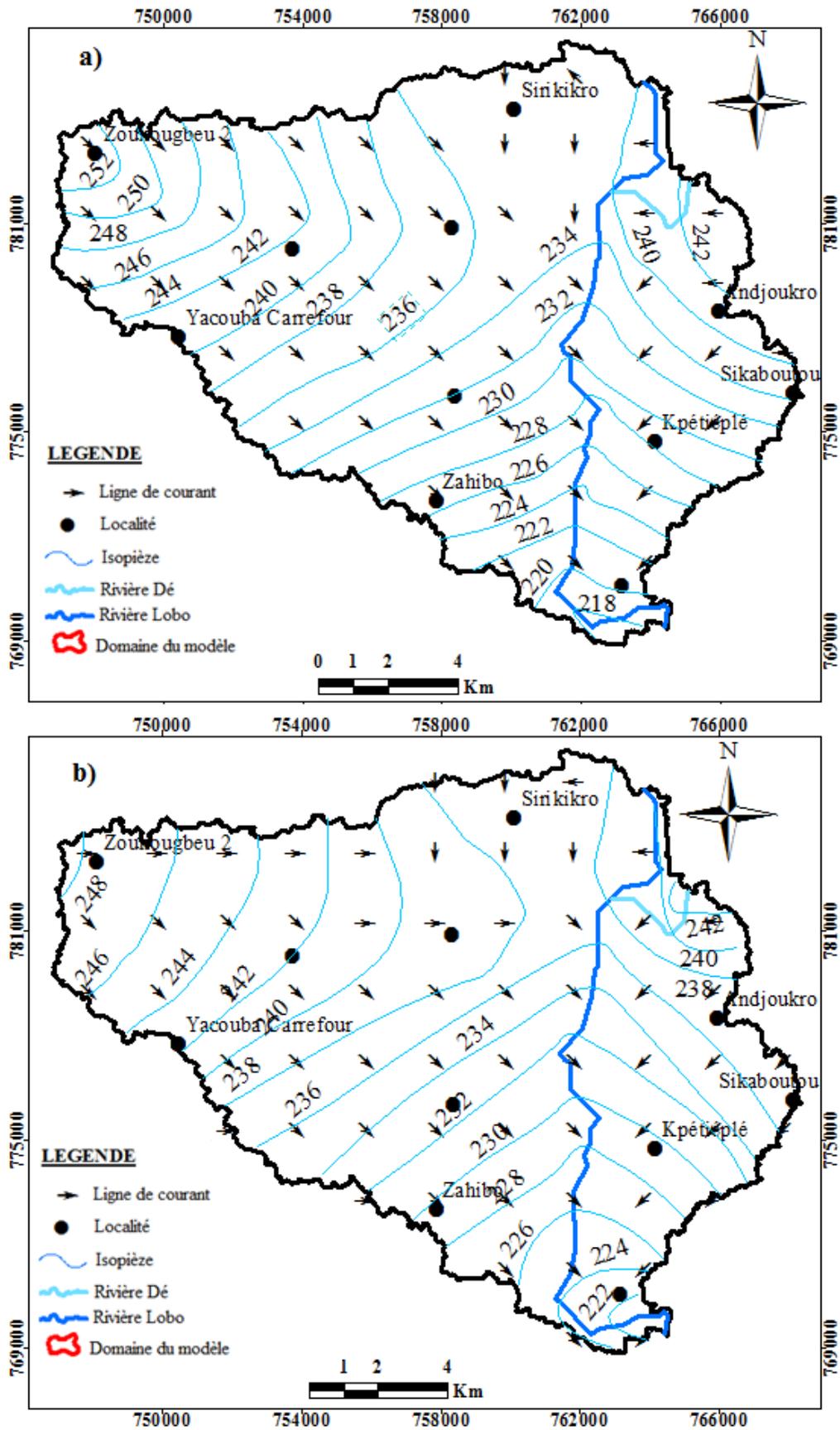


Figure 90. Approche milieu continu discrétisé : cartes issues de l'interpolation des charges observées (a) et des charges simulées (b)

Les tableaux VI et VII montrent l'évaluation des erreurs des différents modèles réalisés en milieu continu équivalent et en milieu continu discrétisé. L'erreur moyenne absolue (MAE) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) sont satisfaisantes. L'erreur quadratique moyenne entre les charges simulées et les charges mesurées est de 7,12 m pour l'approche milieu continu équivalent et de 5,05 m pour l'approche milieu continu discrétisé. Ces deux valeurs de RMSE sont inférieures à 10 m, ce qui montre que les différents modèles réalisés sont satisfaisants.

Tableau VI. Évaluation des erreurs de la phase de simulation du modèle en milieu continu équivalent

Forages	Charge observées (m)	Charges simulées (m)	Hobs – Hsim (m)	IHobs – HsimI (m)	(Hobs - Hsim) ² (m)
F1	237,55	232	5,55	5,55	19,32
F2	226,89	224,38	2,51	2,51	6,34
F3	232,32	228,07	4,25	4,25	10,57
F4	238,46	241,5	-3,03	3,03	5,50
F5	242,72	240,3	2,42	2,42	0,18
F6	241,18	237,67	3,51	3,51	2,29
F7	251,26	247,64	3,62	3,62	13,13
ME			2,69		
MAE				3,56	
RMSE					7,12

Tableau VII. Évaluation des erreurs de la phase de simulation du modèle en milieu continu discrétisé

Forages	Charge observées (m)	Charges simulées (m)	Hobs – Hsim (m)	IHobs – HsimI (m)	(Hobs - Hsim) ² (m)
F1	237,55	233,16	4,39	4,39	19,32
F2	226,89	224,38	2,51	2,51	6,34
F3	232,32	229,07	3,25	3,25	10,57
F4	238,46	240,81	-2,34	2,34	5,50
F5	242,72	242,3	0,42	0,42	0,18
F6	241,18	239,67	1,51	1,51	2,29
F7	251,26	247,64	3,62	3,62	13,13
ME			1,91		
MAE				2,58	
RMSE					5,05

8.1.2.2. Bilan hydrique

Le tableau VIII présente les bilans de masses d'eau obtenues à partir du post-processeur ZONEBUDGET pour chacune des deux approches de simulation. L'infiltration spatiale constitue la recharge principale des eaux souterraines de la zone modélisée pour les deux approches de simulation. La rivière Dé et la rivière Lobo constituent les principales zones de décharge des eaux souterraines de la zone modélisée pour les deux approches de simulation. En régime permanent, les quantités d'eau qui entrent dans le modèle doivent être identiques à celles qui en sortent ; le modèle étant d'autant plus robuste que l'équilibre ou le déséquilibre du bilan est expliqué.

Pour l'approche milieu continu équivalent, le bilan des eaux souterraines du modèle présente les apports d'eau et les sorties d'eau. Les apports d'eau sont de $113927 \text{ m}^3/\text{j}$. Les sorties d'eau se font essentiellement au niveau de la rivière Lobo et de la rivière Dé. Les sorties d'eau journalières du système sont de $113821 \text{ m}^3/\text{j}$ et $145 \text{ m}^3/\text{j}$ respectivement au niveau de la rivière Lobo et de la rivière Dé. Nous avons donc une sortie d'eau totale de $113966 \text{ m}^3/\text{j}$. La différence entre les apports d'eau et la sortie d'eau totale est de $|- 39 \text{ m}^3/\text{j}|$, avec un pourcentage d'écart de $-0,03\%$ montrant que la calibration du modèle est satisfaisante.

Pour l'approche milieu continu discrétisé, le bilan des eaux souterraines du modèle présente les apports d'eau et les sorties d'eau. Les apports d'eau sont de $113927 \text{ m}^3/\text{j}$. Les sorties d'eau s'observent également au niveau de la rivière Lobo et de la rivière Dé. Les sorties d'eau journalières sont de $113723 \text{ m}^3/\text{j}$ et $221 \text{ m}^3/\text{j}$ respectivement au niveau de la rivière Lobo et de la rivière Dé. La sortie d'eau totale est donc de $113944 \text{ m}^3/\text{j}$. La différence entre les apports d'eau et la sortie d'eau totale est de $|- 17 \text{ m}^3/\text{j}|$, avec un pourcentage d'écart de $-0,01\%$ montrant une satisfaction du modèle étalonné.

Tableau VIII. Bilan journalier en eau souterraine de la zone du modèle en fonction des deux approches de modélisation

Modèles	Type de flux	Apports d'eau (+) m ³ /j	Sorties d'eau (-) m ³ /j
Milieu continu équivalent	Rivière Dé	0	-145
	Recharge	113927	0
	Rivière Lobo	0	-113821
	Déséquilibre		-39
Milieu continu discrétisé	Rivière Dé	0	-221
	Recharge	113927	0
	Rivière Lobo	0	-113723
	Déséquilibre		-17

8.1.2.3. Analyse des modèles du bassin de la zone de captage de la SODECI

Le bilan des eaux souterraines pour la zone modélisée a été créé par le post-processeur ZONEBUDGET afin de quantifier la manière dont la zone modélisée interagit avec les cours d'eau. Les résultats de l'analyse des eaux souterraines dans la zone du modèle sont indiqués dans le tableau IX pour les deux modèles (modèle en milieu continu équivalent et en milieu continu discrétisé). Les comparaisons sont de nature indicative. Le bilan hydrique des deux approches de simulation montre que le modèle en milieu continu discrétisé est plus stable que le modèle en milieu continu équivalent. Les apports d'eau dans les deux cas de modélisation s'élèvent à 113927 m³/j. Par contre, il y a une différence au niveau des sorties d'eau totales dans les deux approches de simulation. Les sorties d'eau totales sont de 113966 m³/j pour le cas de l'approche milieu continu équivalent, et de 113944 m³/j pour le cas de l'approche milieu continu discrétisé avec une différence de 22 m³/j. Cela montre que le modèle dans le cas de l'approche milieu continu équivalent perd plus d'eau que le modèle dans le cas de l'approche milieu continu discrétisé. Dans les différents scénarios, une partie importante de cette eau est perdue au profit des cours d'eau, entraînant un déficit de stockage au niveau l'aquifère fissuré sous-jacent.

Tableau IX. Principales différences dans le bilan hydrique des eaux souterraines du bassin versant

COMPOSANTES DU BILAN DES FLUX DU BASSIN VERSANT	MILIEU CONTINU EQUIVALENT		MILIEU CONTINU DISCRETISE	
	ENTRÉE	SORTIE	ENTRÉE	SORTIE
	(m ³ /j)	(m ³ /j)	(m ³ /j)	(m ³ /j)
RIV (rivière Dé)	0	145	0	221
RCH (recharge spatiale)	113927	0	113927	0
SFR (rivière Lobo)	0	113821	0	113723
TOTAL DES FLUX	113927	113966	113927	113944
ENTRÉE – SORTIE		- 39	-17	
ÉCART EN POURCENTAGE		-0,03%	-0,01%	

8.2. Discussion sur le modèle couplé eau souterraine – eau de surface

Les deux approches de simulation mis en place dans cette étude présentent des similitudes et des différences. Dans ces deux modèles, les conditions aux limites indiquées sont des charges imposées et des conditions à flux nul. Les deux modèles ont pris en compte de façon verticale 3 couches géologiques (couche d'altérites, couche fissuré et socle sain) avec différentes zones de conductivité hydraulique (granitoïdes hétérogènes à biotite, granodiorites et schistes). Le premier modèle est simulé en milieu continu équivalent et le second prend en compte les fractures (milieu continu discrétisé). Cette prise en compte des fractures d'origine tectonique dans ces travaux a permis de reproduire l'écoulement. Cela s'explique par le fait que le rôle transmissif des fractures avait été sous-estimé. Bien que dans l'ensemble les résultats semblent raisonnablement satisfaisants, on observe un décalage entre les simulations des deux modèles et les observations réelles des niveaux d'eau souterraine à divers emplacements des forages. Cela pourrait être dû à une erreur dans le MNT qui se propage dans les valeurs des niveaux d'eau et crée ainsi des erreurs (Anderson *et al.*, 2015). Ces erreurs peuvent également être dues à l'hypothèse d'homogénéité et d'isotropie du milieu de transport des eaux souterraines. En outre, dans les deux approches de simulation, les charges simulées en milieu continu équivalent sont en moyenne légèrement inférieures aux charges simulées en milieu continu discrétisé. Cela

pourrait être dû à l'effet de la transmissivité des fractures (Koïta, 2010). L'analyse du bilan de masse montre que l'équilibre ou le déséquilibre du bilan est provoquée par la recharge spatiale (pas d'apports latéraux). Les deux simulations ont révélé un déséquilibre qui se manifeste par une perte d'eau souterraine.

Ce bilan de masse montre un équilibre du modèle en milieu continu discrétisé contrairement au milieu continu équivalent où le déséquilibre est plus grand. Cela est probablement l'effet des fractures, associées à des conductivités hydrauliques favorisant un bilan de masse plus équilibré. Dans ce cas, une sortie importante d'eau du système ne sera pas occasionnée. Des résultats similaires ont été obtenus par Koïta (2010) dans la région de Dimbokro qui après des simulations effectuées en milieu continu équivalent et en milieu continu discrétisé, a observé un bilan de masse plus équilibré en milieu continu discrétisé par rapport à la simulation en milieu continu équivalent. En outre, ce bilan montre que les principales sorties d'eau souterraine sont la fuite de l'aquifère vers la rivière Lobo et la rivière Dé pour les deux approches de simulation. Cette décharge est plus prononcée au niveau de la rivière Lobo. Cela pourrait être dû à l'affleurement dans le lit de la rivière de fractures majeures sous-jacentes connectées aux autres fractures qui facilitent l'évacuation des eaux souterraine vers cette rivière. Dans l'ensemble, les rivières Lobo et Dé gagnent de l'eau de l'aquifère, ce qui est probablement attribué à l'importante recharge diffuse provenant des précipitations à travers les zones perméables du bassin modélisé qui maintient les niveaux des eaux souterraines généralement au-dessus des niveaux des rivières.

Conclusion partielle

L'objectif de la modélisation était de simuler les interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface dans la zone de captage de la SODECI. Deux approches de modélisation que sont l'approche milieu continu équivalent et l'approche milieu continu discrétisé ont été adoptées. Sur la base d'une représentation plus détaillée des aquifères, ces modèles en régime permanent pour les conditions de milieu continu équivalent et milieu continu discrétisé ont été construits et calibrés. Ces modèles à l'échelle intermédiaire du système de la zone modélisée ont été créés dans un environnement de modélisation ModelMuse. Les deux simulations ont révélé un déséquilibre qui se manifeste par une perte d'eau souterraine au profit des rivières. Les apports d'eau dans les deux cas de modélisation s'élèvent à 113927 m³/j. Par contre, il y a une différence au niveau des sorties d'eau totales dans les deux approches de simulation. Les sorties d'eau totales sont de 113966 m³/j pour le cas de l'approche milieu continu équivalent et

de 113944 m³/j pour le cas de l'approche milieu continu discrétisé avec une différence de 22 m³/j. Cela montre que le modèle dans le cas de l'approche milieu continu équivalent perd plus d'eau que le modèle dans cas de l'approche milieu continu discrétisé. Le bilan hydrique pour les deux modèles a montré que les rivières Lobo et Dé constituent les zones préférentielles de décharge des eaux souterraines des aquifères fissurés du bassin de la zone de captage de la SODECI de façon permanente.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Conclusion générale

Ce sujet de thèse a été initié à l'effet d'étudier les interactions nappe-rivière à l'échelle du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. L'étude s'est focalisée sur l'étude des interactions nappe-rivière par approche SIG, par approche piézométrique, à l'aide des paramètres physico-chimique et par modélisation hydrogéologique.

La combinaison des images radars Sentinelles 1A et le réseau hydrographique du bassin ont mis en évidence une relation entre les cours d'eau permanents et les aquifères fissurés sous-jacents du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Le réseau hydrographique du bassin a permis d'identifier les ordres qui varient de 1 et 5. Les cours d'eau d'ordre 4 et 5 caractérisent les grands et permanents cours d'eau, alors que les ordres 1, 2 et 3 concernent les petits cours d'eau ou têtes de bassin. Le bassin versant renferme 121 fractures majeures. La superposition de la carte de densité de fracturation et du réseau hydrographique montre que la rivière Lobo et la rivière Dé sont sous contrôle structural tandis que les autres ordres sont totalement indépendants. Cette étude peut être considérée comme un bon révélateur des relations qui existent entre les eaux de surface et les eaux souterraines des aquifères fissurés sous-jacents.

La piézométrie montre que le bassin versant de la Lobo subi une entrée d'eau dans le système en provenance des limites Nord, Est et Ouest Nibéhibé pendant les deux périodes (hautes eaux et basses eaux). La forte circulation des eaux souterraines s'observe en période de hautes eaux. Certains secteurs se sont présentés comme étant des cônes de rabattement pour les écoulements souterrains qui s'y produisent aussi bien en période de hautes eaux qu'en période de basses eaux. 4 secteurs présentent des dômes piézométriques. Ces dômes piézométriques sont observables pour toutes les périodes et tendent à disparaître en période de basses eaux montrant une recharge faible des eaux souterraines. L'écoulement des eaux souterraines, s'effectue vers la partie centrale du bassin en direction des axes de la rivière Lobo et de la rivière Dé sur l'essentiel de l'étendue du bassin. L'interprétation de la piézométrie a montré une convergence des lignes de courant vers les rivières Lobo et Dé en plusieurs endroits. Ce qui indique que les rivières Lobo et Dé sont alimentées par les eaux souterraines. Ces rivières à leurs tours rechargent faiblement les eaux souterraines.

La discrimination statistique et géochimique des échantillons a permis de classier les points d'eau de surface, de nappes d'altérites et de nappes de socle fissuré en fonction des similarités liées aux compositions chimiques et à leurs variations saisonnières. Parmi les principales classes identifiées indépendamment de la saison, certaines présentent une hétérogénéité faible tandis que d'autres présentent une forte hétérogénéité. Cette hétérogénéité se traduit par la présence dans une même classe d'eaux de surface, de nappes d'altérites et de

nappes de socle montrant ainsi que les transferts de flux sont en effet guidés par une continuité hydraulique à la fois interne aux aquifères (altérites ou socle fissuré), et entre aquifères d'altérites et de socle. Ces transferts se caractérisent aussi par une forte interaction nappe-rivière avec possibilité de décharge importante des eaux souterraines dans les rivières du fait des concentrations élevées de certains éléments de dissolution observées au niveau des rivières.

Les modèles hydrogéologiques élaborés permettent de proposer une première modélisation numérique des interactions nappe-rivière dans la zone de captage de la SODECI. Dans cette modélisation en régime permanent ainsi proposé, deux approches : (i) approche milieu continu équivalent et (ii) approche milieu continu discrétisé avec prise en compte discrète de la fracturation. Dans les deux approches, les conductivités hydrauliques estimées à partir de l'interprétation des essais par pompage ne permettent pas de reproduire la piézométrie mesurée. Les conductivités hydrauliques des couches permettant la meilleure adéquation entre potentiels hydrauliques simulés et potentiels hydrauliques mesurés sont supérieures aux conductivités hydrauliques estimées à partir des données de terrain et d'essai de pompage. L'approche milieu continu discrétisé intégrant les fractures discrètes dans le socle, présente un bilan de masse nettement meilleure que l'approche milieu continu équivalent pour l'évaluation des échanges nappe-rivière en milieu de socle fissuré. Les deux simulations ont révélé un déséquilibre qui se manifeste par un déficit au niveau des eaux souterraines. En définitive, il faut retenir que les rivières Lobo et Dé constituent les zones préférentielles de décharge des eaux souterraines de façon permanente. Ces résultats préliminaires qui prouvent la pérennité de la ressource exploitée (rivière Lobo) apportent aux autorités ainsi qu'aux décideurs un réconfort en termes de disponibilité de la ressource.

Recommandations

Le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé est un bassin dont l'activité économique est basée sur l'agriculture et l'élevage. C'est une zone où les activités anthropiques sont intenses. De ce fait, il y a une forte pression sur la ressource en eau. Le bassin de la Lobo connaît aussi une insuffisance d'installations hydrométéorologiques et hydrogéologiques. Dans un souci d'une maîtrise de la ressource en eau, nous préconisons une approche intégrée de la question d'où l'implication des chercheurs et des décideurs (DRH, SODECI et SODEXAM) à travers :

- ✓ le développement de stations hydrologiques bien réparties avec de meilleures méthodes d'estimation des débits qui pourra jouer un grand rôle dans l'acquisition et l'utilisation

des données fiables pour une représentation des informations claires sur ce qui est connu dans la région ;

- ✓ le développement de stations météorologiques et de pluviomètres supplémentaires dans la zone pour une meilleure compréhension du climat de la zone ;
- ✓ l'installation d'un réseau supplémentaire de contrôle des eaux souterraines et l'acquisition de données sur les niveaux d'eau et les taux de prélèvement mesurés en temps utile afin de maximiser la fiabilité des données et permettre une meilleure représentation de l'information ;
- ✓ la mise en place d'un système d'instrumentation moderne de suivi des variables du cycle de l'eau (installation de stations météorologiques, pluviographes et limnigraphes insuffisants sur le bassin) et aussi de suivi de la dynamique du paysage. A cet effet, l'utilisation d'image de haute résolution couplée à des outils de validation au sol pourrait améliorer l'adéquation observation/simulation.

Perspectives

L'approche hydrogéochimique utilisée dans cette étude montre que sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé montre une connexion hydraulique entre les différents types d'eau (eau de surface, nappe d'altérites et nappe de socle). L'intensité des échanges d'éléments chimiques entre les différents hydrosystèmes serait accru du fait de la forte dépendance du bassin à l'agriculture pluviale et du manque d'infrastructures de gestion des ressources en eau. L'utilisation de traceurs isotopiques pour la quantification des flux entre les 3 types de réservoirs serait d'une importance capitale.

La modélisation en régime permanent des interactions nappe-rivière proposé dans le bassin versant de la Lobo n'a pris qu'une petite partie du bassin et est une première approche qui a nécessité bon nombre d'hypothèses simplificatrices quant à la propriété physique des différentes couches de l'aquifère. Cette modélisation mérite donc d'être approfondie en tenant compte de tout le bassin et en réalisant un modèle en régime transitoire. Aussi, en tenant compte de paramètres et de variables plus détaillées : (i) intégration de différents paramètres hydrauliques sur la base des domaines de perméabilité définis dans le bassin de la Lobo à Nibéhibé ; (ii) variation spatiale et temporelle de l'infiltration qui conditionne la recharge de l'aquifère.

RÉFÉRENCES

- Ackerer P., Younes A & Mose R. (1999). Modeling Variable Density Flow and Solute Transport in Porous Medium: 1. Numerical Model and Verification. *Transport in Porous Media*, 35 : 345-373.
- 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. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud 11 (Paris, France), 196 p.
- Aguilar-Ibarra A. (2004). Les peuplements de poissons comme outil pour la gestion de la qualité environnementale du réseau hydrographique de la Garonne. Thèse de Doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse, France), 178 p.
- Ahimon O.A. (1982). Demi-degré carré nord de Daloa. Rapport de fin de levé du secteur compris entre le fleuve Sassandra et la rivière Lobo. Direction de la géologie, Abidjan, 23 p.
- Ahimon O.A. (1990). Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000, feuille de Daloa. Direction de la géologie, Abidjan (Côte d'Ivoire), 28 p.
- Ahoussi K.E. (2008). Evaluation quantitative et qualitative des ressources en eau dans le Sud de la Côte d'Ivoire. Application de l'hydrochimie et des isotopes de l'environnement à l'étude des aquifères continus et discontinus de la région d'Abidjan-Agboville. Thèse de Doctorat Unique, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 283 p.
- Ahoussi K.E., Koffi Y.B., Kouassi A.M., Soro G. & Biémi J. (2013). Etude hydrochimique et microbiologique des eaux de source de l'Ouest montagneux de la Côte d'Ivoire : Cas du village de Mangouin-Yrongouin (S/P de Biankouman). *Journal of Applied Biosciences*, 63 : 4703-4719.
- Alley W., Reilly T. & Franke L. (1999). Sustainability of Ground-Water Resources, U.S. Geological Survey Circular 1186, 79 p.
- Alley W., Reilly T. and Franke L. (1999). Sustainability of Ground-Water Resources, U.S. Geological Survey Circular 1186, 79 p.
- Anderson M.P. & Woessner W.W. (1992). The role of the postaudit in model validation. *Advances in Water Resources*, 15(3) : 167-173.
- Anderson M.P., Woessner W.W. & Hunt R.J. (2015). Applied Groundwater Modeling : Simulation of flow and active transport. 2nd Edition, Elsevier, 564 p.
- Anibas C., Buis K., Verhoeven R., Meire P. & Batelaan O. (2011). A simple thermal mapping

- method for seasonal spatial patterns of groundwater-surface water interaction. *Journal of Hydrology*, 397(1) : 93-104.
- Appelo C.A.J & Postma D. (2005). Ion exchange. *Geochemistry, Groundwater and Pollution*, 2 : 241-309.
- Assoma T.V. (2013). Variabilité hydroclimatique et évaluation des ressources en eau du bassin côtier de l'Agnéby au Sud-est de la Côte d'Ivoire : apport des outils statistiques, de la modélisation et de la télédétection optique et radar. Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët-Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 215 p.
- Assoma V.T., Kouamé K.F., Rudant J.P. & Biémi J. (2011). Réduction du chatoiement et apport des données ASAR ENVISAT et MNE SRTM à la cartographie hydrostructurale du bassin côtier de l'Agnéby (Sud-Est de la Côte d'Ivoire). *European Journal of Applied Remote Sensing*, 47(4) : 88-120.
- Atteia O. (2011). Modélisation du devenir des composés organiques dans les aquifères : Logiciel Rflow2D et applications. *Lavoisier*, 190 p.
- Avenard J.M. (1974). Aspects du Contact Forêt-Savane dans le Centre et l'Ouest de la Côte d'Ivoire: etude descriptive. IRD Editions.
- Baka D. (2012). Géométrie, hydrodynamisme et modélisation des réservoirs fracturés du socle protérozoïque de la région d'Oumé (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët-Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 246 p.
- Banks E.W., Simmons C.T., Love A.J., Cranswick R., Werner A.D., Bestland E.A., Wood M. & Wilson T. (2009). Fractured bedrock and saprolite hydrogeologic controls on groundwater/surface-water interaction: a conceptual model (Australia). *Hydrogeology Journal*, 17(8): 1969-1989.
- Banton O. & Bangoy L. M. (1997). Multiscience environnementale des eaux souterraines. Presses de l'Université du Québec., AUPELF-UREF, 460 p.
- Barnier J., Biaudet J., Bouchet-valat M., Kauffmann M. & Larmarange, J. (2016). Introduction à l'analyse d'enquêtes avec R et RStudio, 2555 p.
- Battle-Aguilar J., Harrington G.A., Leblanc M., Welch C. & Cook P.G. (2014). Chemistry of groundwater discharge inferred from longitudinal river sampling. *Water Resources Research*, 50(2) : 1550-1568.
- Bear J. (1972). Dynamics of Fluids in Porous Media. American Elsevier Publishing Company, New York (USA), 764 p.
- Beyerle U., Aeschbach-Hertig W., Hofer M., Imboden D.M., Baur H. & Kipfer R. (1999).

- Infiltration of river water to a shallow aquifer investigated with $3\text{H}/3\text{He}$, noble gases and CFCs. *Journal of Hydrology*, 220(3-4): 169-185.
- Biémi J. (1992). Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahariens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest ; hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de la Haute Marahoué (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 422 p.
- Billiaux D. & Dedecker F. (2018). Modélisation numérique des roches et fracturation : du continu au discontinu. *Revue Française de la Géotechnique*, 155(2) : 1-6.
- Binley A., Hubbard S.S., Huisman J.A., Revil A., Robinson D.A., Singha K. & Slater L.D. (2015). The emergence of hydrogeophysics for improved understanding of subsurface processes over multiple scales. *Water Resources Research*, 51(6) : 3837-3866.
- Boano F., Revelli R. & Ridolfi L. (2011). Water and solute exchange through flat streambeds induced by large turbulent eddies. *Journal of Hydrology*, 402(3) : 290-296.
- Bonnot H. (1985). Rapport de fin de levé géologique du demi degré carré nord de Daloa ; partie située à l'Est de la rivière Lobo à 1/ 200 000. Direction de la géologie, 27 p.
- Bour O & Davy P. (1997). Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resources Research*, 7 : 1567-1583.
- Brou Y.T. (2005). Climat, mutations socio-économiques et paysages en Côte d'Ivoire. Mémoire de synthèse des activités scientifiques. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université des Sciences et Technologies de Lille (Lille, France), 226 p.
- Cacas M.C., Ledoux E., De Marsily., Tillie B., Barbreau A., Durand E., Feuga B & Peaudecerf P. (1990). Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network : calibration and validation. *Water Resources Research*, 26 (3) : 479-489.
- Cardenas M.B. & Markowski M.S. (2010). Geoelectrical imaging of hyporheic exchange and mixing of river water and groundwater in a large regulated river. *Environmental Science & Technology*, 45(1-4) : 1407-1411.
- Cardenas M.B. & Wilson J. (2007). Hydrodynamics of coupled flow above and below a sediment–water interface with triangular bedforms. *Advances in Water Resources*, 30(3) : 301-313.
- Cardenas M.B. (2009). Stream-aquifer interactions and hyporheic exchange in gaining and losing sinuous streams. *Water Resources Research*, 45(6) : 6429.
- Castany G. (1982). Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Infoscience : Dunod, Paris,

- (France), 236 p.
- Chapman T. (1999). A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. *Hydrology Process*, 13 : 701-704.
- Chavagnac V. (2015). When the Crusts Meet the Ocean... Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Toulouse, 201 p.
- Chavent G., Younes A & Ackerer P.H. (2003). On the finite volume reformulation of the mixed finite element method for elliptic and parabolic PDE on triangles. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 192 : 655-682.
- Cheng C., Song J., Chen X. & Wang D. (2011). Statistical distribution of streambed vertical hydraulic conductivity along the platte river, nebraska. *Water Resources Management*, 25(1) : 265-285.
- Chow V.Te., Maidment D.R. & Mays L. (1988). Applied Hydrology. 1first edition, McGraw-Hill, New York, (USA), 570 p.
- Colombani N., Fronzi D., Palpacelli S., Gaiolini M., Gervasio M.P., Marcellini M., Mastrociccio M & Tazioli A. (2021). Modelling Shallow Groundwater Evaporation Rates from a Large Tank Experiment. *Water Resources Management*, 35 : 3339-3354.
- Cook P.G. (2013). Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys. *Hydrological Processes*, 27(25) : 3694-3707.
- Cook P.G., Favreau G., Dighton J.C. & Tickell S. (2003). Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers. *Journal of Hydrology*, 277(1-2) : 74-88.
- Cook P.G., Solomon D.K., Sandford W.E., Busenberg E., Plummer L.N. & Poreda R.J. (1996). Inferring shallow groundwater flow in saprolite and fractured rock using environmental tracers. *Water Resources Research*, 32(6): 1501-1509.
- Corcho Alvarado J.A.R., Purtschert F., Barbecot C., Chabault J., Rueedi V., Schneider W., Aeschbach-Hertig R., Kipfer. & Loosli H.H. (2009). Constraining the age distribution of highly mixed groundwater using ^{39}Ar : A multiple environmental tracer ($^3\text{H}/^3\text{He}$, ^{85}Kr , ^{39}Ar , and ^{14}C) study in the semiconfined Fontainebleau Sands Aquifer (France). *Water Resources Research*, 43(3): 1-16.
- Cousquer Y., Pryet A., Flipo N., Delbart C. & Dupuy A. (2017). Estimating river conductance from prior information to improve surface-subsurface model calibration. *Ground Water*, 55(3) : 408-418.
- Cranswick Roger H. & Cook P.G. (2015). Scales and magnitude of hyporheic, river-aquifer and

- bank storage exchange fluxes. *Hydrological Processes*, 29(14): 3084-3 097.
- Curlander J.C. & McDonough R.N. (1991). Synthetic Aperture Radar: systems and signals processing. John Wiley & Son, Interscience, New York, 647 p.
- Dallemand J.F., Lichtenegger J., Raney R.K. & Schumann R. (1993). Radar Imagery: Theory and Interpretation. Lectures Notes, FAO/ESA Remote Sensing Centre, 67, Rome (Italy), 102 p.
- Dao A., Kamagaté B., Mariko A., Séguis L., Maïga H.B., Goula B.T.A. & Savané I. (2013). Deconvolution of the flood hydrograph at the outlet of watershed Kolondieba in the south of Mali. *International Journal of Engineering Research and Applications*, 2(5) : 1174-1181.
- De Marsily G. (1981). Hydrogéologie quantitative. Masson, Paris (France), 215 p.
- De Marsily, G. (2009). L'eau, un trésor en partage. Dunod, Paris (France), 256 p.
- Deffontaines B. (1990). Développement d'une méthodologie morpho-néotectonique et morphostructurale. Analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain ; application au Nord-Est de la France. Thèse de Doctorat, Paris VI (Paris, France), 260 p.
- Deh S.K. (2013). Contributions de l'évaluation de la vulnérabilité spécifique aux nitrates et d'un modèle de transport des organochlorés à la protection des eaux souterraines du district d'Abidjan (sud de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat Unique, Université Félix Houphouët Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 230 p.
- Delor C., Simeon Y., Vidal M., Zeade Z., Kone Y. & Adou M. (1995). Carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1/200 000, feuille Séguéla, Mémoire n°9 de la Direction des Mines et de la Géologie, Abidjan (Côte d'Ivoire), 19 p.
- Desjardins R., Iris S., Roy D.W., Lemieux G.H. & Toutin T. (2000) Efficacité des données de RADARSAT-1 dans la reconnaissance des linéaments : un bilan. *Journal Canadien de Télédétection*, 26(6) : 537-548.
- Doherty J. (2015). Calibration and uncertainty analysis for complex environmental models. Watermark Numerical Computing, Brisbane (Australia), 227 p.
- Eldin M. (1985). Risques climatiques, éléments des risques encourus pour la production agricole. Dynamique des systèmes agraires. ORSTOM, *Collection et séminaires*, Paris (France) : 232-238.
- Engalenc M. (1978). Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. Géohydraulique CIEH, Vol. I, 1978, 318 p.

- Ezzedine S & De Marsily G. (1993) Study of transient flow in hard fractured rocks with a discrete fracture network model. *International journal of rock mechanics and mining sciences and geomechanics abstracts, US symposium on rock mechanics in 1990s*, 34 (7) : 1605-1609.
- Faillat J.P. (1986). Aquifères fissurés en zone intertropicale humide : structure, hydrodynamique et hydrochimie (Afrique de l'Ouest). Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II (Montpellier, France), 534 p.
- Faillat J-P. & Blavoux B. (1989). Caractères hydrochimiques des nappes des roches endogènes en zone tropicale humide : l'exemple de la Côte d'Ivoire. *Journal of Africa Earth Sciences*, 9 (1): 31-40.
- Fetter C.W. (2001). Applied hydrogeology, 4th edition, Prentice-Hall, Upper Saddle River NJ xvii, 598 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.
- Flipo N., Mouhri A., Labarthe B., Biancamaria S., Rivière A. & Weill P. (2014). Continental hydrosystem modelling : the concept of nested stream-aquifer interfaces. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(8) : 3121-3149.
- Fontès J., Estève P., Gastellu & Chegorry J-P. (1998). Validation des résultats de traitements d'images spatiales appliqués à l'étude de la dégradation des écosystèmes ligneux secs du Burkina Faso. La réalité de terrain en télédétection : pratiques et méthodes. Edition AUPELF-UREF : 135-143.
- Franke R. (1982). Smooth Interpolation of Scattered Data by Local Thin Plate Splines. *Computer and Mathematics with Applications*, 8(4) : 273-281.
- Frind E.O & Matanga G.B. (1985). The dual formulation of flow for contaminant plumes with large dispersive contrast : Evaluation of alternating direction Galerkin techniques. *Water Resources Research*, 21 : 159-169.
- Furman A. (2008). Modeling coupled surface-subsurface flow processes : a review. *Vadose Zone Journal*, 7(2) : 741-756.
- Galle S., Séguis L., Arjounin M., Bariac T., Bouchez J-M., Braud I. (2007). Evaluation des termes du bilan hydrologique sur le bassin versant de la Donga par mesure et modélisation. *Multigr*, 6 p.
- Gburek W.J. & Urban J.B. (1990). The shallow weathered fracture layer in the near-stream

- zone. *Ground Water*, 28(6): 875-883.
- Gburek W.J., Folmar J. & Urban J.B. (1999). Field data and ground water modeling in a layered fractured aquifer. *Ground Water*, 37 (2):175-184.
- Genereux D.P., Hemond H.F. & Mulholland P.J. (1993). Use of radon-222 and calcium as tracers in a three-end-member mixing model for streamflow generation on the West Fork of Walker Branch Watershed. *Journal of Hydrology*, 142 (1-4): 167-211.
- Gleason T., Novakowski K., Cook P.G. & Kyser K. (2009). Constraining groundwater discharge in a large-scale watershed : Integrated isotopic, hydraulic, and thermal data from the Canadian shield. *Water Resources Research*, 45(8) : 185-201.
- Graillet D., Paran F., Lalot E., Dujardin F., Marmonier P. & Bornette G. (2014). Caractérisation des échanges nappes/rivières de l'échelle du tronçon à l'échelle régionale par métrique expérimentale ou modélisation. NAPROM (Nappes-Rivières : Observation et Modélisation), Rapport final, 287 p.
- Grillot J.C., Raunet. M. & Ferry L. (1990). Comportement piézométrique des nappes d'altérites en zone intertropicale humide d'altitude (hauts plateaux de Madagascar). *Journal de l'Hydrologie*, 120 : 271-282.
- Harbaugh A.W. (2005). MODFLOW-2005, the U.S. Geological Survey modular ground-water model -- the Ground-Water Flow Process: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A16, Reston, Virginia (USA), 508 p.
- Haria A.H. & Shand P. (2006). Near-stream soil water-groundwater coupling in the headwaters of the Afon Hafren, Wales: implications for surface water quality. *Journal of Hydrology*, 331 : 567-579.
- Harvey J. W. & Wagner B. J. (2000), Quantifying hydrologic interactions between streams and their subsurface hyporheic zones, *in* : Streams and Ground Waters, Academic, California (USA) : 3-44.
- Hassan S.M.T., Lubczynski M.W., Niswonger R.G. & Su Z. (2014). Surface-groundwater interactions in hard rocks in Sardon Catchment of western Spain : An integrated modeling approach. *Journal of Hydrology*, 517 : 390-410.
- Hayashi M. & Rosenberry D.O. (2002). Effects of ground water exchange on the hydrology and ecology of surface water, *Ground Water*, 40, n°3, 309-316.
- Holah N. (2005). Potentiel des nouveaux capteurs radar multipolarisation et polarimétrie pour la caractérisation des états de surface en milieu agricole. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans (Orléans, France), 240 p.

- Horton R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basin: hydrological approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, 56 : 275-370.
- Hu L., Xu Z. & Huang W. (2016). Development of a river-groundwater interaction model and its application to a catchment in Northwestern China. *Journal of Hydrology*, 543 : 483-500.
- Hvorslev M.J. (1951). Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations, *Bull. Waterways Experience*, 36 : 1-50.
- INS (2014). Recensement général de la population et de l'habitat (RGPH) Résultats globaux. INS (Abidjan, Côte d'Ivoire), 22 p.
- Javandel I.C., Doughty C. & Tsang C.F. (1984). Groundwater transport: hand book of mathematical models, Water resources Monograph 10, American geophysical union, Washington DC (USA), 228 p.
- Jourda J.P. (2005). Méthodologie d'application des techniques de Télédétection et des systèmes d'information géographique à l'étude des aquifères fissurés d'Afrique de l'Ouest. Concept de l'hydrotechnique spatiale : cas des zones tests de la Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat d'Etat ès-Sciences Naturelles, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire) ,430 p.
- Kahn K., Ge S., Caine J. & Manning A. (2008). Characterization of the shallow groundwater system in an alpine watershed: Handcart Gulch Colorado USA. *Hydrogeology Journal*, 16(1): 103–121.
- Kalbus E., Reinstorf F. & Schirmer M. (2006). Measuring methods for groundwater? surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 10(6) : 873-887.
- Kamagaté B., Goné D.L., Doumouya I., Ouattara I., Ouedraogo M., Bamba A. & Savané I. (2011). Relation nappe-rivière dans le bassin versant du Bandama en milieu de socle fissuré en Côte d'Ivoire : approche couplée hydrochimie-télédection. *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 5 (1) : 206-216.
- Kamagaté B., Mariko A., Séguis L., Dao A., Bokar H. & Goné D.L. (2010). Différenciation hydrogéochimique entre les nappes superficielles des altérites et profondes du socle fissuré dans le bassin versant de kolondièba (Sud du Mali) : approche statistique par la méthode SOM des réseaux de neurones. *In : Global Change : Facing Risks and Threats to Water Resources*, Conference, Marocco, 9 p.

- Kamagaté B., Séguis L., Favreau G., Seidel J-L., Descloîtres 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 Géosciences, Elsevier Masson*, 339(6) : 418-429.
- Kamenan Y.M. (2021). Elaboration d'un modèle de protection des eaux souterraines en zone de socle : cas des aquifères du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Jean Lorougnon Guédé, (Daloa, Côte d'Ivoire), 170 p.
- Kikuchi C., Ferre T.P. & Welker J.M. (2012). Spatially telescoping measurements for improved characterization of groundwater-surface water interactions. *Journal of Hydrology*, 446 : 1-12.
- Kimball B., Runkel R. & Gerner L. (2001). Quantification of mine-drainage inflows to little cottonwood creek, utah, using a tracer-injection and synoptic-sampling study. *Environmental Geology*, 40(11-12) : 1390-1404.
- Kiraly L. (1978). La notion d'unité hydrogéologique, Essai de définition. *Bulletin du centre d'hydrogéologie*, 2 : 83-221.
- Kirkby M. (1988). Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology*, 100(1-3): 315-339.
- Kiviluoto K. (1996). Topology preservation in self-organizing maps. Proceedings of ICNN'96, IEE International Conference on Neural Networks. IEEE Service Center, Piscataway : 294-299.
- Koffi K. (2004). Contribution à l'étude des processus couplés hydrogéo-chimiques dans les stocks de déchets miniers : le cas du site de Carnoules (Gard, France). Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, 161 p.
- Kohonen T. (2001). Self-Organizing Maps. *In* : Springer Series in Information Sciences. Springer-Verlag, Berlin (Allemagne), 502 p.
- Koïta M. (2010). Caractérisation et modélisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère fracturé en zone de socle : cas de la région de Dimbokro-Bongouanou (Centre Est de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université de Montpellier 2 (Montpellier, France), 235 p.
- Kouadio A.F.Y. (2018). Développement d'une méthodologie pour une meilleure évaluation des impacts environnementaux de l'industrie extractive. Thèse de Doctorat Unique, Université de Montpellier (France), 210 p
- Kouakou A.B. (2018). Variabilité climatique, activités anthropiques et réponses hydrologiques

- du bassin versant de l'Agnéby à Agboville (Côte d'Ivoire). Thèse Unique de Doctorat, Université Nangui Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 191 p.
- Kouamé K.F. (1999). Hydrogéologie des régions de Montagne : apports des données de télédétection et des méthodes statistique et fractale à l'élaboration d'un système d'information hydrogéologique à référence spatiale des aquifères discontinus du secteur Man-Danané (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse Unique de Doctorat, Ès-Sciences Naturelles, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 215 p.
- Kouamé K.J. (2007). Contribution à la Gestion Intégrée des Ressources en Eaux (GIRE) du District d'Abidjan (Sud de la Côte d'Ivoire) : Outils d'aide à la décision pour la prévention et la protection des eaux souterraines contre la pollution, Thèse de Doctorat unique Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 229 p.
- Koudou A., Adiaffi B., Assoma T., Kouadio B., Assie E.A. & Lasme D.Z. (2018). Contribution des données multi-sources à la connaissance du réseau hydrographique du bassin versant du N'Zi (Centre de la Côte d'Ivoire). *European Journal of Applied Remote Sensing*, 54(2) : 33-45.
- Krause S. & Bronstert A. (2007). The impact of groundwater-surfacewater interactions on the water balance of a mesoscale lowlandriver catchment in northeastern Germany. *Hydrology Process*, 21(2): 169-184.
- Lachenaud P. (1992). Facteurs de la fructification chez les cacaoyers. Influence sur le nombre de graines par fruits (*Theobroma Cacao* L.). Thèse de Doctorat, Institut National Agronomique Paris-Gignon (Paris, France), 188 p.
- Lamribah A., Benajibam H., Saoud Y., Ahrikat M. & Benzakour M. (2013). Impact de la pollution urbaine sur la contamination par les nitrates et les nitrites de la nappe phréatique de Martil (Maroc). *Larhyss Journal*, 14 : 79-91.
- Ledoux E. (1986). Modèles mathématiques en hydrogéologie. Centre d'informatique géologique, Ecole Nationale Supérieur des Mines de Paris, LHM/RD/86/12 (France), 120 p.
- Lee D.R. (1977). A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries1. *Limnology and Oceanography*, 22(1) : 140-147.
- Lee J.S. (1981). Speckle analysis and smoothing of synthetic aperture radar images. *Computer Graphics and Image Processing*, 17 : 24-32.
- Lee J.-S., Grunes M.R. & Kwok R. (1994). Classification of multilook polarimetric SAR imagery based on complex Wishart distribution. *International Journal of Remote Sensing*,

15 : 2299-2311.

- Li Y., Yuan D., Lin B. & Teo F.Y. (2016). A fully coupled depth-integrated model for surface water and groundwater flows. *Journal of Hydrology*, 542 : 172-184.
- Ligban R. (2013). Caractérisation hydrogéologique et origine des eaux de sources naturelles dans le degré carré de Daloa (Centre-Ouest ; Côte d'Ivoire), Thèse Unique de Doctorat, Université Nangui Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 121 p.
- Love A.J., Cook P.G., Harrington G.A., & Simmons C.T. (2002). Groundwater Flow in the Clare Valley. Report Book DWR02.03.0002, Department for Water Resources, Adelaide.
- Mangoua M.J., Goné D.L., Kouassi K.A., N'guettia K.G., Douagui G.A., Savané I. & Biémi J. (2015). Hydrogeochemical assessment of groundwater quality in the Baya watershed (Eastern of Côte d'Ivoire). *African Journal of Agricultural Research*, 10(49) : 4477-4489.
- Manning A.H. & Caine JS (2007) Groundwater noble gas, age, and temperature signatures in an Alpine watershed: valuable tools in conceptual model development. *Water Resources Research*, 43, W04404.
- Maréchal J.C., Robert W., Patrick L., Kambhampati S. & Frédéric T. (2003). Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socles : concordance avec la structure géologique des profils d'altération, *Comptes Rendus Géosciences*, 335 : 451-460.
- Maréchal J-C., Dewandel B., Ahmed S., Galeazzi L. & Zaidi F.K. (2006). Combined estimation of specific yield and natural recharge in semi-arid groundwater basin irrigated agriculture. *Journal of Hydrology*, 329 : 281-293.
- McCallum J.L., Cook P.G., Berhane D., Rumpf C. & McMahon G.A. (2012). Quantifying groundwater flows to streams using differential flow gaugings and water chemistry. *Journal of Hydrology*, 416 : 118-132.
- McDonnell J.J. (1990). A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26(11): 2821-2832.
- Michel L. (2009). Transport en fracture et interaction avec la matrice : une expérience analogique. Thèse de Doctorat, Université Rennes 1, (Rennes, France), 255 p.
- MINAGRA- Ministère de l'Agriculture et des Ressources Animales, Direction des Statistiques, de la Documentation et de l'Informatique (DSDI) (2005). Recensement National de l'Agriculture, Abidjan (Côte d'Ivoire), 57 p.
- Mitas L. & Mitasova H. (1988). General Variational Approach to the Interpolation Problem. *Computer and Mathematics with Applications*, 16(12) : 983-992.

- Mituku A. (2019). Integrated hydrological modelling of river-groundwater interactions in the boteti river area, Botswana. Faculty of Geo-Information Science and Earth Observation, Master of Science in Geo-information Science and Earth Observation, University of Twente (Netherlands), 78 p.
- Morel-Seytoux H.J. (2009). The turning factor in the estimation of stream-aquifer seepage. *Groundwater*, 47(2) : 205-212.
- Morel-Seytoux H.J., Mehl S. & Morgado K. (2014). Factors influencing the stream-aquifer flow exchange coefficient. *Groundwater*, 52(5) : 775-781.
- Mouhri A., Flipo N. & Saleh F. (2012). État de l'art sur les méthodes de caractérisation et de quantification des échanges nappe-rivière. Technical report, PIREN Seine, 18 p.
- Mouhri A., Flipo N., Réjiba F., De Fouquet C., Bodet L., Kurtulus B., Tallec G., Durand V., Jost A. & Ansart P. (2013). Designing a multi-scale sampling system of stream-aquifer interfaces in a sedimentary basin. *Journal of Hydrology*, 504 : 194-206.
- Murdoch L.C. & Kelly S.E. (2003). Factors affecting the performance of conventional seepage meters. *Water Resources Research*, 39(6) : 259-271.
- Niswonger R.G. & Prudic D.E. (2010). Documentation of the Streamflow-Routing (SFR2) Package to Include Unsaturated Flow Beneath Streams-A Modification to SFR1: U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A13 (USA), 59 p.
- Noorduijn S.L., Harrington G.A. & Cook P.G. (2014). The representative stream length for estimating surface water-groundwater exchange using darcy's law. *Journal of Hydrology*, 513 : 353-361.
- Noufou C. (1998). Déforestation et activités agricoles en Côte d'Ivoire : recherche d'un nouvel équilibre. Thèse de Doctorat, Faculté des Etudes Supérieures de l'Université Laval (Quebec, Canada), 159 p.
- NRC. (1996). National Research Council (NRC), Rock fractures and fluid flow : Contemporary understanding and applications, National Academy Press, Washington DC, 551 p.
- Nyende J., Van T.G. & Vermeulen D. (2013). Conceptual and Numerical Model Development for Groundwater Resources Management in a Regolith-Fractured- Basement Aquifer System. *Journal of Earth Science & Climatic Change*, 4 (5): 156.
- O'Callaghan J.F. & Mark D.M. (1984). The Extraction of Drainage Networks from Digital Elevation Data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28 : 328-344.
- Ochoa-Salazar B-X. (2008). Etude conjuguée géochimique/hydrologique des relations nappe-rivière dans une zone humide : cas de la zone humide alluviale de Monbéqui. Thèse de

- Doctorat, Université de Toulouse III (Toulouse, France), 243 p.
- Ouattara G.S., Dibi B., Konan-Waidhet A.B., Mangoua Oi M.J. & Kamagaté B. (2020). Study of Groundwater-river Interactions Using Hydrochemical Tracers in Fissured Rock: Case of the Lobo Watershed at Nibéhibé (Central-West, Côte d'Ivoire). *International Journal of Environment and Climate Change*, 10(12) : 55-66.
- Ouattara I. (2018). Modélisation stochastique de la sécheresse hydroclimatique et caractérisation de l'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans le bassin versant de la Comoé. Thèse de Doctorat, Université Nangui Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 274p.
- Papon A. (1973). Géologie et minéralisation du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. Bulletin de la Direction des mines et de la géologie, 28 p.
- Paran F & Augeard B. (2017). Guide technique Interactions nappe/rivière - Des outils pour comprendre et mesurer les échanges, Agence française pour la biodiversité/Armines, France, 106 p.
- Perraud A. & De la Souchère P. (1969). Esquisse pédologique de la Côte d'Ivoire à l'échelle de 1/500 000. Mémoire ORSTOM, 50, 16 p.
- Peyrard D., Sauvage S., Vervier P., Sanchez-Perez J-M. & Quintard M. (2008). A coupled vertically integrated model to describe lateral exchanges between surface and subsurface in large alluvial floodplains with a fully penetrating river. *Hydrological Processes*, 22(21) : 4257-4273.
- Pinder G.F. & Jones J.F. (1969). Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resources Research*, 5(2): 438-445.
- Piper A.M. (1953). A graphic procedure in geochemical interpretation of water analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25 : 914-928.
- Pothin K.K. (1988). Pétrographie et géochimie des formations précambriennes de la région d'Odienné (Nord-Ouest). Typologie du volcanisme birimien. Tendances évolutives du Magnétisme Eburnéen. Géochimie de l'Uranium et du Thorium dans les granitoïdes. Thèse de Doctorat d'Etat ès-Sciences Naturelles, Université Nationale de Côte d'Ivoire, (Abidjan, Côte d'Ivoire), 329 p.
- Prabhu N & Inayathulla M. (2019). A Groundwater Modeling on Hard Rock Terrain by using Visual Modflow Software for Bangalore North, Karnataka, India. *International Journal of Innovative Technology and Exploring Engineering (IJITEE)*, 8 : 2278-3075.
- Prickett T.A. & Lonquist C.G. (1971). Selected digital computer techniques for groundwater

- resource evaluation. Technical report, Illinois Water Survey Bull, 58, 67 p.
- Rezaie-boroon M.H., Chaney J. & Bowers B. (2014). The source of arsenic and nitrate in Borrego Valley groundwater aquifer. *Journal of Water Resource and Protection*, 6 : 1589-1602.
- Rosenberry, D.O. & Pitlick J. (2009). Effects of sediment transport and seepage direction on hydraulic properties at the sediment-water interface of hyporheic settings. *Journal of Hydrology*, 373(3) : 377-391.
- Rossier Y. (1990). Simulation de la pollution de la nappe du Rhône en amont de Viège (Vs) : problèmes et résultats. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, 9, Neuchâtel, (Suisse) : 13-28.
- Rousseau A.N., Lafrance P.D., Quilbé R.D., Caron E.M., Grenier M.M., Lavignen M-P. & Savary S. (2007). Développement de normes de performance agro-environnementales atteignables (NPA) sur quatre bassins versants canadiens. Centre Eau, Terre et Environnement Institut national de la recherche scientifique (INRS-ETE) 490, Rapport, 217 p.
- Rushton K. (2007). Representation in regional models of saturated river-aquifer interaction for gaining/losing rivers. *Journal of Hydrology*, 334(1) : 262-281.
- Sahoo S & Jha M.K. (2017). Numerical groundwater-flow modeling to evaluate potential effects of pumping and recharge: implications for sustainable groundwater management in the Mahanadi delta region, India. *Hydrogeology Journal*, 25 (3) : 1-23.
- Samardzioska, T & Popov V. (2005). Numerical comparison of the equivalent continuum, non-homogeneous and dual porosity models for flow and transport in fractured porous media. *Advance in Water Resources*, 28 : 235-255.
- Sander P. (2007). Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations. *Hydrogeology Journal*, 15 : 71-74.
- Savané I., Goze B.B., Gwyn Q.H.J. & Biémi J. (1993). Application de la télédétection à la recherche des eaux souterraines en milieu cristallin : cas d'Odienné, Côte d'Ivoire. *Télédétection des ressources en eau*. AUPELF-UREF, Les Presses de l'Université Du Québec (Canada): 111-120.
- Sawadogo A.N. (1984). Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de la Haute Volta : étude régionale du bassin versant de lima Sissili. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Grenoble (Grenoble, France), 350 p.
- Scanlon B.R., Healy R.W. & Cook P.G. (2002). Choosing appropriate techniques for

- quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1) : 186-39.
- Schilling K.E., Li Z. & Zhang Y-K. (2006). Groundwater-surface water interaction in the riparian zone of an incised channel, Walnut Creek, Iowa. *Journal of Hydrology*, 327(1-2): 140-150.
- Séguis L., Galle S., Arjounin M., Boubkraoui S., Bouchez J., Braud I. & Zahiri E.P. (2004). Caractérisation des processus hydrologiques sur le super-site de la Donga. Haut bassin de l'Ouémé (Bénin), ORE AMMA-CATCH. In : Atelier Instrumentation et Expérimentation, Paris 23-24 mars 2004 INSU – METEO France - IFREMER Caractérisation, Paris, 6 p.
- Shand P., Darbyshire D.P.F., Goody D. & Haria A. (2007). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ as an indicator of flowpaths and weathering rates in the Plynlimon experimental catchments, Wales, UK. *Chemistry Geology*, 236(3-4): 247-265.
- Shand P., Haria A.H., Neal C., Griffiths K.J., Goody D.C., Dixon A.J., Hill T., Buckley D.K. & Cunningham J.E. (2005). Hydrochemical heterogeneity in an upland catchment: further characterisation of the spatial, temporal and depth variations in soils, streams and groundwaters of the Plynlimon forested catchment, Wales. *Hydrology Earth System Sciences*, 9(6): 611-634.
- Shorieh A, Porel G. & Razack M. (2015). Assessment of groundwater quality in the Dogger aquifer of Poitiers, Poitou-Charentes. *Journal of Water Resource and Protection*, 7 : 171-182.
- Sigg L., Stumm W. & Behra P. (1994). Chimie des milieux aquatiques : chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. Masson, Paris (France), 311 p.
- Sklash M.G. & Farvolden R.N. (1979). The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, 43(1-4):45-65.
- Sonnendrucker P. (1964). Description géologique de la coupure Daloa 1d à 1/50 000. Synthèse des travaux antérieurs. SODEMI, 27 p.
- Sophocleous M. (2002). Interactions between groundwater and surface water : the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1) : 52-67.
- Soro D.D. (2017). Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé : cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso). Thèse de Doctorat, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), (Ouagadougou, Burkina Faso), 303 p.
- Soro N. (2002). Hydrochimie et géochimie isotopique des eaux souterraines du degré carré de

- Grand-Lahou et ses environs (Sud-ouest de la Côte d'Ivoire). Implication hydrologique et hydrogéologique. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 256 p.
- Stone W.J. (1999). Hydrogeology in practice : A guide to characterizing groundwater systems. editions, Robert A. McConin, United States of America, 248 p.
- Strahler A.N. (1968). Quantitative geomorphology. « Encyclopedia of Geomorphology »: 898-912.
- Sulis M., Meyerhoff S.B., Paniconi C., Maxwell R.M., Putti M. & Kollet S.J. (2010). A comparison of two physics-based numerical models for simulating surface water-groundwater interactions. *Advances in Water Resources*, 33(4) : 456-467.
- Tagini B. (1971). Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Thèse de Doctorat, Université de Lausanne (Lausanne, Suisse), 302 p.
- Thornthwaite C.W. (1954). An approach toward a rational classification of climate, Transaction, *American Geophysics Union*, 27: 55-99.
- Trasvina-Casillas A., Zhou Y., Stigter Y.T., Mussáa F.E.F & Juízo D. (2019). Application of numerical models to assess multi-source saltwater intrusion under natural and pumping conditions in the Great Maputo aquifer, Mozambique. *Hydrogeology Journal*, 27 : 2973-2992.
- Tsang Y.W & Tsang C.F. (1987). Channel model of flow through fractured media. *Water Resources Research*, 23 (3) : 467-479.
- Ulaby F.T., Moore R.K. & Fung A.K. (1982). Microwave remote sensing : Radar remote sensing, surface scattering, and emission theory. *Artech House*, 2 : 457-995.
- Van der Hoven S.J., Solomon D.K. & Moline G.R. (2005). Natural spatial and temporal variations in groundwater chemistry in fractured, sedimentary rocks: scale and implications for solute transport. *Apply Geochemistry*, 20(5): 861-873.
- Van der Molen W.H., Beltrán J. & Martínez Ochs W.J. (2007). Guidelines and computer programs for the planning and design of land drainage systems. *In* : Guidelines and computer programs for the planning and design of land drainage systems - FAO IRRIGATION AND DRAINAGE PAPER, Rome (Italy), 233 p.
- Walton W.C. (1984). Analytical groundwater modelling programmable calculators and hand-held computers. In Rosenshein J., Bennett G. D. (Eds): Groundwater hydraulics. American geophysical union monograph 9, pp 298-312.
- Warren J.E & Root J.P. (1963). The behaviour of naturally fractured reservoirs, Society of

- petroleum. *Engineers Journal*, 3 : 245-255.
- Winter T.C. (1995). Recent advances in understanding the interaction of ground-water and surface water. *Reviews of Geophysics*, 33(S2) : 985–994
- Winter T.C., Harvey J.W., Franke O. L. & Alley W.M. (1998). Groundwater and Surface water a single resource: U.S. Geological Survey Circular, Dakota Water Science Center (USA), 79 p.
- Woessner W.W. (2000). Stream and fluvial plain groundwater interactions : rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water*, 38(3) : 423-429.
- Wood E. (2004). Groundwater fluxes across interfaces. Committee on Hydrologic Science, National Research Council, National Academies Press, 85 pp.
- Wu Y.S., Haukwa C & Bodvarson G.S. (1999). A site-scale model for fluid and heat flow in the unsaturated zone of Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Contaminant Hydrology*, 38 : 185-215.
- Wyns R., Gourry J.C., Baltassat J.-M. & Lebert F. (1999). Caractérisation multi paramètres des horizons de subsurfaces (0-100 m) en contexte de socle altéré. 2^e colloque GEOFCAN BRGM IRD UMPC, Orléans, France, 105-110.
- Yao A.B. (2015). Evaluation des potentialités en eau du bassin versant de la Lobo en vue d'une gestion rationnelle (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Nangui Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 192 p.
- Yao K.T. (2009). Hydrodynamisme de l'eau souterraine dans les aquifères de socle cristallin et cristallophyllien du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire : cas du département de Soubré. Apports de la télédétection, de la géomorphologie et de l'hydrogéochimie. Thèse de Doctorat, Conservatoire national des arts et métiers (Paris, France), 284 p.
- Yao K.T., Fouché O., Oga Y.M.S. & Assoma T. (2012). Extraction de linéaments structuraux à partir d'images satellitaires, et estimation des biais induits, en milieu de socle précambrien métamorphisé. *Revue de Télédétection*, 10 : 161-178.
- Yao K.T., Oga M.-S., Kouadio K.E., Fouché O., Ferriere G., Pernelle C. (2014). Rôle hydrogéologique des linéaments structuraux en milieu cristallin et cristallophyllien : cas du bassin versant du Sassandra, Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. *Afrique Science*, 10 (4) : 78-92.
- Yao T.K., Fouché O., Kouadio E.K., Oga M-S. & Lasm T. (2015). Modélisation de la surface piézométrique des aquifères fissurés en zone de socle précambrien métamorphisé : cas du bassin versant du Sassandra (Sud-ouest de la Côte d'Ivoire). *Revue des Sciences de l'Eau*,

28(2) : 105-117.

- Youan Ta M. (2002). Apport de la télédétection à l'étude des aquifères de fissure du socle Précambrien d'Afrique de l'Ouest : analyse statistique et géostatistique des systèmes de fracture en imagerie Landsat 7 dans la région de Bondoukou (Est de la Côte d'Ivoire). Mémoire de DEA, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 97 p.
- Youan Ta M., 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). *Télédétection*, 8(2) : 119-135.
- Younès A., Mose R., Ackerer Ph & Chavent G. (1999). A new formulation of the mixed finite element method for solving elliptic and parabolic PDE with triangular elements. *Journal of Computational Physics*, 149 :148-167.
- Zheng C. & Bennett G.D. (1995). Applied contamination transport modelling, New York, Van Nostrand Reinhold (USA), 440 p.
- Zhou H., Gómez-Hernández J.J. & Li L. (2014). Inverse methods in hydrogeology : Evolution and recent trends. *Advances in Water Resources*, 63 : 22-37.

ANNEXES

Annexes

Annexe 1. Liste des points échantillonnés en saison humide et leurs caractéristiques physico-chimiques

Localités	Saison	Code	T (°C)	PH	Predox	CE	OD	TS	PO ₄ ³⁻	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Zn ²⁺
Bouhitafla	Saison humide	F1	27,7	5	347,8	227	5,15	67,3	0,06	0,0	0,012	0	4	1,6	17	13,1	23,2	14,094	22,2	0,099	0,028	0,02
PK (forage)		F2	28	6,45	114,3	613	2,64	35,2	0,39	0,309	0,021	224,8	72	85	4,2	11,2	71,8	12,3	30,6	12,8	0,414	0
Banoufla		F3	28,1	6,15	303	104,1	4,46	59,4	2,43	0,181	0	17,43	16,3	24	15,3	2,82	6,86	2,76	9,72	0,856	0,218	0,016
Trafla		P1	28,2	6,25	272,3	222	1,66	22,6	0,19	0,182	0,025	9,62	23,8	35	26,29	15,5	15,7	2,99	15,9	0,066	0	0
Dananon puits		P2	27,5	5,44	338	80,2	4,77	62,5	0,32	0,01	0,019	17	5	4,8	9,8	1,8	3,2	1,944	12,7	0	0	0,01
Botifla FF		F4	26,5	5,9	311	472	4,12	53,3	1,79	0,01	0,018	14	76	26	28,3	4,7	69,6	42,282	24,3	0,573	0,030	0,03
Brazza puits		P3	28,5	6,24	291,7	797	2,63	35,2	0	0,339	0,118	38,73	60	79	53,39	25,6	38,2	21,9	26,6	0	0,095	0
Tiahouo		P4	27,7	5,85	357,2	381	2,59	34,2	0,1	0,04	0,045	2	41	14,4	53,5	6,4	52,8	32,076	24,2	1,295	0,347	0,02
Vrouo1		F5	29,1	6,24	310,2	649	3,28	44,6	1,55	0,332	0,002	51,79	63	82	40,3	41,2	57,4	20,2	27,1	0	0	0,233
Gbena Forage		F6	29,9	6,77	293,9	1627	3,3	45,6	0	0,221	0,015	63,17	72	85	53,8	46	147	54	31	0	0	0
Teneforo		P5	28,1	6,21	322,5	390	3,75	50,3	0,43	0,196	0,022	2,17	61,6	80	15,05	17,8	27,2	14	24,8	2,6	0,091	0
Vrouo2		F7	28,4	6,37	260,3	283	3,84	51,2	2,12	0,69	0,01	1	6,4	85,2	1,2	2,6	80,8	49,09	8,1	0,072	0,014	0,02
Soumahlakro/Galafla		P7	26,9	6,61	280	253	4,42	57,7	1,61	0,246	0,02	3,14	6,7	234,8	14,1	4,62	30,5	4,11	18,3	0,167	0	0
Agballocokro		F8	27,4	6,2	14,6	422	3,45	45,3	1,06	0,0	0,719	5	28	63,2	24,7	5,3	78,4	47,628	20,3	1,002	0,134	0,24
Belleville		F9	26,6	6,82	292	454	3,49	45,1	0,08	0,05	0,037	0	10	90,4	10,4	5,8	84	51,03	33,7	0,123	0,071	0
Sokoura		F10	26,8	6,45	310,7	377	6,14	79,11	0,45	0,194	0,018	40,63	61,5	79	36,7	11,7	32,5	4,6	24,8	0,307	0,27	0
Alloukro		F11	26,6	6,38	316,7	173	3,74	48,7	1,48	0,203	0,015	22,52	28,7	35	44,96	4,25	12,2	4,88	19,7	0,466	0,299	0
Dediafla2		F12	27,9	6,44	200	188	3,95	51,9	1,17	0,249	0,011	2,51	58,4	38	25,4	4,12	13,9	4,44	23,2	1,02	0	0
Ketrobassam		F13	28,6	5,37	352,3	247	3,35	44,7	0,25	0,282	0,033	3,76	60	75	37,13	15,9	13,6	5,05	27,8	0,865	0,289	0
Zoukouboué ecole		F14	27,2	6,15	337,3	479	4,76	62,1	0,86	0,71	0,681	1	33	6,4	99	32,7	31,2	18,954	23,1	2,520	0,176	0,1
Pelezi FF		F15	27,8	6,33	295,7	362	1,39	18,4	0,43	0,0	0,015	1	43	54	19,1	2,6	48,8	29,646	26,3	0,444	0,021	0,04
Yala FF		F16	27,8	6,49	213	450	6,04	79,9	1,17	0,209	0,031	39,4	58,6	78	12,71	3,71	57,8	15,2	31,5	0,113	0,067	0
Mignoré		F17	29,6	6,54	70,7	594	3,55	48,4	0,42	0,04	0,376	116	115	1,2	8,2	5,4	93,6	56,862	27,3	0,734	0,125	0,03
Vaafla		F18	27,6	7,06	65,8	408	3,13	41,1	0,34	0,05	0,012	2	10	43,2	3,3	3,8	71,2	43,254	28,2	0,734	0,256	0
Keibla		P8	27,5	6,35	262,9	133,8	5,54	72,3	1,15	0,0	0,017	0	10	24	8,1	4,9	22,4	13,608	13,8	0,429	0,019	0,04
Gregbeu		F19	27,7	4,99	356,2	74,5	5,95	60,1	0,14	0,0	0,017	2	7	2,8	23,7	4,6	4,8	2,916	11	0,383	0,017	0,01
Belleville Ecole		F20	27,1	5,73	312,1	45	5,7	74,2	0,13	0,205	0	2,63	24	64	17,5	1,03	4,66	0	2,24	0,0869	0	0
Djarabana		P9	9,1	4,29	390,1	137,4	3,99	53,6	0,06	0,03	0,054	0	21	0,0	31,5	9,1	16	9,72	15,9	0,098	0,022	0,01
Monokozohi		F21	28,1	5,93	287,8	169,2	2,99	39,6	1,29	0,0	0,054	1	12	24	22,6	4,0	23,2	14,094	2,94	0,382	0,026	0
Yacouba carefour		F22	27,1	6,44	361,2	87	6,95	90,5	0,59	0,04	0,023	0	2	18,4	4,9	2,6	12,8	7,78	7,6	0,119	0,016	0,09
Château		P10	28,1	5,26	294,9	361	3,45	46,6	0,36	0,362	0,012	1,63	31,5	45	32,6	11	2,91	7,46	29,4	0	0,656	0,06
Banoufla P		P11	28,2	4,53	413,3	349	4,9	65,1	0,16	1,546	0,031	22,49	30,1	30	81	23,3	3,43	5,28	28,1	0	0,082	0
zorofla		P12	28,6	5,93	328,2	178,8	5,28	70,9	0,25	0,0	0,039	0	15	19,2	24,3	2,8	18,4	11,178	31,3	1,831	0,046	0,09
Kouadiokro		F23	28,7	6,71	341,1	248	6,02	81	0,74	0,10	0,018	0	6	53,6	4	4,8	32,8	19,926	20,5	0,262	0,019	0,01
Gnamienkro	F24	27,1	6,54	341,5	198,2	6,53	86,7	0,41	0,02	0,014	2	17	31,6	6,3	4,3	16,8	10,206	20,6	1,973	0,050	0,04	
Bouama	F25	25,7	6,63	274	253	5,96	75,8	0,57	0,252	0,015	4,34	29,3	45	4,96	6,02	22,3	9,93	18,7	0	0	0	
Youedoula P	P13	28,5	5,53	341	301	4,95	66,2	0,44	0,331	0,048	11,31	73	79	7,5	10	2,02	3,32	36,2	0,0759	0,116	0	
Sikaboutou	F26	27	6,52	355	125	6,7	81,6	1,44	1,452	0,005	7,48	38,7	60	9	4,96	10,9	3,34	14,3	0	0	0	
Tapeguhé	P14	28,4	6,02	346	79,9	4,82	64,2	0,25	0,90	0,026	9	24	2,4	5,2	1,2	3,2	1,944	9,3	0,865	0,045	0,29	
Dé PK11	ES1	26,6	6,51	183,1	160,8	1,04	13,4	1,75	0,173	0	3,24	18,6	55	12,1	16,5	14,6	5,19	9,23	0,874	0	0	
Lobo Mignoré	ES2	25,5	7,31	226	158,7	2,25	36	0,67	0,197	0,053	20,82	18	41,5	26,6	6,59	18,1	7,45	7,31	1,33	0,054	0	
Lobo Nibehibe	ES3	26,6	7,09	209	186,9	7,7	97,3	0,6	0,171	0,014	10,11	45	60	7,1	7,48	15,7	4,22	22,7	1,78	0,128	0	
Lobo Exhaure	ES4	30,2	6,39	305,9	169	2,68	36,8	0,49	0,229	0	22,44	26,7	40	5,4	11	18,6	5,38	24,5	3,36	0,363	0	

Annexes

Annexe 2. Liste des points échantillonnés en saison sèche et leurs caractéristiques physico-chimiques

Localités	Saison	Code	T (°C)	PH	Predox	C.E	OD	TS	PO ₄ ³⁻	NH ₄ ⁺	NO ₂ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Zn ²⁺
Bouhitafila	Saison sèche	F1	29	4,96	338,1	240	4,6	62	0,07	0	0,024	2	20	5,6	64,1	19,8	6,4	2,187	20,3	0,678	0	0,04
PK (forage)		F2	28	6,39	79,4	616	2,18	28,9	0,44	0,05	0,026	79	78,7	12,8	8,6	8,6	46,4	30,13	27,5	3,347	0,4	0
Banoufla		F3	29,3	6,1	238,3	98,9	4,56	63,3	1,05	0,02	0,05	1	5,1	339,1	46,3	8,5	3,2	0,73	11,2	0,077	0	0,07
Trafla		P1	30,5	6,18	263,1	261	3,61	50,2	0,10	0	0,028	5	30,6	10	34,2	28,6	14,4	8,75	12,34	0,866	0,3	0,02
Dananon puits		P2	30,2	5,4	293,1	80,4	3,99	5,3	0,83	0,06	0,031	4	9,3	2,8	15,9	1,2	8	0,243	9,32	0,068	1,1	0,03
Botifla FF		F4	28,8	6,24	290,5	535	3,71	50,2	0,29	0	0,019	10	84,2	13,6	38,9	4,3	67,2	39,12	26,1	0,603	0	0,04
Brazra puits		P3	29,3	6,08	300,8	725	3,32	45	0,15	0	0,033	4	193,1	14,4	65,8	27,3	32	19,2	38,8	1,690	0,2	0
Tiahouo		P4	28,5	5,3	296,9	475	3	40,3	0,07	0,04	0,032	3	95,4	6,8	68,6	3,7	40,8	6,8	31,27	1,629	0,5	0,05
Vrouo1		F5	27,5	6,05	270,6	550	2,99	33,5	0,74	0	0,034	11	51,5	296,8	44,7	14,9	48	19,9	30,2	0,165	0,1	0,09
Gbena Forage		F6	28,2	6,56	232	1294	2,82	37,3	0,16	0	0,197	67	137,4	22,8	56,1	7,3	158,4	4,6	29,1	0,131	0,4	0,04
Teneforo		P5	28,7	5,96	308,6	389	3,5	47,3	0,42	0,17	0,022	2	39,5	0,42	0	5,4	13,6	3,89	22,88	0,216	0,2	0
Vrouo 2		F7	28,6	6,26	238,2	246	3,5	47	0,77	0,18	0,032	2	10,4	126,4	12,6	2,7	45,6	5,1	10,6	0,181	0	0,05
Soumahlakro/ Galafila		P6	27,7	6,53	280	253	3,69	48,9	0,79	0	0,050	5	6,7	234,8	15,5	4,9	25,6	16,52	24,45	0,414	0,3	0,04
Agballocokro		F8	27	6,95	20,5	439	4,2	74	0,26	0,13	0,811	4	16,6	21	25,4	5,3	48	1,94	23,2	1,65	0,2	0,37
Belleville		F9	27,1	6,7	255,5	507	2,37	31	0,18	0,09	0,041	17	44,6	214,8	15,7	6,6	108,8	26,97	30,1	0,532	0	0
Sokoura		F10	28,2	6,28	281,7	500	5,51	74	0,43	0	0,040	45	31,2	90	40,8	12,1	44	12,15	27,6	0,637	0	0,09
Alloukro		F11	27	5,92	175,3	868	1,83	24	0,44	0,20	0,099	4	88,5	252,4	151,9	6,1	137,6	46,41	23,7	0,656	0,5	0
Dedafla 2		F12	27,2	6,14	200	188	2,52	32,8	0,61	0,21	0,024	1	11,5	12,8	7	3,3	81,6	48,11	26,8	0,159	0,2	0,03
Ketrobassam		F13	30,2	6,82	270	596	6,08	83,32	0,46	0,10	0,040	15	67,8	170,8	38,7	5,7	40	46,17	30,9	0,189	0,7	0
Zoukouboué ecole		F14	29,2	5,7	183	544	4,64	63,9	0,14	0,26	0,054	2	45,4	32,4	99,9	56,3	38,4	8,26	27,3	2,107	0	0,12
Pelezi FF		F15	28,6	6,5	332,5	424	2,32	31,1	0,18	0,06	0,037	6	33,1	18,2	15,2	2	44,8	1,7	22,4	0,278	1,7	0,06
Yala FF		F16	28,9	6,32	290,6	408	3,96	53,3	0,63	0	0,028	7	19,1	180,8	16,9	1,5	52	14,1	34,9	0,015	0,1	0,03
Mignoré		F17	29	6,98	136,4	457	3,52	47,9	0,24	0,06	0,032	60	11,1	243,6	9,9	5,2	96,8	29,16	30,1	0,230	0,2	0,05
Vaafila		F18	27,8	7,05	-4,4	473	2,79	37	1	0	0,019	6	19,2	18,6	3,2	3,3	99,2	58,32	26,5	3,116	0,4	0
Keibla		F19	27,5	6,21	297,2	145,9	5,38	70,7	1,09	0,22	0,037	1	18,3	81,2	9	5,5	30,4	7,53	15,7	0,092	0	0,06
Gregbeu		F20	28,1	4,91	369,6	92,1	4,86	64,5	0,2	0,01	0,02	3	9	35,2	25,1	5	0,8	0,243	12,1	1,761	0,1	0,04
Belleville Ecole		F21	28,6	5,45	303,7	37,9	5,61	75,2	0,25	0,12	0,029	11	6,7	8,1	5,6	1,3	12,8	0,243	3,8	2,269	0,1	0,05
Djarabana		P7	28,5	4,35	424,3	164,4	2,89	38,7	0,30	0,02	0,023	3	14,4	0,2	6,6	11,5	20,8	16,77	11,1	1,989	0,3	0,03
Monokozohi		F22	28,2	5,96	280,5		2,93	39,3	0	0,13	0,025	1	12,4	126	13,3	4,9	29,6	2,19	5,1	0,576	0,3	0,01
Yacouba carref		F23	27,9	6,8	347,8	172,5	3,73	49,99	0,54	0,05	0,025	6	8,2	58,9	9	4,6	10,4	5,35	10,8	0,428	0,3	0,17
Château		P8	28,3	5,25	347,3	345	4,49	59,8	0,13	0,15	0,067	1	49,2	5,7	38,8	6,3	16,8	0,49	5,51	0,464	0,3	0,06
Banoufla P		P9	28,5	4,3	393,4	345	3,38	45,12	0,03	0,33	0,017	1	28,5	1,2	88,1	24,8	0,8	1,22	12,76	0,218	0	0,02
zorofla		P10	28,1	5,79	274,1	167,7	3,49	46,4	0,20	0,06	0,032	2	9,9	81,8	20,9	2	10,4	3,89	9,85	0,228	3,8	0,11
Kouadiokro		F24	29,2	6,62	325,8	289	4,63	62,6	0,69	0,01	0,018	3	12,8	61	4,7	5,2	42,4	6,07	22,3	0,199	0,1	0,03
Gnamienkro		F25	28,1	6,36	297,8	222	5,64	75	0,44	0	0,018	3	19,1	70,2	5,4	4,5	19,2	13,37	17,5	0,351	4,2	0,07
Bouama		F26	28,1	6,29	310,5	248	5,14	69,9	0,41	0,04	0,014	2	15,9	9,8	16,3	5	44,8	15,1	21,5	0,145	0	0,02
Youedoula P		P11	28,7	5,34	346,4	288	4,62	62,3	0,06	0,21	0,043	2	33,1	18	60,1	6,9	11,2	0,243	38,3	3,819	0,4	0,02
Sikaboutou		F27	24,4	6,11	324,2	121,3	4,8	62,9	0,50	0,01	0,021	2	6,9	54	6	4,3	7,2	0,49	11,2	0,134	0	0,02
Tapeguhé		P12	27,7	5,55	277,6	84,2	4,43	58,5	0,6	0,01	0,025	6	16,2	10,3	5,9	3,1	8	0,243	5,7	0,051	0	0,36
Dé PK11		eS1	25,5	6,97	-0,4	305	0,64	8,2	0,1	3,44	0	0	26,7	18,4	0	40,9	20	50,3	44,414	1,674	2,2	0,53
Lobo Mignoré		es2	25,3	7,38	186,7	508	3,38	42,9	0,22	0,36	0,054	0	40,6	11,2	2,9	46,1	19,1	11,2	13,501	1,944	3,3	0,22
Lobo Nibehibe		es3	27,4	6,98	274,7	120,8	3,89	50,7	0,25	0	0,009	4	14,5	35,8	1,5	33	17,6	0,243	8,5377	1,026	0,2	0,04
Lobo Exhaure		es4	30,2	6,39	305,9	143	2,68	36,8	0,27	0,05	0,011	0	38,4	50,9	1,4	3,7	12,8	4,37	13,922	1,689	0,5	0,01

PUBLICATIONS

Gningnéri Souleymane Ouattara, Brou Dibi, Arthur Brice Konan-Waidhet¹, Jules Mangoua Oi Mangoua and Bamory Kamagate. (2020). Study of Groundwater-river Interactions Using Hydrochemical Tracers in Fissured Rock: Case of the Lobo Watershed at Nibéhibé (Central-West, Côte d'Ivoire). *International Journal of Environment and Climate Change*, 10(12) : 55-66.

Souleymane Gningnéri Ouattara, Brou Dibi, Oi Mangoua Jules Mangoua & Parfait Abé Sombo. (2021). Etude piézométrique des aquifères fissurés en zone de socle cristallophyllien : cas du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Centre-Ouest, Côte d'Ivoire). *Environmental and Water Sciences, Public Health & Territorial Intelligence*, 5(1) : 565-573.

Souleymane Gningnéri Ouattara, Brou Dibi, and Jules Mangoua Oi Mangoua. (2021). Contribution of RADARSAT-1 Images to Structural Geological Mapping and Lineament Density Assessment in the Lobo River Watershed at Nibéhibé (Centre-West, Côte d'Ivoire). *European journal of Environnement and Earth Sciences*, 2(4) : 15-20.

Souleymane Gningnéri Ouattara, Brou Dibi, Parfait Abé Sombo, and Jules Mangoua Oi Mangoua. (2021). Caractérisation des interactions nappe/rivière à partir du réseau hydrographique et du réseau de fractures du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Centre-Ouest, Côte d'Ivoire). *International Journal of Innovation and Applied Studies*, 34(1) : 13-22

Résumé

L'eau est une ressource vitale pour toutes les populations. Cependant, de plus en plus l'eau de la rivière Lobo exploitée par la SODECI pour l'approvisionnement en eau potable des populations semble indiquer qu'elle baisse en quantité pendant la saison sèche et que sa qualité devient médiocre. Toutefois ce cours d'eau arrive à maintenir un certain débit avec probablement l'apport des eaux souterraines. L'objectif de cette étude est de caractériser les interactions nappe-rivière à l'échelle du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. L'utilisation des techniques de la télédétection et le traitement du MNT ont permis d'élaborer la carte des fractures majeures et d'identifier les drains d'origine structurale ainsi que les zones potentielles d'échanges nappe-rivière respectivement. La méthode Spline a permis de caractériser la piézométrie du bassin et d'identifier les zones potentielles d'échanges nappe-rivière à l'aide de l'interprétation des isopièzes. Outre cette approche, les données d'analyses physico-chimiques saisonnières ont permis de caractériser l'interaction nappe-rivière à partir de la classification hiérarchique et du test d'homogénéité. Un modèle couplé eau souterraine – eau de surface a permis de quantifier les gains et les pertes au niveau des rivières ainsi qu'au niveau de l'aquifère fissurée sous-jacent dans le sous bassin versant de la station de pompage selon l'approche milieu continu équivalent et l'approche milieu continu discrétisé. Les résultats de la télédétection et du traitement du MNT ont permis d'identifier deux drains d'origine structurale qui sont la rivière Lobo et la rivière Dé et de mettre en évidence sept (7) zones potentielles d'échanges nappe-rivière. L'approche piézométrique a permis d'identifier en hautes eaux et en basses eaux, quatre (4) et trois (3) secteurs où la nappe alimente la rivière respectivement ; deux (2) et un (1) secteurs où la rivière alimente la nappe respectivement avec deux (2) secteurs d'équilibre en basses eaux. L'approche géochimique indique une forte interaction nappe-rivière. La simulation en régime permanent de l'approche milieu continu équivalent et de l'approche milieu continu discrétisé a simulé des charges par rapport aux charges observées avec des coefficients de corrélation R^2 égal à 0,74 et 0,77 respectivement. Les deux simulations ont montré que les rivières sont les exutoires des eaux souterraines de façon permanente.

Mots clés : *Interaction, nappe-rivière, bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.*

Abstract

Water is a vital resource for all populations. However, increasingly the water from the Lobo River used by SODECI to supply drinking water to the population seems to indicate that it decreases in quantity during the dry season and its quality becomes poor. However, this river manages to maintain a certain flow with probably the contribution of groundwater. The objective of this study is to characterise the groundwater-river interactions at the scale of the Lobo watershed in Nibéhibé. The use of remote sensing techniques and DTM processing allowed the mapping of major fractures and the identification of drains of structural origin as well as potential groundwater-river exchange zones respectively. The Spline method was used to characterise the piezometry of the basin and to identify potential groundwater-river exchange zones using the interpretation of isopièzes. In addition to this approach, seasonal physico-chemical analysis data were used to characterise the groundwater-river interaction using hierarchical classification and the homogeneity test. A coupled groundwater-surface water model was used to quantify the gains and losses at the river level as well as at the level of the underlying fractured aquifer in the pumping station sub-catchment according to the equivalent continuous medium approach and the discretised continuous medium approach. The results of the remote sensing and DTM processing allowed the identification of two structural drains, the Lobo River and the Dé River, and the identification of seven (7) potential groundwater-river exchange zones. The piezometric approach identified four (4) and three (3) sectors where the water table feeds the river respectively; two (2) and one (1) sectors where the river feeds the water table respectively with two (2) sectors of equilibrium in low water. The geochemical approach indicates a strong groundwater-river interaction. The steady-state simulation of the equivalent continuous medium approach and the discretised continuous medium approach simulated loads relative to observed loads with correlation coefficients R^2 equal to 0.74 and 0.77 respectively. Both simulations showed that rivers are permanent outlets for groundwater.

Key words: *Interaction, groundwater-river, Lobo to Nibéhibé watershed.*