



Faculté des Sciences Appliquées

-----  
Département ArGEnCo

-----  
Urban and Environmental Engineering

-----  
Laboratoire d'Hydrogéologie et Géologie de  
l'Environnement



Ministère de l'Environnement,  
de l'Eau et de  
l'Assainissement (MEEA)

-----  
Secretariat permanent pour la  
Gestion Intégrée des  
Ressources en Eau (SP-  
GIRE)

**Caractérisation de l'impact des seuils d'épandage sur la recharge des eaux  
souterraines dans un contexte de bas-fonds semi-aride: application au sous bassin de  
Nariaré (Burkina Faso)**

Thèse de Doctorat

Présentée par **Fatoumata KABORE**

En vue de l'obtention du grade de **Docteur en Sciences de l'Ingénieur et Technologie**  
**(Collège de doctorat en Architecture, Génie Civil et Géologie)**

Soutenue devant le jury composé de :

<b>Dr. Sébastien ERPICUM</b> , Université de Liège, Belgique	Président
<b>Prof. Serge BROUYERE</b> , Université de Liège, Belgique	Promoteur
<b>Dr. Philippe ORBAN</b> , Université de Liège, Belgique	Co-promoteur
<b>Prof. Joost WELLENS</b> , Université de Liège, Belgique	Membre
<b>Prof. Samuel NAKOLENDOUSSE</b> , Université Joseph Ki Zerbo de Ouagadougou, Burkina Faso	Membre
<b>Dr. Éric HALLOT</b> , ISSEP, Belgique	Membre

**Octobre 2024**



## Remerciements

Un travail bien réalisé témoigne de l'engagement et de l'unité d'une équipe. Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à tous ceux qui ont contribué à la réussite de ce projet, qui joue un rôle essentiel dans le développement du Burkina Faso.

Cette initiative a été rendue possible grâce au soutien de la Wallonie-Bruxelles International (WBI), en partenariat avec l'Université de Liège et le Ministère de l'Environnement, de l'Eau et de l'Assainissement (MEEA) du Burkina Faso.

Nos remerciements vont tout particulièrement à:

- **Pr. Serge BROUYERE**, promoteur de la thèse : je vous remercie pour le temps, l'engagement, la rigueur, les conseils et l'abnégation dont vous avez fait preuve pour m'accompagner dans l'aboutissement de ces travaux. Barka, kind-kindé, aniké !!!
- **Dr. Philippe ORBAN**, Co-promoteur : merci d'avoir été présent tout au long de la thèse. Vos suggestions, vos recadrages, ainsi que la lecture de mes documents et vos commentaires ont grandement contribué à l'amélioration de ce travail
- **Dr. Sébastien ERPICUM** : je vous remercie d'avoir accepté de présider ce jury de fin de thèse ainsi que vos appréciations
- **Pr. Samuel NAKOLEDOUSSE** : recevez mes modestes remerciements, qui ne seront rendre hommage à votre implication dans l'achèvement de ce travail
- **Pr. Joost WELLENS** : je vous remercie pour vos commentaires qui ont permis d'améliorer ce travail
- **Dr. Éric HALLOT**, membre du comité de thèse : je vous remercie pour toutes vos suggestions et commentaires constructifs
- **Pr. Alain DASSARGUES**, chef du département Hydrogéologie et géologie de l'environnement : je vous exprime ma gratitude pour l'accueil que vous m'avez réservé dans votre département et pour les services dont j'ai bénéficié.
- **Pr. Aurore DEGRE** : malgré vos nombreuses responsabilités académiques, vous m'avez accordé votre temps pour m'orienter et valider des données essentielles à l'achèvement de cette thèse. Merci du fond du cœur !
- **Pr. Benjamin DEWALS** : je vous remercie pour vos conseils et orientations ainsi que votre médiation qui a permis de finaliser ce travail
- **Doyen de la faculté des sciences appliquées (Eric DELHEZ)**: Merci infiniment pour votre accompagnement ! Parfois trop de remerciements peuvent être superflus
- **Dr. Suzanne YAMEOGO** : je vous remercie pour votre aide et les différentes corrections
- **Wallonie Bruxelles Internationale (WBI)** : merci pour le soutien financier, tant pour les investissements sur le terrain que pour les subsides en Belgique. Cela a été précieux et a permis d'atteindre les résultats de ces travaux. Je tiens à remercier

particulièrement les gestionnaires Michel Ange VINTI, Elise ABRASSART et Anselme SAWADOGO pour leur aide dans l'obtention des différents documents nécessaires.

- **Dr. Serge Elie SAURET** : en tant que grand frère dans le domaine, vous avez su me donner les conseils appropriés au moment opportun et m'apporter une motivation. Merci !
- **Dr. Farid TRAORE** : merci pour vos conseils, suggestions, orientations et les articles que nous avons rédigés ensemble
- **Dr. Issoufou OUEDRAOGO** : je vous remercie pour votre temps, la lecture et les documents de référence qui m'ont été d'une grande aide
- **Dr. Fatimata SANOGO** : ma grande sœur et mon homonyme, merci pour votre accompagnement, les différents articles rédigés ensemble, vos conseils, votre motivation et la lecture de différents documents
- **Dr. Amadou Diouldé Donghol DIALLO**: merci pour votre coaching
- **Secrétariat permanent pour la gestion des ressources en eau** en particulier M. **Moustapha CONGO** : vous avez accompagné dans mes missions sur le terrain. Chef soucieux de ses agents vous avez encouragé le travail bien fait, je vous dis merci
- **Institut International de l'Eau et de l'Environnement**: je tiens à remercier le personnel du Laboratoire d'hydrologie et hydrogéologie pour la mise à disposition d'équipements de terrain et leur accompagnement
- **Collègues du SP-GIRE** : merci pour l'ambiance agréable, les commentaires constructifs, et en particulier à OUEDRAOGO Ibrahima, YAMEOGO Gaël, N'DO Antoine pour leur soutien à l'accomplissement des travaux sur le terrain
- **Agents de la DGRE** en particulier de la DEIE (Vincent OUEDRAOGO, Younoussa GANSONRE, Japhet OUEDRAOGO, NEBIE Jamal, Mahamoudou ROUMBA, DRABO Aboubacar, SOME Maxime, OUATTARA Dramane, SAKANDE Soumaila, SANDWOUIDI Emmanuel) : je vous adresse mes sincères remerciements pour votre aide sur le terrain lors de l'investigation et de la collecte des données. Votre disponibilité a été précieuse pour mes travaux, alors je vous dis Barka !
- **Collègues du laboratoire HGE** (Julien, Quentin, Laura, Ichraq, Victoria, Tom, Adrien, David, Lucas, Simon, Yannick, Anne-Sophie, Nataline, Robin, Antoine) : merci pour les réunions d'équipe et les repas partagés. Merci aux secrétaires pour le service administratif et en particulier Leila LANG.
- **Agents du BUNASOLS**, en particulier M. ROMBA Rasmane : Merci d'avoir consacré tant de temps à l'investigation des sols sur le terrain
- **Agents du BUMIGEB** ( KAFANDO Sayouba, TRAORE Abdoulaye, ZAGRE Palalé Sama, BALBONE Mahamoud, SAGNON Mamadou) : merci pour votre disponibilité sur le terrain et pour la mise à disposition des données géologiques

- **Personnel de l'ANAM** : en particulier au directeur OUEDRAOGO et à M. YODA Adama pour la mise à disposition des données et la formation reçue
- **Stagiaires, collègues et guide terrain** qui ont été présents jour et nuit sur le terrain avec moi pour les différentes investigations : KOUDOUGOU Audrey, KANDIA Wilfried, SAWODOGO Fatimata, TRAORE Chaida, BAGUIAN Amsetou, KONSEIGA Victorine, OUEDRAOGO Augustin, KY Ludivine, TIAMA Valentin, YAMEOGO Gael, SOME Casimir, OUEDRAOGO Félicité, GOUMBRI Sylvain, KABORE Victorien Ignace, OUEDRAOGO Brahima, KAMBOU Alousséni, NANA Mahamoudou, KONSEIGA Dieudonné, SOULY Pierre, KAFANDO Saidou, NIKIEMA Amidou, BELEM Yassia , OUEDRAOGO Amsa, Feu TINTA Abdoulaye, CONGO Aboubacar, BELEM Mahamadi, NACOULMA Zakaria, OUEDRAOGO Amadé, KAFANDO Georges, YAO, Compaoré Alexis, Hervé. Je vous dis merci !
- **M. Francis Guyon et Dr Apolline BAMBARA**: merci pour les données de terrain qui m'ont fourni une base de référence
- **A mes locataires** ( Laurent, Julien, Polat, Nelly), ainsi qu'à mes **amies et connaissances** et leurs familles (Evelyne et son mari, Marie Reine et son mari, Anita et son fils TIAGO, Aliou, OUEDRAOGO Paté, Nelly) : merci pour votre accueil chaleureux et la considération. Ce fut un réel plaisir de faire votre connaissance et de constituer une famille ensemble
- **A tous ceux qui ont de près ou de loin contribué à l'aboutissement de ces travaux, je vous dis merci.**

Je ne saurais conclure mes remerciements sans dédier ce travail à toute ma famille qui m'a soutenue, conseillée et épaulée jour et nuit. Ma gratitude s'adresse particulièrement :

- À la mémoire de mon père,
- À ma mère, pour son amour inconditionnel,
- À mon mari et ma fille, pour leur patience et leur compréhension,
- À mes frères et sœurs, pour leur encouragement constant,
- À mes beaux-parents, pour leur bienveillance.

Votre soutien indéfectible a été le pilier de ma réussite. Du fond du cœur, merci à tous !

Alisha , maman est là maintenant !

## Résumé

Le bassin de Wedbila, situé dans le centre-sud du Burkina Faso en zone semi-aride, fait face à une dégradation significative de ses sols. Cette situation est exacerbée par une faible pluviométrie dans la zone caractérisée par un climat chaud et sec, entraînant des ruissellements importants lors des rares jours de pluie, ce qui réduit l'eau disponible dans le bassin. Pour atténuer ce phénomène, deux seuils d'épandage ont été construits dans le bassin. Ces ouvrages, de petite hauteur, sont composés d'un déversoir dans le lit de la rivière, de contreforts latéraux et de murs en aile qui traversent la vallée. Ils permettent l'épandage temporaire d'eau sur de grandes surfaces lors des crues.

L'objectif de cette étude est d'évaluer l'effet de ces seuils d'épandage sur la recharge de la nappe superficielle d'eau souterraine. Pour ce faire, un dispositif de mesures de différents paramètres (lame d'eau de surface, teneur en eau du sol à différentes profondeurs, niveau piézométrique, propriétés physiques des sols ainsi que de l'aquifère), a été mis en place sur le site des seuils d'épandage. L'évaluation de l'impact des seuils sur la recharge est réalisée selon trois approches distinctes : une approche qualitative, une approche quantitative basée sur un bilan d'eau du sol, et une dernière approche numérique qui modélise les transferts d'eau à travers la zone non saturée. L'approche qualitative a consisté en la mise en corrélation de l'évolution du niveau piézométrique avec la pluviométrie, la lame d'eau de surface et les teneurs en eau du sol. La recharge des eaux souterraines de l'aquifère superficielle se produit pendant les pluies. L'effet des seuils d'épandage sur l'infiltration est observable sur les profils hydriques tant que la saturation en eau du sol ne reste pas constante. En revanche, lorsque la saturation est constante dans les mois d'août à septembre, l'effet des seuils est visible dans les niveaux d'eau souterraine.

Les estimations de la recharge, basées sur le bilan hydrique du sol et le modèle numérique, indiquent une amélioration significative locale de la recharge en présence des seuils, représentant deux à trois fois la recharge observée sans les seuils. La recharge estimée lors des épisodes d'épandage représente un tiers de la recharge annuelle dans la zone d'épandage. Néanmoins, le volume de recharge induite par les seuils d'épandage est faible lorsque comparée au volume de recharge sur le bassin versant. Les seuils d'épandage ont donc un effet positif sur la recharge locale de la nappe superficielle, et permettraient aux populations d'exploiter cette ressource en eau à travers des puits à grands diamètres ou des forages pour les besoins en eau en agriculture, en eau pour la population et l'abreuvement des animaux.

**Mots clés :** Seuils d'épandage, eaux souterraines, recharge, effet/impact, zone semi-aride, Burkina Faso

## Abstract

The Wedbila basin, located in south-central Burkina Faso in a semi-arid zone, is facing significant soil degradation. This situation is exacerbated by low rainfall in the area, characterized by a hot, dry climate, leading to heavy runoff on the rare rainy days, which reduces the water available in the basin. To mitigate this phenomenon, two water spreading weirs were built in the basin. These low-lying structures comprise a weir in the riverbed, lateral buttresses and wing walls crossing the valley. They enable the temporary spreading of water over large areas during floods.

The aim of this study is to assess the effect of these water spreading weirs on the recharge of shallow aquifer. To this end, a system for measuring various parameters (surface water level, soil water content at various depths, piezometric level, physical properties of the soil and aquifer) was set up at the site of the water spreading weirs. Three distinct approaches were used to assess the impact of the water spreading weirs on recharge: a qualitative approach, a quantitative approach based on a soil water balance, and a final numerical approach which models water transfers through the unsaturated zone. The qualitative approach involved correlating changes in piezometric levels with rainfall, surface water levels and soil water content. Groundwater recharged from the surface aquifer occurs during rainfall. The effect of water spreading weirs on infiltration can be observed on water profiles as long as soil water saturation remains constant. On the other hand, when saturation is constant in the months of August to September, the effect of water spreading weirs is visible in groundwater levels.

Recharge estimates, based on the soil water balance and the numerical model, indicate a significant local improvement in recharge in the presence of the water spreading weirs, representing two to three times the recharge observed without the water spreading weirs. Estimated recharge during spreading episodes represents a third of annual recharge in the spreading zone. Nevertheless, the volume of recharge induced by the water spreading weirs is small when compared with the volume of recharge in the watershed. Water spreading weirs therefore have a positive effect on local recharge of shallow aquifer and would enable local populations to exploit this water resource by means of large-diameter wells or boreholes for agricultural, domestic water needs and animal watering.

**Keywords:** Water spreading weirs, groundwater, recharge, effect/impact, semi-arid zone, Burkina Faso

## Table des matières

<b>Remerciements</b> .....	2
<b>Résumé</b> .....	5
<b>Abstract</b> .....	6
<b>Table des matières</b> .....	7
<b>Liste des figures</b> .....	10
<b>Liste des tableaux</b> .....	13
<b>Liste des sigles et abréviations</b> .....	14
<b>Chapitre I: Introduction générale</b> .....	16
<b>I.1 Contexte et problématique de l'étude</b> .....	16
<b>I.2 Objectifs de l'étude</b> .....	17
<b>I.3 Structure de la thèse</b> .....	19
<b>Chapitre II : Etat de l'art sur les seuils d'épandage</b> .....	21
<b>II.1 Contexte de mise en place et définition des seuils d'épandage</b> .....	21
<b>II.2 Études antérieures et résultats</b> .....	22
<b>II.3 Méthodes d'évaluation de la recharge</b> .....	23
<b>II.4 Limites des études antérieures et perspectives de recherche</b> .....	25
<b>Chapitre III: Présentation du bassin d'étude</b> .....	27
<b>III.1 Localisation du bassin de Wedbila</b> .....	27
<b>III.2 Climat</b> .....	29
<b>III.3 Hydrographie</b> .....	29
<b>III.4 Relief</b> .....	30
<b>III.5 Sols</b> .....	31
<b>III.6 Occupation des terres et usage de l'eau dans le bassin</b> .....	32
<b>III.7 Géologie</b> .....	33
<b>III.8 Hydrogéologie</b> .....	34
<b>III.8.1 Description générale</b> .....	34
<b>III.8.2 Piézométrie de la nappe superficielle</b> .....	36
<b>III.8.3 Piézométrie de la nappe profonde</b> .....	38

<b>III.9</b>	<b>Qualité de l'eau dans le bassin</b> .....	40
III.9.1	Faciès ou types d'eau (Diagramme de Piper).....	40
III.9.2	Aptitude des eaux à l'irrigation .....	41
III.9.3	Qualité de l'eau du bassin et normes en matière d'approvisionnement en eau potable	42
<b>III.10</b>	<b>Evaluation de la recharge pluviométrique des eaux souterraines à l'échelle du bassin de Wedbila</b> .....	43
<b>III.11</b>	<b>Conclusion</b> .....	52
<b>Chapitre IV</b>	<b>: Présentation du site expérimental</b> .....	54
<b>IV.1</b>	<b>Usages des sols sur le site expérimental</b> .....	55
<b>IV.2</b>	<b>Caractéristiques et fonctionnement des seuils construits</b> .....	55
<b>IV.3</b>	<b>Délimitation et morphologie de la zone potentielle d'épandage</b> .....	57
<b>IV.4</b>	<b>Dispositif expérimental</b> .....	59
IV.4.1	Dispositif de mesure et de suivi des propriétés physiques mis en place.....	59
IV.4.2	Mesure de la lame d'eau de surface .....	61
IV.4.3	Méthodes d'estimation des caractéristiques physiques et hydrodynamiques de la zone non saturée.....	61
IV.4.4	Méthodes d'estimation et d'interprétation des caractéristiques de la zone saturée	65
<b>IV.5</b>	<b>Résultats obtenus de l'investigation du site expérimental</b> .....	68
IV.5.1	Epandage effectif.....	68
IV.5.2	Caractéristiques de la zone non saturée .....	69
IV.5.3	Caractéristiques de la zone saturée .....	81
<b>IV.6</b>	<b>Conclusion</b> .....	86
<b>Chapitre V</b>	<b>: Contribution des seuils d'épandage à la recharge de la nappe superficielle</b> .....	87
V.1	Introduction .....	87
V.2	Evaluation qualitative de l'effet des seuils d'épandage sur la recharge de la nappe d'eau souterraine .....	87
V.3	Quantification de l'impact des seuils à la recharge des eaux souterraines .....	91

V.4	Conclusion .....	99
<b>Chapitre VI</b>	<b>Modélisation des transferts hydriques .....</b>	<b>100</b>
VI.1	Introduction .....	100
VI.2	Objectifs de la modélisation .....	100
VI.3	Modèle conceptuel.....	101
VI.4	Calibration du modèle.....	111
VI.5	Résultats des simulations .....	112
VI.5.1	Dynamique d'eau dans le sol en présence des seuils.....	112
VI.5.2	Dynamique d'eau dans le sol sans les seuils.....	113
VI.5.3	Effet des seuils sur la recharge .....	114
VI.6	Conclusion.....	120
<b>Chapitre VII</b>	<b>Conclusion et recommandations .....</b>	<b>121</b>
VII.1	Discussion et conclusion générale.....	121
VII.2	Recommandations et perspectives.....	124
<b>REFERENCES</b> .....		<b>128</b>
<b>ANNEXES</b> .....		<b>157</b>
<b>ANNEXE 1</b>	<b>Couplage de la cartographie aéromagnétique à l'ERT pour la caractérisation structurale du bassin .....</b>	<b>157</b>
<b>ANNEXE 2</b>	<b>Apport de l'hydrochimie à la caractérisation des eaux et des interactions eaux de surface -eaux souterraines .....</b>	<b>177</b>
<b>Résultats</b> .....		<b>181</b>
<b>ANNEXE 3</b>	<b>Interprétation des données de slug tests réalisés .....</b>	<b>208</b>
<b>ANNEXE 4</b>	<b>Front d'humidité dans le sol lors du passage d'une crue.....</b>	<b>210</b>
<b>ANNEXE 5</b>	<b>Types de sols rencontrés et évolution de la teneur en eau du sol en fonction de la profondeur.....</b>	<b>212</b>
<b>ANNEXE 6</b>	<b>Photos lors des activités sur le terrain (Fatoumata KABORE) .....</b>	<b>218</b>

## Liste des figures

Figure I. 1: Schéma méthodologique des travaux de l'étude .....	19
Figure II. 1: Composantes et fonctionnement d'un seuil d'épandage en fonction des crues adapté de Heinz & al. (2009) : <b>a</b> ) les petites crues restent canalisées dans le lit de la rivière .....	22
Figure III. 1: Localisation du bassin versant de Wedbila dans le bassin de Nariaré au Burkina Faso .....	28
Figure III. 2: Réseau hydrographique et sous bassins de Wedbila .....	30
Figure III. 3: Modèle numérique de terrain du bassin de Wedbila (précision 10m).....	31
Figure III. 4 : Différents types de sols dans le bassin de Wedbila .....	32
Figure III. 5: Géologie du bassin versant de Wedbila .....	34
Figure III. 6: Localisation des points d'accès à l'eau dans le bassin de Wedbila .....	36
Figure III. 7: Carte piézométrique et direction d'écoulement des eaux souterraines dans le bassin de Wedbila .....	37
Figure III. 8: Evolution de la profondeur du niveau de la nappe superficielle en corrélation avec la pluviométrie en amont du barrage de Wedbila .....	38
Figure III. 9: Evolution niveau piézométrique en corrélation avec la pluviométrie en amont du barrage de Webila .....	39
Figure III. 10: Chroniques des précipitations et des niveaux piézométriques de P1 de 2011 à 2020 .....	40
Figure III. 11: Evolution temporelle du niveau piézométrique et du volume d'eau prélevé.....	40
Figure III. 12: Hydro faciès des échantillons d'eau dans le bassin de Wedbila (campagne d'échantillonnage d'août 2021).....	41
Figure III. 13: Evaluation de l'aptitude des eaux à l'irrigation dans le bassin de Wedbila.....	42
Figure III. 14: Précipitations mensuelles sur 30 années.....	44
Figure III. 15: Courbe de tarage réalisée sur la section du cours d'eau en aval des seuils d'épandage (~500 m du seuil 1).....	45
Figure III. 16: Hydrogramme de ruissellement section amont du barrage de Wedbila .....	46
Figure III. 17: Schéma d'estimation de l'ETR par la méthode de Thornthwaite .....	48
Figure III. 18 : Recharge annuelle en fonction du stock d'eau .....	52
Figure IV. 1: Localisation des seuils d'épandage dans le bassin de Wedbila.....	54

Figure IV. 2: Profils en long des seuils 1 et 2.....	56
Figure IV. 3: Zone d'épandage délimitée en amont des deux seuils.....	58
Figure IV. 4: Profil du fond de la rivière dans la zone d'épandage .....	59
Figure IV. 5: Dispositif de mesure sur le site expérimental.....	60
Figure IV. 6: Coupe schématique du dispositif en amont du seuil 1 .....	61
Figure IV. 7: Evolution du niveau d'eau de surface avec les épisodes d'épandage durant l'année 2022.....	69
Figure IV. 8: Résultats de l'analyse granulométrique au laboratoire pour les sols de la zone.....	70
Figure IV. 9: a) Densités réelles et b) densités apparentes en fonction de la profondeur sur le site d'étude .....	71
Figure IV. 10: Porosité en fonction de la profondeur sur les points d'échantillonnage.....	71
Figure IV. 11: Humidités du sol en fonction de la profondeur mesurées au laboratoire .....	73
Figure IV. 12: Evolution de la teneur en eau intégrée sur tout le profil dans le temps en amont du seuil 1.....	74
Figure IV. 13: Evolution de la teneur en eau en fonction du temps en amont du seuil 2.....	76
Figure IV. 14: Evolution de la teneur en eau en fonction de la profondeur au cours du temps en amont du seuil 1 .....	78
Figure IV. 15: Evolution de la teneur en eau en fonction de la profondeur au cours du temps en aval des seuils. ....	80
Figure IV. 16: Charges normalisées des essais slug test dans les micro-piézomètres et la solution de Bower & Rice appliquée .....	82
Figure IV. 17: Evolution du niveau piézométrique dans les micro-piézomètres en amont et aval des seuils.....	85
Figure V. 1: Mise en emphase des teneurs en eau du sol, de la lame d'eau de surface et de la profondeur du niveau d'eau souterraine .....	90
Figure V. 2: Evolution du front d'humidité dans la zone d'épandage après le passage d'une crue en fonction de l'état d'humidité initial du sol .....	91
Figure V. 3: Modèle d'infiltration à partir de la zone non saturée.....	92
Figure V. 4: Variation du stock d'eau en fonction de l'état initial du sol et de l'évènement pluvieux a) <i>Variation de la teneur en eau à partir d'un sol sec lors d'une pluie</i> b) <i>Variation de la teneur en eau à partir d'un sol sec lors d'une crue (épandage)</i> c) <i>Variation de la teneur en eau à partir d'un sol humide lors d'une crue (épandage)</i> d) <i>Variation de la teneur en eau à partir d'un sol saturé lors d'une pluie ou épandage</i> .....	93
Figure V. 5: Variation du stock d'eau journalier dans la zone d'épandage et hors zone d'épandage .....	94

Figure V. 6 : Evolution de l'évapotranspiration journalière réelle dans la zone d'épandage et hors zone d'épandage .....	95
Figure V. 7: Comparaison de l'infiltration estimée dans la zone d'épandage et hors de la zone d'épandage.....	98
Figure VI. 1 : Caractéristiques et discrétisation de la colonne modélisée .....	105
Figure VI. 2 : Conditions atmosphériques avec ruissellement (sans accumulation d'eau) et avec couche d'accumulation d'eau adaptée du manuel d'HYDRUS. ....	109
Figure VI. 3: Conditions aux limites a) Simulation annuelle, b) Simulations pendant les épisodes d'épandage.....	109
Figure VI. 4: Teneurs en eau initiales sur le profil de 120 cm : a) profil terrain, b) distribution dans le logiciel HYDRUS.....	111
Figure VI. 5: Teneurs en eau simulées et mesurées aux points d'observations en présence des seuils .....	113
Figure VI. 6: Teneurs en eau calculées en présence et en absence des seuils avec les teneurs en eau mesurées aux points d'observations .....	114
Figure VI. 7 : Flux cumulés durant l'année hydrologique simulée en présence des seuils. .	116
Figure VI. 8: Flux cumulés durant l'épandage du 19/07/2022.....	117
Figure VI. 9: Flux cumulés durant l'année hydrologique sans les seuils d'épandage .....	119

## Liste des tableaux

Tableau II. 1: Méthodes d'estimation de la recharge .....	24
Tableau III. 1 : Stock d'eau maximal dans les sols du bassin de Wedbila.....	47
Tableau III. 2 : Estimation de la recharge sur les 30 dernières années à l'échelle du bassin versant de Wedbila.....	50
Tableau IV. 2 : Caractéristiques de la sonde drill & drop .....	64
Tableau IV. 2 : Conductivité hydraulique à saturation de profils sur le site expérimental.....	72
Tableau IV. 3: Conductivités hydrauliques et transmissivités déduites de l'aquifère superficiel .....	83
Tableau IV. 4 : Caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère superficiel au Burkina modifiée de Compaore (1997).....	84
Tableau V. 1 : Curve number pour les groupes hydrologiques de sols et utilisation des terres sur le site d'étude.....	96
Tableau V. 2 : Curve number selon les groupes hydrologiques de sols, l'utilisation des terres dans la zone d'épandage .....	97
Tableau VI. 1 : Paramètres hydrodynamiques des sols en fonction de la profondeur dans la zone d'épandage pour le modèle de Van Genuchten-Mualem.....	107
Tableau VI. 2 : Paramètres d'absorption de l'eau par le riz.....	110
Tableau VI. 3 : Recharge induite par période d'épandage .....	118
Tableau VII. 1 : Comparaison des estimations de recharge par le bilan d'eau et le modèle	123

## Liste des sigles et abréviations

**2IE** : Institut International de l'Eau et de l'Environnement

**ACP** : Analyse en composantes principales

**ADCP** : Acoustic Doppler Current Profiler

**AEP** : Approvisionnement en eau Potable

**ANAM** : Agence Nationale de la Météorologie

**AQTSOLV** : Advanced Aquifer Test Analysis Software

**BUMIGEB** : Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina

**BUNASOLs** : Bureau National des Sols

**CIEH** : Comité Inter - africain d'Etudes Hydrauliques

**CLE** : Comité Local de l'Eau

**DGADI** : Direction Générale des Aménagements et du Développement de l'Irrigation

**DGRE** : Direction Générale des Ressources en Eau

**ERT** : Electric resistivity tomography

**FAO** : Food Aid Organization

**FDR** : Frequence Domain Reflectometry

**GIRE** : Gestion Intégrée des Ressources en Eau

**GIZ** : Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit

**IGRF** : International Geomagnetic Reference Field

**MEA** : Ministère de l'Eau et de l'Assainissement

**MEE** : Ministère de l'Environnement et de l'Eau

**MEEA** : Ministère de l'Environnement, de l'Eau et de l'Assainissement

**MNT** : Modèle Numérique de Terrain

**OMS** : Organisation Mondiale de la Santé

**ONU** : Organisation des Nations Unies

**SDAGE** : Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux

**SIG** : Système d'Information Géographique

**SP** : Secrétariat permanent

**SPCPSA** : Secrétariat permanent

**ZNS** : Zone non saturée

**ZS** : Zone saturée

## Chapitre I: Introduction générale

### I.1 Contexte et problématique de l'étude

La ressource en eau est essentielle, mais elle est limitée et vulnérable. Selon l'Organisation des Nations Unies (ONU), l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) et l'UNICEF, en 2019, plus de 2 milliards de personnes, soit plus d'un quart de la population mondiale, n'ont toujours pas accès à l'eau potable. Cette situation est étroitement liée à la connaissance, l'exploitation et la vulnérabilité de la ressource en eau face aux différentes pressions anthropiques. Les changements climatiques, la croissance démographique, les besoins alimentaires et les sécheresses répétées ont conduit à une dégradation (augmentation du ruissellement superficiel et érosion des sols, ensablement et baisse du niveau de la nappe) des bassins versants dans les régions sèches.

Pour répondre à cette dégradation, des mesures biologiques et physiques de conservation des eaux et des sols telles que l'épandage des eaux, sont prises depuis des années sur les versants des bassins. Ces mesures sont utilisées dans l'agriculture pour améliorer le rendement des cultures. De ce fait, elles ne sont pas sans effets sur l'environnement et en particulier les ressources en eau souterraine. En effet, la recharge de la nappe aquifère, processus par lequel l'eau de surface s'infiltre et percole en profondeur pour alimenter les réserves d'eau souterraines, peut être influencée par l'épandage des eaux. Une gestion non maîtrisée de ces systèmes d'épandage peut altérer le cycle hydrologique et même engendrer une contamination de la ressource en eau.

Les besoins croissants des populations couplés aux changements climatiques invitent à une gestion optimale des ressources hydriques. Une meilleure mobilisation, une bonne conservation et un bon suivi de cette ressource est alors essentielle pour l'approvisionnement en eau de la population, pour l'agriculture et l'élevage. Dans ce contexte, les spécialistes dans le domaine de l'eau ont commencé à s'intéresser à la quantité et à la qualité de l'eau stockée, tant en surface que dans le milieu souterrain, depuis les années 1940. Malgré cela, le domaine souterrain reste complexe à élucider et à maîtriser, en particulier en Afrique subsaharienne où l'eau souterraine constitue la seule ressource disponible permanente (Woessner, 2020; Zougmore et al., 2019). Evaluer la contribution des mesures d'épandage à la recharge des nappes aquifères est un levier pour répondre aux besoins des populations dans ces zones.

Les seuils d'épandage qui permettent d'épandre de grandes quantités d'eau sur de larges superficies sont cruciaux pour minimiser les impacts négatifs sur l'environnement. Comprendre comment ces seuils d'épandage contribuent à la recharge de la nappe est essentiel pour développer des pratiques agricoles durables et des politiques de gestion de l'eau.

Le gouvernement burkinabè en collaboration avec ses partenaires travaille à ce projet à travers différents programmes (SPCPSA, 2017). L'étude est réalisée dans le bassin de

Nariaré, qui est reconnu pour sa contribution à la sécurité alimentaire et la présence des seuils d'épandage.

Cette recherche vise à explorer les effets des seuils d'épandage sur la recharge de la nappe, et contribuera in fine à une meilleure compréhension des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines en période de crues, fournissant des bases scientifiques pour une gestion optimisée et efficace de ces types de seuils d'épandage. Elle tentera de répondre aux questions suivantes :

- Quel est l'effet de l'épandage sur l'infiltration ?
- Quelle est l'effet des seuils sur la quantité de recharge dans la zone locale des seuils et sur le bassin en général ?
- Quel est l'effet immédiat de l'épandage des eaux sur le niveau de l'eau de l'aquifère ?
- Quel devenir pour la mise en place des seuils d'épandage ?

Les réponses à ces questions conditionnent l'atteinte des objectifs de l'étude.

## **I.2 Objectifs de l'étude**

### **- Objectif principal**

L'objectif principal de la présente étude est d'évaluer **l'impact des seuils d'épandage sur la recharge des eaux souterraines.**

Cet objectif principal est l'un des objectifs du projet d'appui à l'amélioration des connaissances des ressources en eau au Burkina Faso mis en œuvre par le Secrétariat Permanent pour la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (SP-GIRE) du Ministère de l'Eau et de l'Assainissement en collaboration avec le Laboratoire Hydrogéologie et Géologie de l'Environnement de l'Université de Liège. Les objectifs de ce projet contribuent à l'atteinte des actions 6 « Recherche/développement dans le domaine de l'eau » et 8 « Protection des plans d'eau contre le comblement et les végétaux aquatiques envahissants » du programme national pour la gestion intégrée des ressources en eau (MEA, 2016) et des objectifs du développement durable ODD dont les objectifs 2 « zéro faim », 6 « eau potable et assainissement », 12 « consommation et productions responsables », et 13 « mesures relatives à la lutte contre les changements climatiques ».

### **- Objectifs spécifiques**

Trois objectifs spécifiques contribuent à l'objectif principal :

- Contribuer à la caractérisation physique du bassin d'étude
- Étudier les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines
- Estimer la recharge induite par les seuils d'épandage sur la nappe superficielle

L'atteinte de ces objectifs passe par une approche interdisciplinaire combinant des analyses hydrologiques, géologiques, agronomiques et hydrogéologiques. Les données seront collectées sur le terrain d'étude en complément aux données existantes sur la zone pour des analyses poussées. L'approche, résumée sur la Figure I. 1, illustre les investigations effectuées à l'échelle régionale (tout le bassin versant) et à l'échelle locale (site expérimental des seuils).

Au niveau régional sur le bassin versant, les investigations comprennent :

- L'investigation hydrochimique, réalisée dans le but de qualifier les eaux du bassin sur leurs aptitudes à l'agriculture et à l'approvisionnement en eau potable de la population;
- L'investigation géophysique;
- Le diagnostic du parc hydraulique, la collecte de données et d'études sur la géologie, l'hydrogéologie, la topographie, les sols, les données climatiques, l'hydrographie, les occupations des terres et l'usage des sols du bassin.

Au site expérimental, un dispositif de mesures de paramètres physiques et hydrodynamiques, a été mis en place pour évaluer l'effet des seuils sur les mouvements d'eau du sol et du sous-sol. L'investigation porte sur :

- la caractérisation physique et hydrodynamique des sols ;
- la caractérisation hydrodynamique de l'aquifère superficiel ;
- le suivi de l'évolution de la teneur en eau du sol
- le suivi de l'évolution du niveau piézométrique ;
- le suivi des événements exceptionnels d'épandage.

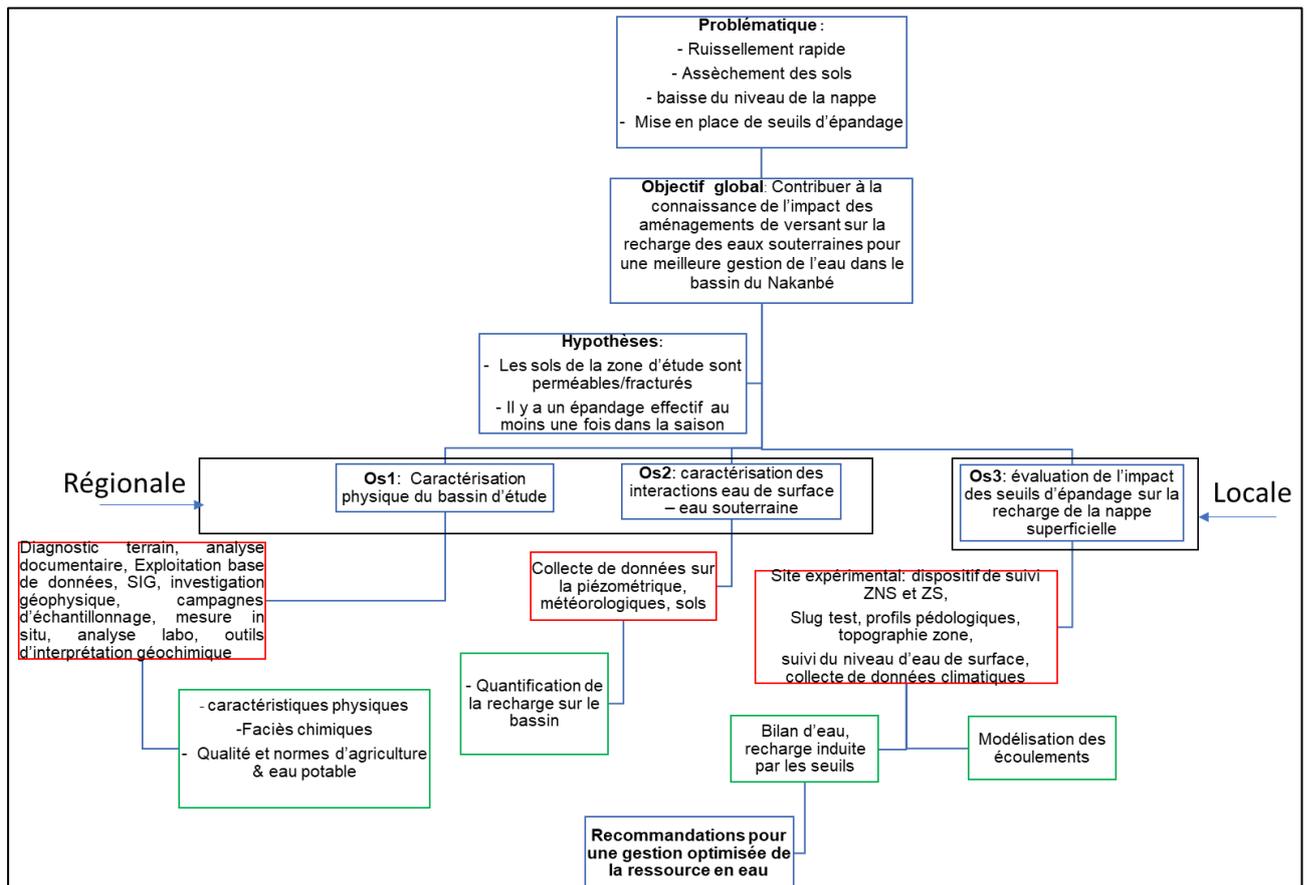


Figure I. 1: Schéma méthodologique des travaux de l'étude

### I.3 Structure de la thèse

La présente étude est structurée en sept chapitres organisés comme suit :

**Le chapitre I** met en exergue le contexte & la problématique, les questions de recherche, les objectifs et la structure de la thèse.

**Le chapitre II** présente une revue de la littérature sur les systèmes d'épandage et leurs impacts sur la recharge de la nappe.

**Le chapitre III** présente le cadre physique du bassin versant et l'estimation de la recharge dans le bassin d'étude.

**Le chapitre IV** est dédié à la caractérisation du site expérimental, qui décrit la méthodologie de collecte de données et l'analyse des données sur le sol.

**Le chapitre V** se focalise sur l'évaluation de l'effet des seuils d'épandage sur la recharge des eaux souterraines

**Le chapitre VI** évalue l'effet des seuils à travers la modélisation.

**Le chapitre VII** est axé sur la conclusion générale et discute des implications des résultats pour la gestion durable des ressources en eau et propose des recommandations.

Cette structure permet d'aborder de manière progressive les différents aspects nécessaires pour évaluer l'impact des seuils d'épandage sur la recharge des eaux souterraines, en partant de la présentation du bassin d'étude jusqu'à la modélisation des transferts hydriques.



## Chapitre II : Etat de l'art sur les seuils d'épandage

### II.1 Contexte de mise en place et définition des seuils d'épandage

Dans les régions arides et semi-arides, les vallées offrent un excellent potentiel pour des cultures intensives avec plusieurs récoltes possibles. Cependant, l'exploitation inadaptée et les changements climatiques conduisent à leur dégradation. Pour y faire face, des mesures de conservation des eaux et des sols sont mises en place comme stratégies d'adaptation. Ces mesures contribuent à atténuer l'impact des actions anthropiques et les effets du changement climatique, notamment les sécheresses récurrentes et les inondations. Les mesures sont regroupées en 7 domaines par l'UICN (Savadogo et al., 2011) qui sont : aménagement et gestion des sols, foresterie et agroforesterie, gestion des ressources en eau, gestion des intrants et techniques de cultures, gestion de l'hydraulique pastorale, gestion des ressources pastorales et systèmes d'élevage et enfin gestion de l'énergie. Parmi ces domaines, les mesures d'aménagement et de gestion des sols et de gestion des ressources en eau, regroupant les diguettes, les digues filtrantes, les demi-lunes, les barrages, les boullis, le surcreusement de mares naturelles, les seuils de dérivation, permettent la réhabilitation et l'exploitation durable des bas-fonds dégradés. En plus d'atténuer la dégradation des terres, d'accroître leur disponibilité et leur productivité et de lutter contre l'érosion hydrique, ces aménagements contribuent à l'adaptation à la variabilité pluviométrique à travers l'optimisation des ressources en eaux des bas-fonds.

En 1990, un nouveau concept de « seuils d'épandage » temporaire essentiellement faits en gabions, a été introduit au Tchad par la coopération suisse en 1997 au Niger et dans les années 2000 au Burkina Faso (GIZ, 2012). Ces seuils ont été perfectionnés sur la base des expériences menées dans ces trois pays pour réhabiliter efficacement de larges vallées dégradées. Ils ont été ensuite construits dans d'autres pays comme l'Éthiopie, l'Iran...

Les seuils d'épandage sont des ouvrages de petite hauteur, constitués de pierres naturelles et de ciment, destinés à réduire l'érosion et le taux d'écoulement des eaux de surface. Ils se composent d'un déversoir (hauteur fonction de la profondeur du lit) dans le véritable lit de la rivière (lit mineur), de contreforts latéraux (hauteur ~1 m) pour la stabilisation et de murs en aile (hauteur fonction de la pente) qui traversent la vallée (Figure II. 1). Les seuils d'épandage ne visent pas à créer des retenues d'eau permanente, mais à produire une inondation temporaire des surfaces latérales en amont et en aval (Heinz et al., 2009).

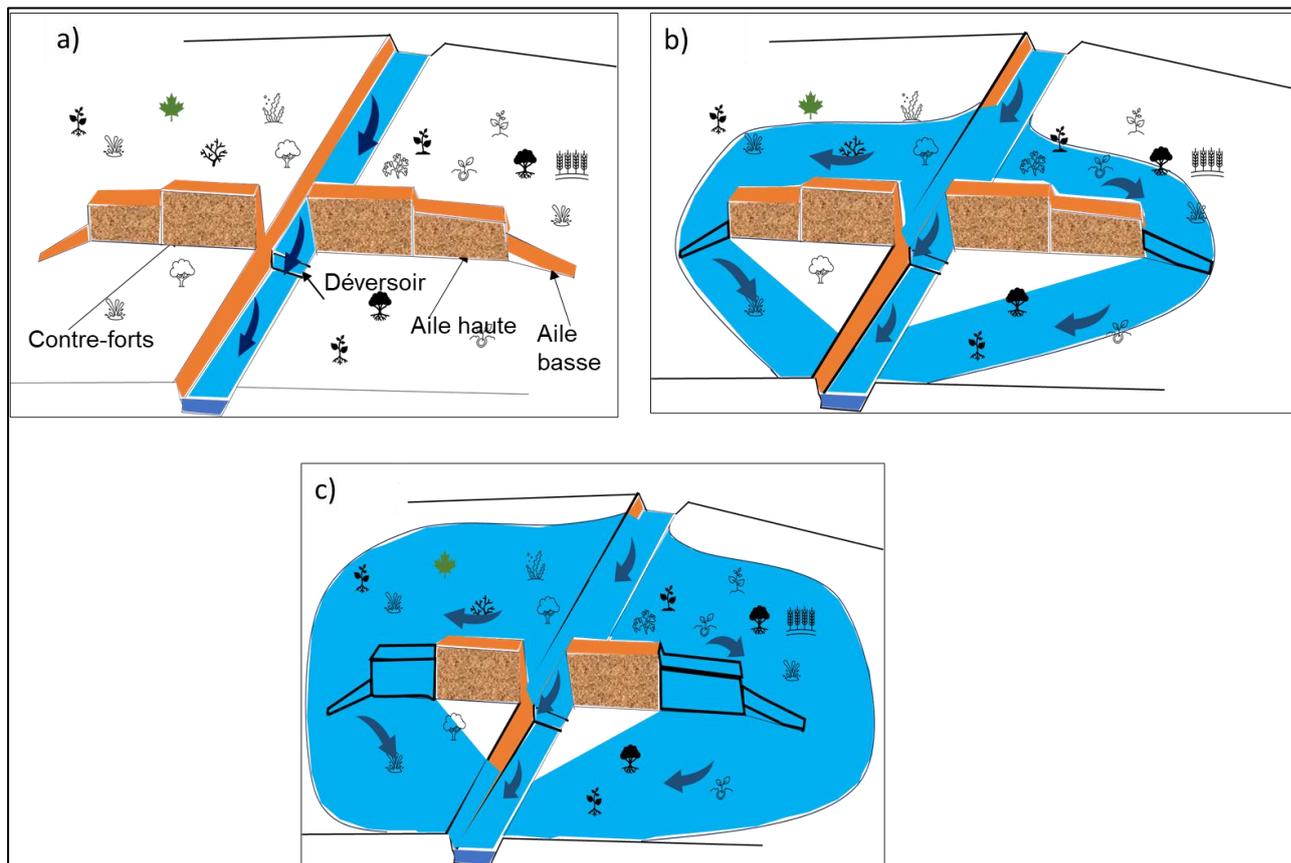


Figure II. 1: Composantes et fonctionnement d'un seuil d'épandage en fonction des crues adapté de Heinz & al. (2009) : **a)** les petites crues restent canalisées dans le lit de la rivière  
**b)** une petite ou moyenne crue déborde et s'étend sur les ailes basses  
**c)** une crue importante déborde des ailes basses et hautes. Les contreforts non immergés protègent les berges immédiatement en aval des seuils. Une crue exceptionnelle peut submerger les contreforts.

## II.2 Études antérieures et résultats

Des études menées à travers le monde (Bambara et al., 2020; Boughanmi et al., 2018; Dahan et al., 2008; Ghazavi et al., 2012; Ghazavi & Ebrahimi, 2018; GIZ, 2012; Hashemi et al., 2013; Heinz et al., 2009; Morin et al., 2009; Naghibi et al., 2018, 2020; Pakparvar, 2015; Shentsis & Rosenthal, 2003; SOGREAH, 2005; Zarkesh, 2005) montrent généralement une bonne contribution des systèmes d'épandage en général à la recharge des eaux souterraines. L'étude de Pakparvar réalisée dans la plaine de Gareh Bygone en Iran, a montré que les seuils de dérivation contribuent de 56 à 61 % de la recharge annuelle. Une étude sur l'impact du barrage de D'el Khairat en Tunisie a montré que la recharge avant la construction était de 17 % des précipitations et de 40 à 80 % après la construction (Zammouri & Brini, 2020). Ghazavi dans son étude (Ghazavi & Ebrahimi, 2018) sur l'impact des systèmes d'épandage des eaux de crue dans la plaine de Mosian en Iran montre qu'il faut un minimum de 13 mm de pluie par jour pour générer 1 mm de recharge à partir du système d'épandage. Hashemi et al. (2015)

ont également montré dans leur étude qu'avec un pompage équilibré, le système d'épandage des crues peut être un moyen efficace d'augmenter les réserves en eaux souterraines dans les zones arides et semiarides. Bambara et al. (2020) ont évalué l'effet des retenues d'eau construites au Burkina Faso sur la recharge des eaux souterraines et trouvent une contribution de 4 à 5 mm/jour de recharge, contrairement à la recharge naturelle de 0,1 à 0,2 mm/jour. L'étude de Nassri & Farhat (2016) constate une baisse généralisée de la nappe due surement à la surexploitation des eaux souterraines et à la lithologie du terrain.

Une étude de la GIZ (2012) a spécifiquement analysé l'effet des seuils d'épandage temporaire sur le rendement agricole et la contribution à la remontée de la nappe aquifère qui peut atteindre 20 m de colonne d'eau. L'évaluation a été réalisée en comparant les profondeurs des niveaux d'eau souterraine dans les puits situés dans la zone d'épandage, avant et après la construction des seuils d'épandage. Cette étude affirme que ces seuils, en plus de jouer un rôle dans l'adaptation au changement climatique comme mentionné précédemment, ont également un impact positif sur la remontée de la nappe. La remontée du niveau d'eau en présence des seuils est supérieure de 20 m à celle observée sans les seuils. Toutefois, cette étude n'intègre pas la variation climatique, les caractéristiques des sols et n'analyse pas l'effet instantané des seuils d'épandage sur la recharge des nappes au moment de l'épandage.

La quantification de la recharge des eaux souterraines par les seuils d'épandage est essentielle pour enrichir l'état de l'art dans le domaine, mais également confirmer ou infirmer leur contribution à la recharge de la nappe d'eau souterraine.

### **II.3 Méthodes d'évaluation de la recharge**

Pour quantifier la recharge des nappes induite par des seuils, des méthodes hydrologiques et agronomiques sont souvent utilisées. Le choix d'une méthode ou technique fiable de quantification de la recharge est fonction du contexte et de l'objectif poursuivi (Kumar & Seethapathi, 2002; Scanlon et al., 2002). Les paramètres à prendre en compte pour choisir une méthode incluent :

- l'échelle de temps et d'espace ;
- la gamme de valeurs que chaque approche peut donner par rapport au contexte;
- la validité des estimations de la recharge basées sur différentes techniques ;
- l'objectif poursuivi (recharge potentielle ou réelle) ;
- la finalité de l'étude qui peut être la quantité de recharge à estimer;
- les incertitudes de chaque approche.

La recharge est définie comme le flux d'eau qui s'écoule depuis la zone racinaire , percole à travers les couches inférieures de la zone non saturée et atteint la nappe souterraine (Cohen & Cherry, 2020; Freeze, 1979). Elle peut se produire suivant trois mécanismes (Kingumbi, 2006; Lerner, 2020) :

- la recharge directe qui correspond à la part de la pluie qui arrive à la nappe directement par percolation verticale ;
- la recharge indirecte qui se réalise par percolation latérale à travers les lits des cours d'eau et d'autres aquifères ;
- la recharge localisée qui s'effectue par percolation à partir des volumes d'eau accumulés dans des dépressions topographiques.

Dans les zones semi-arides et arides, les recharges indirectes et localisées restent les mécanismes dominants pour le renouvellement des eaux souterraines (Bajjali, 2008; Favreau, 2000; Gaultier, 2004).

Les différentes méthodes d'estimation de la recharge, et en particulier en zone aride et semi-aride, sont résumées par plusieurs études (Dassargues, 2020; Delin et al., 2007; de Vries & Simmers, 2002; Healy, 2010; Hogan et al., 2004; Rosenberry & LaBaugh, 2008; Scanlon & Cook, 2002; Sophocleous, 2004).

Les méthodes utilisées sont résumées dans le Tableau II. 1.

Tableau II. 1: Méthodes d'estimation de la recharge

<b>Méthodes</b>	<b>Approche d'estimation de la recharge</b>	<b>Références</b>
Bilans d'eau	utilisation des données hydrométriques, météorologiques et du sol	(Allison, 1988; de Vries & Simmers, 2002; Healy, 2010; Woessner, 2020)
Fluctuation piézométrique	analyse des données de variation piézométrique de la nappe	(Dahan et al., 2008; Heinz et al., 2009; Nassri & Farhat, 2016; Morin et al., 2009)
Hydrochimie et isotopie	analyse de la composition chimique et isotopique de l'eau	(Scanlon et al., 2002)
Darcy	Application de la loi de Darcy sur base des paramètres du sol	(Besbes, 2006; Boughanmi et al., 2018; Scanlon et al., 2002)
Modèles numériques	Simulation numérique des données pour reproduire les observations	(Dassargues, 2020)

Les premières études sur l'estimation de la recharge ont mis en évidence la complexité de la maîtrise de la ressource en eau souterraine.

Le bilan d'eau et la méthode de fluctuation piézométrique sont les plus utilisés. Bien que les méthodes chimiques soient plus utilisées dans des études de caractérisation des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines (Dakoure, 2003; Doveri & Mussi, 2014;

Huneau et al., 2011; Jiang et al., 2019; Kouanda, 2019; Peters et al., 2018; Sako, Sawadogo, et al., 2018; Sauret, 2013; Somaratne et al., 2016; Zhang et al., 2020), elles ont été également utilisées pour quantifier la recharge des eaux souterraines par certains auteurs (King et al., 2017; Wirmvem et al., 2017).

Au Burkina Faso, qui compte quatre grands ensembles aquifères, dont un sur le socle cristallin (80 % du territoire) et trois sur des secteurs sédimentaires (20 % du territoire) (Zougmore et al., 2019), les premiers travaux d'estimation de la recharge ont été réalisés par Kikietta (1976) et Savadogo (1984) dans la zone du socle cristallin. Par la suite, des études sur les ressources en eaux souterraines dans cette zone ont été réalisées par d'autres auteurs (Bambara et al., 2020; Bazie et al., 1995; Compaore, 1997; Filippi et al., 1990; Kafando et al., 2022; Koussoube, 2010; Mathieu et al., 1993; Milville, 1990; Nakolendousse, 1991; Ouandaogo-Yameogo, 2008; Sandwidi, 2007; Soro, 2017; Vouillamoz et al., 2005; Yaméogo, 1988).

Les travaux menés au niveau du socle pour estimer la recharge par la méthode du bilan hydrique et de la fluctuation piézométrique aboutissent à des recharges faibles et disparates de l'ordre de 6 à 24 % des précipitations annuelles de chaque contexte d'étude (Fowe et al., 2015; Koïta et al., 2017; Macdonald et al., 2020; Soro, 2017). Cependant, les connaissances de ces aquifères restent faibles eu égard à la très grande superficie du socle et des données collectées (Vouillamoz et al., 2015; Zougmore et al., 2019).

Contrairement au socle, les secteurs sédimentaires ont été beaucoup étudiés par les structures et projets en plus des travaux de thèse et de mémoire (Dakoure, 2003; Kouanda, 2019; Koussoube, 2010; Sauret, 2013; Tirogo, 2017). L'estimation de la recharge par les méthodes de fluctuation piézométrique, de bilan hydrique et de modélisation hydrologique donne des valeurs de recharge allant de 5 % à 49 % de la pluviométrie annuelle en fonction de chaque contexte d'étude. Ces valeurs sont assez disparates d'une zone à une autre, mais également dans la même zone.

La présente étude intègre une évaluation qualitative de la recharge en analysant la dynamique d'eau de surface dans le sol et dans l'aquifère, et une quantification de la recharge des eaux souterraines par la méthode de bilan hydrique et de modélisation de transferts hydriques.

#### **II.4 Limites des études antérieures et perspectives de recherche**

Bien que de nombreuses études aient été menées pour estimer la recharge des eaux souterraines induite par des systèmes d'épandage, la recharge des eaux souterraines induite par les nouveaux seuils d'épandage temporaire introduits dans les régions sahéliennes reste à évaluer. Quoique la GIZ ait commencé à étudier la recharge des nappes via des seuils d'épandage, plusieurs limites persistent concernant la quantification de cette recharge pendant les périodes d'épandage. Ces limites incluent l'évaluation de leur impact local et la prise en

compte de facteurs tels que les variations climatiques, les temps d'épandage et la dynamique d'eau dans le sol. En tout état de cause, tous ces paramètres sont intrinsèquement liés et gouvernent la valeur de la recharge des eaux souterraines estimée. Les points de vue diffèrent d'un auteur à l'autre sur l'influence de certains paramètres sur la recharge induite par les systèmes d'épandage. Si certains auteurs (Nassri & Farhat, 2016; Shi et al., 2016; Zammouri & Brini, 2020) estiment que la valeur de la recharge artificielle induite par les systèmes d'épandage est influencée par l'exploitation des eaux souterraines et de la géologie, d'autres (Bouwer, 2002; Ghazavi & Ebrahimi, 2018; GIZ, 2012; Pakparvar, 2015; Sophocleous, 2004) considèrent plus la perméabilité du sol en place, la taille du bassin, les dimensions des systèmes et la quantité de pluie. Il est plus que nécessaire de développer des modèles plus précis et intégrés qui prennent en compte les variations climatiques et les caractéristiques des sols.

Evaluer la dynamique d'eau pendant les épisodes d'épandage permet de définir le rôle des seuils d'épandage sur les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Il est donc primordial d'évaluer les effets cumulatifs et saisonniers des seuils d'épandage sur l'infiltration et la recharge des nappes aquifères. Les résultats permettront aux techniciens du domaine de l'eau d'affiner la technique et de la considérer oui ou non comme une technique de rehaussement du niveau d'eau souterraine. Des recherches supplémentaires sont alors nécessaires pour affiner les résultats existants et quantifier la recharge induite par ces seuils. Les décideurs pourront sur cette base valider la mise à l'échelle de la technique dans le sens d'augmentation des réserves en eau souterraine, mais aussi dans l'amélioration de la disponibilité de l'eau agricole.

## Chapitre III: Présentation du bassin d'étude

Avant de décrire de manière détaillée les investigations menées sur les zones d'épandage étudiées dans le cadre de la recherche, ce chapitre vise à décrire le contexte environnemental du bassin versant qui a servi de support aux travaux. Une estimation de la recharge pluviométrique des eaux souterraines est établie par approche bilantaire. Cette estimation servira ultérieurement de référence pour évaluer dans quelle mesure les seuils contribuent à la recharge des eaux souterraines au droit de la zone d'épandage.

### III.1 Localisation du bassin de Wedbila

Le bassin versant de Wedbila est un sous-bassin du Nariaré. Le bassin de Nariaré est situé dans le bassin hydrographique du Nakanbé, au Burkina Faso, entre les coordonnées UTM, 650 000 à 710 000 en abscisse et 1 290 000 à 1 360 000 en ordonnées. Le bassin de Nariaré est connu pour son potentiel agricole grâce à ses infrastructures hydrauliques denses. Cependant, les sols du bassin ont connu une dégradation graduelle au cours des dernières années en raison de l'action combinée des populations et des aléas climatiques. Pour améliorer les rendements agricoles, des mesures de conservation des eaux et des sols, ainsi que des techniques de remédiation de sols, sont mises en œuvre, notamment les seuils d'épandage. Ces seuils d'épandage (02) sont construits dans le bassin versant de Wedbila.

Le bassin versant de Wedbila est situé dans les régions du Centre Sud et du Centre du pays (Figure III. 1). Il couvre une superficie de 148 Km<sup>2</sup> et comprend six villages de la commune de Doulogou, quatre villages de la commune de Saponé, et deux villages de la commune de Koubri, dont Wedbila où se trouve son exutoire aux coordonnées UTM 672432.79 E et 1343482.94 N. La ville la plus proche du bassin est Koubri, située à environ 25 Km de Ouagadougou. Le bassin versant est limité au sud par le bassin versant du Nazinon et au sud-est par le bassin versant du Nakanbé inférieur.

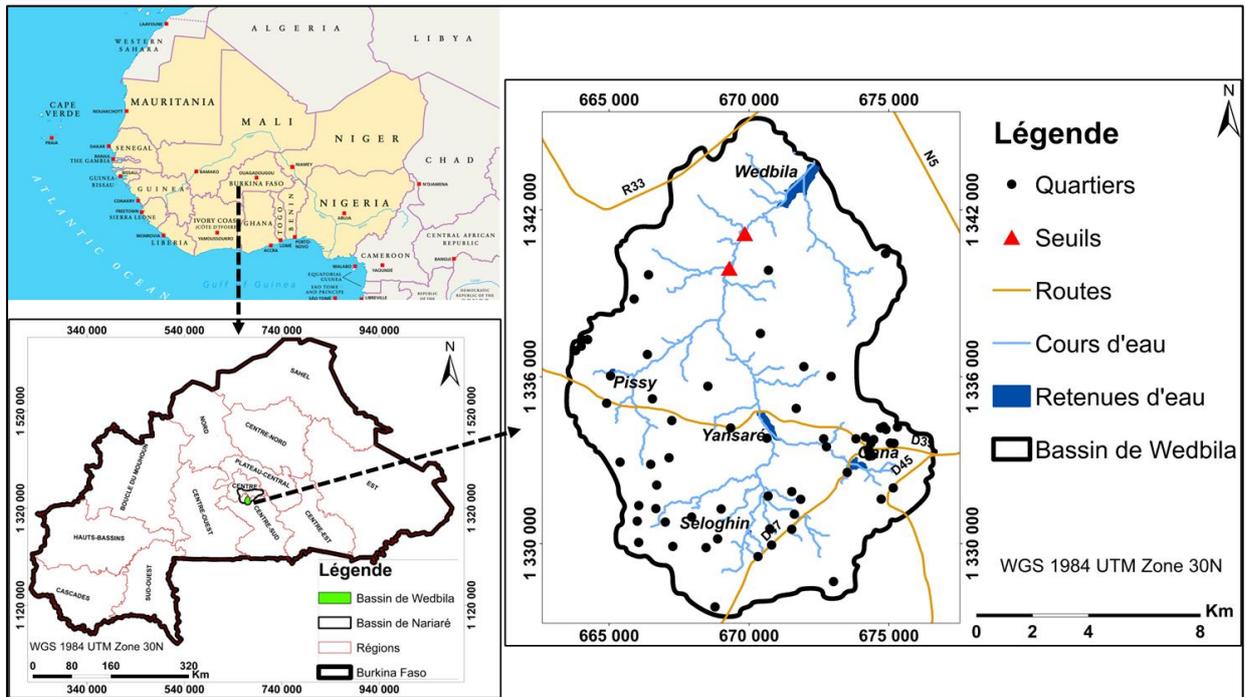


Figure III. 1: Localisation du bassin versant de Wedbila dans le bassin de Nariaré au Burkina Faso

### III.2 Climat

Selon le classement des conditions agro-climatiques de l'Afrique de l'Ouest par la FAO, la majeure partie du Burkina, y compris le bassin de Wedbila, se situe en zone semi-aride.

Le Burkina Faso est divisé en trois zones éco-climatiques distinctes :

- **La zone sahélienne** : située au nord, avec une pluviométrie annuelle inférieure à 600 mm
- **La zone soudano-sahélienne** : située au centre, avec une pluviométrie annuelle comprise entre 600-900 mm
- **La zone soudanienne** : située au Sud-Ouest, avec une pluviométrie annuelle supérieure à 900 mm.

Le bassin versant de Wedbila se situe dans la zone soudano-sahélienne.

La saison des pluies au Burkina Faso dure cinq mois, de mai à septembre, et est caractérisée par la mousson avec une courte période fraîche de juin à août et une courte période chaude entre septembre et octobre (BESEN, 2014). Le nombre réel de jours de pluie effectifs varie entre 50 et 70 jours (ANAM, 2019).

La saison sèche dure sept mois, d'octobre à avril, et est caractérisée par :

- l'harmattan : un vent chaud et sec qui se produit de novembre à février, période fraîche avec des besoins en eau relativement faibles pour les cultures ;
- la mousson : un vent humide qui se produit de mars à mai, période chaude avec des niveaux bas des eaux.

Les stations météorologiques les plus proches du bassin sont situées à Kombissiri, Saponé et Ouagadougou. La station de Ouagadougou est la mieux suivie sur de longues périodes où tous les paramètres climatiques sont suivis, contrairement aux deux autres stations où il n'y a que les précipitations qui sont suivies sur une période récente.

Les données collectées à la station de Ouagadougou montrent une pluviométrie moyenne annuelle de 768 mm. L'évapotranspiration potentielle mensuelle est élevée et atteint 240 mm en périodes chaudes durant les mois de mars et avril. Les températures basses sont observées en décembre et janvier, avec des minima de 17 °C. Le reste de l'année est caractérisé par des températures chaudes, pouvant atteindre 40 °C de maximum.

### III.3 Hydrographie

Le réseau hydrographique du bassin versant de Wedbila (Figure III. 2), d'une longueur totale de 60,4 km, est relativement peu dense et s'étend du sud vers le nord. Le cours d'eau principal temporaire, le Nariaré, est un sous-affluent du cours d'eau Nakanbé. L'écoulement des eaux de surface est observé principalement de juin à novembre de chaque année, avec un sens d'écoulement du sud vers le nord du bassin.

Le bassin versant est composé de cinq sous-bassins non spécifiquement nommés. Cinq retenues d'eau de surface ont été aménagées dans le bassin, dont la principale est le barrage de Wedbila, d'une capacité de **2 553 000 m<sup>3</sup>** (Guyon et al., 2015). Les quatre autres retenues d'eau, Yansaré, Gana, Seloghin et Pissy, sont situées en amont du barrage de Wedbila. Deux seuils d'épandage ont été réalisés en amont du barrage de Wedbila et en aval des quatre autres barrages (Guyon et al., 2016).

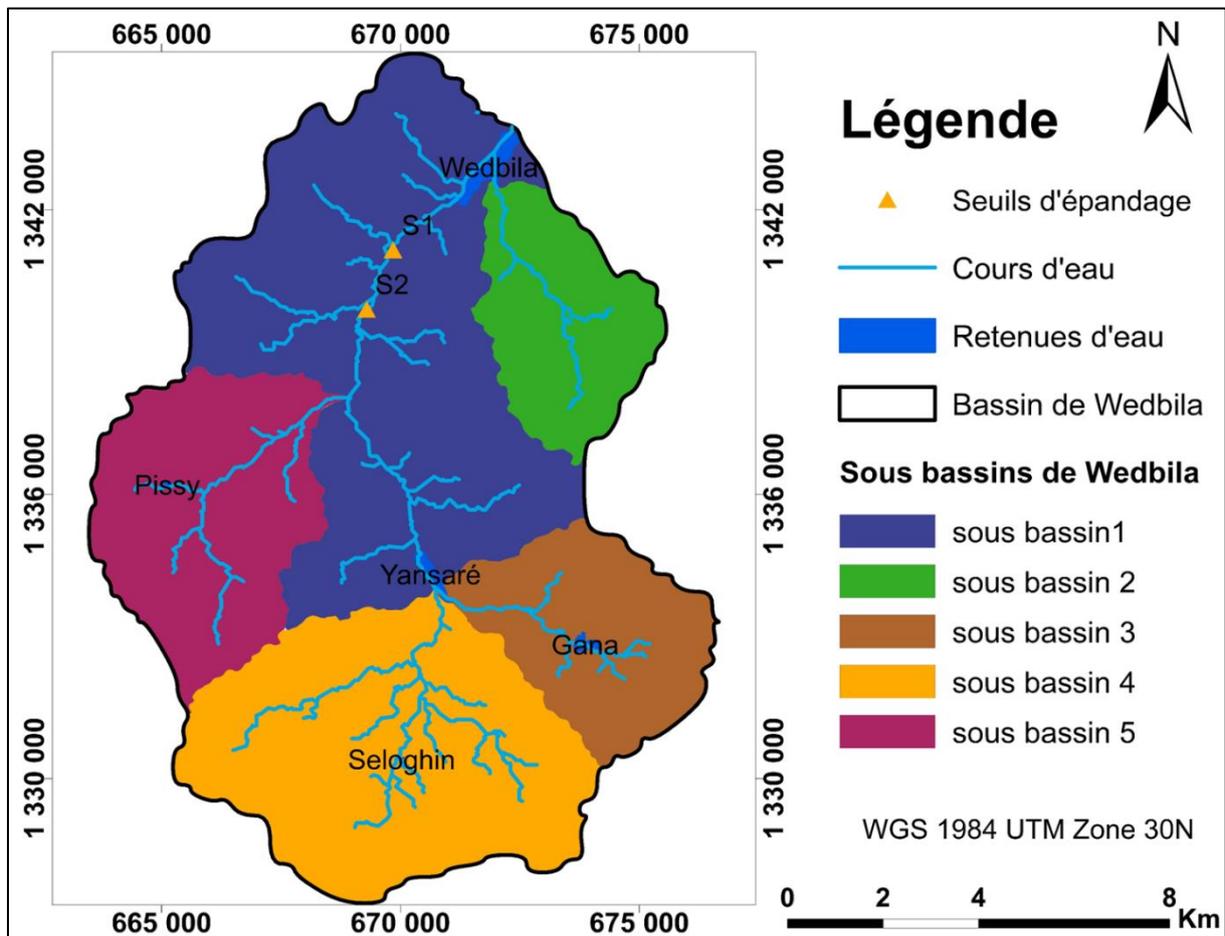


Figure III. 2: Réseau hydrographique et sous bassins de Wedbila

### III.4 Relief

Le bassin versant de Wedbila est caractérisé par un relief plat (Figure III. 3) avec quelques petites élévations. Les altitudes varient entre 276 et 364 m, avec les maximas situés plus au sud du bassin.

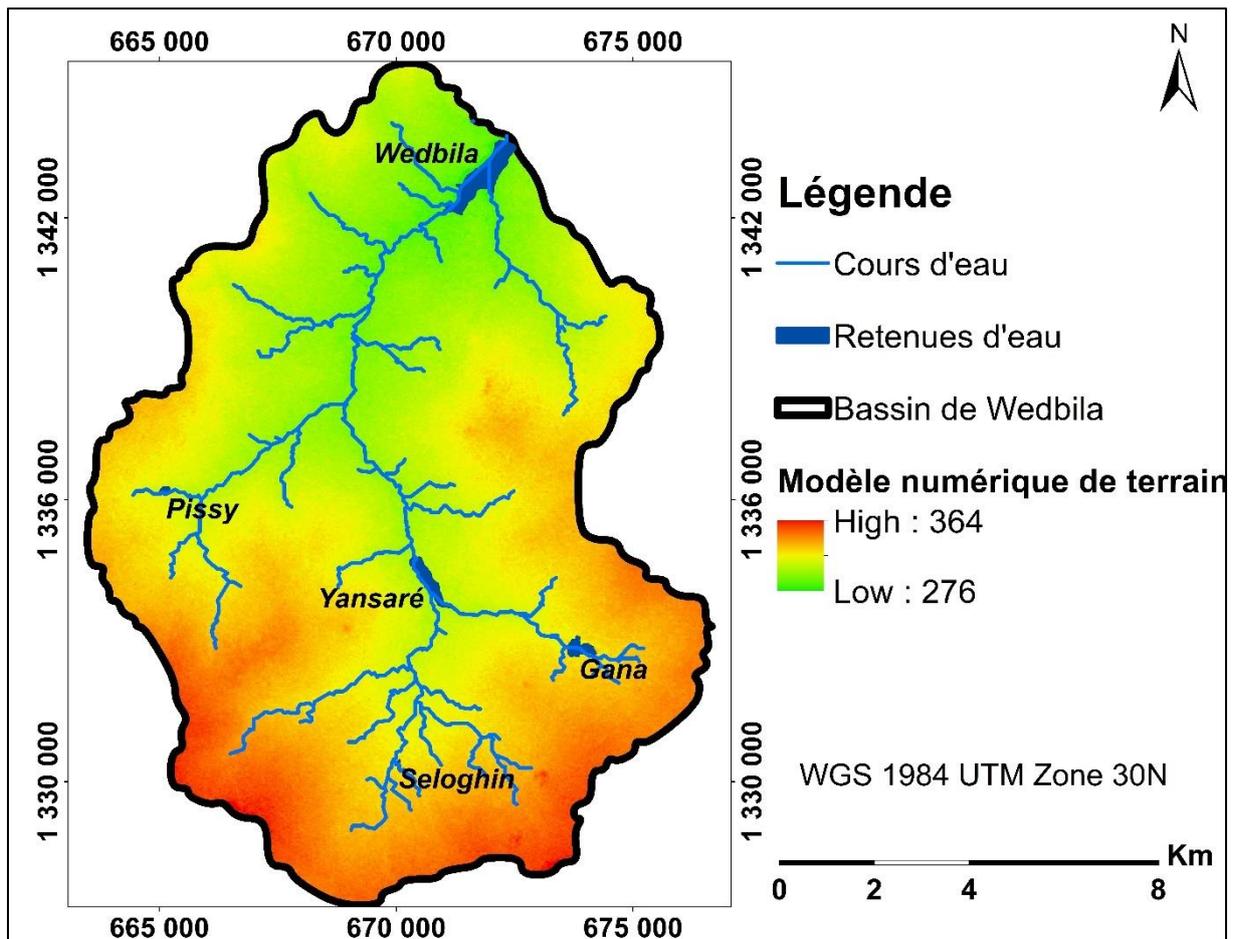


Figure III. 3: Modèle numérique de terrain du bassin de Wedbila (précision 10m)

### III.5 Sols

Selon la classification du Bureau National des sols (BUNASOLS, 1990), quatre types de sols (Figure III. 4) sont observés dans le bassin de Wedbila :

- les lithosols sur roche : ces sols superficiels sont acides et ont une faible teneur en matière organique. Ils sont limités en profondeur par un matériau dur, roche non altérée ou horizon pédologique durci à 10 cm de la surface ou moins ;
- les sols ferrugineux tropicaux: ces sols sont riches en sesquioxydes de fer et d'aluminium ;
- les sols hydromorphes : ces sols se forment naturellement dans les zones de dépression qui subissent la battance des nappes superficielles comme les fonds de vallée, les cuvettes, etc. Ils peuvent également se former dans les zones où les sols sont très riches en argiles, qui s'opposent au drainage et créent les conditions requises à l'hydromorphie ;
- les sols bruns eutrophes tropicaux: ces sols se forment lorsque la couverture végétale a disparu ou est trop sollicitée, entraînant un certain nombre de composants vers les horizons inférieurs (humus, sels de fer, bases, argiles, etc.).

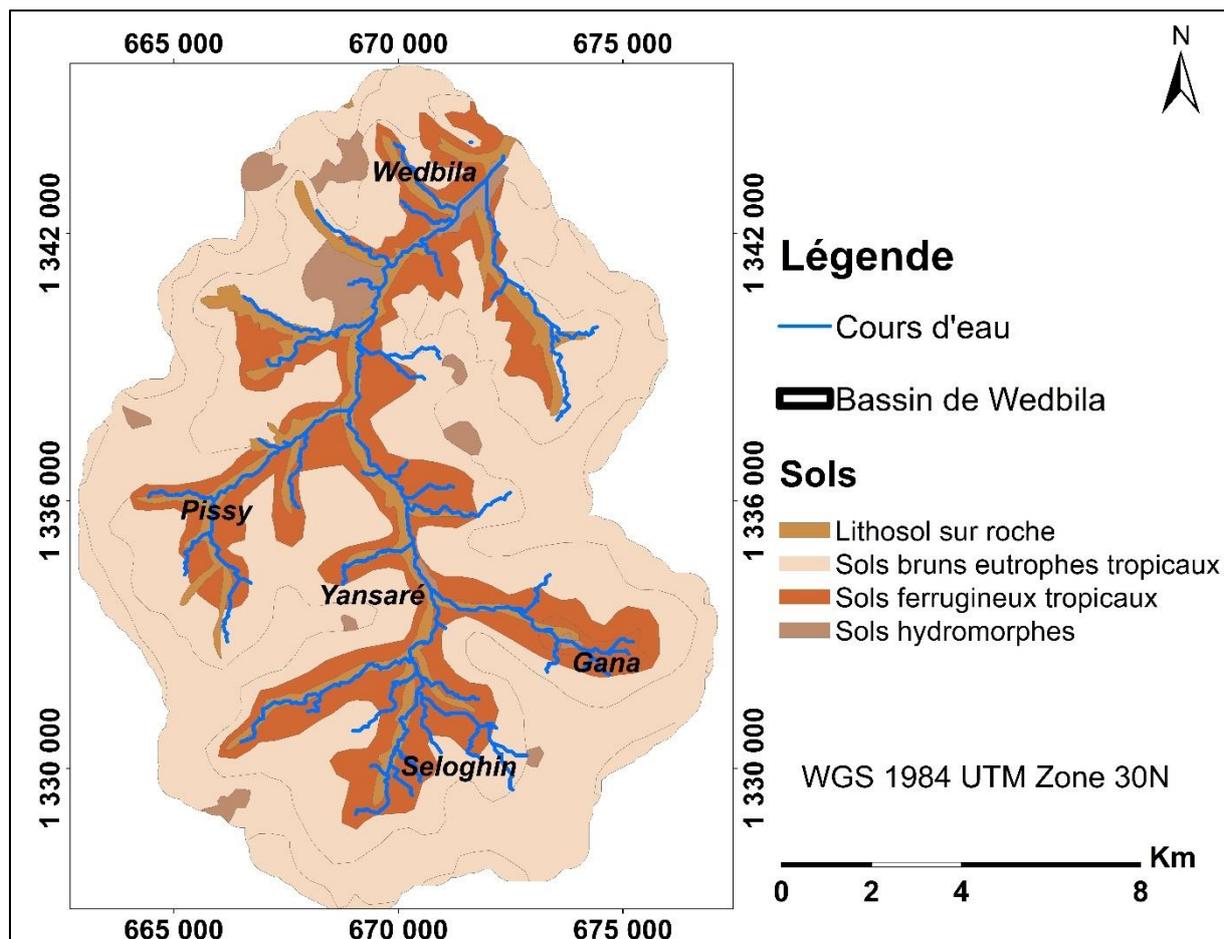


Figure III. 4 : Différents types de sols dans le bassin de Wedbila

### III.6 Occupation des terres et usage de l'eau dans le bassin

#### **Occupations des terres**

Les terres du bassin versant de Wedbila sont principalement composées d'une alternance de paysages agraires et de savane herbacée et/ou arbustive, avec une prédominance du tapis herbacé et/ou arbustif. La végétation est caractérisée par une savane arbustive claire parsemée de quelques grands arbres et une strate herbacée. Les paysages agraires comprennent des sols cultivés et des superficies irriguées autour des retenues et des cultures pluviales dans les bas-fonds le long des cours d'eau (Guyon et al., 2016).

#### **Usages de l'eau**

Les usages de l'eau dans le bassin sont divers et peuvent être classés par ordre de priorité :

- Eau de consommation humaine
- Eau pour le bétail
- Eau pour l'agriculture
- Eau pour l'arboriculture

- Eau pour les travaux de bâtiments et les travaux publics.

Les eaux de surface sont principalement utilisées pour l'agriculture, le bétail et les travaux de bâtiments. Les eaux souterraines, quant à elles, sont plus utilisées pour l'approvisionnement en eau potable des populations, l'élevage et l'arboriculture.

Les abords du cours d'eau sont aménagés avec des arbres fruitiers et les berges sont occupées pour le maraichage tant en saison des pluies qu'en saison sèche. Certains producteurs s'installent dans le lit majeur des retenues d'eau, enfreignant la norme qui est de 100 m de distance minimale d'écartement aux berges (Zougmoré et al., 2004).

La pression sur la ressource en eau est forte, particulièrement en période chaude. Les retenues d'eau s'assèchent dès le mois de février, ce qui oblige tous les usagers à se tourner vers les eaux souterraines exploitées toute l'année. Cette utilisation des deux ressources tout au long de l'année fait peser une pression importante sur la nappe aquifère d'eau souterraine.

### III.7 Géologie

La géologie du Burkina Faso est principalement composée d'un socle cristallin, représentant environ 80 % du pays. Le bassin versant de Wedbila, situé dans cette portion, est caractérisé par des formations plutoniques magmatiques et métamorphiques, ainsi que quelques alluvions. Les formations géologiques présentes dans le bassin incluent :

- les granitoïdes : leucogranite, granite, granite porphyroïde, filons de pegmatite, diorite ;
- les volcano-sédimentaires : schistes ;
- les roches métamorphiques : leptynite ;
- les alluvions superficielles.

Les granitoïdes sont présents au nord et au sud du bassin, tandis que les métamorphiques sont localisées au centre, comme illustré à la Figure III. 5.

Ces formations appartiennent au précambrien D et C :

#### **Le Précambrien D (Anté-Birimien) :**

- Leptynites rubanées et parfois foliées à biotites : Roches métamorphiques formées il y a environ  $2182 \pm 3$  Ma.
- Granite porphyroïde à amphiboles et biotites : roches plutoniques magmatiques, ce sont des granodiorites porphyroïdes, formées il y a environ  $2143 \pm 4$  Ma
- Granites à grain moyen à biotites : roches plutoniques magmatiques, formées il y a environ  $2143 \pm 4$  Ma.
- Leucogranite ou granites leucocrates à subleucocrates, à muscovites : roches plutoniques magmatiques formées, il y a environ  $2097 \pm 8$  Ma.

Ces terrains du Précambrien D ont été plissés et métamorphisés (Savadogo, 1984).

#### **Le Précambrien C (Birimien)**

- Diorite quartzifère : roche plutonique, rubanée et foliée, formée il y a environ  $2140 \pm 6$  Ma.
- Dolérites formées il y a environ 1800 Ma.

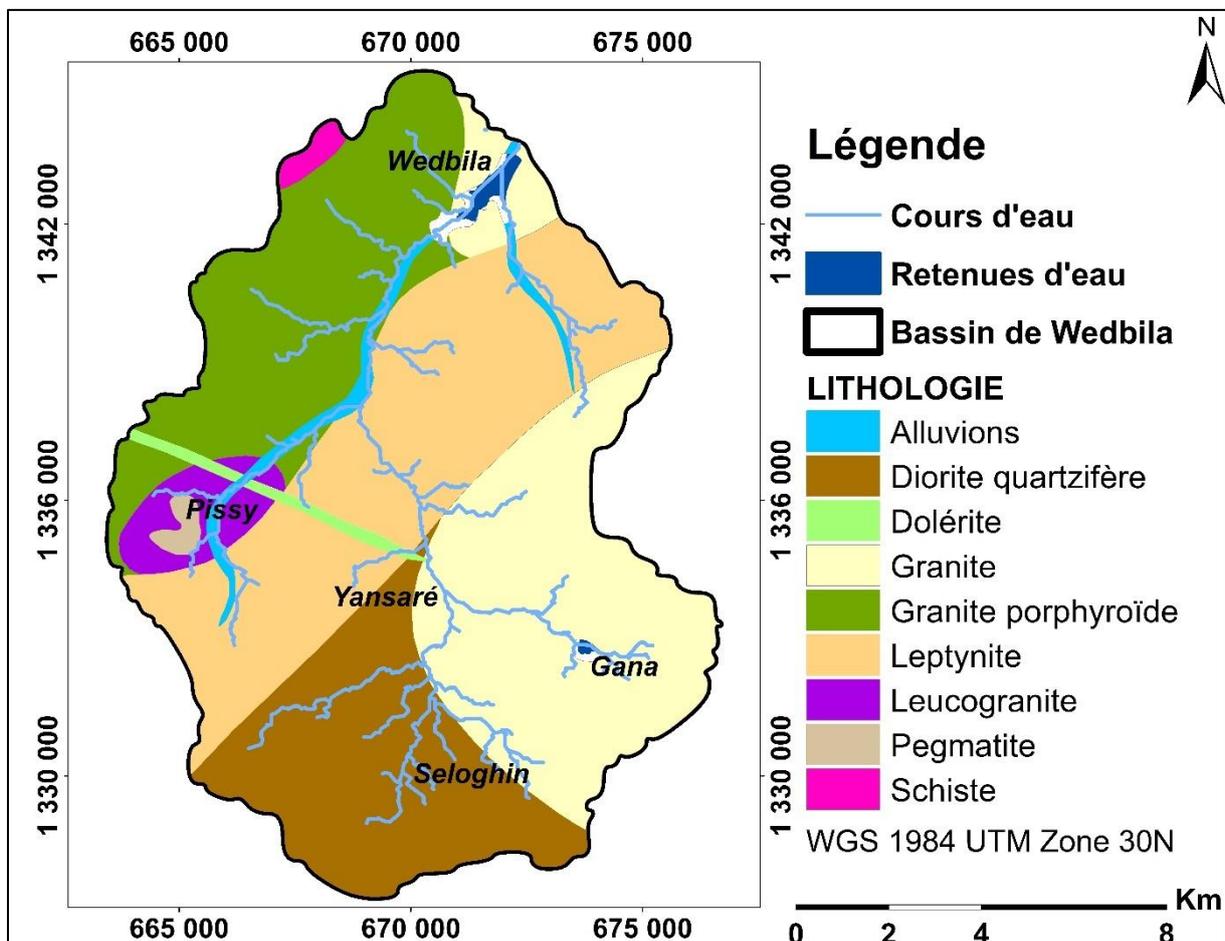


Figure III. 5: Géologie du bassin versant de Wedbila

### III.8 Hydrogéologie

#### III.8.1 Description générale

Selon Savadogo (1984), le fonctionnement hydrogéologique en zone de socle est décrit en considérant deux systèmes d'aquifères superposés:

- Les aquifères d'altérites d'épaisseur inférieure ou égale à 25 m: ils se développent dans les arènes argilo-sableuses et limono-sableuses, ainsi que de la roche altérée. Les débits d'eau sont relativement élevés par rapport à ceux observés dans la zone de fissure (BUMIGEB, 2019).
- Les aquifères de fissures : ils sont constitués de roches fissurées situées sous les altérites. Les profondeurs de venues d'eau sont hétérogènes dans le bassin. Les débits d'eau sont généralement faibles et dépassent rarement  $5 \text{ m}^3/\text{h}$ .

#### *Investigations dans le bassin*

Les données collectées auprès du Bureau des Mines et de la Géologie du Burkina (BUMIGEB) montrent l'existence d'une faille de direction sud-ouest – nord-est sur la carte du bassin. Les forages proches de cette faille ont des débits importants pour la zone de socle, atteignant 15-20 m<sup>3</sup>/h pour le captage d'eau dans la couche fissurée. Les eaux souterraines sont la principale source d'alimentation en eau potable dans la zone. Un inventaire sur le terrain a permis de dénombrer 139 points d'accès à l'eau (Figure III.6), incluant des forages, des puits à grand diamètre et des micro-piézomètres.

L'analyse des données ERT et aéromagnétiques dans la zone (détails d'investigations **ANNEXE 1**) ont permis une compréhension plus approfondie de la structure géologique. Les données aéromagnétiques révèlent la présence des zones de fracturation dense. Deux aquifères ont été identifiés : l'aquifère superficiel capté par des puits à grand diamètre et des micro-piézomètres, ainsi que certains forages, et l'aquifère de fissures capté par des forages d'eau potable. L'aquifère superficiel est majoritairement constitué des argiles limono-sableuses, tandis que l'aquifère de fissures se situe au niveau des granitoïdes fracturés. L'épaisseur des altérites est de 18 m dans la zone d'épandage et atteint 25 m dans le bassin en général. Les eaux souterraines sont la principale source d'alimentation en eau potable dans la zone.

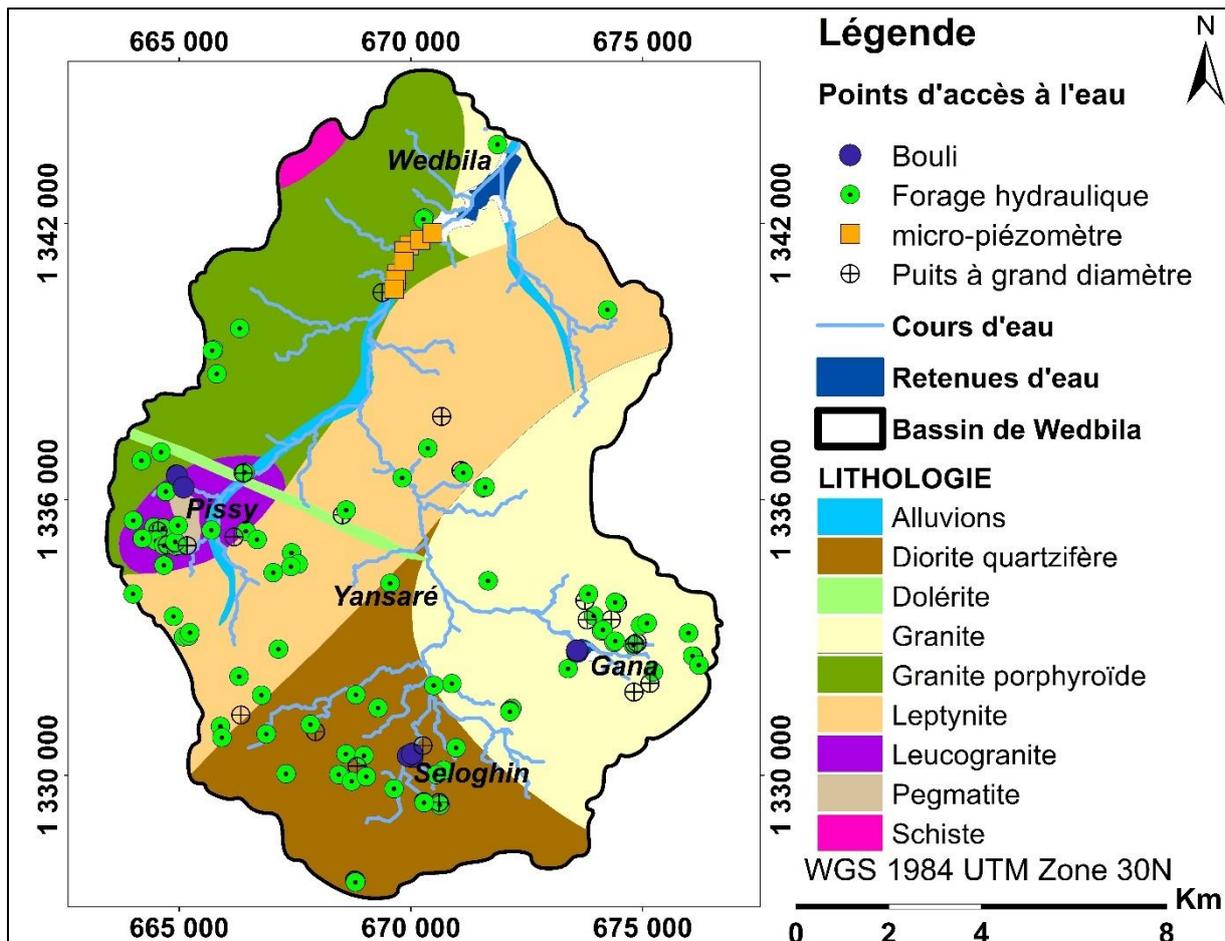


Figure III. 6: Localisation des points d'accès à l'eau dans le bassin de Wedbila

### III.8.2 Piézométrie de la nappe superficielle

La carte piézométrique (Figure III. 7), réalisée à partir des mesures mensuelles des niveaux piézométriques dans des puits à grand diamètre situés dans le bassin de Wedbila, a permis de déterminer la direction d'écoulement des eaux souterraines en saison des pluies (juin 2020). Les eaux souterraines s'écoulent généralement du sud vers le Nord-Ouest.

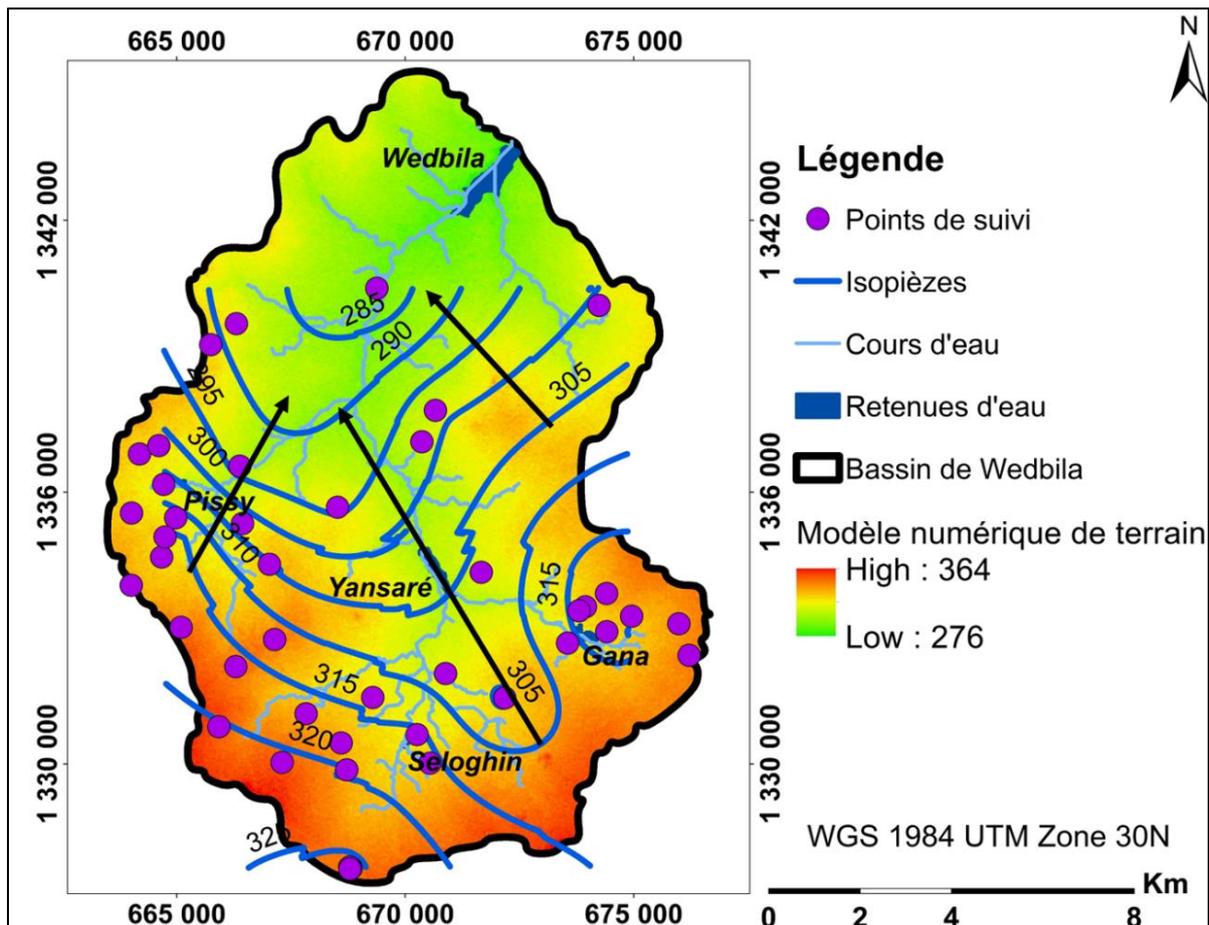


Figure III. 7: Carte piézométrique et direction d'écoulement des eaux souterraines dans le bassin de Wedbila

L'évolution du niveau de la nappe aquifère superficielle (exemple de suivi d'un micro-piézomètre en amont du barrage de Wedbila ~7km) montre que la recharge intervient après les premières pluies, même si elle est de faible ampleur, avec des maximums en août et septembre (Figure III. 8). La baisse du niveau d'eau intervient à la fin de la saison des pluies en octobre et décroît de façon linéaire jusqu'en début de saison pluvieuse de l'année suivante. L'évolution du niveau d'eau en 2022 est meilleure et la remontée a débuté plutôt par rapport à 2021.

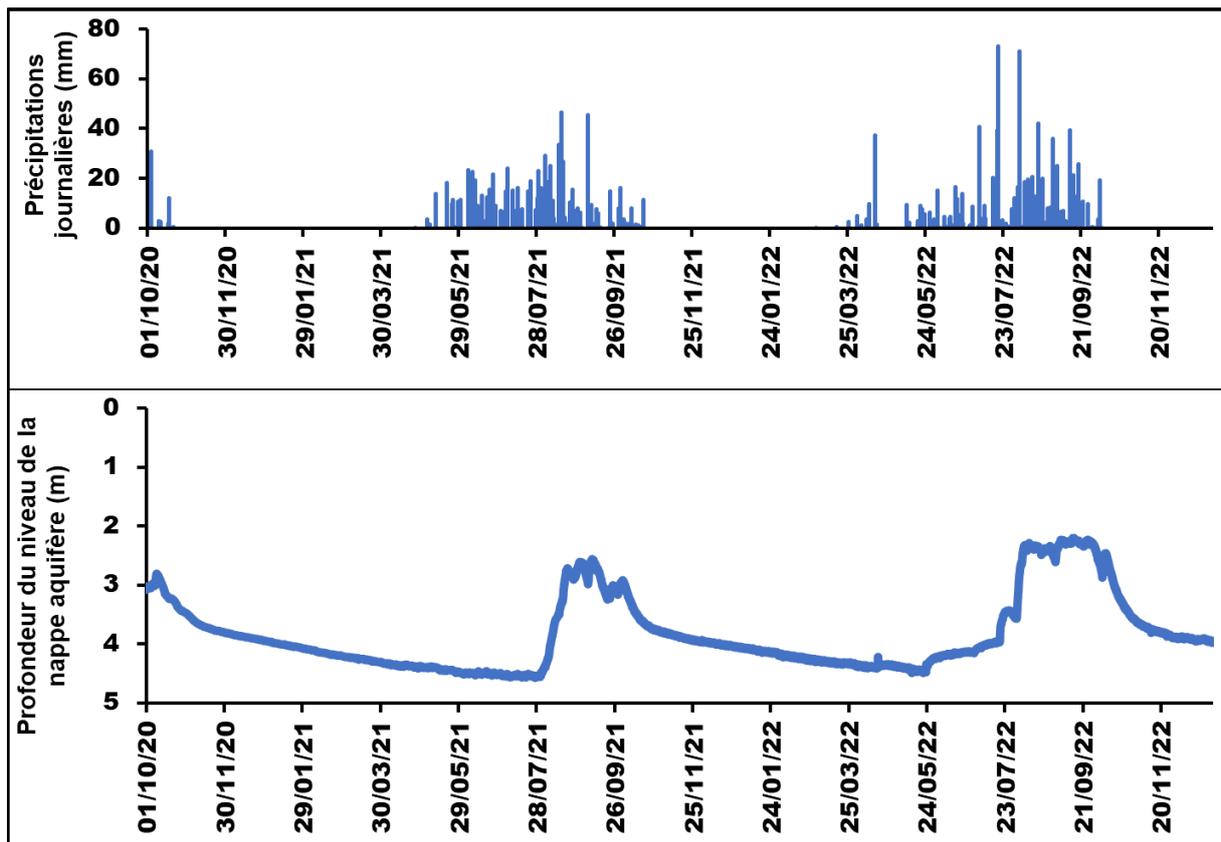


Figure III. 8: Evolution de la profondeur du niveau de la nappe superficielle en corrélation avec la pluviométrie (à la station météorologique de Ouagadougou) en amont du barrage de Wedbila

### III.8.3 Piézométrie de la nappe profonde

Les fluctuations de la nappe profonde, représentée sur la Figure III. 9, montre les périodes de recharge et de vidange de la nappe. La remontée de la nappe constatée à partir de la superposition des niveaux piézométriques et de la pluviométrie, montre que la recharge a lieu entre juillet et décembre de chaque année, la saison des pluies commence généralement en fin mai dans la région et se termine à la mi-octobre. La recharge se produit donc dans la seconde moitié de la saison des pluies. Un décalage est observé entre le début des pluies et la remontée de la nappe. Contrairement à la nappe superficielle, l'arrivée des ondes d'humidité en profondeur prend plusieurs mois. Entre mai et début juillet, soit pendant deux mois, l'infiltration n'a pas encore atteint la nappe. Cela indique que les premières pluies mettent 2 à 3 mois pour atteindre la nappe profonde.

La courbe montre également une remontée significative en 2022 ( $\Delta h = 1,53$  m) par rapport à 2020 et 2021 ( $\Delta h = 1,11$  m). Cela pourrait être attribué à la quantité de pluie reçue ces deux dernières années, qui est nettement supérieure à celle de 2020.

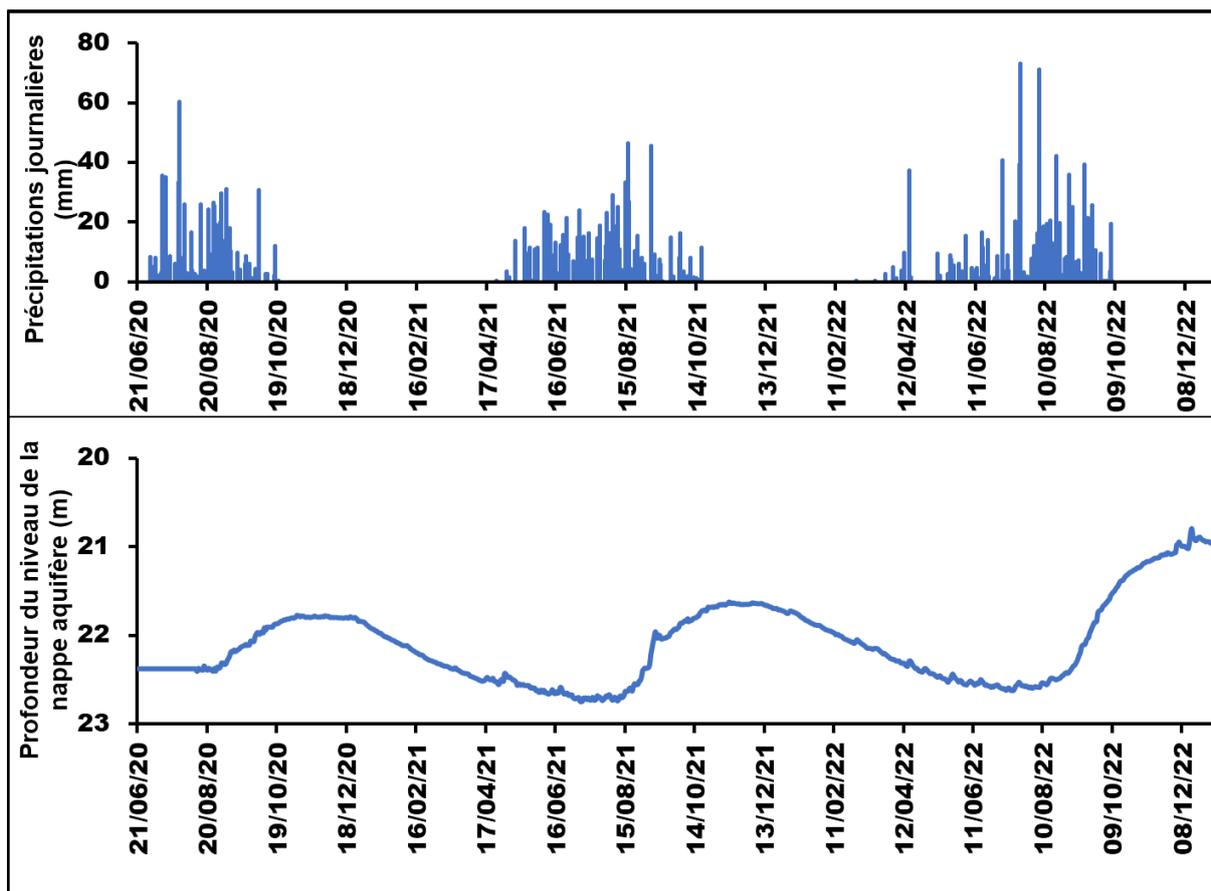


Figure III. 9: Evolution niveau piézométrique en corrélation avec la pluviométrie en amont du barrage de Webila

L'évolution des niveaux piézométriques est similaire à l'évolution des niveaux piézométriques du réseau national, suivie sur une longue période (1986-2021). L'analyse de la courbe de l'évolution du niveau d'eau dans le piézomètre P1, situé dans le bassin de Nariaré, entre 2011 et 2020, montre une tendance à la baisse du niveau de la nappe (Figure III. 10). Cette diminution peut être attribuée à la géologie (colmatage des fissures, évolution des formations peu perméables), à la géomorphologie du milieu, aux données climatiques, aux actions anthropiques ou aux conditions hydrologiques dans la zone.

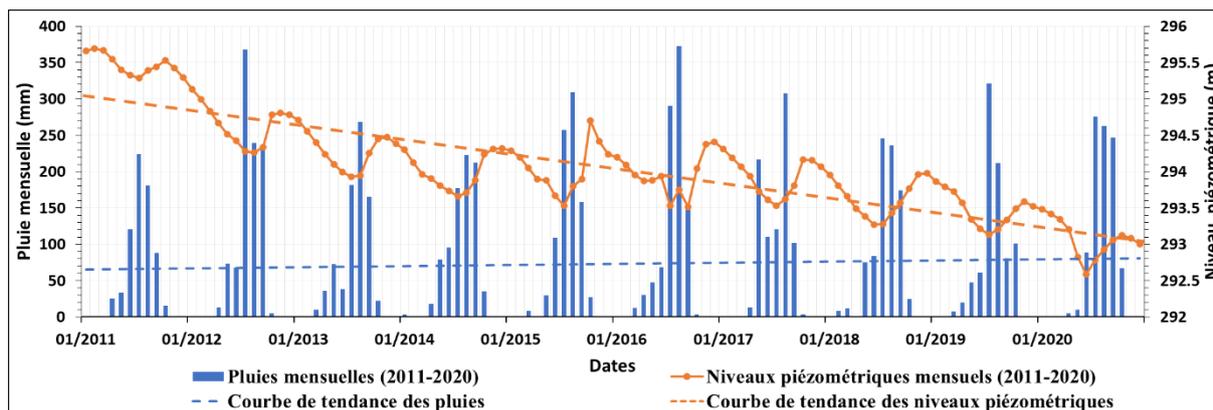


Figure III. 10: Chroniques des précipitations et des niveaux piézométriques de P1 de 2011 à 2020 (Kandia, 2023)

Ces niveaux d'eau souterraine ont été mis en relation avec les volumes d'eau prélevés dans le bassin de Nariaré (Figure III. 11). Les volumes d'eau prélevés sont calculés en utilisant le débit moyen d'un forage d'hydraulique villageoise de  $0,7 \text{ m}^3/\text{h}$  et un pompage de 8 heures par jour, conformément aux données de la DGRE (2010). L'analyse montre que le niveau moyen annuel de l'eau dans le piézomètre P1 baisse significativement avec les grandes quantités de volumes d'eau prélevées. Cette baisse du niveau piézométrique est fortement liée à la surexploitation de la nappe, indiquant une forte utilisation des ressources en eau souterraine.

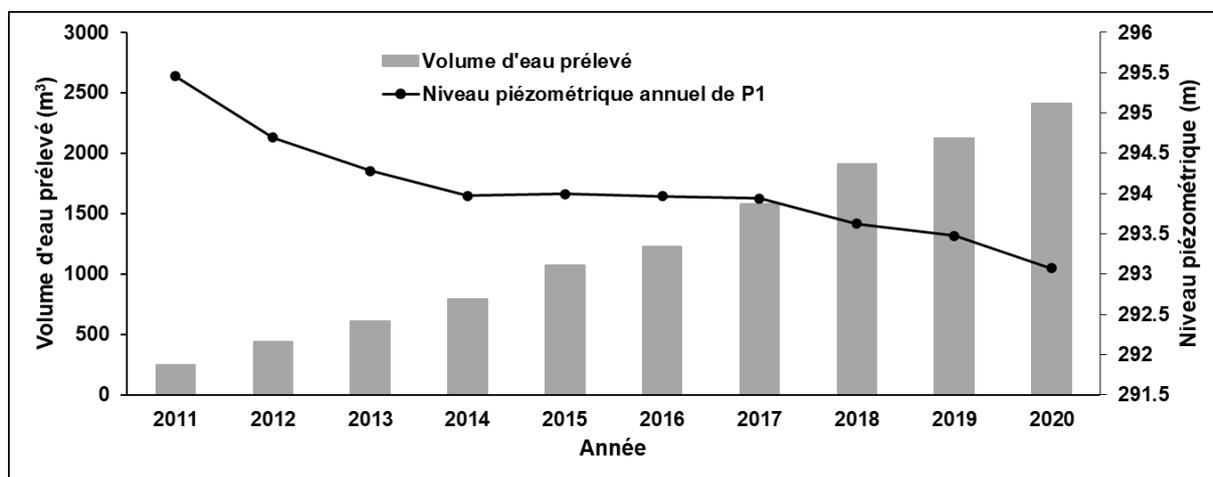


Figure III. 11: Evolution temporelle du niveau piézométrique et du volume d'eau prélevé (Kandia, 2023)

### III.9 Qualité de l'eau dans le bassin

Des campagnes d'échantillonnage ont été menées afin de caractériser les eaux dans le bassin de Wedbila. Les résultats détaillés des analyses physicochimiques et de leur interprétation sont présentés en **ANNEXE 2**.

#### III.9.1 Faciès ou types d'eau (Diagramme de Piper)

Le diagramme de Piper indique que les hydro-faciès dominants dans le bassin de Wedbila sont les eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes. Ensuite viennent les eaux bicarbonatées sodiques et potassiques et enfin les eaux chlorurées sulfatées calciques et magnésiennes (Figure III. 12).

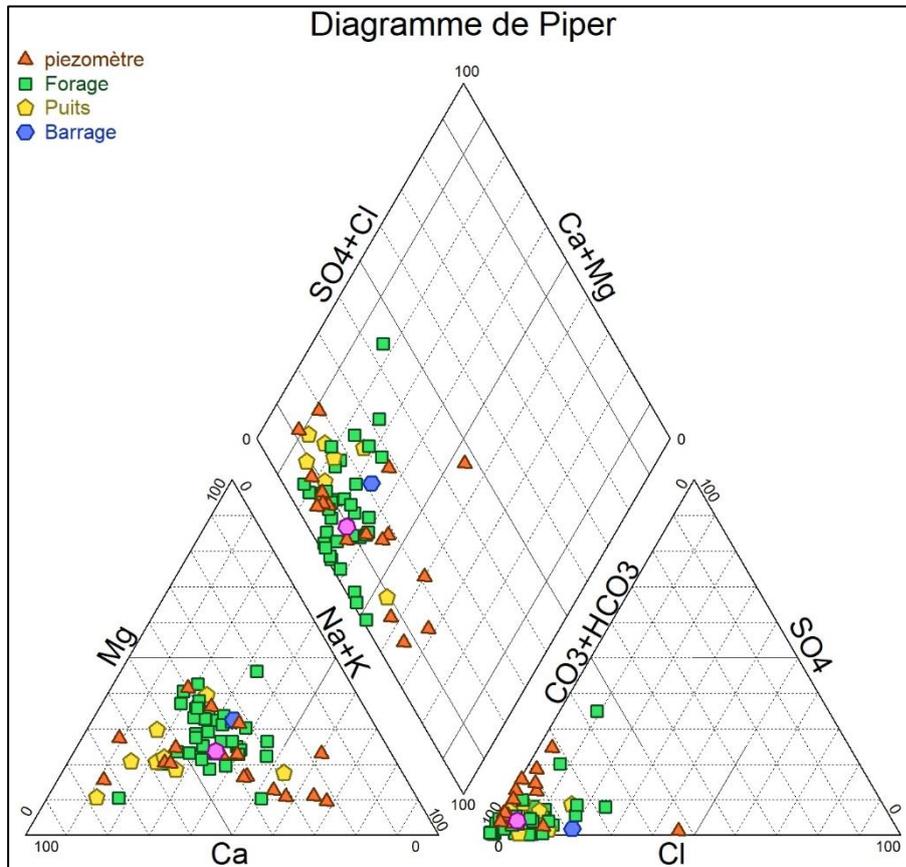


Figure III. 12: Hydro faciès des échantillons d'eau dans le bassin de Wedbila (campagne d'échantillonnage d'août 2021)

### III.9.2 Aptitude des eaux à l'irrigation

L'aptitude des eaux du bassin versant de Wedbila à l'irrigation est analysée en utilisant le diagramme de Riverside (Figure III. 13) qui combine le pouvoir alcalinisant SAR (Sodium Adsorption Ratio) avec la salinité. Les eaux ayant un SAR élevé ont une teneur en sodium élevée et sont plus susceptibles de causer la sodicité du sol. Les eaux d'irrigation ayant un SAR supérieur à 10 sont considérées comme non adaptées à l'irrigation et les eaux ayant un SAR inférieur à 10 sont considérées comme adaptées à l'irrigation (Westcot & Ayers, 1988). Le pouvoir alcalinisant SAR des eaux du bassin en période des basses eaux ou des hautes eaux est inférieur à 3 avec des conductivités dans l'intervalle des valeurs de conductivité des eaux douces (Dassargues, 2020). Les eaux du bassin sont alors adaptées pour l'agriculture.

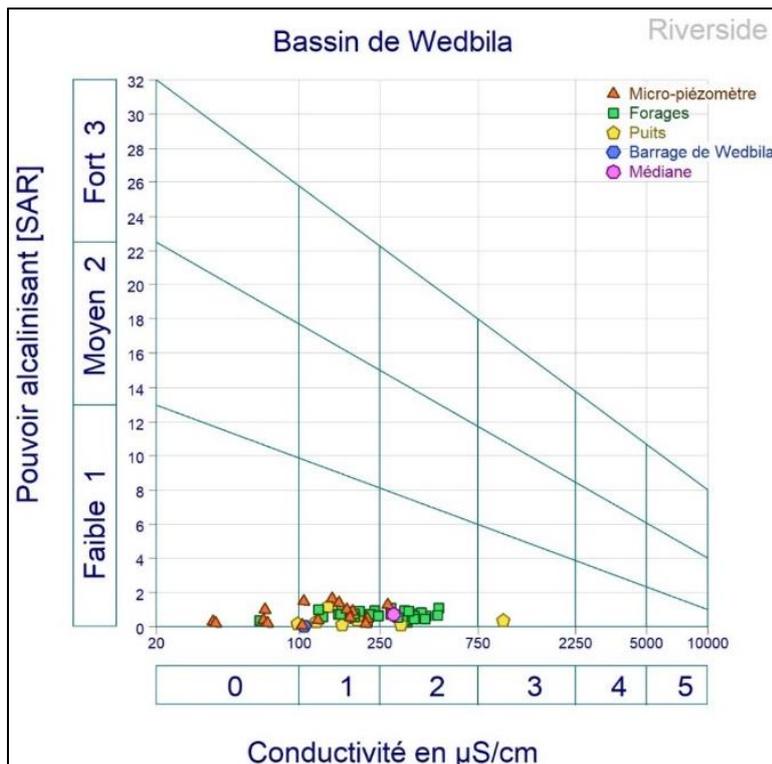


Figure III. 13: Evaluation de l'aptitude des eaux à l'irrigation dans le bassin de Wedbila

### III.9.3 Qualité de l'eau du bassin et normes en matière d'approvisionnement en eau potable

La qualité de l'eau pour la boisson dans le bassin est évaluée en comparant les analyses sur les forages avec les normes de L'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) pour l'approvisionnement en eau des populations.

La conductivité électrique varie entre 41 et 843  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , ce qui place les eaux dans la catégorie des eaux douces et faiblement minéralisées. Le pH est acide à basique (5 à 9), caractéristique des eaux douces également. Les valeurs des éléments majeurs analysés (Ca, Mg, Na, K,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ , Cl) sont inférieures aux valeurs guides de l'OMS, indiquant que les eaux sont aptes à la consommation par rapport à l'analyse. Cependant, la qualité des eaux pour la consommation est influencée par d'autres éléments, notamment les nitrates, les pesticides et microbiologiques. Seules les nitrates ont également été analysées. L'OMS recommande une valeur inférieure à 50 mg/L pour l'approvisionnement en eau potable et le Burkina Faso a adopté cette norme. Deux échantillons d'eau de forages ont leurs concentrations en nitrates supérieures à 50 mg/L, ce qui signifie que ces eaux sont contaminées et sont impropres à la consommation. Plusieurs eaux de forages au Burkina Faso ont leurs concentrations en nitrates supérieures à la norme recommandée (César et al., 2014; Kaboré et al., 2020; Kone et al., 2009; Lejeune & Saeed, 2019; MEA, 2019; MEE, 2001; Ouandaogo-Yameogo, 2008; Ouedraogo & Vanclooster, 2016; Rosillon et al., 2013). Malgré cela, ces ouvrages ne sont pas

fermés en raison du manque d'eau dans certaines localités. Aussi, la potabilité reste liée aux éléments majeurs analysés et une confirmation se doit avec des analyses de potabilité complémentaires.

### III.10 Evaluation de la recharge pluviométrique des eaux souterraines à l'échelle du bassin de Wedbila

La recharge est évaluée afin de disposer d'une valeur de recharge naturelle dans le bassin, à laquelle une comparaison des estimations de recharge induite par les seuils à l'échelle de la zone d'épandage est faite plus tard dans les chapitres suivants.

Pour estimer la recharge sur le bassin versant de Wedbila, la méthode de bilan hydrologique est utilisée. Cette méthode consiste à établir un bilan des flux d'eau entrant et sortant du bassin, en prenant en compte les précipitations, le ruissellement, l'évapotranspiration et le stock d'eau du sol.

L'approche du bilan hydrique de Thornthwaite (1948) est utilisée pour estimer la recharge naturelle dans le bassin. Elle suppose que la recharge se produit lorsque le stock d'eau du sol atteint sa capacité maximale. Elle considère que le surplus d'eau qui est l'eau utile (EU) est distribué en ruissellement de surface et de recharge (Dassargues, 2020). En d'autres termes, l'eau utile, représente l'excédent d'eau une fois que l'évapotranspiration et la reconstitution de la réserve utile sont satisfaites.

$$R = P - R_o - ETR - \Delta S^{uz} \quad (\text{Équation 1})$$

Où

R est la recharge, P est la pluie,  $R_o$  est le ruissellement, ETR est l'évapotranspiration réelle et  $\Delta S^{uz}$  est la variation du stock d'eau dans le sol, le tout pris au pas de temps mensuel.

#### ✓ Données de précipitations disponibles pour le bassin de Wedbila

Les données sur la pluie sont collectées sur trois stations situées à Ouagadougou, Kombissiri et Saponé. Une moyenne arithmétique est calculée en admettant que dans le bassin, les conditions climatiques sont relativement homogènes. En plus, Le polygone de Thiessen n'est pas applicable dans ce contexte, car aucune station n'est présente dans le bassin et la pondération de la contribution de chaque station par la surface de son aire d'influence est limitée.

Les données journalières de précipitations ne sont pas disponibles pour certaines années sur la période de 30 ans considérée. Pour les années où ces données sont disponibles, les précipitations journalières varient considérablement, atteignant jusqu'à 74,1 mm/jour. En revanche, les données mensuelles de précipitations sont disponibles pour l'ensemble des 30 années étudiées.

La moyenne mensuelle des précipitations est de 99,44 mm. Les précipitations maximales sont enregistrées au mois d'août, suivi par le mois de juillet et enfin le mois de septembre (Figure III. 14). Quelques années se distinguent avec le mois de juillet qui enregistre des précipitations maximales. Cependant, la distribution des précipitations n'est pas homogène d'une année à une autre, ce qui se traduit par une moyenne mobile en dents de scie.

La moyenne annuelle sur les 30 dernières années est de 796,3 mm, tandis que la moyenne annuelle sur les 10 dernières années est de 911,7 mm. L'année la plus sèche est l'année 1996-1997, avec une précipitation de 587,80 mm, tandis que l'année la plus humide est l'année 2021-2022, avec une précipitation de 1051 mm. Les cinq dernières années (également années de fonctionnement des seuils) sont les plus humides, avec une moyenne de 946,14 mm.

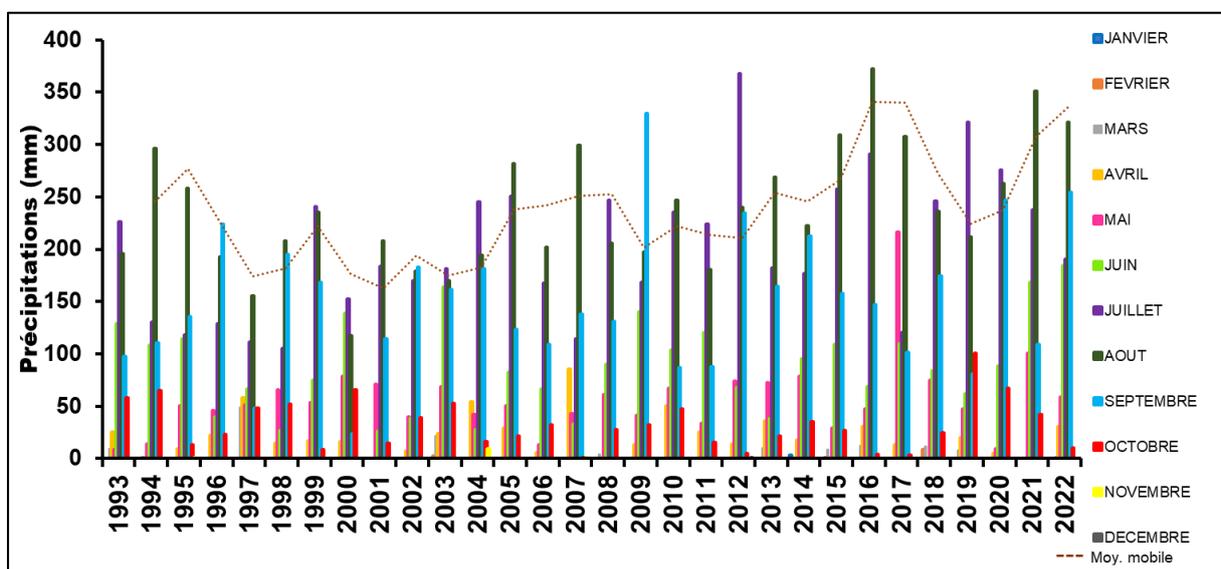


Figure III. 14: Précipitations mensuelles sur 30 années

#### ✓ Estimation du ruissellement

L'estimation du débit qui passe à l'exutoire d'un bassin versant peut se faire selon plusieurs approches. Le jaugeage, selon l'Agence Internationale de l'Hydrologie, est le moyen le plus valide et offre des données fiables quel que soit le milieu. Selon Catalogne et al. (2014), une solution souvent négligée consiste à privilégier une méthode d'estimation exploitant, lorsqu'elles existent, des données de jaugeages ponctuels, dits « jaugeages volants » ou encore « jaugeages épisodiques », recueillies sur plusieurs années d'observation, pour cartographier les débits (Arts & Sary, 2000).

Les différentes techniques de jaugeage pour estimer le débit vont du simple flotteur au moulinet et à l'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler). L'ADCP a connu un grand succès ces dernières années. Par rapport aux autres techniques de jaugeage, le jaugeage par ADCP conjugue les avantages de rapidité du jaugeage par bateau mobile et de précision de la mesure par effet Doppler. Cette méthode permet de faire des mesures rapides sur des

sections de rivières larges et peu profondes, dans des conditions rendant les techniques traditionnelles coûteuses et dangereuses (Le Coz et al., 2007).

L'ADCP est un courantomètre à effet doppler qui enregistre un profil des vitesses et directions du courant. Il comporte des transducteurs piézoélectriques qui transmettent et reçoivent les signaux acoustiques. Le capteur ADCP mesure la vitesse moyenne d'écoulement en temps réel des différentes cellules et la profondeur d'eau dans les cours d'eau peu profonds (Instruments, 2006; RDInstruments, 2015). Il est composé d'un transducteur (pour capter les signaux et les transférer vers le récepteur), d'un boîtier électronique, d'un flotteur et d'un logiciel.

Dans le cadre de cette présente étude, l'ADCP modèle Stream Pro a été utilisé pour réaliser plusieurs mesures de débits sur des sections du cours d'eau principal (à partir de 3,5 km en amont du déversoir du barrage de Wedbila) sur l'année 2021-2022 en complément de mesures faites dans les années antérieures. Le logiciel Win River II qui accompagne l'ADCP est ensuite utilisé pour le traitement des signaux. Quinze (15) mesures constituées de traversées rive gauche à rive droite et vice-versa sont faites pour chaque cote retenue. Les débits mesurés sont utilisés pour tracer les courbes de tarage (Figure III. 15).

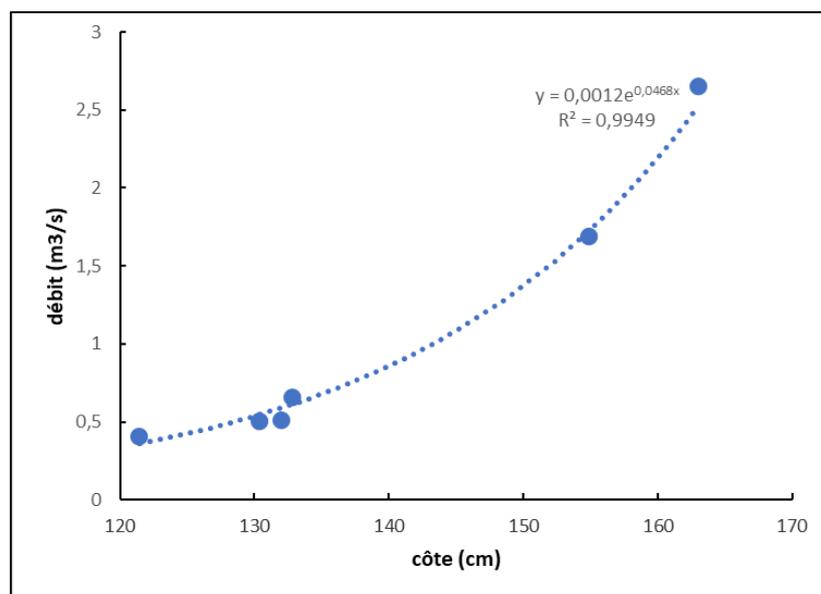


Figure III. 15: Courbe de tarage réalisée sur la section du cours d'eau en aval des seuils d'épandage (~500 m du seuil 1).

Les courbes de tarage sont ensuite utilisées pour déduire les débits d'eau. L'hydrogramme général est ensuite tracé (Figure III. 16) en admettant que les débits mesurés représentent le ruissellement. Le débit de base est considéré négligeable en raison du caractère temporaire du cours d'eau principal. Les volumes calculés à partir du code de la Direction Générale des Ressources en Eau DGRE, donnent un coefficient de ruissellement de 6 % de la pluviométrie.

Ce coefficient de ruissellement de 6 % de la pluviométrie est typique des valeurs moyennes de coefficient de ruissellement dans les zones arides et semi-arides (Mahe et al., 2010).

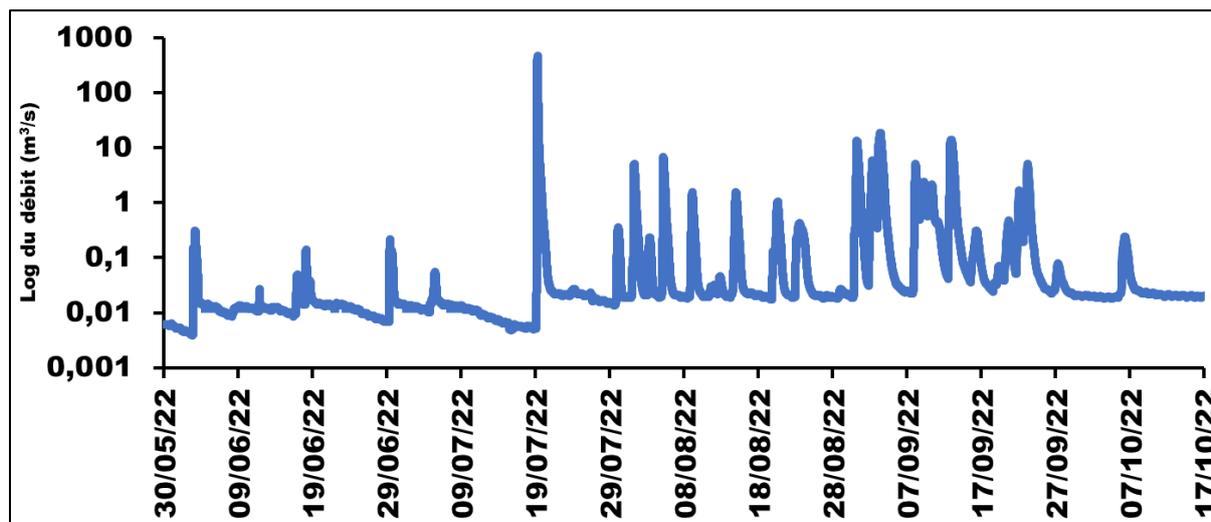


Figure III. 16: Hydrogramme de ruissellement section amont du barrage de Wedbila

#### ✓ Estimation des stocks d'eau des sols dans le bassin

Thorntwaite utilise dans son modèle de bilan hydrique un concept de stock d'eau du sol qui correspond à la réserve utile (RU). Les stocks d'eau (STO) des sols ou réserve utile en eau ont été estimés en tenant compte des propriétés texturales des sols dans notre cas. Toujours selon ce modèle, le stock d'eau du sol varie entre zéro et la capacité maximale. La valeur maximale du stock d'eau (STOMAX) dans le bassin est estimée en tenant compte des types de sols présents. Le stock maximum d'eau par type de sol est estimé à l'aide de la méthode de Jippe (2002) qui tient compte de la texture, de la teneur en eau à la capacité au champ, de la teneur en eau au point de flétrissement, de la densité apparente, de la profondeur d'échange eau-plante-atmosphère. Les sols dominants dans le bassin sont les sols tropicaux bruns et des sols ferrugineux tropicaux lessivés peu profonds. Les sols tropicaux bruns, en particulier, sont connus pour stocker une grande quantité d'eau sur une profondeur utile de 120 cm, ce qui influence la moyenne du stock d'eau maximal dans le bassin. Le stock d'eau maximal de chaque type de sol est obtenu en pondérant le stock d'eau à la profondeur utile de ce même sol. Ensuite, la moyenne du stock d'eau maximal dans la zone cible est calculée en utilisant la surface d'occupation de ces sols dans le bassin étudié. Le stock d'eau maximal moyen est estimé à 189 mm (Tableau III.1). Selon Dembele et Some (1991), le stock d'eau du sol atteint son maximum en juillet et son niveau le plus bas en avril. Dans notre cas, nous considérons 189 mm de stock d'eau maximal dès juillet. Le stock d'eau mensuel est calculé en utilisant le schéma de Thorntwaite (Figure III. 17) qui tient compte des précipitations, du stock d'eau maximal et de ETR, et varie de 0 à 189 mm. Le stock d'eau le plus bas est de 0 mm même si dans la réalité, le sol ne se vide pas de toute son eau.

Tableau III. 1 : Stock d'eau maximal des sols dans le bassin de Wedbila.

Type de sols	Profondeur moyenne (cm)	STO (mm/m)	STO <sub>max</sub> pondéré (mm)	Surface (km <sup>2</sup> )	STO <sub>max</sub> x surface (mm x km <sup>2</sup> )	Moyenne STO <sub>max</sub> (mm)
Lithosols sur roche	10	50	5	9	45	
Sol tropical brun	120	200	240	102	24 480	
Sol ferrugineux tropical	40	200	80	32,1	2 568	
Sols hydromorphes avec peu d'humus	120	150	180	5	900	189
Total				148,1	27 993	

### ✓ Estimation de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle de référence est calculée au pas de temps journalier avec la méthode de Penman-Monteith recommandée par la FAO (Allen et al., 2006). Les données météorologiques sont acquises sur la station de Ouagadougou, située à l'aéroport international de Ouagadougou, avec des coordonnées UTM 662 004,48 en abscisse et 1 365 707,06 en ordonnées. Les données sont collectées sur 34 ans, de l'année 1990 à 2022 au pas de temps journalier et incluent l'humidité relative, les températures (minimale, maximale, moyenne), la pression atmosphérique, la vitesse du vent. A partir de ces données, l'évapotranspiration potentielle de référence ETo journalière est calculée en utilisant l'équation dérivée de la formule de Penman-Monteith recommandée par la FAO :

$$ETo = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1+0,34U_2)} \quad (\text{Équation 2})$$

Où :

ETo : évapotranspiration de référence [mm/j],

Rn : radiation nette à la surface des plantes [MJ/m<sup>2</sup> /j],

G : flux de chaleur du sol [MJ /m<sup>2</sup> /j],

T : température moyenne journalière à 2 m [°C],

u<sub>2</sub> : vitesse du vent à 2 m [m/s],

e<sub>s</sub> : pression de vapeur saturante [kPa],

e<sub>a</sub> : pression de vapeur actuelle [kPa],

e<sub>s</sub>-e<sub>a</sub> : déficit de pression de vapeur saturante [kPa],

Δ : pente de la courbe de tension de vapeur saturante [kPa °C<sup>-1</sup>],

γ : constante psychrométrique [kPa °C<sup>-1</sup>].

Les valeurs de l'évapotranspiration de référence journalière calculées varient de 0,1 à 10 mm/j dans le bassin versant. Pour l'estimation de l'ETR, les valeurs journalières ont été sommées pour trouver l'évapotranspiration de référence mensuelle qui varie entre 93 mm et 256 mm.

L'évapotranspiration réelle (ETR) mensuelle est alors calculée avec la méthode de Thornthwaite à partir de l'évapotranspiration de référence mensuelle et des précipitations mensuelles en tenant compte du stock d'eau mensuel du sol comme décrit sur la Figure III. 17.

Les données de précipitations utilisées pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) sont mensuelles, en raison de l'absence de données journalières pour certaines périodes à la station météorologique de Ouagadougou. L'ETR mensuelle estimée varie entre 0 mm et 199 mm. Les valeurs nulles de l'ETR sont une conséquence de l'approche de Thornthwaite utilisée dans le modèle. Cette méthode suppose que le sol se vide entièrement de son stock d'eau, alors qu'en réalité, il subsiste toujours un stock d'eau résiduel que les plantes ne peuvent pas extraire. Cette simplification du modèle peut conduire à une sous-estimation de l'ETR réelle, particulièrement pendant les périodes sèches.

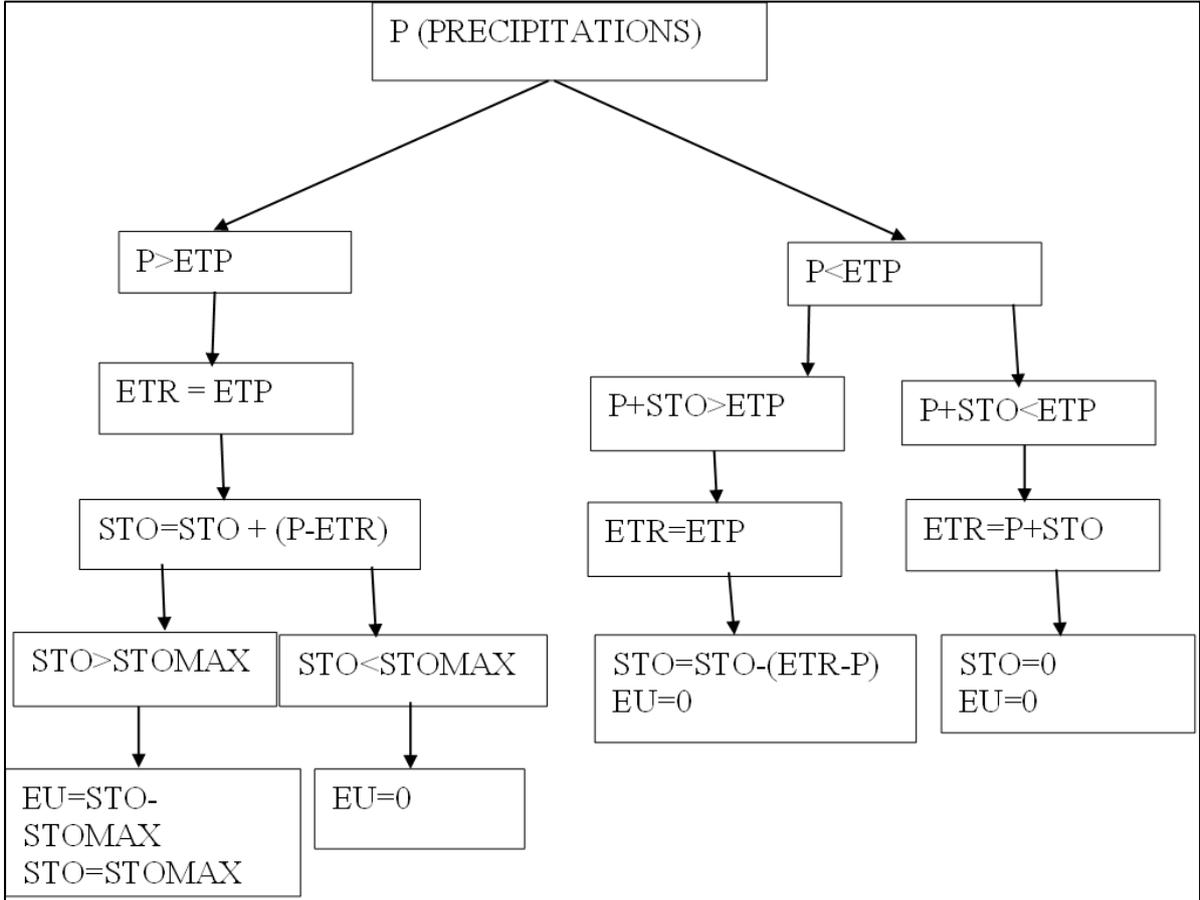


Figure III. 17: Schéma d'estimation de l'ETR par la méthode de Thornthwaite

Le schéma de Thornthwaite peut être résumé comme suit :

- Si la précipitation  $P$  est supérieure à l'évapotranspiration potentielle  $ETP$ , alors l'évapotranspiration réelle  $ETR$  est égale à  $ETP$  et le stock d'eau  $STO$  du mois en cours est égal au stock d'eau du mois précédent plus la différence entre la précipitation et l'évapotranspiration réelle. Lorsque ce stock d'eau du mois en cours est supérieur au stock d'eau maximal du sol, il y a un excédent d'eau appelé eau utile  $EU$  qui sera distribué entre le ruissellement et l'infiltration (recharge ici). Dans ce cas, le stock d'eau du mois en cours est ramené au stock maximal. En revanche, lorsque le stock d'eau du mois en cours est inférieur ou égal au stock d'eau maximal, il n'y aura pas d'eau utile donc pas de ruissellement ni de recharge.
- Si la précipitation  $P$  est inférieure à  $ETP$ ,  $ETR$  sera satisfaite en en prenant compte le stock d'eau du mois précédent plus la précipitation. Lorsque cette somme ( $P+STO$ ) est supérieure ou égale à  $ETP$ , alors  $ETR = ETP$  et le stock d'eau du mois en cours est égal au stock d'eau du mois précédent moins la différence entre la précipitation et l'évapotranspiration réelle. Dans le cas contraire ( $P+STO$ ) est inférieure à  $ETP$ , alors  $ETR$  est satisfaite avec le cumul de  $P + STO$  du mois précédent. L'eau utile devient nulle.

#### ✓ **Calcul de la recharge de l'eau souterraine sur base du bilan**

La recharge annuelle de l'eau souterraine obtenue pour la période allant de 1992 à 2022 dans le bassin versant est résumée dans le Tableau III.2. Elle est calculée d'abord au pas de temps mensuel en soustrayant le ruissellement qui est égale à 6% des précipitations, de l'eau utile ( $EU$ ) estimée selon toujours le schéma de Thornthwaite (Figure III. 17), ensuite cumulée pour chaque année considérée.

Tableau III. 2 : Estimation de la recharge annuelle sur les 30 dernières années à l'échelle du bassin versant de Wedbila

Année	P (mm)	ETR (mm)	EU (mm)	Ro (mm)	R (mm)	R/P (%)
<b>1992-1993</b>	750,6	750,6	0	0	0	0
<b>1993-1994</b>	727,8	727,8	0	0	0	0
<b>1994-1995</b>	700,2	700,2	0	0	0	0
<b>1995-1996</b>	677,4	677,4	0	0	0	0
<b>1996-1997</b>	587,8	587,8	0	0	0	0
<b>1997-1998</b>	668,3	668,3	0	0	0	0
<b>1998-1999</b>	800,2	742,2	58	24,3	33,7	4
<b>1999-2000</b>	594,1	594,1	0	0	0	0
<b>2000-2001</b>	618,7	618,7	0	0	0	0
<b>2001-2002</b>	656,2	656,2	0	0	0	0
<b>2002-2003</b>	847,7	847,7	0	0	0	0
<b>2003-2004</b>	772,0	772,0	0	0	0	0
<b>2004-2005</b>	839,9	779,1	60,8	16,9	43,9	5
<b>2005-2006</b>	596,8	596,8	0	0	0	0
<b>2006-2007</b>	713,2	713,2	0	0	0	0
<b>2007-2008</b>	767,4	767,4	0	0	0	0
<b>2008-2009</b>	923,6	870,8	52,8	19,8	33	4
<b>2009-2010</b>	839,0	839,0	0	0	0	0
<b>2010-2011</b>	689,4	689,4	0	0	0	0
<b>2011-2012</b>	1003,0	786,0	217	50,6	166,5	17
<b>2012-2013</b>	795,3	795,3	0	0	0	0
<b>2013-2014</b>	843,9	843,9	0	0	0	0
<b>2014-2015</b>	898,6	796,8	101,8	28	73,8	8
<b>2015-2016</b>	974,1	783,0	191,1	30,1	161	17
<b>2016-2017</b>	874,1	874,1	0	0	0	0
<b>2017-2018</b>	860,2	841,7	18,5	10,5	8	1
<b>2018-2019</b>	852,7	786,8	65,9	12,7	53,2	6
<b>2019-2020</b>	955,7	795,8	159,9	30,6	129,3	14
<b>2020-2021</b>	1010,3	822,9	187,4	21,1	166,3	16
<b>2021-2022</b>	1051,8	769,6	282,2	34,5	247,7	24
<b>Moyenne 30</b>	796,3	749,8	46,5	9,3	37,2	4
<b>moyenne 10</b>	911,7	811	100,7	16,7	83,9	9

La recharge moyenne annuelle sur 30 ans est de 37,2 mm, tandis que la moyenne annuelle des dix dernières années est de 83,9 mm. L'augmentation de l'eau utile ainsi que de la recharge au cours du temps est la conséquence des précipitations abondantes reçues les dernières années. Malgré la tendance générale à l'augmentation des précipitations, les données montrent également des années sèches (19 sur 30 années) où l'eau utile est nulle. L'eau utile est disponible pour des précipitations annuelles supérieures à 800 mm et est fonction de la distribution mensuelle des pluies. La recharge nulle observée sur plusieurs années consécutives est liée aux paramètres climatiques, mais également à la méthode de calcul de Thornthwaite qui ne prend en compte que la recharge directe. Il en est de même pour les valeurs de ruissellement nul constaté. L'approche utilisée ici considère en effet que le ruissellement ne peut exister qu'après satisfaction des besoins de l'évapotranspiration. Cette technique conduit donc à sous-estimer le ruissellement. Le schéma de Thornthwaite n'est pas forcément idéal pour les régions arides et semi-arides quand on sait qu'il y a toujours du ruissellement. Néanmoins, la méthode donne une idée globale de la recharge qui est important pour les planifications de besoins lorsqu'il manque des données pour utiliser d'autres méthodes d'estimation de la recharge dans une zone donnée.

En partant sur la base que la recharge a lieu entre mai à septembre pour la nappe superficielle et entre juillet à décembre pour la nappe profonde, soit une moyenne de 5 mois, la recharge journalière moyenne des dix dernières années est de 0,56 mm/j. Pour l'année 2021-2022 exceptionnellement humide, qui a enregistré 1051 mm, la recharge journalière est de 1,65 mm/j. Les dix dernières années présentant une recharge non nulle et une tendance croissante ont été sélectionnées pour analyser la relation entre la recharge et le stock d'eau maximal, comme illustré sur la Figure III.18. En plus du stock d'eau maximal moyen de 189 mm retenu pour l'estimation de la recharge sur la longue période 30 ans, des stocks d'eau maximums de 100 mm et de 240 mm ont été utilisés pour analyser la sensibilité de la recharge aux variations de stocks d'eau maximal du sol considérées. Le calcul suit toujours le schéma de Thornthwaite pour chaque stock d'eau maximal retenu.

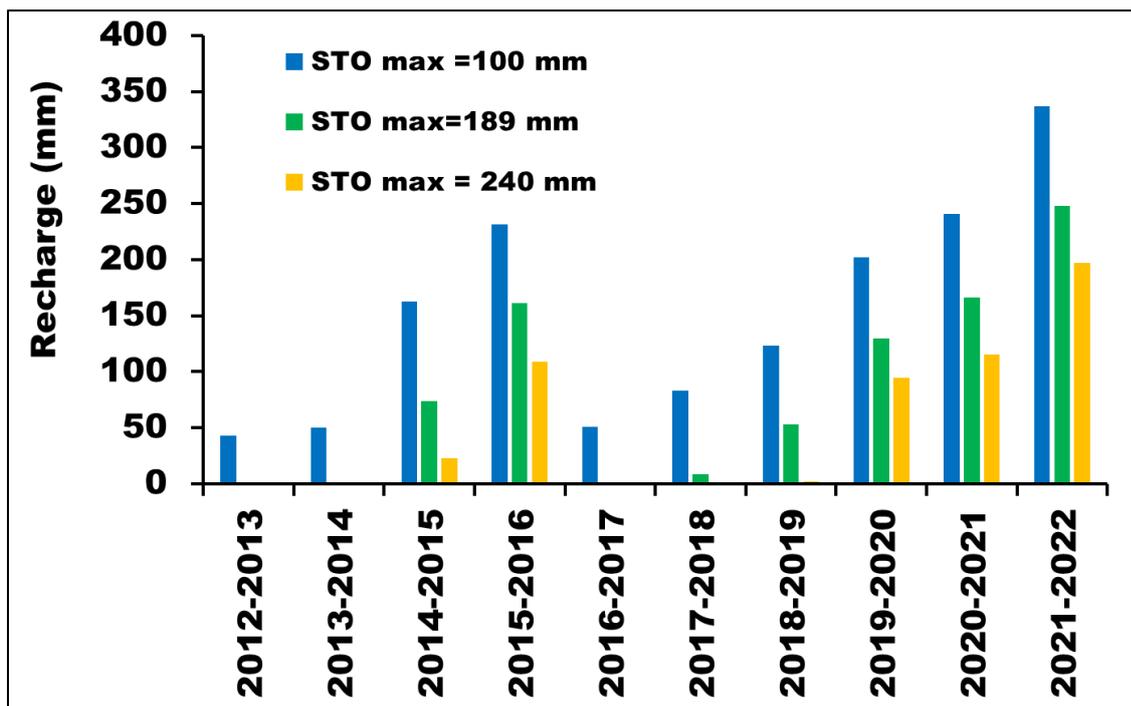


Figure III. 18 : Recharge annuelle en fonction du stock d'eau

L'analyse de la variation de la recharge montre que :

- Avec un stock d'eau maximum du sol de 100 mm, la recharge calculée est supérieure à 40 mm pour toutes les années ;
- Avec un stock d'eau maximum du sol de 189 mm, la recharge est observée pour 7 années. Trois années ont une recharge nulle ;
- Avec un stock d'eau maximum du sol de 240 mm, la recharge n'est observée que pour 6 années ;
- Les années 2011-2022, 2012-2013 et 2016-2017 ont des recharges nulles pour les stocks d'eau maximums à 100 mm ;
- L'année 2021-2022 est identifiée comme l'année avec la meilleure recharge quel qu'en soit le stock d'eau maximal.

Le stock d'eau maximum de 100 mm offre une meilleure recharge de la nappe comparée aux stocks d'eau maximum de 189 et 240 mm.

### III.11 Conclusion

Les caractéristiques du bassin versant de Wedbila décrites ont permis d'identifier les investigations à mener sur le site des seuils pour compléter et comparer les données. La qualité de l'eau est bonne pour les usages dans le bassin permettant de projeter des usages sur les ressources en eau souterraines. Ces caractéristiques montrent que la géologie du

bassin permet une infiltration d'eau dans le sous-sol avec une bonne remontée du niveau d'eau souterraine. Comme annoncé dans le chapitre, la recharge naturelle annuelle calculée servira de référence pour comparer la recharge induite par les seuils à cette recharge sur le bassin.

## Chapitre IV : Présentation du site expérimental

L'objectif de l'étude étant d'évaluer l'impact des seuils d'épandage sur la recharge de la nappe d'eau souterraine, il a été choisi de travailler sur des seuils d'épandage construits dans le bassin de Wedbila. Le site expérimental est constitué de deux seuils d'épandage réalisés en 2018 par la Direction Générale des Aménagements et du Développement de l'Irrigation (DGADI) en partenariat avec l'Association pour la Promotion de l'Education et de la Formation à l'Etranger (APEFE) en amont du barrage de Wedbila sur son affluent principal (Figure IV. 1). Les deux seuils d'épandage sont distants d'environ 1,9 km l'un de l'autre. L'influence de la retenue d'eau de Wedbila sur le site expérimental est limitée en raison de la distance et de la topographie entre eux.

Ce chapitre a pour objectif de décrire la zone des seuils d'épandage. Il présente ensuite les matériels et méthodes utilisés en vue de caractériser les propriétés physiques de la zone non saturée et saturée. Les suivis des niveaux d'eau, des teneurs en eau du sol pendant les épisodes d'épandage suivis sont mis en évidence. Les résultats obtenus permettront, dans les chapitres suivants, d'évaluer de manière plus précise la contribution des seuils d'épandage à la recharge de la nappe d'eau souterraine.

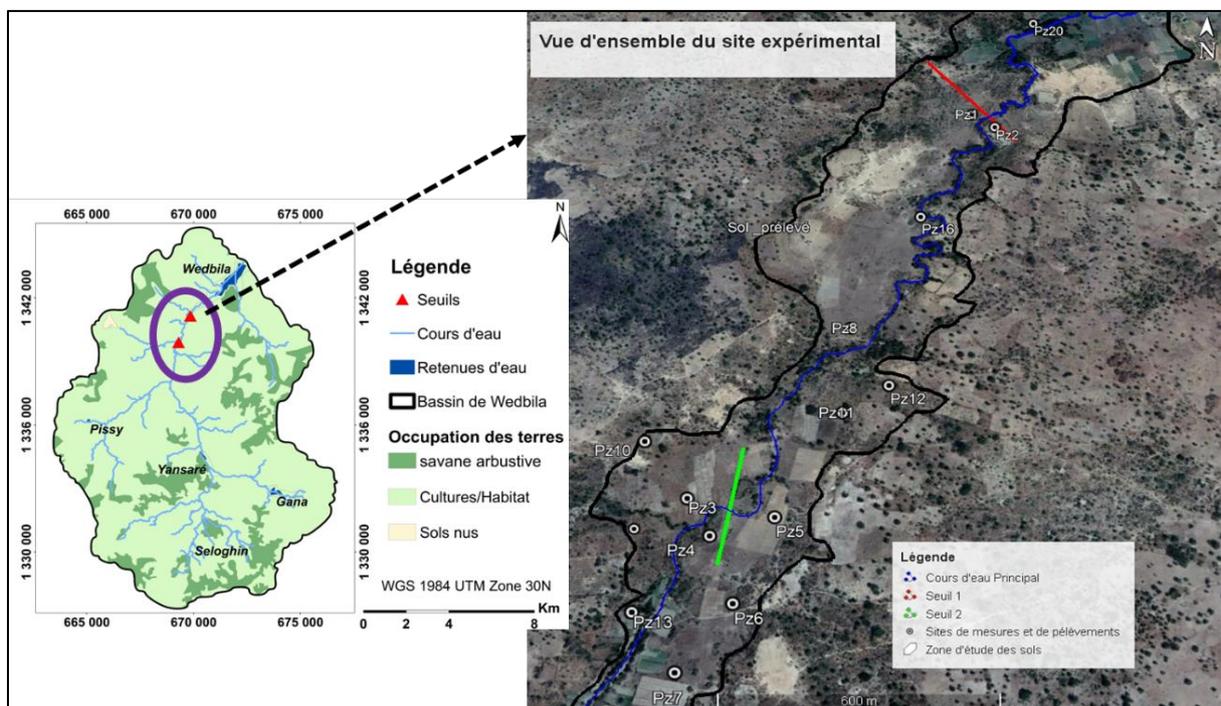


Figure IV. 1: Localisation des seuils d'épandage dans le bassin de Wedbila

## IV.1 Usages des sols sur le site expérimental

La zone est principalement utilisée pour des cultures pluviales de riz, sorgho et mil, avec quelques cultures de contre-saison limitées par le manque d'eau. Ces usages sont répartis dans la zone comme suit :

- Amont du seuil 2, dominé par la culture du riz
- Amont immédiat du seuil 1, dominé par la végétation arbustive épineuse
- Entre les 2 seuils, dominé par la culture du sorgho et du mil. Les cultures de contre-saison y sont pratiquées
- Aval des seuils, dominé par la végétation arbustive. Les cultures de contre-saison y sont également pratiquées sur une partie.

L'environnement est une savane arborée et arbustive anthropisée, dominée par les espèces : *Pilliodstima reticulatum*, *Acacia seyal*, *Combretum micranthum*, *Balanites aegyptiaca*, *Vitellaria paradoxa*, *Prosopis africana*, *Tamarindus indica*, *Adansonia digitata*, *Parkia biglobosa*, *Ficus gnanfalocarpa*, *Eucalyptus camaldulensis*, *Kaya senegalensis*, *Ziziphus mauritiana*, *Anosensis leocarpus*, *Acacia nilotica*, *Acacia macrostacia*, *Acacia gromensis*, *Sclerocaria birrea*, *Bombax constatum*, *Mitrazina inermis*, *Lanea microcarpa*.

## IV.2 Caractéristiques et fonctionnement des seuils d'épandage construits

La construction des seuils s'est reposée sur une étude détaillée assortie de plans de réalisation recommandée pour leur bon fonctionnement.

Les objectifs des seuils d'épandage réalisés en amont du barrage de Wedbila sont de :

- réduire l'envasement de la retenue d'eau de Wedbila et les pertes en sol dues à l'érosion en piégeant les sédiments en amont ;
- freiner le ravinement et récupérer des terres pour l'agriculture ;
- permettre d'épandre l'eau sur de larges superficies ;
- permettre aux exploitants d'emblaver davantage de terres, donc d'accroître les rendements agricoles et d'améliorer leurs conditions de vie;
- rendre l'eau disponible pour les cultures et améliorer la recharge de la nappe qui est l'objet de notre présente étude.

Chaque seuil construit est constitué de murs en aile de différentes hauteurs (10 cm, 30 cm, 50 cm) par rapport au niveau du terrain, de contreforts latéraux (70 cm et 90 cm) présents sur les deux rives du cours d'eau et d'un déversoir de 50 cm dans le lit mineur.

Le seuil n°1 a une longueur de 346,10 m, tandis que le seuil n°2 s'étend sur une longueur de 299,55 m.





Photo 1 : Seuil N°2 avec dépôt de sédiments



Photo 2: Seuil N°1 avec déversement

### **IV.3 Délimitation et morphologie de la zone potentielle d'épandage**

La délimitation de la zone potentielle d'épandage a été réalisée en vue de mieux affiner le dispositif d'investigation.

Cette délimitation s'est appuyée sur une analyse multi sources et a consisté en :

- l'analyse d'images satellitaires sur Google Earth Pro ;
- un repérage morphologique par observation visuelle sur le terrain avec la population locale, en relevant des points de repères des grandes eaux d'amont en aval des seuils pour déduire les limites d'épandage réel ;
- un tracé de la zone d'épandage affiné ensuite sur Arc Map.

La zone d'épandage amont délimitée atteint 80 ha en grandes eaux en considérant les deux seuils (Figure IV. 3), ce qui représente une superficie importante qui va contribuer potentiellement à une infiltration vers la nappe.

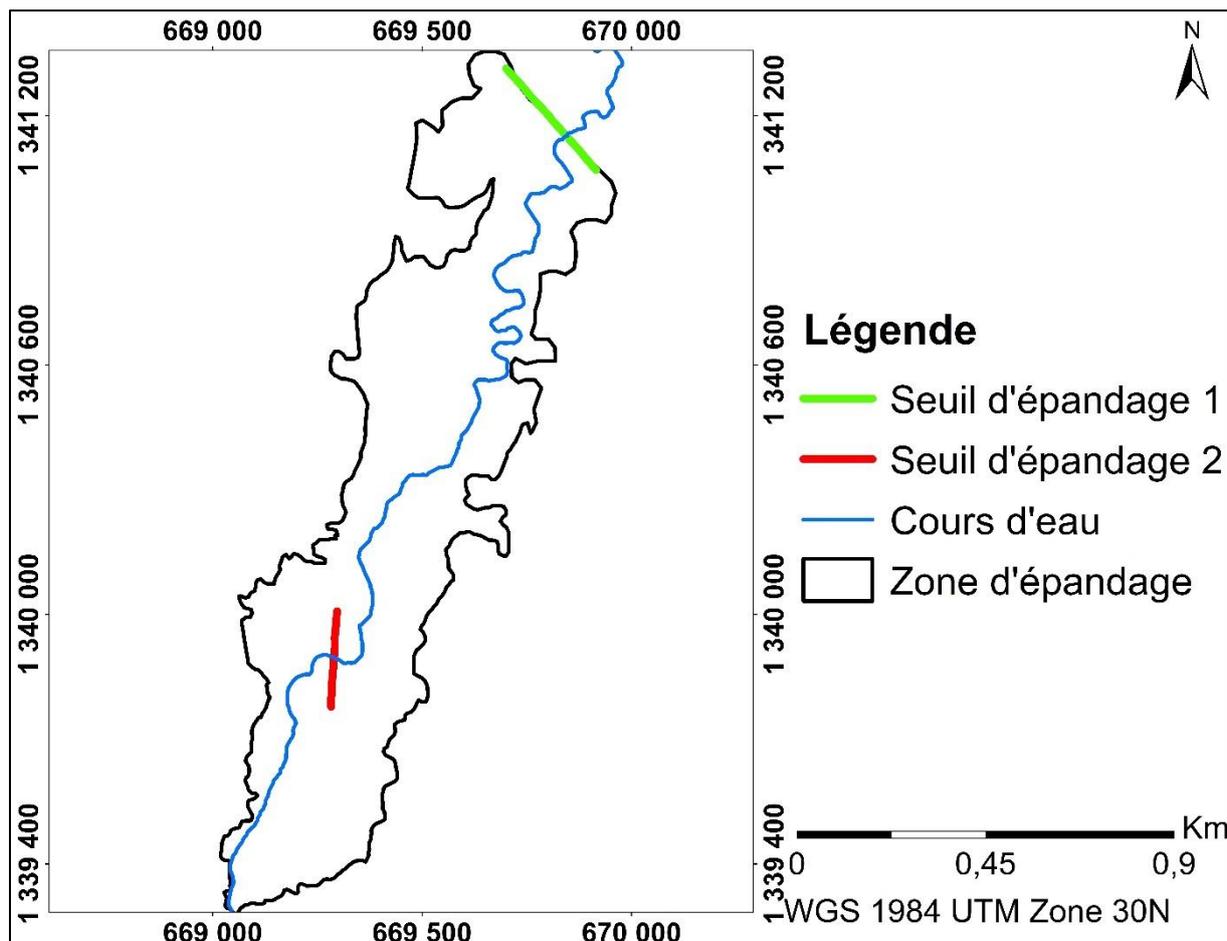


Figure IV. 3: Zone d'épandage délimitée en amont des deux seuils

Un levé topographique a été réalisé à l'aide d'un GPS différentiel, avec 53 profils transversaux espacés d'environ 5 m. Le traitement des données a été effectué sur AutoCad.

L'examen de la topographie montre que les altitudes varient de 307 à 313 m, les plus basses correspondant au fond de rivière. Une diminution générale des altitudes de l'amont vers l'aval des seuils est observée. Le profil de fond de la rivière (Figure IV. 4) montre que la pente varie de 0,01 à 0,45 d'amont en aval. L'écoulement des eaux se fait du sud vers le nord-est, sur un cours d'eau sinueux s'étendant sur environ 2,7 km.

L'écoulement réel des eaux est conditionné par de fortes pluies ou venues d'eau en amont. La morphologie de la zone est contrastée, avec des méandres, des dépressions et des talus, et conditionne fortement la répartition et la durée de stockage des eaux d'épandage. Certaines zones basses restent inondées plusieurs mois après les crues, ce qui a des implications sur la recharge de la nappe et la mise en valeur agricole. La morphologie découpée en trois topo séquences montre :

- Amont du seuil 2 : le sud-ouest de la zone est caractérisé par une cuirasse latéritique avec des altitudes plus élevées que le reste de la zone.

- Entre les deux seuils : un méandre et des dépressions sont observés et servent d'abreuvoirs pour les animaux. Ces dépressions constituent des zones d'accumulation de l'eau lors des épandages.
- Centre-ouest de la zone d'épandage : deux talus sont présents.

L'analyse topographique a permis de mettre en évidence la morphologie complexe du site, avec des variations importantes de pente, conditionnant les écoulements et la répartition des eaux de surface. Cette connaissance est essentielle pour évaluer le fonctionnement des seuils d'épandage.

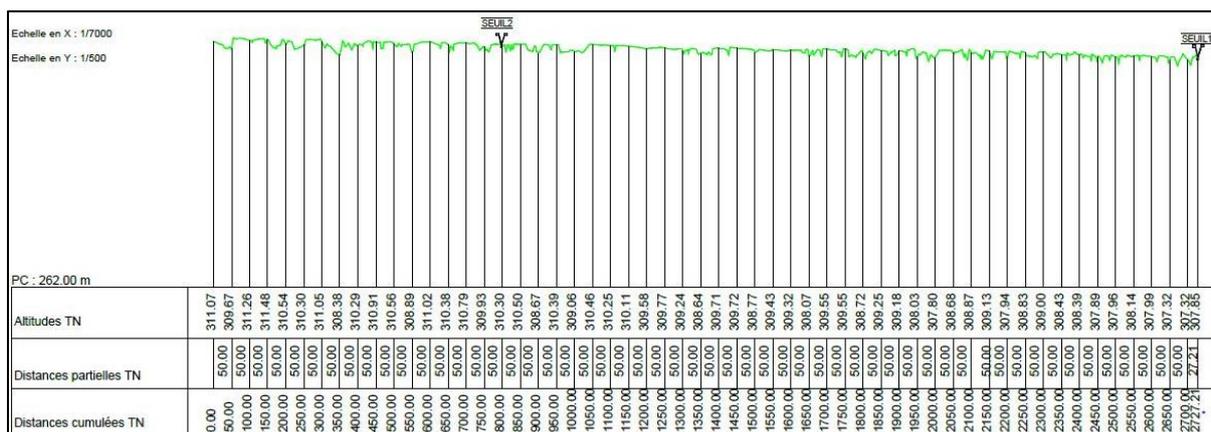


Figure IV. 4: Profil du fond de la rivière dans la zone d'épandage

## IV.4 Dispositif expérimental

### IV.4.1 Dispositif de mesure et de suivi des propriétés physiques mis en place

Un dispositif de mesures et de suivi a été mis en place (Figure IV. 6), permettant de mesurer la lame d'eau de surface, les propriétés physiques de la zone non saturée et saturée. Les mesures ont été effectuées de septembre 2020 à janvier 2024 selon le paramètre suivi. L'année 2021-2022 a été retenue pour l'analyse des paramètres tels que la teneur en eau du sol, la lame d'eau de surface et le calcul des bilans, car c'est sur cette période que le maximum d'informations est disponible sur les différents paramètres, permettant ainsi d'évaluer l'effet des seuils.

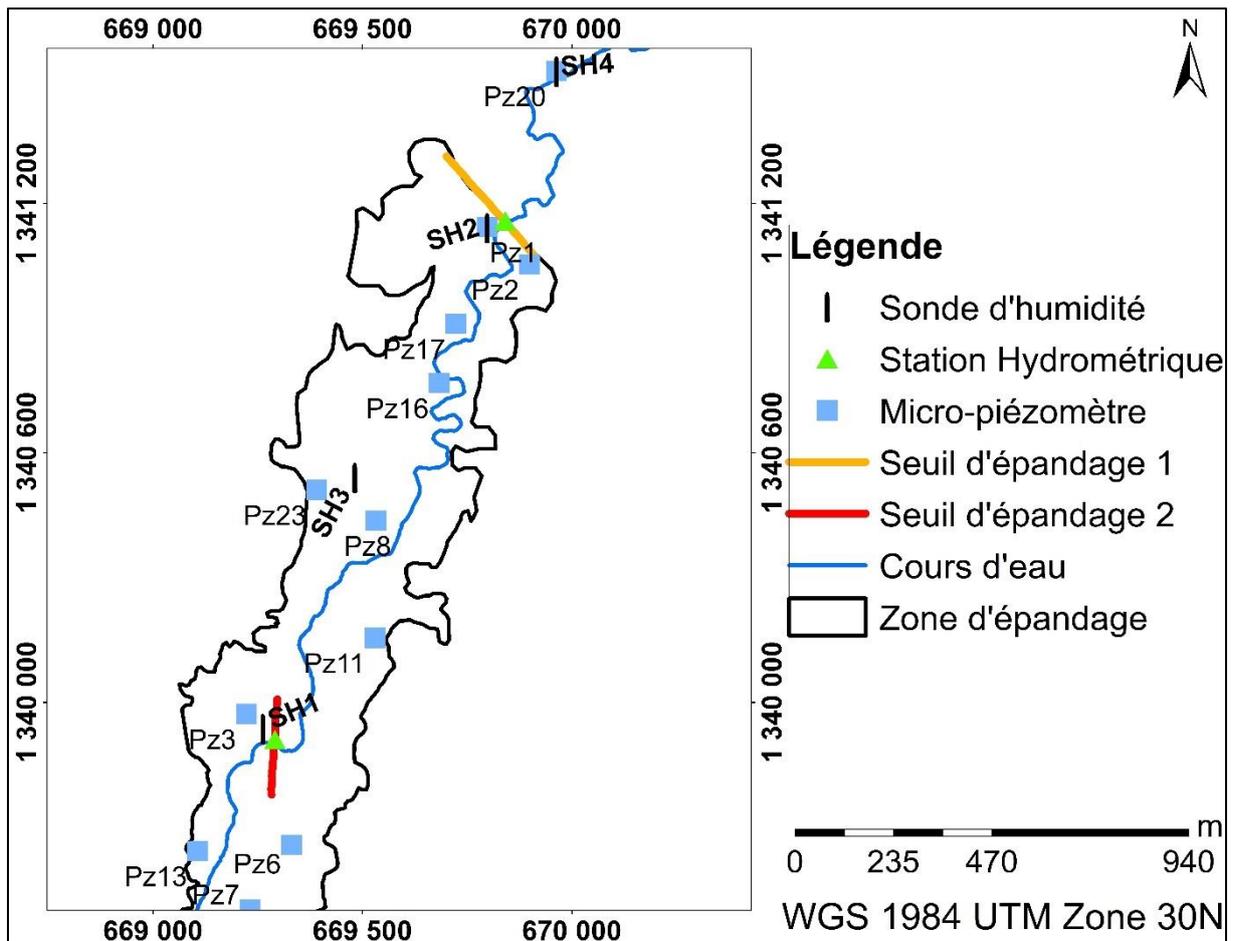


Figure IV. 5: Dispositif de mesure sur le site expérimental

Globalement, le dispositif de suivi est constitué de 23 micro-piézomètres de mesure du niveau d'eau souterraine, de 2 stations de mesure continue de la lame d'eau de surface, de 4 sondes de mesure de l'humidité du sol. Les sondes d'humidité sont installées respectivement à l'amont du seuil 2, entre les deux seuils, à l'amont immédiat du seuil 1 et en aval des seuils (occupations des sols au point IV.1). une coupe schématique du dispositif est présentée sur la Figure IV. 5

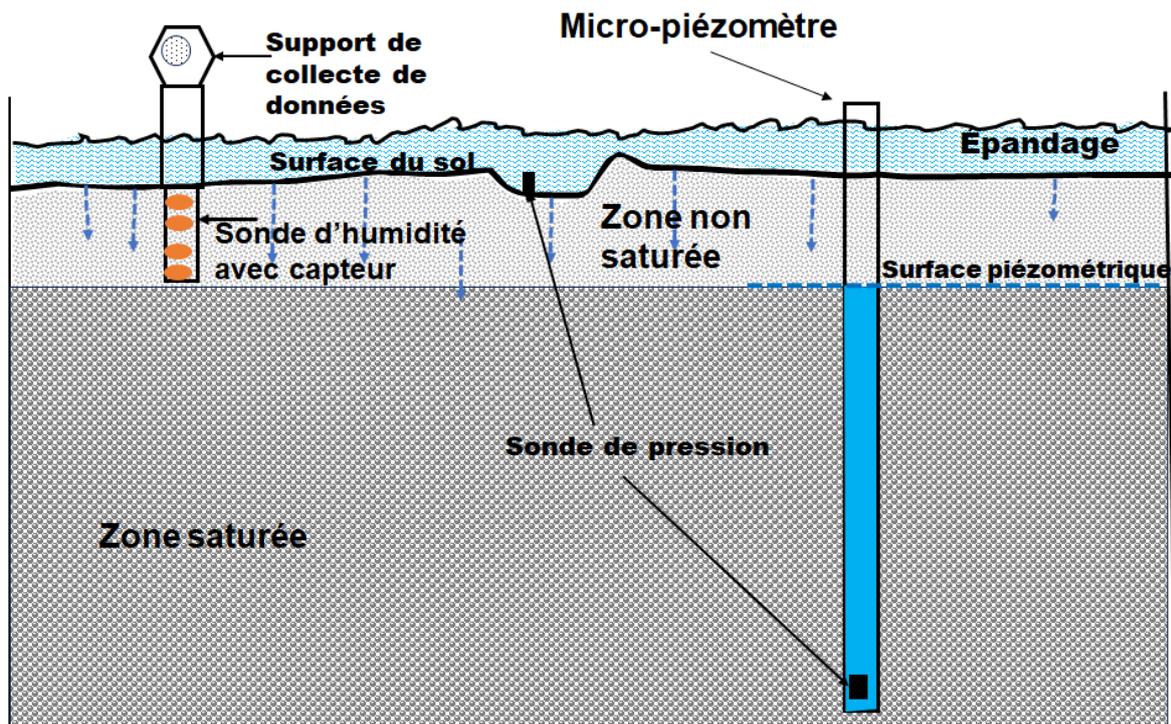


Figure IV. 6: Coupe schématique du dispositif en amont du seuil 1

Des profils pédologiques ont été réalisés à proximité des micro-piézomètres et ont servi à la description texturale et structurale du sol, à la mesure de la conductivité hydraulique à saturation, à la détermination de la granulométrie, des densités apparentes et réelles, de l'humidité à la capacité au champ et au point de flétrissement. Les micro-piézomètres ont permis également de déterminer les paramètres hydrodynamiques tels que la conductivité hydraulique et le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère superficiel.

#### IV.4.2 Mesure de la lame d'eau de surface

Une mesure horaire du niveau d'eau en surface a été assurée à l'aide de sondes pressiométriques de type Diver. Une sonde a été installée au droit de chaque seuil, dans le lit du cours d'eau. Le cours d'eau étant intermittent, les sondes étaient retirées de mi-novembre jusqu'au début de la saison pluvieuse en mai.

#### IV.4.3 Méthodes d'estimation des caractéristiques physiques et hydrodynamiques de la zone non saturée

L'étude approfondie des propriétés physiques et hydrodynamiques de la zone non saturée est essentielle pour comprendre les mouvements d'eau et les processus de recharge.

L'approche méthodologique adoptée se base sur des recommandations de la FAO et est structurée en 3 étapes :

- **première étape** : collecte des données existantes (rapports, cartes morpho-pédologiques)
- **seconde étape** : analyse des caractéristiques physiques des sols par la méthode recommandée de la FAO (2006; Baize & Girard, 1995; FAO, 1994). Elle a consisté à l'identification des unités pédologiques, à la réalisation de 23 profils pédologiques décrits selon la classification française adaptée au Burkina Faso (BUNASOLS, 1990; Roose, 1994), la description des données de surface (environnement, végétation, érosion) et de sous-sol (horizons, couleur, texture, densité des racines, activité micro-faunique, etc.). Pour ce faire, un kit pédologique de caractérisation des sols, une tarière et un seau pour le prélèvement des échantillons de sols, un GPS pour le géoréférencement des points de sondage ont été utilisés.

Vingt-quatre échantillons de sols de profondeurs différentes ont été prélevés sur 4 profils pédologiques proches des sondes d'humidité et analysés en laboratoire au Bureau National des Sols (BUNASOLS) du Burkina Faso. Les paramètres déterminés incluent les humidités à la capacité au champ et au point de flétrissement du sol, la densité réelle et la densité apparente.

Les différentes méthodes utilisées pour déterminer les paramètres physiques en laboratoire sont :

- le pipetage pour déterminer la proportion des argiles et des limons contenu dans le sol
  - le tamisage pour déterminer la proportion des sables contenue dans le sol
  - le volume de liquide et des particules pour déterminer la densité réelle
  - le séchage à l'étuve pour déterminer la densité apparente
  - la porosité est calculée à partir des valeurs de densités
- **troisième étape** : détermination des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Elle a consisté à la mesure de la conductivité hydraulique à saturation in situ par la méthode de Muntz, de la teneur en eau in situ par des sondes drill & drop, de l'humidité à la capacité au champ, et de l'humidité au point de flétrissement au laboratoire.

#### ✓ **Mesure de la conductivité hydraulique à saturation**

La conductivité hydraulique à saturation ( $K_s$ ) du sol a été déterminée à l'aide de la méthode du perméamètre à double anneau de Muntz (Photo 3). Les essais ont été réalisés à trois profondeurs différentes : en surface (environ 10 cm), à 65 cm et à 150 cm, sur les 23 profils pédologiques ouverts à proximité des micro-piézomètres.

Pour effectuer ces mesures, deux anneaux de tailles différentes sont enfoncés dans le sol sur 10 cm de profondeur. Le premier anneau, de plus grand diamètre (40 cm), est appelé anneau

extérieur, tandis que le second, de plus petit diamètre (20 cm), est l'anneau interne. Les deux anneaux sont remplis d'eau à une hauteur limitée aux bordures de l'anneau interne. Le niveau initial d'eau est toujours noté à 0. Au fur et à mesure que l'eau s'infiltré dans le sol, les mesures de baisse de niveau d'eau sont effectuées à intervalles de temps réguliers (10, 20, 30, 40, 50 minutes), l'eau étant remise au niveau initial à chaque changement de série (Keïta, 2021).

Les données de temps et de niveau d'eau sont ensuite intégrées dans un programme « Minitab » développé par l'Institut International de l'Eau et de l'Environnement (2IE), qui permet de calculer la conductivité hydraulique à saturation selon l'équation :

$$I_t = K_s \times t + \frac{1}{b}(i_0 - K_s) \times (1 - e^{bt}) \quad (\text{Équation 3})$$

Où

$I_t$  : hauteur d'eau infiltrée depuis l'instant initial  $t_0$ , en mm

$K_s$  : conductivité hydraulique en mm/h

$t$  : temps écoulé depuis l'instant  $t_0$  (souvent égal à 0), en heure

$b$  : paramètre d'ajustement de l'équation de la courbe de régression

$i_0$  : vitesse d'infiltration initiale, mm/h



Photo 3: Dispositif de mesure de la conductivité à saturation  $K_s$  à l'aide du double anneau de Muntz

#### ✓ Mesure de la teneur en eau du sol

Les teneurs en eau (mm/mm) sur le site d'étude ont été mesurées au cours du temps à l'aide de sondes d'humidité de la marque Drill & Drop développée par la société Sentek. Ces sondes utilisent des capteurs d'humidité du sol multiniveaux et de forme cylindrique, basés sur une technologie capacitive « frequency-domain- reflectometry (FDR) ». Elles sont composées de plusieurs anneaux métalliques couplés par paires pour former les électrodes de mesure, sous

lesquelles est placée l'électronique de mesure. Une électronique d'interface positionnée en haut de la sonde permet la centralisation des données de chaque niveau et l'interface SDI-12 via un câble assurant la communication et l'alimentation électrique. Un logiciel de configuration IRRIMAX, permet d'ajuster les équations internes en fonction de la nature du sol. Leur bus de communication numérique permet d'interfacer tous les capteurs sur une même connexion. Leur forme allongée permet une insertion par carottage sans trop perturber le sol, contrairement aux sondes Decagon qui nécessitent des fouilles d'au moins 1 m<sup>2</sup>. Un des principaux avantages des sondes Sentek est leur flexibilité, avec la possibilité de configurer de 1 à 16 capteurs pour s'adapter aux profondeurs souhaitées. En plus de l'humidité, elles permettent aussi la mesure de la température et de la salinité. Cependant, leur coût est plus élevé, dû à un logiciel de configuration plus élaboré et à ses fonctionnalités supplémentaires. Les sondes Sentek mesurant simultanément trois paramètres sont appelées « drill & drop ». Leurs paramètres de précision sont repris au Tableau IV.1. Leur capacité d'enregistrement et de stockage varie en fonction de l'intervalle de mesure, pouvant atteindre 422 jours pour un intervalle de 6 heures.

Tableau IV. 1 : Caractéristiques de la sonde drill & drop

Précision	Plage de mesure	Temps de mesure	Alimentation	Température d'utilisation	Résolution
±0,03%	0-100%	500-2000ms	2,7 à 15v	-20°C à +60°C	Humidité= 1 :10000 ; salinité= 1 :3000 ; température=0.3°C

Préconfigurées pour la majorité des sols, ces sondes de 12 capteurs mesurent la teneur en eau sur un intervalle de 10 cm pour une profondeur totale de 120 cm avec un pas de temps de 6 heures. Les mesures sont réalisées sur les intervalles de profondeur qui sont [0-10 cm], [10-20 cm], [20-30 cm], [30-40 cm], ... [110-120 cm].

L'installation s'est faite au moyen d'une vrille de même diamètre que la sonde, permettant l'insertion pour que la sonde se plaque parfaitement aux parois du sol sans circulation d'air ou d'eau.

Quatre sondes ont été installées (Figure IV. 6) d'amont en aval des seuils, avec une sonde à l'amont immédiat du seuil 2, une entre le seuil 1 et le seuil 2, une à l'amont immédiat du seuil 1 et une en aval des seuils. Pour sécuriser les sondes, des grilles de 2 x 2 x 3 m les entourent (Photo 4). Le transfert des données se fait via une interface Sentek Solo vers le logiciel Irrimax. Le profil hydrique est ensuite tracé au cours du temps pour chaque profondeur.

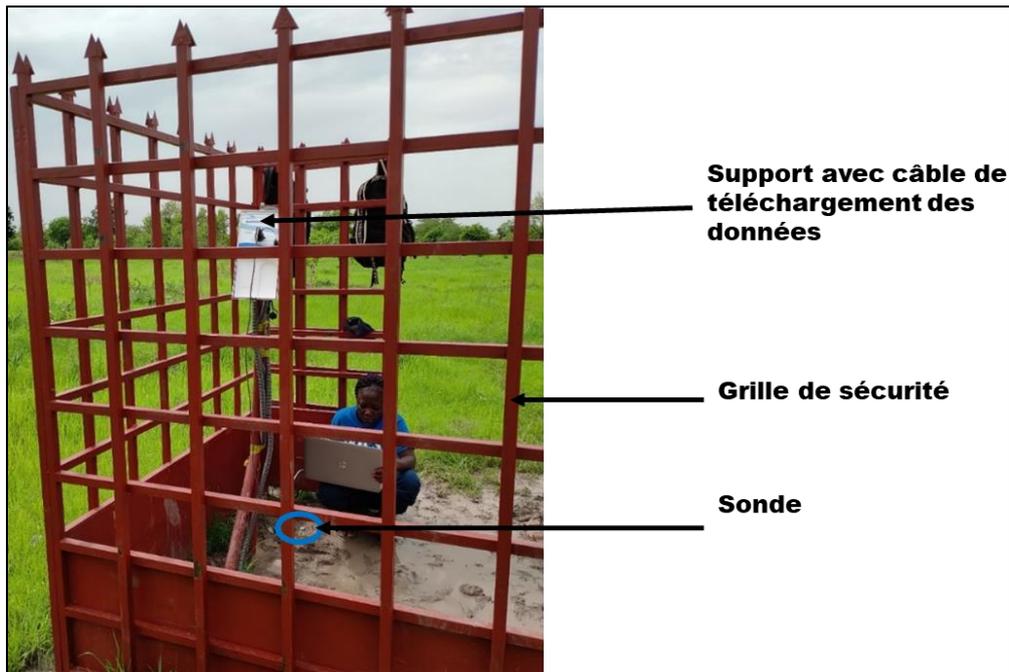


Photo 4: Sonde d'humidité avec support de téléchargement sécurisés par une grille

#### ✓ Mesures d'humidités du sol au laboratoire

Afin d'avoir une bonne interprétation des données issues des sondes d'humidité installées sur le terrain, des mesures complémentaires ont été réalisées au laboratoire. Des carottes d'échantillons de sol ont été prélevées à proximité immédiate des emplacements des sondes, puis conditionnées dans des sachets hermétiquement fermés. Au total, six profondeurs d'intérêt ont été échantillonnées, rendu possible grâce à l'utilisation d'une tarière de dimensions connues permettant de déduire le volume de sol prélevé. Vingt-quatre échantillons ont ainsi été collectés.

En laboratoire, l'humidité à la capacité de rétention au champ a été estimée à pF<sub>2,5</sub> à l'aide de la méthode de la presse à porcelaine poreuse, en déterminant la tension capillaire à 300 kPa. De même, l'humidité au point de flétrissement a été mesurée à pF<sub>4,2</sub> par la méthode de la presse à membrane, en déterminant la tension capillaire à 1500 kPa.

Ces mesures en laboratoire ont permis d'affiner l'analyse des données d'humidité obtenues à l'aide des sondes installées sur le terrain.

#### IV.4.4 Méthodes d'estimation et d'interprétation des caractéristiques de la zone saturée

Tout comme les sols de la zone non saturée, l'aquifère a ses propres caractéristiques physiques qui lui confèrent son identité. Dans cette étude, nous déterminons la conductivité hydraulique  $K$ , le coefficient d'emmagasinement  $S$ , en plus de la mesure du niveau d'eau souterraine.

### ➤ **Piézométrie**

Sur le site expérimental, les 23 micro-piézomètres équipés en amont et en aval des seuils, servent de suivi du niveau d'eau souterraine. Ces ouvrages forés à des profondeurs variant de 8 à 12 m traversent une zone dominée par des limons argileux en surface, puis des roches ignées altérées en profondeur, avec une ceinture de galets de quartz vers 6 m de profondeur. Le niveau piézométrique a été suivi à une fréquence horaire à l'aide de sondes pressiométriques de type Diver installées dans 6 micro-piézomètres. Les données de pression sont converties en profondeur de niveau d'eau en compensant les mesures de pression par les données de pression atmosphérique. Des campagnes mensuelles ont été effectuées avec une sonde piézométrique manuelle sur les 17 autres micro-piézomètres.

Le traitement des données issues des mesures manuelles a été effectué sur Matlab et excel.

### ➤ **Caractéristiques hydrodynamiques (K, S)**

La détermination des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère se fait généralement à l'aide de tests de pompage, interprétés selon différentes méthodes disponibles issues des travaux de THIES (1935) et de Jacob (1947). Cependant, dans certaines conditions, telles que des études à petite échelle ou des budgets limités, des tests de type « slug test » peuvent être appropriés pour déterminer la conductivité hydraulique. Ces tests consistent en des ajouts ou retraits instantanés d'eau dans l'ouvrage, et sont plus sensibles aux conditions locales (Butler Jr. & Healey, 1998). Ces slug test étant limités à la détermination de K, le coefficient d'emmagasinement est déterminé par une autre méthode dite de Rorabaugh.

#### ✓ **Conductivité hydraulique (K)**

##### ***Mise en œuvre***

Des slug tests ont été effectués sur les 23 micro-piézomètres présents sur le site expérimental, avec une phase d'injection d'eau dans 9 d'entre eux, et une phase de retrait dans les 14 autres. Chaque slug test a duré 2 heures, avec un pas de temps d'une minute. Deux à trois tests par ouvrage ont été réalisés pour une meilleure estimation.

Un essai de pompage simplifié, détaillé dans différentes études antérieures (Chapuis, 2007; Dembele & Some, 1991; Douez, 2014; Monchalin & Diluca, 1991), a également été effectué sur un puits à grand diamètre présent sur le site. Des études antérieures (Ahoussi, 2008; Dakoure, 2003; Der Ay et al., 1989; Soro, 2017; Yao et al., 2011) ont utilisé l'essai de pompage simplifié et ont obtenu des valeurs des paramètres hydrodynamiques similaires à celles issues des pompages classiques.

##### ***Interprétation***

Des études antérieures ont comparé différentes méthodes et ont estimé que la méthode de Bower et Rice donne de meilleurs résultats en ce qui concerne l'utilisation du bailleur test en nappe libre et semi-captive (Forkasiewicz, 1972; Taher, 2021; Welby, 1992). La méthode de Bower et Rice (1976) a donc été utilisée, à l'aide du logiciel AQT SOLV, pour déterminer la conductivité hydraulique (K) à partir de la variation du niveau d'eau dans l'ouvrage au cours du temps. Les équations utilisées sont :

Dans le cas d'un ajout/retrait instantané d'eau dans l'ouvrage, le débit d'écoulement Q s'écrit :

$$Q = 2\pi K d \frac{h_t}{\text{Ln}\left(\frac{R_e}{r_w}\right)} \quad : \quad (\text{Équation 4})$$

Le débit est également exprimé en fonction du temps tel que :

$$\frac{Q}{\pi r_c^2} = - \frac{dh}{dt} \quad (\text{Équation 5})$$

La combinaison des équations (4) et (5) permet de déterminer K :

$$K = \frac{r_c^2 \text{Ln}\left(\frac{R_e}{r_w}\right)}{2d} - \frac{1}{t} \text{Ln} \frac{h_0}{h_t} \quad (\text{Équation 6})$$

Avec : K la conductivité hydraulique,  $r_c$  et  $r_w$  les rayons extérieur et intérieur de l'ouvrage,  $R_e$  le rayon d'influence du pompage,  $d$  la hauteur crépinée,  $h_0$  et  $h_t$  les hauteurs d'eau dans l'ouvrage au temps  $t_0$  et  $t$ .

Le paramètre  $\text{Ln}(R_e/r_w)$  est fonction de la nature de l'ouvrage et vaut :

- Dans le cas d'un ouvrage pénétrant partiellement l'aquifère :

$$\text{Ln} \frac{R_e}{r_w} = \left[ \frac{1.1}{\ln \frac{b}{r_w}} + \frac{A+B \text{Ln}[(D-b)/r_w]}{\frac{d}{r_w}} \right]^{-1} \quad (\text{Équation 7})$$

- Dans le cas d'un ouvrage pénétrant complètement l'aquifère :

$$\text{Ln}\left(\frac{R_e}{r_w}\right) = \left[ \frac{1.1}{\ln \frac{b}{r_w}} + \frac{C}{r_w} \right]^{-1} \quad (\text{Équation 8})$$

Dans les équations (7) et (8), A, B et C sont des coefficients empiriques adimensionnels qui dépendent de la géométrie de l'ouvrage et de son degré de pénétration dans l'aquifère.

La procédure de détermination de la conductivité hydraulique (K) consiste à :

- tracer sur un diagramme logarithmique la variation du niveau d'eau enregistrée durant l'essai en fonction du temps,
- déterminer la pente de cette courbe,
- estimer les coefficients A et B,
- utiliser l'équation (6) pour calculer la conductivité hydraulique (K).

- ✓ **Le coefficient d'emmagasinement (S)**

Le coefficient d'emmagasinement a été déterminé selon la méthode de Rorabaugh (1960), qui utilise les caractéristiques de trois piézomètres alignés. Les micro-piézomètres Pz3, Pz4 et Pz6 sont sur une même section dans la zone d'épandage et ont été choisis.

L'équation de Rorabaugh s'écrit :

$$\frac{T}{S} = \frac{\Delta h}{\Delta t} \times \frac{cd(c+d)}{2(bc-ad)} \quad (\text{Équation 9})$$

Où

T = la transmissivité de l'aquifère déterminée en multipliant la conductivité hydraulique K par l'épaisseur de l'aquifère

$\Delta h$  = variation du niveau d'eau entre les hautes eaux et les basses eaux en m

$\Delta t$  = temps écoulé entre les hautes eaux et les basses eaux en secondes

c, d sont les distances entre les piézomètres 1, 2, 3

a, b représentent la différence de niveau d'eau respectivement dans les micro-piézomètres 1-2 (Pz3 et Pz4) et 2-3 (Pz4 et Pz6).

## IV.5 Résultats obtenus de l'investigation du site expérimental

### IV.5.1 Epandage effectif

L'évolution du niveau d'eau par rapport au fond de la rivière est analysée, avec un accent mis sur les périodes d'épandage. Le suivi permet d'identifier les périodes d'épandage pour lesquelles le niveau initial correspond au niveau le plus élevé de la rivière.

L'analyse des lames d'eau de surface montre qu'il y a eu au total 9 inondations de la zone d'épandage durant la saison 2021-2022 (Figure IV. 7), avec des crues généralement de faible amplitude, mais quelques-unes de forte amplitude, comme celle du 19/07/2022. Chaque épisode d'épandage est spécifique en fonction de l'hydrogramme de crue et du temps d'épandage. Le mois de septembre enregistre le plus de crues avec 5 épisodes successifs d'épandage. Deux autres importants épisodes d'épandage, le 16/04/2022 et le 23/05/2022, n'ont pu être suivis de près avec les sondes automatiques en raison du caractère intermittent du cours d'eau.

L'épandage commence au niveau du seuil 2 puis s'étend au seuil 1. Il est constaté qu'une inondation de l'aval du seuil 2, soit l'amont du seuil 1, nécessite une hauteur d'eau en amont du seuil 2 de plus de 25 cm par rapport au niveau naturel du sol.

Les caractéristiques de chaque épisode d'épandage observé sont résumées comme suit :

- **Epandage du 19/07/2022** : l'épandage d'eau a débuté le 19 juillet à 5 h 05 et s'est achevé à 20 h 45, totalisant une durée de 15 h 40. Le niveau maximal d'eau a atteint 2,75 m par rapport au fond de la rivière. La surface d'épandage est d'environ 638 633 m<sup>2</sup>, soit environ 64 ha.

- **Épandage du 01/08/2022** : cet épisode a commencé à 3 h 35 et s'est terminé à 12 h 35, soit une durée d'épandage de 9 heures, permettant d'atteindre une lame d'eau maximale de 1,79 m. La surface d'épandage est d'environ 448 645 m<sup>2</sup>, soit environ 45 ha.
- **Épandage du 05/08/2022** : avec une durée d'épandage de 10 h 20, la lame d'eau maximale a atteint 1,85 m. La surface d'épandage est d'environ 448 645 m<sup>2</sup>, soit environ 45 ha.
- **Épandage du 31/08/2022** : cet épandage a duré 17 heures, avec une lame d'eau maximale de 2 m. La surface d'épandage est d'environ 448 645 m<sup>2</sup>, soit environ 45 ha.
- **Épandage du 2-3/09/2022** : cet épandage s'est déroulé de manière intermittente, avec une première phase de 7 h 05 le 02 septembre et 20 h le 03 septembre. Les lames d'eau maximales étaient respectivement de 1,81 m et 2,06 m pour les deux jours. La surface d'épandage est d'environ 638 633 m<sup>2</sup>, soit environ 64 ha.
- **Épandage du 08/09/2022** : cet épisode a duré 9 heures, avec une lame d'eau maximale de 1,78m. La surface d'épandage est d'environ 448 645 m<sup>2</sup>, soit environ 45 ha.
- **Épandage du 12-13/09/2022** : l'épandage a duré 21 heures, atteignant une lame d'eau maximale de 2 m. La surface d'épandage est d'environ 448 645 m<sup>2</sup>, soit environ 45 ha.
- **Épandage du 22-23/09/2023** : cet épandage a duré 16 heures avec une lame d'eau maximale de 1,78 m. La surface d'épandage est d'environ 448 645 m<sup>2</sup>, environ 45 ha.

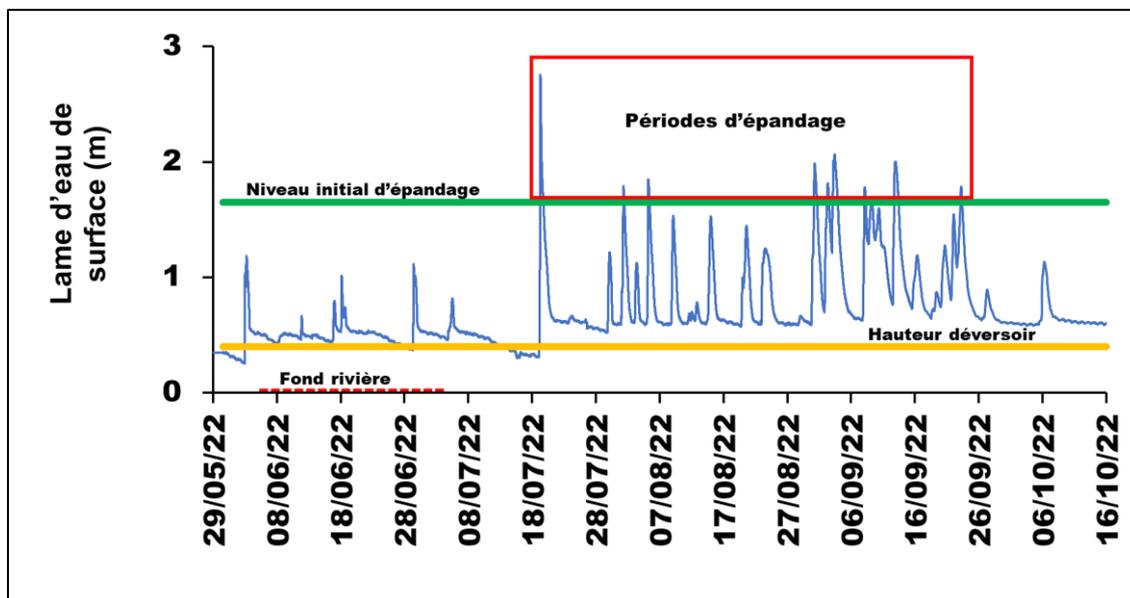


Figure IV. 7: Evolution du niveau d'eau de surface avec les épisodes d'épandage durant l'année 2022

#### IV.5.2 Caractéristiques de la zone non saturée

### ➤ **Caractéristiques physiques des sols déterminés**

Les analyses en laboratoire des échantillons de sol prélevés ont permis de déterminer la granulométrie, les densités (réelle et apparente) ainsi que la porosité dans la zone d'épandage.

#### ✓ **La granulométrie**

L'analyse granulométrique réalisée sur quatre points d'échantillonnage, de l'amont à l'aval des seuils, selon la classification USDA, montre que les sols sont de texture limono-fine à limon-argileuse (Figure IV. 8).

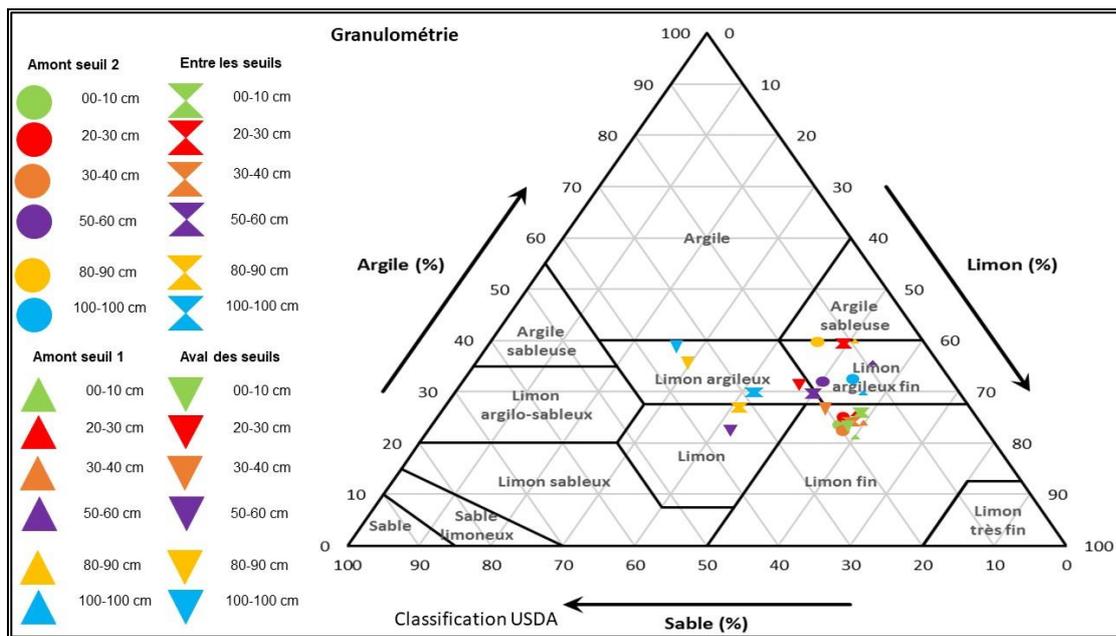


Figure IV. 8: Résultats de l'analyse granulométrique au laboratoire pour les sols de la zone

#### ✓ **Les densités**

La densité réelle varie entre 2,19 et 2,77, tandis que la densité apparente se situe entre 1,35 et 1,41 (Figure IV. 9). Ces valeurs sont caractéristiques des sols rencontrés au Burkina Faso, avec une densité réelle moyenne d'environ 2,5. Il est à noter que la densité apparente peut varier dans le temps en fonction de facteurs tels que la pression, la teneur en eau, la température et d'autres propriétés physiques du sol (Murad et al., 2020; Porzig et al., 2018; Singh et al., 2021). Des mesures in situ en mai 2021 ont donné des valeurs de densité apparente comprises entre 1,4 et 1,6 g/cm<sup>3</sup> à 50-60 cm de profondeur, confirmant cette variabilité temporelle.

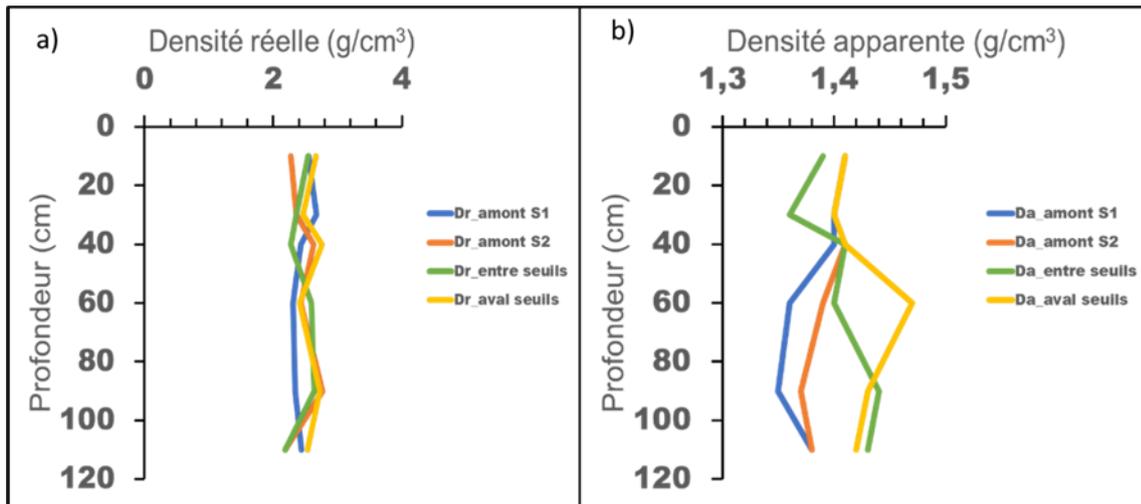


Figure IV. 9: a) Densités réelles et b) densités apparentes en fonction de la profondeur sur le site d'étude

✓ *La porosité*

La porosité totale du sol, déterminée à partir des densités sèche et réelle, est en moyenne de 43,20 % sur tout le profil de 120 cm (Figure IV. 10). Cette valeur reflète la porosité caractéristique des sols limono-argileux. Les teneurs en eau à saturation mesurées par les sondes sont égales ou légèrement inférieures à la porosité correspondante, pouvant s'expliquer par des erreurs de mesure, mais aussi par la variabilité temporelle de la porosité.

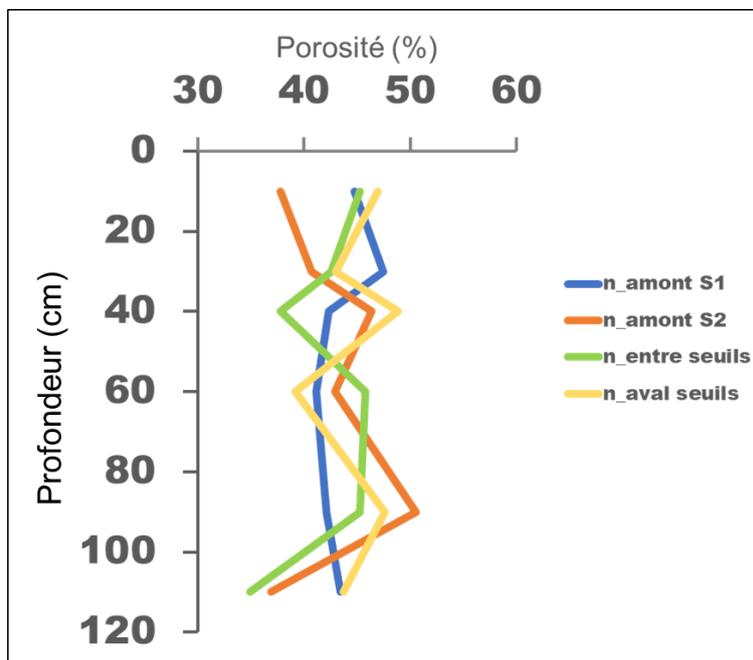


Figure IV. 10: Porosité en fonction de la profondeur sur les points d'échantillonnage

➤ **Caractéristiques hydrodynamiques**

✓ *La conductivité hydraulique à saturation*

Les mesures effectuées dans la zone non saturée ont donné des valeurs de conductivité hydraulique à saturation ( $K_s$ ) comprises entre  $8,3 \times 10^{-8}$  m/s et  $5,5 \times 10^{-5}$  m/s (Tableau IV. 2). Ces valeurs de  $K_s$  sont hétérogènes, de la surface jusqu'en profondeur et spatialement. Ces valeurs de  $K_s$  sont similaires à celles rapportées dans la littérature pour des sols argileux à limono-argileux (Durner, 1994; Shukla, 2023). Ces valeurs indiquent également une infiltration faible avec une percolation lente. Ces caractéristiques limitent une bonne recharge de la nappe.

Tableau IV. 2 : Conductivité hydraulique à saturation de profils sur le site expérimental

Profils	$K_s$ 10cm (m/s)	$K_s$ 65cm (m/s)	$K_s$ 150cm (m/s)	Profils	$K_s$ 10cm (m/s)	$K_s$ 65cm (m/s)	$K_s$ 150cm (m/s)
<b>Amont immédiat Seuil 2</b>				<b>Amont immédiat Seuil 1</b>			
P3	$5,3 \times 10^{-06}$	$4,2 \times 10^{-06}$	$5,6 \times 10^{-07}$	P1	$7,5 \times 10^{-06}$	$8,3 \times 10^{-07}$	$5,6 \times 10^{-07}$
P4	$2,5 \times 10^{-06}$	$1,1 \times 10^{-06}$	$8 \times 10^{-07}$	P2	$2,8 \times 10^{-07}$	$8,3 \times 10^{-07}$	$8,3 \times 10^{-07}$
P7	$3,3 \times 10^{-08}$	$3,3 \times 10^{-08}$		P17	$7,2 \times 10^{-06}$	$5,6 \times 10^{-07}$	
P9	$5,6 \times 10^{-07}$	$8,3 \times 10^{-08}$		P18	$1,4 \times 10^{-07}$	$1,3 \times 10^{-05}$	
P10	$7,1 \times 10^{-06}$	$1,8 \times 10^{-05}$	$4,7 \times 10^{-05}$				
P13	$2,5 \times 10^{-06}$	$3,2 \times 10^{-05}$					
<b>Entre Seuil 1 et Seuil 2</b>				<b>Aval Seuils</b>			
P14	$1,3 \times 10^{-05}$	$4,6 \times 10^{-06}$		P19	$3,4 \times 10^{-06}$	$1,7 \times 10^{-06}$	
P15	$1,3 \times 10^{-06}$	$4,6 \times 10^{-06}$		P20	$3 \times 10^{-06}$	$4,2 \times 10^{-07}$	$4,2 \times 10^{-07}$
P16	$2,8 \times 10^{-05}$	$8,3 \times 10^{-07}$	$5,6 \times 10^{-07}$	P21	$5,6 \times 10^{-07}$	$5 \times 10^{-06}$	
P23	$1,7 \times 10^{-06}$	$1,6 \times 10^{-05}$		P22	$1,7 \times 10^{-06}$	$8,3 \times 10^{-07}$	
P8	$1,7 \times 10^{-06}$	$1,7 \times 10^{-06}$	$1,7 \times 10^{-06}$				
P11	$7 \times 10^{-06}$	$3,3 \times 10^{-06}$	$5 \times 10^{-06}$				
P12	$5,5 \times 10^{-05}$	$2,4 \times 10^{-05}$					
P5	$5,6 \times 10^{-07}$	$5,6 \times 10^{-07}$					
P6	$5 \times 10^{-06}$	$8,3 \times 10^{-07}$	$5,6 \times 10^{-07}$				

#### ✓ *Les humidités du sol au laboratoire*

L'humidité à pF2,5, représentant la capacité au champ, est comprise entre 18,23 et 31,34 % (Figure IV. 11). L'humidité à pF4,2, considérée comme le point de flétrissement, varie de 7,58 à 18,52 %. La différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement constitue la réserve utile en eau dont les plantes ont besoin. La majorité des valeurs trouvées sont similaires aux estimations de la FAO (Allen et al., 2006) pour ces types de sols limoneux à argileux.

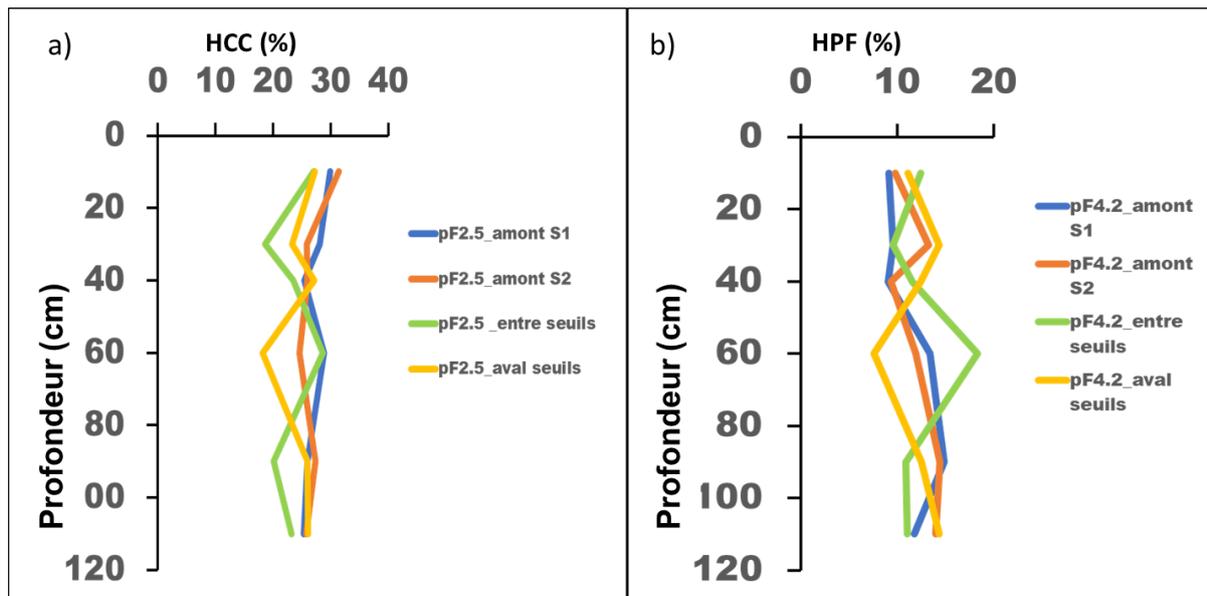


Figure IV. 11: Humidités du sol en fonction de la profondeur mesurées au laboratoire

✓ *L'évolution de la teneur en eau dans le sol*

Le suivi de l'évolution de la teneur en eau du sol a débuté en juillet 2021 sur une période de 27 mois. Cependant, pour tenir compte d'un cycle saisonnier normal, les données de juillet à octobre 2021 ont été exclues de l'analyse. De même, la période de novembre 2022 à octobre 2023 a été écartée, les sondes ayant rencontré des difficultés de mesure, laissant une partie de la saison des pluies sans données. Les analyses se concentrent donc sur la période du 1<sup>er</sup> novembre 2021 au 31 octobre 2022.

Les données de teneur en eau collectées permettent de comprendre les mouvements d'eau sur le profil étudié. Ces données mesurées sur le terrain sont analysées en prenant en compte les valeurs d'humidités et de porosité mesurées au laboratoire pour chaque profondeur de sol.

▪ **Evolution générale sur tout le profil**

L'évolution de la teneur en eau intégrée sur l'ensemble du profil de 0-120 cm en fonction du temps (Figure IV. 12) permet de distinguer les périodes d'infiltration et de drainage dans le sol. Une augmentation globale de la teneur en eau en saison hivernale est constatée.

La saturation et la désaturation en eau du sol interviennent de façon brusque entre mars et mi-juillet, avec des périodes d'humidification du sol espacée dans le temps. Cela peut s'expliquer par une mauvaise répartition des pluies, l'état du couvert végétal et les caractéristiques du sol. L'analyse de la distribution des pluies montre en effet des périodes sèches entre deux événements pluvieux, induisant la désaturation brusque et prolongée du profil hydrique.

A partir du mois d'août jusqu'en fin septembre, une saturation du sol est observée indiquant que le stock d'eau maximal est atteint. La désaturation ne reprend qu'à la fin de la saison des

pluies, en octobre, la teneur en eau décroissant lentement jusqu'à atteindre un minimum en mars-avril.

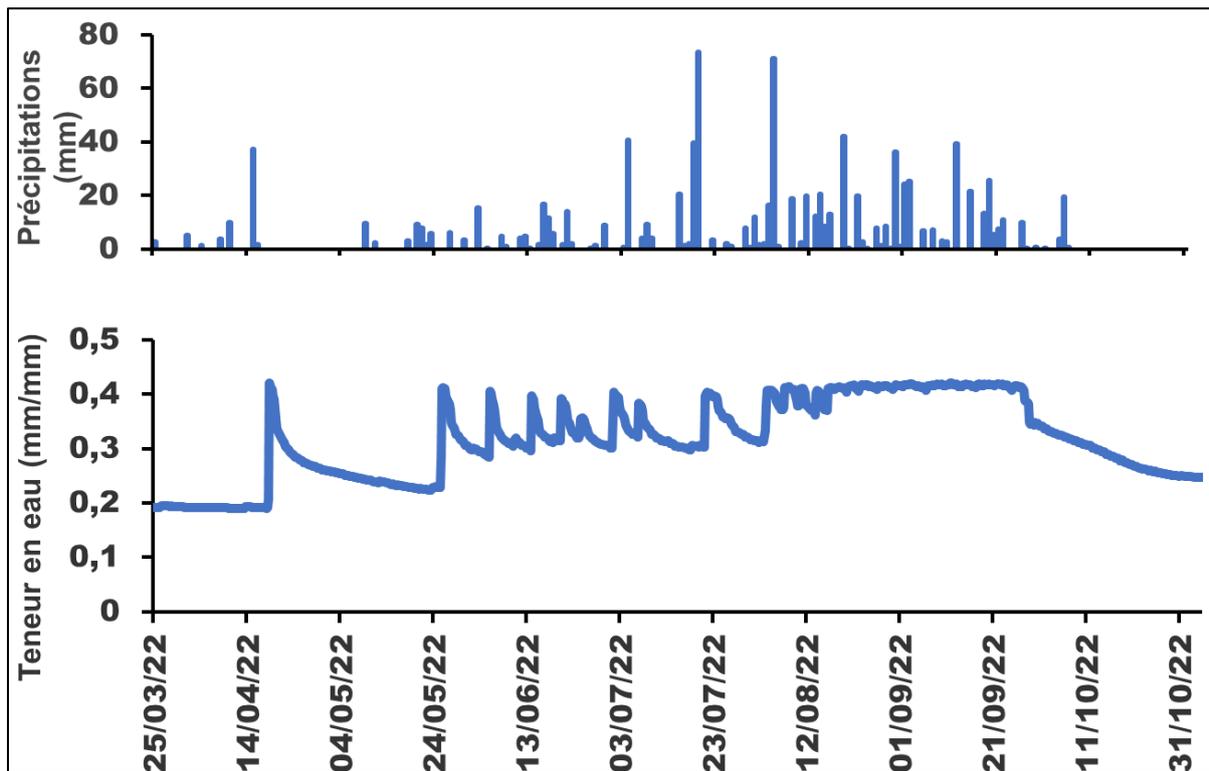


Figure IV. 12: Evolution de la teneur en eau sur tout le profil dans le temps en amont du seuil  
1

- ***Evolution en fonction de la profondeur***

Pour mieux comprendre les mouvements d'eau dans la zone non saturée pendant les périodes d'épandage, l'analyse a été affinée sur la zone, en amont des seuils 1 et 2, et en aval. Parmi les 12 profondeurs mesurées, trois horizons distincts sont identifiés avec une ou deux profondeurs représentatives de chaque horizon cible retenu pour l'analyse. La définition des horizons a pris en compte les profondeurs présentant une évolution similaire de leur courbe de teneur en eau. Les horizons sont : l'horizon supérieur (0-50 cm), l'horizon intermédiaire (50-80 cm) et l'horizon inférieur (80-120 cm).

De manière générale, le suivi montre que le sol en amont des seuils reste humide jusqu'à l'horizon intermédiaire, même en période sèche, contrairement à l'aval qui s'assèche complètement sur 120 cm. Cet effet avait été démontré par des études antérieures (Van Driel & Vlaar, 1991) sur l'impact des digues filtrantes sur l'infiltration. L'évolution de la teneur en eau par profondeur montre un drainage lent, laissant penser aux sols à caractère semi-perméable dans la zone. Sur l'horizon supérieur, zone d'intérêt pour l'agriculture, de fortes variations de teneur en eau sont observées, notamment dans sa couche de 0-10 cm, sensible aux facteurs atmosphériques et environnementaux. L'horizon intermédiaire des variations brusques de

teneur en eau sont constatées, indiquant une infiltration et/ou une évaporation, tandis que l'horizon inférieur connaît moins de variations de teneurs en eau qui sont faibles. La faible variation des teneurs en eau dans l'horizon inférieur en amont et en aval des seuils suggère soit des limites techniques des sondes pour mesurer précisément l'humidité en profondeur, soit une zone de transit rapide vers la nappe, sans restitution par évaporation.

Les teneurs en eau comprises entre l'humidité à la capacité au champ (HCC) et l'humidité au point de flétrissement permanent (HPF) correspondent à la réserve utile en eau du sol (RU). Les teneurs en eau comprises entre HCC et HPF représentent la plage dans laquelle l'eau est disponible pour les plantes, allant d'un état de confort hydrique à un état de stress croissant à mesure que la teneur en eau diminue. L'activité des plantes et leur croissance sont optimales dans la partie supérieure de cette plage. Les teneurs en eau en dessous du point de flétrissement sont des conséquences de l'état de flétrissement permanent des plantes pendant ces périodes. Les teneurs en eau au-dessus de l'HCC peuvent occasionner l'écoulement progressif par gravité de l'excès d'eau pour percoler en profondeur, soit de l'infiltration. Quand on est proche de la surface, il peut y avoir également de l'évaporation.

- **Amont du seuil 2**

En amont du seuil 2, l'évolution de la teneur en eau (Figure IV. 13) montre une saturation pour les profondeurs allant de 0 à 80 cm en août septembre sauf la couche 20-30 cm. Dans cette couche de 20-30 cm, une teneur en eau constante inférieure à la porosité (atteinte pendant certaines périodes de l'année) est constatée de juillet à septembre. Cela peut s'expliquer principalement par les mécanismes de rétention d'eau dans le sol et l'établissement d'un équilibre hydrique à l'échelle des pores, c'est-à-dire que les apports sont compensés par les pertes (évapotranspiration et drainage). L'horizon inférieur (80-120 cm) n'atteint pas la saturation, même en période d'épandage. Tout au long de l'année considérée, les teneurs en eau de cet horizon sont comprises entre la capacité au champ et le point de flétrissement.

Les trois horizons distincts identifiés dans cette partie de la zone sont :

- l'horizon supérieur (0-50 cm) présente une variation de teneur en eau de 38 %. Les teneurs en eau résiduelle sont presque nulles.
- l'horizon intermédiaire (50-80 cm) avec une variation de la teneur en eau de 15 %
- l'horizon inférieur montre une faible variation de 3 %.

La forte variation de l'horizon supérieur indique une bonne infiltration d'eau de surface, favorisée par les nombreux pores et craquelures présents dans cet horizon. Cela permet de satisfaire à la fois l'évapotranspiration et la percolation profonde vers la nappe. La variation de teneur en eau de l'horizon intermédiaire traduit également un drainage depuis l'horizon supérieur. Entre juillet et fin septembre, des teneurs en eau supérieures à la capacité au

champ (HCC) sont observées dans les horizons supérieurs et intermédiaires en amont du seuil 2, ce qui favorise probablement la percolation de l'eau vers la nappe d'eau souterraine.

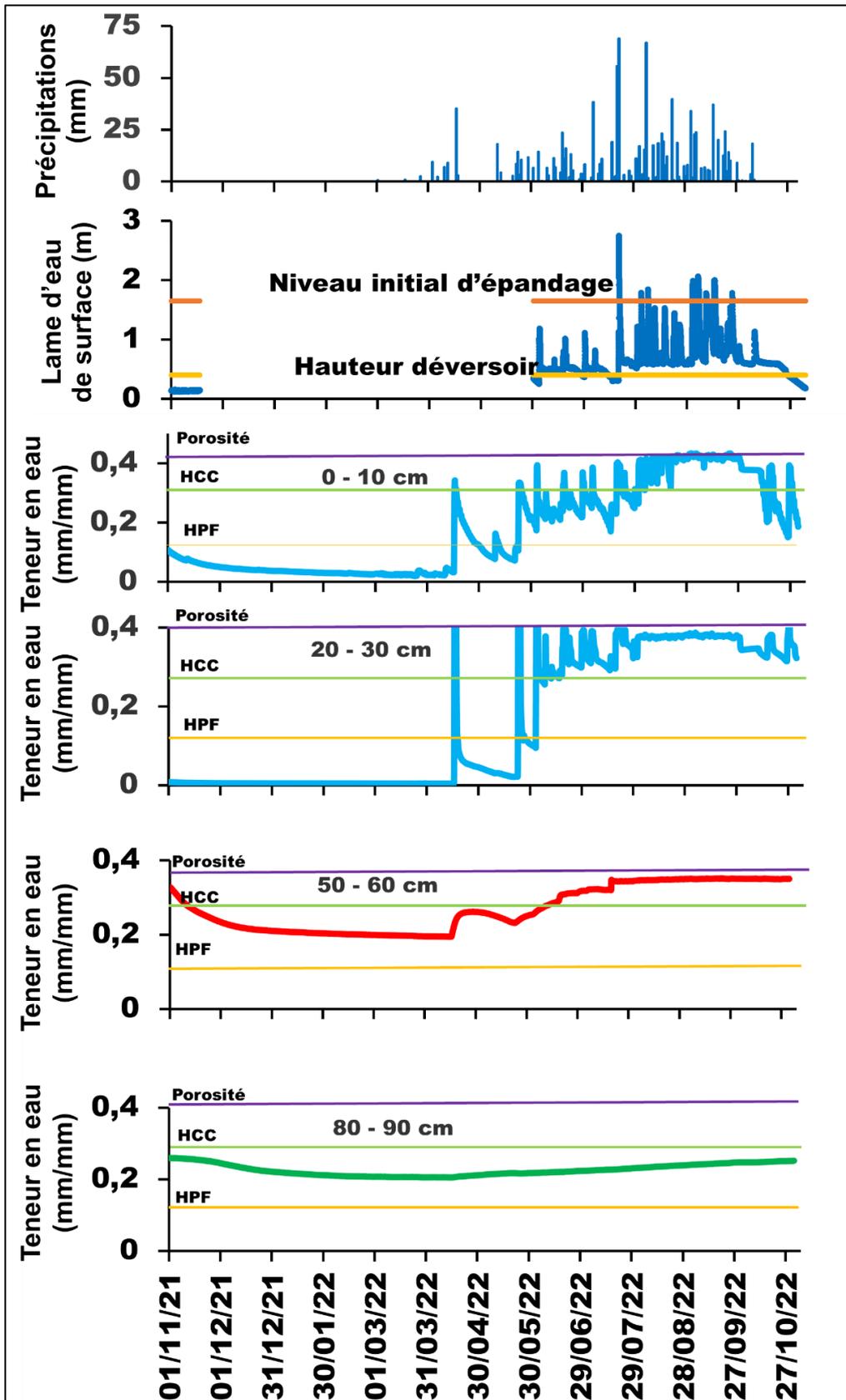


Figure IV. 13: Evolution de la teneur en eau en fonction du temps en amont du seuil 2

- **Amont du seuil 1**

En amont immédiat du seuil 1, la saturation est atteinte pour toutes les couches de l'horizon supérieur et de l'horizon intermédiaire (Figure IV. 14).

A la fin de la saison des pluies 2021, la désaturation amorcée fin octobre se poursuit jusqu'à l'arrivée de la première pluie de 2022, où seules les premières profondeurs (0-20 cm) réagissent.

À la suite de la pluie du 16/04/2022, tous les horizons réagissent avec une augmentation instantanée de la teneur en eau. Cependant, cette augmentation est rapidement reprise par l'évaporation, compte tenu de la longue période de désaturation d'octobre 2021 à avril 2022. Des baisses brutales de teneur en eau sur certaines profondeurs sont observées, pouvant s'expliquer par le fait que la teneur en eau est en ce moment entre la saturation et la capacité au champ mais aussi par:

- L'évaporation importante entre deux pluies, dans des périodes chaudes et ensoleillées,
- Un drainage efficace permettant une infiltration rapide de l'eau dans les couches profondes,
- Les caractéristiques du sol, notamment sa texture, structure, et perméabilité.

A la reprise des pluies, mieux réparties à partir du 23/05/2022, la teneur en eau évolue vers la saturation complète qui est atteinte en aout. Tout comme en amont du seuil 2 pour la couche 20-30 cm, un équilibre hydrique est constaté pour la couche 50-60 cm en amont du seuil 1.

L'horizon supérieur présente une variation de teneur en eau de 28 %, contre 22 % pour l'horizon intermédiaire et seulement 2 % pour l'horizon inférieur. Cette diminution de la variation avec la profondeur peut s'expliquer par un drainage ou une évaporation plus importante en surface. Des teneurs en eau supérieures à la capacité au champ (HCC) sont constatées entre juillet et fin septembre pour tous les horizons en amont du seuil 1, permettant probablement une percolation vers la nappe d'eau souterraine.

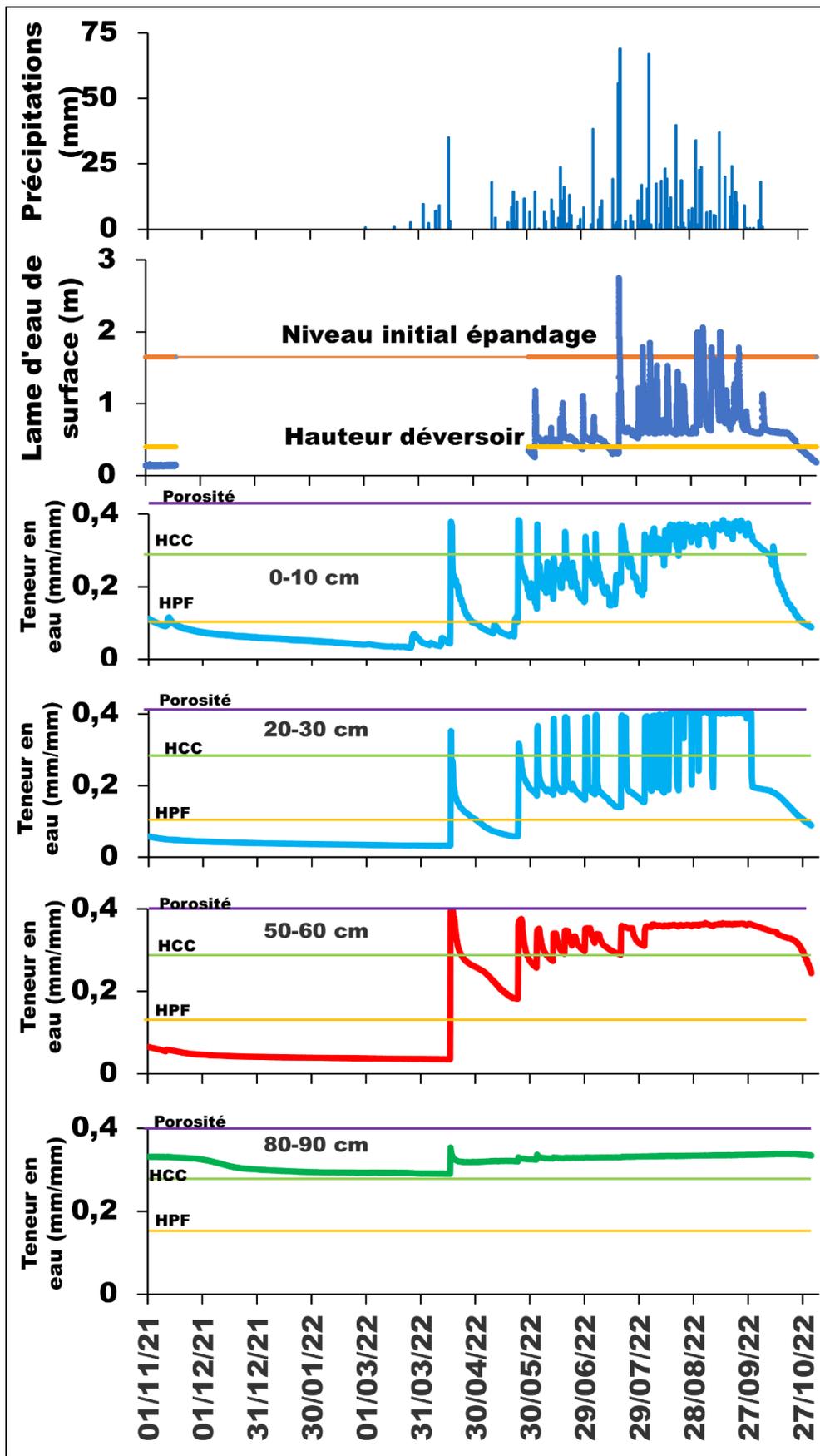


Figure IV. 14: Evolution de la teneur en eau en fonction de la profondeur au cours du temps en amont du seuil 1

- **Aval des seuils**

Tout comme en amont des seuils, la désaturation amorcée en octobre 2021 s'atténue en avril 2022 à la suite de la forte inondation du 16/04/2022. Cependant, contrairement à l'amont où une augmentation de la teneur en eau est observée à partir de cette date, malgré quelques diminutions ponctuelles, une vidange linéaire est observée en aval jusqu'à la prochaine inondation. A partir du 19/07/2022, la teneur en eau évolue positivement.

La Figure IV. 15 montre l'évolution de la teneur en eau en aval des seuils avec les différents horizons qui n'atteignent pas la saturation complète.

L'horizon supérieur présente une variation de teneur en eau de 30 %, contre 15 % pour l'horizon intermédiaire et seulement 5 % pour l'horizon inférieur.

De manière similaire à la situation en amont du seuil 1, des teneurs en eau supérieures à la capacité au champ (HCC) sont observées en aval des seuils entre juillet et fin septembre. Ce phénomène, qui concerne tous les horizons du sol, favorise probablement une percolation significative vers la nappe d'eau souterraine.

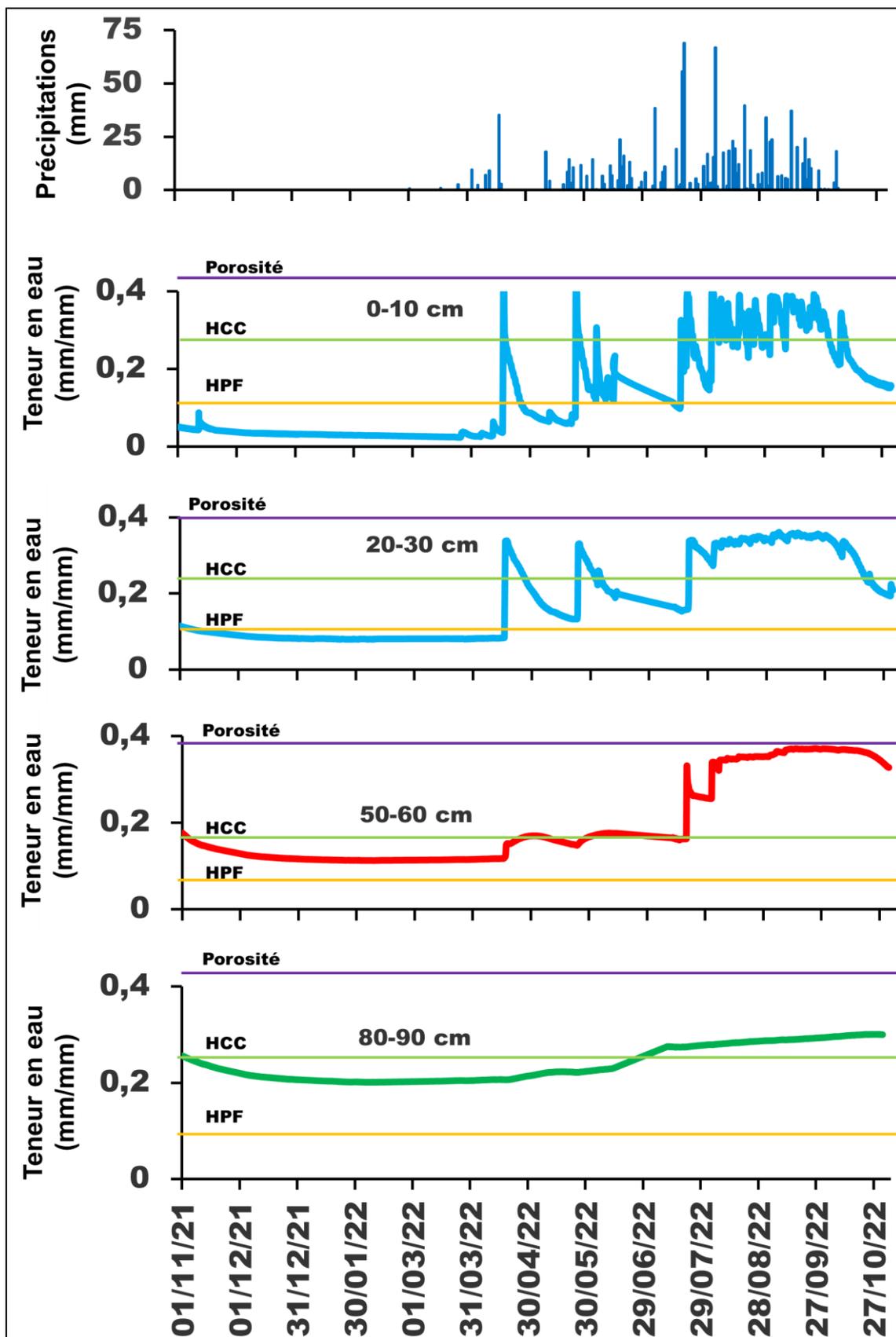


Figure IV. 15: Evolution de la teneur en eau en fonction de la profondeur au cours du temps en aval des seuils.

## ✓ Discussion

Les résultats obtenus renseignent sur les caractéristiques physiques des sols de Wedbila. D'un point de vue morpho-pédologique, ces résultats montrent que la quasi-totalité des types de sols rencontrés sont favorables à l'infiltration même si certains sols sont presque imperméables.

Les valeurs de densité apparente et des humidités pondérales trouvées sont dans la même tranche que celles de la littérature pour les mêmes types de sols au Burkina Faso (BUNASOLS, 2020) et dans la sous-région ouest africaine (Arrouays et al., 2014). Elles indiquent que les sols contiennent du sable en faible proportion, avec une activité biologique prononcée et une élasticité réduite des argiles.

Les conductivités hydrauliques à saturation mesurées faibles et sont similaires aux conductivités hydrauliques à saturation des sols argileux et limoneux de la littérature (Bambara et al., 2020; Soro, 2017). Le phénomène de saturation/désaturation observé peut être attribué à une reprise évaporatoire de l'humidité du sol ou à une infiltration vers la nappe. Cette infiltration est possible grâce aux nombreux pores et fissures des sols qui permettent la circulation de l'eau.

Au regard des conductivités hydrauliques à saturation mesurées, de l'évolution des teneurs en eau, de la présence de nombreux pores et de l'humidité du sol conservée jusqu'en février,

### IV.5.3 Caractéristiques de la zone saturée

#### ➤ Paramètres hydrodynamiques

##### ✓ Analyse des résultats de Slug tests réalisés

L'analyse s'est basée sur l'interprétation des courbes de charge normalisée (variation du niveau en fonction du temps) qui permet de comprendre le comportement de l'aquifère lorsqu'il est soumis à une sollicitation et de déterminer la perméabilité (Butler Jr. & Healey, 1998).

Sur les slug tests réalisés pour les ouvrages, les charges normalisées se superposent avec de légers décalages négligeables, indiquant un bon développement (Figure IV. 16 b et c). Ces faibles décalages peuvent s'expliquer par des différences de temps de retrait, de volumes d'eau retirés, ou de niveaux statiques initiaux non atteints avant chaque essai. Cependant, au micro-piézomètre Pz3, situé en amont du seuil 2, les courbes de charge normalisée des trois tests réalisés montrent que l'ouvrage n'a probablement pas atteint un développement optimal (Figure IV. 16 a). Un pompage à l'aide d'une pompe immergée a été réalisé par la suite pour parachever le développement de ce micro-piézomètre et déterminer la conductivité hydraulique.

A partir de ces courbes, les estimations de la conductivité hydraulique ont été faites en considérant la moyenne des trois essais effectués sur chaque ouvrage. Un exemple des

paramètres calculés dans le logiciel, à partir des données du micro-piézomètre Pz 22, est représenté sur la Figure IV. 16 d.

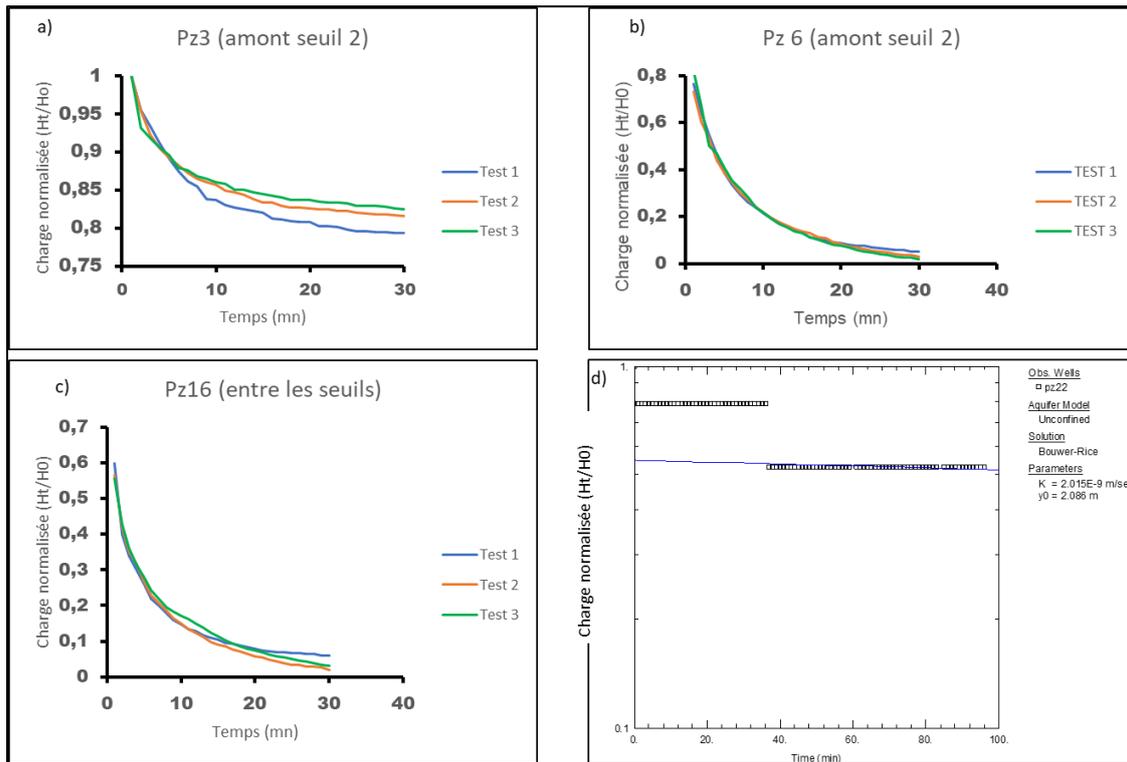


Figure IV. 16: Charges normalisées des essais slug test dans les micro-piézomètres et la solution de Bower & Rice appliquée

✓ Valeurs trouvées

Les résultats des paramètres hydrodynamiques calculés sont résumés dans le Tableau IV. 3.

Tableau IV. 3: Conductivités hydrauliques et transmissivités déduites de l'aquifère superficiel

Ouvrages	K (m/s)	T(m <sup>2</sup> /s)
Pz1	2,1 x 10 <sup>-09</sup>	3,7 x 10 <sup>-08</sup>
Pz2	1,9 x 10 <sup>-09</sup>	3,6 x 10 <sup>-08</sup>
PZ17	1,1 x 10 <sup>-08</sup>	2 x 10 <sup>-07</sup>
PZ18	1,7 x 10 <sup>-07</sup>	3 x 10 <sup>-06</sup>
PZ3	8 x 10 <sup>-09</sup>	1,5 x 10 <sup>-07</sup>
PZ4	1,3 x 10 <sup>-08</sup>	2,3 x 10 <sup>-07</sup>
PZ7	1,7 x 10 <sup>-07</sup>	3 x 10 <sup>-06</sup>
PZ10	2 x 10 <sup>-09</sup>	3,7 x 10 <sup>-08</sup>
PZ9	8,2 x 10 <sup>-09</sup>	1,5 x 10 <sup>-07</sup>
PZ13	5 x 10 <sup>-08</sup>	9,2 x 10 <sup>-07</sup>
PZ14	1,7 x 10 <sup>-08</sup>	3 x 10 <sup>-07</sup>
PZ15	2,4 x 10 <sup>-07</sup>	4,4 x 10 <sup>-06</sup>
PZ16	2,6 x 10 <sup>-06</sup>	4,6 x 10 <sup>-05</sup>
PZ8	1,7 x 10 <sup>-08</sup>	3,1 x 10 <sup>-07</sup>
PZ12	2,1 x 10 <sup>-06</sup>	3,9 x 10 <sup>-05</sup>
P11	3,4 x 10 <sup>-08</sup>	6,1 x 10 <sup>-07</sup>
PZ5	5,6 x 10 <sup>-08</sup>	1 x 10 <sup>-06</sup>
PZ6	2,2 x 10 <sup>-07</sup>	4 x 10 <sup>-06</sup>
PZ19	1,1 x 10 <sup>-06</sup>	1,9 x 10 <sup>-05</sup>
PZ20	2 x 10 <sup>-06</sup>	3,6 x 10 <sup>-05</sup>
PZ22	2 x 10 <sup>-09</sup>	2,6 x 10 <sup>-08</sup>
P23	2,6 x 10 <sup>-06</sup>	4,6 x 10 <sup>-05</sup>

Le tableau montre que la conductivité hydraulique de l'aquifère est globalement faible. Ces valeurs de conductivité hydraulique sont hétérogènes, avec une forte dispersion variant de 8,2 x 10<sup>-9</sup> à 2,6 x 10<sup>-6</sup> m/s.

Ces valeurs sont caractéristiques des aquifères superficiels constitués d'argiles et de limons hétérogènes, comme cela a été rapporté dans d'autres études (Dassargues, 2020).

Les valeurs de conductivités hydrauliques sont dans l'ordre de valeurs trouvées par d'autres auteurs, notamment Bambara et al. (2020), qui ont également estimé les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère superficiel au Burkina Faso à partir de slug tests. Ces valeurs sont également comparables à celles des travaux menés en Inde en zone semi-aride (Pakparvar, 2015; Yeh & Chen, 2007).

Cependant, lorsqu'elles sont comparées à celles obtenues par Lamachère (1990) à partir d'essais de pompage sur l'altération au Burkina Faso, une légère différence est observée. Cela peut s'expliquer par le fait que les micro-piézomètres ne captent qu'une partie.

Enfin, la valeur du coefficient d'emmagasinement calculé est de  $2,8 \times 10^{-04}$ , ce qui est très faible et du même ordre de grandeur que les valeurs rapportées par d'autres auteurs au Burkina Faso, comme résumé dans le Tableau IV. 4. Cette valeur faible est probablement liée à la géologie qui révèle une bonne fraction d'argileuse dans la lithologie de l'aquifère superficiel libre. Ce coefficient d'emmagasinement serait alors plus de la porosité efficace.

Tableau IV. 4 : Caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère superficiel au Burkina modifiée de Compaore (1997)

Localité	Lithologie	Conductivité hydraulique (m/s)	Coefficient d'emmagasinement	Reference
Burkina Faso (Centre Est)	Arènes	0,65 x 10 <sup>-5</sup> à 1,05 x 10 <sup>-5</sup>		(IWACO, 1990)
Burkina Faso (Centre )	Altération de granito-gneiss	2 x 10 <sup>-5</sup>	1,8 x 10 <sup>-5</sup>	(Engalenc et al., 1979)
Burkina Faso (Nord)	Altération de granite	3,4 x10 <sup>-6</sup>	7,3 x 10 <sup>-4</sup>	(IWACO, 1990)
Burkina Faso (Centre Sud)	Alterations	3 x 10 <sup>-5</sup> à 4,6 x 10 <sup>-8</sup>		(KOUDOUGOU et al., 2021)

#### ➤ Piézométrie de la nappe superficielle

### ✓ Evolution des niveaux d'eau de la nappe superficielle

Le suivi mensuel des micro-piézomètres et des puits à grand diamètre montre une évolution différente du niveau d'eau d'une année à l'autre. Les périodes de niveaux d'eau faibles s'étalent de mai à fin juillet selon les ouvrages, tandis que les niveaux d'eau élevés sont observés en septembre.

La Figure IV. 17 présente l'évolution du niveau piézométrique de différents ouvrages sur le site expérimental. Les micro-piézomètres PZ2, PZ3, PZ4, PZ5, PZ6, PZ11, PZ16, PZ17 et PZ20, situés sur le site, montrent que la nappe réagit aux évènements pluvieux. Le niveau d'eau souterraine est plus élevé entre les seuils qu'en amont immédiat de chaque seuil et en aval des seuils. Le niveau d'eau souterraine moyen en amont des seuils est plus élevé d'un m que le niveau d'eau en aval des seuils. Les évolutions des niveaux d'eau de l'amont vers l'aval des seuils sont:

- Les micro-piézomètres Pz3, Pz4 et Pz6, situés en amont du seuil 2, ont des niveaux piézométriques relativement plus faibles que les autres. Pour ces piézomètres, la remontée du niveau d'eau en 2020 a été meilleure qu'en 2021 et 2022 ;
- Les piézomètres Pz5, Pz11, Pz16 et Pz17, situés dans la partie centrale des seuils, montrent de bonnes remontées du niveau de la nappe qui avoisine le niveau naturel du sol en septembre ;
- Les micro-piézomètres Pz2 et Pz20, situé respectivement en amont immédiat du seuil 1 et en aval des seuils, montrent une bonne remontée du niveau de la nappe mais inférieure au niveau entre les seuils.

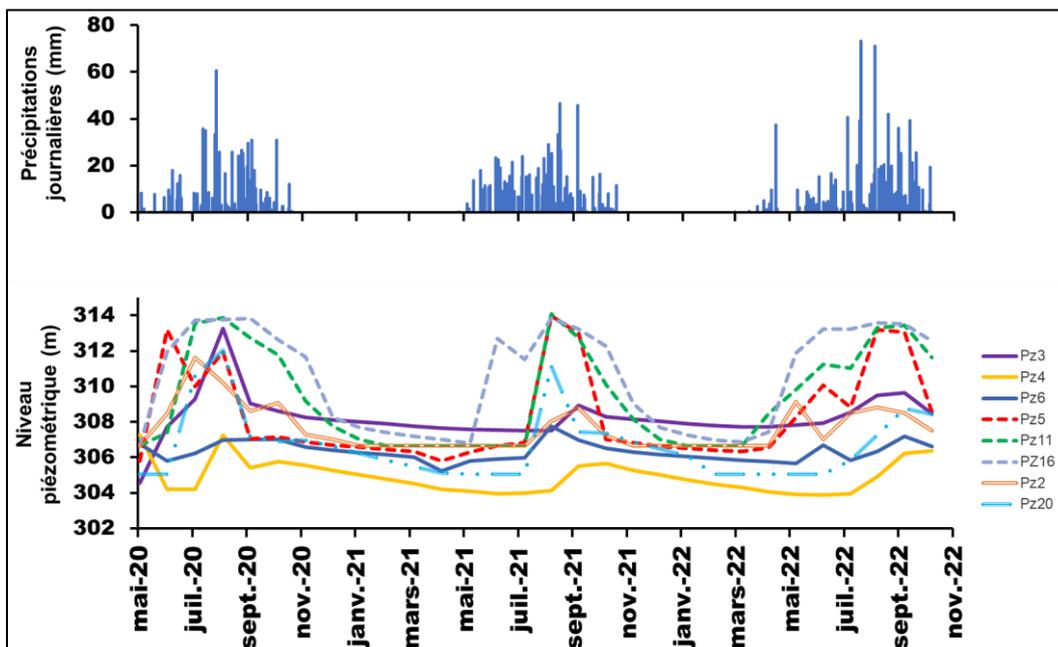


Figure IV. 17: Evolution du niveau piézométrique dans les micro-piézomètres en amont et aval des seuils

## **IV.6 Conclusion**

La connaissance des caractéristiques physiques du sol et de l'aquifère a permis de mieux comprendre les caractéristiques hydrologiques du site, ouvrant les perspectives pour l'analyse de la recharge induite par les seuils dans la zone. Les caractéristiques du site montrent que l'épandage est effectif, que les sols sont propices à l'infiltration et la percolation d'eau vers la nappe d'eau souterraine. L'évolution du niveau d'eau souterraine montre une bonne remontée de la nappe mise en évidence par le suivi piézométrique. Cela ouvre la voie à une analyse plus approfondie de l'impact des seuils d'épandage sur la recharge des nappes dans les chapitres suivants.

## **Chapitre V : Contribution des seuils d'épandage à la recharge de la nappe superficielle**

### **V.1 Introduction**

L'effet des seuils d'épandage sur la recharge de la nappe, bien que potentiellement marginal, mérite d'être démontré pour une meilleure coordination de leur mise en place et de leur suivi. Contrairement aux autres ouvrages de recharge artificielle, l'estimation de la recharge induite par les seuils d'épandage, en période d'inondation, est complexe, car son estimation est étroitement liée à tous les paramètres climatiques.

Les études sur les interactions entre les rivières et les aquifères montrent que lorsque le cours d'eau est drainant par rapport à l'aquifère, les épandages ne sont pas efficaces car une bonne partie de l'eau qui recharge la nappe retourne à la rivière quand son niveau baisse. En revanche, quand le cours d'eau est perché par rapport à l'aquifère, les épandages peuvent représenter un apport d'eau significatif (Besbes, 2006). Ce phénomène est constaté sur le site d'étude, et l'effet instantané de l'épandage temporaire sur la recharge de l'aquifère sera évalué.

Ce chapitre évalue l'effet des seuils construits en amont du barrage de Wedbila sur la recharge de la nappe : i) qualitativement à travers les mesures de teneur en eau du sol, de niveau d'eau souterraine et de la lame d'eau de surface, ii) quantitativement en utilisant la méthode du bilan d'eau du sol. Pour rappel, l'année 2021-2022 a été retenue pour les analyses et la quantification de la recharge de la nappe aquifère en raison de la disponibilité des données (cf. chapitre IV)

De façon spécifique, il s'agira :

- d'analyser le processus d'infiltration, la dynamique d'eau en général et spécifiquement pendant les périodes d'épandage ;
- d'estimer l'infiltration et la recharge induites par les seuils d'épandages ;
- estimer la part contributive des seuils d'épandage à la recharge dans la zone et sur le bassin versant.

### **V.2 Evaluation qualitative de l'effet des seuils d'épandage sur la recharge de la nappe d'eau souterraine**

Pour évaluer l'effet des seuils d'épandage sur la recharge de la nappe d'eau souterraine, la profondeur du niveau d'eau souterraine dans les micro-piézomètres a été mise en relation avec les teneurs en eau du sol, la lame d'eau de surface et les précipitations dans la zone d'épandage et hors de cette zone. Cela est illustré sur la Figure V. 1 qui montre une bonne

corrélation entre les précipitations, la lame d'eau de surface, les teneurs en eau du sol et la profondeur du niveau d'eau souterraine.

La pluviométrie qui a débuté en fin mars 2022 s'est vite estompée dans la deuxième moitié du mois d'avril pour reprendre en mai. A partir de juin 2022, la pluie est plus ou moins bien répartie avec quelques périodes de sécheresses. Les pluies d'amplitudes supérieures à 20 mm/jour considérées comme pluies moyennes par l'agence nationale de la météorologie sont constatées dans cette période jusqu'à l'arrêt des pluies en mi-octobre.

L'évolution de la lame d'eau de surface montre que les épisodes d'épandage sont observés dans la période de juillet à septembre de l'année considérée (2021-2022). Ce constat est fait dans la zone d'épandage où la lame d'eau est suivie avec 9 épisodes d'épandage. Comme mentionné dans le chapitre IV, deux épisodes d'épandages ont lieu en avril et mai, mais la lame d'eau n'a pas pu être mesurée, ce qui ne permet pas leur représentation sur le graphique. Le niveau d'eau dans la rivière est resté supérieur au déversoir du seuil à partir de l'épisode d'épandage du 19/07/2022 jusqu'à mi-octobre 2022 où il baisse jusqu'à assèchement total du cours d'eau en novembre, en attendant la prochaine saison des pluies. La rivière est restée asséchée de novembre 2021 à pratiquement fin mai 2022 avec quelques écoulements lors des épisodes d'épandage du 16/04/2022 et du 23/05/2022.

L'évolution des teneurs en eau en lien avec les précipitations et la lame d'eau de surface montre que dès la première pluie enregistrée le 27/03/2022, les teneurs en eau aussi bien dans la zone d'épandage qu'hors d'épandage, augmentent au cours du temps, en lien avec la pluie et la lame d'eau de surface, jusqu'à devenir presque stable à partir du mois d'août, lorsque la saturation du sol est complète. Ces temps de saturation de la teneur en eau permettent une percolation plus profonde pour recharger la nappe aquifère. Il est à noter qu'en aval (hors zone d'épandage), la saturation complète ne reste pas constante.

Les profils de front d'humidité lors des périodes d'épandage (Figure V. 2) montrent que l'augmentation de la teneur en eau est décalée par rapport au début de l'épandage. Ce constat est également fait pour le temps de désaturation constaté lors de l'épandage du 19/07/2022 qui montre que la désaturation est intervenue six jours après la saturation. Le temps de désaturation est dans ce cas long, mais l'est encore à partir du mois d'août lorsque la saturation est constante jusqu'en fin septembre. La désaturation est alors liée à la distribution des pluies et à l'état d'humidité du sol. Les profils de front d'humidité montrent également que les variations de teneur en eau dépendent de l'état d'humidité initial du sol. Lorsque le sol est désaturé (Figure V. 2a), les variations de teneurs en eau sont importantes depuis la surface jusqu'à 90 cm de profondeur, où elles deviennent très faibles. Mais lorsque le sol est déjà proche de la saturation (Figure V. 2b), ces variations restent confinées aux horizons de surface, la nappe étant alors alimentée principalement par la percolation des couches

profondes. Lorsque le sol est complètement saturé (Figure V. 2c), seules les profondeurs superficielles (0-30 cm) connaissent une variation de la teneur en eau. L'état hydrique initial du sol est alors une condition pour l'infiltration et la recharge de la nappe à la suite d'un évènement pluvieux ou d'un épandage.

L'évolution de la profondeur du niveau d'eau souterraine montre que les remontées de niveau d'eau sont globalement plus élevées dans la zone d'épandage que hors de cette zone. D'une manière générale, certains micro-piézomètres commencent à tarir dès novembre tandis que d'autres ne tarissent qu'à partir de février et peut s'expliquer par des prélèvements d'eau à proximité pouvant accélérer le tarissement de certains micro-piézomètres. La remontée du niveau d'eau dans les micro-piézomètres n'est pas observée dès les premières pluies mais plus tard en juillet-août. Ceci peut s'expliquer par la saturation en eau du sol non encore atteinte à ce stade. Les micro-piézomètres PZ2, PZ16 et PZ11, dans la zone d'épandage, réagissent à la suite de la pluviométrie du 19/07/2022 qui a occasionné un épandage d'au moins 12h. En effet, lorsque les besoins en eau des plantes sont satisfaits et les pores remplis d'eau, la percolation prend place et la remontée du niveau d'eau souterraine est possible, en fonction des caractéristiques physiques du sol, mais également des , des fentes et craquelures (Hillel, 2003; Shukla, 2023). La remontée du niveau d'eau dans le micro-piézomètre PZ20 hors de la zone d'épandage est également tardive, soit en août 2022. A la fin de la saison, une irrigation est pratiquée en aval des seuils avec un effet visible aussi bien sur les teneurs en eau que la remontée du niveau d'eau en aval des seuils.

Concernant l'effet des seuils sur la recharge, les épisodes d'épandage semblent avoir un effet marqué, sur la remontée du niveau piézométrique, avec des pics plus prononcés, constatés lorsque la lame d'eau de surface est au-dessus du déversoir du seuil dans la zone d'épandage représentée par les micro-piézomètres PZ2, PZ16 et PZ11. Les pics sont également constatés hors de la zone d'épandage représentée par le micro-piézomètre PZ20, mais moins prononcés. La remontée du niveau d'eau pendant les épisodes d'épandage dans la zone d'épandage est nettement élevée que dans la zone hors épandage marqués par les pics plus élevés pour les micro-piézomètres PZ2, PZ16 et PZ11 représentatifs. En Exemple, lors de l'épandage du 19/07/2022, une remontée du niveau d'eau moyenne de 3,6 m dans la zone d'épandage est constatée contre 0 m hors zone d'épandage.

Un décalage temporel est noté entre le début d'épandage et la remontée du niveau d'eau de la nappe, d'environ 30 mn à 1 heure. Ce décalage temporel entre le début de l'épandage et la réaction de la nappe s'explique par le temps nécessaire à l'infiltration de l'eau dans le sol et à sa percolation jusqu'à la surface de la nappe aquifère. Le niveau maximal de remontée est atteint plusieurs heures après la fin de l'épandage et est corrélé ( $R^2 = 0,68$ ) à la lame d'eau épandue et au temps d'épandage.

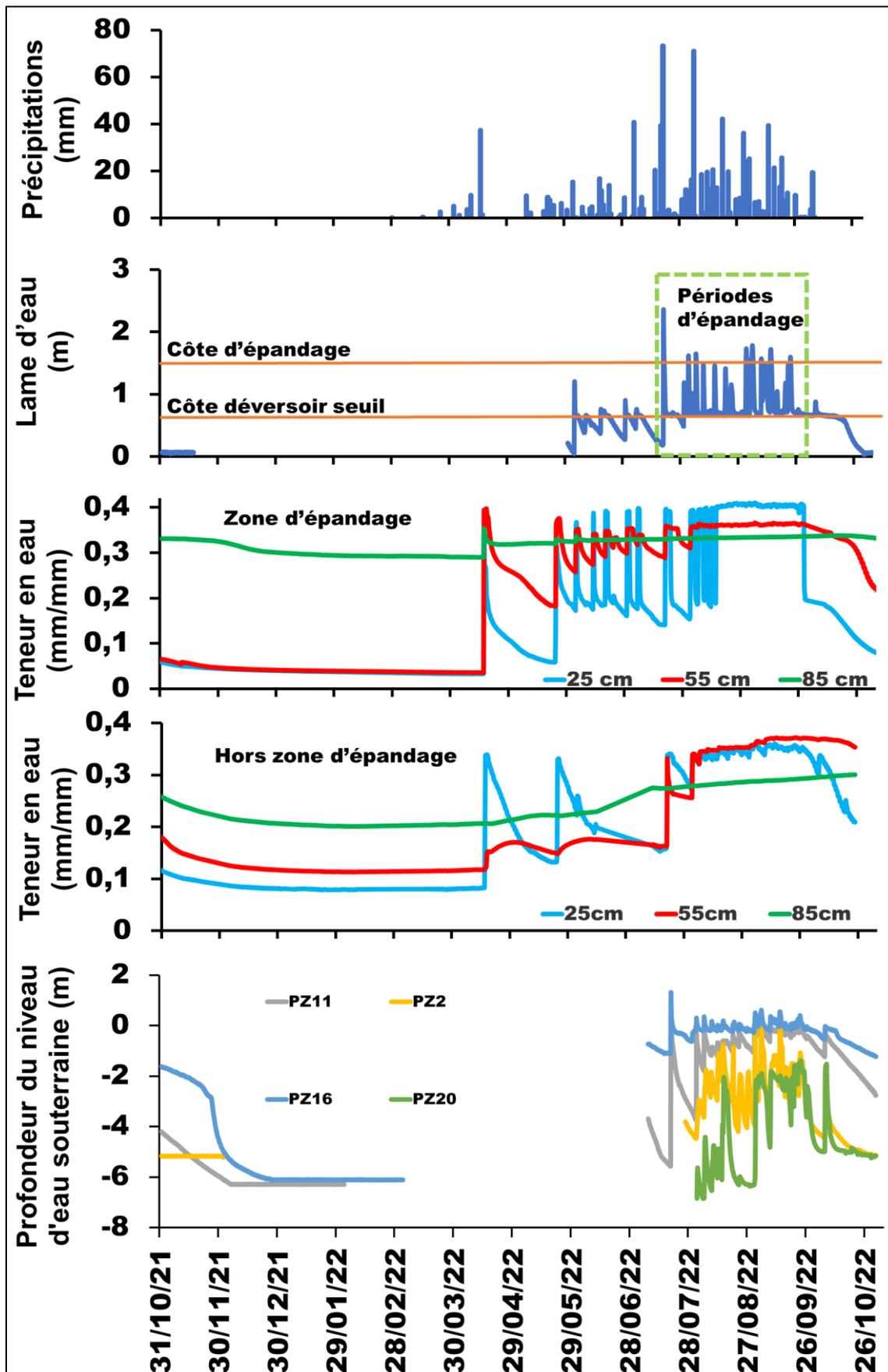


Figure V. 1: Mise en emphase des teneurs en eau du sol, de la lame d'eau de surface et de la profondeur du niveau d'eau souterraine

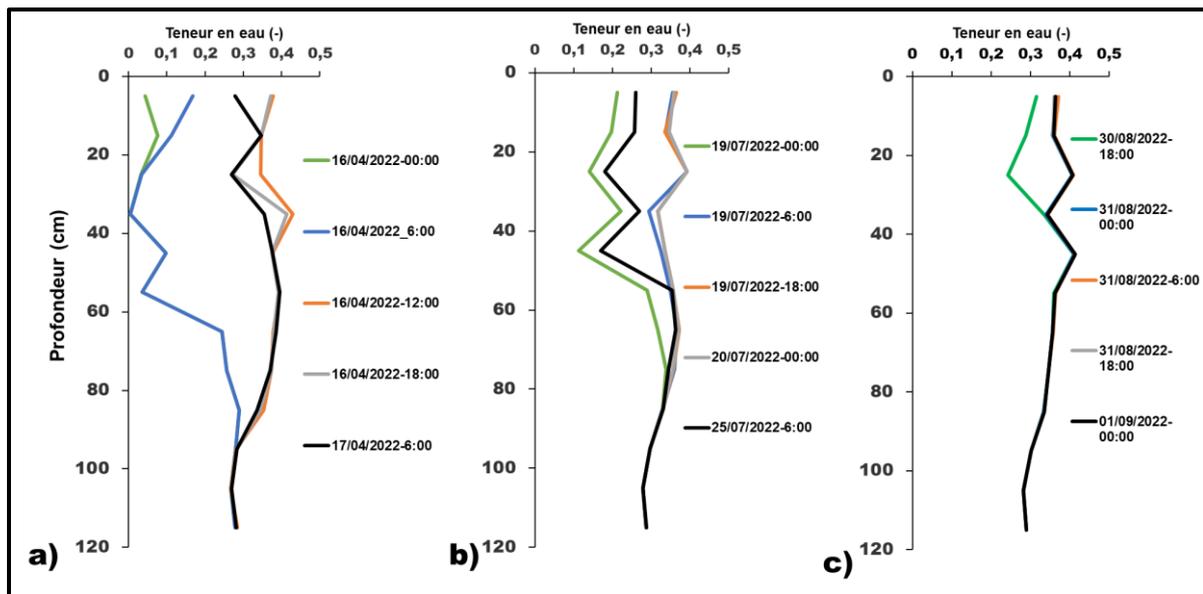


Figure V. 2: Evolution du front d'humidité dans la zone d'épandage après le passage d'une crue en fonction de l'état d'humidité initial du sol

### V.3 Quantification de l'impact des seuils à la recharge des eaux souterraines

#### V.3.1 Estimation de l'infiltration sur le site

L'infiltration a été estimée en utilisant la méthode du bilan d'eau du sol. Selon Healy (2010), les modèles de bilan d'eau du sol pour estimer la recharge comportent deux composantes : un modèle pour le sol ou de la zone racinaire qui estime la quantité d'eau drainée à la base de cette zone, et un sous-modèle qui transporte cette quantité d'eau drainée jusqu'à la surface piézométrique (Figure V. 3). Cette quantité d'eau drainée, considérée comme infiltration  $I$  (Allen et al., 2006; Healy, 2010; Hillel, 2013) est déterminée à partir de l'équation suivante :

$$I = P - ET^{uz} - \Delta S^{uz} - R_{off} \quad (\text{Équation 10})$$

Où

$P$  : la précipitation (mm)

$ET^{uz}$  : ou ETR représente l'évapotranspiration réelle (mm)

$\Delta S^{uz}$  : variation du stock d'eau dans le sol (mm)

$R_{off}$  : le ruissellement (mm)

$I$  : infiltration (mm)

Certains auteurs (Batelaan & De Smedt, 2007; Flint & Flint, 2007) assimilent cette infiltration à la recharge potentielle de la nappe aquifère.

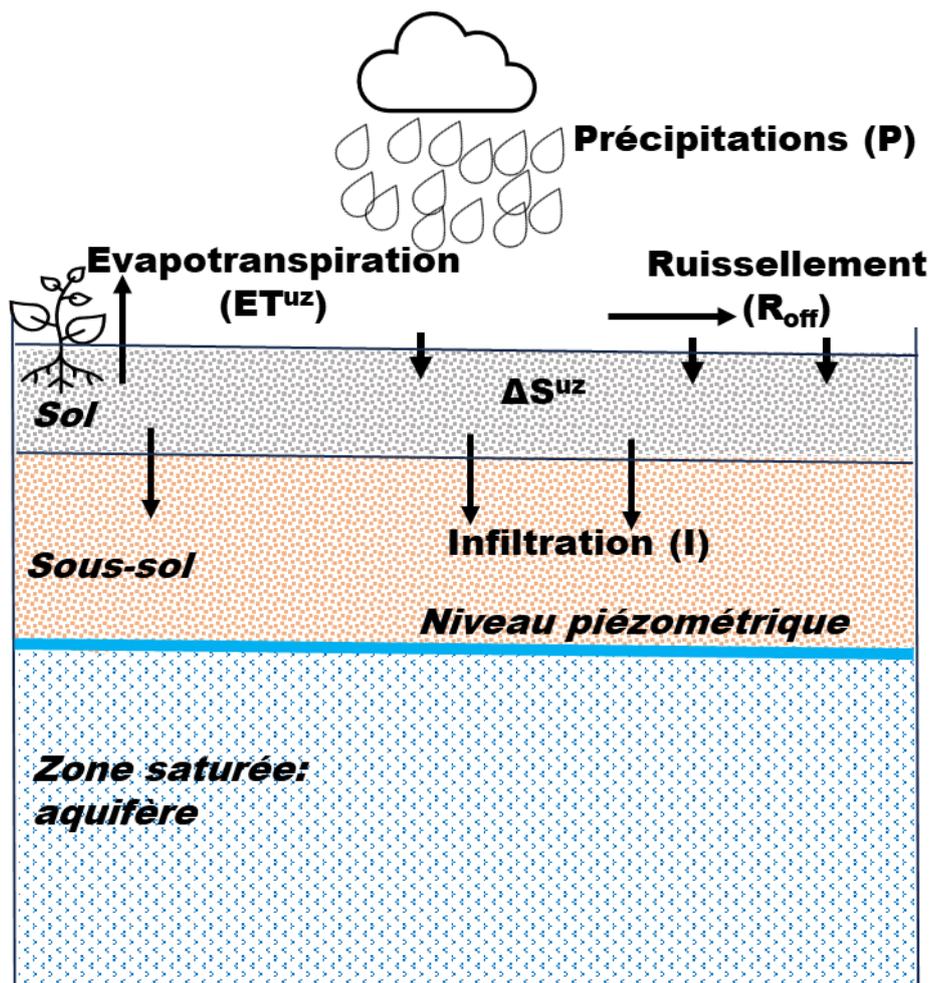


Figure V. 3: Modèle d'infiltration à partir de la zone non saturée

#### ✓ **Les précipitations**

Les précipitations ont été mesurées sur trois stations météorologiques et une moyenne arithmétique est considérée (cf. chapitre III). Pour les épisodes d'épandage, la lame d'eau de surface a été utilisée à la place des précipitations, afin de prendre en compte l'influence de la hauteur d'eau stagnante sur l'infiltration lors de l'épandage. Il faut rappeler que les temps d'épandage ne dépassent pas 24h soit un jour. Lors de l'arrivée d'une crue, les niveaux d'eau augmentent rapidement, provoquant un épandage. L'ampleur de l'épandage varie en fonction de l'hydrogramme de crue. Au pic de la crue, une hauteur d'eau maximale est atteinte, inondant une vaste surface de terres en amont et une partie en aval du seuil. À mesure que la crue s'atténue, l'étendue de l'épandage diminue progressivement, et l'écoulement d'eau se concentre à nouveau dans le lit mineur de la rivière. Pour ces jours d'épandage, la hauteur d'eau maximale ( $H_{max}$  en mm) est considérée égale à la quantité

$$I = H_{max} - ET^{uz} - \Delta S^{uz} - R_{off} \quad (\text{Équation 11})$$

✓ **La variation de stock d'eau**

La variation de stock d'eau ( $\Delta S^{uz}$ ) est obtenue sur la base des stocks d'eau du sol. Le stock d'eau a été calculé à partir des mesures de teneur en eau sur le profil de sol de 0 à 120 cm, selon l'équation :

$$S^{uz} = \int_z^0 \theta dz \quad (\text{Équation 12})$$

La variation de stock d'eau est alors déterminée, pour un pas de temps, comme suit :

$$\Delta S^{uz} = (S_i^{uz} - S_{i-1}^{uz}) \div (t_i - t_{i-1}) \quad (\text{Équation 13})$$

L'évolution des teneurs en eau dans le temps permet de calculer aisément la variation de stock d'eau journalière. Cette variation journalière est soit une évapotranspiration, soit une infiltration vers les horizons de sol plus profonds.

Lorsque la variation est positive, cela représente une entrée d'eau de surface dans le sol. Une variation négative indique une sortie d'eau, notamment en l'absence d'évènement pluvieux.

Deux cas se présentent pour la variation de stock d'eau positive (Figure V. 4) :

- Avant la saturation complète du sol (d'avril à mi-août), la variation de stock d'eau du sol augmente brusquement avec les évènements pluvieux, avec des variations plus élevées lors des épisodes d'épandage ;
- Après la saturation complète du sol (à partir d'août), la variation du stock d'eau est nulle, quel que soit l'évènement pluvieux ou l'épisode d'épandage.

L'équation de l'infiltration devient alors :

$$I = P - ET^{uz} - R_{off} \quad (\text{Équation 14})$$

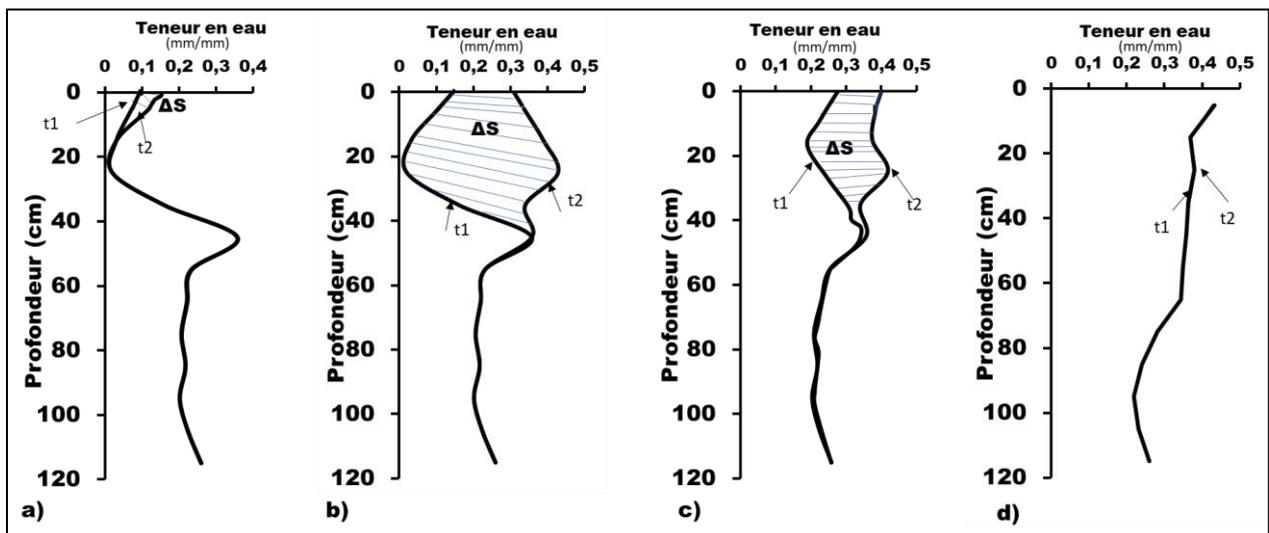


Figure V. 4: Variation du stock d'eau en fonction de l'état initial du sol et de l'évènement pluvieux a) Variation de la teneur en eau à partir d'un sol sec lors d'une pluie b) Variation de la teneur en eau à partir d'un sol sec lors d'une crue (épandage) c) Variation de la teneur en

eau à partir d'un sol humide lors d'une crue (épandage) d) Variation de la teneur en eau à partir d'un sol saturé lors d'une pluie ou épandage

La variation de stock d'eau moyenne calculée varie de -64 mm/j à +188 mm/j dans la zone d'épandage, et de -35 mm/j à +123 mm/j hors de cette zone. Les épisodes d'épandage avant la saturation constante en eau du sol, enregistrent les variations de stock d'eau positives les plus élevées. Cela suggère que l'épandage a un impact significatif sur l'augmentation du stock d'eau du sol. Les variations de stock d'eau négatives les plus élevées sont enregistrées au lendemain de l'épandage qui indiquent le changement de la saturation à la capacité au champ. Comme expliqué plus haut, la variation de stock d'eau est faible voire nulle pendant la saturation constante soit entre août et septembre. Les résultats de ces observations sont représentés sur la Figure V. 5 qui montre l'évolution des variations du stock d'eau.

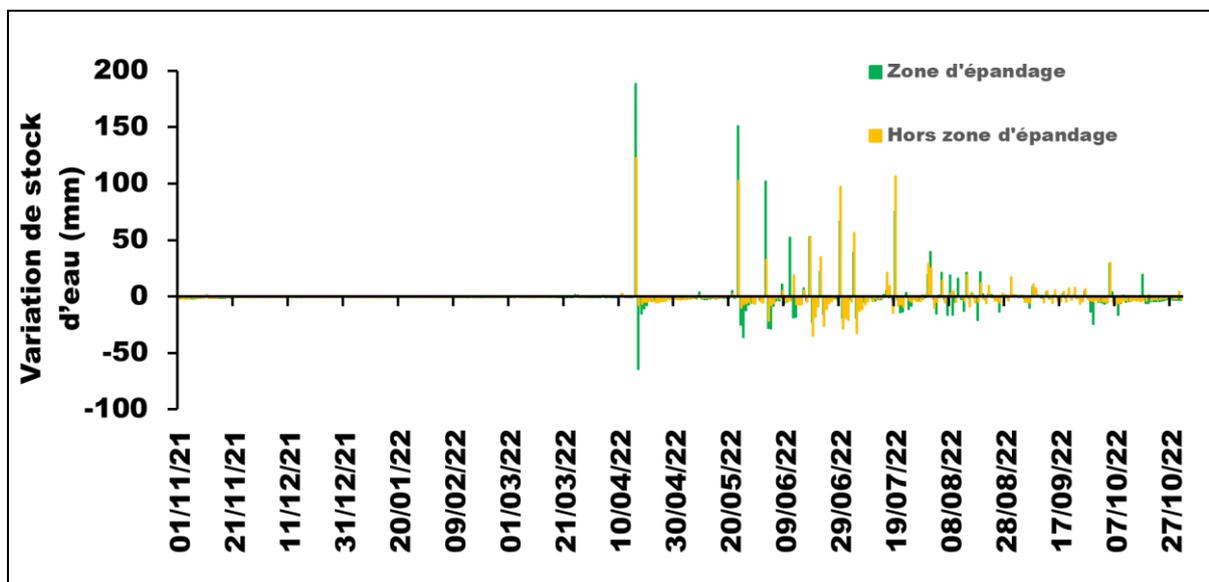


Figure V. 5: Variation du stock d'eau journalier dans la zone d'épandage et hors zone d'épandage

#### ✓ **L'évapotranspiration**

L'évapotranspiration réelle ETR pris égale à  $ET^{uz}$  dans notre cas, a été estimée à partir de l' $ET_o$  calculée par la méthode de Penman Montheith et de la variation de stock d'eau. Lorsque la valeur absolue de la variation de stock d'eau est supérieure à  $ET_o$ ,  $ET^{uz}$  est égale à l' $ET_o$ , et lorsque cette variation de stock d'eau est inférieure ou égale à  $ET_o$ , alors  $ET^{uz}$  est égale à la  $\Delta S^{uz}$ .

L'évapotranspiration  $ET^{uz}$  estimée varie entre 0,01mm/j à 7mm/j illustrée sur la Figure V. 6. L'évapotranspiration réelle annuelle est de 683 mm dans la zone d'épandage et 704 mm hors de cette zone. Cette différence de l' $ET^{uz}$  annuelle entre les deux zones, bien que relativement

faible peut s'expliquer par le fait que la zone hors épandage a une végétation plus développée ou des espèces avec une plus grande capacité d'évapotranspiration (cf. point IV.1).

L'évapotranspiration réelle est moins élevée dans la zone d'épandage entre mai et fin septembre coïncidant avec les périodes des épisodes d'épandage. A partir d'octobre, l'évapotranspiration dans la zone d'épandage est plus élevée pouvant s'expliquer par un stock d'eau plus élevé dans la zone d'épandage qu'en aval durant cette période. Ce constat est également fait dans les mois d'avril à mai où il y a eu deux épisodes d'épandage ayant sans doute permis un stock d'eau conséquent pour satisfaire l'évapotranspiration sur une longue période.

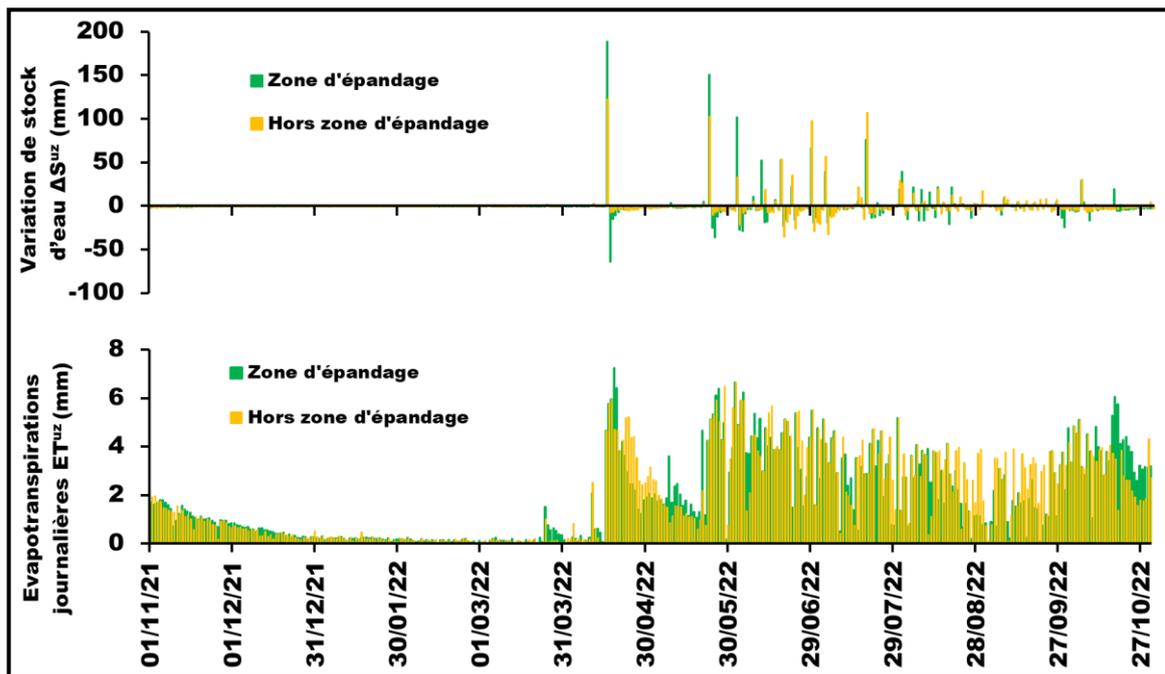


Figure V. 6 : Evolution de l'évapotranspiration journalière réelle dans la zone d'épandage et hors zone d'épandage

#### ✓ **Le ruissellement**

Le ruissellement  $R_{off}$  est calculé en utilisant la méthode de curve number (CN) du Service de conservation des sols des Etats-Unis (US Soil Conservation Service), qui est déterminé en fonction du type de sols présents et de l'utilisation des terres (Mishra & Singh, 2003). Cette méthode est utilisée dans les situations où il manque des mesures. Cependant, elle a des limites telles que la détermination du CN basée sur des moyennes pouvant ne pas refléter la variabilité des sols sur de courtes distances et ne prenant pas en compte suffisamment les conditions climatiques extrêmes. Pour limiter les incertitudes, la lame d'eau  $H_{max}$  est utilisée en période de crue et nous estimons que les 23 sites de mesures de la conductivité hydraulique des sols sont représentatifs du site expérimental qui est réduit.

Le ruissellement est déterminé selon l'équation suivante :

$$R_{off} = (P - 0.2S)^2 \div (P + 0.8S) \quad (\text{Équation 15})$$

Avec

$$S = \left( \frac{1000}{CN} - 10 \right) \times 25.4 \quad (\text{Équation 16})$$

Où

$R_{off}$  : ruissellement (mm),

P = précipitations (mm),

S= rétention potentielle maximum après le début du ruissellement (mm),

CN : curve number (-).

Le CN est déterminé en utilisant les classifications hydrologiques des sols en quatre groupes de sols proposées par les éditions actuelles de National Engineering Handbook (**NEH-4**) (Service, 1972; USDA-NRCS, 2004) et résumées dans le Tableau V. 1.

Tableau V. 1 : Curve number pour les groupes hydrologiques de sols et utilisation des terres sur le site d'étude

Utilisation des terres	Curve number pour les groupes hydrologiques de sols			
	A	B	C	D
	Sols à faible potentiel de ruissellement constitués de sable ou de gravier. $K_s > 75\text{mm/h}$	Sols avec des taux d'infiltration modérés de texture peu fine à peu grossière. $37,5 \leq K_s \leq 75\text{mm/h}$	Sols à faible taux d'infiltration de texture peu fine à fine. $12,5 \leq K_s \leq 37,5\text{mm/h}$	Sols à fort potentiel de ruissellement constitués d'argile, avec une nappe phréatique élevée. $K_s < 12,5\text{mm/h}$
Cultures	64	75	82	85
Rivière	77	86	91	94
Arbres	45	66	77	83
Pâturages	68	79	86	89

La caractérisation des sols dans la zone permet de classer les sols rencontrés dans les 4 groupes. Ceci a été possible connaissant les conductivités hydrauliques des sols présents. Le CN pondéré des sols présents et sur base de la superficie des terres utilisées est estimé à 84 pour la zone d'épandage (Tableau V. 2). En aval de la zone d'épandage recouverte par les arbres, une valeur de CN égale à 83 est considérée. Le ruissellement estimé sur la zone d'épandage atteint 80 % des pluies et varie de 0 à 1 143 mm/j dans la zone d'épandage, tandis que dans la zone hors épandage, il varie de 0 à 34,5 mm/j.

Tableau V. 2 : Curve number selon les groupes hydrologiques de sols, l'utilisation des terres dans la zone d'épandage

<b>Utilisation des terres et HSG</b>	<b>CN</b>	<b>Superficie (ares)</b>	<b>CN X superficie</b>
Cultures D	85	37,99	3 229,15
Cultures C	82	24,62	2 018,84
Cultures B	75	10	750
Cours d'eau D	94	9,27	871,38
Cours d'eau C	91	2,37	215,67
Cours d'eau B	86	1,1	94,6
Herbacées C	86	25,61	2 202,46
Herbacées B	79	4	316
Arbres D	83	40,54	3 364,82
		155,5	13 062,92
CN (pondéré)		<b>84</b>	

#### ✓ **Infiltration estimée**

Les quantités infiltrées calculées varient de 0 à 52 mm/jour dans la zone d'épandage et de 0 à 22,5 mm/jour hors de cette zone. Les quantités élevées correspondent aux jours d'épandage et aux périodes où le niveau d'eau est supérieur à la hauteur du déversoir du seuil dans la rivière.

L'infiltration annuelle est estimée à 568 mm dans la zone d'épandage, contre 286 mm hors de cette zone (Figure V. 7). Une partie de cette infiltration va recharger la nappe et alimenter le stock d'eau du sous-sol.

L'infiltration est plus importante dans la zone d'épandage, environ le double de celle calculée hors de cette zone. Les seuils d'épandage ont ainsi un effet positif sur l'infiltration par rapport à la zone sans seuils. L'infiltration quantifiée pour les périodes d'épandage est de 327 mm et représente 57 % de l'infiltration annuelle quantifiée dans la zone d'épandage. Rapportée à la superficie de la zone d'épandage, cette infiltration supplémentaire de 282 mm, correspond à un volume de l'ordre de 261 976 m<sup>3</sup> d'eau potentiellement mobilisable pour l'agriculture. Un essai de pompage a été réalisé sur un puits de grand diamètre situé dans la zone d'épandage. Le pompage a été effectué avec un débit de 4 m<sup>3</sup>/h pendant 3 heures consécutives. Lors du suivi de la remontée du niveau d'eau après l'arrêt du pompage, il a été observé que le niveau d'eau avait atteint un quart (1/4) de son niveau initial après 2 heures de récupération. Des débits plus faibles pourront donc être exploités pour les semis.

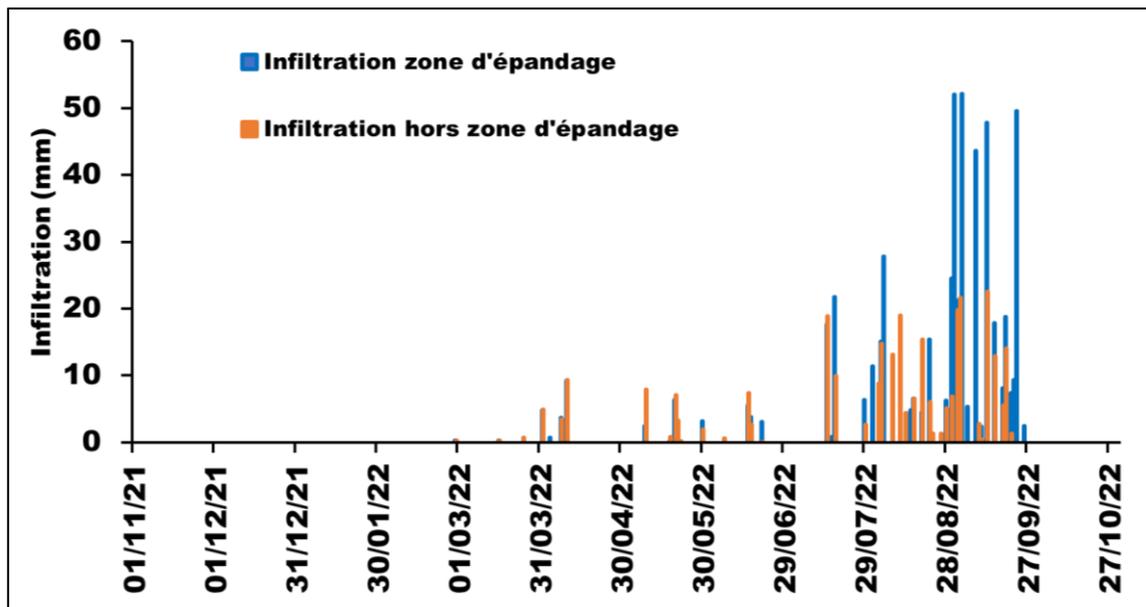


Figure V. 7: Comparaison de l'infiltration estimée dans la zone d'épandage et hors de la zone d'épandage.

### *V.3.2 Comparaison de la recharge potentielle induite par les seuils d'épandage et de la recharge dans le bassin versant*

L'infiltration annuelle quantifiée de 568 mm sur la zone d'épandage, rapportée à la surface (800 000 m<sup>2</sup>) est de 454 400 m<sup>3</sup> en volume d'eau. Une partie de cette infiltration contribue à la recharge de la nappe, dont la remontée du niveau d'eau souterraine est en moyenne de 3,48 m dans la zone d'épandage. L'infiltration lors des périodes d'épandage est égale à 327 mm, soit 261 976 m<sup>3</sup> d'eau. Plusieurs études précédentes (Batelaan & De Smedt, 2007; Dahan et al., 2008; Flint & Flint, 2007; Morin et al., 2009; Pakparvar et al., 2017), soutiennent que l'infiltration calculée peut être considérée comme équivalente à la recharge potentielle des nappes d'eau souterraine.

La recharge des eaux souterraines calculée sur le bassin versant de superficie 148 000 000 m<sup>2</sup> est de 247,7 mm, soit 36 659 600 m<sup>3</sup> d'eau. La recharge potentielle des eaux souterraines pendant les épisodes d'épandage représente alors 0,7% de la recharge sur le bassin versant.

Bien que cette contribution soit très faible au regard de la surface d'épandage par rapport au bassin versant, elle reste bonne et bénéfique à l'échelle locale et permettra sûrement aux producteurs de disposer d'eau à tout moment (réalisation des puits à grand diamètre ou de forages) pour leurs besoins. Elle n'est pas négligeable du point de vue des besoins en eau en culture et eu égard à la politique de gestion de la ressource intégrée des ressources en eau prônée par le Burkina Faso.

La remontée du niveau de la nappe induite par les seuils est également faible par rapport aux valeurs, de remontées du niveau d'eau induites par les seuils d'épandage construits ailleurs

au Burkina Faso, au Niger et au Tchad pouvant atteindre 20 m (Heinz et al. 2009). Cette comparaison de remontées de niveau d'eau, reste subjective du point de vue de plusieurs paramètres intervenant dans l'infiltration des eaux de surface.

Ceci démontre la complexité de l'estimation de la recharge et des facteurs multiples contraignants qui interviennent dans l'infiltration des eaux de surface vers les profondeurs souterraines

#### **V.4 Conclusion**

L'expérimentation sur les mouvements d'eau dans le sol a permis de dégager le rôle que jouent les seuils d'épandage sur la recharge de la nappe. Les seuils permettent de reconstituer un bon stock d'eau dans le sol, compensant ainsi la distribution inégale des pluies durant la période de développement des cultures. Les résultats semblent confirmer que l'infiltration est plus élevée dans la zone d'épandage qu'en dehors, montrant un effet positif des seuils. Si on se réfère à la superficie du bassin versant dans sa globalité, la recharge induite par les seuils dans la zone d'épandage est faible voir insignifiante par rapport à la recharge sur le bassin. Elle contribue toutefois localement à l'augmentation des réserves d'eau souterraine de la zone qui pourraient être exploitées pour la production agricole et les besoins de l'élevage. Les seuils peuvent donc être considérés comme une technique complémentaire lorsque les moyens et les conditions de terrain le permettent pour rehausser le niveau des nappes d'eau souterraine. Pour leur utilisation dans ce sens, des caractéristiques minimales du sol favorables à l'infiltration doivent être prises en compte avant leur réalisation. La connaissance primaire des sols en place est alors une étape expérimentale obligatoire pour la réalisation de ces types de seuils. L'effet des seuils devrait être également évalué sur des sols limono-sableux à sableux. Si l'approche du bilan d'eau du sol a permis de quantifier l'infiltration, des limites existent car le système de suivi peut comporter des erreurs de mesure, comme les sondes d'humidités ne mesurant que sur une partie de la zone non saturée. L'estimation du ruissellement étant également basé sur plusieurs critères et des classifications de sols issus de plusieurs pays qui ont sûrement de petites différences au niveau des caractéristiques texturales, les résultats restent approximatifs. L'utilisation d'autres méthodes d'estimation de l'infiltration pourrait permettre une meilleure évaluation. Il est donc prudent de ne pas généraliser ces résultats et tenir compte du contexte car certains paramètres peuvent contenir des erreurs.

Bien que nous ayons pu estimer la recharge potentielle à travers l'approche bilan d'eau du sol, nous essayerons dans le chapitre suivant, d'estimer la recharge réelle en utilisant l'approche numérique. La modélisation des transferts hydriques sera utilisée pour ce faire afin de séparer la transpiration, le stockage d'eau dans les horizons inférieurs et la recharge qui alimente l'aquifère sous-jacente.

## **Chapitre VI : Modélisation des transferts hydriques**

### **VI.1 Introduction**

La modélisation des écoulements souterrains occupe une place importante en hydrogéologie et dans la gestion des ressources en eau (Dassargues, 2020). Les modèles ont des caractéristiques spécifiques qui dépendent des objectifs poursuivis et des réalités du terrain, notamment la quantité et la qualité des données disponibles. Ils incluent des modèles mathématiques, des modèles analogues et des modèles numériques. Les dernières décennies ont vu l'expansion des modèles numériques dans la résolution des équations d'écoulement des eaux souterraines, permettant de construire des modèles sensiblement identiques à la réalité et offrant une connaissance maîtrisée (Dassargues, 2020). Les modèles numériques résolvent numériquement les équations qui gouvernent l'écoulement et le transport en milieu variablement saturé, permettant de prédire la dynamique d'eau et de solutés (Doppler et al., 2007; Gning, 2015). Ces modèles ont évolué pour inclure les processus d'interaction avec la surface (Anderson et al., 2015; Dassargues, 2020; Kollet & Maxwell, 2006; McDonald & Harbaugh, 1988). Ces modèles intégrés combinent les écoulements souterrains avec d'autres processus tels que les échanges eau-sol, les interactions avec la surface et les interactions avec les écosystèmes (Maxwell & Miller, 2005), permettant une vision holistique des systèmes hydriques et environnementaux et sont de plus en plus utilisés pour la résolution des événements spéciaux.

Dans le cadre de nos travaux, nous nous intéressons à la modélisation des écoulements souterrains, en particulier lors des inondations. L'impact des inondations sur la recharge des eaux souterraines connaît de plus en plus un intérêt, car elles permettent une accumulation de quantités d'eaux importantes en un laps de temps dans le sol avec une percolation vers la nappe. Les modèles numériques et plus spécifiquement les modèles transitoires trouvent leur sens, car ils prennent en compte les variations saisonnières de niveaux d'eau et les impacts des événements spéciaux qui semblent au mieux dans le cas des crues.

### **VI.2 Objectifs de la modélisation**

Les seuils d'épandage ont un caractère temporaire avec un temps d'épandage moyen de 12 heures. La lame d'eau épandue peut être scinder en ruissellement, infiltration, recharge et évapotranspiration. L'objectif principal est d'affiner les calculs d'estimation de la recharge de la nappe aquifère induite par les seuils d'épandage en utilisant une approche de modélisation qui permet d'intégrer tous les processus influents. Les objectifs secondaires sont de simuler la réponse du sol, c'est-à-dire la reproduction de l'évolution de la teneur en eau, de comparer la recharge en présence des seuils à celle sans les seuils. Cette étude menée au Burkina est

parmi les premières études à simuler les épandages temporaires provoqués sur une étendue plus ou moins maîtrisée. Une vue globale des phénomènes de transferts d'eau dans le sous-sol s'avère donc importante et nécessaire pour mieux comprendre les impacts des seuils d'épandage sur la recharge des eaux souterraines.

### VI.3 Modèle conceptuel

Le modèle conceptuel repose sur les informations recueillies sur le terrain. Nous détaillons les différentes étapes de conceptualisation comme suit :

➤ *Processus physiques à simuler*

Les processus à simuler sont les écoulements d'eau souterraine à travers la zone non saturée, avec un focus sur les périodes d'épandage.

➤ *Choix du logiciel*

Pour reproduire au mieux les écoulements souterrains lors de l'épandage des eaux de crue en amont des seuils de Wedbila, le logiciel HYDRUS est utilisé. Le code HYDRUS permet de résoudre les équations générales des transferts hydriques et de solutés en les discrétisant sur un maillage représentant le sol étudié. Ce maillage est adapté à des géométries complexes et à la technique de résolution de l'équation de Richards (1931) sous sa forme multidirectionnelle par la méthode des éléments finis (Simunek & Van Genuchten, 1999). Il prend en compte les dimensions 1D, 2D et 3D.

Les étapes de modélisation sont la construction du maillage, la définition des conditions initiales et des conditions aux limites, la discrétisation des équations de transferts sur le maillage en utilisant la méthode des éléments finis de Galerkin (Hutton & Anderson, 1971), la résolution numérique du système linéaire selon un processus itératif.

- *Equation générale de l'écoulement en milieu poreux non saturé*

Les modèles d'écoulements à simuler sont de quantifier les flux verticaux à travers la zone non saturé. Cela passe par la résolution de l'équation de continuité.

- *Equation de continuité*

L'équation de continuité, également appelée équation de conservation de la masse, exprime pour un élément de volume représentatif donné, l'égalité entre le bilan de masse entrant et sortant dans un intervalle de temps donné et la variation de la masse de volume durant le même temps (Dassargues, 2020). Elle représente la variation temporelle de la teneur en eau en fonction du flux et est donnée comme suit :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{q} \quad (\text{Équation 17})$$

$\frac{\partial \theta}{\partial t}$  : représente la variation temporelle de la teneur en eau  $\theta$  dans un volume donné

$-\nabla$  : opérateur de gradient

$\vec{q}$  : représente le flux

$-\nabla \cdot \vec{q}$  : divergence négative du flux d'eau

Elle modélise comment une quantité scalaire évolue dans le temps en fonction du flux qui entre ou sort d'une région donnée. Le terme de gauche est égal à la variation de la teneur en eau dans le temps. le terme de droite représente la divergence qui mesure le taux auquel le flux  $\vec{q}$  sort d'un point donné.

- **Equation de continuité en milieu non saturé**

L'équation de continuité en milieu non saturé, connue sous le nom d'équation de Richards (1931), est utilisée pour décrire le mouvement de l'eau dans les sols non saturés. Elle est essentielle pour comprendre le comportement de l'eau dans les sols, pour prédire des écoulements, pour estimer l'infiltration, et donc pour gérer efficacement les ressources en eau. Elle est dérivée des principes de conservation de la masse et décrit comment la teneur en eau du sol varie dans le temps et l'espace. Elle est une combinaison de l'équation de Darcy étendue à un milieu non saturé et de l'équation de continuité. Elle s'écrit pour un écoulement vertical en régime transitoire de la façon suivante :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\theta) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (\text{Équation 18})$$

Où

K : est la conductivité hydraulique du sol (LT<sup>-1</sup>)

h : la charge matricielle due à l'action capillaire exprimée en hauteur d'eau équivalent (L)

z : la côte du point considéré (L)

$\theta$  : la teneur en eau volumétrique (L<sup>3</sup>L<sup>-3</sup>)

t : le temps (T)

L'équation de Richards peut s'écrire sous deux autres formes selon la variable considérée à savoir la charge hydraulique ou la teneur en eau.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (K(\theta) \cdot \nabla H) \quad (\text{Équation 19})$$

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (K(h) \nabla H) \quad (\text{Équation 20})$$

Avec

$$C(h) = \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (\text{Équation 21})$$

Où

C(h) : capacité capillaire (L<sup>-1</sup>)

H : charge hydraulique (h+z) avec h la hauteur de pression d'eau (L) et z la cote du point considéré (L)

$\nabla$  : opérateur de gradient

L'équation de Richards reflète les processus complexes qui influencent le mouvement d'eau dans les sols non saturés tels que la capillarité. Les termes à droite du signe égal, décrivent le mouvement d'eau en fonction du gradient de potentiel hydrique de la conductivité hydraulique et du mouvement dû à la variation de la hauteur capillaire. L'équation de Richards est de loin la plus robuste et la plus utilisée pour la résolution des écoulements d'eau en milieu non saturé. Sa résolution nécessite la connaissance de deux fonctions hydrodynamiques qui sont la fonction de rétention d'eau  $h(\theta)$  et la fonction de conductivité hydraulique  $K(h)$ .

- **Code HYDRUS**

Le modèle théorique de transfert implémenté dans HYDRUS (Simunek et al., 2008; Šimunek et al., 2012; Simunek & van Genuchten, 1999) est basé sur la résolution de l'équation de Richards pour l'écoulement transitoire généralisé pour un transfert couplé d'eau liquide, de vapeur et de chaleur dans les sols saturés et non saturés. L'équation dérivée de Richards est donnée comme suit :

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} - S(h) \quad (\text{Équation 22})$$

Où

$\theta$  : teneur en eau volumétrique ( $LL^{-1}$ ),

K : conductivité hydraulique ( $LT^{-1}$ ),

h : pression de hauteur d'eau (L),

z : profondeur (L),

t : temps (T),

S : source ou puits ( $L.T^{-1}$ ).

Cette équation est dépendante de deux facteurs, à savoir la teneur en eau et le potentiel de l'eau du sol (Tonkul et al., 2019).

Les utilisateurs de HYDRUS peuvent sélectionner huit types de modèles pour les propriétés hydrauliques du sol, notamment le modèle de Van Genuchten-Mualem (1980), le modèle de Van Genuchten-Mualem avec une valeur d'entrée d'air de -2 cm, les équations modifiées de type Van Genuchten (Vogel & Cislerova, 1988), les équations de Brooks et Corey (Brooks, 1964), le modèle de distribution log-normale (Kosugi, 1996), le modèle à double porosité (Durner, 1994), le modèle à double perméabilité (Gerke & Van Genuchten, 1993) et un modèle appelé table de correspondance. Ces modèles sont détaillés dans le manuel technique d'HYDRUS.

➤ **L'échelle de modélisation**

Sur le site expérimental, nous travaillons à une échelle locale. Cela permet de maîtriser plus ou moins les processus à modéliser sur le plan vertical en 1D sur une colonne représentative du profil de sol dans la zone d'épandage. Également, cette échelle a été choisie en fonction de la disponibilité des données et des événements ponctuels circonscrits dans cette zone d'épandage réduite.

➤ *Dimensionnalité*

Dans le cadre de cette étude sur la zone d'épandage, nous avons opté pour une modélisation 1D verticale des écoulements souterrains à l'aide du code HYDRUS. Cette approche simplifiée se concentre sur l'axe vertical et permet de mieux comprendre les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. La modélisation 1D offre l'avantage de simplifier les écoulements en ne considérant que la profondeur, offrant une vision plus globale des mécanismes de transferts hydriques instantanés. La modélisation 1D permet un maillage élément fini structuré. Les simulations avec HYDRUS permettent de dégager des relations entre la teneur en eau du sol, la lame d'eau de surface lors de crues et le niveau piézométrique. Des résultats sur ces relations ont été obtenus par des utilisateurs précédents qui ont utilisé le code HYDRUS pour simuler les mouvements d'eau verticaux et estimer l'infiltration induite par les crues d'oueds au Sahel (Morin et al., 2009; Rennolls et al., 1980; Stafford et al., 2022; G. Zhang et al., 2017).

➤ *Domaine à modéliser et discrétisation*

Le domaine à modéliser est dans la zone d'épandage. La zone d'épandage inclut le cours d'eau, 19 micro-piézomètres, trois sites de sondes d'humidité. Le domaine à modéliser est une colonne verticale de 120 cm prenant en compte les caractéristiques du sol où est placé le micro-piézomètre PZ3 car ce dernier dispose de données sur une longue série. Un maillage de 200 nœuds a été adopté sur la colonne verticale de 120 cm. Cinq points d'observation ont été placés aux profondeurs 5, 25, 35, 55 et 85 cm.

La colonne de 120 cm a été subdivisée en six couches de sol aux caractéristiques hydrodynamiques différentes, illustrées sur la Figure VI. 1. Les données utilisées pour la simulation sont issues du micro-piézomètre et de la sonde d'humidité situés sur une parcelle de riz. Les besoins en eau de cette culture ont donc été pris en compte dans la modélisation.

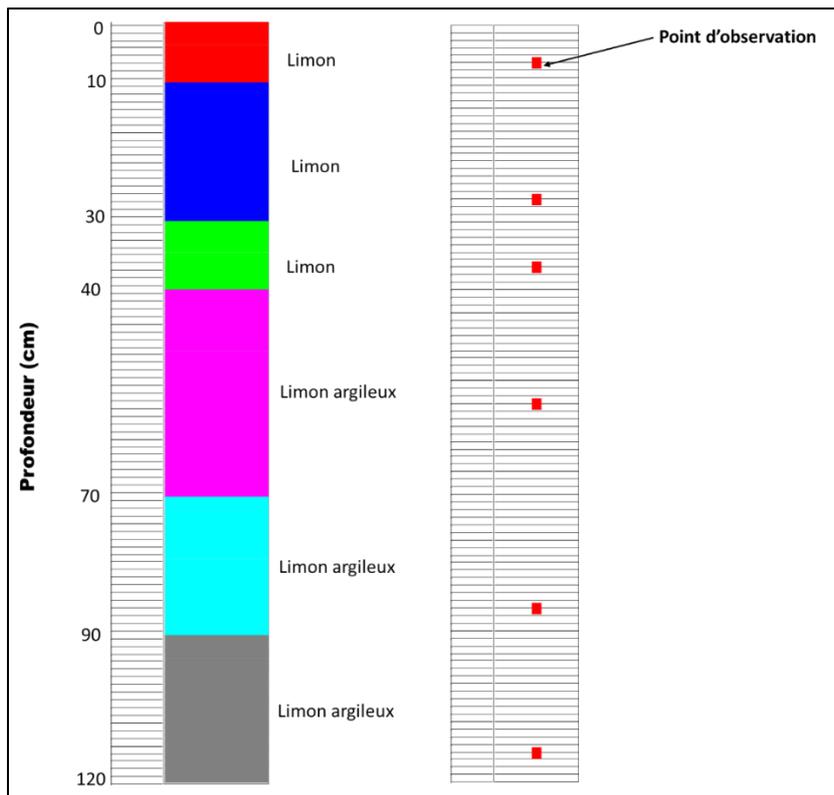


Figure VI. 1 : Caractéristiques et discrétisation de la colonne modélisée

#### ➤ *Périodes de simulations*

La durée de simulation dépend de l'objectif attendu. Dans notre cas, deux temps de simulation sont pris en compte :

- Simulation annuelle : la simulation s'étend sur une période de 364 jours, du 1<sup>er</sup> novembre 2021 au 31 octobre 2022
- Simulation pendant les épisodes d'épandage : seules les 9 périodes d'épandage comprises entre le 19 juillet et le 30 septembre 2022 ont été prises en compte, faute de données sur les deux premiers épisodes. Pour chaque épisode d'épandage, les temps d'observation sont espacés de 6 heures. Cette approche permet de simuler en détails l'infiltration en amont des seuils pendant ces événements exceptionnels.

#### ➤ *Détermination des paramètres hydrauliques et résolution de l'équation d'écoulement*

Le fonctionnement hydrodynamique en milieu variablement saturé est contrôlé par la courbe de rétention  $h(\theta)$  et la courbe de conductivité hydraulique  $K(\theta)$ .

La fonction de Van Genuchten-Mualem a été choisie pour résoudre l'équation d'écoulement, en utilisant une entrée d'air de - 2 cm, car cela permet de prendre en compte les changements

dans la forme de la courbe de rétention d'eau du sol à l'approche de la saturation (Schaap & Van Genuchten, 2006; Vogel et al., 2000).

La courbe de rétention est déterminée par l'équation suivante :

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha h|^n]^m} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad (\text{Équation 23})$$

La courbe de conductivité hydraulique, quant à elle, est donnée par l'équation suivante :

$$K(h) = K_s S_e^l \left[ 1 - \left( 1 - S_e^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (\text{Équation 24})$$

Où

$h_s$  : valeur d'entrée d'air (L)

$\theta_s$  : la teneur en eau à saturation (-)

$\theta_r$  : la teneur en eau résiduelle (-)

$\alpha$ ,  $m$  et  $n$  : paramètres empiriques (1/L), (-), (-)

$S_e$  : teneur en eau effective (-)

$K_s$  : conductivité hydraulique à saturation (L/T)

$K_r$  : conductivité hydraulique relative (-)

$K(h)$  : conductivité hydraulique non saturée à la pression d'eau  $h$  (L/T)

$l$  : paramètre de connectivité des pores

Il est toujours préférable d'utiliser des paramètres hydrauliques du sol basés sur des mesures réelles, par exemple en analysant les données observées de rétention d'eau dans le sol et/ou de conductivité hydraulique à l'aide du code RETC de HYDRUS. Malheureusement, cela n'est pas toujours possible lorsque les données sont limitées ou manquantes. Dans ces contextes, un catalogue de sols est proposé à l'utilisateur qui peut faire son choix selon le type de sols en place dans sa zone. Également, des fonctions de pédotransfert qui relient les propriétés du sol facilement mesurables sont intégrées. Les fonctions de pédotransfert utilisées dans Hydrus-1D sont celles développées par Schaap et al (2001) intégrées dans leur module Rosetta (prédiction par réseau de neurones). Rosetta permet de choisir des modèles édités allant du modèle H1 à H5 en fonction des paramètres mesurés disponibles.

Pour estimer les paramètres hydrodynamiques dans notre cas, le modèle de Van Genuchten-Mualem permet d'utiliser la fonction de pédotransfert, en introduisant les données de sols analysées dans le modèle H5 de Rosetta lite V.1.1 de juin 2003. Le modèle H5 utilise les paramètres suivants : la texture des sols (Sand, Silt, Clay (SSC)), la densité apparente (BD), la teneur en eau au point de flétrissement (TH1500) et la teneur en eau à la capacité au champ (TH33) pour prédire les paramètres hydrodynamiques.

Les paramètres des sols du site déterminés à partir de la fonction pédotransfert sont présentés dans le Tableau VI. 1.

Tableau VI. 1 : Paramètres hydrodynamiques des sols en fonction de la profondeur dans la zone d'épandage pour le modèle de Van Genuchten-Mualem

Paramètres						
Profondeur	$\theta_r$	$\theta_s$	Alpha (1/cm)	n	Ks (cm/h)	Ks (cm/j)
0-10 cm	0,05	0,41	0,003	1,71	0,55	13,23
10-30 cm	0,05	0,41	0,018	1,36	0,68	16,33
30-40 cm	0,04	0,39	0,008	1,47	0,64	15,44
40-80 cm	0,05	0,41	0,018	1,36	0,59	14,12
80-90 cm	0,06	0,44	0,017	1,34	0,68	16,29
90-120 cm	0,06	0,42	0,021	1,33	0,60	14,46

➤ *Conditions aux limites du modèle*

Trois conditions aux limites sont généralement utilisées et sont : la condition de Dirichlet, la condition de Neumann et la condition mixte ou de Cauchy (Dassargues, 2020). HYDRUS permet en plus d'utiliser une condition de type atmosphérique.

La condition de Dirichlet ou condition de potentiel imposé, permet d'imposer une charge hydraulique à la frontière d'un domaine.

La condition de Neumann permet de spécifier le flux à travers la frontière d'un domaine lorsque celui-ci est connu. Dans le cas où le flux échangé est nul, la condition est dite homogène et cela correspond à une frontière peu perméable où les échanges sont supposés négligeables. Contrairement à la condition de Dirichlet qui impose la valeur de la variable, la condition de Neumann impose son gradient normal à la frontière.

La condition mixte combine la condition de Dirichlet et de Neumann et exprime le fait que le flux échangé à la limite du domaine dépend de la charge hydraulique elle-même. Elle permet de prendre en compte des phénomènes plus complexes aux limites du domaine étudié.

La condition de type atmosphérique se réfère aux limites imposées par les conditions environnementales telles les précipitations, l'évaporation potentielle et la transpiration potentielle (Rassam et al., 2018). Cette condition prend en compte les échanges entre la surface du sol et l'atmosphère. Les précipitations sont appliquées à la surface du sol, influençant directement l'infiltration et l'humidité du sol. L'évaporation potentielle représente la quantité d'eau qui pourrait s'évaporer si les conditions étaient favorables, influençant le bilan hydrique du sol. La transpiration des plantes affecte également l'humidité du sol et le drainage de l'eau dans le profil. Ces conditions sont cruciales pour la simulation des transferts d'eau, en particulier dans les environnements semi-arides ou d'autres contextes où les échanges atmosphériques jouent un rôle significatif dans la dynamique d'eau du sol. HYDRUS

implémente mathématiquement cette condition en utilisant l'approche de Neumann et al. (Neumann et al., 1974). Cette méthode limite la valeur absolue du flux à la surface du sol de manière à satisfaire les conditions suivantes :

$$\left| -K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial x} + 1 \right) \right| \leq E \quad (\text{Équation 25})$$

$$h_A \leq h \leq h_S$$

Où

E : taux potentiel maximal d'infiltration ou d'évaporation sous des conditions atmosphériques (LT<sup>-1</sup>)

h : charge hydraulique (L)

$h_A$  et  $h_S$  : respectivement le minimum et le maximum de pression autorisée par les conditions d'humidité dans le sol. Généralement,  $h_S$  est pris égal à zéro, tandis que  $h_A$  est déterminé par les conditions d'équilibre entre l'eau du sol et l'évaporation atmosphérique. Deux choix s'offrent à l'utilisateur, dont une condition aux limites atmosphériques avec couche d'eau de surface avant écoulement et une condition aux limites atmosphériques avec ruissellement immédiat. La quantité d'eau qui s'infiltré à travers la surface du sol est calculée en fonction de la conductivité hydraulique et du gradient de pression à la surface du sol et l'excès d'eau est évacué sous forme de ruissellement (Rassam et al., 2018).

Les conditions aux limites et les options suivantes ont été utilisées dans notre cas.

Les conditions aux limites supérieures sont:

- Pour la simulation annuelle en présence des seuils, les conditions aux limites atmosphériques (pluies, évaporation, transpiration des plantes) schématisées sur la Figure VI. 2, avec une couche d'accumulation d'eau de 10 cm avant le début du ruissellement ont été utilisées. Cette couche de 10 cm est égale à la hauteur de l'aile la plus basse du seuil. Les précipitations ont été ajustées avec les données de terrain pendant les épisodes d'épandage. L'ET<sub>o</sub> calculée avec la méthode de Penman Monteith est répartie en évaporation et transpiration, en tenant compte d'un coefficient de transpiration de 75 % pour les cultures en place (Allen et al., 2006).
- Pour la simulation annuelle sans les seuils d'épandage afin de comparer avec la simulation en présence des seuils, les conditions aux limites atmosphériques (pluies, évaporation, transpiration des plantes) sont maintenues avec la couche d'accumulation d'eau égale à zéro et les précipitations ne sont pas ajustées.
- Pour les simulations pendant les épisodes d'épandage, une condition de type Dirichlet, la variation de la lame d'eau à la surface du sol, a été imposée.

Des ajustements sont faits dans le cas de simulation en présence des seuils pendant les épisodes d'épandage pour une meilleure évaluation de leur effet. Dans ce contexte, la pluie a été remplacée par la hauteur maximale de la lame d'eau épandue les jours d'épandage.

Pour la simulation sans seuils, les valeurs de pluie restent sans changement. Cette approche est basée sur l'hypothèse que sans les seuils, la lame d'eau épandue n'atteint pas l'épaisseur de la couche d'accumulation de 10 cm imposée dans le modèle avec seuils.

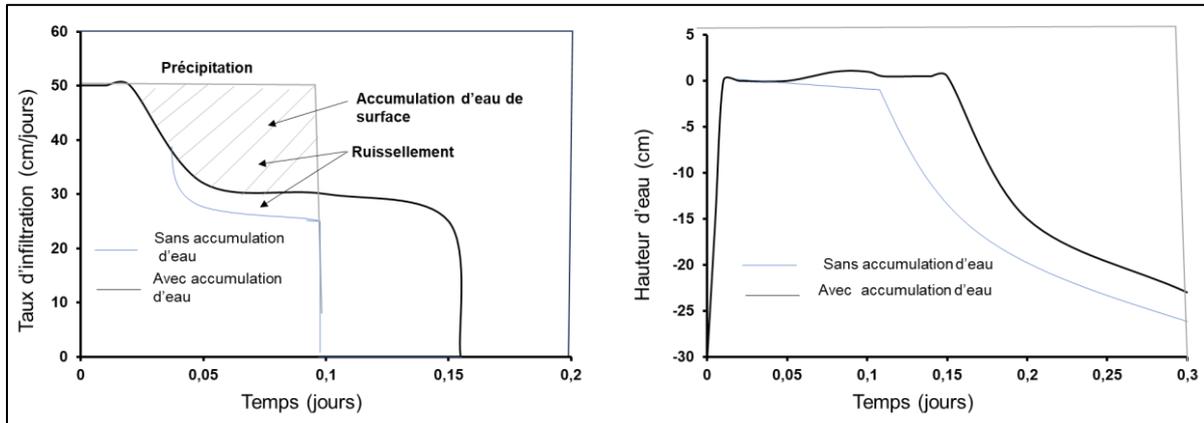


Figure VI. 2 : Conditions atmosphériques avec ruissellement (sans accumulation d'eau) et avec couche d'accumulation d'eau adaptée du manuel d'HYDRUS.

Les conditions aux limites inférieures sont des conditions de Dirichlet. La profondeur du niveau d'eau souterrain est imposée pour toutes les simulations.

Les conditions aux limites supérieures et inférieures appliquées sont illustrées sur la Figure VI. 3 ci-après.

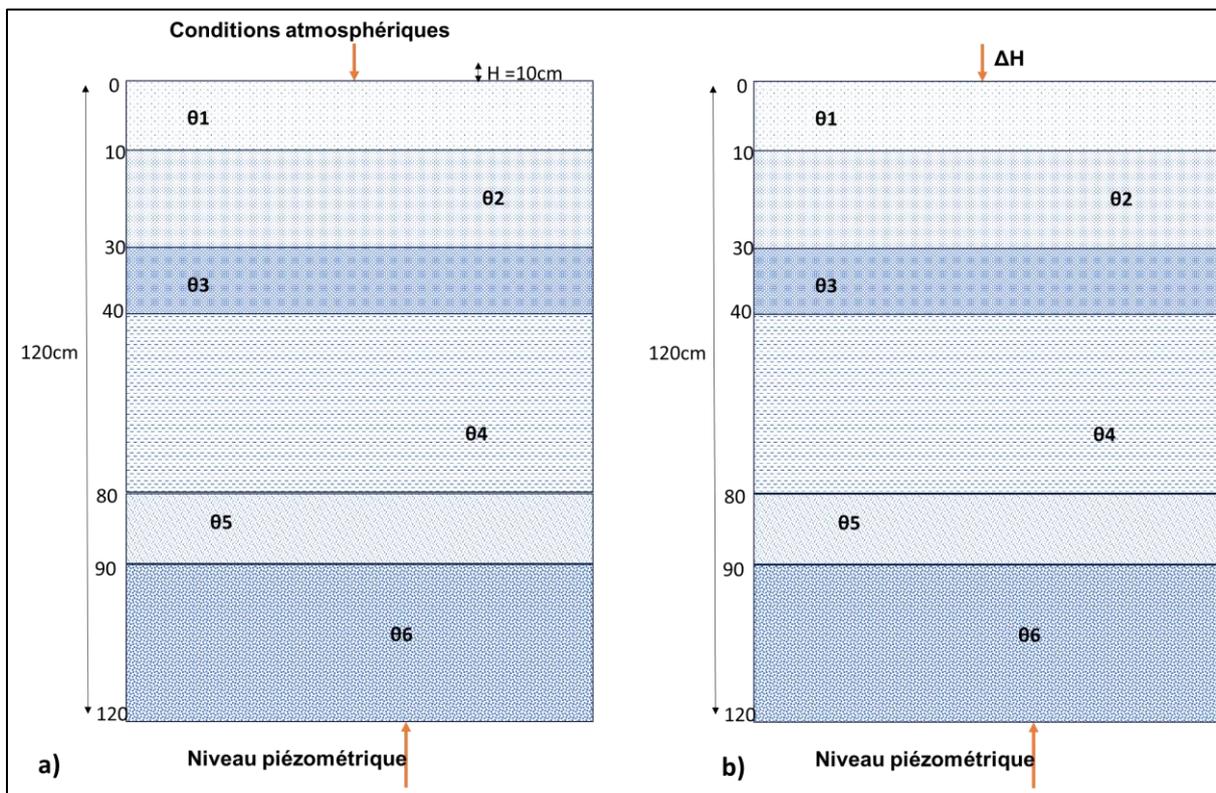


Figure VI. 3: Conditions aux limites a) Simulation annuelle, b) Simulations pendant les épisodes d'épandage

➤ **Paramètres de la zone racinaire**

Afin de reproduire au mieux les échanges d'eau dans la zone non saturée, les besoins en eau et la transpiration des plantes sont pris en compte. Le code HYDRUS permet de choisir le modèle d'absorption de l'eau par les racines. Nous utilisons le modèle de Feddes (Feddes et al., 1976; Feddes & Zaradny, 1978) pour simuler l'absorption de l'eau par le riz. Les paramètres proposés par différentes études (Feddes et al., 1976; R. Singh et al., 2006; Wesseling, 1991) pour le riz sont résumés dans le Tableau VI. 2. La profondeur d'enracinement pour le riz est de 70 à 100 cm (Allen et al., 2006).

Tableau VI. 2 : Paramètres d'absorption de l'eau par le riz

Paramètre	Definition	Culture (Riz)
<b>P0</b>	Valeur de la charge hydraulique en dessous de laquelle les racines commencent à extraire de l'eau du sol (cm)	100
<b>POpt</b>	Valeur de la charge hydraulique en dessous de laquelle les racines extraient l'eau au taux maximum possible (cm)	55
<b>P2H</b>	Valeur de la charge hydraulique limite, en dessous de laquelle les racines ne peuvent plus extraire l'eau au taux maximum, en supposant un taux de transpiration potentiel de r2H (cm)	-160
<b>P2L</b>	Valeur de la charge hydraulique limite, en dessous de laquelle les racines ne peuvent plus extraire l'eau au taux maximum, en supposant un taux de transpiration potentiel de r2L (cm)	-250
<b>P3</b>	Valeur de la charge hydraulique, en dessous de laquelle l'absorption d'eau par les racines cesse, généralement considérée au point de flétrissement (cm)	-16 000
<b>r2H</b>	Taux de transpiration potentiel [LT <sup>-1</sup> ] (actuellement fixé à 0,5 cm/jour)	0,5
<b>r2L</b>	Taux de transpiration potentiel [LT <sup>-1</sup> ] (actuellement fixé à 0,1 cm/jour)	0,1

➤ **Conditions initiales**

Les conditions initiales sont représentées par la teneur en eau mesurée sur le terrain.

Pour la simulation annuelle, la teneur en eau initiale est égale à la teneur en eau du premier jour de l'année hydrologique considérée, soit le 1<sup>er</sup> novembre 2021. La condition initiale est distribuée sur le profil de façon linéaire et par couche de sol de 10 cm dans le code HYDRUS (Figure VI. 4).

Pour les épisodes d'épandages, la teneur en eau initiale est la teneur en eau mesurée avant le début de l'épandage.

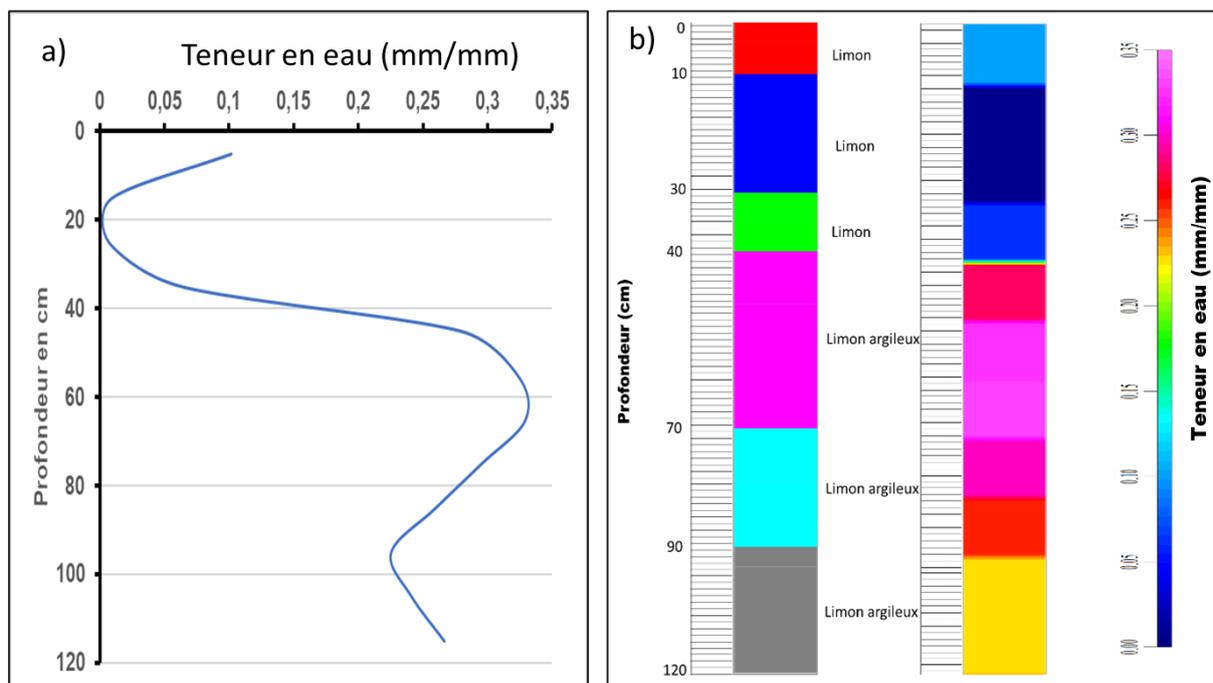


Figure VI. 4: Teneurs en eau initiales sur le profil de 120 cm : a) profil terrain, b) distribution dans le logiciel HYDRUS

#### VI.4 Calibration du modèle

Etant donné qu'un modèle doit expliquer les principales tendances, les premières simulations faites ont été calibrées en optimisant les paramètres de Van Genuchten (alpha, n et Ks). Les conductivités à saturation déterminées avec la fonction pédo-transfère ont été ajustées avec les conductivités à saturation mesurées sur le terrain. Les données calibrées sur les caractéristiques du sol sont les mêmes aussi bien avec les seuils que sans les seuils.

Pour évaluer la précision des résultats du modèle, l'erreur quadratique moyenne RMSE a été calculée pour chaque profondeur en utilisant la formule proposée par Willmott (1981, 1982):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad (\text{Équation 26})$$

Où

$P_i$  : valeur prédite des teneurs en eau

$O_i$  : valeur observée des teneurs en eau

N : nombre d'observations

Plus la RMSE est proche de 0, meilleure est l'adéquation du modèle aux données observées.

## VI.5 Résultats des simulations

Dans cette section, les résultats obtenus des simulations avec les paramètres du calage sont présentés et analysés en comparant les valeurs calculées aux valeurs observées sur le terrain pour vérifier que le modèle reproduit les tendances générales de l'évolution de la dynamique d'eau dans le sol. L'analyse portera sur la dynamique d'eau dans le sol, les flux engendrés et en particulier la recharge en présence des seuils et sans les seuils. L'analyse sur la recharge mettra en évidence la recharge lors des épisodes d'épandage en plus des recharges annuelles respectivement avec et sans les seuils. Aussi, une comparaison est faite entre les résultats de simulations en présence des seuils et sans seuils pour évaluer l'effet des seuils.

### VI.5.1 Dynamique d'eau dans le sol en présence des seuils

La Figure VI. 5 montre l'évolution des teneurs en eau calculées en rouge et les teneurs en eau mesurées sur le terrain en bleue. Sur les cinq profondeurs d'observations, le modèle reproduit de manière satisfaisante les tendances observées sur le terrain. Sauf la première profondeur représentée par 5 cm qui n'est pas bien reproduite entre 200 et 260 jours. Le modèle reproduit également les phénomènes de saturation et de désaturation des mesures sur le terrain. La RMSE calculée est acceptable pour chaque profondeur considérée, avec respectivement 0,10 pour la profondeur 5 cm ; 0,05 pour la profondeur 25 cm ; 0,038 pour la profondeur 35 cm ; 0,018 pour la profondeur 55 cm et 0,017 pour la profondeur 85 cm. Spécialement, les épisodes d'épandage sont marqués par une saturation atteinte.

Entre le 2/11/2021, jour de début de simulation, et le jour de la première pluie qui montre un pic sur la première profondeur, une vidange linéaire est observée et la teneur en eau résiduelle est presque atteinte entre la surface du sol et 50 cm de profondeur. Cependant, pour les couches plus profondes, c'est-à-dire à partir de 50 cm, la teneur en eau résiduelle est loin d'être atteinte. Cela est possible au regard de cette profondeur influencée fortement par les changements atmosphériques. La période correspond également à la période de pluies mal distribuées.

Entre le premier épisode d'épandage (16/04/2022 : 165 jours) et le 2/06/2022 (213 jours), les teneurs en eau reproduites sur les couches 0-60 cm sont au-dessus des teneurs mesurées, probablement dues à une ETR plus forte sur le terrain.

En revanche, sur les profondeurs sous-jacentes, les teneurs en eau calculées sont en dessous de celles mesurées, ce qui pourrait être dû à l'effet de capillarité ou d'une évapotranspiration plus faible sur le terrain.

A partir du troisième épisode d'épandage, c'est-à-dire le 19/07/2022 (261 jours), les teneurs en eau évoluent vers la saturation complète en aout 2022. Cette saturation reste constante

jusqu'en septembre 2022 et la désaturation reprend pour les couches supérieures (0-50 cm) à partir d'octobre. Les couches sous-jacentes (50-120 cm) restent saturées.

A partir du 334<sup>e</sup> jour, soit le 1/10/2022, nous remarquons également une non-reproduction parfaite des mesures sur le terrain. Ceci est possible du fait que le producteur sur le terrain a irrigué ces plants en place, mais également de l'infiltration due aux eaux stagnantes dans les petites dépressions sous l'effet des seuils d'épandage.

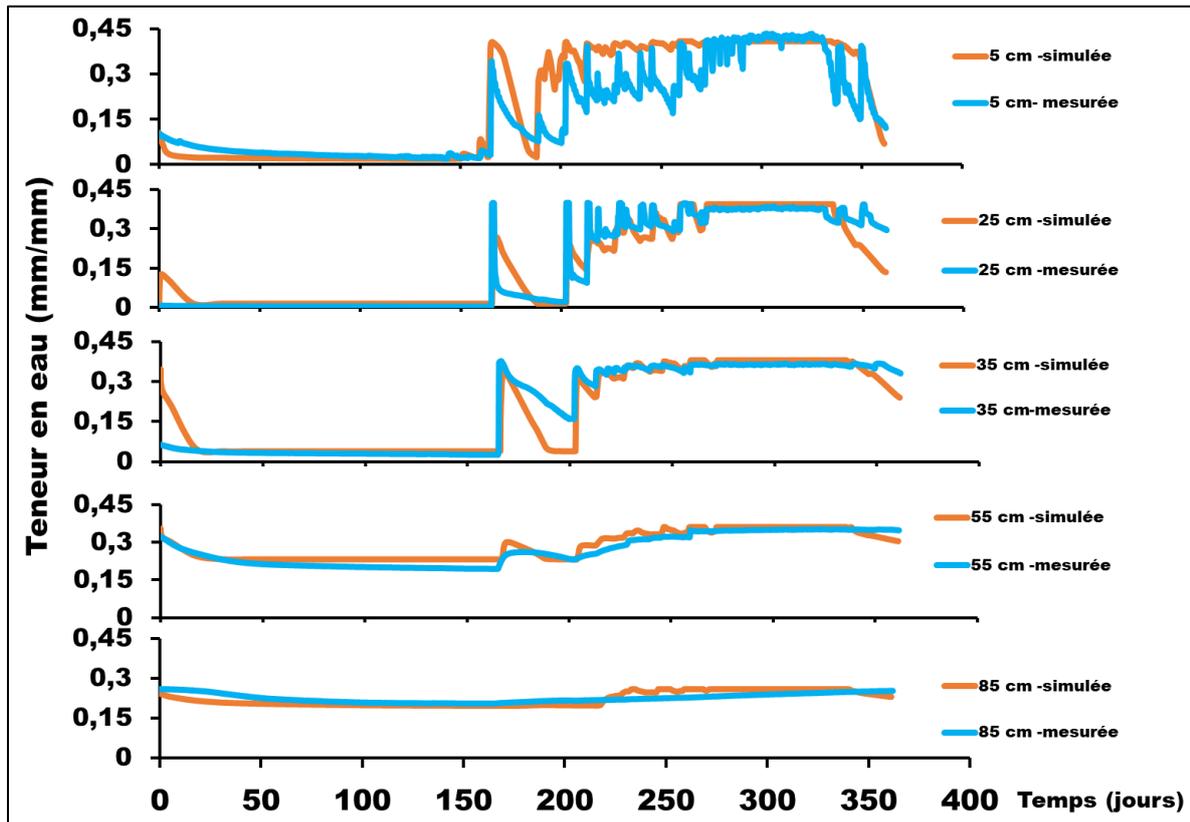


Figure VI. 5: Teneurs en eau simulées et mesurées aux points d'observations en présence des seuils

### VI.5.2 Dynamique d'eau dans le sol sans les seuils

L'analyse est faite en comparant les valeurs calculées en présence des seuils (scénario seuils) aux valeurs calculées sans les seuils (scénario sans seuils) avec les valeurs mesurées sur le terrain en amont des seuils.

La Figure VI. 6 montre que les teneurs en eau sans les seuils sont en dessous des teneurs en eau en présence des seuils.

Le scénario sans les seuils ne reproduit pas l'évolution de la teneur en eau sur le terrain entre 0 et 260 jours. Sauf, la première profondeur représentée par 5 cm reproduit mieux l'évolution de la teneur en eau entre 150 et 260 jours.

A partir de la profondeur de 25 cm, un décalage est observé entre le premier pic du scénario avec les seuils qui reproduit au mieux les teneurs mesurées sur le terrain et le scénario en absence des seuils.

Toujours dans le scénario sans les seuils, à partir de 261 jours, les teneurs en eau évoluent vers la saturation qui est atteinte par moment. La désaturation est reprise dès fin septembre. Tout comme pour le scénario avec les seuils, les teneurs en eau calculées à partir de 334 jours ne reproduisent pas parfaitement les mesures de terrain. La prise en compte des seuils d'épandage permet de mieux reproduire l'évolution des teneurs en eau mesurées sur le terrain, contrairement à l'absence de seuils.

Ceci démontre la pertinence de la présence des seuils qui offrent une humidification du sol pendant le temps d'épandage. La saturation atteinte de manière constante avec les seuils permet sans doute une meilleure recharge par rapport à l'absence des seuils avec une saturation non constante.

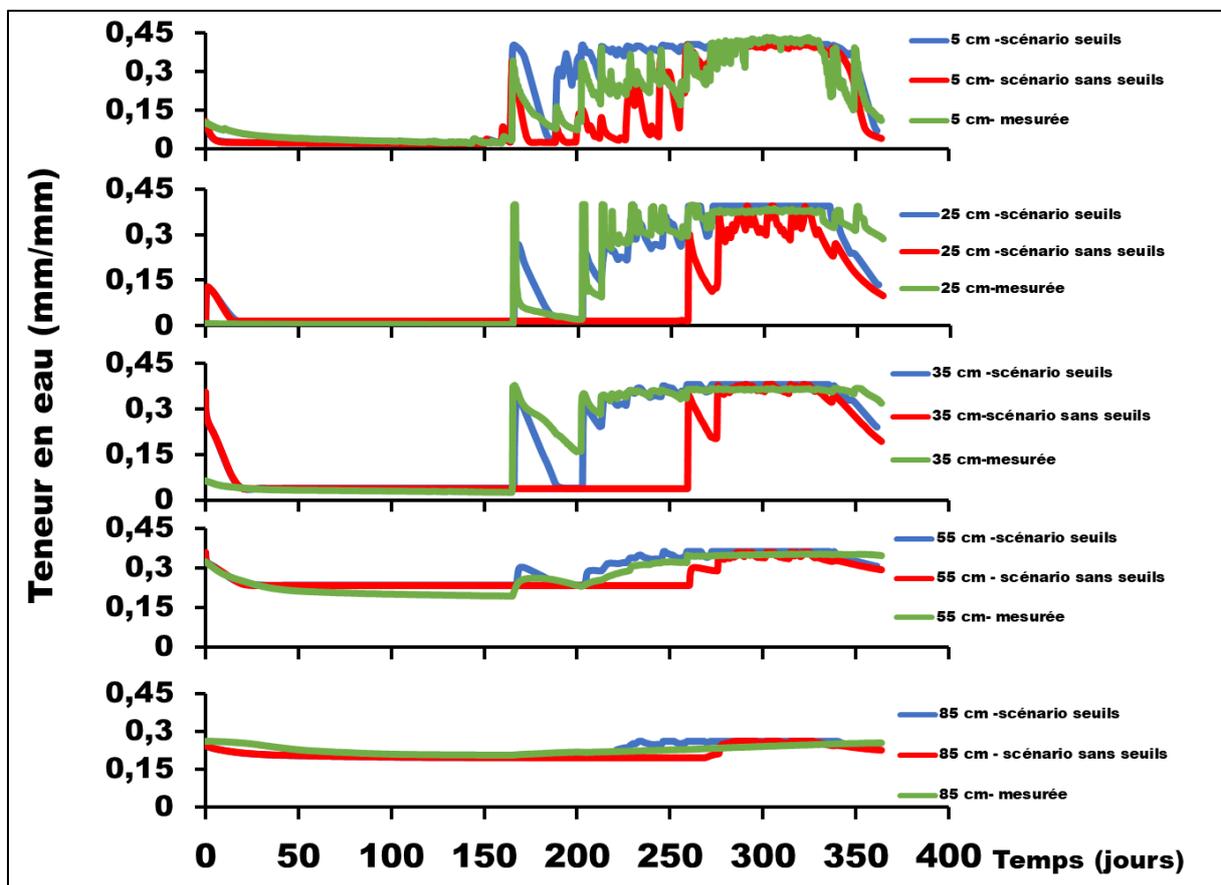


Figure VI. 6: Teneurs en eau calculées en présence et en absence des seuils avec les teneurs en eau mesurées aux points d'observations

### VI.5.3 Effet des seuils sur la recharge

Les différents flux d'eau calculés permettent d'évaluer l'effet de l'épandage instantané sur la recharge de la nappe. Les flux cumulés pris en compte dans notre cas sont l'infiltration, la recharge et l'absorption des racines. Le code HYDRUS estime que les flux d'échanges entre la surface et le profil de sol sont repartis entre la transpiration et l'infiltration et le stock d'eau. Le flux entre le fond du profil et le niveau piézométrique qui représente un drainage vers les profondeurs se produisant sous la zone racinaire est considéré comme la recharge de l'aquifère sous-jacent par gravité. Le flux de surface réel (infiltration moins l'évaporation) est négatif (vers le bas) et représente l'infiltration, le flux de fond du profil est également négatif (écoulement) et représente la recharge, et le flux réel d'absorption par les racines (transpiration) est positif (vers le haut).

#### ***VI.5.3.1 Recharge calculée au niveau local (en présence des seuils)***

La simulation annuelle du modèle a permis d'estimer les différents flux liés aux mouvements d'eau en surface et souterrain. Les différents flux estimés sont représentés sur la Figure VI. 7. En plus de ces flux, le modèle calcule le stock d'eau ou réserve utile du sol, le ruissellement, l'évaporation.

La recharge annuelle est estimée à 834 mm, tandis que l'infiltration est de 1516 mm. La transpiration cumulée est estimée à 677 mm. L'évaporation est de 360 mm, pour une évapotranspiration de 1037 mm. Le stock d'eau calculé est de 270 mm. Ce stock d'eau est supérieur au stock d'eau maximal moyen calculé à partir du bilan hydrique sur le bassin de Wedbila, qui est en moyenne de 189 mm, mais est proche du stock d'eau maximal des sols eutrophes ferrugineux dominants dans le bassin. Le ruissellement calculé par le modèle est de 531 mm durant l'année considérée. La recharge est plus élevée que le ruissellement et la transpiration, ce qui est un bon signe pour l'augmentation des réserves d'eau souterraine.

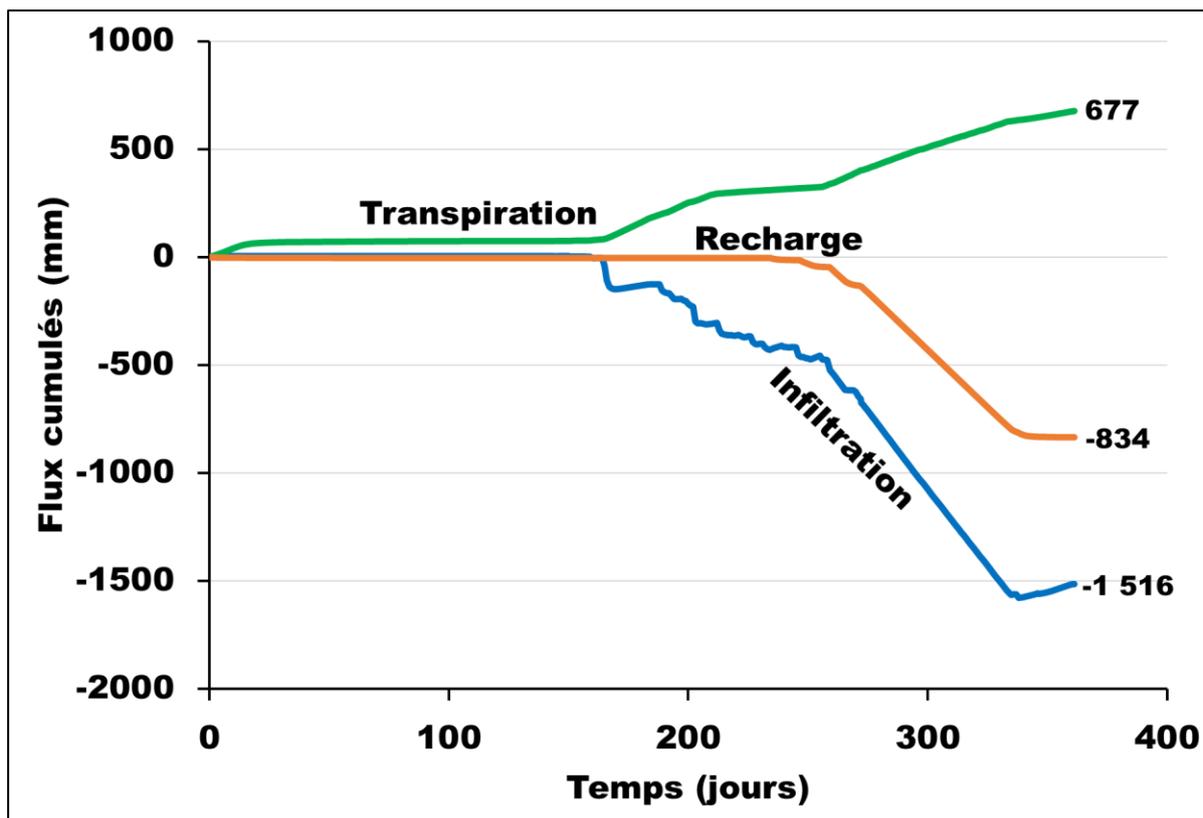


Figure VI. 7 : Flux cumulés durant l'année hydrologique simulée en présence des seuils.

Spécifiquement, la simulation de chaque épisode d'épandage instantané a permis de déterminer les différents flux liés aux mouvements d'eau pendant ce laps de temps. Les profils d'humidité simulés reproduisent sensiblement les profils observés sur le terrain. Pendant les épisodes d'épandage, la saturation est atteinte et tous les points d'observation sont bien reproduits.

La Figure VI. 8 montre les différents flux calculés par le modèle pendant l'épisode d'épandage du 19/07/2022.

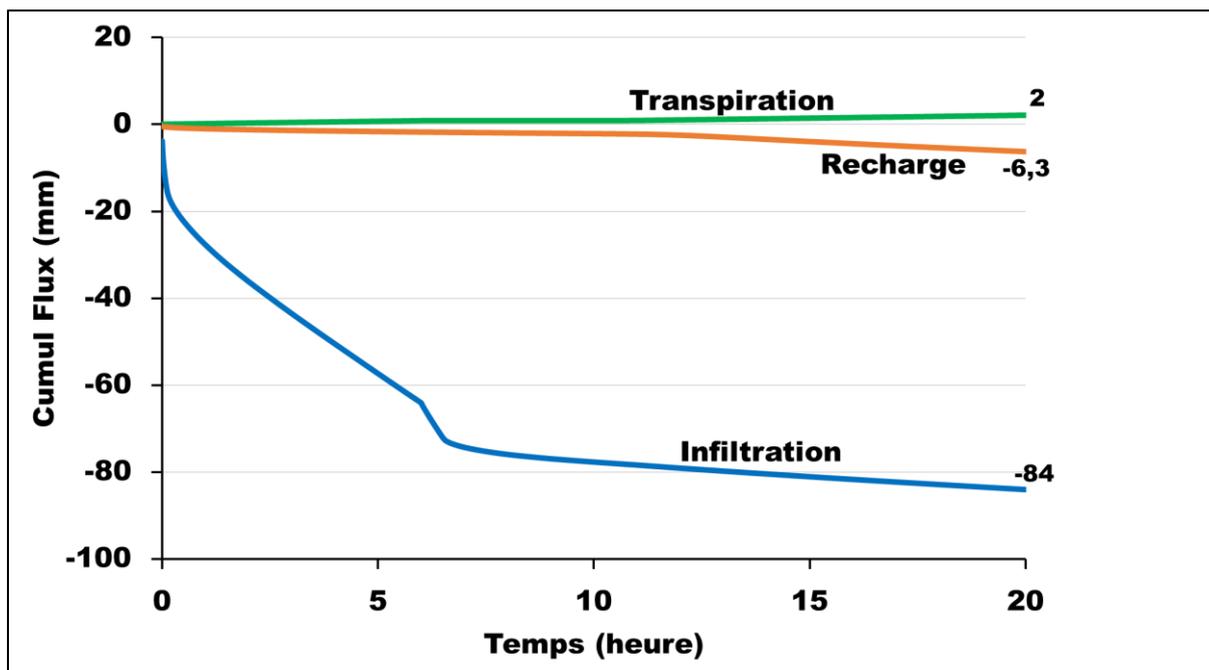


Figure VI. 8: Flux cumulés durant l'épandage du 19/07/2022

La recharge estimée pour chaque épisode d'épandage dépend du temps d'épandage et de la lame d'eau. Plus le temps d'épandage est long, plus la recharge est importante. Le temps de séjour de l'eau à la surface permet aux sols de rester saturés, favorisant ainsi une percolation profonde.

L'infiltration globale varie entre 23 mm et 84 mm par épisode, avec l'épandage du 19/07/2022 ayant l'infiltration la plus élevée. Cependant, la transpiration est élevée au regard des besoins des plantes à cette période de l'année et le stock d'eau maximal doit être comblé avant la percolation, ce qui réduit la recharge pour cet épisode.

Les valeurs de recharge varient entre 3 mm et 24 mm, avec une moyenne de 9 mm par épisode d'épandage. Le cumul de la recharge lors des 9 périodes d'épandages est de 69 mm et représente 27% de la recharge annuelle. Bien que cette valeur soit faible, elle permet d'augmenter les réserves d'eau. Il est à noter que les recharges des deux premiers épisodes d'épandage non suivies ne sont pas prises en compte.

La recharge induite par épisode d'épandage est reprise dans le Tableau VI. 3.

Tableau VI. 3 : Recharge induite par période d'épandage

Date d'épandage	Temps d'épandage	Infiltration (mm)	Transpiration (mm)	Recharge (mm)
19/07/2022	15h40mn	84	2	6,3
01/08/2022	9h	35	1,9	4,3
05/08/2022	10h20mn	33	1,9	4,6
31/08/2022	17h	30	2,6	8,9
02/09/2022	7h05mn	48	5,9	23,6
03/09/2022	20h			
08/09/2022	6h	24,5	1,8	3
12-13/09/2022	21h	32,5	3	12,5
22-23/09/2022	14h	23,4	1,9	6
<b>Total</b>		<b>310,4</b>	<b>21</b>	<b>69,2</b>

### VI.5.3.2 Recharge calculée au niveau local (sans les seuils)

Les différents flux calculés par le modèle sont représentés sur la Figure VI. 9. La recharge annuelle sans les seuils est estimée à 200 mm d'eau et l'infiltration à 684 mm. La transpiration cumulée durant toute l'année est de 506 mm. Le cumul de la transpiration et de la recharge est supérieur à l'infiltration. Cela serait possible car à partir de la mi-octobre, il n'y a plus d'infiltration mais la transpiration continue pour la maturité des plantes. La transpiration forte en présence des seuils est un indicateur de bon rendement agricole et de biomasse. En plus de ces flux, le modèle calcule le stock d'eau, le ruissellement, l'évaporation. L'évaporation calculée est de 255 mm soit une évapotranspiration de 761 mm. Le stock d'eau du sol calculé est de 252 mm. Ce stock d'eau est également supérieur au stock d'eau maximal moyen calculé pour le bilan hydrique, mais est plus proche du stock d'eau maximal des sols eutrophes ferrugineux dominants dans le bassin qui est de 240 mm. Le ruissellement total calculé par le modèle est de 21 mm, ce qui est faible comparé au ruissellement dans la simulation en présence des seuils. Ceci était prévisible car les périodes d'épandages constituent des temps de volumes d'eau ruisselés élevés.

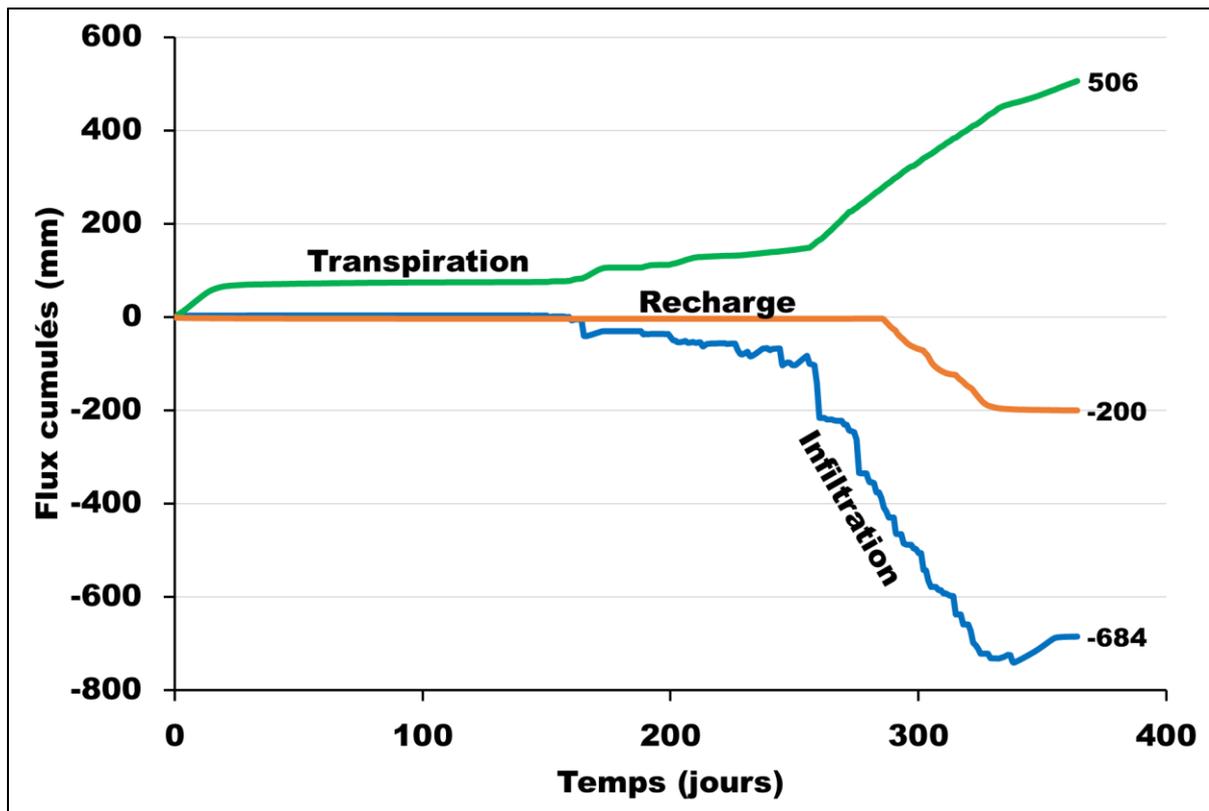


Figure VI. 9: Flux cumulés durant l'année hydrologique sans les seuils d'épandage

### VI.5.3.3 Comparaison des recharges au niveau local et sur le bassin de Wedbila

- Impact des seuils d'épandage sur la recharge au niveau local

La recharge estimée en présence des seuils d'épandage est de 830 mm, tandis que celle sans les seuils d'épandage est de 200 mm. La recharge en présence des seuils est le quadruple de la recharge sans les seuils d'épandage. Ce surplus de recharge représente 504 000 m<sup>3</sup> de volume d'eau, ce qui permettra de l'exploiter si possible pour combler les besoins en eau des plantes et d'envisager une double production dans la zone avec l'eau souterraine. La présence des seuils permet d'augmenter significativement les réserves d'eau souterraine au niveau local, ce qui a un impact important sur les superficies inondées en temps d'épandage et sur la recharge de la nappe d'eau souterraine. Aussi, les quantités d'eau ruisselée sont faibles par rapport à la recharge et l'infiltration en présence des seuils comparées à celles sans les seuils confirmant l'effet positif sur l'infiltration et la recharge des nappes d'eau souterraine. En conséquence, le rendement agricole des parcelles dans cette zone pourra être amélioré par irrigation à partir de l'eau souterraine après la saison pluvieuse. De plus, les populations pourront réaliser des ouvrages d'accès à l'eau pour irriguer les parcelles environnantes et satisfaire les besoins connexes tels que l'approvisionnement en eau des populations et l'élevage.

- Impact des seuils sur la recharge au niveau du bassin versant

En rappel, la recharge annuelle pour l'année considérée (2021-2022) calculée à partir de la méthode du bilan hydrique sur le bassin versant de Wedbila d'une superficie de 148 000 000 m<sup>2</sup>, est de 247,7 mm soit 36 659 600 m<sup>3</sup> de volume d'eau.

La recharge annuelle calculée par le modèle pour cette même année au niveau local en présence de seuils est de 834 mm soit 667 200 m<sup>3</sup> de volume d'eau. La superficie de la zone d'épandage (niveau local) est de 800 000 m<sup>2</sup>.

La recharge annuelle calculée par le modèle est relativement faible, représentant 2 % de la recharge sur le bassin. Cette recharge est insignifiante au regard de la superficie du bassin, mais demeure très importante pour les besoins locaux.

## **VI.6 Conclusion**

La modélisation des transferts hydriques sur le site des seuils d'épandage de Wedbila a permis de quantifier les flux d'eau à travers la zone non saturée et en particulier la recharge induite par les seuils. Dans le cas spécifique des épisodes d'épandage, la modélisation a permis de comprendre la dynamique d'eau sur cette période courte en subdivisant les flux composants difficiles à estimer avec les méthodes physiques telle l'approche bilan utilisée dans le chapitre précédent. Les résultats des calculs issus des différents scénarios de la modélisation montrent que la recharge en présence des seuils d'épandage est nettement meilleure par rapport au scénario sans les seuils. Chaque épisode d'épandage contribue à une recharge de l'aquifère augmentant de ce fait les réserves en eau souterraine susceptibles d'exploitation pour les besoins en eau des populations.

Bien que le modèle 1D ait permis d'estimer la recharge verticale induite par les seuils, la recharge latérale n'a pas été prise en compte ce qui ne permet pas de voir sa contribution. Dans ce contexte, un modèle 2D ou 3D pourrait contribuer à comprendre la dynamique des flux d'eau dans différentes directions, les gradients hydrauliques et les zones de recharge spécifiques.

## Chapitre VII : Conclusion et recommandations

### VII.1 Discussion et conclusion générale

Les difficultés rencontrées dans l'évaluation de l'effet des seuils d'épandage sur la recharge de la nappe à travers l'investigation de la zone non saturée et saturée démontrent la complexité d'estimation de l'infiltration et de la recharge des eaux souterraines. L'analyse des interactions entre la surface, la zone non saturée et la zone saturée fournit des informations sur les processus des mouvements d'eau et le fonctionnement de ces entités. Investiguer la zone non saturée et saturée implique la connaissance de leurs caractéristiques physiques, texturales et hydrodynamiques.

L'étude sur l'évaluation de l'impact des seuils d'épandage dans le bassin de Wedbila a regroupé :

- L'investigation géophysique pour caractériser la géométrie et la structuration du sous-sol,
- l'hydrochimie pour mettre en exergue les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines,
- les enquêtes terrain sur les ouvrages hydrauliques et les besoins en eau,
- la caractérisation des sols sur le site expérimental,
- la caractérisation de la zone saturée,
- des mesures expérimentales pour le suivi du dynamisme de l'eau dans le sol, le sous-sol et en surface,
- l'estimation de l'infiltration et de la recharge induite par les seuils selon plusieurs méthodes.

Ces travaux constituent une étude de référence sur le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique de ces seuils d'épandage. Ces travaux sont un complément de l'étude de réalisation de ces seuils dans la zone.

Les résultats de l'étude ont permis de répondre aux questions de recherche. Pour ce faire, après une revue documentaire préliminaire de la zone, une enquête a été menée pour une reconnaissance de la zone. Une collecte de données d'ordre climatique, géologique, topographique, hydrogéologique et pédologique a permis de dresser le cadre physique du bassin versant. Un réseau de mesure régional ainsi qu'un dispositif de mesure sur le site expérimental ont été mis en place pour un bon suivi du dynamisme de l'eau dans le sous-sol, mais également en surface.

L'analyse hydrochimique des eaux dans le bassin de Wedbila montre que les eaux sont aptes à l'agriculture et à la consommation humaine.

A la question de savoir si les sols sont favorables à l'infiltration sur le site expérimental, la caractérisation des sols montre des sols limoneux à limono-argileux. Les conductivités hydrauliques à saturation sont faibles de l'ordre de  $10^{-7}$  m/s, avec des densités apparentes également faibles. Les profils pédologiques montrent de nombreux pores fins avec des craquelures à certains endroits pouvant être des chemins préférentiels d'écoulement des eaux vers les profondeurs.

L'évolution de la teneur en eau montre des temps de saturation et de désaturation liés aux événements pluvieux, à la lame d'eau de surface épandue. Chaque horizon de sol réagit à la saturation et à la désaturation en fonction de ses propres caractéristiques texturales et hydrodynamiques. Les horizons de sol sont mouillés séquentiellement du supérieur à l'inférieur avec une très faible variation de la teneur en eau pour les couches profondes. La saturation est effective dès le mois d'août et reste constante jusqu'en fin septembre.

Les caractéristiques de la zone saturée montrent une conductivité hydraulique faible de l'ordre de  $10^{-7}$  m/s. Ces caractéristiques sont dans le même ordre que celles de l'aquifère d'altérites dans le bassin. Les valeurs faibles de ces caractéristiques expliquent l'infiltration faible par rapport au ruissellement.

Les caractéristiques de la zone saturée et non saturée limitent une bonne percolation et un emmagasinement important des réserves d'eau souterraine.

L'évolution du niveau d'eau de la nappe superficielle est liée aux événements pluvieux et à la lame d'eau de surface. La remontée commence en juillet et décroît à la fin de la saison, en octobre. En revanche, le niveau de la nappe profonde commence un peu plus tard et augmente jusque janvier de l'année suivante. Les évolutions des niveaux d'eau souterraine de la nappe superficielle et profonde sur le site expérimental sont similaires à celles dans le bassin.

La réponse à la question concernant l'impact des seuils sur la recharge indique que, selon la méthode du bilan hydrique du sol et le modèle 1D, la recharge estimée est nettement meilleure en présence des seuils qu'en l'absence des seuils. La recharge calculée au niveau local montre que la présence des seuils apporte au moins le double de la recharge sans les seuils. La recharge potentielle calculée induite durant les épisodes d'épandage à l'aide du bilan d'eau du sol est conséquente car elle représente plus de 50 % de la recharge annuelle sur la zone. Comparée à la recharge sur le bassin versant, elle reste faible, mais contribue à la remontée des nappes d'eau souterraine. Des puits à grand diamètre ou des forages pourront être réalisés pour l'irrigation de complément, l'approvisionnement en eau potable des populations et l'abreuvement des animaux. Les piézomètres au centre de la zone d'épandage montrent une bonne remontée avec plus d'un mètre de niveau d'eau gagné par rapport à l'aval des seuils.

Le Tableau VII. 1 compare les résultats de recharge en eau obtenus par deux méthodes différentes (bilan d'eau et modèle) à différentes échelles spatiales et temporelles. Voici une analyse des données et des limites de chaque méthode.

- A l'échelle locale en présence des seuils, le modèle donne une estimation de recharge de 47% plus élevée que le bilan d'eau. En revanche sans les seuils, le bilan donne 43% de recharge plus élevée que le modèle. Pour les périodes d'épandage, le bilan d'eau donne une estimation de près de 5 fois plus élevée que le modèle.
- A l'échelle régionale, l'augmentation de la recharge engendrée par les seuils correspond à 1% de la recharge régionale estimée par le bilan d'eau

Ce tableau met en évidence les écarts entre les estimations des deux méthodes surtout pour les courtes périodes. L'impact des seuils semble être sous-estimé ou sur estimer par l'une ou l'autre méthode mais il est à noter que chaque méthode a ses limites. Aussi, il est à noter que le bilan estime une recharge potentielle qui en générale est plus élevée que la recharge réelle estimée par le modèle. Qu'à cela ne tienne, chaque méthode a permis de mettre en évidence l'effet des seuils et quantifier la recharge.

Tableau VII. 1 : Comparaison des estimations de recharge par le bilan d'eau et le modèle

Echelle	Temps (jours)	Recharge en mm		Volume (m <sup>3</sup> )	
		Bilan d'eau	modèle	Bilan d'eau	modèle
<b>Locale</b>					
Seuils	365	568	834	454 400	667 200
Sans seuils	365	286	200	228 800	160 000
Périodes d'épandage	0,5-1	327	69	261 600	55 200
<b>Régionale (14 800 ha)</b>					
Bassin	365	247,7	-	36 659 600	-
Apport seuils				1%	2 %

Ces deux méthodes quantitatives, en complément de l'approche qualitative, convergent vers la même conclusion qui est l'effet positif des seuils d'épandage sur la recharge des eaux souterraines, même s'il existe des écarts entre les résultats des approches quantitatives. Les méthodes quantitatives apportent des données chiffrées qui viennent appuyer les observations qualitatives. L'utilisation de plusieurs méthodes permet une validation croisée des résultats, renforçant ainsi la fiabilité des conclusions.

Les seuils d'épandage ont un effet positif sur la recharge de la nappe, même si celui-ci reste faible par rapport à la recharge sur le bassin. Bien que le seuil 2 de Wedbila n'a pas été construit selon les recommandations, le seuil n°1 permet l'épandage des eaux de crue et une recharge de la nappe, mais sûrement faible par rapport à ce qui aurait été possible avec une construction optimale du seuil 2 respectant les recommandations techniques (Ouattara, 2015).

L'effet positif des seuils d'épandage contribue à :

- Améliorer l'infiltration et la recharge des eaux souterraines
- Sécuriser les besoins en pour différents usages notamment l'agriculture
- Une gestion durable des ressources en eau dans le cadre du PNGIRE et l'atteinte des Objectifs du Développement durable
- Améliorer la productivité agricole et donc à assurer la sécurité alimentaire
- Atténuer les effets de changement climatique par en réduisant la dégradation des sols et la baisse du niveau d'eau.

Les seuils d'épandage peuvent donc être une technique complémentaire à la recharge artificielle des eaux souterraines et doivent être pris en compte dans les politiques nationales en matière d'eau en plus d'autres dispositifs de recharge de la nappe aquifère pour une gestion durable des ressources en eau. Ils pourront être une alternative aux retenues d'eau lorsque les moyens et les conditions le permettent. Ces seuils permettant un épandage modéré seront adaptés pour les petits bassins versants.

## **VII.2 Recommandations et perspectives**

Le Burkina Faso s'est engagé à améliorer la sécurité alimentaire et l'accès à l'eau potable à travers le développement de programmes et de plans quinquennaux. Afin d'atteindre ces objectifs d'ici 2030, il est crucial d'implémenter des systèmes de stockage ou d'épandage temporaire de l'eau. La recherche actuelle a mis en évidence le fonctionnement des seuils d'épandage temporaire quant à leur contribution à la recharge des eaux souterraines tant par une méthode physique que numérique. Toutefois, la mise en œuvre de ces systèmes nécessite une étude approfondie et une exécution minutieuse pour éviter des erreurs coûteuses.

## Recommandations pour la mise en place des systèmes d'épandage

Les professionnels du domaine de l'eau doivent prendre en compte les éléments suivants pour une meilleure contribution des seuils d'épandage à l'infiltration et à la recharge de la nappe aquifère :

1. **Caractéristiques des sols** : les sols doivent être perméables ou semi-perméables ou avoir des fissures pour assurer une infiltration de l'eau.
2. **Etudes préalables** :
  - Réaliser une étude géotechnique, topographique et géophysique avant l'installation des seuils.
  - Approfondir la connaissance des temps d'épandage avant et après la construction des seuils pour une meilleure évaluation de la contribution effective des seuils à la recharge.
  - Faire des mesures des niveaux d'eau de surface aussi bien sur le cours d'eau que du barrage en aval des seuils. Ces mesures permettront d'évaluer la contribution des seuils aux volumes d'eau stockés en lien avec les sédiments piégés en amont.
3. **Conception des seuils** :
  - La hauteur du déversoir du seuil doit être au moins à la moitié de la profondeur du lit mineur du cours d'eau. Tenir compte de la pente pour mieux orienter les ailes.
  - Connaître la distribution de la pluie sur une période d'au moins cinq ans, ainsi que l'évolution du niveau d'eau souterraine.
4. **Suivi et évaluation** :
  - Assurer un suivi rapproché des niveaux d'eau de surface et d'eau souterraine.
  - Mesurer la teneur en eau du sol et le potentiel hydrique durant les périodes de fortes pluies, en tenant compte de la profondeur utile de la zone non saturée.
5. **Gestion des diguettes** en amont: éviter les diguettes en amont des seuils d'épandage ou les dimensionner pour qu'elles ne dépassent pas les ailes déversantes des seuils.

## Précautions à prendre pour une mise en œuvre réussie

La construction des seuils doit être surveillée de près, car une installation défectueuse peut entraîner des conséquences, telles que des modifications du régime des cours d'eau, la formation de méandres, la limitation d'épandage sur de grandes surfaces, d'infiltration ou la réduction des terres cultivables. Pour limiter les effets négatifs potentiels, des précautions devraient être prises avant la mise en place des seuils, notamment pour éviter la création de mulch qui peut entraver la percolation profonde. Malgré ces défis, les seuils représentent une alternative viable pour maintenir l'humidité des premières couches du sol durant les périodes

de sécheresse saisonnière en zones arides et semi-arides, et pour augmenter les réserves d'eau superficielles. Il est également important de sensibiliser les producteurs et les bénéficiaires sur la gestion et l'entretien des seuils pour assurer l'appropriation et le bon fonctionnement des seuils.

### **Recherches futures sur le fonctionnement des seuils**

Pour de futures recherches, il est recommandé de mener des études plus approfondies, notamment :

- Utiliser la modélisation 2D/3D, pour mieux comprendre la contribution des seuils d'épandage à la recharge latérale des nappes aquifères et les interactions complexes entre les eaux de surface et les eaux souterraines lors des inondations. Les solutions numériques offrent plus de flexibilité quant à l'évaluation des composants d'un bilan parfois difficile dans des contextes comme le cas des seuils d'épandage. D'autres méthodes pourront être étudiées pour une meilleure maîtrise de l'effet des seuils sur la recharge de la nappe aquifère en tenant compte des variations saisonnières ;
- Faire des analyses sur des sites sans seuils et comparer avec les analyses sur sites avec des seuils ayant les caractéristiques de sols similaires ;
- Mettre en place un réseau de surveillance pour mesurer les niveaux d'eau souterraine ;
- Réaliser des essais sur le terrain pour mesurer l'infiltration avant et après l'épandage en utilisant des dispositifs de mesures tels que des piézomètres qui captent la nappe superficielle et profonde, et des capteurs d'humidité mesurant le potentiel hydrique et la teneur en eau sur de couches profondes de la zone non saturée ;
- Réaliser des jaugeages sur le cours d'eau ciblé ;
- Suivre en continu les paramètres hydrologiques, physiques et hydrodynamiques des sols et de l'aquifère pour mieux cerner les mouvements d'eau durant les épisodes spécifiques d'épandage en lien avec l'hydrogramme de crue, le temps d'épandage dans diverses conditions climatiques et différents types de sols pour déterminer comment ces facteurs interagissent avec l'épandage ;
- Evaluer la contribution des seuils à la recharge de la nappe profonde ;
- Evaluer la contribution des seuils à la dynamique d'eau en aval immédiat des seuils ;
- Evaluer l'impact des seuils sur la vulnérabilité de la nappe d'eau souterraine ;
- Evaluer l'exploitabilité des ressources en eau souterraines dans la zone locale ;
- Utiliser d'autres méthodes physiques en fonction des données pour évaluer l'effet des seuils.

Les recherches futures devraient également se concentrer sur l'élaboration de stratégies de gestion adaptative des seuils d'épandage, afin de maximiser la durabilité des ressources en eau. Cela permettra aux décideurs politiques de prendre des décisions éclairées concernant l'éventuelle mise à l'échelle de cette technique lorsque les conditions de terrain et les ressources financières le permettront.

## REFERENCES

- Abdou Babaye Maman, S. (2012). Evaluation des ressources en eau souterraine dans le bassin du Dargol (Liptako-Niger). *Faculté des Sciences Appliquées/Département:Architecture, Géologie, Environnement et Construction/Secteur GEO3, Thesis, 265-265.*
- 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* [PhD Thesis]. Thèse de Doctorat de l'Université de Cocody-Abidjan, Côte d'Ivoire, 270p.
- Ahoussi, K. E., Youan, T. M., Loko, S., Adja, M. G., Lasm, T., Jourda, P., Cocody-abidjan, U. F. H. De, Formation, U. De, & Recherche, D. (2012). Étude hydrogéochimique des eaux des aquifères de fractures du socle Paléoprotérozoïque du Nord-Est de la Côte d'Ivoire : Cas de la région de Bondoukou. *Afrique Science: Revue Internationale des Sciences et Technologie, 8(3), 51-68.*
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (2006). *FAO Irrigation and Drainage Paper (56; p. 333).*
- Allison, G. B. (1988). A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge. *Estimation of natural groundwater recharge, 49-72.*
- Anderson, M. P., Woessner, W. W., & Hunt, R. J. (2015). *Applied groundwater modeling : Simulation of flow and advective transport.* Academic press.
- Ansari, A. H., & Alamdar, K. (2009). Reduction to the pole of magnetic anomalies using analytic signal. *World Applied Sciences Journal, 7(4), 405-409.*
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). Geochemistry. *Groundwater and pollution, 536(10.1201), 9781439833544.*
- Aris, A. Z., Abdullah, M. H., Ahmed, A., & Woong, K. K. (2007). Controlling factors of groundwater hydrochemistry in a small island's aquifer. *International Journal of Environmental Science & Technology, 4, 441-450.*

- Arrouays, D., Grundy, M. G., Hartemink, A. E., Hempel, J. W., Heuvelink, G. B., Hong, S. Y., Lagacherie, P., Lelyk, G., McBratney, A. B., & McKenzie, N. J. (2014). GlobalSoilMap : Toward a fine-resolution global grid of soil properties. *Advances in agronomy*, 125, 93-134.
- Arts, I., & Sary, M. (2000). Cartographie des débits d'étiage : Application au bassin de la Meurthe. *Revue Géographique de l'Est*, 40(1-2). <https://journals.openedition.org/rge/4175>
- Audebert, M. (2015). *Application d'une stratégie d'analyse des données géophysiques ERT à un suivi temporel d'infiltration.*
- Baize, D., & Girard, M.-C. (1995). Référentiel pédologique. *INRA, Paris*, 332.
- Bajjali, W. (2008). Evaluation of groundwater in a three-aquifer system in Ramtha area, Jordan : Recharge mechanisms, hydraulic relationship and geochemical evolution. *Hydrogeology Journal*, 16(6), 1193-1205. <https://doi.org/10.1007/s10040-008-0284-3>
- Bambara, A., Orban, P., Ouedraogo, I., Hallot, E., Guyon, F., Zangré, A., & Brouyère, S. (2020). Quantifying Focused Groundwater Recharge Induced by Irrigation Surface Water Reservoirs in Crystalline Basement Areas for Complementary Irrigation. *Water*, 12(10), 23. <https://doi.org/10.3390/w12102880>
- Bartolino, J. R., & Cole, J. C. (2002). *Ground-water resources of the middle Rio Grande basin, New Mexico* (Vol. 1222). US Department of the Interior, US Geological Survey.
- Basseka, C., Cyrille, N., Eyike, A., Shandini, Y., & Kenfack, J. (2016). Apport des données magnétiques de surface et satellitaires à l'étude des structures profondes du Sud Cameroun. *Sciences, Technologies et développement.*
- Batelaan, O., & De Smedt, F. (2007). GIS-based recharge estimation by coupling surface–subsurface water balances. *Journal of hydrology*, 337(3-4), 337-355.
- Bazie, P., Dieng, B., & Ackerer, P. (1995). *Revue des sciences de l'eau Journal of Water Science Bilan des transferts verticaux d'eau en zone non-saturée sous climat soudano-sahélien : Application à l'estimation de la recharge des nappes Water balance in Unsaturated Soil under a Sundano-Sahel.* 8(2), 25-25.

- Besbes, M. (2006). Recharge des aquifères par les crues d'oueds. *IAHS-AISH Publication*, 43-72.
- Bon, A. F., Ndam Ngoupayou, J. R., Ewodo Mboudou, G., & Ekodeck, G. E. (2016). Caractérisation hydrogéologique des aquifères de socle altéré et fissuré du bassin versant de l'Olézoa à Yaoundé, Cameroun. *Hydrogeological characterization of weathered and fissured basement aquifers of the Olezoa watershed in Yaoundé, Cameroon. Revue des sciences de l'eau*, 29(2), 149-149.
- Boualoul, M., & Amar, M. (2012). *Apport de la cartographie aéromagnétique à l'identification structurale du système aquifère des sources de l'oas ... N°34*, 29-40. Section Sciences de la Terre.
- Boudoukha, A., & Athamena, M. (2012). Caractérisation des eaux thermales de l'ensemble Sud sétifien. Est algérien. *Revue des sciences de l'eau*, 25(2), 103-118.  
<https://doi.org/10.7202/1011602ar>
- Boughanmi, M., Dridi, L., Hamdi, M., Majdoub, R., & Schäfer, G. (2018). Impact of floodwaters on vertical water fluxes in the deep vadose zone of an alluvial aquifer in a semi-arid region. *Hydrological Sciences Journal*, 63(1), 136-153.  
<https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1410281>
- Boukari, Y., Matejka, G., Parinet, B., & Simon, P. (1988). La mise à l'équilibre des eaux tropicales : Conséquences sur la déferrisation. *Revue des sciences de l'eau*, 1(4), 339-353.
- Bouwer, H. (2002). *Artificial recharge of groundwater : Hydrogeology and engineering*. 121-142.  
<https://doi.org/10.1007/s10040-001-0182-4>
- Bouwer, H., & Rice, R. C. (1976). A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating wells. *Water resources research*, 12(3), 423-428.
- Briers, P., Descy, J., Schmit, F., Hallet, V., Orban, P., Brouy, S., Triffoy, L., Public, S., & Marchin, G.-. (2016). *Exemple de caractérisation des échanges entre nappe et rivière*. 48-54.

- Brodie, R., Sundaram, B., Tottenham, R., Hostetler, S., & Ransley, T. (2007). An adaptive management framework for connected groundwater-surface water resources in Australia. *Bureau of Rural Sciences, Canberra*.
- Brooks, R. H. (1964). Hydraulic properties of porous. *Media, In Hydrol. Pap.*, 3, 1-27.
- Brouy, S. (2019). *Groundwater Quality & Protection*. 09.
- Brouyère, S., Thomas, U. C., Orban, P., Thomas, R. C., Orban, P., & Brouyère, S. (2018). *Convention IBGE et HGE-ULg Caractérisation de la concentration de référence de certains paramètres chimiques présents naturellement dans les masses d'eau souterraine captives du Socle et du Crétacé ( BR01 ) et du Landénien ( BR03 ) en Région de Bruxell*.
- BUMIGEB. (2019). *Base de données de la Géologie et l'Hydrogéologie du Burkina Faso* [Technique].
- BUNASOLS. (1990). *Manuel pour l'évaluation des terres* (document technique 6; p. 181). BUANSOLS, Burkina Faso.
- BUNASOLS. (2020). *Rapport D'inspection Morphopédologique et Résultats d'analyses Granulométriques Des Prélèvements Des Sols Du Site Expérimental de Sanon*. BUNASOLS Ouagadougou, Burkina Faso.
- Butler Jr., J. J., & Healey, J. M. (1998). Relationship Between Pumping-Test and Slug-Test Parameters : Scale Effect or Artifact? *Groundwater*, 36(2), 305-312. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1998.tb01096.x>
- Cartotec, E. (2013). *Interprétation géologique des données aéromagnétiques et leur utilisation pour la cartographie des structures du plateau d'Agourai ( Moyen Atlas tabulaire , Maroc )*. 20(1), 13-20.
- Catalogne, C., Sauquet, E., & Lang, M. (2014). Valorisation des données de jaugeages épisodiques pour l'estimation du débit de référence d'étiage QMNA5. *La Houille Blanche*, 4, 78-87.
- César, E., Wildemeersch, S., Orban, P., Carrière, S., Brouyère, S., & Dassargues, A. (2014). Simulation de l'évolution spatiale et temporelle des concentrations en nitrates à l'échelle régionale du

- bassin de la haute Dyle, Belgique. *Hydrogeology Journal*, 22(5), 1087-1100.  
<https://doi.org/10.1007/s10040-014-1124-2>
- Champ, D. R., Gulens, J., & Jackson, R. E. (1979). Oxidation–reduction sequences in ground water flow systems. *Canadian Journal of earth sciences*, 16(1), 12-23.
- Chapuis, R. P. (2007). *Guide des essais de pompage et leurs interprétations*. 161-161.
- Chenini, I., & Ben Mammou, A. (2019). Hydrochimie et caractérisation qualitative des ressources en eaux d'un système aquifère multicouche en zone aride : Application au bassin de Maknassy (Tunisie centrale). *Sécheresse*. <https://doi.org/10.1684/sec.2009.0180>
- Claire, Y., Dumousseau, B., Jaudon, P., Landry, J. C., Massiani, C., Rey, J., & Vacelet, E. (1986). Manganèse dans l'eau d'alimentation de la ville de Beaucaire : Origines et solutions. *International journal of environmental analytical chemistry*, 24(1), 37-54.
- Cohen, A. J. B., & Cherry, J. A. (2020). Conceptual and Visual Understanding of Hydraulic Head and Groundwater Flow. In *The Groundwater Project* (p. 58). [gw-project.org](http://gw-project.org)
- Compaore, G. (1997a). *Evaluation de la fonction capacitive des altérités : Site expérimental de Sanon (Burkina Faso) : Socle granito-gneissique sous climat de type Soudano-Sahélien* (p. 1 vol. (178 p.)).
- Compaore, G. (1997b). *Evaluation de la fonction capacitive des altérités : Site expérimental de Sanon (Burkina Faso) : Socle granito-gneissique sous climat de type Soudano-Sahélien*.
- Comte, J. (2009). *Apport de la tomographie électrique à la modélisation des écoulements densitaires dans les aquifères côtiers—Application à trois contextes climatiques contrastés ( Canada , Nouvelle-Calédonie , Sénégal )* To cite this version : HAL Id : Tel-00381767.
- Courtois, N., Lachassagne, P., Wyns, R., Blanchin, R., Bougaïré, F. D., Somé, S., & Tapsoba, A. (2010). Large-scale mapping of hard-rock aquifer properties applied to Burkina Faso. *Groundwater*, 48(2), 269-283.
- Dahan, O., Tatarsky, B., Enzel, Y., Kulls, C., Seely, M., & Benito, G. (2008). Dynamics of flood water infiltration and ground water recharge in hyperarid desert. *Groundwater*, 46(3), 450-461.

- Dakoure, D. (2003). *Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudeni (BURKINA FASO MALI)—Essai de modélisation* [Thèse, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI]. tel-00608860.
- Dassargues, A. (2020). *Hydrogéologie appliquée : Science et ingénierie des eaux souterraines*. Dunod.
- Delin, G. N., Healy, R. W., Lorenz, D. L., & Nimmo, J. R. (2007a). Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, 334(1-2), 231-249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.010>
- Delin, G. N., Healy, R. W., Lorenz, D. L., & Nimmo, J. R. (2007b). Comparison of local- to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, 334(1-2), 231-249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.010>
- Dembele, Y., & Some, L. (1991). Propriétés hydrodynamiques des principaux types de sol du Burkina Faso. *IAHS-AISH Publication*, 199, 217-227.
- Der Ay, M., Pover, P., Evsee, Y., ARn, A. B., & AusAc, G. (1989). *D'altérites et de son état de saturation sur les caractéristiques hydrodynamiques des forages en zone de socle cristallin* (compte rendu II; p. 429-436). Academie des Sciences.
- Desaulniers, D. E., Cherry, J. A., & Fritz, P. (1981). Origin, age and movement of pore water in argillaceous Quaternary deposits at four sites in southwestern Ontario. *Journal of Hydrology*, 50, 231-257.
- de Vries, J. J., & Simmers, I. (2002). Groundwater recharge : An overview of process and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 5-17. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>
- DGRE. (2010). *Rapport annuel de l'inventaire des ouvrages hydrauliques* (p. 58).
- Diabagaté, A., Goula, T. A., Soro, G. E., & Diabagaté, A. (2019). *Hydrochimie des eaux Souterraines de la Région d u Poro ( Côte d ' Ivoire ) Hydrochemicals of the Underground Waters of Poro Region ( Ivory Coast )*. 15(9), 247-262. <https://doi.org/10.19044/esj.2019.v15n9p247>

- Dieng, N. M., Orban, P., Otten, J., Stumpp, C., Faye, S., & Dassargues, A. (2017). Temporal changes in groundwater quality of the Saloum coastal aquifer. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 9, 163-182.
- Doppler, T., Franssen, H. H., Kuhlman, U., Stauffer, F., & Kaiser, H. (2007). *Field evidence of a dynamic leakage coefficient for modelling river – aquifer interactions*. 177-187.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.09.017>
- Douez, O. (2014). *Apports des modèles hydrodynamiques régionaux pour contribuer à la gestion des ressources en eaux souterraines—Exemple du modèle Jurassique du Poitou—Charentes* To cite this version : HAL Id : Hal-00962198 *Apports des modèles hydrodynamiques régionaux*.
- Doveri, M., & Mussi, M. (2014). Water isotopes as environmental tracers for conceptual understanding of groundwater flow : An application for fractured aquifer systems in the « Scansano-Magliano in Toscana » area (Southern Tuscany, Italy). *Water (Switzerland)*, 6(8), 2255-2277. <https://doi.org/10.3390/w6082255>
- Drever, J. I. (1988). *The geochemistry of natural waters* (Vol. 437). Prentice hall Englewood Cliffs.
- Durner, W. (1994). Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, 30(2), 211-223. <https://doi.org/10.1029/93WR02676>
- Engalenc, M., Grillot, J., & Lachaud, J. (1979). L'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. *Editions CIEH, Ougadougou, et Géohydraulique, Paris, II*.
- Fabien-ouellet, G. (2017). *Géophysique appliquée 2 Méthodes Électriques : Tomographie électrique Tomographie ?*
- Faillat, J. P., & Drogue, C. (1993). Différenciation hydrochimique de nappes superposées d'altérites et de fissures en socle granitique. *Hydrological sciences journal*, 38(3), 215-229.
- FAO, I. (1994). *Directives pour la description des sols. 3ème édition (révisée)*.
- Favreau, G. (2000). *Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : Dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger)* [PhD Thesis, Paris 11]. <https://www.theses.fr/2000PA112333>

- Feddes, R. A., Kowalik, P., Kolinska-Malinka, K., & Zaradny, H. (1976). Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. *Journal of Hydrology*, 31(1-2), 13-26.
- Feddes, R. A., & Zaradny, H. (1978). *Model for simulating soil-water content considering evapotranspiration-comments*.  
<https://www.cabidigitallibrary.org/doi/full/10.5555/19781942119>
- Filippi, C., Milville, F., & Thiery, D. (1990). Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano-sahélien par modélisation hydrologique globale : Application à dix sites au Burkina Faso. *Hydrological Sciences Journal*, 35(1), 29-48.  
<https://doi.org/10.1080/02626669009492403>
- Fleury, S. (2011). *Méthode magnétique appliquée à l'exploration multiéchelle du Bassin de Franceville* [PhD Thesis, Université de Strasbourg]. <https://theses.hal.science/tel-00753300/>
- Flint, L. E., & Flint, A. L. (2007). *Regional analysis of ground-water recharge*. 1-31.
- Florsch, N., Muhlach, F., & Kammenthaler, M. (2019). *Géophysique appliquée pour tous 2 : Méthodes magnétiques et Slingram*. ISTE Group.  
[https://books.google.com/books?hl=fr&lr=&id=29WEDwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PP1&dq=gradient+horizontal+du+champ+magn%C3%A9tique+du+sous+sol&ots=XIfRZ8c6\\_y&sig=QtqP8SSmyMx1mE9E\\_73vQxnoRIQ](https://books.google.com/books?hl=fr&lr=&id=29WEDwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PP1&dq=gradient+horizontal+du+champ+magn%C3%A9tique+du+sous+sol&ots=XIfRZ8c6_y&sig=QtqP8SSmyMx1mE9E_73vQxnoRIQ)
- Forkasiewicz, J. (1972). *Interprétations des données de pompages d'essai pour l'évaluation des paramètres des aquifères* (p. 90) [Technique]. BRGM; 72-SGN-273-AME.
- Fortier, R. (2017). *Investigation géophysique appliquée à l'hydrogéologie*.
- Fowe, T., Karambiri, H., Paturel, J.-E., Poussin, J.-C., & Cecchi, P. (2015). Water balance of small reservoirs in the Volta basin : A case study of Boura reservoir in Burkina Faso. *Agricultural Water Management*, 152, 99-109. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2015.01.006>
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *GROUNDWATER*.
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *GROUNDWATER*.

- Garrels, R. M., & MacKenzie, F. T. (1967). *Origin of the chemical compositions of some springs and lakes*. ACS Publications.
- Gaultier, G. (2004). *Recharge et paléorecharge d'une nappe libre en milieu sahélien (Niger oriental) : Approches géochimique et hydrodynamique* [PhD Thesis, Paris 11].  
<https://www.theses.fr/2004PA112148>
- Gbohaida, V., Agbangnan, D. C. P., Ngossanga, M. B., Medoatinsa, S. E., Dovonon, L. F. C., Wotto, D. V., Avlessi, F., & Sohounhloue, D. C. K. (2016). Etude de la qualité physico-chimique de l'eau de boisson dans deux localités du Bénin : Cotonou et Dassa-Zoumè. *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 10(1), 422-422. <https://doi.org/10.4314/ijbcs.v10i1.32>
- Gerke, H. H., & Van Genuchten, M. T. (1993). A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research*, 29(2), 305-319. <https://doi.org/10.1029/92WR02339>
- Ghazavi, R., & Ebrahimi, H. (2018). Estimation of Artificial Groundwater Recharge by Flood Water Spreading System in an Arid Region Using Inverse Modeling and SCS Method; A case Study of Mosian Plain. *Ecopersia*, 6(3), 187-194.
- Ghazavi, R., Vali, A. B., & Eslamian, S. (2012). Impact of Flood Spreading on Groundwater Level Variation and Groundwater Quality in an Arid Environment. *Water Resources Management*, 26(6), 1651-1663. <https://doi.org/10.1007/s11269-012-9977-4>
- GIZ. (2012). *Seuils d'épandage pour la valorisation des vallées d'oued dégradées* (p. 24) [Technique]. Deutsche Gesellschaft für internationale Zusammenarbeit (GIZ) GmbH.
- Gning, A. A. (2015). *Etude et Modélisation Hydrogéologique des Interactions Eaux de Surface-Eaux Souterraines dans un Contexte d'Agriculture Irriguée dans le Delta du Fleuve Sénégal*. Liège.
- Gning, A. A., Orban, P., Gesels, J., Ngom, F. D., Dassargues, A., Malou, R., & Brouyère, S. (2017). Factors controlling the evolution of groundwater dynamics and chemistry in the Senegal River Delta. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 10, 133-144.  
<https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.01.005>

- Guyon, F., Hallot, E., DE Thysebaert, D., Diarra, B. G., Roamba, J., & Zangre, B. V. C. A. (2015). *Résultat du bilan hydrologique de la retenue d'eau d'irrigation de Wedbila* (p. 11) [Technique]. Ministère de l'Agriculture et des aménagements Hydrauliques.
- Guyon, F., Hallot, E., Diarra, G., & Roamba, J. (2016). *Plan de gestion de la retenue d'eau de Wedbila et de son bassin versant*. 50.
- Hachaichi, Z. (2018). *Système aquifère soumis à des contraintes climatiques et To cite this version :*
- Hashemi, H., Berndtsson, R., Kompani-Zare, M., & Persson, M. (2013). Natural vs. Artificial groundwater recharge, quantification through inverse modeling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(2), 637-650. <https://doi.org/10.5194/hess-17-637-2013>
- Hashemi, H., Berndtsson, R., & Persson, M. (2015). Recharge artificielle par épandage des eaux de crue estimée par les bilans hydriques et la modélisation des eaux souterraines. *Hydrological Sciences Journal*, 60(2), 336-350. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.881485>
- Healy, R. W. (2010). *Estimating ground Water recharge*. <http://library1.nida.ac.th/termpaper6/sd/2554/19755.pdf>
- Heinz, B., Habibou, M., & Aboubacar, M. (2009). *Mesures de réhabilitation et d'aménagement des bas fonds Gestion optimale et durable des eaux et des sols* (p. 34) [Rapport technique].
- Hem, J. D. (1985). *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water* (Vol. 2254). Department of the Interior, US Geological Survey.
- Hillel, D. (2003). *Introduction to environmental soil physics*. Elsevier.
- Hillel, D. (2013). *Introduction to soil physics*. Academic press.
- Hogan, J. E., Phillips, F. M., & Scanlon, B. R. (2004). *Groundwater recharge in a desert environment : The Southwestern United States*. American Geophysical Union.
- Hubbard, Y. R. and Su. S. (2005a). *Hydrogeophysics* (p. 120). Springer Netherlands.
- Hubbard, Y. R. and Su. S. (2005b). *Hydrogeophysics*. Springer Netherlands.
- Huneau, F., Dakoure, D., Celle-jeanton, H., Vitvar, T., Ito, M., Traore, S., & Compaore, N. F. (2011). Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni

- sedimentary basin ( Burkina Faso , Mali ). *Journal of Hydrology*, 409(1-2), 423-439.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.043>
- Hutton, S. G., & Anderson, D. L. (1971). Finite Element Method : A Galerkin Approach. *Journal of the Engineering Mechanics Division*, 97(5), 1503-1520. <https://doi.org/10.1061/JMCEA3.0001475>
- Instruments, R. D. (2006). *StreamPro ADCP operation manual*. P. N 95B-6003-00. RD Instruments, Poway, CA.
- IWACO. (1990). *Etudes du bilan d'eau au Burkina Faso*. Direction des etudes et de la planification (MINISTERE DE L'EAU), Burkina Faso.
- Jacob, C. E. (1947). Drawdown Test to Determine Effective Radius of Artesian Well. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 112, 1047-1064.  
<https://doi.org/10.1061/TACEAT.0006033>
- Jean Rodier, B. L., Nicole MERLET et coll. (2009). *L'Analyse de l'eau* (p. 1579).  
[http://www.ghbook.ir/index.php?name=مجموعه مقالات دومین هم اندیشی سراسری رسانه تلویزیون و option=com\\_dbook&task=readonline&book\\_id=13629&page=108&chkhask=03C706812F&Itemid=218&lang=fa&tmpl=component](http://www.ghbook.ir/index.php?name=مجموعه مقالات دومین هم اندیشی سراسری رسانه تلویزیون و option=com_dbook&task=readonline&book_id=13629&page=108&chkhask=03C706812F&Itemid=218&lang=fa&tmpl=component)
- Jiang, W., Wang, G., Sheng, Y., Shi, Z., & Zhang, H. (2019). Isotopes in groundwater (2H, 18O, 14C) revealed the climate and groundwater recharge in the Northern China. *Science of The Total Environment*, 666, 298-307.
- Jippe, H. (2002). *Maximum available soil moisture (GLOBAL)* (bb9ad1c0-88fd-11da-a88f-000d939bc5d8) [GRID]. <https://storage.googleapis.com/fao-maps-catalog-data/geonetwork/aquamaps/GlobWat-Input-smax.zip>
- Kaboré, A., Zongo, I., Savadogo, B., Sawadogo, J., Kaboré, D., & ZP, L. (2020). Evaluation de la qualité physicochimique de l'eau des forages dans la région du centre-nord au Burkina Faso : Cas des écoles primaires [Assessment of physicochemical quality of drinking water from boreholes in the Centre-North région in Burkina Faso: Case of elementary schools]. *International Journal of Innovation and Applied Studies*, 29(4), 1349-1357.

- Kafando, M. B., Koïta, M., Zouré, C. O., Yonaba, R., & Niang, D. (2022). Quantification of Soil Deep Drainage and Aquifer Recharge Dynamics according to Land Use and Land Cover in the Basement Zone of Burkina Faso in West Africa. *Sustainability*, 14(22), 14687.
- Kamel, S., Dassi, L., & Zouari, K. (2006). Approche hydrogéologique et hydrochimique des échanges hydrodynamiques entre aquifères profond et superficiel du bassin du Djérid, Tunisie. *Hydrological Sciences Journal*, 51(4), 713-730. <https://doi.org/10.1623/hysj.51.4.713>
- Kandia, L. W. (2023). *Esquisse piézométrique et évaluation de la recharge en milieu de socle fracture : Cas du bassin versant de Nariare au burkina faso* (p. 70) [Mémoire de fin de cycle]. Ecole Nationale d'Ingénieurs ABDERHAMANE BABA TOUREde BAMAKO.
- Kayane, I., Taniguchi, M., & Sanjo, K. (1985). Alteration of the groundwater thermal regime caused by advection. *Hydrological Sciences Journal*, 30(3), 343-360. <https://doi.org/10.1080/02626668509490998>
- Keïta, A. (2021). *Mesures d'infiltration par double anneau* (p. 9) [Technique]. 2IE.
- Kikietta, A. (1976). *Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle de la Bougouriba entre Dan et Djikorogo, Haute-Volta : Rapport de stage.*
- King, A. C., Raiber, M., Cox, M. E., & Cendón, D. I. (2017). Comparaison de techniques d'estimation de recharge des eaux souterraines pour un système aquifère alluvial lié à un cours d'eau temporaire (Queensland, Australie). *Hydrogeology Journal*, 25(6), 1759-1777. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1565-5>
- Kingumbi, A. (2006). *Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation : Cas du Merguellil en Tunisie centrale.*
- Kirsch, R. (2009). *Groundwater Geophysics* (R. Kirsch, Éd.; 2nd Ed). Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-88405-7>
- Kohonen, T., & Honkela, T. (2007). Kohonen network. *Scholarpedia*, 2(1), 1568.
- Koïta, M., Sandwidi, W. J. P., & Dara, A. E. (2017a). Recharge Estimation of Hard Rock Aquifers under Sahelian Climate Conditions Using Water Table Fluctuation : Case Study of Tougou

- Catchment, Burkina Faso. *Journal of Water Resource and Protection*, 09(12), 1428-1448.  
<https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912092>
- Koïta, M., Sandwidi, W. J. P., & Dara, A. E. (2017b). Recharge Estimation of Hard Rock Aquifers under Sahelian Climate Conditions Using Water Table Fluctuation : Case Study of Tougou Catchment, Burkina Faso. *Journal of Water Resource and Protection*, 09(12), 1428-1448.  
<https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912092>
- Kollet, S. J., & Maxwell, R. M. (2006). Integrated surface–groundwater flow modeling : A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. *Advances in Water Resources*, 29(7), 945-958.
- Kone, M., Bonou, L., Bouvet, Y., Joly, P., & Koulidiaty, J. (2009). Etude de la pollution des eaux par les intrants agricoles : Cas de cinq zones d’agriculture intensive du Burkina Faso Auteur. *Sud Sciences & Technologies*, 17, 6-15.
- Kortatsi, B. K. (2007). Hydrochemical framework of groundwater in the Ankobra Basin, Ghana. *Aquatic Geochemistry*, 13(1), 41-74. <https://doi.org/10.1007/s10498-006-9006-4>
- Kosugi, K. (1996). Lognormal Distribution Model for Unsaturated Soil Hydraulic Properties. *Water Resources Research*, 32(9), 2697-2703. <https://doi.org/10.1029/96WR01776>
- Kouanda, B. (2019). *Modélisation Intégrée du Complexe Mouhoun supérieur-Sourou dans le contexte des changements climatiques* [PhD Thesis]. Institut international de l’Eau et de l’Environnement.
- KOUDOUGOU, A., Kabore, F., & OUEDRAOGO, I. (2021). *ANALYSE DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES DE L’AQUIFERE DU SOUS BASSIN DE NARIARE AU BURKINA FASO* [Poster]. 1ère Edition des 72 heures de la recherche scientifique de l’Université de Fada N’Gourma au Burkina Faso, Fada N’Gourma (Burkina Faso).
- Koussoubé, Y. (2010). *Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo ( bassin du Sourou ) : Burkina Faso / Mali Youssouf Koussoubé To cite this version : HAL Id : Tel-00815287 FBB9DA3 AB5 45 A A 4 9DFA FB5A ACF89A.*

- Kumar, C. P., & Seethapathi, P. V. (2002). Assessment of Natural Ground Water Recharge in Upper Ganga Canal Command Area. *Journal of Applied Hydrology, Association of Hydrologists of India*, XV(4), 13-20.
- Kumar, V. S., Dhakate, R., Manikyamba, C., Rao, T. V., & Rangarajan, R. (2019). *HydroResearch An integrated study of electrical resistivity tomography and infiltration method in deciphering the characteristics and potentiality of unsaturated zone in crystalline rock*. 2, 109-118. <https://doi.org/10.1016/j.hydrres.2019.11.009>
- Kura, N. U., Ramli, M. F., Sulaiman, W. N. A., Ibrahim, S., & Aris, A. Z. (2018). An overview of groundwater chemistry studies in Malaysia. *Environmental Science and Pollution Research*, 25(8), 7231-7249. <https://doi.org/10.1007/s11356-015-5957-6>
- Kura, N. U., Ramli, M. F., Sulaiman, W. N. A., Ibrahim, S., Aris, A. Z., & Mustapha, A. (2013). Evaluation of factors influencing the groundwater chemistry in a small tropical island of Malaysia. *International journal of environmental research and public health*, 10(5), 1861-1881.
- Lamachère, J. (1990). *Le domaine granitique* (p. 11).
- Langmuir, D. (1997). *Aqueous environmental geochemistry* (Numéro 551.48 L3.).
- Le Coz, J., Bernard, C., Fabien, V., & Guillaume, D. (2007). Uses of aDcp in rivers : A review. *LA HOUILLE BLANCHE*, 13.
- LEJEUNE, Q., & SAEED, F. (2019). *Étude de l'impact des changements climatiques futurs sur les ressources en eau au Burkina Faso. Report produced under the project "Projet d'Appui Scientifique aux processus de Plans Nationaux d'Adaptation dans les pays francophones les moins avancés d'Afrique subsaharienne"*, Climate Analytics gGmbH, Berlin. (p. 33) [Technique].
- Leray, S. (2013a). *Caractérisation des aquifères de socle cristallin et de leur ressource en eau—Apport des données d' " âge " de l' eau* (p. 14).
- Leray, S. (2013b). *Caractérisation des aquifères de socle cristallin et de leur ressource en eau—Apport des données d' " âge " de l' eau*.

- Lerner, D. N. (2020). Groundwater recharge. *Geochemical Processes, Weathering and Groundwater Recharge in Catchments*, 109-150. <https://doi.org/10.1201/9781003077916-4>
- Lesmes, D. P., & Friedman, S. P. (2005). Relationships between the electrical and hydrogeological properties of rocks and soils. In *Hydrogeophysics* (p. 87-128). Springer.
- Loke, M. H. (2015). *2-D and 3-D ERT surveys and data interpretation*.
- Loke, M. H., Acworth, I., & Dahlin, T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration geophysics*, 34(3), 182-187.
- Loke, M. H., & Barker, R. D. (1996a). Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion1. *Geophysical prospecting*, 44(3), 499-523.
- Loke, M. H., & Barker, R. D. (1996b). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method1. *Geophysical prospecting*, 44(1), 131-152.
- Loke, M. H., & Dahlin, T. (2002). A comparison of the Gauss–Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion. *Journal of applied geophysics*, 49(3), 149-162.
- Loukman, B., Nakolendousse, S., Mahamat Nour, A., & Memti Nguinambaye, M. (2017). Caractérisation hydrochimique de la nappe de Yao et ses environs : Relations entre eaux de surface (Iac-Fitri) et eaux souterraines. *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 11(3), 1336-1336. <https://doi.org/10.4314/ijbcs.v11i3.33>
- Lowrie, W. (2007). Fundamentals of Geophysics, second edition. In *Cambridge University Press* (p. 384).
- Luan, P. T., & Oksum, E. (2018). Determination of maximum tilt angle from analytic signal amplitude of magnetic data by the curvature-based method. *Vietnam Journal of Earth Sciences*, 40(4), 354-366.
- M Nassri, S., & Farhat, L. (2016). *Etude de l'efficience de l'épandage des eaux de crue sur la fertilité du sol et la recharge de la nappe ( Sidi Bouzid , Tunisie )*. 1(November), 335-343.
- Macdonald, A. M., Lark, R. M., Taylor, R. G., Abiye, T., Fallas, H. C., Favreau, G., Goni, I. B., Kebede, S., Scanlon, B., Sorensen, J. P. R., Tijani, M., Upton, K. A., & West, C. (2020). *Mapping*

*groundwater recharge in Africa from ground observations and implications for water security : Supplementary Material. 1-32.*

- Mahe, G., Diello, P., Paturel, J.-E., Barbier, B., Karambiri, H., Dezetter, A., Dieulin, C., & Rouche, N. (2010). Baisse des pluies et augmentation des écoulements au Sahel : Impact climatique et anthropique sur les écoulements du Nakambe au Burkina Faso. *Sécheresse*, *21*(4), 330-332. <https://doi.org/10.1684/sec.2010.0268>
- Mangoua, M. J., Gone, D. L., Kouassi, K. A., Nrsquo guettia, K. G., Douagui, G. A., Savane, I., & Biemi, J. (2015). Hydrogeochemical assessment of groundwater quality in the Baya watershed (Eastern of Cte dlvoire). *African Journal of Agricultural Research*, *10*(49), 4477-4489. <https://doi.org/10.5897/AJAR2015.10212>
- Maréchal, J.-C., Dewandel, B., & Subrahmanyam, K. (2004). Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer. *Water resources research*, *40*(11).
- Mathieu, R., Bariac, T., Fouillac, C., Guillot, B., & Mariotti, A. (1993). Variations en isotopes stables dans les précipitations en 1988 et 1989 au Burkina Faso : Apport de la météorologie régionale= Stable isotope variations in precipitations in 1988 and 1989 in Burkina Faso : Contributions of regional meteorology. *Veille climatique satellitaire*, *45*, 47-65.
- Maxwell, R. M., & Miller, N. L. (2005). Development of a coupled land surface and groundwater model. *Journal of Hydrometeorology*, *6*(3), 233-247.
- McDonald, M. G., & Harbaugh, A. W. (1988). *A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model*. US Geological Survey.
- MEA. (2016). *Programme National pour la Gestion Intégrée des Ressources en Eau*.
- MEA. (2019). *RAPPORT NATIONAL BILAN ANNUEL 2018* (p. 93) [Technique]. Ministère de l'Eau et de l'Assainissement.
- MEE. (2001). *Gestion Intégrée des Ressources en Eau : Etat des lieux des ressources en eau du Burkina Faso et de leur cadre de gestion*. 252.

- Miller, H. G., & Singh, V. (1994). Potential field tilt—A new concept for location of potential field sources. *Journal of applied Geophysics*, 32(2-3), 213-217.
- Milville, F. (1990). Etude de la recharge naturelle des aquifères. Modélisation hydrologique globale du bassin expérimental de Barogo au Burkina Faso. *Bulletin de liaison du Comité interafricain d'études hydrauliques*, 80, 2-29.
- Mishra, S. K., & Singh, V. P. (2003). *Soil conservation service curve number (SCS-CN) methodology* (Vol. 42). Springer Science & Business Media.  
[https://books.google.com/books?hl=fr&lr=&id=DbXnCAAQBAJ&oi=fnd&pg=PR13&dq=soil+curver+number&ots=u9Ljx07q3c&sig=StEKITx8T\\_p8OrEANXAznPd8rzY](https://books.google.com/books?hl=fr&lr=&id=DbXnCAAQBAJ&oi=fnd&pg=PR13&dq=soil+curver+number&ots=u9Ljx07q3c&sig=StEKITx8T_p8OrEANXAznPd8rzY)
- Monchalain, G., & Diluca, C. (1991). Rapport III. 14. La Contribution du CIEH à la connaissance des ressources en eau souterraine en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Journées de l'hydraulique*, 21(3), 1-7.
- Morin, E., Grodek, T., Dahan, O., Benito, G., Kulls, C., Jacoby, Y., Van Langenhove, G., Seely, M., & Enzel, Y. (2009). Flood routing and alluvial aquifer recharge along the ephemeral arid Kuiseb River, Namibia. *Journal of Hydrology*, 368(1-4), 262-275.
- Müller, C. (2006). *Spherical harmonics* (Vol. 17). Springer.
- Murad, M. O. F., Minasny, B., Malone, B., & Crossing, K. (2020). Measuring soil bulk density from shear wave velocity using piezoelectric sensors. *Soil Research*, 59(1), 107-117.
- NABA, S. (2007). *Propriétés magnétiques et caractères structuraux des granites du Burkina Faso oriental (Craton Ouest Africain, 2,2 – 2,0 Ga) : Implications géodynamiques* (p. 40).
- Naghibi, S. A., Vafakhah, M., Hashemi, H., Pradhan, B., & Alavi, S. J. (2018). Groundwater augmentation through the site selection of floodwater spreading using a data mining approach (case study : Mashhad Plain, Iran). *Water (Switzerland)*, 10(10).  
<https://doi.org/10.3390/w10101405>
- Naghibi, S. A., Vafakhah, M., Hashemi, H., Pradhan, B., & Alavi, S. J. (2020). Water Resources Management Through Flood Spreading Project Suitability Mapping Using Frequency Ratio, k-

- nearest Neighbours, and Random Forest Algorithms. *Natural Resources Research*, 29(3), 1915-1933. <https://doi.org/10.1007/s11053-019-09530-4>
- Nakolendousse, S. (1991). *Méthode d'évaluation de la productivité des sites aquifères au Burkina Faso : Géologie , géophysique , télédétection* [PhD Thesis, Université Joseph-Fourier]. tel-00756438.
- Nalovic, L. (1973). *Le système fer-silice et son comportement*.
- Neuman, S. P., Feddes, R. A., & Bresler, E. (1974). *Finite element simulation of flow in saturated-unsaturated soils considering water uptake by plants*.
- Nguyen, F., Garambois, S., Chardon, D., Hermitte, D., Bellier, O., & Jongmans, D. (2007). *Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault , Provence , France*. 62, 338-353. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2007.03.003>
- Nguyen, F., Garambois, S., Jongmans, D., Pirard, E., & Loke, M. H. (2005). *Image processing of 2D resistivity data for imaging faults*. 57, 260-277. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.02.001>
- N'tcha, T., Sambienou, W. G., Alassane, A., Boukari, M., Kaki, C., & Mama, D. (2020). *Caracterisation Hydrogeochimique Des Eaux Souterraines Des Aquiferes De Socle De La Commune De Natitingou Au Benin*. *European Scientific Journal ESJ*, 16(6), 65-94. <https://doi.org/10.19044/esj.2020.v16n6p65>
- Olivier, A. (2015). *Chimie et pollutions des eaux souterraines*. Lavoisier.
- Ouandaogo-Yameogo, S. (2008). *Ressources en eau souterraine du centre urbain de Ouagadougou au Burkina Faso, qualité et vulnérabilité*.
- Ouandaogo-Yameogo, S., Blavoux, B., Nikiema, J., & Savadogo, A. (2013). *Caractérisation du fonctionnement des aquifères de socle dans la région de Ouagadougou à partir d'une étude de la qualité chimique des eaux*. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 26(3), 173-191.

- Ouattara, B. (2015). Etude de mise en place de seuils d'épandage a l'aval de l'affluent principal de la retenue d'eau de Wedbila mémoire. In *2ie* (p. 4-49) [Mémoire de fin de cycle]. 2IE.
- Ouedraogo, I., & Vanclooster, M. (2016). *A meta-analysis and statistical modelling of nitrates in groundwater at the African scale. 1993*, 2353-2381. <https://doi.org/10.5194/hess-20-2353-2016>
- Pakparvar, M. (2015). *Evaluation of floodwater spreading for groundwater recharge in Gareh Bygone Plain, southern Iran* [PhD Thesis]. Ghent University.
- Pakparvar, M., Walraevens, K., Cheraghi, S. A. M., Ghahari, G., Cornelis, W., Gabriels, D., & Kowsar, S. A. (2017). Assessment of groundwater recharge influenced by floodwater spreading : An integrated approach with limited accessible data. *Hydrological Sciences Journal*, 62(1), 147-164. <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1183164>
- Parent, M., Girard, F., Fagnan, N., Michaud, Y., Boisvert, E., & Fortier, R. (2003). Caractérisation géologique des formations superficielles enfouies. In: *Michaud, Y., Lefebvre, R., McCormack, R, Guide méthodologique pour la caractérisation régionale des aquifères granulaires*, 140pp.-140pp.
- Parkhurst, D. L., & Appelo, C. A. J. (1999). User's guide to PHREEQC (Version 2) : A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *Water-resources investigations report*, 99(4259), 312.
- Parkhurst, D. L., & Appelo, C. A. J. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3— A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *US geological survey techniques and methods*, 6(A43), 497.
- Peeters, L., Bação, F., Lobo, V., & Dassargues, A. (2007). Exploratory data analysis and clustering of multivariate spatial hydrogeological data by means of GEO3DSOM, a variant of Kohonen's Self-Organizing Map. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(4), 1309-1321.

- Perrin, J., Ahmed, S., & Hunkeler, D. (2011). *The effects of geological heterogeneities and piezometric fluctuations on groundwater flow and chemistry in a hard-rock aquifer, southern India*. 1189-1201. <https://doi.org/10.1007/s10040-011-0745-y>
- Peters, E., Visser, A., Esser, B. K., & Moran, J. E. (2018). Tracers reveal recharge elevations, groundwater flow paths and travel times on Mount Shasta, California. *Water (Switzerland)*, 10(2), 1-22. <https://doi.org/10.3390/W10020097>
- Peyrin, F., Garnero, L., & Magnin, I. (1994). Introduction à l' imagerie tomographique 2D et 3 D reposant sur une propagation en ligne droite. Cas de la tomographie par rayon X, par émission et par ultrasons Introduction to 2D and 3D Tomographic Methods Based on Straight Line Propagation : X-ray. *CREATIS*, 382-413.
- Porzig, E. L., Seavy, N. E., Owens, B. E., & Gardali, T. (2018). Field evaluation of a simple infiltration test and its relationship with bulk density and soil organic carbon in California rangelands. *Journal of Soil and Water Conservation*, 73(2), 200-206.
- Pourrier, J. (2017). *Caractérisation des processus de transferts et d' interactions entre les compartiments hydrologiques, hydrogéologiques et cryosphériques d' un bassin versant andin semi-aride soumis à une forte variabilité climatique ( Vallée de l' Elqui – Chili )* To.
- Raja Kumar, T. J., Dushiyanthan, C., Thiruneelakandan, B., Suresh, R., Raja, S. V., & Senthilkumar, M. (2016). Major and Trace Element Characterization of Shallow Groundwater in Coastal Alluvium of Chidambaram Town, Cuddalore District, South India. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 04(01), 64-76. <https://doi.org/10.4236/gep.2016.41008>
- Rassam, D., Šim\unek, J., Mallants, D., & van Genuchten, M. T. (2018). The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media : Tutorial. *Riverside: CSIRO Land and Water*.
- Rautio, A., & Korkka-Niemi, K. (2015). Chemical and isotopic tracers indicating groundwater/surface-water interaction within a boreal lake catchment in Finland. *Hydrogeology Journal*, 23(4).

- RDInstruments, T. (2015). *StreamPro ADCP guide*. Teledyne RDInstruments. Retrieved from <http://www.teledynemarine.com> ....
- Rennolls, K., Carnell, R., & Tee, V. (1980). A descriptive model of the relationship between rainfall and soil water table. *Journal of Hydrology*, 47(1-2), 103-114.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *physics*, 1(5), 318-333.
- Roose, E. (1994). *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)* (Vol. 70). Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture.
- Rorabaugh, M. I. (1960). Use of water levels in estimating aquifer constants in a finite aquifer. *International Association of Scientific Hydrology Commission of Subterranean Waters*, 52, 314-323.
- Rosenberry, D. O., & LaBaugh, J. W. (2008). Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water. In *Techniques and Methods* (4-D2; Version 1.). <https://doi.org/10.3133/tm4D2>
- Rosillon, F., Savadogo, B., Kaboré, A., & Dianou, D. (2013). Pourquoi des teneurs aussi élevées en nitrates dans les puits et forages de la vallée du Sourou au Burkina Faso? Enquêtes de 2006 à 2014. *Cahiers de l'Association Scientifique Européenne pour l'Eau et la Santé*, 18(1), 33-43.
- Roy, I. G. (2013). Tilt angle interpretation of dipping fault model. *Journal of Applied Geophysics*, 98, 33-43.
- Sabljak, S. (1998). Hydrochimie et hydrodynamique de la nappe phréatique au Niger Sud-Oriental. *Mémoire DEA*, 78-78.
- Sako, A., Swadogo, S., Yoni, M., Nimi, M., Zongo, O., & Bamba, O. (2018a). Hydrogeochemical characterization of dug well water and its suitability for domestic water supply in the village of Passakongo, Dedougou municipality, Burkina Faso. *Environ Nat Resour Res*, 8, 126-137.

- Sako, A., Swadogo, S., Yoni, M., Nimi, M., Zongo, O., & Bamba, O. (2018b). Hydrogeochemical characterization of dug well water and its suitability for domestic water supply in the village of Passakongo, Dedougou municipality, Burkina Faso. *Environ Nat Resour Res*, 8, 126-137.
- Sako, A., Yaro, J. M., & Bamba, O. (2018). Impacts of hydrogeochemical processes and anthropogenic activities on groundwater quality in the Upper Precambrian sedimentary aquifer of northwestern Burkina Faso. *Applied Water Science*, 8(3), 88. <https://doi.org/10.1007/s13201-018-0735-5>
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R., & Ravat, D. (2008). Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, 73(1), L1-L10.
- Sandwidi, W. J. P. (2007). *Groundwater potential to supply population demand within the Komienga dam basin in Burkina Faso*.
- Sansone, F. J., Benitez-Nelson, C. R., Resing, J. A., DeCarlo, E. H., Vink, S. M., Heath, J. A., & Huebert, B. J. (2002). Geochemistry of atmospheric aerosols generated from lava-seawater interactions. *Geophysical Research Letters*, 29(9), 49-1.
- Sauret, S. E. (2013). *Etude des potentialités hydrogéologiques d' une plaine alluviale en relation avec les eaux souterraines et de surface dans un contexte d' agriculture irriguée ( Burkina Faso )* [PhD Thesis]. Université de Liège.
- Savadogo, M., Somda, J., Seynou, O., Zabré, S., & Nianogo, A. J. (2011). *Catalogue des bonnes pratiques d'adaptation aux risques climatiques au Burkina Faso* (p. 62) [Technique]. UICN.
- Savadogo, N. (1984). *Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta : Étude régionale du bassin versant de la Sissili* [Thèse, Université Scientifique et Médicale de Grenoble]. tel-00764194.
- Sawadogo, T. (2019). *SAVOIRS LOCAUX ET GESTION DE LA FERTILITE DES SOLS EN ZONE NORD-SOUDANIENNE DU BURKINA FASO : CAS DU SITE DE WEDBILA DANS LA COMMUNE DE SAPONE* (p. 70) [Mémoire de fin de cycle]. Ministère de l'Agriculture.

- Scanlon, B. R., & Cook, P. G. (2002). Theme issue on groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 3-4. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0175-3>
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 18-39. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0176-2>
- Schaap, M. G., Leij, F. J., & Van Genuchten, M. T. (2001). Rosetta : A computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of hydrology*, 251(3-4), 163-176.
- Schaap, M. G., & Van Genuchten, M. Th. (2006). A Modified Mualem–van Genuchten Formulation for Improved Description of the Hydraulic Conductivity Near Saturation. *Vadose Zone Journal*, 5(1), 27-34. <https://doi.org/10.2136/vzj2005.0005>
- Schoeller, H. (1964). La classification géochimique des eaux. *TASH Publication, iahs.*, 16-24.
- Seguin, J.-J., Lanini, S., Caballero, Y., Amraoui, N., & Croiset, N. (2015). *BRGM/RP-65635-FR Méthodes d' évaluation de la recharge des nappes Complément d'étude pour la caractérisation des pressions et impacts sur les eaux souterraines Rapport final.* 219-219.
- Serge, E., Sauret, G., Beaujean, J., Nguyen, F., Wildemeersch, S., & Brouyere, S. (2015). Characterization of superficial deposits using electrical resistivity tomography ( ERT ) and horizontal-to-vertical spectral ratio ( HVSr ) geophysical methods : A case study. *Journal of Applied Geophysics*, 121, 140-148. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.07.012>
- Service, U. S. S. C. (1972). *SCS National Engineering Handbook, Section 4 : Hydrology.* The Service.
- Shentsis, I., & Rosenthal, E. (2003). Recharge of aquifers by flood events in an arid region. *Hydrological Processes*, 17(4), 695-712.
- Shi, X., Jiang, S., Xu, H., Jiang, F., He, Z., & Wu, J. (2016). The effects of artificial recharge of groundwater on controlling land subsidence and its influence on groundwater quality and aquifer energy storage in Shanghai, China. *Environmental Earth Sciences*, 75(3), 1-18. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-5019-x>

- Shukla, M. K. (2023). *Soil physics : An introduction*. CRC press.
- Šimunek, J., Van Genuchten, M. T., & Šejna, M. (2012). HYDRUS : Model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1263-1274.
- Simunek, J., & van Genuchten, M. T. (1999). Using the HYDRUS-1D and HYDRUS-2D codes for estimating unsaturated soil hydraulic and solute transport parameters. *Characterization and measurement of the hydraulic properties of unsaturated porous media*, 1, 523-1.
- Simunek, J., van Genuchten, M. T., & Sejna, M. (2008). Development and applications of the HYDRUS and STANMOD software packages and related codes. *Vadose zone journal*, 7(2), 587-600.
- Singh, P. D., Kumar, A., Dhyan, B. P., Kumar, S., Shahi, U. P., Singh, A., Pathak, A., Singh, A., & Kumar, P. (2021). *Predicting physical properties of soil through empirical equation developed from relationship between bulk density and different physical properties of soil*.
- Singh, R., van Dam, J. C., & Feddes, R. A. (2006). Water productivity analysis of irrigated crops in Sirsa district, India. *Agricultural Water Management*, 82(3), 253-278.
- Soba, B. A., Kumar, A., Chen, Y., Kirby, J., Williams, M., & Neill, C. O. (2017). *Water Pollution Survey*. SOGREA. (2005). *ETUDE DES INCIDENCES DE L'ABAISSMENT DES SEUILS SUR LA NAPPE DU VAR, ENTRE LE SEUIL 7 ET LE BEC DE L'ESTERON* (p. 139). SMEBVV.
- Somaratne, N., Mustafa, S., & Lawson, J. (2016). Use of hydrochemistry, stable isotope, radiocarbon,  $^{222}\text{Rn}$  and terrigenic  $^4\text{He}$  to study the geochemical processes and the mode of vertical leakage to the gambier basin tertiary confined sand aquifer, South Australia. *Water (Switzerland)*, 8(5), 1-23. <https://doi.org/10.3390/w8050180>
- Sophocleous, M. (2004). *Groundwater recharge*.
- Soro, D. D. (2017a). *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)* [PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie]. NNT: 2017PA066163. tel-01653089.
- Soro, D. D. (2017b). *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)*.

*Université Pierre et Marie Curie–Paris 6 (UPMC) - Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), 6.*

- Soro, G., Soro, T. D., Fossou, N. M.-R., Adjiri, O. A., & Soro, N. (2019). Application des méthodes statistiques multivariées à l'étude hydrochimique des eaux souterraines de la région des lacs (centre de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 13(3), 1870-1870. <https://doi.org/10.4314/ijbcs.v13i3.54>
- SPCPSA, B. (2017). *Deuxième programme national du secteur rural (PNSR) 2016-2020*. Ouagadougou: Secrétariat permanent de la coordination des politiques ....
- Stafford, M. J., Holländer, H. M., & Dow, K. (2022). Estimating groundwater recharge in the assiniboine delta aquifer using HYDRUS-1D. *Agricultural Water Management*, 267, 107514.
- Sundaram, B., Feitz, A., Caritat, P. de, Plazinska, A., Brodie, R., Coram, J., & Ransley, T. (2009). Groundwater sampling and analysis—A field guide. *Geosci Aust Rec*, 27(95), 104.
- Taher, L. S. B. (2021). Implementation of AQTESOLV software for analyzing single well pumping test recovery data (Tazerbo Wellfield GMMP, Libya—As a case study). *Albahit Journal of Applied Sciences*, 2(1), 54-60.
- Taylor, R., & Howard, K. (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock : Evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal*, 8(3), 279-294. <https://doi.org/10.1007/s100400000069>
- Thies, H. (1935). The relation between the lowering of the Piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 16, 519-524. <https://doi.org/10.1029/TR016i002p00519>
- Thorntwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.
- Tirogo, J. Y. (2017). *Etude du fonctionnement hydrodynamique de l' aquifère sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest du Burkina Faso* To cite this version : HAL Id : Tel-01429591 Université Pierre et Marie Curie ( UPMC ) Institut International d' ingénierie de l' Eau et de. 2-3.

- Tonkul, S., Baba, A., Şimşek, C., Durukan, S., Demirkesen, A. C., & Tayfur, G. (2019). Groundwater recharge estimation using HYDRUS 1D model in Alaşehir sub-basin of Gediz Basin in Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*, 191(10), 610. <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7792-6>
- Tran, T. Q., Banning, A., Heinze, T., & Wohnlich, S. (2022). Integration of self-organizing maps, statistical analysis, and hydrogeochemical modeling methods to identify spatio-seasonal variations in mine water quality. *Journal of Geochemical Exploration*, 233, 106908.
- Ultsch, A., & Herrmann, L. (2005). The architecture of emergent self-organizing maps to reduce projection errors. *Esann*, 1-6.
- USDA-NRCS. (2004). *National Engineering Handbook, Part 630 Hydrology, Chapter 9, Hydrological Soil-Cover Complexes*.
- Van Driel, W. F., & Vlaar, J. C. J. (1991). Impact des digues filtrantes sur le bilan hydrique et sur les rendements agricoles dans la region de Rissiam, Burkina Faso. *Soil water balance in the Sudano-Sahelian zone. Proc. workshop, Niamey, 1991*, 199, 299-309.
- Van Genuchten, M. Th. (1980). A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898.  
<https://doi.org/10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x>
- Vesanto, J., Himberg, J., Alhoniemi, E., & Parhankangas, J. (1999). Self-organizing map in Matlab : The SOM Toolbox. *Proceedings of the Matlab DSP conference*, 99, 16-17.
- Vogel, T., & Cislerova, M. (1988). On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve. *Transport in Porous Media*, 3(1), 1-15.  
<https://doi.org/10.1007/BF00222683>
- Vogel, T., Van Genuchten, M. T., & Cislerova, M. (2000). Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advances in water resources*, 24(2), 133-144.

- Vouillamoz, J. M., Lawson, F. M. A., Yalo, N., & Descloitres, M. (2015). Groundwater in hard rocks of Benin : Regional storage and buffer capacity in the face of change. *Journal of Hydrology*, 520, 379-386. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.11.024>
- Vouillamoz, J.-M., Descloitres, M., Toe, G., & Legchenko, A. (2005). Characterization of crystalline basement aquifers with MRS: comparison with boreholes and pumping tests data in Burkina Faso. *Near Surface Geophysics*, 3(3), 205-213.
- Welby, C. W. (1992). Field Investigation of Hydraulic Conductivity in Saprolitic Materials— Comparison of Methods and Techniques. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 29(2), 119-130.
- Wesseling, J. G. (1991). *Steady state moisture flow theory; Program description; User Manual* (Vol. 37). Report. <https://edepot.wur.nl/360382>
- Westcot, D. W., & Ayers, R. S. (1988). La qualité de l'eau en agriculture. In *Bulletin FAO*. 184p.
- Willmott, C. J. (1981). On the validation of models. *Physical Geography*, 2(2), 184-194. <https://doi.org/10.1080/02723646.1981.10642213>
- Willmott, C. J. (1982). Some comments on the evaluation of model performance. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 63(11), 1309-1313.
- Wirmvem, M. J., Mimba, M. E., Kamtchueng, B. T., Wotany, E. R., Bafon, T. G., Asaah, A. N. E., Fantong, W. Y., Ayonghe, S. N., & Ohba, T. (2017). Shallow groundwater recharge mechanism and apparent age in the Ndop plain, northwest Cameroon. *Applied Water Science*, 7(1), 489-502. <https://doi.org/10.1007/s13201-015-0268-0>
- Woessner, W. W. (2020). Groundwater-Surface Water Exchange. In *The Groundwater Project* (p. 158).
- Yalo, E. N., Kaki, M., Akokponhoue, B., & Kounika, E. (2021). APPORT DE LA TOMOGRAPHIE DE RESISTIVITE ELECTRIQUE POUR LA VALIDATION DES LINEAMENTS EN FRACTURES : CAS DU DEPARTEMENT DE LA DONGA ( NORD BENIN ) CONTRIBUTION OF ELECTRICAL RESISTIVITY

TOMOGRAPHY IN THE VALIDATION OF FRACTURED LINEAMENTS : CASE OF THE DON. 12e  
*Colloque GEOFCAN, 4-4.*

- Yaméogo, D. (1988). *Hydrogéologie des formations fissurées de la partie sud du plateau Mossi entre le Nazino et le Nakambe ( région de Kombissiri-Manga ), Burkina-Faso* [Thèse, Université Scientifique et Médicale de Grenoble]. tel-00756428.
- Yao, K. T., Théodore, K., Hydrodynamisme, Y., Côte, D. E. L. A., Cristalloyphyllien, D. I., Côte, L. A., & Cas, D. I. (2011). *Hydrodynamisme dans les aquifères de socle cristallin et cristalloyphyllien du Sud-Ouest de la Côte d' Ivoire : Cas du département de Soubré : Apports de la télédétection , de la géomorphologie et de l' hydrogéochimie* To cite this version : HAL Id : Tel-.
- Yeh, H.-D., & Chen, Y.-J. (2007). Determination of skin and aquifer parameters for a slug test with wellbore-skin effect. *Journal of Hydrology*, 342(3-4), 283-294.
- Zammouri, M., & Brini, N. (2020). Efficiency of Artificial Groundwater Recharge, Quantification Through Conceptual Modelling. *Water Resources Management*, 34(10), 3345-3361.  
<https://doi.org/10.1007/s11269-020-02617-1>
- Zarkesh, M. K. (2005). *Decision Support System for Floodwater Spreading Site Selection in Iran* [Thèse]. Wageningen University.
- Zhang, G., Feng, G., Li, X., Xie, C., & Pi, X. (2017). Flood effect on groundwater recharge on a typical silt loam soil. *Water*, 9(7), 523.
- Zhang, H., Xu, Y., & Kanyerere, T. (2020). A review of the managed aquifer recharge : Historical development, current situation and perspectives. *Physics and Chemistry of the Earth*, 118-119(November 2019), 102887-102887. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2020.102887>
- Zougmore, F., Damiba, L., D'Haen, S., & Dayamba, S. D. (2019). *État des connaissances scientifiques sur les ressources en eau au Burkina Faso et de l'impact des changements climatiques sur ces ressources.* (p. 6-53) [Report produced under the project "Projet d'Appui Scientifique aux processus de Plans Nationaux d'Adaptation dans]. [www.climateanalytics.org/publications](http://www.climateanalytics.org/publications).

Zougmoré, R., Ouattara, K., Mando, A., & Ouattara, B. (2004). Rôle des nutriments dans le succès des techniques de conservation des eaux et des sols (cordons pierreux, bandes enherbées, zaï et demi-lunes) au Burkina Faso. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 15(1), 41-48.

## ANNEXES

### ANNEXE 1 : Couplage de la cartographie aéromagnétique à l'ERT pour la caractérisation structurale du bassin

#### Introduction

Les pays du Sahel sont confrontés aux aléas climatiques qui les conduisent à s'adapter. Les besoins croissants des populations ont atteint un niveau si élevé que les ressources naturelles deviennent insuffisantes. L'eau pour la consommation humaine est limitée. Les besoins pour l'agriculture, l'environnement et l'essor des industries qui s'avèrent être grandes consommatrices d'eau ajoutent à la pression sur la ressource en eau. Cet état de fait amène les états à disposer de politiques dans la gestion de la ressource en eau. De nombreuses études ont été réalisées dans le monde entier pour évaluer la ressource en eau afin de mieux la gérer (Bon et al., 2016; Boudoukha & Athamena, 2012; Briers et al., 2016; Dakoure, 2003; Pourrier, 2017; Seguin et al., 2015).

Cependant, force est de constater que les ressources en eau et en particulier en eau souterraine sont limitées. Cette maîtrise faible de la ressource souterraine qui constitue 80% de la source d'approvisionnement des populations en zone aride et semi-aride (Zougmore et al., 2019) est un goulot d'étranglement qu'il convient de lever.

En milieu de socle, les roches cristallines facturées sont souvent recouvertes d'une épaisse couche d'altérites (Compaore, 1997). Cette couche altérée appelée saprolite, était privilégiée pour l'implantation des équipements hydrauliques en Afrique de l'Ouest francophone au début des années 1950 (Courtois et al., 2010; Koïta et al., 2017b; Leray, 2013; Taylor & Howard, 2000). La connaissance et la maîtrise de la géométrie, des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères demeurent faibles (Maréchal et al., 2004; Soro, 2017).

Les méthodes géophysiques ont déjà montré leur efficacité pour caractériser ces aspects en milieu aride et semi-aride (Basseka et al., 2016; Courtois et al., 2010; Maréchal et al., 2004; Parent et al., 2003). Elles offrent la possibilité de caractériser les échanges entre les différents niveaux du sous-sol.

Parmi les méthodes géophysiques, les méthodes magnétiques et de résistivité électrique 2D & 3D sont de plus en plus utilisées dans la caractérisation du sous-sol (Kirsch, 2009; Loke, 2015). La combinaison de plusieurs méthodes permet de représenter la géométrie et de caractériser l'hétérogénéité du sol et du sous-sol sur une large distance (Hubbard, 2005; Nguyen et al., 2005, 2007).

Bien que les méthodes électriques en tomographie de résistivité électrique et les mesures aéromagnétiques soient deux méthodes géophysiques distinctes, elles peuvent être utilisées

conjointement pour obtenir une meilleure compréhension de la structure géologique et des processus géophysiques dans une région.

Au Burkina Faso, plusieurs études ont couplé différentes méthodes géophysiques pour caractériser la géologie et les structures dans les bassins (Basseka et al., 2016; Kikietta, 1976; Serge et al., 2015) mais ne combinent pas principalement l'ERT et les mesures aéromagnétiques. Les données aéromagnétiques ont été longtemps réservées à la recherche minière (BUMIGEB, 2019), tandis que l'ERT est plus utilisé pour l'implantation des forages d'eau potable (BUMIGEB, 2019). Les coûts élevés de mise en œuvre expliquent la faible utilisation de ces méthodes.

Dans la présente étude, nous utilisons les mesures magnétiques aéroportées pour déterminer les linéaments dans le bassin versant. A partir des résultats obtenus après traitement, nous choisissons des sites pour les mesures ERT. la combinaison de ces deux méthodes complémentaires améliore la connaissance du contexte géologique pour l'atteinte de l'objectif principal de l'étude.

## **Descriptif des méthodes géophysiques utilisées**

### ***Méthode magnétique***

La méthode magnétique est une méthode géophysique qui s'appuie sur l'interprétation du champ magnétique terrestre (Boualoul & Amar, 2012; NABA, 2007). Elle permet de détecter les anomalies du champ magnétique pour la cartographie des formations géologiques présentant des différences de susceptibilités magnétiques et d'aimantation rémanente à l'échelle régionale (Fortier, 2017). Le degré de magnétisation est déterminé par la susceptibilité magnétique K.

Les données ont été collectées avec le bureau national des mines et de la géologie du Burkina Faso. Elles sont issues d'une campagne de levé géophysique de la Compagnie Générale de Géophysique pour le compte du projet SYSMIN 1998-1999. Cette étude nationale visait à cartographier tout le territoire. Les caractéristiques déterminantes sont la sensibilité de l'appareil de mesure (SCINTREX CS2 A VAPEUR DE CESIUM) qui est de 0,001nT. Le levé aéroporté avait pour spécifications techniques des lignes de vol de direction NO-SE avec un espacement de 500 et 1000 m, une altitude de vol par rapport au sol de 100 m et un espacement de traverses de 10 000 m de direction NE-SO (NABA, 2007).

La méthode magnétique, comme toutes les autres méthodes géophysiques, nécessite des corrections et des traitements après les mesures pour obtenir des résultats précis (Audebert, 2015; Boualoul & Amar, 2012; Cartotec, 2013). Les données ont été corrigées par l'IGRF (International Geomatics Reference Fields), et présentées sous forme de grille de 125\*250 m de résolution spatiale (Figure A1. 1).

Pour analyser les données magnétiques collectées, six méthodes de traitement ont été utilisées avec le logiciel Oasis Montaj de Geosoft. Ces méthodes incluent :

- **La réduction au pôle (RTP)** : qui permet de recalculer le champ obtenu en un lieu donné en se mettant dans les conditions du pôle Nord ou Sud magnétique, ce qui permet de ramener les anomalies magnétiques à leurs sources primaires (Ansari & Alamdar, 2009) ;
- **Le champ magnétique résiduel** : qui correspond aux effets de susceptibilité magnétique dont la source est recherchée. Il est obtenu en soustrayant les anomalies de basse fréquence associées aux sources profondes du champ magnétique total (Basseka et al., 2016; NABA, 2007) ;
- **La première dérivée verticale** : qui permet d'éliminer l'effet de coalescence des anomalies et joue le rôle de filtre passe-haut pour distinguer les anomalies de subsurface masquées par le signal du socle (Fleury, 2011; Florsch et al., 2019) ;
- **Le gradient horizontal** : qui permet de détecter et d'interpréter des accidents structuraux (Florsch et al., 2019) ;
- **La transformation du tilt-angle ou dérivée inclinée** : qui calcule l'inverse de la tangente du rapport du module des dérivées partielles horizontales avec la dérivée verticale du champ magnétique (Luan & Oksum, 2018; Miller & Singh, 1994; Roy, 2013; Salem et al., 2008) ;
- **Le signal analytique (ou gradient total)** : qui est défini comme étant la racine carrée de la somme des carrés des gradients magnétiques dans les trois directions (x, y et z). Il est utilisé pour délimiter dans le plan horizontal les sources magnétiques et offre l'avantage de ne pas dépendre de l'orientation du vecteur aimantation par rapport aux dérivés de champs.

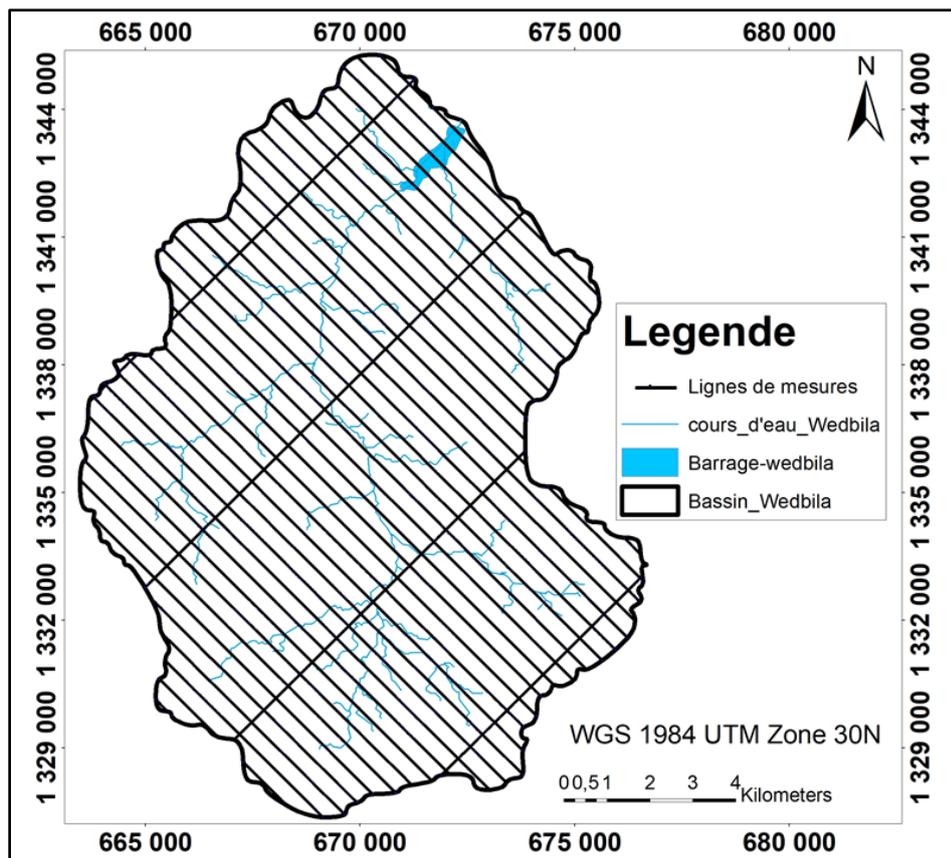


Figure A1. 1: Grille de levée magnétique dans le bassin de Wedbila

### **Résistivité de tomographie électrique (ERT)**

- *Principe de la Tomographie de Résistivité Electrique*

La méthode de tomographie de résistivité électrique a été largement utilisée pour l'investigation hydrogéologique pour obtenir des informations de haute résolution sur les conditions de subsurface (Fabien-ouellet, 2017; Kumar et al., 2019; Lesmes & Friedman, 2005; Serge et al., 2015; Yalo et al., 2021).

Les méthodes de prospection électrique par courant continu permettent d'estimer la répartition des matériaux dans le sol par l'intermédiaire de leur résistivité. Pour cela, un courant continu est injecté dans le sol par deux électrodes dites de courant, notées C1 et C2. Dans le même temps, une mesure de différence de potentiel est réalisée entre deux électrodes dites de potentiel, notées P1 et P2. A partir de cette différence de potentiel et de l'intensité du courant, la résistance électrique peut être calculée en utilisant la loi d'Ohm. En connaissant la géométrie des électrodes utilisées, il est ensuite possible de convertir cette résistance en résistivités apparentes (Hubbard, 2005b).

Avec un dispositif multi-électrodes une pseudo coupe de résistivités apparentes en 2D peut être réalisée. Cette coupe 2D de résistivités apparentes s'obtient en répétant la mesure le long du profil à ausculter. Différents dispositifs de mesures (ou protocoles) existent tels que Wenner (alpha, bêta, gamma), pôle-dipôle, pôle-pôle, dipôle-dipôle, Schlumberger, gradient,

etc. Chaque protocole a sa spécificité en termes de sensibilité à la forme et l'orientation des hétérogénéités du sol ausculté et/ou à la topographie du site. Le choix du dispositif à mettre en œuvre dépend des données initiales disponibles, telles que la lithologie, l'historique de construction de l'ouvrage, la géométrie, l'extension de l'hétérogénéité suspectée (Comte, 2009; Peyrin et al., 1994).

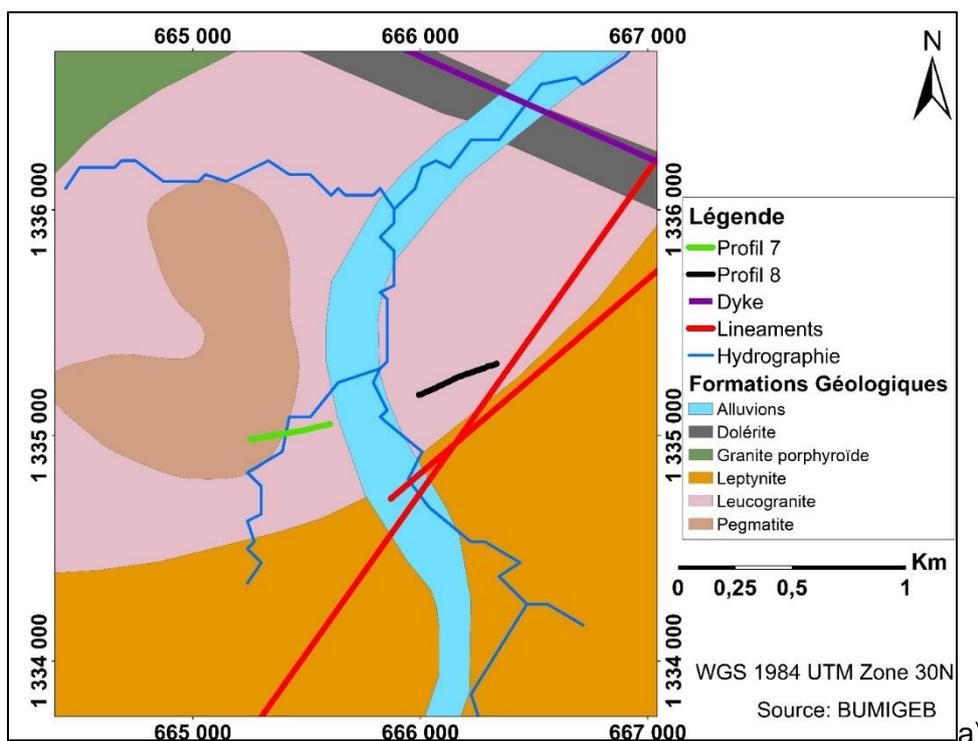
Une fois les données collectées, celles-ci peuvent être inversées à l'aide d'un logiciel adapté afin de fournir un modèle de résistivités électrique.

- *La section de prospection par l'ERT*

Les profils ERT ont été réalisés sur le bassin de Wedbila en général avec un focus sur le site des seuils d'épandage. Les sites hors des seuils d'épandage ont été définies en se basant sur la géologie et les linéaments extraits des mesures magnétiques aéroportées.

Au total, 10 profils d'ERT ont été réalisés.

Les sites de mesures (04) hors mis le site expérimental des seuils d'épandage comprennent Pissy, qui regroupe les pegmatites, les leucogranites, et Seloghin qui abrite les diorites quartzifères et les granites (Figure A1. 2).



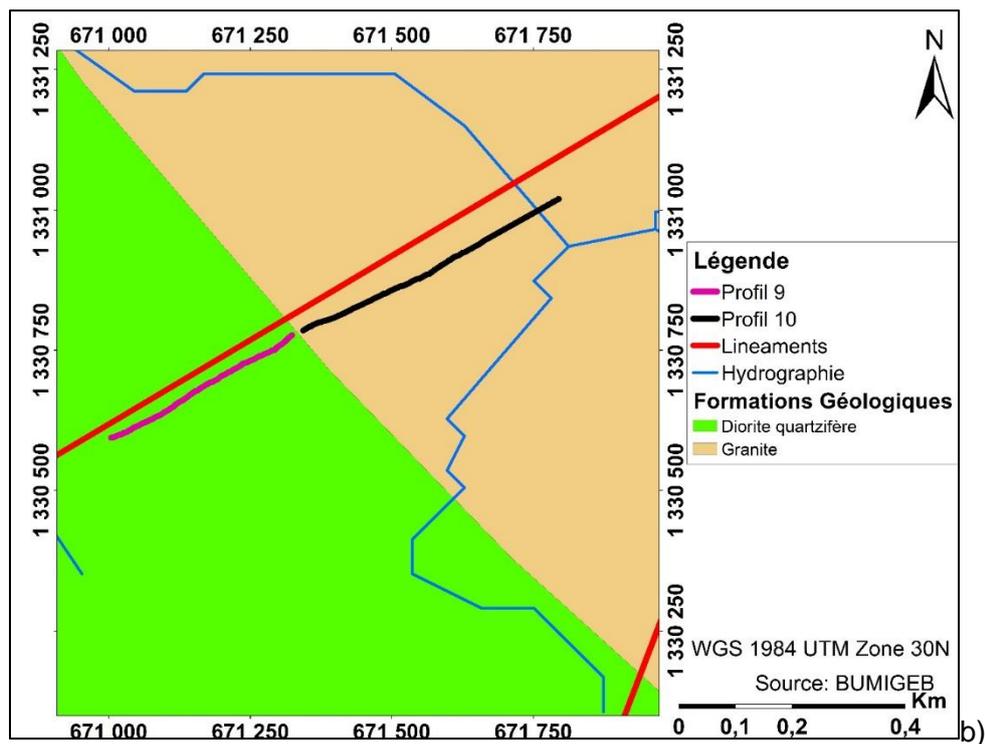


Figure A1. 2: Sites des différents profils d'ERT a) site de Pissy b) site de Seloghin.

Au niveau de la zone des seuils d'épandage, six profils ont été réalisés (Figure A1. 3) :

- deux profils en amont du seuil 2
- quatre profils entre le seuil 1 et le seuil2.

A proximité de ces profils, cinq micro-piézomètres PZ1, PZ2, PZ3, PZ4, PZ8 sont présents. Ces micro-piézomètres permettent de compléter les informations fournies par les profils d'ERT et d'avoir une meilleure compréhension de la zone autour des seuils d'épandage.

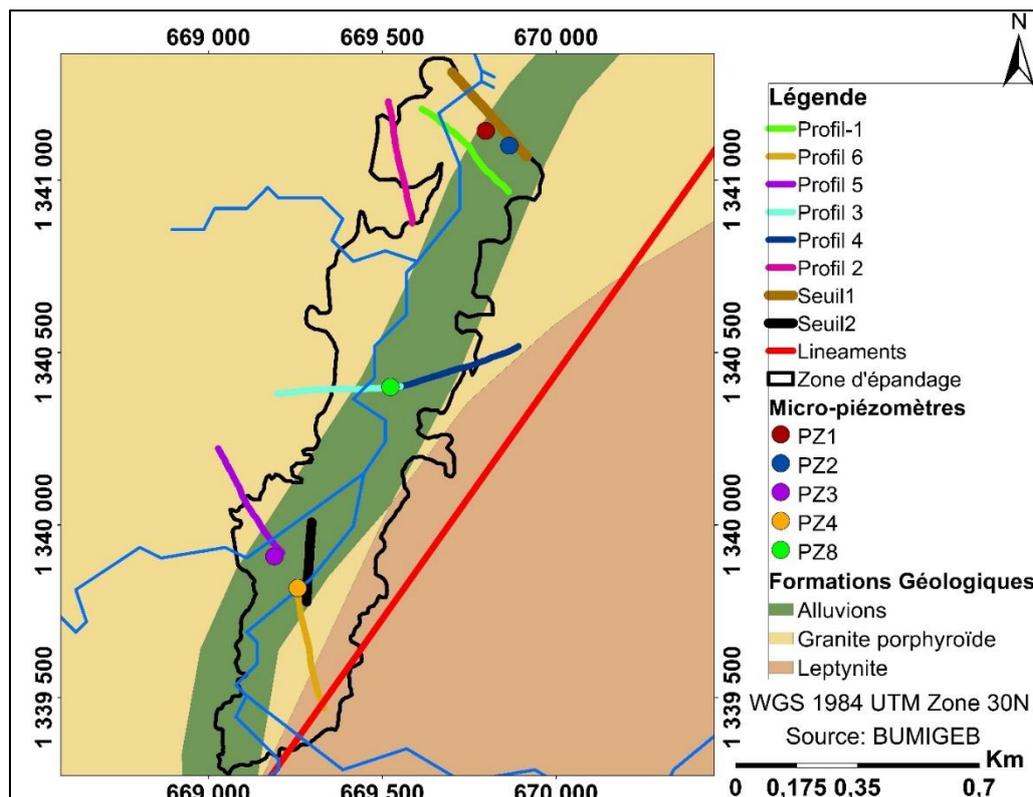


Figure A1. 3: Profils ERT sur le site des seuils d'épandage

- *Réalisation des mesures*

Les mesures de résistivités ont été réalisées à l'aide de 72 électrodes en acier inoxydable espacés de 2,5 m plantées dans le sol. Les câbles sont connectés à un résistivimètre SYSCAL Junior Switch 72 fabriqué par Iris Instruments. L'injection de courant via les câbles et les piquets d'injection a été effectuée en utilisant une batterie de 12 V connectée au résistivimètre. Pour répondre aux objectifs fixés, avec les données existantes, le dispositif wenner-schumbelger (LOKE, 2015) avec le mode multi électrodes (câbles Switch) a été utilisé dans le cas de la présente étude.

Les profils sont orientés dans la direction NO- SE avec des longueurs allant de 355 m à 520 m en mode roll-along.

Il est important de rappeler que le principe de l'équivalence montre que le produit « épaisseur x résistivité » est une constante et il existe une infinité de solutions mathématiques pour chaque couche. Les données acquises sur le terrain sont traitées avec le logiciel PROSYS II afin de supprimer les artefacts et le bruit de fond.

L'inversion des données et l'affichage des résultats sont faits avec le logiciel Res2Dinv de chez GEOTOMO SOFTWARE (Loke & Barker, 1996). Ce logiciel utilise pour l'inversion la méthode d'optimisation par moindres-carrés Gauss-Newton ou quasi-Newton avec les méthodes de contrainte L1-normée ou L2-normée. Les simulations du modèle direct sont

réalisées par la méthode des éléments finis. Le maillage du modèle est généré automatiquement en fonction de la densité des points de mesures (Loke et al., 2003).

Le processus d'itération est arrêté lorsque la valeur de l'erreur quadratique moyenne atteint une valeur adéquate ou ne varie plus significativement (Loke & Barker, 1996; Loke & Dahlin, 2002; Serge et al., 2015). L'étude de la matrice de sensibilité a été utilisée pour améliorer la compréhension des incertitudes et faciliter l'interprétation des données d'inversion.

En appui, aux investigations géophysiques, les logs de forage, de puits et micro-piézomètres ont permis d'apprécier au mieux la géologie de la zone d'étude.

## Résultats et interprétations

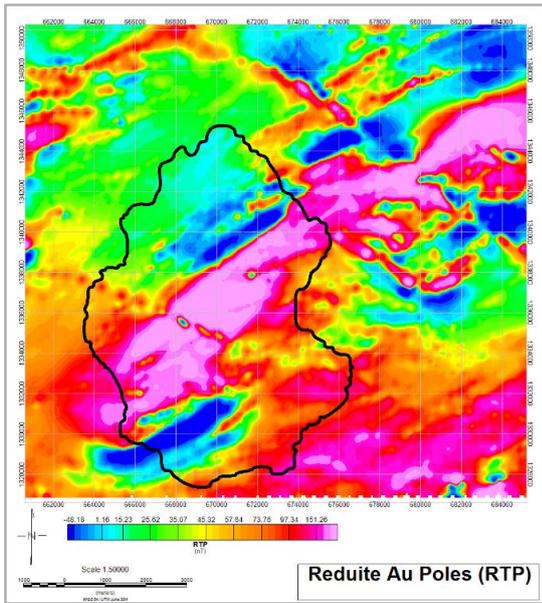
Le traitement des données magnétiques a permis de mettre en évidence les linéaments qui jouent un rôle crucial dans l'infiltration des eaux et dans le choix de sites d'investigation ERT. Les images résultantes de l'inversion des données mesurées ERT sur le terrain ont permis de déterminer la lithologie et les possibles fractures existantes.

### Réponse magnétique du bassin

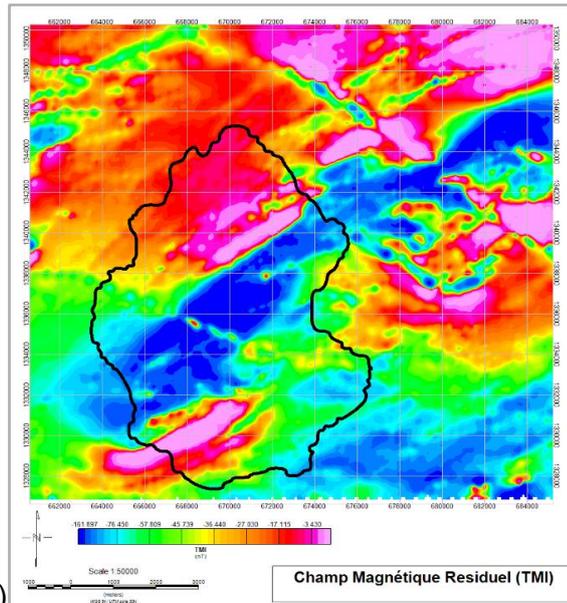
La carte du champ magnétique résiduel obtenue (Figure A1. 4b) illustre la réponse de la surface terrestre aux variations locales du champ magnétique mesurées. Les anomalies relevées indiquent deux zones principales avec des valeurs allant de -161 897 à -76 450 nT inclus au sud et au nord du bassin, et des valeurs entre -76 450 à -3430 nT. Au centre.

L'interprétation de la carte combinée avec la géologie de la zone permet de rattacher ces deux zones aux granitoïdes présents au sud et au nord du bassin, ainsi qu'aux roches métamorphiques au centre. La signature du filon est perceptible au NW-SE. Les granitoïdes peuvent être subdivisées en deux ensembles en fonction de la géologie de la zone avec une signature de l'ordre de -76 450 à -36 440 nT pour les granites, les leucogranites et les pegmatites, et des signatures entre -36 440 à -3 430 nT pour les granites porphyroïdes et les diorites quartzifères.

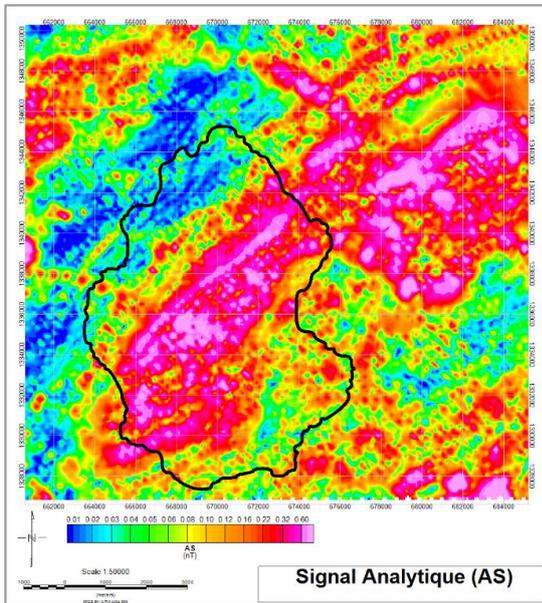
Après l'application des filtres de la 1<sup>ère</sup> dérivée verticale, la réduction au pôle, la dérivée inclinée (Tilt) et du signal analytique (Figure A1. 4a, c, d, e, f), le dyke et les linéaments de la zone ont été identifiés. Le dyke correspondrait au filon de dolérite, qui fait la jonction entre les différentes roches et pourrait être un chemin privilégié d'écoulements des eaux. Les linéaments répertoriés montrent une fracturation dense dans la zone avec des contacts clairs entre les granitoïdes et les roches métamorphiques. Dans la zone des seuils d'épandage, cette fracturation n'est pas dense, et seule une fracture est identifiée, parallèle au cours d'eau sur toute sa longueur. La faille présente dans la base de données du BUMIGEG n'est pas visible après les filtres appliqués aux données.



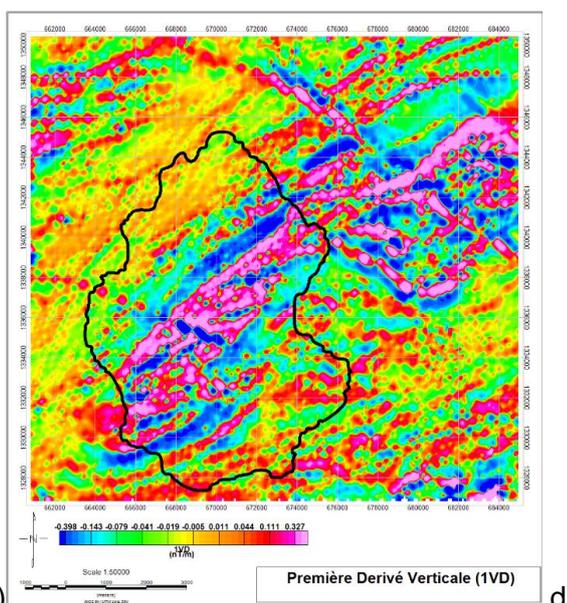
a)



b)



c)



d)

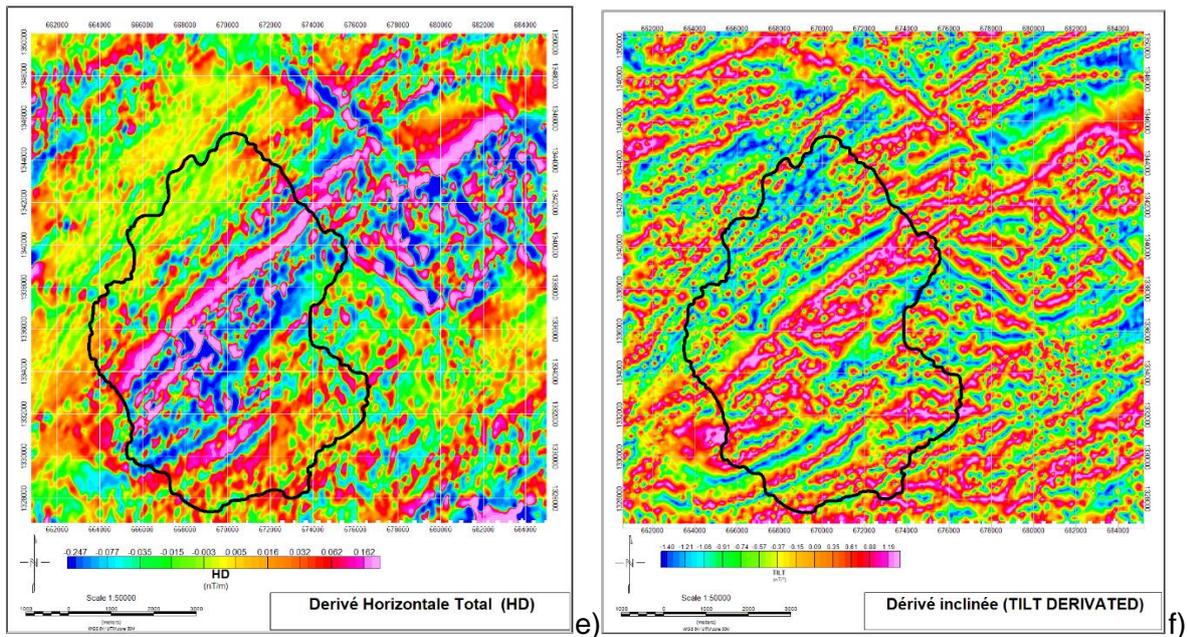


Figure A1. 4: Filtrés appliqués et résultats de traitements a) réduction au pôles b) champ magnétique résiduel c) signal analytique d) 1ère dérivée verticale e) dérivée horizontale f) Angle de Tilt

Les différents filtres appliqués ont permis d'identifier les linéaments dans le bassin et le filon de dolérite présent sur la géologie de la zone. La Figure A1. 5 ci-dessous montre les structures de la zone. Les fractures sont denses dans la partie sud du bassin, ce qui augmenterait la perméabilité des roches dans cette partie. En revanche, les fractures se raréfient dans la partie nord. Ce qui expliquerait la rareté des ouvrages d'approvisionnement en eau potable dans cette zone. La quasi-totalité des linéaments se recoupent et débordent du bassin, traduisant des aquifères interconnectés et des écoulements régionaux. Une fracture proche de la zone des seuils d'épandage, recoupe la retenue d'eau de Wedbila. Cette fracture pourrait faciliter l'infiltration des eaux de la retenue tout au long de l'année, ce qui expliquerait une partie du tarissement du barrage pendant les périodes chaudes.

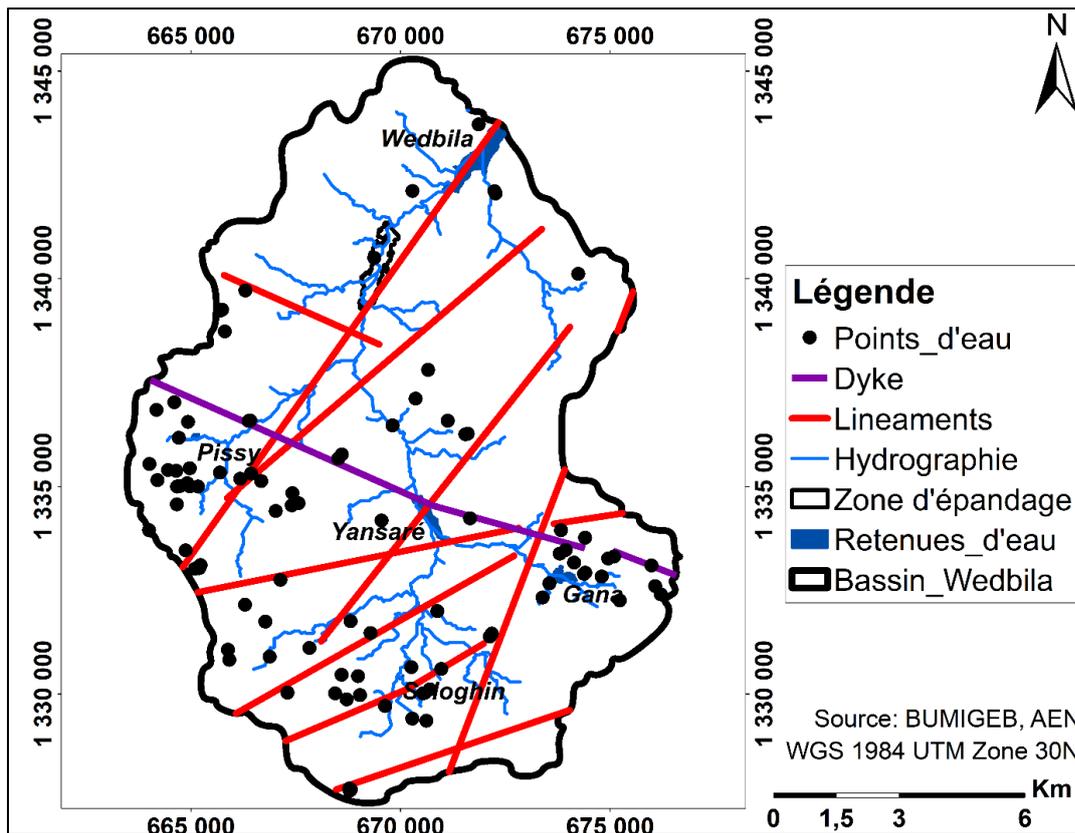


Figure A1. 5: Linéaments extraits depuis les données aéromagnétiques.

Les directions des linéaments identifiés ont été ensuite générées à l'aide de la rosace avec le logiciel STRATER.

La rosace indique que les linéaments de directions  $30^{\circ}\text{NE}$  à  $225^{\circ}\text{NE}$  (Figure A1. 6). La majorité des linéaments sont orientés entre  $30^{\circ}\text{NE}$  et  $180^{\circ}\text{NE}$ . Ces directions de linéaments sont similaires aux sens d'écoulement des eaux de surface et souterraine dans la zone étudiée.

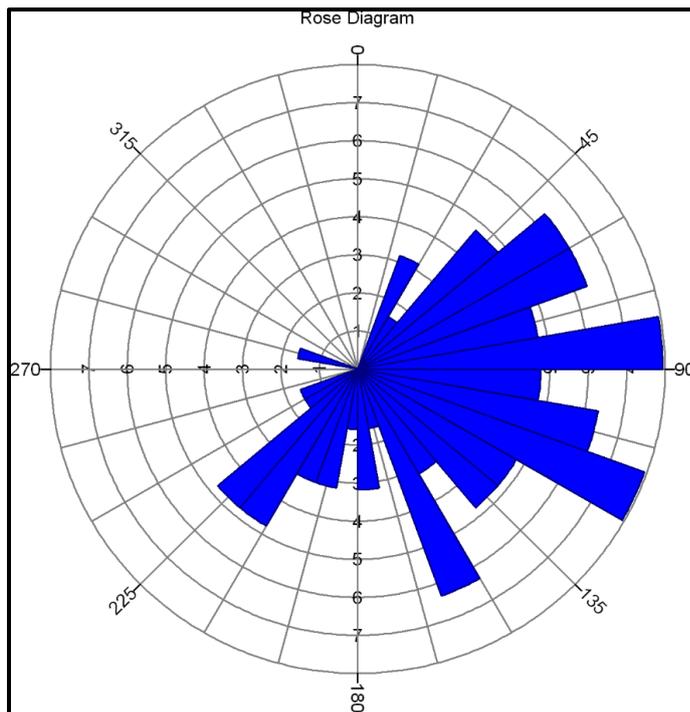


Figure A1. 6: rosace des linéaments dans le bassin de Wedbila

### Interprétation des résultats ERT

Les profils ERT réalisés sur le bassin montrent une succession de couches avec des résistivités allant de faibles à fortes en fonction de la profondeur. L'erreur RMS (root mean square) de ces profils est inférieure à 10%, ce qui indique que les résultats sont acceptables. Selon la littérature (Loke, 2015), La résistivité de différents sédiments et roches dépend principalement de la teneur en eau. Les sédiments ont des résistivités variant de 10 à 1000 ohm.m, en fonction de leur porosité, teneur en liquide et présence d'argile. L'eau douce a une résistivité de 10 à 100 ohm.m. Les roches magmatiques et métamorphiques ont généralement des résistivités supérieures à 1000 ohm.m (Hubbard, 2005; Kirsch, 2009; Lowrie, 2007), mais leur résistivité peut varier grandement (1000 à 10 millions ohm.m) selon leur degré de fracturation et de saturation d'eau (LOKE, 2015). Dans le cas présent, la majorité des profils ERT présentent des résistivités faibles, comprises entre 0 et 4000 ohm.m. Ces valeurs s'alignent avec les gammes de résistivités attendues pour l'eau douce, les roches magmatiques et métamorphiques selon la littérature.

#### 2.1.1. Au niveau de la zone d'épandage

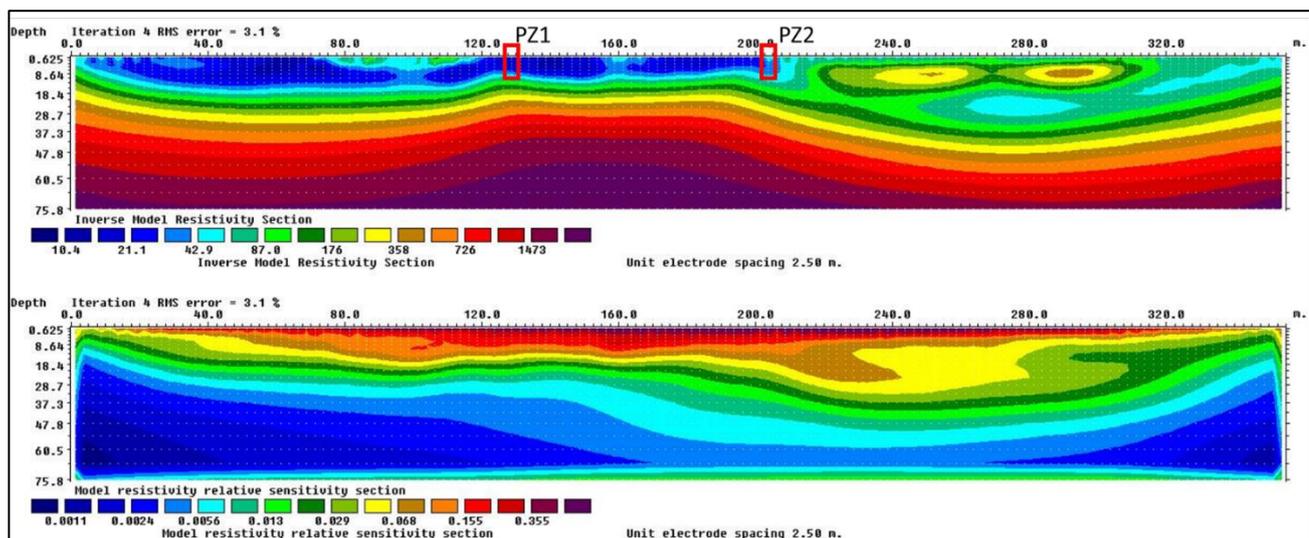
Le profil 1 intersecte les micro-piézomètres PZ1 et PZ2, situés en amont immédiat du seuil 1 (Figure A1. 7a). Le profil 3 intersecte le micro-piézomètre PZ8, situé entre le seuil 1 et le seuil2 (Figure A1. 7b). Les profils 5 et 6 intersectent respectivement les micro-piézomètres PZ3 et

PZ4, situés en amont immédiat du seuil 2 (Figure A1. 7 c, d). Les lithologies de ces différents micro-piézomètres indiquent des terrains à dominance limono- argilo- sableuse sur une profondeur de 0 à 9 m. Les valeurs de résistivité pour ces profondeurs dans la zone d'épandage sont comprises entre 9 à 109 $\Omega$ .m, en accord avec les valeurs rencontrées dans la littérature pour les résistivités des argiles limoneuses saturées. Cependant, certaines sections montrent des résistivités plus élevées à cette même profondeur. Par exemple, la section du profil 3 montre une augmentation de résistivité qui pourrait être expliquée par la présence de cuirasse.

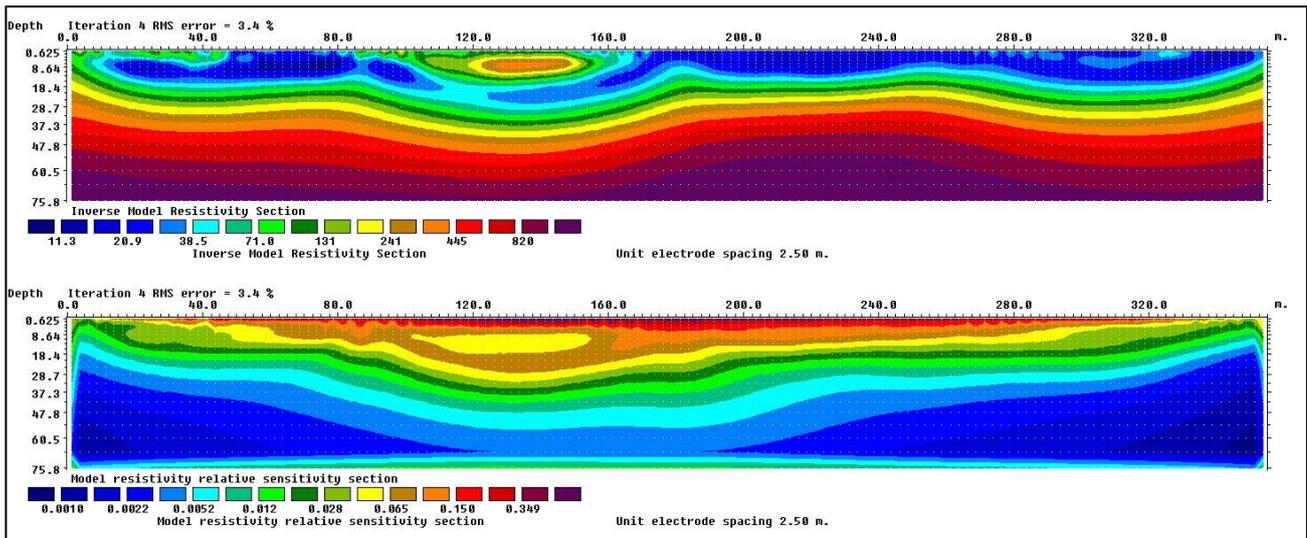
Les forages au voisinage de la zone d'épandage ont leur venue d'eau entre 25 et 55 m, ce qui peut expliquer la présence de roche fissurée saturée marquée dans les sections ERT par des résistivités variables allant jusqu'à 1600  $\Omega$ .m. Ces valeurs sont similaires à celles des roches magmatiques et métamorphiques, confirmant les données géologiques de la zone.

Au-delà de 55 m de profondeur jusqu'à 75 m, la roche est supposée saine, car il n'y a pas de venue d'eau dans cette partie. Les valeurs de résistivités sont plus élevées à ces profondeurs. Une coupe du terrain de la surface vers la profondeur montre une succession d'argile limoneuse, de cuirasse latéritique, d'arènes avec des galets de quartz, de roche verte fissurée et enfin des roches saines (Figure A1. 7 e). L'épaisseur d'altération est de 18 m dans la zone d'épandage des seuils.

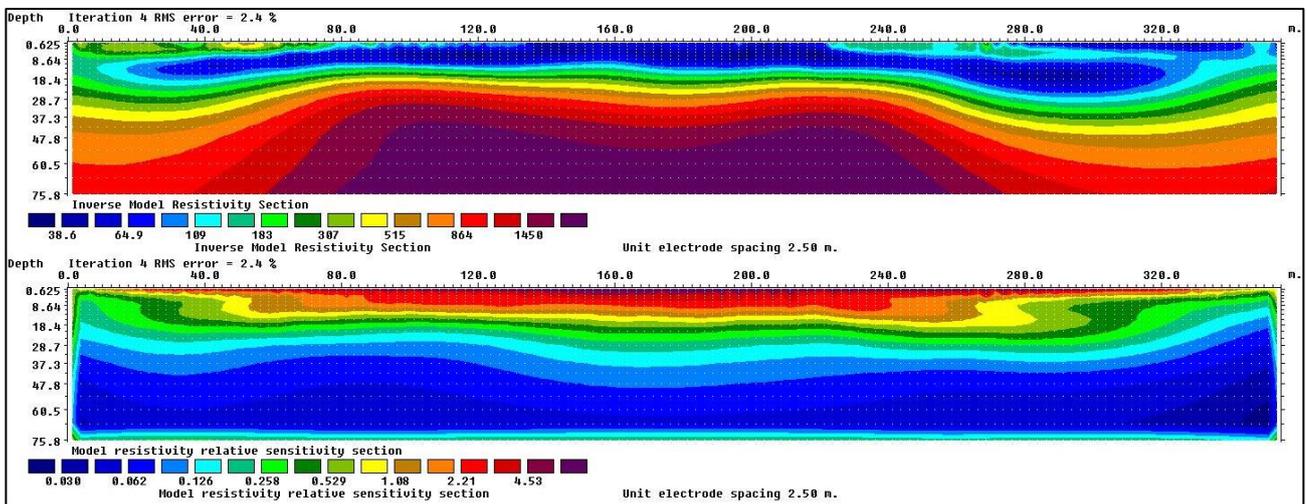
La fracture identifiée avec les données aéroportées et dont le profil 6 la recoupe n'est pas visible après l'inversion 2D. Cette fracture serait donc plus profonde et n'apparaît pas dans les limites de profondeurs atteintes par le dispositif utilisé.



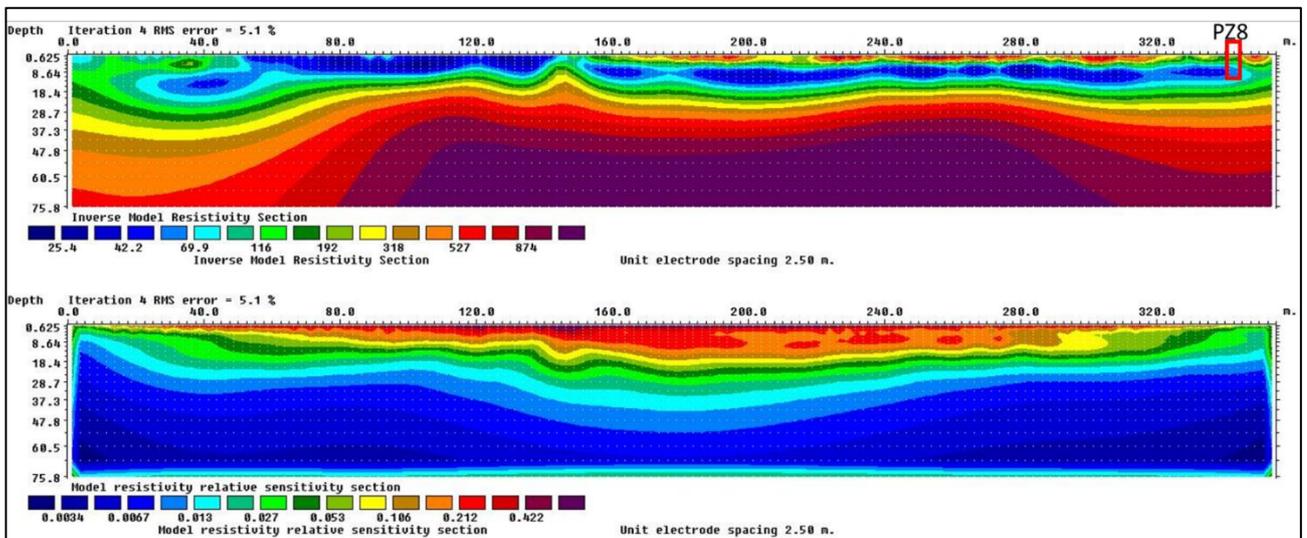
a) Profil 1



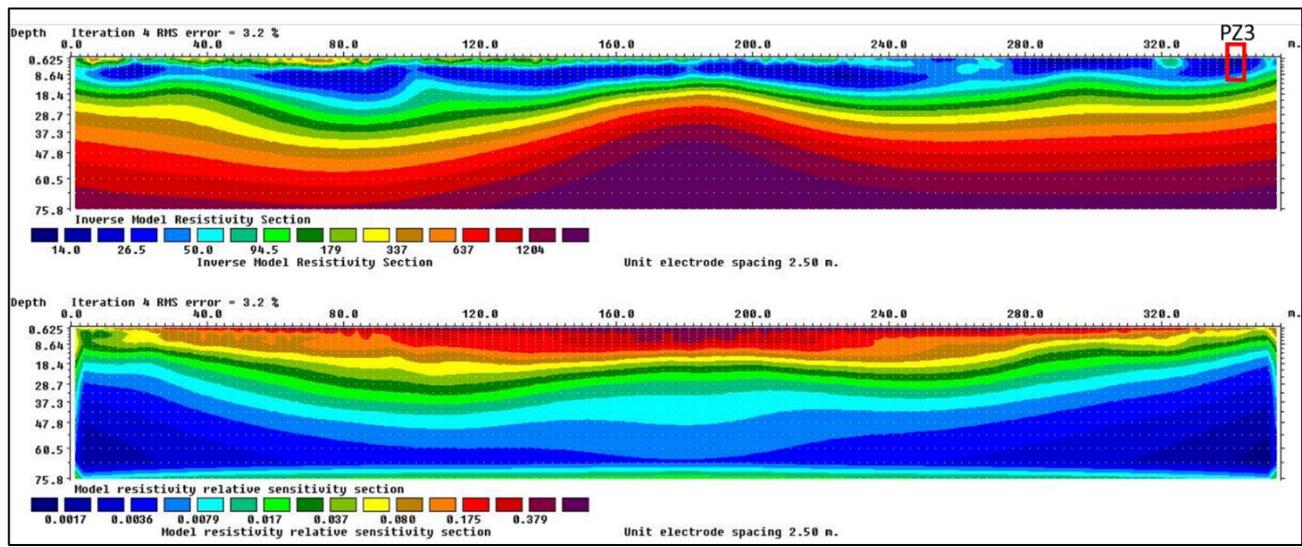
b) Profil 2



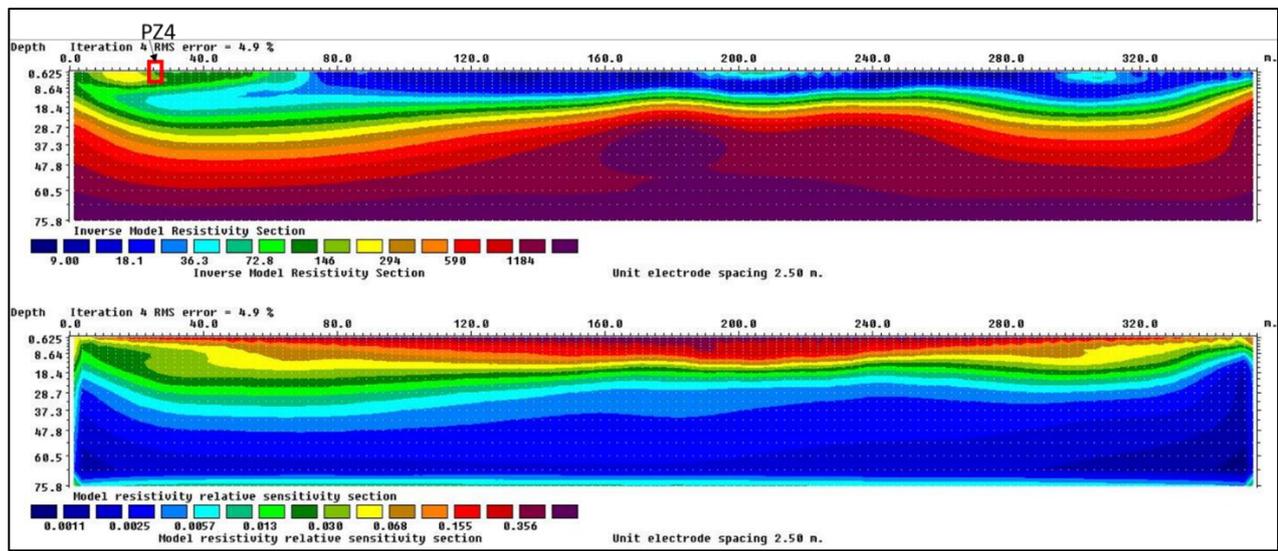
c) Profil 3



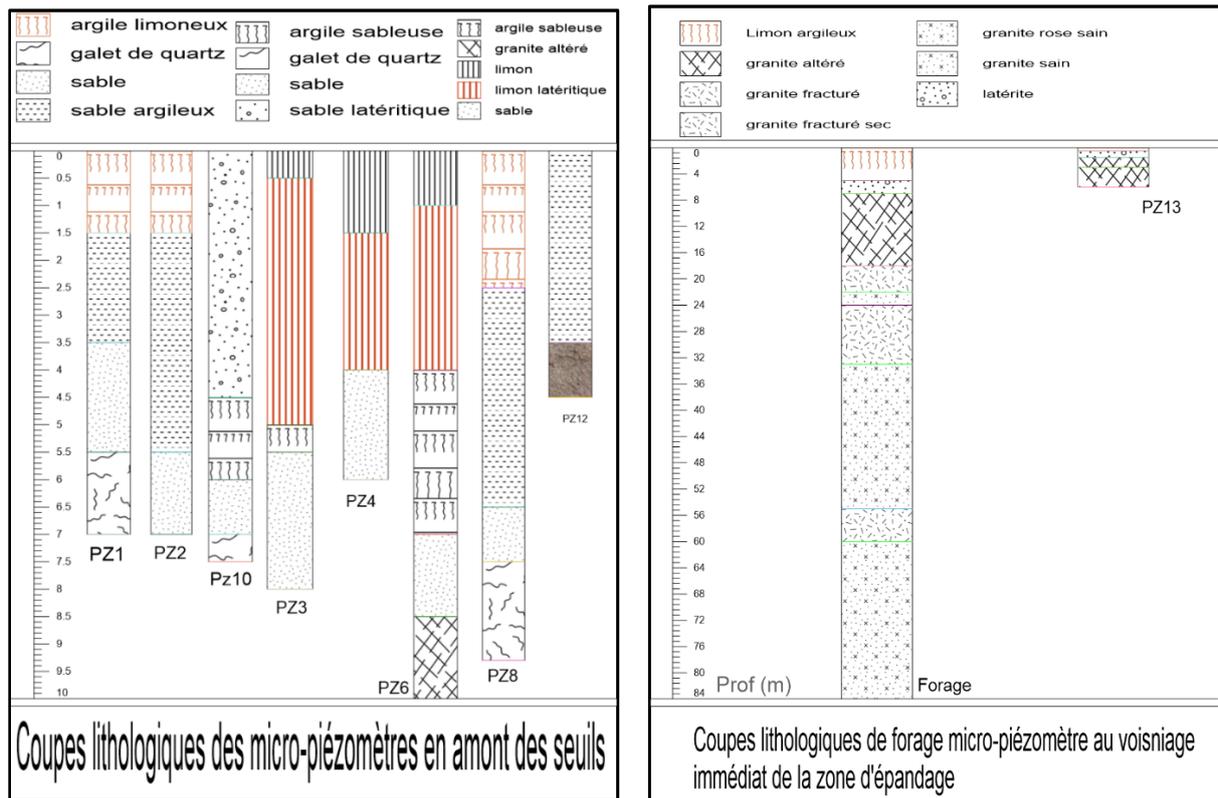
d) Profil 4



c) Profil 5



d) Profil 6

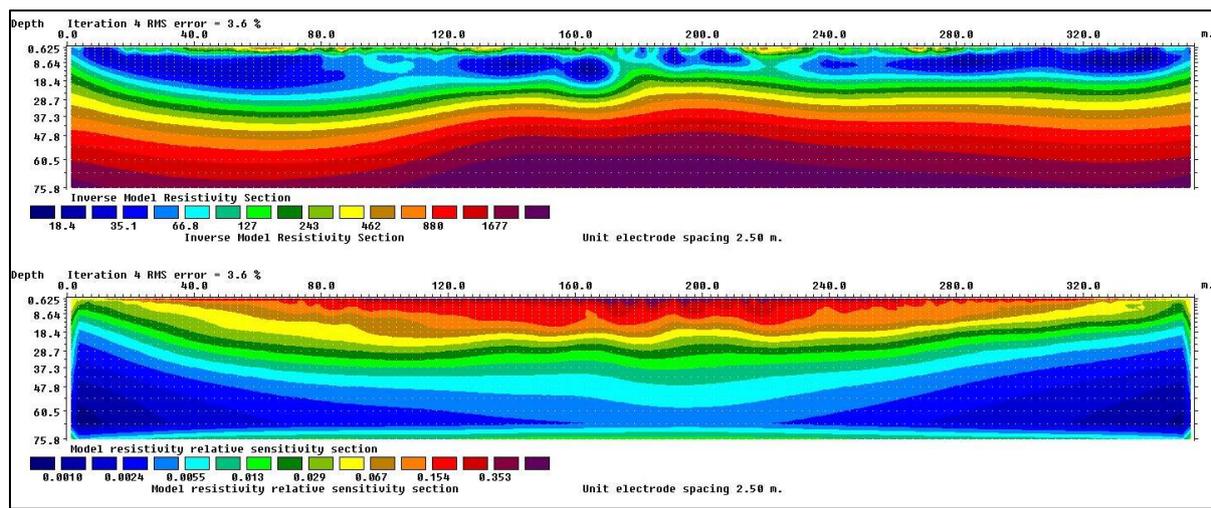


e) Coupes lithologiques de micro-piézomètres

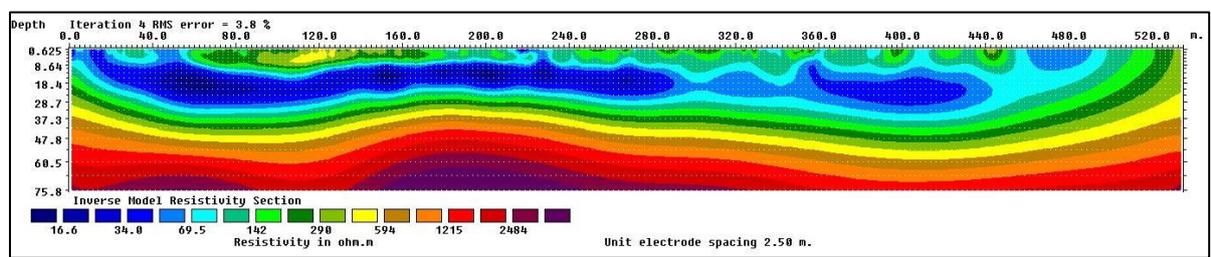
Figure A1. 7: Inversion 2D des sections ERT (Profil 1-6) et coupes lithologiques de micro-piézomètres & forage au niveau de la zone d'épandage

### 2.1.2. Au niveau du site de pissy

Les profils 7 et 8 (Figure A1. 8 a, b) recoupent des forages, mais leurs fiches lithologiques ne sont pas disponibles. L'interprétation repose donc sur les observations sur le terrain et les fiches lithologiques de forages voisins. Les venues d'eau sont localisées entre 40 et 55 m de profondeur dans la zone. Les résistivités fortes observées en surface sont probablement liées aux affleurements de granite dans la zone. La faible résistivité qui suit pourrait être attribuée à une forte altération de la roche, qui est également saturée. L'estimation de l'épaisseur de l'altération est d'environ 23 m, ce qui constituerait l'aquifère superficiel. Ensuite, la roche fracturée (fracturation dense identifiée dans le traitement des données magnétiques), s'étend de 28m à 55 m de profondeur, marquant la zone aquifère de fissure. Enfin, la roche saine se trouve entre 55 et 75 m de profondeur.



a) Profil 7



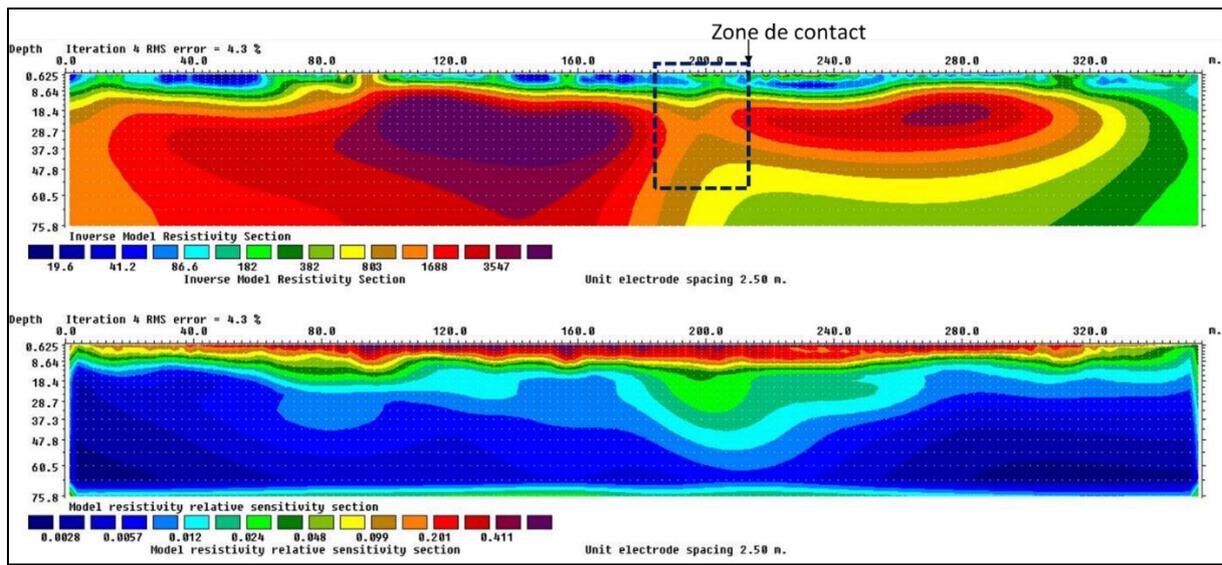
b) Profil 8

Figure A1. 8: Inversion 2d au niveau du site de Pissy (profil 7 et 8)

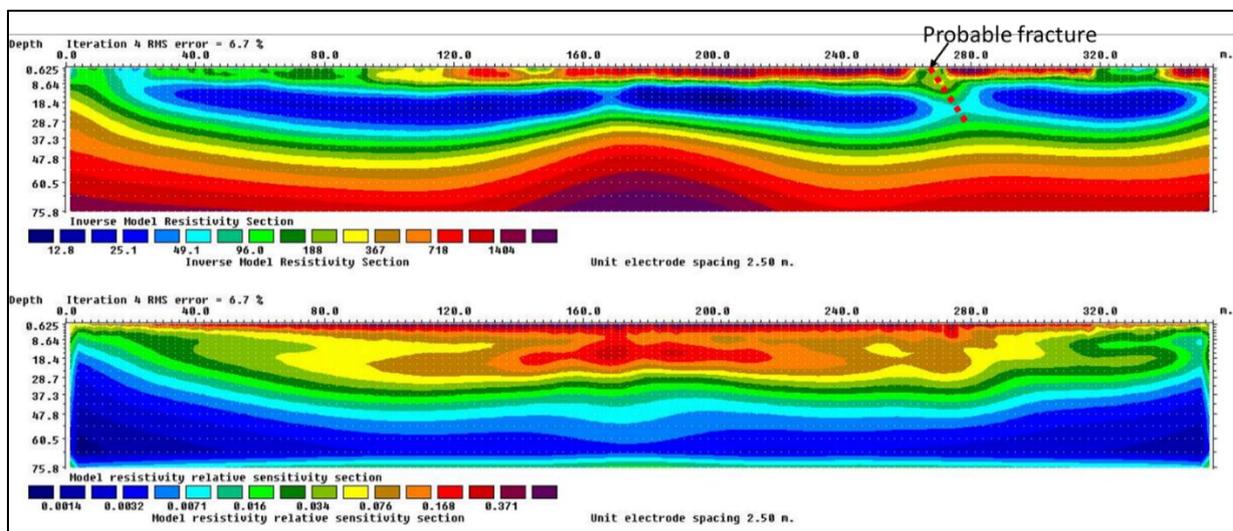
### 2.1.3. Au niveau du site de Seloghin

La stratigraphie du site de Pissy et de la zone d'épandage diffère. Le profil 9 (Figure A1. 9a) est aligné avec une fracture identifiée. Les résistivités plus élevées apparaissent à partir de 8,64 m, montrant le début du bedrock localisé. L'altération est donc faible dans cette zone, avec une épaisseur d'environ 14 m. A environ 200 m de distance du profil 9, une zone de contact entre la diorite quartzifère et le granite est identifiée. Sur ce même profil, une zone moins résistive centrée à 200 m, potentiellement associée à une zone plus fracturée, est visible et peut être liée à la fracture parallèle identifiée précédemment.

Le profil 10 (Figure A1. 9b) montre une altération qui atteint 20 m de profondeur. Cette altération est piégée entre des formations de résistivités élevées. La première couche résistante représente les affleurements de granite et de cuirasse. Les résistivités faibles intermédiaires sont vraisemblablement des réserves d'eau exploitables. Entre 240 et 280 m sur le long du profil, nous observons une baisse de résistivité qui s'accroît en profondeur, ce qui pourrait traduire la fracture parallèle au profil 9.



a) Profil 9



b) Profil 10

Figure A1. 9 : Inversion 2D des sections ERT au niveau du site de Seloghin

### Implication hydrogéologique

Les résultats ERT couplés aux données aéromagnétiques ont des implications hydrogéologiques importantes pour la compréhension des propriétés des roches et des aquifères. La disposition des points d'eau sur la figure 20 indique une concentration des implantations au droit des zones de forte densité de linéaments identifiés par les données aéromagnétiques. Ces linéaments semblent donc constituer des zones préférentielles d'infiltration et d'écoulement des eaux souterraines. Les linéaments longs recoupant tout le bassin tradraient des écoulements régionaux avec une interconnexion des aquifères et des nappes d'eau, pouvant être à la fois horizontaux et verticaux. La forte densité des linéaments

dans la partie sud du bassin influencerait la perméabilité des roches, qui impactent sur le comportement hydrodynamique du milieu.

Les données de forages couplées aux résultats ERT, montrent que les venues d'eau se situent entre 4 - 20 m de profondeur dans la zone d'altération, et entre 25 - 55 m de profondeur dans la roche fissurée. L'aquifère probable se trouve donc entre 4 - 55 m de profondeur, soit 4-20m correspondant à l'aquifère superficiel et 25-55m l'aquifère de fissure. Au-delà de 55m, c'est la roche saine jusqu'à 75 m de profondeur (profondeur limite d'investigation ERT et base de données de forages de 75 m maximum au Burkina Faso). Les résultats aéromagnétiques montrent que l'aquifère superficiel dans les altérites a des résistivités de 9-100  $\Omega$ .m, tandis que la roche saine dépasse 1600  $\Omega$ .m.

Dans la zone d'épandage, la quasi-absence de linéaments suggère un autre mode d'infiltration. L'épaisseur d'altération est de 18 m de profondeur. Ces différences de contexte géologique et hydrogéologique entre les sites sont importantes à prendre en compte pour l'estimation de la recharge.

La prise en compte de la fracturation est primordiale pour une modélisation réaliste des écoulements souterrains. Pour l'estimation de la recharge dans cette zone, Les résultats ERT sur l'épaisseur des couches d'altération fournissent également des données clés pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des aquifères en particulier superficiels.

## Conclusion

L'intégration des données ERT et aéromagnétiques permet une compréhension plus approfondie de la structure géologique et des propriétés des aquifères, informations essentielles pour la gestion durable des ressources en eau souterraine dans cette région. Cette intégration permet une caractérisation plus complète de la géologie et de l'hydrogéologie du site, en identifiant les linéaments, les lithologies, l'altération et la fracturation des roches.

Le bénéfice du couplage réside dans la complémentarité des résultats. Les données aéromagnétiques permettent de cartographier les structures géologiques présentant un contraste d'aimantation, comme les failles et les contacts entre différentes formations, tandis que les résultats ERT révèlent la distribution des résistivités électriques dans le sous-sol.

Les données aéromagnétiques révèlent la présence des zones de fracturation dense, qui correspondent à des zones de plus faibles résistivités dans les résultats ERT. L'ERT permet d'estimer l'épaisseur des couches, tandis que les données aéromagnétiques renseignent sur l'évolution et la structure du socle précambrien sous-jacent. Les zones de fortes conductivités électriques mesurées par ERT sont corrélées à des anomalies magnétiques négatives. Ces zones fracturées constituent souvent des aquifères productifs.

La disponibilité des données de lithologie sur les micro-piézomètres et les données techniques sur les puits et forages de la zone a été un grand apport pour identifier les aquifères. Deux aquifères ont été identifiés : l'aquifère superficiel capté par des puits à grand diamètre et des micro-piézomètres, ainsi que certains forages, et l'aquifère de fissure capté par les forages d'eau potable. L'aquifère superficiel est majoritairement constitué des argiles limono-sableuses tandis que l'aquifère de fissure se situe au niveau des granitoïdes fracturés. Les résultats obtenus sont un gage que les données aéromagnétiques sont d'une grande utilité pour caractériser la structuration du sous-sol dans le cadre de l'investigation hydrogéologique par l'ERT. La non-présence de fractures dans la zone d'épandage nous permet de mener des études du sol pour identifier d'autres chemins préférentiels d'infiltration des eaux de surface. L'épaisseur des altérites connue est une donnée importante et obligatoire pour déterminer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère qui entrent dans l'estimation de la recharge.

## **ANNEXE 2: Apport de l'hydrochimie à la caractérisation des eaux et des interactions eaux de surface -eaux souterraines**

### **Introduction**

L'eau douce renouvelable est une ressource incontournable à la vie, mais elle est souvent altérée, rendant son utilisation problématique (Ahoussi et al., 2012). Les ressources en eau, et en particulier souterraine, sont sujettes à de multiples usages (eau potable, l'agriculture, etc.), nécessitant une surveillance de leur quantité et qualité et qualité pour une meilleure gestion de cette ressource. La géochimie est un excellent outil de recherche pour caractériser la qualité de l'eau et comprendre les circulations des eaux souterraines en se basant sur le mécanisme d'acquisition des ions et leurs évolutions dans les aquifères (Schoeller, 1964).

Le bassin versant de Wedbila au Burkina Faso, est une zone à agriculture intensive avec l'utilisation d'intrants, nécessitant un suivi de l'impact sur les ressources en eau.

Les investigations géophysiques réalisées dans la zone montrent une différenciation lithologique, entraînant une différenciation hydrochimique des nappes superposées (Faillat & Drogue, 1993). L'acquisition de la composition chimique de l'eau est régie par les réactions dans l'atmosphère, le sol et le sous-sol (Bartolino & Cole, 2002; Sansone et al., 2002).

Les processus physiques et chimiques qui se produisent sont ceux liés à l'interaction eau - roche, le temps de transit, les actions anthropiques (Gbohaida et al., 2016; Hachaichi, 2018; Soba et al., 2017).

Les processus qui gouvernent la chimie des eaux sont : apports atmosphériques, la modification des concentrations en O<sub>2</sub> et CO<sub>2</sub> dissous, la précipitation et la dissolution des minéraux, les réactions d'oxydo-réduction, les échanges ioniques et sorption/désorption, les activités anthropiques, le processus de drainance, la dissolution d'évaporites (Brouyère et al., 2018). Une compréhension correcte du système d'eau souterraine et des facteurs responsables de sa chimie nécessite une étude systématique d'échantillons représentatifs de l'eau (Aris et al., 2007; Dassargues, 2020; Kura et al., 2013, 2018).

Plusieurs études (Abdou Babaye Maman, 2012; Ahoussi et al., 2012; Bambara et al., 2020; Brouyère et al., 2018; Chenini & Ben Mammou, 2019; Diabagaté et al., 2019; Gning et al., 2017; Kamel et al., 2006; Kouanda, 2019; Loukman et al., 2017; Ouandaogo-Yameogo, 2008; Ouandaogo-Yameogo et al., 2013; Sabljak, 1998; Sauret, 2013; Savadogo, 1984; Soro et al., 2019), ont utilisé la géochimie pour caractériser l'acquisition de la minéralisation, ainsi que les écoulements d'eaux, avec des résultats satisfaisants.

Les objectifs de ce travail sont de décrire les caractéristiques des eaux et de caractériser les interactions entre les eaux souterraines et de surface dans le bassin de Wedbila.

### **Matériels et méthodes**

Généralement les paramètres de la qualité de l'eau sont classifiés en deux groupes :

Les paramètres physiques : le pH, la conductivité électrique (EC), la température (°C) le potentiel redox (Eh), les matières totales dissoutes (TDS), la salinité, la turbidité (NTU), l'oxygène dissous (DO) et le niveau d'eau. Ils sont mesurés in situ car ils peuvent varier dans le temps (Brouyère, 2019; Dassargues, 2020).

Les paramètres chimiques responsables de près de 95% de tous les solutés dans l'eau: le calcium (Ca), le magnésium (Mg), le potassium (K), le sodium (Na), le bicarbonate ( $\text{HCO}_3$ ), les chlorures (Cl), et les sulfates ( $\text{SO}_4$ ). Ils sont connus être et comme des ions. La qualité de base de l'eau souterraine est principalement définie par ces ions majeurs (Bartolino & Cole, 2002; Dassargues, 2020; Ouandaogo-Yameogo, 2008; Rautio & Korkka-Niemi, 2015).

- **Campagne d'échantillonnage**

Cinq campagnes d'échantillonnage ont été réalisées en septembre 2019, mai 2020 et 2021, août 2020 et 2021. Les échantillons sont prélevés sur tout le bassin de Wedbila, avec un total de 240 échantillons analysés. Sur la zone d'épandage, le prélèvement est fait sur 16 micro-piézomètres en saison pluvieuse et 8 micro-piézomètres en saison sèche. Sur les retenues d'eau, 6 échantillons sont prélevés. Le reste des échantillons est prélevé dans les puits à grand diamètre et les forages. Les échantillons sont stockés dans flacons stérilisés de 250ml, rincés avec l'eau à prélever.

Pour les puits à grand diamètre et le barrage (eau de surface) de Wedbila, l'eau est agitée et prélevée à l'aide de pissette. Pour les forages, le pompage de l'équivalent de 10 bidons de 20 à 25 litres est effectué avant le prélèvement.

Les échantillons sont transportés au laboratoire d'hydrochimie du département ARGENCO de l'Université de Liège (ULG).

Les mesures in situ concernent les paramètres physiques suivants : le pH, la conductivité électrique, le potentiel redox, les matières totales dissoutes TDS et la température. Ces mesures ont été effectuées à l'aide d'une sonde multi-paramètres.

Les paramètres chimiques analysés incluent les éléments majeurs (Ca, Mg, Na,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ , Cl) et quelques éléments mineurs. Les analyses sont réalisées au laboratoire d'analyse de Liège :

La Conductivité à 25°C, le pH, les pHS, le TAC, le  $\text{Ca}^{2+}$  par titration avec le METROHM (TITRANDO 905).

Le  $\text{CO}_3^{2-}$ , le  $\text{HCO}_3^-$  calculés.

Le Fe, le Mn, le  $\text{SiO}_2$  par absorption atomique avec ANALYTIK JENA (AA400).

Le  $\text{K}^+$ , le  $\text{Li}^+$ , le  $\text{Mg}^{2+}$ , le  $\text{Na}^+$ , l' $\text{NH}_4^+$ , le  $\text{Sr}^{2+}$ , le  $\text{Br}^-$ , le  $\text{Cl}^-$ , le  $\text{F}^-$ , les  $\text{NO}_2^-$ , les  $\text{NO}_3^-$ , les  $\text{PO}_4^{3-}$ , les  $\text{SO}_4^{2-}$  par chromatographie ionique avec le METROHM (PROFESSIONEL 850 AnCat).

- **Méthodes analytiques**

L'une des tâches cruciales dans la caractérisation du chimisme de l'eau est la collecte, l'arrangement et la présentation des données hydro chimiques complexes. Ceci demande une logique et une approche scientifique avec l'intention que les résultats de la recherche peuvent être facilement compris.

Plusieurs techniques sont utilisées dont les techniques figures, les techniques statistiques qui ont connues une avancée notable durant ces dernières décennies (ACP, HCA, SOM'S, etc.). Pour s'assurer de la prise en compte des éléments sources de la minéralisation de l'eau, la combinaison de plusieurs techniques s'avère nécessaire (Hem, 1985).

### Analyse globale

Les méthodes analytiques utilisées (méthodes et limite de détection en fonction du laboratoire) et les concentrations des différents paramètres sont des déterminants de la fiabilité des résultats.

Cette fiabilité est vérifiée par la balance ionique qui permet de qualifier les données. La balance ionique est calculée comme suit :

$$BI = 100 * (\Sigma \text{cations} - \Sigma \text{anions}) / (\Sigma \text{cations} + \Sigma \text{anions}) \quad (\text{équation 1})$$

BI = balance ionique

$\Sigma \text{cations}$  = somme des cations en milliéquivalent

$\Sigma \text{anions}$  = somme des anions en milliéquivalent

Elle est généralement comprise entre -5% et +5% (Jean Rodier, 2009) et -10% et 10% (Selon les recommandations de (Müller, 2006)). Dans tous les cas, les valeurs de données terrain en fonction du contexte guident le choix de l'erreur à admettre.

Si la balance ionique n'est pas comprise dans cet intervalle, cela peut indiquer une analyse chimique de mauvaise qualité liée, à d'éventuelles erreurs de mesures de concentrations, de limite de détection, aux incertitudes ou l'absence d'analyse de certains paramètres probablement présents.

La balance ionique calculée dans notre étude est inférieure à 5% pour la majorité des échantillons sauf pour le barrage de Wedbila qui est à 9%. Dans tous les cas, cette balance répond à une des recommandations ci-dessus et tous les échantillons sont inclus dans l'interprétation des données.

La dureté montre que les eaux du bassin sont douces à moyennement douces.

Pour ce qui concerne la conductivité électrique, il n'y a pas de différence notable entre les conductivités in situ et ceux du laboratoire. La différence entre les valeurs in situ et au laboratoire est comprise dans les différences acceptables de l'ordre de 10 à 20% (Dassargues, 2020).

### Analyse statistique

Les analyses statistiques ont été longtemps utilisées dans la caractérisation de la qualité de l'eau et des processus de minéralisation de cette dernière. Dans le cadre de cette étude, les analyses statistiques descriptives (matrice de corrélation, rapports caractéristiques, médiane, moyenne, écart type, percentiles, coefficient de variation, etc...) à l'analyse multivariée (Self organize management : SOM) sont utilisées.

La matrice de corrélation est utilisée pour identifier les paramètres corrélés significativement afin de déduire l'origine de la minéralisation. L'étude aborde également les valeurs de tendance (médiane, moyenne, écart type, percentiles, coefficient de variance) pour mettre en exergue la qualité de l'eau du bassin en générale et les pollutions anthropiques en particulier. Les rapports caractéristiques tels que les rapports Ca/Mg, Ca/HCO<sub>3</sub>+CO<sub>3</sub>, Ca+Mg/ HCO<sub>3</sub>+CO<sub>3</sub> sont utilisés pour déterminer et préciser le processus d'altération dominant.

Le SAR (Sodium adsorption ratio) ainsi que les valeurs normes de potabilité guidées par l'OMS sont analysés pour statuer sur la potabilité de l'eau du bassin respectivement pour l'agriculture et l'approvisionnement en eau potable dans la zone.

Parmi les méthodes d'analyse multivariée, les SOM ou encore matrices auto-organisantes de Kohonen (Kohonen & Honkela, 2007) sont utilisées dans la présente étude pour mettre en évidence les réactions redox ainsi que les pollutions spatiaux-temporelles et leurs sources. Elles permettent également d'identifier les corrélations entre paramètres et les interactions eaux de surface - eaux souterraines.

En effet, le SOM est un algorithme de réseau neuronal artificiel basé sur l'apprentissage non supervisé. Cette technique permet de visualiser les relations entre les paramètres et de séparer l'ensemble des données en différents groupes de composition chimique similaire (Dieng et al., 2017; Peeters et al., 2007; Tran et al., 2022). Les SOM permettent de trouver des relations non linéaires complexes (Kohonen, 2001). Le résultat final produit par l'algorithme SOM est une matrice bidimensionnelle,  $m \times n$ . La matrice contient généralement plus de nœud ( $m \times n$ ) que le nombre de d'échantillons. Chaque échantillon est associé au nœud dont la composition chimique est la plus similaire possible. La matrice résultante est affichée à l'aide de deux (02) images : la matrice de distance unifiée (U-Matrix) et les plans des composants (Vesanto et al., 1999).

La matrice U montre la distance entre chaque nœud et ses voisins (de composition similaire à très différente). Les concentrations sont représentées par une gamme de couleurs. A partir de cette matrice U, des groupes peuvent être détectés automatiquement à l'aide de l'algorithme SOM (Ultsch & Herrmann, 2005). De même, ce type de représentation permet d'identifier facilement un échantillon de composition inhabituelle, qui est considéré comme une valeur aberrante multivariée. Les caractéristiques chimiques de chaque groupe sont dérivées des plans de composants, visualisant la position de chaque groupe dans la matrice U et les concentrations dans la même zone de la matrice pour chaque plan composant.

Dans la présente étude, l'analyse porte sur les processus influençant la minéralisation globale et les processus d'oxydo-réduction. Pour étudier la minéralisation globale, les SOM sont appliquées sur 10 paramètres (Ca, Mg, K, HCO<sub>3</sub>, Cl, Na, SO<sub>4</sub>, SiO<sub>2</sub>, CE).

Les paramètres K, Na, SO<sub>4</sub> ont été sélectionnés parce qu'ils peuvent être soit naturels, soit d'origine anthropique.

Pour mettre en évidence les processus d'oxydo-réduction, les SOMs ont été appliquées sur cinq (05) paramètres. Il s'agit des paramètres impliqués dans les réactions d'oxydo-réduction, à savoir les NO<sub>3</sub>, le Mn, les SO<sub>4</sub>, le CO<sub>2</sub> et le Fer.

Egalement, les diagrammes trilinéaires étant des techniques standard pour l'évaluation de la chimie des eaux souterraines (Allison, 1988; Dassargues, 2020; Raja Kumar et al., 2016) ont été utilisés pour l'analyse de la chimie de l'eau. De toutes les figures Durov, Piper, Stiff, Scholler, le digramme de Piper est le plus utilisé (Drever, 1988; Kura et al., 2013).

Le diagramme de Piper est utilisé dans la présente étude pour identifier les types d'eaux et les familles spécifiques. Le diagramme d'équilibre de korjinski est utilisé pour déterminer les minéraux secondaires formés.

Les digrammes binaires sont utilisés pour identifier les mécanismes de minéralisation des eaux du bassin. Les digrammes Ca+Mg vs HCO<sub>3</sub>+SO<sub>4</sub> ; Ca+Mg-HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub> vs Na+K-Cl ; et les indices de saturation sont priorisés pour illustrer la recharge des aquifères.

En effet, les indices de saturation sont un excellent outil pour déterminer le temps de résidence de l'eau dans la roche encaissante. Ceci permet de qualifier une eau si elle est d'une recharge actuelle ou ancienne.

### **Analyse spatiale et temporelle**

Deux processus majeurs peuvent modifier les teneurs en substances organiques et en accepteurs d'électrons, au cours du temps : ce sont l'évolution saisonnière de l'hydrodynamique de la nappe et la variation de la source. En saison sèche, les nappes de surface ont très peu d'échanges avec l'atmosphère alors qu'en saison de pluie, l'infiltration va amener de l'eau riche en O<sub>2</sub> et parfois en NO<sub>3</sub> et SO<sub>4</sub>. L'effet de l'infiltration elle-même conduit à une variation du gradient hydraulique et souvent à un déplacement plus rapide du panache en saison des pluies. Le niveau de la nappe peut aussi entraîner des conséquences sur la composition de la nappe si la pollution, retenue dans une zone profonde du sol, n'est atteinte par la nappe qu'en hautes eaux (Olivier, 2015).

Le logiciel arc gis est utilisé pour cartographier l'hydrochimie de la zone en fonction des saisons. Il permet une vue d'ensemble de la variation spatio-temporelle des concentrations des paramètres physico-chimiques.

## **Résultats**

## Statistiques et chimisme de l'eau dans le bassin

- ✓ contribution des paramètres physiques au chimisme de l'eau

En rappel, les paramètres physiques mesurés sur le terrain sont la conductivité électrique, la température, le pH, l'oxygène dissous, le potentiel redox et les niveaux d'eau souterraine.

La mesure **de la conductivité** électrique permet d'évaluer approximativement la minéralisation globale de l'eau. Les conductivités mesurées varient en fonction de la période des basses eaux et des hautes eaux, ainsi que des types de sources d'eau telles que les eaux de surface, les puits à grand diamètre, les forages et les micro-piézomètres. Les valeurs de conductivité pour ces sources sont respectivement :

- eaux de surface : 72 à 108  $\mu\text{S/cm}$  en période des basses eaux et 31 à 86  $\mu\text{S/cm}$  en période des hautes eaux ;
- puits à grand diamètre : 125 à 432  $\mu\text{S/cm}$  en période des basses eaux et 68 à 843  $\mu\text{S/cm}$  en période des hautes eaux ;
- forages : 102 à 556  $\mu\text{S/cm}$  en période des basses eaux et 41 à 538  $\mu\text{S/cm}$  en période des hautes eaux ;
- micro-piézomètres : 47,7 à 376  $\mu\text{S/cm}$  en période des basses eaux et 44,7 à 366  $\mu\text{S/cm}$  en période des hautes eaux.

La médiane de ces valeurs est de 251  $\mu\text{S/cm}$  pour les basses eaux et de 185  $\mu\text{S/cm}$  pour les hautes eaux. Les valeurs mesurées caractérisant des eaux faiblement minéralisées sont dans la plage de conductivités rencontrées dans les zones arides et au Burkina Faso en particulier (Abdou Babaye Maman, 2012; Ouandaogo-Yameogo, 2008; Perrin et al., 2011; Sako, Yaro, et al., 2018).

Les **températures** vont de 29°C à 35°C en période des basses eaux et de 26 °C à 32 °C en période des hautes eaux. Ces températures sont des températures types des climats chauds et arides et semi-arides.

Le **potentiel d'hydrogène** mesure l'acidité des eaux. A pH 7 une eau est dite neutre, à un pH inférieur à 7, elle est dite acide et à un pH supérieur à 7, elle est dite basique. Le pH des eaux naturelles est lié à la nature des terrains traversés (Appelo & Postma, 2005; Brouyère et al., 2018). Le pH mesuré in situ se situe entre 5,21 et 8,15. Les valeurs mesurées sont similaires aux valeurs généralement trouvées dans les eaux souterraines dans la sous-région ouest-africaine (Chenini & Ben Mammou, 2019; Diabagaté et al., 2019; Mangoua et al., 2015; Sabljak, 1998; Sako, Yaro, et al., 2018).

Le **potentiel oxydo-réduction** mesuré des eaux, présente des valeurs variées allant de -143 mV à 266 mV. Trois forages (KF14, KF83, KF99) et quatre micro-piézomètres (Pz5, Pz6, Pz16, Pz22) ont leurs potentiels redox négatifs montrant des eaux réductrices. Cette tendance est

observée en période de basses eaux contrairement en période des hautes eaux où ces valeurs sont positives. Néanmoins quatre forages (KF14, KF83, KF79, KF86) avaient toujours leurs eaux réductrices. En effet, selon (Freeze, 1979), les réactions d'oxydo-réduction suivent une séquence type qui commence par la consommation de  $O_2$ , puis la réduction du  $NO_3$ , la réduction du Mn (IV) et celle du Fe (III). Les valeurs de potentiel redox sont fortement perturbées par les variations d'oxygène dissous. La teneur de l'oxygène dans l'eau est fonction de l'origine de l'eau : les eaux superficielles peuvent en contenir des quantités importantes par rapport aux eaux profondes qui n'en contiennent le plus souvent que quelques milligrammes par litre (Rodier, 2009). Les valeurs d'oxygène dissous mesurées vont de 0,2 à 6 mV en période des basses eaux et de 1,8 à 7 mV en période des hautes eaux. Ce qui peut expliquer que les eaux de ces forages restent réductrices.

La mesure **de la fluctuation du niveau piézométrique** permet de mettre en évidence la dissolution des sels ou non. Cumulativement, la température baisse avec l'apport d'eau fraîche c'est-à-dire une recharge récente (infiltration d'eau de surface vers les profondeurs) et la dissolution des sels augmentant la conductivité de l'eau (Kayane et al., 1985). Ce phénomène est illustré au niveau de la zone d'épandage à partir du suivi du micro-piézomètre Pz3 (Figure A2. 1 a) et au micro-piézomètre Pz1 (Figure A2. 1b). Des baisses de température sont observées malgré la baisse de niveau d'eau pendant certaines périodes de l'année. Cette baisse peut être influencée par des facteurs climatiques tels que les vents dominants, l'humidité relative et la couverture nuageuse dense qui peut limiter le rayonnement solaire pendant la journée entraînant une baisse des températures de la nappe superficielle.

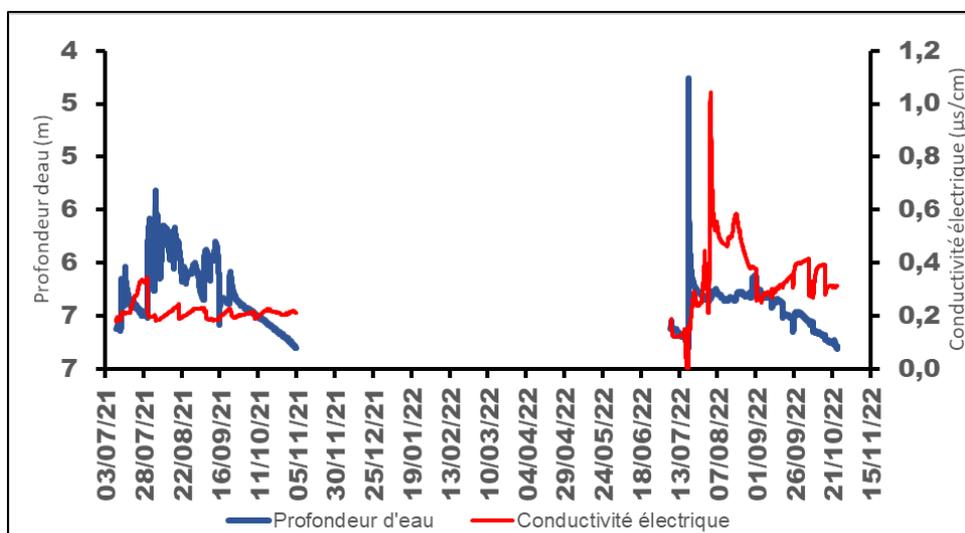
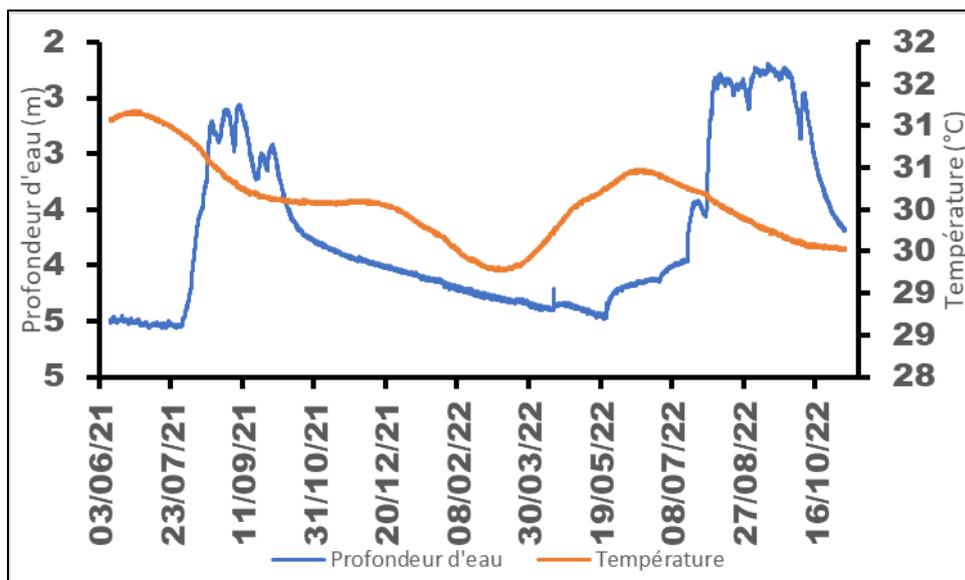


Figure A2. 1 : a) Corrélation entre la température et la profondeur d'eau au niveau du PZ3, b) Conductivité électrique et profondeur d'eau au niveau du PZ1

#### *Corrélation entre paramètres et processus de minéralisation*

En période des basses eaux ([Tableau 1](#)), les corrélations entre les différents ions dans les eaux du bassin révèlent plusieurs informations sur leur origine :

- Le calcium, le magnésium et dans une moindre mesure le strontium sont corrélés avec les bicarbonates. Cela indique que ces ions proviennent probablement de la dissolution de carbonates comme la calcite et la dolomite dans les roches ;
- Le sodium et le potassium ont une très faible corrélation, ce qui est attendu car ces deux peuvent se substituer l'un à l'autre dans les structures cristallines ;
- Les chlorures sont corrélés avec le sodium et les nitrates, suggérant une contamination anthropique des eaux souterraines. Les chlorures sont corrélés également avec le

calcium, le sodium et le magnésium. Cela montre que leur origine est probablement liée à une activité agricole plutôt qu'à la géochimie naturelle des roches ;

- Le potassium est corrélé avec les phosphates d'une manière peu plausible, indiquant aussi une contamination anthropique des eaux ;
- montre que leur origine est probablement liée à une production agricole et non liée à la géochimie des roches traversées
- Les sulfates sont corrélés avec le calcium mais pas avec le magnésium qui a une corrélation faible.

Tableau 1 : Matrice de corrélation mai 21

	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	Fer	Mn	Sr	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	PO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>
pH	1														
CE	0,5	1													
Ca	0,6	0,8	1												
Mg	0,3	0,6	0,7	1											
Na	0,08	0,4	0,4	0,5	1										
K	0,6	0,7	0,8	0,5	0,1	1									
Fer	-0,1	-0,1	0,02	-0,05	0,05	0,2	1								
Mn	0,04	0,5	0,3	0,1	-0,04	0,4	0,4	1							
Sr	0,3	0,4	0,6	0,6	0,5	0,4	0,02	0,1	1						
HCO <sub>3</sub>	0,5	0,9	0,9	0,7	0,5	0,8	0,1	0,4	0,5	1					
Cl	0,2	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,5	0,4	1				
SO <sub>4</sub>	0,1	0,3	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	0,4	0,5	0,5	1			
PO <sub>4</sub>	0,3	0,6	0,5	0,3	0,2	0,7	0,4	0,7	0,3	0,7	0,4	0,4	1		
NO <sub>3</sub>	-0,06	0,2	0,2	0,4	0,4	0,1	0,1	-0	0,3	0,1	0,8	0,2	0,2	1	
SiO <sub>2</sub>	-0,3	-0,3	0,1	0,2	0,3	0,1	0,6	0	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	1

En période des hautes eaux ([Tableau2](#)), les corrélations entre les différents ions donnent les informations suivantes :

- La corrélation entre le calcium, le magnésium le sodium montre que ces ions peuvent provenir de la même source ;
- La corrélation entre les chlorures, les nitrates et les alcalino-terreux indique une double origine avec une composante anthropique. Cette corrélation est également observée avec le sodium, ce qui suggère une contamination anthropique liée à l'activité humaine;
- La corrélation entre les sulfates, les phosphates et le potassium signifie une contamination anthropique probablement liée à des activités humaines;

- Les nitrates sont corrélés avec le strontium indiquant probablement une contamination anthropique.
- La corrélation entre la silice et le fer signifie que le fer dissous provient de la roche encaissante. Cette corrélation est mise en exergue par (Nalovic, 1973) dans son étude sur le système fer-silice et son comportement.

Tableau2 : Matrice de corrélation aout 21

		HC										NO		SiO	
	pH	CE	Ca	Mg	Na	K	Fer	Mn	Sr	O <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	PO <sub>4</sub>	3	2
<b>pH</b>	1														
<b>CE</b>	0,1	1													
<b>Ca</b>	0,3	0,7	1												
<b>Mg</b>	0,2	0,6	0,7	1											
<b>Na</b>	0,03	0,5	0,5	0,6	1										
<b>K</b>	0,3	0,4	0,8	0,5	0,2	1									
<b>Fer</b>	-0,3	-0,3	0,2	0	0,1	0,4	1								
<b>Mn</b>	0,2	0,4	0,4	0,2	0,03	0,4	0,3	1							
<b>Sr</b>	-0,09	0,5	0,7	0,7	0,6	0,5	0,3	0,3	1						
<b>HCO<sub>3</sub></b>	0,3	0,7	0,9	0,8	0,6	0,7	0,2	0,4	0,6	1					
<b>Cl</b>	0,02	0,3	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,2	0,7	0,4	1				
<b>SO<sub>4</sub></b>	0,1	0,6	0,8	0,4	0,4	0,6	0,3	0,4	0,5	0,7	0,4	1			
<b>PO<sub>4</sub></b>	0,2	0,4	0,7	0,3	0,2	0,7	0,4	0,8	0,4	0,7	0,3	0,6	1		
<b>NO<sub>3</sub></b>	0,04	0,3	0,4	0,5	0,5	0,2	0,2	0,1	0,7	0,3	0,8	0,3	0,2	1	
<b>SiO<sub>2</sub></b>	-0,1	-0,1	0,3	0,3	0,5	0,4	0,7	0,1	0,4	0,4	0,4	0,1	0,3	0,3	1

#### Apport du SOM à l'analyse du chimisme de l'eau

Le traitement des données avec les SOMs permet les interprétations suivantes :

- **Minéralogie globale**

La matrice des composantes permet de déceler les corrélations entre les différents paramètres d'une manière générale :

- Les alcalino-terreux sont corrélés avec les sulfates, le sodium et le potassium ;
- Les chlorures sont corrélés avec le sodium, le potassium et le magnésium ;
- Le potassium, les chlorures et les sulfates sont aussi corrélés.

Trois groupes distincts sont identifiés et permettent de classer les eaux du bassin. La matrice U permet de visualiser les échantillons concernés par groupe de cluster, ce qui permet de comprendre les relations entre les différents paramètres et les groupes d'eaux.

Un récapitulatif des différents groupes et leurs caractéristiques en fonction des saisons est fait dans le [tableau 3](#) ci-dessous.

Tableau 3 : Caractéristiques des eaux dans le bassin de wedbila (Les Pz représentent les micro-piézomètres, les KF sont les forages et puits à grand diamètre en bleue. Les eaux de surface représentées par le barrage de Wedbila (WedB))

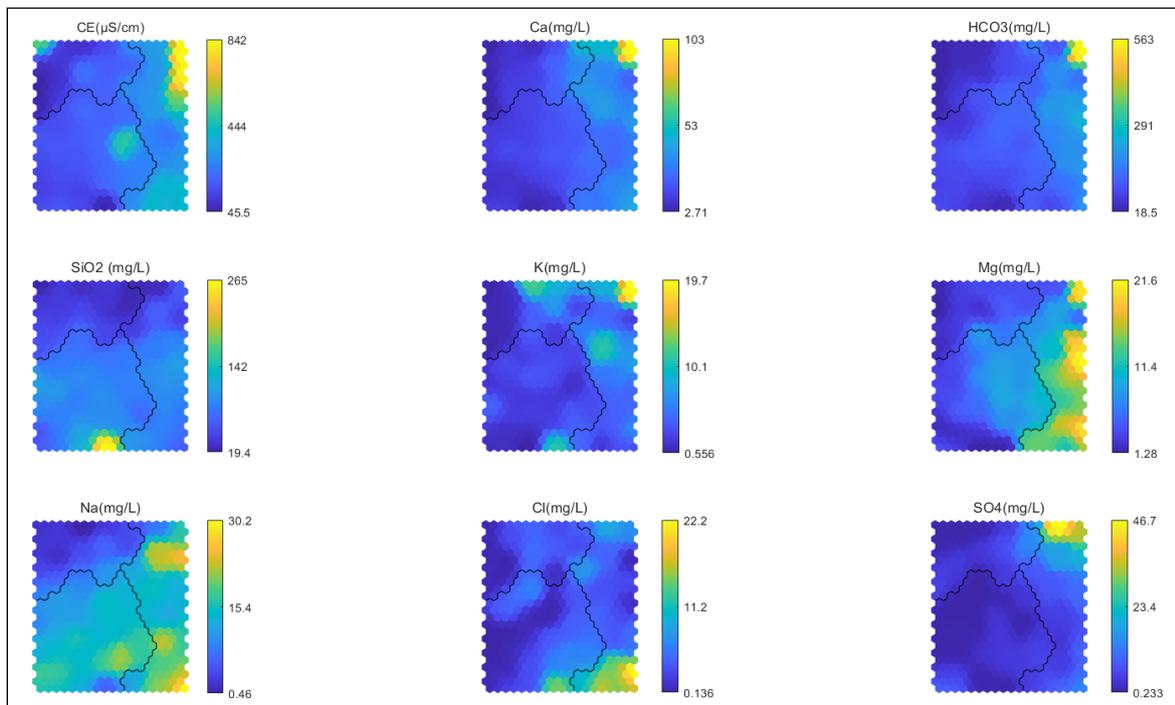
Cluster	Ouvrages concernés		Caractéristiques	
	Hautes eaux	Basses eaux	Hautes eaux	Basses eaux
Groupe 1	PZ13,PZ5,PZ11,KF67,PZ4 PZ7,PZ16,PZ15,KF63, WedB,KF52,KF34, PZ20,KF55,PZ23	KF72, F67,KF71,KF13,PZ06,KF61	faibles en Na, Ca, Mg, Cl, SO4, HCO3	Teneurs élevées en Mg, Na, Cl, SO4
Groupe 2	KF58,KF87,KF90,PZ17, PZ1,KF88,KF53,KF51,PZ 19,PZ2,KF46,KF45,KF69, KF60,KF78,KF62,KF48,P Z3,KF85,KF75,KF79,KF7 0,KF32,PZ8,KF80,KF83, KF61b,KF76,KF84	KF80,PZ22,KF12,KF14,PZ21, KF77,KF84,KF83,KF76,KF61b, KF60,KF93,KF65,KF100,KF64, KF91,KF34,KF69,KF52,KF66, KF50,KF95,KF89,KF47,KF99, KF59	Teneurs moyennes Mg, Na Teneurs faibles K, SO4, HCO3, Ca, Cl	Teneurs moyennes Mg, Na, K, SO4, HCO3, Ca, Cl
Groupe 3	KF89, KF47, KF65, KF59, F100, KF12, F50,KF66,KF93,KF14,KF 77,KF61,PZ 6,KF99,KF95,KF64, KF91, KF72,KF13	PZ03, KF48, KF55,KF32, KF85, KF58, KF87, KF46, KF62, KF70, PZ07,KF90, wedB_rg, KF53,KF51,KF79,KF63,KF75,w edB_rd,KF88,KF78,PZ04,KF45, PZ05,PZ16	Teneurs élevées en Na, Mg, teneurs moyennes à élevées en Cl, SO4, K teneurs moyennes en Ca, HCO3	Teneurs faibles à moyennes en Mg, Na, K, SO4, HCO3, Ca, Cl

**En période des hautes eaux**, les eaux du bassin sont classées dans les groupes cluster comme illustré sur les Figure A2. 2a, b, c:

- **Groupe n°1** : les eaux de ce groupe, représentées en bleu turquoise, ont des teneurs moyennes en potassium et des faibles teneurs pour les autres paramètres analysés. Ce groupe est principalement composé de micro-piézomètres, de puits à grand diamètre et d'eaux de surface notamment du barrage de Wedbila. Les eaux de surface et souterraines semblent presque similaires, avec des teneurs faibles des éléments, indiquant une bonne interaction entre les deux systèmes. La teneur moyenne en potassium pourrait être d'origine double ;
- **Groupe n°2** : les eaux de ce groupe, représentées en jaune ont des teneurs moyennes en magnésium et en sodium, des faibles teneurs en potassium, sulfates, bicarbonates, calcium et en chlorures. Ce groupe regroupe les trois types d'ouvrages à savoir les

forages, les puits à grand diamètre et les micro-piézomètres. Les faibles teneurs des éléments sont caractéristiques des eaux de roches meubles. Ces faibles teneurs témoignent d'une dilution à la suite d'un rafraichissement par les eaux de surface ;

- **Groupe N°3** : les eaux de ce groupe, représentées en bleu représentent ont des fortes teneurs en sodium et magnésium, des teneurs moyennes à fortes de chlorures de sulfates, et potassium ; des teneurs moyennes en calcium, bicarbonates et en silice. Ce groupe est composé de forages, de trois puits à grand diamètre et d'un micro-piézomètre (PZ6). Les teneurs moyennes et fortes de ces éléments indiquent une faible dilution donc un rafraichissement lent par les eaux de surface. Les corrélations de chlorures, de sodium et magnésium témoignent d'une origine anthropique de ces éléments.



a

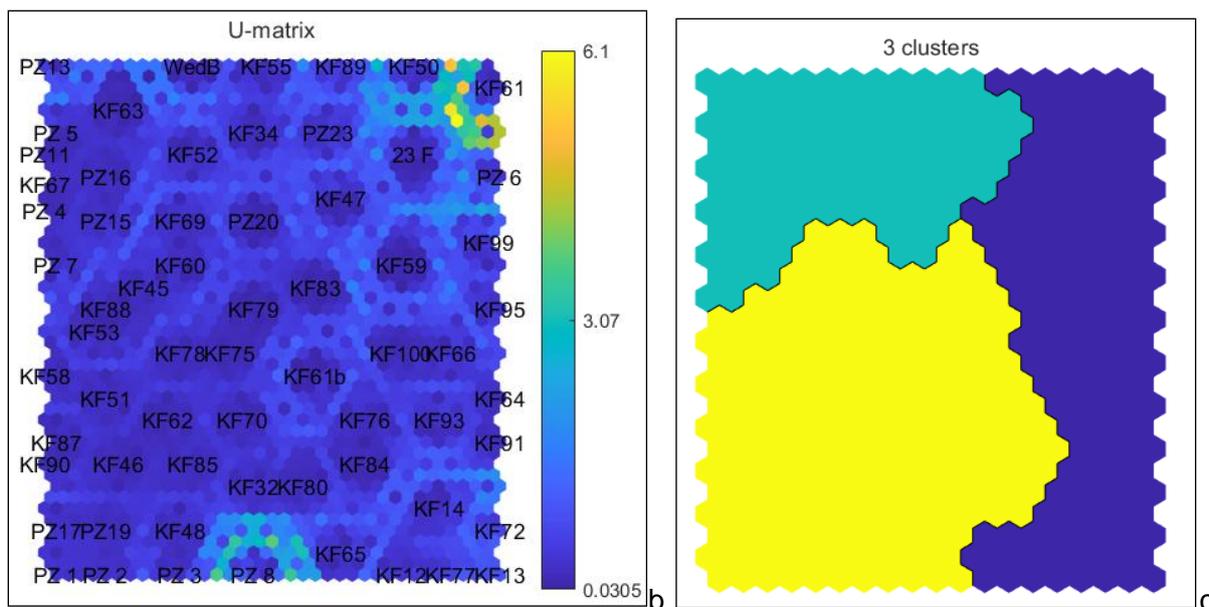


Figure A2. 2: Résultats des SOMS pour la minéralisation globale en août 2021 : a) Matrice des composants, b) Matrice U, c) Clusters d'échantillons similaires

**En période des basses eaux**, les eaux du bassin sont également regroupées en cluster comme illustre sur les Figure A2. 3a, b, c :

- **Groupe n°1** : les eaux de ce groupe, représentées en bleu turquoise regroupent les puits à grand diamètre et le micro-piézomètre PZ6. Les caractéristiques de ce groupe sont la corrélation entre le magnésium, le sodium, les chlorures et les sulfates avec des fortes teneurs en ces éléments. Cette corrélation est due à leur origine identique qui est l'activité humaine ;
- **Groupe n°2** : les eaux de ce groupe, représentées en jaune des teneurs moyennes pour tous les paramètres. Les caractéristiques de ce groupe constitué essentiellement de forages, sont similaires au groupe 3 dans la même période ;
- **Groupe n°3** : les eaux de ce groupe, représentées en bleu sont composées de tous les micro-piézomètres (sauf le PZ6) ainsi que du barrage. Ces eaux ont des teneurs faibles à moyennes pour tous les paramètres retenus. Ce sont des eaux superficielles.

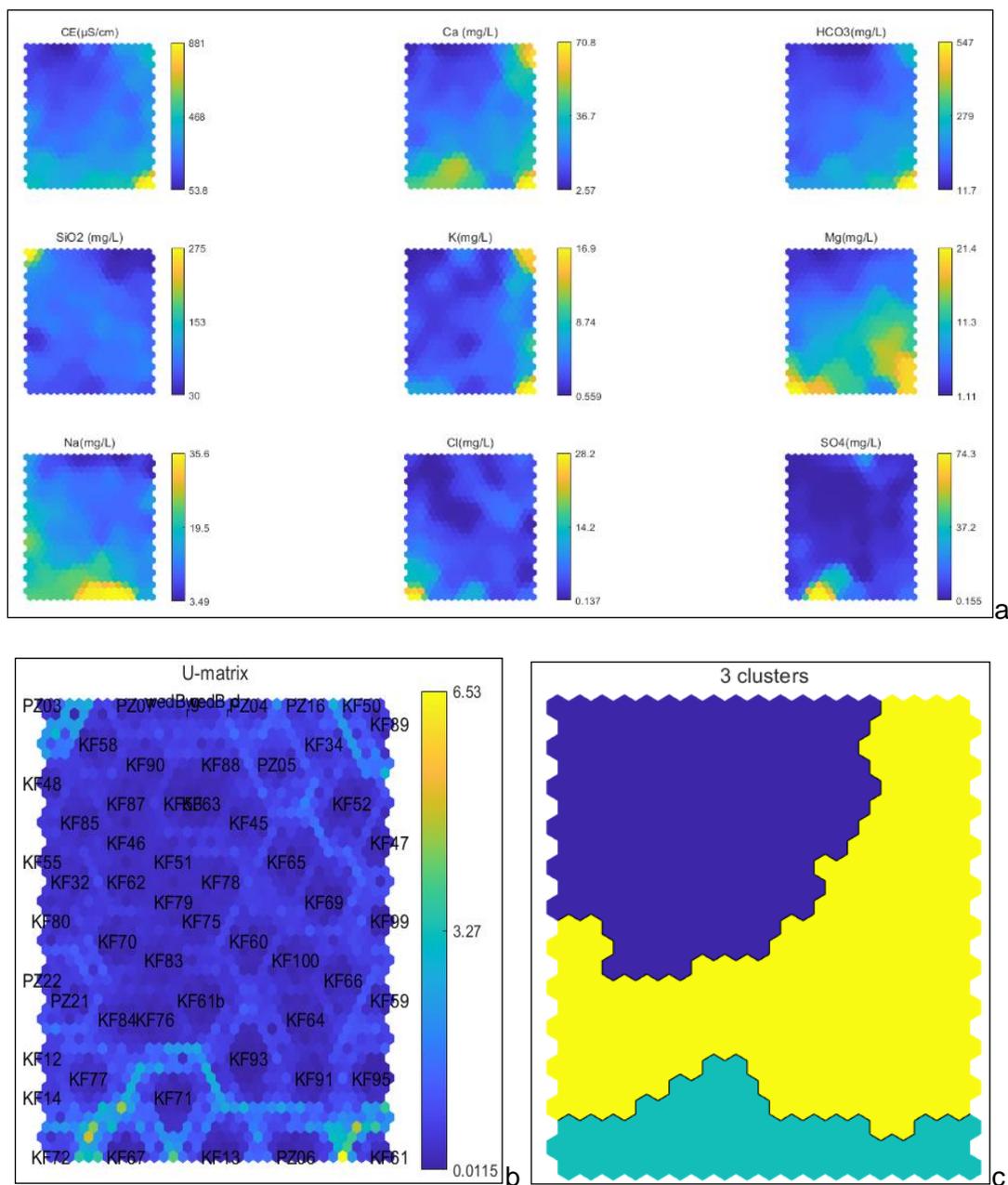


Figure A2. 3: Résultats des SOMS pour la minéralisation globale en mai 21 : a) Matrice des composants, b) Matrice U, c) Clusters d'échantillons semblables

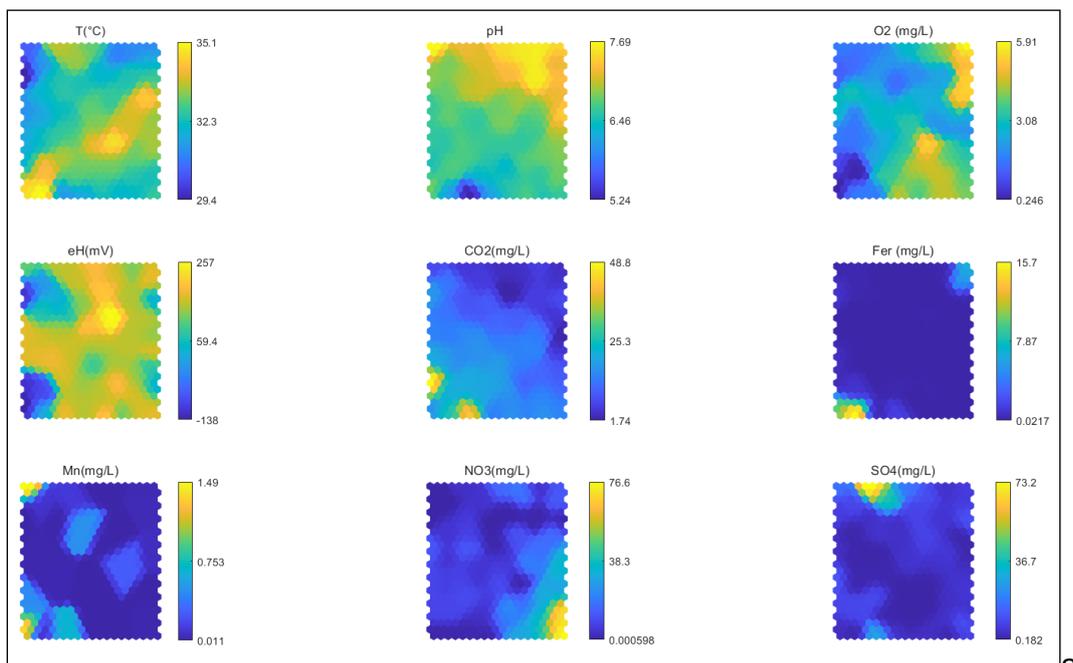
### ✚ **Processus oxydo-réduction**

Les résultats de l'analyse sur le processus oxydo-réduction sont représentés par la figure 22. La matrice des composants **en basses eaux** (Figure A2. 4a) montre une corrélation entre le fer et le manganèse. Une corrélation est également identifiée entre le pH, le potentiel redox la température et l'oxygène dissous. La matrice U (Figure A2. 4b) et le cluster (Figure A2. 4c) permettent de distinguer trois groupes d'échantillons similaires.

- **Groupe n°1** : ce groupe représenté en bleu turquoise est composé uniquement de micro-piézomètres. Il est caractérisé par un potentiel redox très faible avec des valeurs

négatives et une concentration en  $\text{CO}_2$  moyenne à élevée. Ce sont sûrement des eaux réductrices car le taux d'oxygène est faible. De plus, ce groupe a des teneurs en fer et manganèse élevées, ce qui indique probablement une réduction de fer. Leurs teneurs en  $\text{NO}_3$  et  $\text{SO}_4$  restent faibles ;

- **Groupe n°2** : ce groupe, représenté en jaune est composé des puits à grand diamètre, des eaux de surface et d'un micro-piézomètre. Il est marqué par un potentiel redox élevé et des pH neutres. L'oxygène dissous est moyen à élevé pour les échantillons dans le quadrant extrême droit du clustering marqué par les eaux de surface et les puits à grand diamètre. La teneur en nitrate est faible, mais la concentration en  $\text{SO}_4$  est moyenne à élevée, ce qui peut traduire une réduction des sulfates ;
- **Groupe n°3** : ce groupe représenté en bleu, est constitué des échantillons de forages et de puits à grand diamètre. Les teneurs en éléments  $\text{NO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ , Fer, Mn sont faibles. Le potentiel redox est moyen à élevé. Trois échantillons se distinguent du lot avec des concentrations élevées en  $\text{NO}_3$  (KF12, KF77, KF72). Dans ces ouvrages, le processus de nitrification serait réalisé. Ce processus d'oxydation consiste à transformer l'azote organique présent dans les matières organiques en ammoniac, qui est ensuite oxydé en nitrite puis en nitrates (Ouedraogo & Vanclooster, 2016).



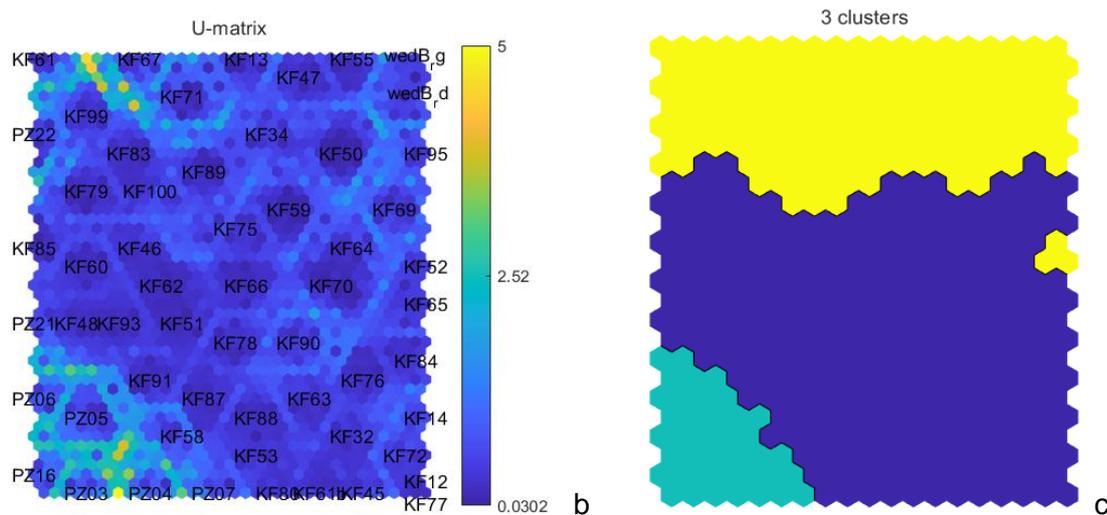
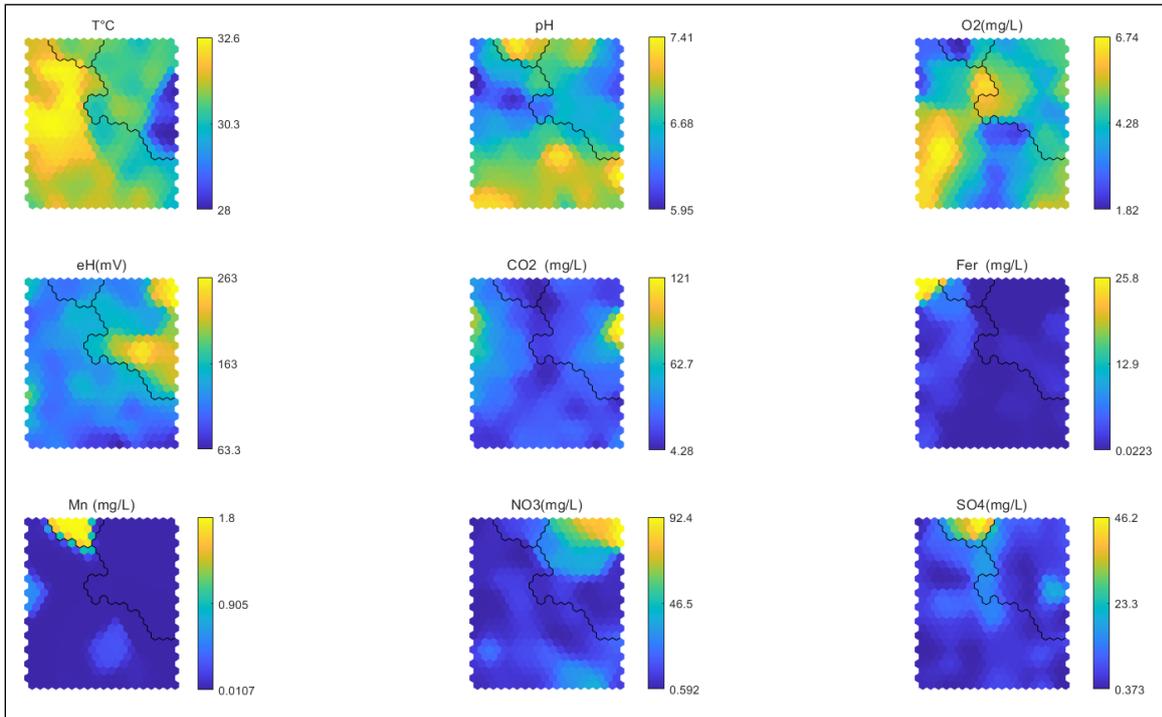


Figure A2. 4 : Résultats des SOMs pour le processus redox mai 21: a) Matrice des composants, b) Matrice U, c) Clusters d'échantillons semblables

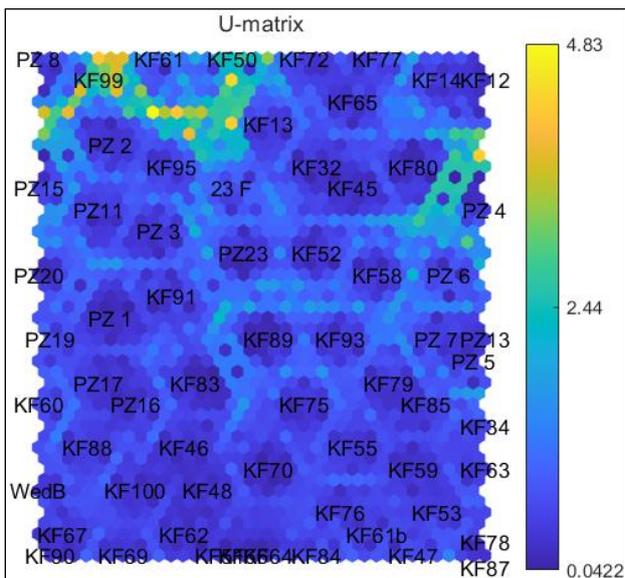
En **période des hautes eaux** (Figure A2. 5\_a, b, c), la matrice des composantes montre une corrélation entre le potentiel redox et les nitrates. Le manganèse, les sulfates, l'oxygène dissous et le pH des eaux sont aussi corrélés. Les trois groupes d'échantillons similaires sont :

- **Groupe n°1** : ce groupe représenté en bleu turquoise est composé d'un forage (KF99) et deux puits à grand diamètre (KF61 et KF50). Ces échantillons d'eau sont caractérisés par une teneur en oxygène faible, un potentiel redox moyen, une teneur en manganèse et sulfates élevée. Nous sommes en présence de réduction de sulfates ce qui réduit considérablement la teneur en oxygène dissous. Nous constatons également une teneur élevée en Mn signe d'une oxydation de ce dernier. La réduction des sulfates d'avec l'oxydation du manganèse simultanée serait l'effet de rafraîchissement des eaux souterraines par les eaux de surface. Ce processus dans les zones où l'oxygène est limité (zone saturée ou de remontée d'eau), le manganèse (II) soluble est oxydé en manganèse (III) insoluble (Champ et al., 1979; Claire et al., 1986) ;
- **Groupe n°2** : représenté en jaune, la teneur en nitrates de ces eaux, est moyenne à élevée, le potentiel redox moyen à élevé. La concentration en oxygène est moyenne avec des pH neutres. Ce groupe est composé de micro-piézomètres et de forages. Au regard des caractéristiques, nous pouvons dire que nous sommes en présence de conditions oxydantes qui sont favorables à l'oxydation de la matière organique. Ces conditions seraient dues au processus de recharge des eaux souterraines. Le rafraîchissement par les eaux de surface va entraîner l'arrivée de contaminant dissous dans l'eau issu des activités anthropiques vers les profondeurs. Nous assistons donc à la présence de ces contaminants (ici les nitrates) dans l'eau souterraine.

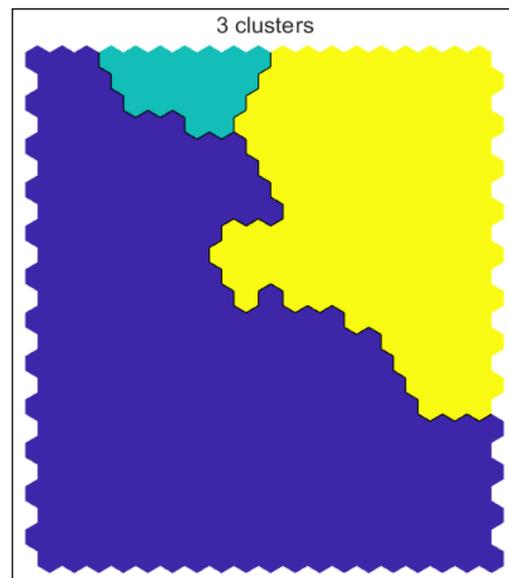
- **Groupe n°3** : ce groupe représenté en bleu est caractérisé par un potentiel redox faible à moyen, une teneur en oxygène élevée, des pH moyens à élevés. Les teneurs en fer sont moyennes à élevées pour les échantillons du cadrant gauche supérieur. Ce groupe est composé de tous les types d'ouvrages. Le processus d'oxydo-réduction susceptible de se produire est l'oxydation des ions ferreux ( $Fe^{2+}$ ) pour donner des ions ferriques ( $Fe^{3+}$ ) en présence de l'oxygène. En effet, en présence d'argile comme le cas de la zone, les ions ferreux sont oxydés pour donner des ions ferriques dans l'eau (Boukari et al., 1988; N'tcha et al., 2020).



a



b



c

Figure A2. 5: Résultats des SOMS pour le processus redox Aout 21 : a) Matrice des composants, b) Matrice U, c) clusters d'échantillons semblables

En conclusion, les Self-Organizing Maps (SOMs) ont permis de mettre en évidence les processus d'oxydo-réduction pouvant se dérouler dans les eaux souterraines et de comprendre les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines. De plus, l'origine des nitrates et des sulfates est mise en évidence, notamment les activités anthropiques telles que l'apport d'engrais élevé dans la zone et du caractère intensif d'élevage. Ces résultats sont en accord avec les études antérieures qui ont également trouvé ces mêmes sources (Desaulniers et al., 1981). Les micro-piézomètres changent de groupe suivant les périodes, ce qui permet de mettre en évidence les interactions entre les eaux de surface et les les eaux souterraines dans la zone d'épandage.

Les SOM's sont donc une technique efficace pour mettre en évidence les relations entre les paramètres analysés et les similarités d'échantillons (Somaratne et al., 2016).

- ***Faciès ou types d'eau (Diagramme de Piper)***

Le diagramme de Piper est utilisé pour représenter la composition chimique de l'eau. Il permet de visualiser la répartition des différents ions présents dans l'eau et de leur classification en fonction de leur nature chimique sur deux triangles équilatéraux. Un des triangles représente les cations ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) et l'autre les anions ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ). Les pourcentages de chaque ion sont reportés sur les côtés des triangles. Un losange somme les deux triangles et permet de lire directement le faciès de l'échantillon. Le diagramme permet également de caractériser la qualité de l'eau en identifiant les différentes sources de pollution. L'évolution entre les compositions dominantes indiquent généralement des tendances du sens d'écoulement ou un mélange d'eaux (Brodie et al., 2007; Sundaram et al., 2009).

Les hydro faciès dominant dans le bassin de Wedbila sont les eaux bicarbonatées calciques magnésiennes. Ensuite viennent les eaux bicarbonatées sodique potassique et enfin les eaux chlorurées sulfatées calciques magnésiennes (Figure A2. 6). Les mêmes faciès sont identifiés aussi bien en période des basses eaux (mai) qu'en période des hautes eaux (aout). Les aquifères dits libres sont les aquifères d'altérites et les aquifères confinés sont les aquifères de fissure.

En période des basses eaux, les eaux du bassin peuvent être classées selon leur faciès hydrochimique comme suit :

- les eaux chlorurées sulfatées proviennent d'un échantillon de l' aquifère libre, de 2 échantillons de l'aquifère confiné et 2 échantillons des eaux de surface ;
- Les eaux sodiques proviennent toutes de l'aquifère libre.
- Le reste des eaux sont dans le faciès calco-magnésien.

En période des hautes eaux, l'évolution des faciès est la suivante :

- les eaux chlorurées sulfatées proviennent uniquement de l'aquifère confiné.
- Les eaux sodiques proviennent de l'aquifère libre et de l'aquifère confiné. Certains échantillons de faciès sodique en basses eaux ont connu une évolution dans le faciès avec une concentration en potassium moyenne à élevée, expliquant leur tendance toujours sodique potassique. Cela pourrait être dû à l'arrivée d'eau chargée en sodium et potassium provenant d'activités anthropiques ;
- L'eau de surface et les échantillons de l'aquifère confiné ont migré des faciès chlorurés vers les faciès calco-magnésiens, témoignant d'une dilution des éléments concentrés en basses eaux, grâce à l'infiltration d'eau fraîche ;
- Un échantillon de l'aquifère confiné a migré du faciès calco-magnésien vers le faciès chloruré sulfaté, dû à une augmentation de sa concentration en nitrates 74 mg/L, probablement liée à l'apport excessif d'engrais ou de l'élevage intensif dans la zone.

Ces évolutions montrent un mélange d'eau dans le bassin, c'est-à-dire une interaction entre les eaux de surface et souterraines.

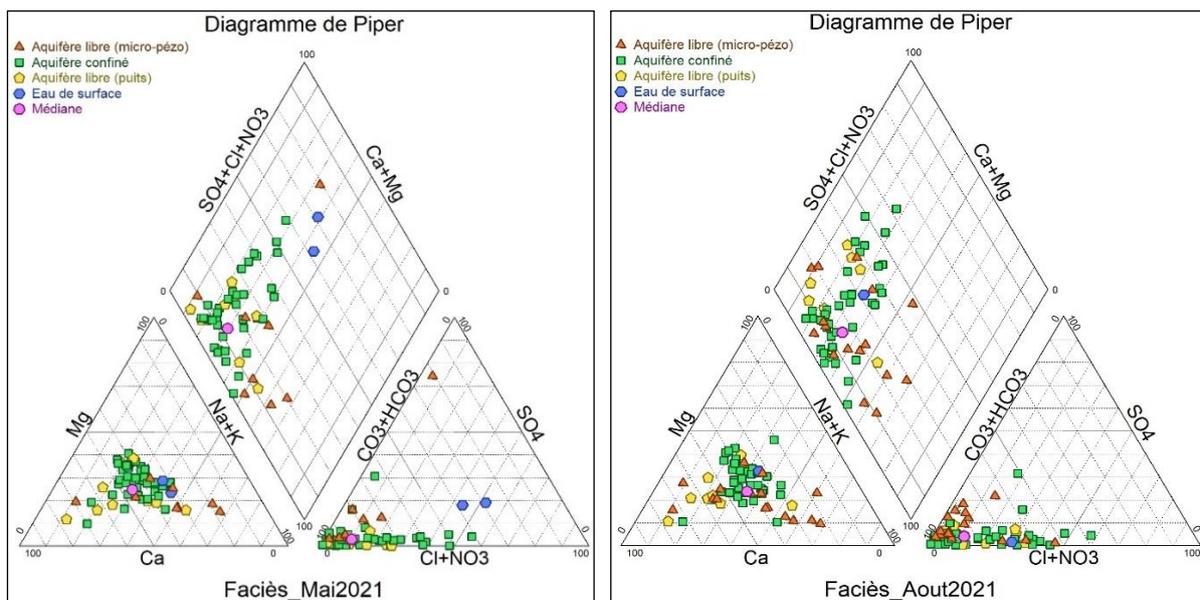


Figure A2. 6 : Hydro faciès des échantillons d'eau dans le bassin de Wedbila en basses eaux (mai 2021) et en hautes eaux (aout 2021)

- *Origine et mécanismes d'acquisition de la minéralisation de l'eau*

L'acquisition de la composition chimique de l'eau est régie par les réactions qui se produisent dans l'atmosphère, au contact du sol et du sous-sol. La zone du sol exerce une forte influence sur la chimie de l'eau qui s'y infiltre. Au contact, la dissolution de feldspaths, de micas et d'autres minéraux silicatés est fortement influencée par la nature chimiquement agressive de l'eau causée par le CO<sub>2</sub> dissous. Lorsque le CO<sub>2</sub> est chargé, les eaux qui sont pauvres en



(Muscovite)  $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$  (S) +  $H_2CO_3$  + 1.5  $H_2O$  =  $K^+$  +  $HCO_3^-$  + 1.5 $Al_2Si_2O_5(OH)_4$   
 (kaolinite) (équation 4)

(Anorthite)  $CaAl_2Si_2O_8$  + 2 $H^+$  +  $H_2O$  =  $Ca^{2+}$  +  $Al_2Si_2O_5(OH)_4$  (kaolinite) (équation 5)

(Orthose)  $KAlSi_3O_8$  (S) +  $H_2CO_3$  + 4.5  $H_2O$  =  $K^+$  +  $HCO_3^-$  + 2 $H_4SiO_4$  + 0.5 $Al_2Si_2O_5(OH)_4$   
 (kaolinite) (équation 6)

Albite)  $NaAlSi_3O_8$  (S) +  $H_2CO_3$  + 4.5  $H_2O$  =  $Na^+$  +  $HCO_3^-$  + 2 $H_4SiO_4$  + 0.5 $Al_2Si_2O_5(OH)_4$   
 (kaolinite) (équation 7)

Ces réactions ont été constatées par des études (Abdou Babaye Maman, 2012; Freeze, 1979) sur l'acquisition de la minéralisation de l'eau.

La kaolinite qui est une argile formée par l'altération chimique de minéraux silicatés, semble être le minéral secondaire le plus formé dans le bassin de Wedbila sur la base des échantillons analysés et représenté sur le diagramme d'équilibre de korjinski (Figure A2. 7) à 25°C.

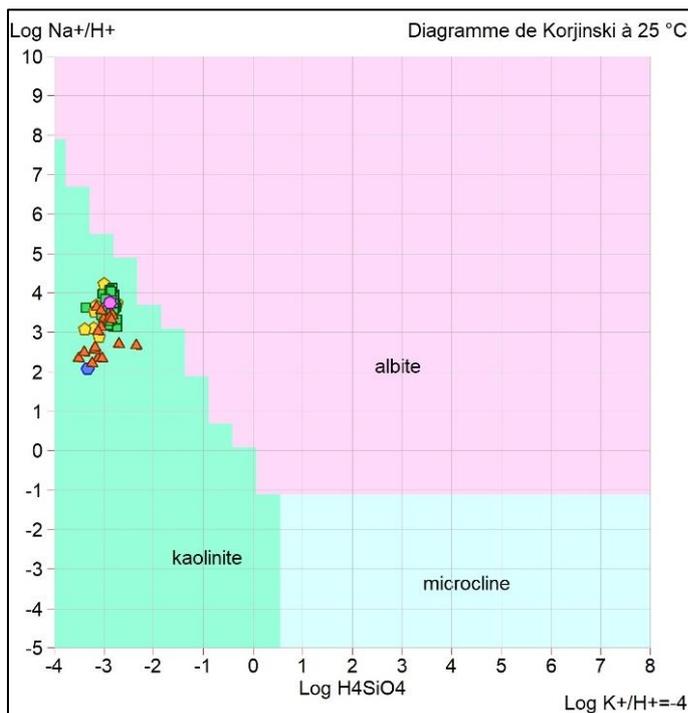


Figure A2. 7: Diagramme d'équilibre de Korjinski

### Diagrammes binaires

- ✓ Diagramme Ca+Mg vs  $HCO_3^-+SO_4$

Le diagramme  $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{HCO}_3+\text{SO}_4$  (Figure A2. 8) permet de déterminer la nature de l'eau souterraine. Si les concentrations se situent dans la zone supérieure gauche du diagramme, cela indique que l'eau est riche en  $\text{Ca}+\text{Mg}$  et pauvre en  $\text{HCO}_3 +\text{SO}_4$  donc une eau d'origine souterraine profonde et peu affectée par l'activité humaine. Quatre forages sont dans ce quadrant indiquant des eaux peu affectées par l'activité humaine. Ces eaux sont anciennes et subissent peu de renouvellement. Si les concentrations se situent dans la zone inférieure droite du diagramme, cela indique que l'eau est riche en  $\text{HCO}_3+\text{SO}_4$  indiquant une eau d'origine superficielle et plus sensible aux impacts humains. Les eaux du bassin, tout aquifère confondu, sont dans cette zone du diagramme témoignant des eaux d'origine superficielle susceptibles d'être impactées par les activités anthropiques.

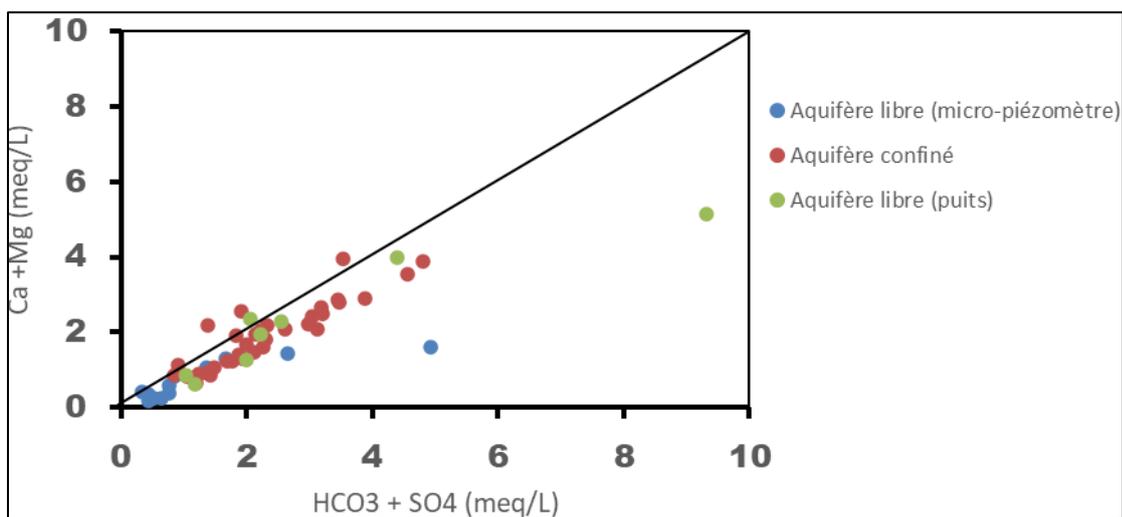


Figure A2. 8: Diagramme  $\text{Ca}+\text{Mg}/\text{HCO}_3+\text{SO}_4$  dans le bassin

✓ Diagramme de  $\text{Ca}+\text{Mg}-\text{HCO}_3-\text{SO}_4$  vs  $\text{Na}+\text{K}-\text{Cl}$

Le diagramme  $\text{Ca}+\text{Mg}-\text{HCO}_3-\text{SO}_4/\text{Na}+\text{K}-\text{Cl}$  également appelé diagramme d'USSL permet de déterminer la nature chimique de l'eau souterraine et de déterminer les processus hydrogéochimiques impliqués dans la formation de l'eau souterraine. Il permet d'évaluer la contamination potentielle de l'eau souterraine par des ions provenant de sources anthropiques. Si les concentrations se situent dans le quadrant supérieur gauche du diagramme, cela indique que l'eau est riche en  $\text{Ca}+\text{Mg} +\text{HCO}_3-\text{SO}_4$  et d'origine profonde. Si les échantillons sont dans le quadrant droit inférieur, cela indique une origine superficielle avec une possible contamination. Tous les échantillons d'eau sont dans soit dans le quadrant droit inférieur et supérieur (Figure A2. 9). Ce sont des eaux d'origine superficielle. Cela témoigne d'une recharge récente des aquifères dans la zone.

Le diagramme permet également d'évaluer les échanges d'ions qui se produisent dans les aquifères. Ces échanges d'ions peuvent se produire de différentes manières, telles que la dissolution de minéraux et l'adsorption/désorption des ions sur les surfaces de la roche.

Le figure 15 montre que le processus d'échange d'ions présent dans les eaux du bassin serait plus la libération de  $\text{Na}^+$  et adsorption de  $\text{Ca}^{2+}$  et ou de  $\text{Mg}^{2+}$ . Lorsqu'il n'y a pas d'échanges d'ions, les concentrations sont plus proches de l'origine zéro. C'est le cas de certains échantillons. Les échantillons dont leurs concentrations s'écartent du point zéro et tendent vers l'extrémité inférieure droit sont les plus actifs dans le processus d'échanges d'ions  $\text{Na}^+$  et  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ . Ceux-ci sont passés du faciès médian du bassin qui est le faciès bicarbonaté calcique magnésien au faciès bicarbonaté sodique potassique. Certains échantillons sont dans le quadrant supérieur droit du diagramme. Les échanges d'ions pouvant se produire dans ce cas sont la libération des ions  $\text{Ca}^{2+}$  et adsorption des ions  $\text{Na}^+$  également la libération des ions  $\text{HCO}_3^-$  avec adsorption de  $\text{Cl}^-$ . Cela est possible au regard de la lithologie et minéralogie de la zone.

Ces processus d'échanges d'ions sont possibles à la suite de l'arrivée d'eau fraîche de surface plus acide.

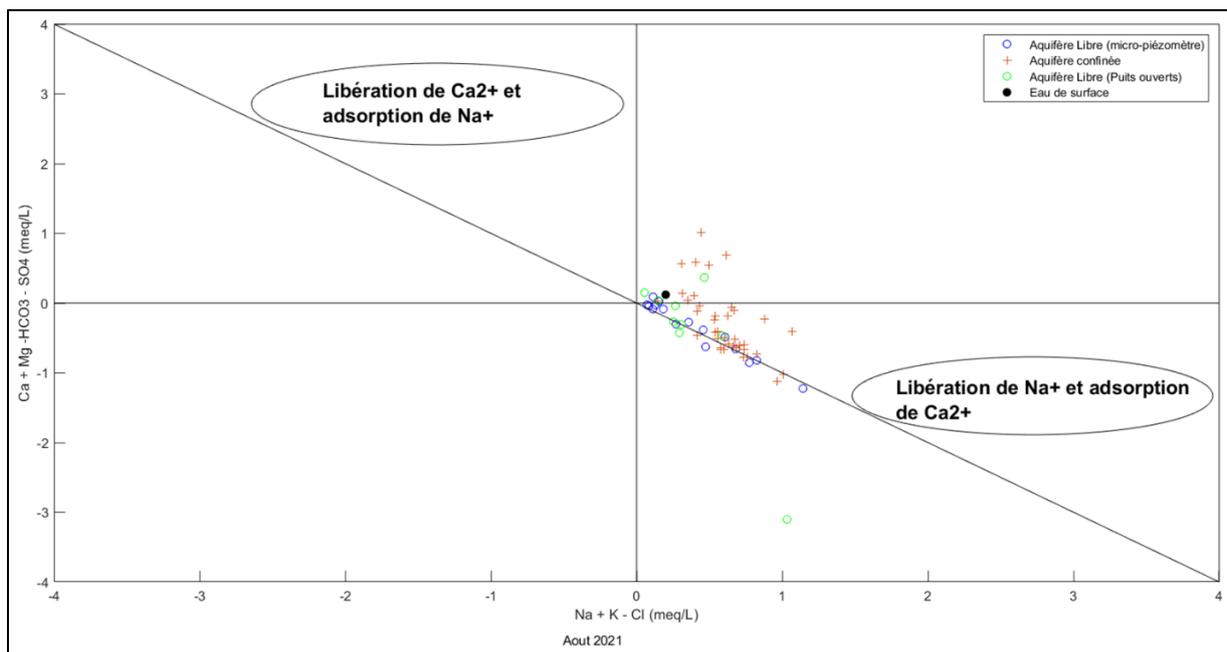


Figure A2. 9: Diagramme représentant les échanges d'ions et l'origine de l'eau

- ✓ Diagramme des indices de saturation de la calcite et de la dolomite (ISC vs ISD)

Les indices de saturation sont utilisés pour caractériser les eaux souterraines selon leur âge et temps de résidence. Ils permettent d'évaluer le potentiel de précipitation ou de dissolution des minéraux dans l'eau souterraine. Les indices de saturation comparent les concentrations

d'ions dans l'eau souterraine à leur concentration d'équilibre thermodynamique. Si l'eau souterraine est sursaturée par rapport à un minéral donné, cela signifie qu'il y a un potentiel de précipitation de ce minéral, tandis que si elle est sous-saturée, cela signifie qu'il y a un potentiel de dissolution de ce minéral.

L'indice de saturation d'un minéral donné est défini dans l'équation de (Garrels & MacKenzie, 1967):

$$SI = \log (IAP/Ksp) \quad (\text{équation 8})$$

où IAP est le produit de l'activité ionique de la solution et Ksp est le produit de solubilité à un moment et à une température donnée.

Un indice SI inférieur à zéro indique que l'eau souterraine est sous-saturée par rapport à ce minéral. Une telle valeur pourrait refléter le caractère de l'eau provenant d'une formation avec une quantité insuffisante de minéraux pour la solution où le temps de séjour est court ou d'un temps de séjour long et le minéral est peu réactif. Un indice SI supérieur à zéro montre que l'eau souterraine est sursaturée par rapport à la matière minérale particulière et elle est donc incapable de dissoudre plusieurs minéraux. Cela reflète que les eaux souterraines se déchargent d'un aquifère contenant une quantité suffisante de la matière minérale avec suffisamment de temps de séjour pour atteindre l'équilibre (Langmuir, 1997).

Les indices de saturation les plus couramment utilisés pour l'analyse de l'eau souterraine sont l'indice de saturation en calcite (ISC) et celui de la dolomite (ISD). Ces indices ont été calculées avec la fonction PHREEQC (Parkhurst & Appelo, 1999, 2013) du logiciel diagramme.

Les résultats (ISD et ISC) montrent des IS inférieurs à 0, indiquant que l'eau est sous saturée par rapport à la calcite et de la dolomite.

Le diagramme à moustaches (Figure A2. 10) montre que la sous saturation est plus marquée avec la dolomite que la calcite qui tend vers l'état de saturation pour 50% des échantillons. Selon (Langmuir, 1997), cela signifierait que l'eau provient d'un environnement où les carbonates sont appauvris ou indiquerait que l'eau n'a pas atteint l'équilibre avec les carbonates en raison du court temps de séjour (Kortatsi, 2007).

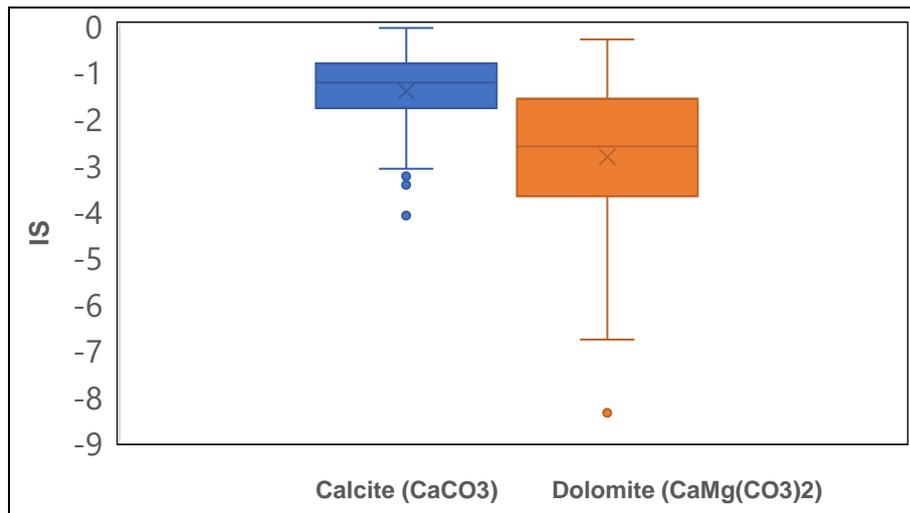


Figure A2. 10: Box plots des indices de saturation de la calcite et de la dolomite

Le temps de résidence peut également influencer la saturation en calcite et en dolomite en modifiant la concentration des ions en solution, ce qui peut entraîner une précipitation ou une dissolution de ces minéraux. Les eaux souterraines avec un temps de résidence plus long sont plus susceptibles d'être saturées en calcite et en dolomite car elles ont eu plus de temps pour interagir avec les roches et les minéraux environnants. En revanche, les eaux souterraines avec un temps de résidence plus court sont moins susceptibles d'être saturées en calcite et dolomite car elles ont moins de temps pour interagir.

Les eaux du bassin de Wedbila (Figure A2. 11) sont sous saturées par rapport à la calcite et la dolomite, ce qui indique un temps de séjour court. Les micro-piézomètres dans la zone d'épandage ont un temps de résidence plus court que les forages et puits à grand diamètre en amont. Cependant, certaines eaux de l'aquifère confiné se démarquent du reste de l'aquifère confiné et cela peut être dû à un mélange d'eau des altérites et des roches fissurées. Il est également noté un puits qui est dans le domaine de saturation montrant un temps long de séjour de l'eau. Cela est dû au fait que le puits n'est pas utilisé fréquemment et signifie que le panache d'eau ancienne et nouvelle y est préservé.

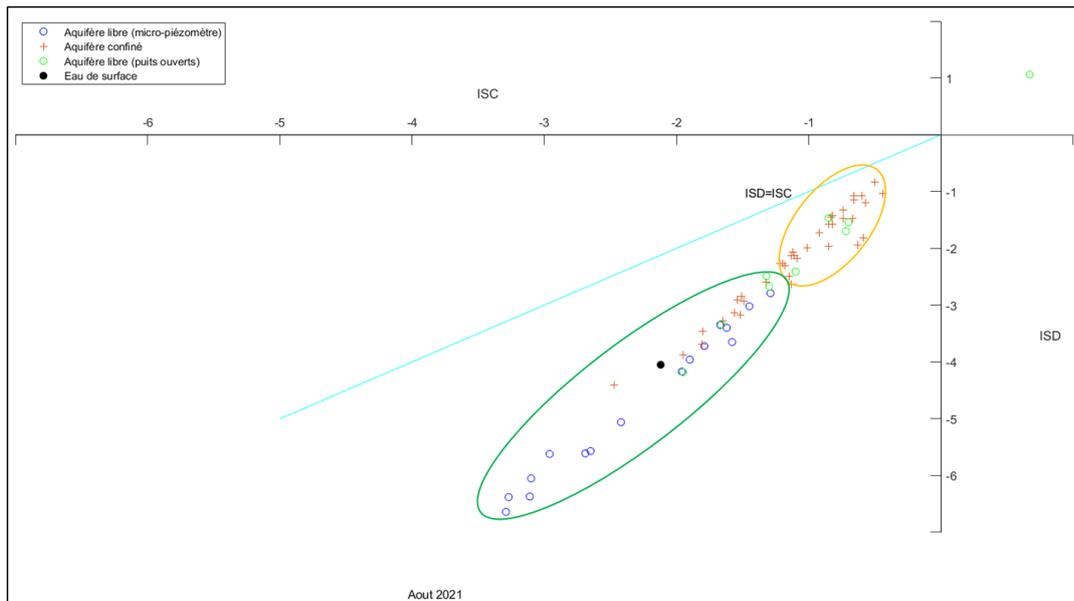


Figure A2. 11: Diagramme de corrélation des indices de saturation de la calcite et de la dolomite

### Variation spatio-temporelle de la chimie de l'eau dans le bassin

#### ✓ Variation des paramètres physiques dans le temps

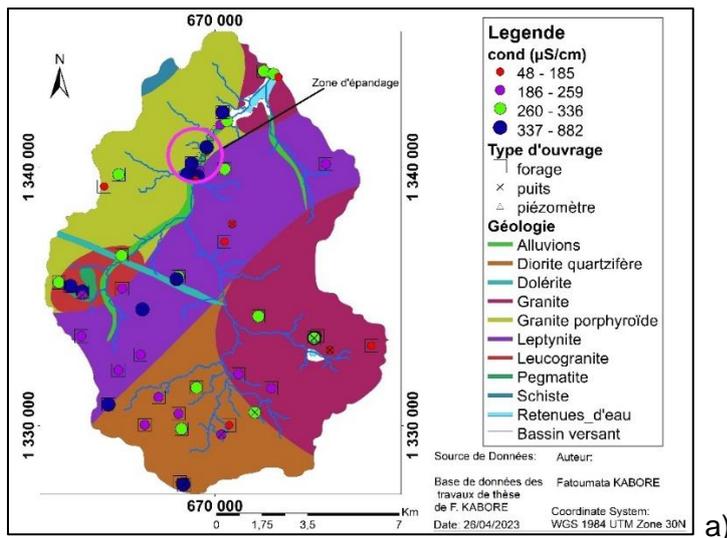
Les paramètres physiques retenues pour la représentation spatiale dans le temps sont : la conductivité électrique, le potentiel redox.

#### ✚ Variation spatiale de la conductivité

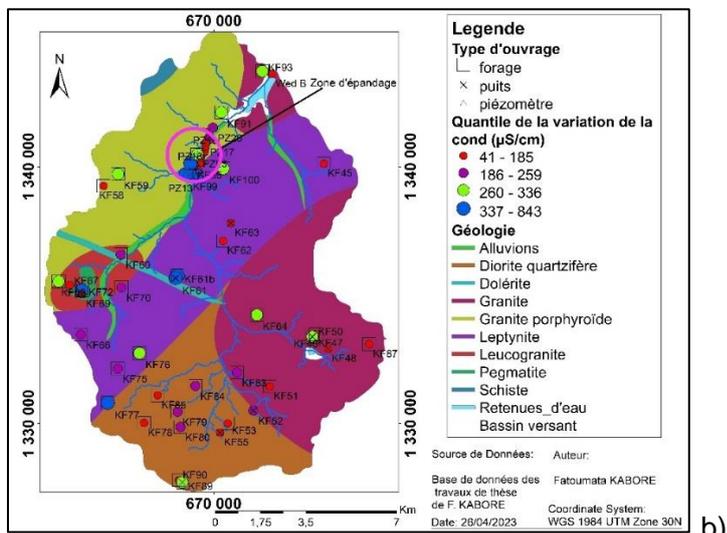
La classification des concentrations en conductivité est réalisée en utilisant les quantiles (min, P25, P50, P75, max) calculés à partir des données des basses eaux et des hautes eaux.

En période de basses eaux (Figure A2. 12 a), les données montrent que 25% des échantillons ont une conductivité comprise entre 48 et 145  $\mu\text{s}/\text{cm}$ , tandis que 50% des échantillons ont une conductivité comprise entre 48 et 259  $\mu\text{s}/\text{cm}$ . Les 75% des échantillons ont une conductivité comprise entre 48 et 336  $\mu\text{s}/\text{cm}$ , et les 25% restants ont une conductivité supérieure à 336  $\mu\text{s}/\text{cm}$  avec une valeur maximale de 882  $\mu\text{s}/\text{cm}$ .

En période des hautes eaux (Figure A2. 12 b), les valeurs de conductivité diminuent en raison de la dilution des sels présents dans l'eau à la suite de la recharge de la nappe. Il n'y a pas de spécificités liées à la géologie et au type d'aquifère sur la variation spatiale et dans le temps. Cependant, les valeurs de conductivité de l'eau de surface sont dans le même intervalle que les micro-piézomètres et certains puits.



a)



b)

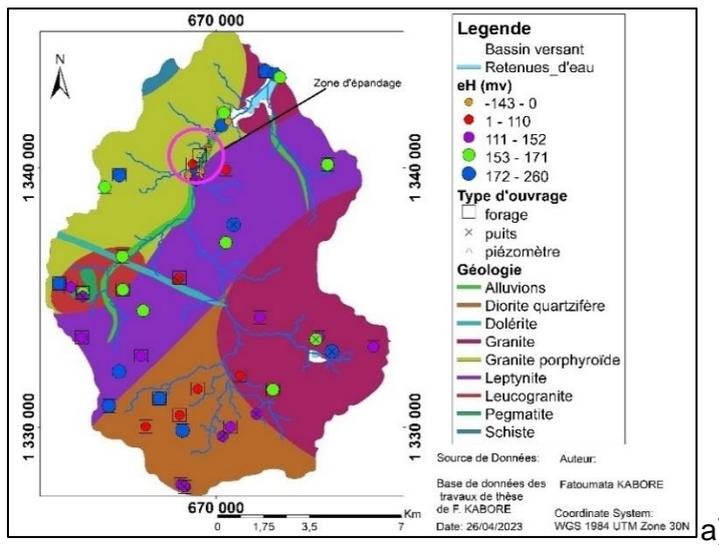
Figure A2. 12 : variation spatiale de la conductivité électrique dans le bassin dans le temps (a : période des basses eaux, B : période des hautes eaux).

#### ✚ Variation spatiale du potentiel redox

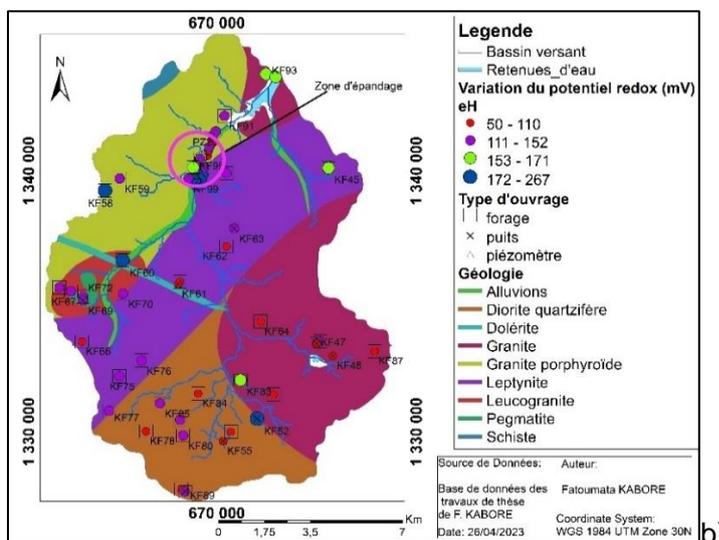
Les potentiels redox des eaux ont été classés en quantile. Les classes de potentiels redox vont de -143 mV à 260 mV en période de basses eaux (Figure A2. 13a) et de 50 mV à 267 mV en période des hautes eaux (Figure A2. 13b).

En période des basses eaux, la zone d'épandage se démarque avec de faibles potentiels redox inférieurs à zéro, ce qui pourrait être attribué à la lithologie du sol qui est limoneux-argileux. Le reste du bassin a ses eaux avec des potentiels redox variables indépendamment de la géologie.

En période des hautes eaux, la zone sud-ouest du bassin se distingue par des potentiels redox inférieurs ou égaux à la médiane. Les potentiels redox supérieurs à la médiane sont situés aux extrémités ou à la jonction de deux entités géologiques différentes.



a)



b)

Figure A2. 13: Variation spatiale et temporelle du potentiel redox dans le bassin (a : basses eaux, b : hautes eaux)

✓ *Pollution diffuse et ponctuelle*

Les actions anthropiques sont souvent source de pollution des eaux souterraines. La pollution est souvent liée à l'agriculture, qui apporte des nutriments (N, P, K), des ions majeurs (SO<sub>4</sub>, Cl) et des pesticides dans les sols (Appelo & Postma, 2005). L'élevage et l'assainissement collectif ou autonome peuvent également être source de pollution ponctuelle.

Dans les échantillons analysés, la concentration des nitrates est mise en avant car que son origine anthropique a été démontrée. Pour certaines eaux, nous observons une hausse en période des hautes eaux (Figure A2. 14 b) par rapport à la médiane, ce qui pourrait indiquer une contamination ponctuelle plus en amont qu'en aval de la zone d'épandage. Cela est possible en raison du sens d'écoulement, qui est du sud vers le nord et les éléments dissous dans l'eau de pluie qui sont lessivés au fil des écoulements d'amont à l'exutoire du bassin.

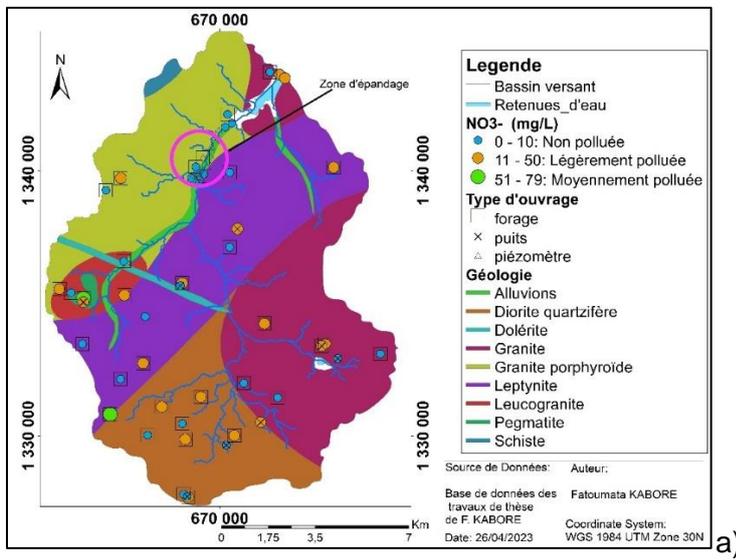
Selon les recommandations de l'OMS, les eaux souterraines sont classées comme suit :

- Non polluées : concentration inférieure à 10 mg/L ;
- Légèrement polluées : concentration comprise entre 10 et 50 mg/L ;
- Moyennement polluées : concentration comprise entre 50 et 100mg/L ;
- Fortement polluées : concentration supérieure à 100 mg/L.

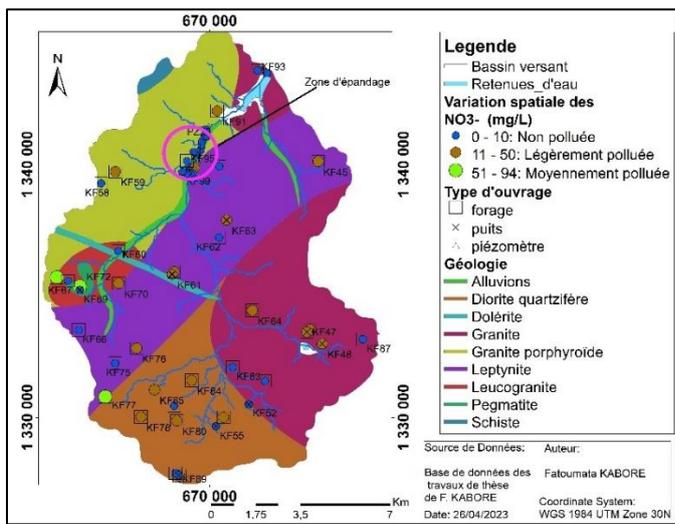
la zone d'épandage est caractérisée par des concentrations faibles, situées dans la plage des eaux non polluées sauf pour le PZ5 qui est à la limite de 10,16 mg/L. Cela est compréhensible en raison des engrais apportés sur le site.

Les échantillons d'eaux moyennement polluées sont situés à la jonction entre deux entités géologiques, ce qui pourrait être dû à une fracture entre les deux roches. La zone de diorite quartzifère qui est plus au sud du bassin est marquée par des eaux légèrement polluées.

En période de basses eaux (Figure A2. 14 a), le même constat de pollution plus en amont qu'en aval est observé. Certains échantillons non pollués en basses eaux le sont également en hautes eaux.



a)



b)

Figure A2. 14: Variation de la pollution des eaux par les nitrates dans le bassin (a : basses eaux, b : hautes eaux)

✓ *Aptitude des eaux à l'irrigation*

L'aptitude des eaux du bassin versant de Wedbila à l'irrigation est analysée en utilisant le diagramme de Riverside (Figure A2. 15) qui combine le pouvoir alcalinisant SAR (sodium adsorption ratio) avec la salinité. Le SAR mesure la concentration relative de sodium par rapport au calcium et au magnésium dans l'eau. La conductivité électrique (CE) de l'eau, indique la concentration totale de sels dissous dans l'eau. Des valeurs élevées de SAR, surtout en combinaison avec une CE élevée, peuvent mener à des problèmes d'alcalinisation et à une dégradation physique des sols, rendant ceux-ci plus compacts et moins propices à l'infiltration d'eau.

Les eaux ayant un SAR élevé ont une teneur en sodium élevée et sont plus susceptibles de causer la sodicité du sol. Les eaux d'irrigation ayant un SAR supérieur à 10 sont considérées comme non adaptées à l'irrigation et les eaux ayant un SAR inférieur à 10 sont considérées comme adaptées à l'irrigation (Westcot & Ayers, 1988).

Le pouvoir alcalinisant SAR des eaux en période des basses eaux ou des hautes eaux est inférieur à 3 avec des conductivités dans l'intervalle des valeurs de conductivité des eaux douces (Dassargues, 2020). Les eaux du bassin sont alors adaptées pour l'agriculture.

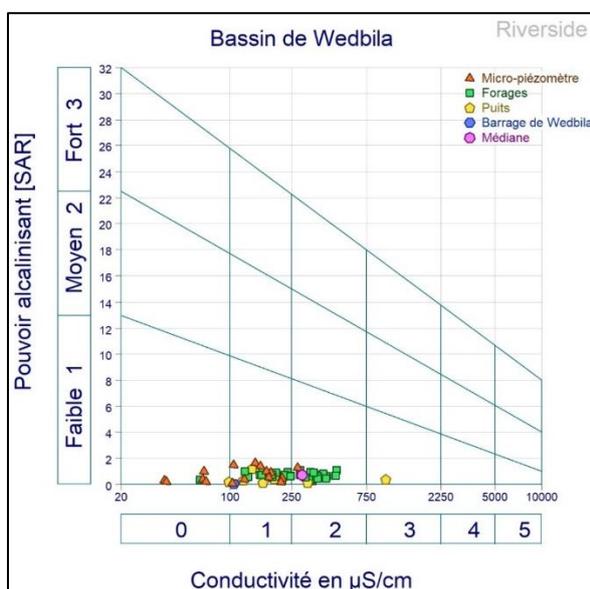


Figure A2. 15: Evaluation de l'aptitude des eaux à l'irrigation dans le bassin de Wedbila en hautes eaux

✓ *Qualité de l'eau du bassin et normes en matière d'approvisionnement en eau potable*

La qualité de l'eau dans le bassin est évaluée en comparant les analyses sur les forages avec les normes de L'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) pour l'approvisionnement en eau des populations.

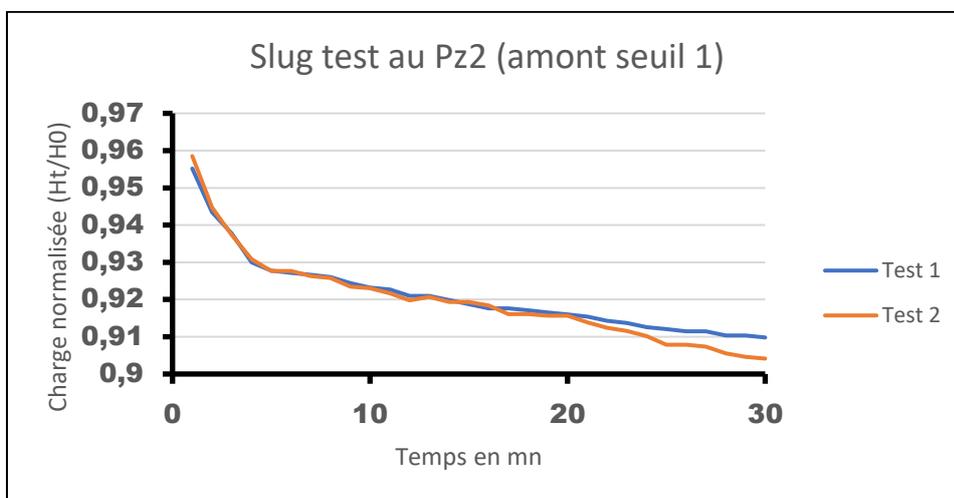
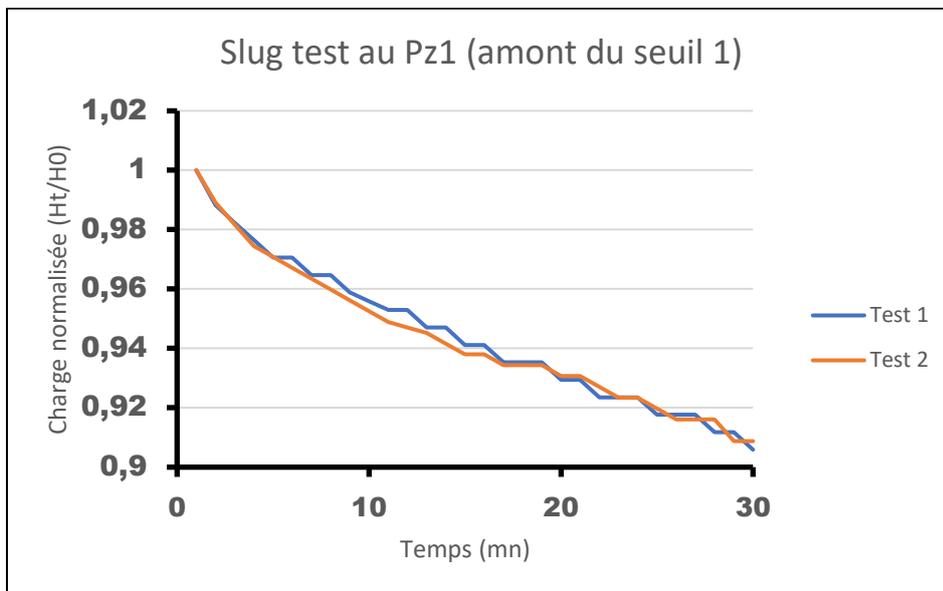
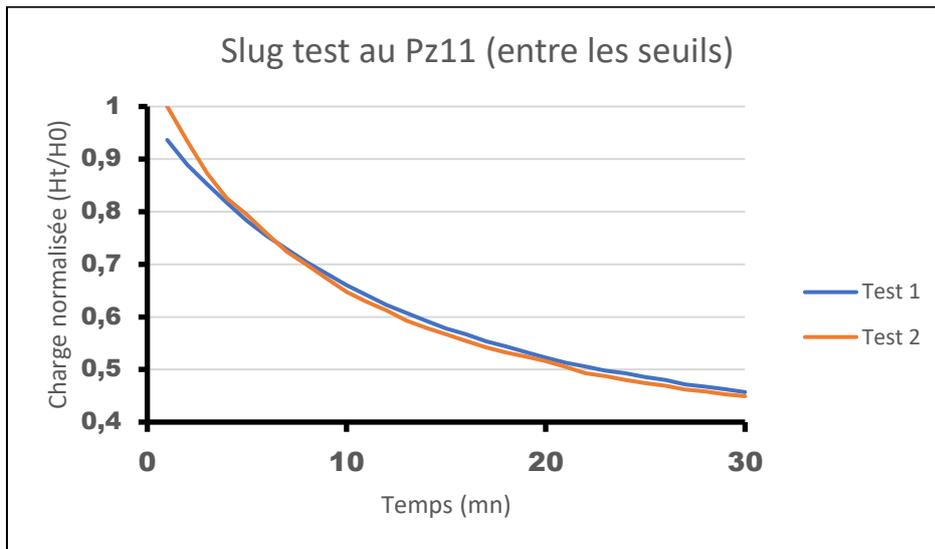
La conductivité électrique varie entre 41 et 843  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , ce qui place les eaux dans la catégorie des eaux douces et faiblement minéralisées. Le pH est acide à basique, caractéristique des eaux douces également. Les valeurs des éléments majeurs analysés (Ca, Mg, Na, K,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ , Cl) sont inférieures aux valeurs guides de l'OMS, indiquant que les eaux aptes à la consommation. Cependant, la qualité des eaux potables pour la consommation est influencée par les éléments, notamment les nitrates. L'OMS recommande une valeur inférieure à 50 mg/L pour l'approvisionnement en eau potable et le Burkina Faso a adopté cette norme. L'analyse spatiale montre que des échantillons d'eau de forages ont leurs concentrations en nitrates supérieures à cette norme, ce qui signifie que ces eaux sont légèrement à moyennement polluées et sont impropres à la consommation. Plusieurs eaux de forages au Burkina Faso ont leurs concentrations en nitrates supérieures à la norme recommandée (César et al., 2014; Kaboré et al., 2020; Kone et al., 2009; LEJEUNE & SAEED, 2019; MEA, 2019; MEE, 2001; Ouandaogo-Yameogo, 2008; Ouedraogo & Vanclooster, 2016; Rosillon et al., 2013). Malgré cela, ces ouvrages ne sont pas fermés en raison du manque d'eau dans certaines localités.

## Conclusion

L'analyse hydrochimie des eaux dans le bassin de Wedbila a permis de comprendre les caractéristiques des eaux et de mettre en évidence les interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines, ainsi que la recharge des eaux souterraines. L'état de pollution des eaux a été mis en exergue à travers les nitrates, qui sont un indicateur important de la qualité de l'eau.

En ce qui concerne l'aptitude des eaux pour l'agriculture, l'analyse a montré que les eaux sont douces et adaptées à cette utilisation. Cela est en accord avec plusieurs études qui ont démontré que l'hydrochimie est un outil essentiel pour caractériser qualitativement les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines ainsi que la recharge des nappes. L'infiltration étant mis en évidence dans la zone des seuils d'épandage, ce qui permet d'analyser l'effet de l'épandage instantané sur la recharge de la nappe.

### ANNEXE 3: Interprétation des données de slug tests réalisés



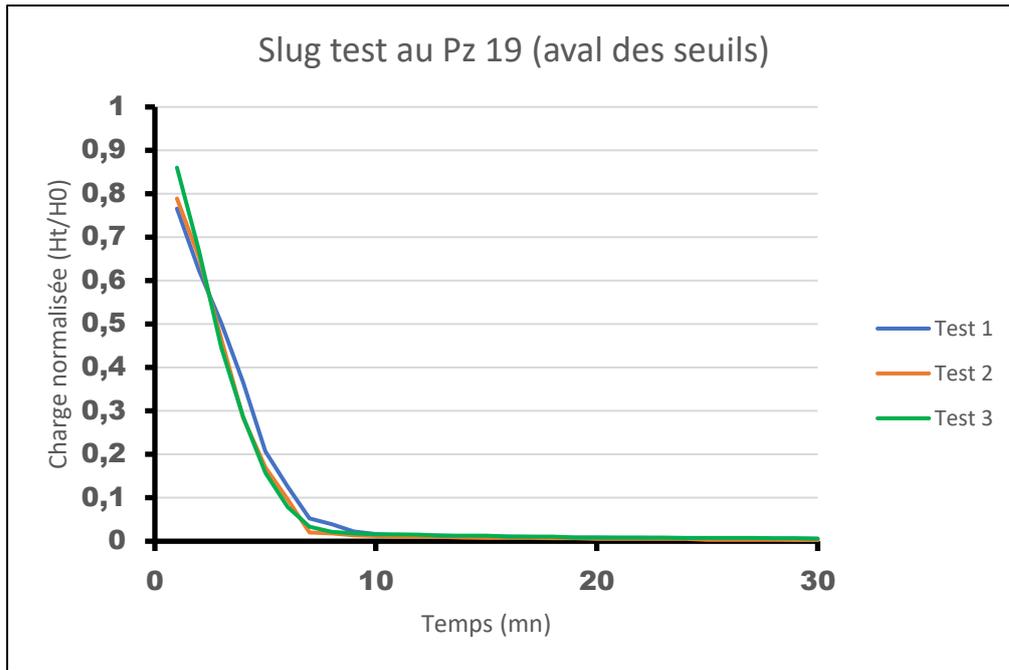
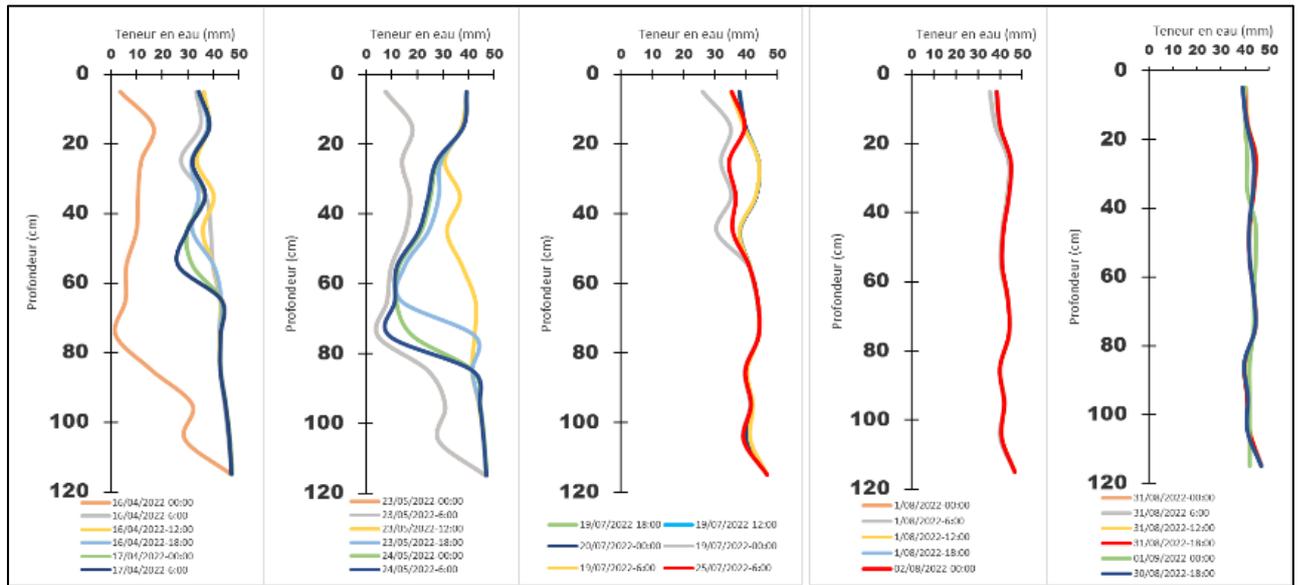
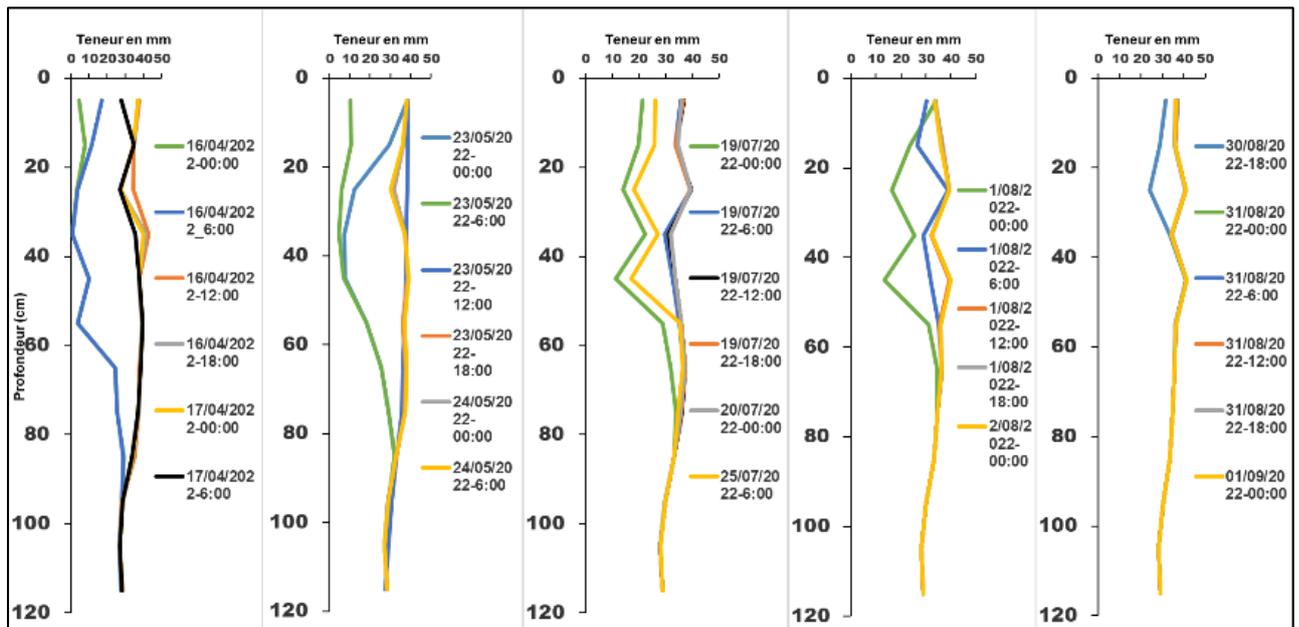


Figure A3. 1: Charges normalisées en fonction du temps dans les micro-piézomètres

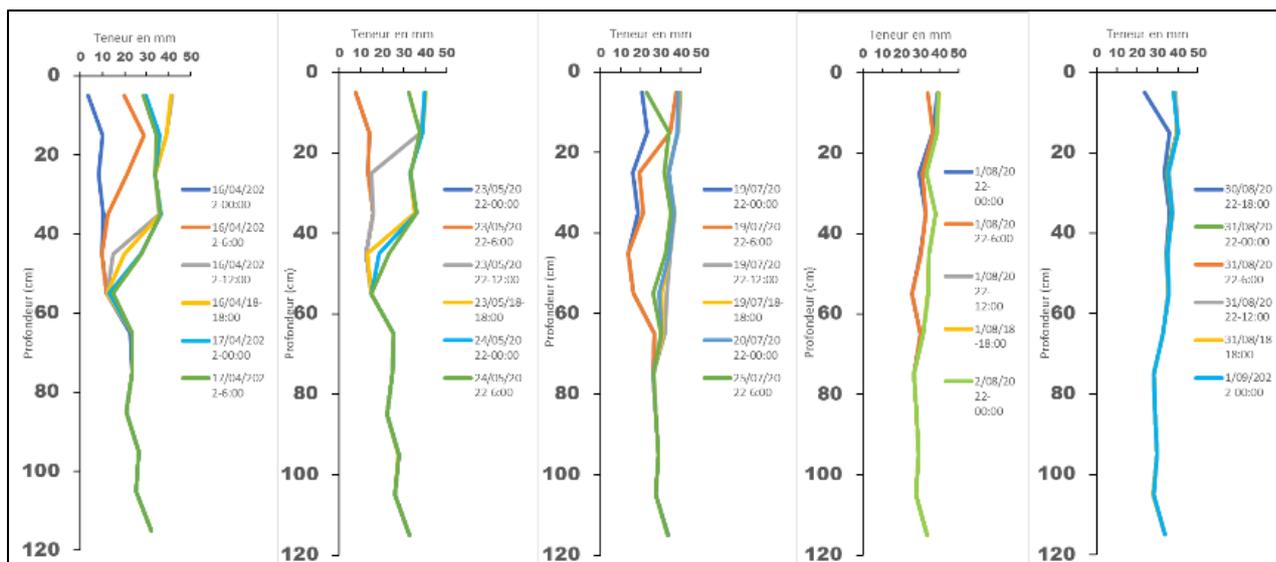
## ANNEXE 4: Front d'humidité dans le sol lors du passage d'une crue



entre les seuils



amont seuil 1



aval des seuils

Figure A4. 1 : profils de front d'humidité lors des différents épisodes d'épandage par site de mesure

## ANNEXE 5: Types de sols rencontrés et évolution de la teneur en eau du sol en fonction de la profondeur

### ➤ Caractéristiques morpho-pédologiques des unités de sols rencontrés

Trois classes de sols ont été identifiées sur le site expérimental (Tableau) :

- les sols à sesquioxydes de fer et de manganèse ;
- les sols brunifiés ;
- les sols peu évolués.

Parmi ces trois classes, six sous-groupes permettent de les décrire de manière plus détaillée. Les types de sols les plus représentés sur le site sont les sols ferrugineux tropicaux lessivés à taches et à concrétions, et les sols bruns eutrophes ferruginisés.

Tableau 4 : Répartition des unités pédologiques rencontrées

N°	Classes	Sous-groupes
1	Sols à sesquioxydes de fer et de manganèse	Sols ferrugineux lessivés à taches et à concrétion (FLTC)
		Sols ferrugineux lessivés hydromorphes (FLH)
		- sols ferrugineux lessivés indurés moyennement profond (FLIMP)
2	Sols brunifiés	Sols bruns eutrophes ferruginisés (BEF)
		Sols bruns eutrophes hydromorphes (BEH)
3	Sols peu évolués	Sols peu évolués d'apport alluvial, hydromorphes à texture grossière en surface

#### ✓ *Sols ferrugineux tropicaux lessivés à taches et à concrétions (FLTC)*

Ce sont des sols profonds de plus de 120 cm (**Photo1**). En surface, la couleur est brun jaunâtre clair à l'état sec, et brun jaunâtre foncé à l'état humide. En profondeur, la couleur devient gris brunâtre clair à l'état sec, et grise à l'état humide. Les taches d'oxydo-réduction sont peu nombreuses en surface (1 % en surface), puis augmentent avec la profondeur (30 % en moyenne, 40 % en profondeur). La texture est limono-argilo-sableuse en surface, puis limono-argileuse en profondeur. Les pores sont assez nombreux en surface et deviennent nombreux dans le reste du profil. Les racines sont peu nombreuses en surface et rares en profondeur. L'activité biologique est moyennement développée.



Photo 1 : Sol ferrugineux tropical lessivé à concrétions (Sawadogo, 2019)

✓ *Sols ferrugineux lessivés hydromorphes (FLH)*

Ce sont également des sols profonds d'environ 120 cm (**Photo 2**). La couleur matricielle est grise en surface et grisâtre en profondeur à l'état sec. Des taches blanchâtres de 3 à 40 % sont observées dans les premiers horizons, et 30 à 50 % de taches rouille en profondeur. La texture est limono-argilo-sableuse en surface et limono-argileuse en profondeur. Les pores sont nombreux sur l'ensemble du profil. Le système racinaire et l'activité biologique sont bien développés du sommet jusqu'en profondeur.



Photo 2: Sol ferrugineux lessivé hydromorphe (KABORE Fatoumata 2020)

✓ *Sols ferrugineux lessivés moyennement profond (FLIMP)*

Ce sont des sols dont la profondeur utile est de 50 cm (**Photo3**). La couleur matricielle est sombre en surface et jaunâtre en profondeur à l'état sec. La texture est limono-argilo-sableuse en surface et limono-argileuse en profondeur. Les pores sont nombreux sur tout le profil, et l'activité biologique est bien développée. On note la présence d'une cuirasse ferrugineuse à plus de 50 cm de profondeur.



Photo 3 : Sol ferrugineux lessivé moyennement profond (Goumbri Sylvain 2021)

✓ *Sols peu évolués d'apport alluvial, hydromorphes à texture grossière en surface*

Ce sont également des sols profonds de plus de 120 cm. La couleur matricielle est gris sombre en surface, jaunâtre au milieu, et blanchâtre en profondeur à l'état sec et humide. La texture est sablo-limoneuse en surface, sablo-argilo-limoneuse au milieu, et limono-argilo-sableuse en profondeur. Les pores sont nombreux sur tout le profil, le système racinaire et l'activité biologique sont bien développés en surface et au milieu, puis moyennement en profondeur.

✓ *Sols bruns eutrophes ferruginisés (BEF)*

Ce sont des sols profonds de plus de 100 cm (**Photo 4**), avec une texture fine limono-argileuse dans les 50 premiers cm, devenant argileuse en profondeur. La couleur matricielle est brune à brun foncé à l'état sec. Les pores sont peu nombreux, le système racinaire est bien développé en surface et au milieu, puis devient rare en profondeur. L'activité biologique est bien développée en surface et au milieu, puis moyenne en profondeur.

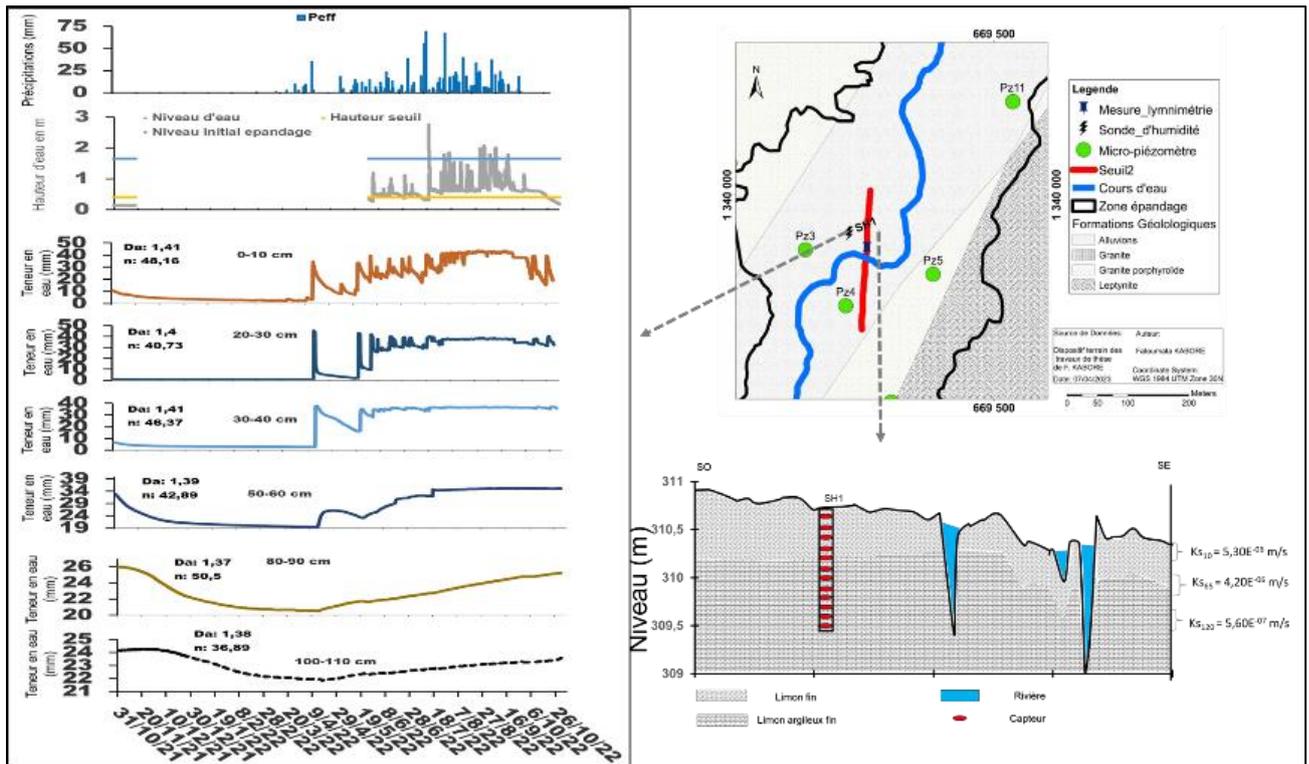


Photo 4: Sols bruns eutrophes ferruginisés (KABORE Fatoumata 2020)

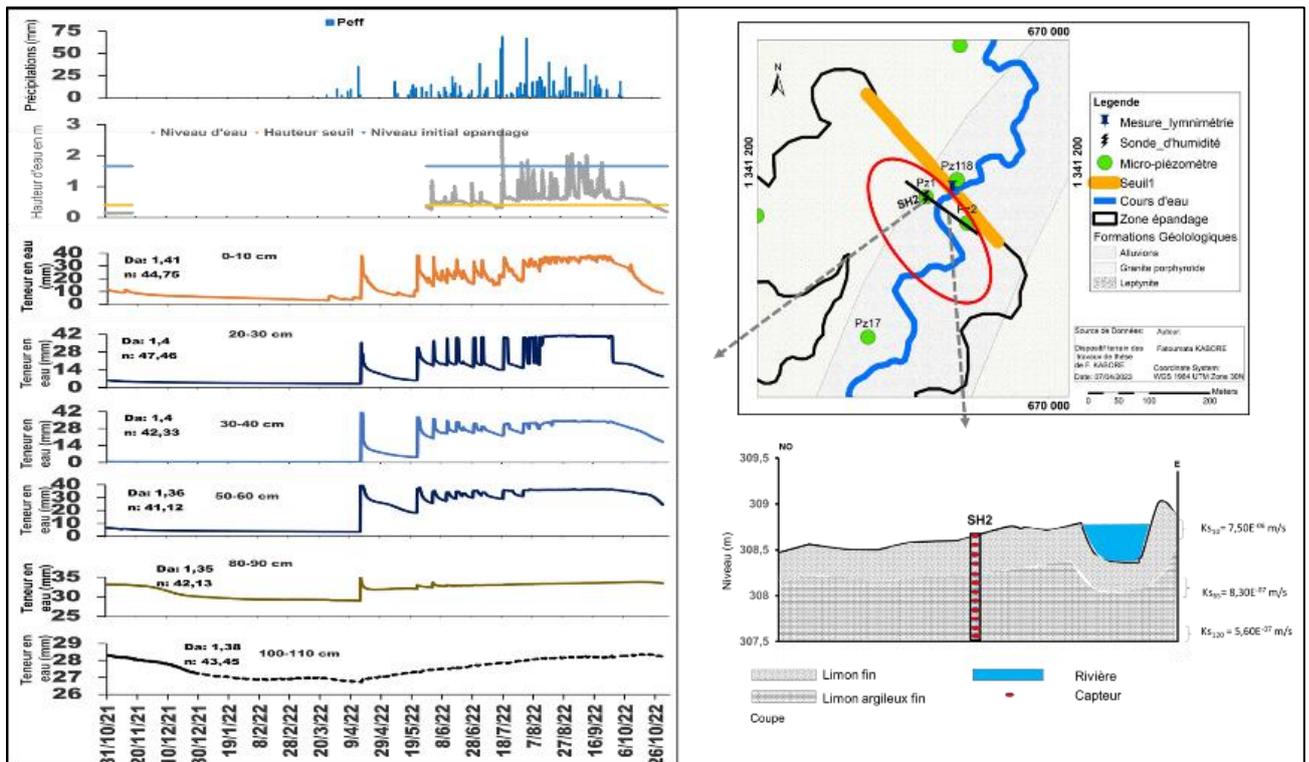
✓ *Sols bruns eutrophes hydromorphes (BEH)*

Ce sont également des sols profonds de plus de 100 cm. La couleur matricielle est noirâtre en surface, puis grisâtre en profondeur à l'état sec, et noirâtre à l'état humide. La texture est limono-argilo-sableuse en surface et devient argileuse en profondeur. La porosité est assez élevée. Le système racinaire est bien développé en surface, puis devient rare en profondeur. L'activité biologique est bien développée en surface, moyenne au milieu, et peu développée en profondeur.

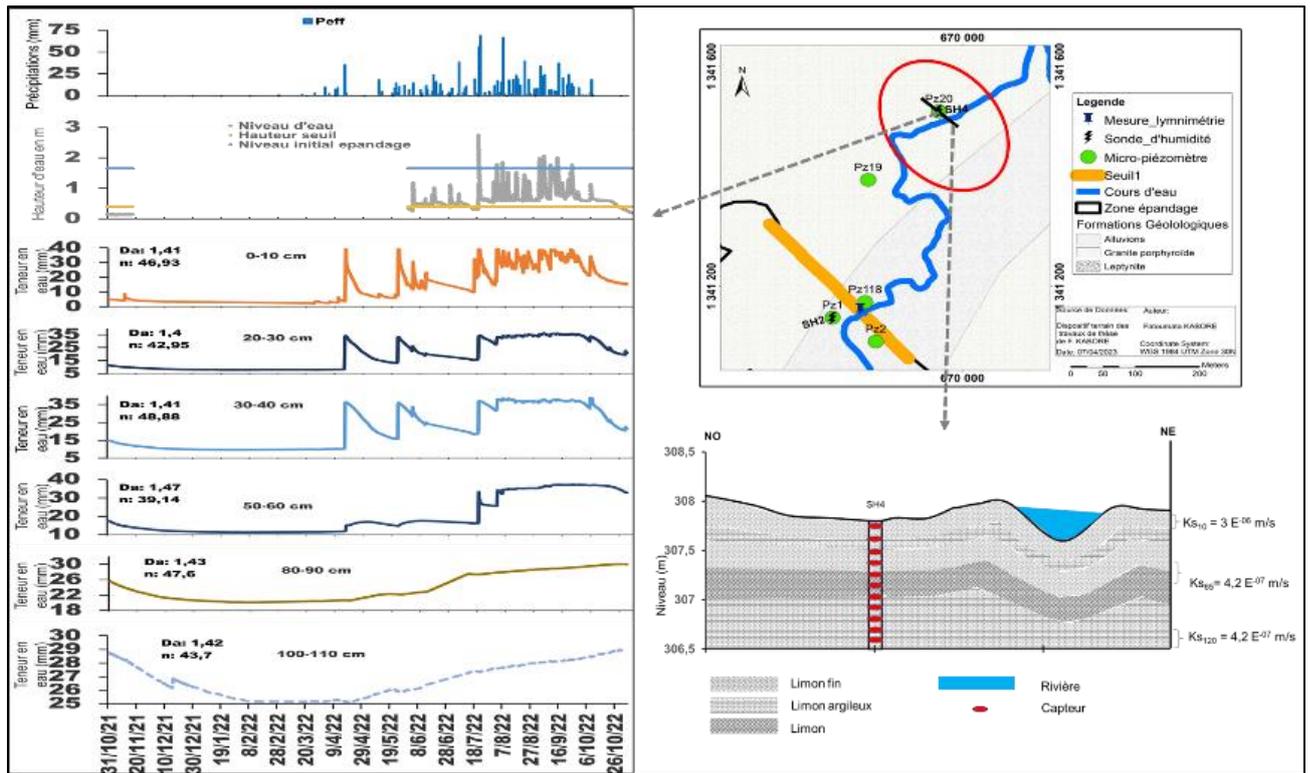
➤ **Evolution de la teneur en eau en fonction des sites de mesure**



amont seuil2



amont seuil1



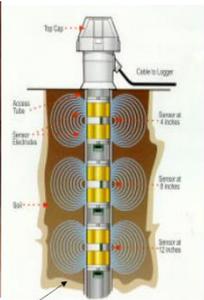
aval des seuils

Figure A5. 1: Evolution des teneurs en eau et coupe schématique du sol par site de mesure

**ANNEXE 6: Photos lors des activités sur le terrain (Fatoumata KABORE)**



Sonde d'humidité drill & drop



Mesure de  $K_{sat}$ : méthode Muntz



Mesure de  $D_a$ : méthode au densitomètre



Apport d'eau sur le site



Visite terrain des autorités communales et administratives



Equipe terrain



Secours véhicule embourbé



ERT



Echelle limnimétrique



Réalisation de piézomètre et mesure de la profondeur du niveau d'eau





Installation sonde d'humidité



Fouilles pédologiques



Levée topographique du seuil



Contrefort et ailes seuil



Epandage sur les berges



Epandage/inondation  
des terres hautes