

Université de Liège (ULG)

Faculté des Sciences Appliquées - Département ArGEnCo

Architecture, Géologie, Environnement et constructions Secteur GEO³

Géotechnologies, Hydrogéologie, Prospection Géophysique

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)

Thèse de doctorat

présentée par Elie Serge Gaëtan SAURET

en vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences de l'Ingénieur

Soutenue devant le jury composé de :

F. NGUYEN, Université de Liège (Belgique) – Président

S. BROUYERE, Université de Liège (Belgique) – Promoteur

A. BIAOU, Fondation 2IE (Burkina Faso) – Co-promoteur

A. DASSARGUES, Université de Liège (Belgique) – Co-promoteur

B. TYCHON, Université de Liège (Belgique)

P. GOMBERT, INERIS (France)

J. DEROUANE, DGRNE (Belgique)

13 Juin 2013



Résumé

Au sud-ouest du Burkina Faso, dans le bassin du Kou, se déploie le long des aménagements hydro-agricoles existants une plaine alluviale dont les ressources en eaux souterraines pourraient constituer une alternative aux eaux de surface pour l'irrigation agricole en saison sèche. Afin d'étudier ces ressources en eaux souterraines et leur caractère exploitable et renouvelable, l'approche adoptée a consisté en (i) la caractérisation physique et hydrodynamique de la plaine alluviale, (ii) la quantification des apports et sorties d'eau dans la plaine alluviale, (iii) la quantification des flux d'eau échangés entre la plaine alluviale et les autres réservoirs que sont la rivière Kou et les aquifères sédimentaires du bedrock et, in fine, (iv) l'établissement d'un bilan hydrogéologique pour la plaine alluviale en vue d'évaluer son potentiel d'irrigation. L'étude cartographique des hétérogénéités latérales et verticales de la plaine alluviale a montré qu'en aval des sources de Nasso/Guinguette, elle a une extension moyenne de 300 à 500 m de part et d'autre des rives du Kou. Au centre du bassin, la plaine alluviale est constituée de dépôts argilo-sableux de faible épaisseur (<15 m) tandis qu'à l'aval, elle est formée d'argiles, de latérites et de bedrock altéré d'épaisseur relativement importante (15 à 45 m). Les dépôts argilo-sableux constituent un aquifère peu perméable ($K=10^{-5}$ m/s) drainé toute l'année par le Kou (tronçon drainant), tandis que les dépôts en aval du bassin forment un aquifère superficiel relativement perméable ($K=10^{-4}$ m/s) qui draine toute l'année les eaux du Kou (tronçon perdant). Les échanges d'eau entre la plaine alluviale et le Kou ont été quantifiés par des bilans en eau effectués sur plusieurs tronçons de la rivière. Les mesures directes par *seepage meters* sur le lit du Kou ont permis de déterminer les tronçons drainants et perdants de la rivière. L'analyse hydrochimique d'échantillons d'eau prélevés dans le Kou, le bedrock et les sources a révélé (i) qu'il existe des échanges d'eau entre la plaine alluviale et le bedrock et (ii) que les eaux du Kou sont directement alimentées par le bedrock ou indirectement via les sources et la plaine alluviale, cette alimentation étant facilitée par le système de fractures du bassin. Sur le plan hydrogéologique la plaine alluviale se comporte comme un « réservoir capacitif » avec une fonction de stockage – drainage. En saison sèche, elle stocke l'eau souterraine logée dans le bedrock et la décharge dans le Kou. En aval de la zone d'étude où elle draine le Kou, la plaine alluviale emmagasine un stock important d'eau intensément exploité en saison sèche pour l'irrigation agricole.

Mots clés : plaine alluviale, géomorphologie, hydrochimie, interaction eau de surface-eau souterraine, modèle conceptuel, Burkina Faso

Abstract

The Kou river, located in the south-west of Burkina Faso, is intensively exploited for crop irrigation. However, groundwater of the alluvial plain of the Kou river could constitute an alternative to surface water for crop irrigation during the dry season. The objective of the present thesis is to study the alluvial aquifer of the Kou river using a approach for (i) characterizing the physical and the hydrodynamic properties of the alluvial plain, (ii) quantifying inflow and outflow in the alluvial plain, (iii) quantifying exchanged fluxes between the alluvial plain and the other reservoirs such as the Kou river and the sedimentary bedrock aquifer, and finally, (iv) calculating a groundwater balance for the alluvial plain for evaluating the volume of water available for crop irrigation. The study of the map showing the lateral and vertical heterogeneity of the alluvial plain indicates that its width is about 300 to 500 m on each side of the Kou river downstream of the Nasso/Guinguette springs. While in the centre of the catchment, the alluvial plain is constituted of clay and sand with a maximum thickness of 15 m, downstream of the catchment, the alluvial plain is constituted of clay, laterite, and weathered bedrock with a thickness of 15 to 45 m. The clayey-sandy sediments in the centre of the catchment constitute a low permeable aquifer ($K=10^{-5}$ m/s) drained by the Kou river all over the year (gaining section of the river). Conversely, the sediments downstream of the catchment constitute a shallow relatively permeable aquifer ($K=10^{-4}$ m/s) that drains the Kou river all over the year (losing section of the river). Water exchange between the alluvial plain and the Kou river has been quantified by water balances performed for several sections of the Kou river. Additionally, gaining and losing sections of the Kou river have been determined by direct measurements performed with seepage meters. The hydrochemical analyses performed on samples from the Kou river, the bedrock, and the springs have shown that (i) groundwater is exchanged between the alluvial plain and the bedrock, and that (ii) Kou river is directly fed by the bedrock or indirectly through springs and alluvial plain, this power supply is facilitated by the system of fractures. The alluvial plain of the Kou river is a groundwater reservoir with a storage-drainage function. During the dry season, the alluvial plain stores groundwater coming from the bedrock and discharges it into the Kou river. Conversely, downstream of the catchment, the Kou river is drained by the alluvial plain that stores of important water resources intensively exploited for crop irrigation.

Keywords: alluvial plain, geomorphology, hydrogeochemistry, interaction between river-groundwater, conceptual model, Burkina Faso

Seigneur Dieu, à toi la gloire et la puissance pour tous tes bienfaits dans ma vie.
Leur nombre est grand et en voici un de plus, cette thèse de doctorat. Merci
Infiniment.

Dédicaces

Je dédie ce travail à :

Mon défunt père,

Ma formidable maman,

Mes deux princesses : Leticia et Elina,

Mes adorables frères et sœurs : Ariane, Catherine, Evariste, Daniel et Amélie

A ma belle famille Sakana Tembvia,

A mon oncle Songnaba Arsène et famille,

A ma seconde famille : Tuzzolino Salvatore,

A mon cher tonton Marc Sawadogo,

A ma tante Rody et sa famille,

A ma grand-mère,

A mes oncles, tontons, tantines, cousines, cousins, neveux et nièces....

Remerciements

Au terme de ce travail, il m'est très agréable de remercier tous ceux qui m'ont apporté une aide précieuse à l'élaboration de ce document.

Je remercie mon promoteur, **Dr. Serge Brouyère** pour l'encadrement et la formation académique reçus. Votre rigueur scientifique, vos suggestions pertinentes et votre souci de l'excellence et du travail bien fait ont donné à cette thèse un contenu scientifique avéré. Par ailleurs vous aviez mis à ma disposition au sein du Projet Eaux Souterraines des moyens logistiques et didactiques. Je vous serai à jamais reconnaissant. Infiniment merci.

Au **Pr. Alain Dassargues**, Co-promoteur de cette thèse, un grand merci pour m'avoir accueilli dans votre laboratoire et permis de mener à bien ce travail. Merci également pour la très grande clarté du cours « d'hydrogéologie et modélisation des réservoirs souterrains ».

Au **Dr. Angelbert Biaou**, Co-promoteur de cette thèse, merci d'avoir orienté mes débuts dans la recherche. Vos observations et conseils m'ont guidé dans ces travaux. Je vous exprime ma profonde reconnaissance.

Au **Pr. Frédéric Nguyen**, merci pour le matériel de géophysique et l'assistance dont j'ai pu bénéficier à Bobo-Dioulasso. Vous aviez accepté présider ce jury, je vous suis reconnaissant.

Au **Pr. Bernard Tychon**, merci pour la parfaite collaboration avec les membres de votre laboratoire et du projet GEeau. Merci d'avoir accepté de siéger dans le jury et m'apporter des corrections à même d'enrichir considérablement le présent document. Merci à vous.

Au **Dr. Philippe Gombert**, vous faites parti des pionniers qui ont étudié l'hydrogéologie du bassin du Kou, merci pour les notes, rapports, documents rédigés qui m'ont été utiles. C'est un grand honneur que vous acceptiez de corriger mon travail.

A Mr **Johan, Derouane**, vous aviez toujours répondu présent à toutes mes sollicitations. Merci d'avoir accepté de siéger dans le jury et de m'apporter vos corrections et remarques.

Je tiens à remercier chaleureusement le **Dr. Philippe Orban**, pour sa constante disponibilité, son assistance et ses encouragements soutenus dans l'élaboration de ce document. Vous resterez à jamais un modèle pour moi.

Je voudrais, adresser mes vifs remerciements à la WBI pour la bourse d'étude dont je suis un heureux bénéficiaire sans laquelle ce travail n'aurait pas pu être réalisé. Je remercie en particulier messieurs Joël Decharneux, Eric Vandelook et mesdames Anne Marie Geens et Dorothee Hauquier pour la gestion de mon dossier.

Ce travail a été rendu aussi possible grâce à la collaboration étroite avec la Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins, les membres des Projets GEeau, Eaux Souterraines, de l'AEDE, de l'ONEA et de PADI-BF 101. A ce titre je tiens à remercier Joost Wellens, Paul Apouri, Farid Traoré, Nestor Compaoré, Clavère Bado, Martial Nitchou, Midekor Akoly, Laurent Dalla, Lacina Sanou, Denis Dakouré et Diallo Mamadou.

Je tiens particulièrement à remercier Mrs. Nicolas Gardin, Alfred Bado, Ahmed Kam qui m'ont accompagné jour et nuit sur le terrain pour la collecte des données. Sans vous ce travail aurait été difficile réalisable.

Je remercie toute l'équipe des professeurs Alain Dassargues et Frédéric Nguyen, de même que le personnel administratif de GEO³, j'ai nommé Pierre Briers, Jean, Emilie, Marcelin, Batore, Maman Sani, David, Tanguy, Thomas, Ingrid, Fabien, Natalia, Pierre Jamin, Juan, Julie, Aziz, Maguette, Joël, Antoine, Nadia, Martine et Christiane.

Au Dr. Diakher Helène Madioune merci infiniment pour le compagnonnage durant ces six ans dans la fraternité et les débats scientifiques nourris.

Aux familles Tuzzolino, Mezzouisso, Faza vous m'aviez admis parmi vous comme un frère, vous aviez prié pour moi. Vous resterez gravé au fonds de mon cœur à jamais. Merci infiniment.

A mes pasteurs, Ouédraogo Michèle et Guy Guy Lebah, vous m'aviez accompagné dans vos prières au quotidien, que Dieu vous fasse prospérer à tous égards et bénisse vos assemblées.

A vous tous mes amis : Paul, Guibla, Daniel, Vincent Purroy, Bernard, Mougda et famille, Ibrahim, Florence, Mickey, Pasgo, Mme Ouédraogo, Hermann.... Merci pour votre soutien.

Enfin, je tiens à remercier tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à l'élaboration dudit document, dont les noms n'ont pu être cités. Puisse le Dieu tout puissant vous accorder sa grâce selon l'immensité de sa bonté.

Liste des communications scientifiques

Sauret E., Nitcheu M., 2013. Design and testing of a traditional seepage meter for the study of interactions between a river and underlying aquifer in the agriculture irrigated context (Saharan Africa). **ICABR du 18 au 21 juin 2013 à Ravello (Amalfi Coast – Italy). A venir**

Sauret E., Beaujean J., Nguyen F., Wildemeersch S., Babaye A., Brouyère S., 2012 Apport de la géophysique à la caractérisation amont – aval des dépôts alluviaux dans le bassin du kou au Burkina Faso. Colloque International Science, Education et Technologie pour le Développement de l’Afrique 30/10/2012 au 03/11/2012. COPED et ANTS – Sénégal

Babaye A., Ousmane B., Orban P., Durant V., Sauret E., Michelot J.L., Dassargues A., 2012. Evaluation qualitative et quantitative des ressources en eau souterraines dans le bassin de Dargol (Liptako – Niger). Colloque International Science, Education et Technologie pour le Développement de l’Afrique 30/10/2012 au 03/11/2012. COPED et ANTS – Sénégal

Sauret E., Gardin N., Kam A., Brouyère S., Derouane J., Diallo M., 2011. Appui à la gestion et à la protection des ressources en eaux souterraines exploitées dans la région de Bobo Dioulasso (Burkina Faso) – mise en place d’une base de données spatiales. Séminaire doctoral Sur les systèmes d’information géographique dans les PED - 2011 - Université Libre de Bruxelles (ULB)

Derouane J., Wellens J., Gardin N., Diallo M., Traoré F., Sauret E., Brouyere S., Tychon B. 2011. Promouvoir des approches innovantes de recherche-développement en matière de GIRE au Burkina Faso. Colloque GIRE, ULG Campus Arlon, 16 novembre 2011

Beaujean J., Nguyen F., Sauret E., Gardin N., Wildemeersch S., Brouyère S., 2010 : Prospection géophysique de la nappe alluviale dans la région de Bobo Dioulasso – Burkina Faso. Rapport de recherche externe. ORBI- Université de Liège (ULG), Belgique

Sauret E., Brouyère S., Gardin N., Derouane J., Biaou A., 2009 : Contribution à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système aquifère dans le bassin du Kou (Sud Ouest du Burkina Faso). Communication orale, Journ., Scientf, de la fondation 2iE/Ouagadougou, Burkina Faso

Kam A., Gardin N., Biépoudé P., Thomas L., Brouyère S., Sauret S., 2009 : utilisation d’un modèle physiquement basé pour la cartographie de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères souterrains dans la région de Bobo Dioulasso. Communication orale, Journ., Scientf, de la fondation 2iE/Ouagadougou, Burkina Faso.

Tables de matières

PARTIE I : CONTEXTE GENERAL.....	19
CHAPITRE I : INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	20
I.1. CONTEXTE GENERAL ET PROBLEMATIQUE	20
I.2. OBJECTIF DE LA THESE.....	21
I.3. OBJECTIFS SPECIFIQUES	21
I.4. PLAN DE REDACTION DE LA THESE	21
CHAPITRE II : PRÉSENTATION DU BASSIN DU KOU ET DE LA ZONE D'ÉTUDE	23
II.1. PRESENTATION DU BASSIN DU KOU	23
II.1.1. Localisation du bassin	23
II.1.2. Contexte climatique	24
II.1.3. Relief.....	25
II.1.4. Sols	26
II.1.5. Géologie générale du bassin du Kou.....	27
II.1.6. Contexte hydrogéologique	29
II.2. CARACTERISTIQUES DE LA ZONE D'ETUDE.....	29
II.3. USAGERS DES RESSOURCES EN EAU ET CONCURRENCES	31
II.4. GENERALITES SUR LES INTERACTIONS EAUX DE SURFACE – EAUX SOUTERRAINES – METHODOLOGIE D'ÉTUDE DE LA PLAINE ALLUVIALE.....	33
II.4.1. Généralités sur les échanges eaux de surface – eaux souterraines	33
II.4.2. Sens et direction des écoulements entre rivière et eaux souterraines	33
II.4.3. Méthodes de quantification des interactions eaux de surface – eaux souterraines.....	34
II.4.4. Méthodologie d'étude de la plaine alluviale du Kou	38
PARTIE II: CARACTERISATION PHYSIQUE ET HYDRODYNAMIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE.	44
CHAPITRE III : CARACTÉRISATION PHYSIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE	45
III.1. OBJECTIF.....	45
III.2. CARTOGRAPHIE DE LA PLAINE ALLUVIALE PAR APPROCHE HYDROGEOMORPHOLOGIQUE	45
III.2.1. Généralités sur les plaines alluviales	45
III. 2.2. Principes et méthodologie.....	46
III.2.3. Mise en œuvre	46
III.2.4. Présentation des résultats.....	49
III.3. APPORT DE LA PROSPECTION GEOPHYSIQUE A LA CARACTERISATION DES DEPOTS DE LA PLAINE ALLUVIALE.....	58
III.3.1. Introduction	59
III.3.2. Materials and methods	60

The 1D fundamental frequency f_0^V linked to the soil resonance, depends of the wave velocity (V_s) of the upper layer and on its thickness (h) (Ibs-von Seht, 1999; Nakamura, 1989):.....	60
ERT data.....	63
H/V data	63
III.3.3. Results and discussions.....	64
III.3.4. Partial conclusion	67
CHAPITRE IV : CARACTÉRISATION DE L’HYDRODYNAMISME DE LA PLAINE ALLUVIALE.....	77
IV.1. OBJECTIF.....	77
IV.2. SUIVI PIEZOMETRIQUE DANS LA PLAINE ALLUVIALE	77
IV.2.1. Réseau de mesures.....	77
IV.2.2. Directions d’écoulement de la plaine alluviale.....	79
Site de Kapkodougou (localité de Nasso).....	79
Site de Diaradougou N°2 (localité de Diaradougou)	80
IV.2.3. Suivi en continu des niveaux piézométriques de la plaine alluviale et des niveaux d’eau du Kou .	82
IV.2.4. Suivi en continu des niveaux piézométriques de la plaine alluviale et du bedrock	88
IV.2.5. Conclusion partielle.....	89
IV.3. ESSAIS DE POMPAGE ET SLUG TESTS DANS LA PLAINE ALLUVIALE	89
IV.3.1. Localisation et mise en œuvre	89
IV.3.2. Méthode d’interprétation.....	90
IV.3.3. Résultats des essais de pompages	94
IV.4. CONCLUSIONS DE CE CHAPITRE.....	100
PARTIE III : QUANTIFICATION DES APPORTS ET SORTIES D’EAU DANS LA PLAINE ALLUVIALE ET DES ECHANGES DE FLUX D’EAU ENTRE LA PLAINE ALLUVIALE, LE KOU ET LE BEDROCK	101
CHAPITRE V : ESTIMATION DES PRÉLÈVEMENTS AGRICOLES D’EAU SOUTERRAINE DANS LA PLAINE ALLUVIALE ET QUANTIFICATION DE LA RECHARGE DIRECTE PAR LES EAUX DE PLUIE	102
V.1. OBJECTIFS	102
V.2. ESTIMATION DES PRELEVEMENTS AGRICOLES D’EAU SOUTERRAINE DANS LA PLAINE ALLUVIALE	102
V.2.1. Démarche méthodologique	102
V.2.2. Mise en œuvre : inventaire des ouvrages et équipements hydro-agricoles	103
V.2.3. Calcul des volumes d’eau souterraine pompés dans la plaine alluviale	106
V.2.4. Estimation des besoins en eau des plantes	107
V.2.5. Conclusion de ce chapitre	109
V.3. APPORTS D’EAU DANS LA PLAINE ALLUVIALE PAR LA RECHARGE DIRECTE DES EAUX DE PLUIES	110
V.3.1. Etudes antérieures sur la recharge à l’échelle du Burkina Faso et du bassin du Kou	110
V.3.2. Choix et justification des méthodes utilisées dans cette étude	112
V.3.3. Les paramètres du bilan hydrologique	113

V.3.4. Résultats du bilan hydrologique	122
V.3.5. Critiques des résultats et conclusions de ce chapitre	124
CHAPITRE VI: QUANTIFICATION DES FLUX D'EAU ÉCHANGÉS ENTRE LA PLAINE ALLUVIALE, LE KOU ET LE BEDROCK	126
VI.1. QUANTIFICATION DES ECHANGES D'EAU ENTRE LA PLAINE ALLUVIALE ET LE KOU	126
VI.1.1. Bilan d'eau à l'échelle de la rivière	126
VI.1.2. Mesures directes ponctuelles sur la rivière Kou par seepage meter	138
VI.2. APPORT DE L'HYDROCHIMIE A LA COMPREHENSION DES ECHANGES D'EAU ENTRE LA RIVIERE KOU ET LES EAUX SOUTERRAINES	144
VI.2.1. Localisation des prélèvements.....	144
VI.2.2. Traitement des données et présentation des résultats	146
VI.3. ESSAIS DE POMPAGE BEDROCK - PLAINE ALLUVIALE.....	156
VI.3.1. Localisation et mise en œuvre	156
VI.3.2. Hypothèses	158
VI.3.3. Méthode d'interprétation de Walton.....	159
PARTIE IV : EQUATION BILANTAIRE ET MODELE DE FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE- DISCUSSIONS, CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	
CHAPITRE VII : RÉSOLUTION DE L'ÉQUATION BILANTAIRE ET MODÈLE CONCEPTUEL DU FONCTIONNEMENT DE LA PLAINE ALLUVIALE	165
CHAPITRE VII : RÉSOLUTION DE L'ÉQUATION BILANTAIRE ET MODÈLE CONCEPTUEL DU FONCTIONNEMENT DE LA PLAINE ALLUVIALE.....	166
VII.1. OBJECTIF	166
VII.2. RAPPEL DE L'ÉQUATION BILAN DES VARIATIONS D'EAU DANS LA PLAINE ALLUVIALE.....	166
VII.2.1. Formulation.....	166
VII.2.2. Période pour laquelle les termes du bilan sont estimés	167
VII.2.3. Paramètres d'entrée de l'équation de bilan des variations d'eau dans la plaine alluviale	168
VII.3. SOLUTION DE L'ÉQUATION BILANTAIRE DE LA PLAINE ALLUVIALE	168
VII.4. MODELE DE FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE.....	170
VII.5. APPORT DU BILAN EN EAU DE LA PLAINE ALLUVIALE DANS LA COMPREHENSION DES CONFLITS DES USAGES EN EAU DANS LE BASSIN DU KOU	172
CHAPITRE VIII : DISCUSSION GÉNÉRALE – CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	175
VIII.1. PRINCIPAUX RESULTATS.....	175
VIII.2. AMELIORATIONS DES DIFFERENTES APPROCHES EMPLOYEES POUR L'ETUDE DE LA PLAINE ALLUVIALE	176
VIII.2.1. Cartographie des hétérogénéités des dépôts de la plaine alluviale.....	176
VIII.2.2. Etude de l'hydrodynamisme de la plaine alluviale	177
VIII.2.3. Quantification des prélèvements agricoles d'eau souterraine dans la plaine alluviale.....	177

VIII.2.4. Estimation de la recharge.....	177
VIII.2.5. Quantification des échanges d'eau entre le Kou, la plaine alluviale et le bedrock	178
VIII.2.6. Apport de l'hydrochimie à la compréhension des interactions Kou, bedrock et plaine alluviale	178
VIII.2.7. Quantification des transferts d'eau entre la plaine alluviale et le bedrock.....	178
VIII.3. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	179
ANNEXES	

Listes des figures

Figure II.1. Présentation du bassin du Kou et de son réseau hydrographique	23
Figure II.2. Les 3 zones climatiques au Burkina Faso de 1961 à 1990 (Direction nationale de la météorologie)	24
Figure II.3. Modèle Numérique de terrain du bassin du Kou.....	26
Figure II. 4. Les différents sols du bassin du Kou.....	27
Figure II.5. Géologie détaillée du bassin du Kou.....	28
Figure II.6. Localisation de la zone investiguée dans le bassin du Kou.....	30
Figure II.7. Structure de la concurrence des usages des ressources en eau en aval des sources de Nasso/Guinguette dans le bassin du Kou (sources de PESO et GEeau de 2005 à 2011).....	32
Figure II.8. a) rivière drainante, b) gradient d'écoulement des eaux souterraines vers la rivière (Winter, 1999) .	34
Figure II.8. c) rivière infiltrante, d) gradient d'écoulement de la rivière est vers les eaux souterraines (Winter, 1999).....	34
Figure II.9. Nombre de citations relatives aux interactions « eaux de surface – eaux souterraines » (Fleckenstein et al., 2010).....	35
Figure II.10. Schématisation de l'interaction rivière – aquifère dans Modflow.....	37
Figure II.11. Conceptualisation des relations entre la plaine alluviale, le Kou et le bedrock (pour les légendes voir dans le texte)	39
Figure III.1. Les unités géomorphologiques d'une plaine alluviale (Ballais et al., 2005).....	46
Figure III.2. Etape de la cartographie minute réalisée au bureau.....	47
Figure III.3. Localisation des profils géomorphologiques dans la zone d'étude.....	48
Figure III.4. Principes de la cartographie par topo-séquence.....	49
Figure III.5. Les différentes unités géomorphologiques du bassin du Kou.....	50
Figure III.6. Les différentes unités géomorphologiques de la zone d'étude et aperçu de quelques coupes caractéristiques	51
Figure III.6. a) Eboulement et ensablement des berges à Kokoroué, b) Erosion régressive des berges à Dinderesso	52
Figure III.7. a) Transition lit mineur-moyen, b) micro butte sableuse sur le lit moyen (Kokoroué).....	53
Figure III.8. Lit majeur, moyen et majeur exceptionnel fusionnés et humides	53
Figure III.9. Butte gréseuse avec épandage de blocs et de cailloutis à Nasso.....	55
Figure III.10. (a) Largeur moyenne de la plaine alluviale par site et (b) sur chaque rive du Kou.....	56
Figure III.11. Evolution de la largeur de la plaine alluviale sur le transect cartographique en fonction de la largeur du lit mineur pour une profondeur supposée constante à 2 m	57
Figure III.12. a) Map of Burkina Faso, b) Position of study area, b) Geology cross section at Nasso.....	68
Figure III.13. Some monitoring network: (a) micropiezometers and (b) piezometer logs co-located on the physical profiles.....	69
Figure III.14. Histogram of the repeated errors for all profile (synthesis) – Statistical parameters analysis	70
Figure III.15. Typical H/V profile at describe the curves. ERT05 profile of Diaradougou site.....	71
Figure III.16. Top) Resonant frequency and corresponding thickness of alluvial plain; bottom) Resistivity model of profiles ERT01 and ERT02 of alluvial plain thickness derived from HV SR (moiled big dots)	72

Figure III.17. Top) Resonant frequency and corresponding thickness of alluvial plain; bottom) Resistivity model of profiles ERT0, ERT06 and ERT07 of alluvial plain thickness derived from HV SR (moiled big dots) .	73
Figure III.18. Top) Resonant frequency and corresponding thickness of alluvial plain; bottom) Resistivity model of profiles ERT0, ERT06 and ERT07 of alluvial plain thickness derived from HV SR (moiled big dots) .	74
Figure III.19. Conceptual models of alluvial deposits and bedrock depth variation of five study sites according to ERT and H/V results.....	75
Figure III.20. Distribution of hydraulic conductivity values of the study area alluvial plain (Belgian water project in Burkina Faso 2011)	76
Figure IV.1. Localisation des ouvrages de monitoring en continu dans la plaine alluviale	78
Figure IV.2. Piézométrie de la plaine alluviale aux sites de Kapkodougou (a) et Diaradougou N°2 (b). Les altitudes du Kou sont en bleu sur le tracé de la rivière	81
Figure IV.3. Evolution comparée des niveaux d'eau dans la rivière Kou et la plaine alluviale aux sites de Kapkodougou, Diaradougou N°2, Diaradougou Canal et Badara	83
Figure IV.4. Analyse corrélatoire des variations des niveaux piézométriques de la plaine alluviale et les niveaux d'eau du Kou.	85
Figure IV.5. Relation entre la distance à la rivière et le coefficient de corrélation (R(k))	86
Figure IV.6. Analyse corrélatoire entre les variations des niveaux piézométriques de la plaine alluviale et les précipitations.	87
Figure IV.7. (a) Evolution comparée et (b) analyse corrélatoire entre le niveau piézométrique du bedrock et de la plaine alluviale au site de Kapkodougou.	88
Légende : R(k) est le coefficient de corrélation et K(h) k étant le temps de corrélation	88
Figure IV.8. a) Localisation des essais de pompage et slug tests réalisés b) pompage dans un puisard agricole, et slug test dans un micropiézo-mètre (phase de retrait d'eau)	90
Figure IV.9. Schéma du principe d'un slug test dans un puits recoupant partiellement une nappe libre	92
Figure IV.10. Schema du principe d'un pompage dans un puits à grand diamètre recoupant partiellement une nappe libre	92
Figure IV.11. Slug tests (répétés deux à trois dans chaque ouvrage)	95
Figure IV.12. Allures des courbes d'essai de pompages par palier de débit dans les puisards agricoles	96
Figure IV.13. (a) Valeurs de Transmissivité et (b) conductivité hydraulique obtenues dans les puisards agricoles selon la méthode d'interprétation de Streltsova et Boulton.....	99
Figure IV.14. Distribution des valeurs de conductivité hydraulique et de transmissivité de la plaine alluviale ...	99
Figure IV.15. Zonalité de la transmissivité de la plaine alluviale	100
Figure V.1. Inventaire des ouvrages, équipements hydro-agricoles et parcelles agricoles	104
Figure V.2. a) Localisation des ouvrages agricoles (puits et puisards), b) Principales cultures pratiquées dans la plaine alluviale de Nasso à Badara	105
Figure V.3. Temps de pompage journalier dans les puisards par type de culture agricole	106
Figure V.4. Besoins en eau des cultures dominantes pendant la contre saison suivant leur stade végétatif	108
Figure V.5. Comparaison des besoins en eau cumulés des principales cultures et des volumes totaux prélevés dans les puisards agricoles.....	109
Figure V.6. Principales composantes du cycle de l'eau et paramètres du bilan hydrologique	113

Figures V.7. Localisation des stations climatiques dans le bassin du Kou.....	114
Figure V.8. Moyennes mensuelles de la pluviométrie de 1961 à 2010.....	114
Figure V.9. Indices pluviométriques standardisés sur la période 1961 – 2010.....	115
Figure V.10. Evolution des moyennes mensuelles des paramètres climatiques : température, insolation, humidité relative, vitesse du vent de 1960 à 2010 à la station de Bobo-Dioulasso	116
Figure V.11 Evolution annuelle de l'évapotranspiration potentielle selon les méthodes de FAO 56 de Penman Montheih (ETP _p) et Thornthwaite (ETP _{th}) de 1961 à 2010	119
Figure V.12. Evolution mensuelle de l'évapotranspiration potentielle moyenne selon les méthodes de FAO 56 de Penman Montheih (ETP _p) et Thornthwaite (ETP _{th}) comparée aux précipitations de 1961 à 2010.....	120
Figure V.13. Evolution annuelle des différents termes du bilan calculés sur base des ETP de Thornthwaite et de FAO 56 Penman-Monteith (période de 1961-2010).....	122
Figure V.14. Distribution moyenne mensuelle de la recharge selon l'ETP-Thornthwaite et FAO 56 de Penman Montheih sur la période 1961 - 2010.....	124
Figure VI.1. Paramètres du bilan d'eau dans une rivière	127
Figure VI.2. Localisation des stations de jaugeages sur la rivière Kou d'amont en aval	128
Figure VI.3. Courbes de tarage du Kou de l'année 2010 aux 9 stations de jaugeage	131
Figure VI.4. Corrélations enregistrements Diver – lecture échelle limnimétriques à Sossogona	132
Figure VI.5. Evolution journalière des débits et des niveaux d'eau du Kou au station de Sossogona (Janvier – Mai 2010)	135
Figure VI.6. Hauteur moyenne journalière du Kou (hors pompage) aux sites de Sossogona 01 à 05 (janvier à mai 2010).....	136
Figure VI.7. Les différentes parties d'un seepage meter traditionnel (Brodie et al., 2006)	139
Figure VI.8. Localisation des 18 seepage meters installés sur la rivière Kou	140
Figure VI.9. a) Comparaison des résultats des mesures directes par seepage meters avec ceux du bilan d'eau sur le Kou, (b) Rôle de la fracturation dans la remontée du bedrock.	143
Legende SE : Sud est, NW : Nord ouest, ERT : electrical resistivity tomography	143
Figure VI.10. Localisation des points d'échantillonnage	145
Figure VI.11. Faciès hydrochimiques des eaux analysées	147
Figure VI.12. Relation entre la pCO ₂ et le pH des eaux analysées.....	149
Figure VI.13. Diagramme ISD/ISC des eaux des quatre réservoirs (Kou, plaine alluviale, bedrock, sources) et des sacs collecteurs.....	150
Figure VI.14. Projection des variables sur les plans factoriels F ₁ x F ₂ et F ₂ x F ₃	153
Figure VI.15. a) Projection des individus sur les plans factoriels 1x2, b) Zoom sur les individus des niveaux 2 et 3.....	154
Figure VI.16. Localisation des essais de pompage réalisés.....	157
Figure VI.17. Logs de forage des piézomètres « plaine alluviale » et « bedrock » à : a) Kapkodougou et b) Diaradougou	158
Figure VI. 18. Schéma conceptuel de l'aquifère semi-captif avec drainance verticale ascendant	159
Figure VI.19. Essai de pompage longue durée sur des doublons de piézomètres « bedrock – plaine alluviale » à Kapkodougou et Diaradougou	162

Figure VII.3. Modèle conceptuel des échanges plaine alluviale – bedrock – Kou à l'échelle de la zone d'étude (les valeurs sont en 10^6m^3)	171
Figure VII.4. Structure des conflits d'usage des ressources en eau dans la zone d'étude (Kokoroué à Diaradougou) tenant compte du bilan en eau de la plaine alluviale.	174

Liste des tableaux

Tableau II.1 Présentation synthétique de la méthodologie d'étude de la plaine alluviale	43
Tableau III.1. Nombre d'unités par profil, largeur de la plaine alluviale de la zone d'étude.....	56
Table III.2: Statistics parameters of repeated errors for all ERT profiles	70
Table III.3. Mean value of hydrodynamic parameters by localities from upstream to downstream in the study area alluvial plain	76
Tableau IV.1. Caractéristiques des ouvrages de monitoring « plaine alluviale – Kou » et « plaine alluviale – bedrock » aux sites concernés.....	79
Tableau IV.2. Paramètres de l'analyse corrélatoire des niveaux d'eau entre le Kou et la plaine alluviale	86
Tableau IV.3. Analyse corrélatoire entre la plaine alluviale et les précipitations	88
Tableau IV.4. Caractéristiques des essais de pompages et des slug tests réalisés	90
Tableau IV.5. Résultats des slug tests sur les 33 micropiezomètres de la plaine alluviale	97
Tableau IV.6. Caractéristiques et résultats des essais de pompage sur les puisards agricoles	98
Tableau V.1. Estimation des volumes d'eau pompés dans les puisards agricoles et par type de culture en contre saison (novembre à avril)	107
Tableau V.2. Besoins en eau totaux des cultures dominantes dans la plaine alluviale en contre-saison.....	108
Tableau V.3. Comparaison des besoins en eau des cultures principales pratiquées dans la zone d'étude et des volumes prélevés dans les puisards agricoles	109
Tableau V.4. Valeurs de recharge à l'échelle du bassin du Kou par diverses méthodes et trois auteurs	111
Tableau V.5. Calcul de la capacité de stockage en eau équivalente des sols de la plaine alluviale	118
Tableau V.6. Paramètres statistiques de l'ETP-Thornthwaite et l'ETP FAO 56 de Penman Montheih.....	119
Tableau V.7. Paramètres utilisés pour le calcul de la recharge	121
Tableau V.8. Valeurs moyennes de la recharge par décade de 1961 à 2010.....	123
Tableau V.9. Valeurs de recharge moyenne mensuelle selon l'ETP-Thornthwaite et FAO 56 de Penman Montheih sur la période 1961 - 2010.....	123
Tableau VI.1. Variation des volumes d'eau écoulés aux sites de Sossogona de janvier à avril 2010	137
Tableau VI.2. Volumes moyens mensuels d'eau écoulés aux 9 stations de jaugeage du Kou de décembre à avril 2010.....	137
Tableau VI.3. Résultats du bilan d'eau du Kou (décembre à avril 2010)	138
Tableau VI.4. Résultats obtenus sur les 18 seepage meters fonctionnels.....	141
Tableau VI.5. Nombre d'échantillons prélevés dans les sources, le Kou, le bedrock, la plaine alluviale et les sacs collecteurs.....	144
Tableau VI.6. Caractéristiques des essais de pompage réalisés aux sites de Diaradougou et Kapkodougou.....	157
Tableau VI.7. Transmissivité de l'aquifère semi-captif et paramètres de la couche semi-perméable.....	162
Tableau VI.8. Volumes d'eau échangés entre le bedrock et la plaine alluviale à Kapkodougou et à Diaradougou de décembre à avril.....	164
Tableau VII.1. Période concernée par les différents termes de l'équation bilantaire des variations d'eau dans la plaine alluviale.....	167

Tableau VII.2. Gamme de valeurs des paramètres de l'équation bilantaire	168
Tableau VII.3. Résultats de l'équation du bilan d'eau dans la plaine alluviale (décembre à avril).....	169



PARTIE I : CONTEXTE GENERAL

Chapitre I : Introduction générale

I.1. Contexte général et problématique

En Afrique subsaharienne, on estime que 90% des eaux renouvelables servent à l'agriculture, 7 % aux usages domestiques et 3% à l'industrie alors qu'en Europe, la plus grande partie de l'eau sert à l'industrie, à hauteur de 52%, contre 33% à l'agriculture et 13% aux usages domestiques (Kulshreshtha, 1993). Pour Frenken (2005) l'Afrique souffre de rareté d'eau et la moitié des pays africains seront confrontés à un stress hydrique d'ici 2025. Les besoins en eau pour l'irrigation devraient s'accroître d'environ 400% de 2000 à 2080 (45 à 180 milliards de m³/an) accompagnés d'une augmentation du coût de l'irrigation. La disponibilité des ressources en eau reste donc un enjeu majeur pour le développement de l'agriculture irriguée. Considérant un pays d'Afrique subsaharienne comme le Burkina Faso, l'essentiel de l'économie dépend de l'agriculture, tant par sa contribution à la création d'emplois que pour la recherche de la sécurité alimentaire et nutritionnelle ; elle intervient pour 31,7 % dans la formation du Produit Intérieur Brut (Watkins et al., 2008). 64% des ressources en eau du pays sont consacrées à l'irrigation, 21% à l'Approvisionnement en Eau Potable, 14% à l'élevage et le reste (1% environ) aux besoins industriels (DHI/IWACO, 2001). Pour la FAO (1996), l'économie du Burkina Faso ne pourra « décoller » sans l'apport de l'irrigation. Dans ce contexte, le bassin du Kou dans la région des Hauts-Bassins à l'ouest du Burkina Faso reçoit d'abondantes précipitations (>900 mm/an contre 400-600 mm/an dans le nord et 600-900 mm/an au centre). Elle dispose donc d'un contexte (hydro)géologique favorable à la formation et l'accumulation d'importantes ressources en eau. Par la présence de vastes bas-fonds agricoles aménagés (3260 ha dans la vallée du Kou), et d'une main d'œuvre abondante (INSD., 2009), la région des Hauts Bassins constitue un grenier important pour l'atteinte de l'autosuffisance alimentaire et l'accroissement de l'économie du pays. Malheureusement, depuis une vingtaine d'année, la forte demande d'espaces agricoles, avec un afflux important et incontrôlé de nouveaux agriculteurs (Beauchemin et Schoumaker, 2005), constituent une pression énorme sur les ressources en eau. La rivière Kou, principal cours d'eau pérenne du bassin est intensivement exploitée pour l'agriculture irriguée. Du fait de cette pression croissante, sa source a vu ses débits en étiage chuter de 2,3 m³/s, en 1960 à 1,93 m³/s en 1986 1,74 m³/s en 1992 et 1.6 m³/s en 2008 (Lorenzini G., 2008; Sogreah Ingénierie, 1993; Traoré et Gombert, 1997).

Dans un contexte généralisé de changement climatique marqué par des période d'instabilité pluviométriques, une raréfaction des ressources en eau serait donc un frein considérable à la croissance de l'agriculture irriguée et de la production agricole (de Fraiture et Wichelns, 2010) dans le bassin, voire dans toute la région. Dans ce contexte, la plaine alluviale déployée tout au long de la rivière Kou concentre une bonne partie des groupements agricoles existants et potentiels. La nappe alluviale qu'elle renferme pourrait, en fonction de ses potentialités, constituer une ressource alternative et complémentaire aux eaux de surface pour la satisfaction des besoins en eau pour l'irrigation dans le bassin.

I.2. Objectif de la thèse

L'objectif principal de la thèse est d'évaluer si les ressources en eau de la plaine alluviale constituent une ressource alternative aux eaux de surface (rivière Kou) pour l'irrigation.

I.3. Objectifs spécifiques

Les objectifs spécifiques sont de :

- comprendre le fonctionnement hydrogéologique de la plaine alluviale,
- caractériser les conditions d'écoulement dans la plaine alluviale,
- évaluer les échanges « plaine alluviale – rivière » et « plaine alluviale – bedrock » et,
- in fine, établir un premier bilan hydrogéologique à l'échelle de la plaine alluviale en vue d'évaluer son potentiel en eau pour l'irrigation.

I.4. Plan de rédaction de la thèse

Le document de thèse est hiérarchisé en quatre grandes parties.

La partie I aborde le contexte général de la thèse. Elle comporte deux chapitres :

- le chapitre 1 consacré à l'introduction générale et,
- le chapitre 2 consacré à la présentation du bassin du Kou (contexte climatique, géologique, hydrogéologique, conflits d'usages des ressources en eau...), qui aborde

l'inventaire des méthodes et techniques d'étude des interactions eaux de surface – eaux souterraines et expose la méthodologie d'étude adoptée dans le cadre des travaux de thèse.

La partie II concerne la caractérisation physique et hydrodynamique de la plaine alluviale.

Elle comporte deux chapitres :

- le chapitre 3 aborde la caractérisation des différentes unités de la plaine alluviale et ses hétérogénéités (latérales et verticales) par des approches de géomorphologie et de géophysique,
- le chapitre 4 concerne la caractérisation hydrodynamique de la plaine alluviale, à savoir l'étude des conditions d'écoulement (paramètres hydrodynamiques, piézométrie).

La partie III concerne les sorties et les apports d'eau dans la plaine alluviale. Elle est scindée en deux chapitres :

- le chapitre 5 aborde l'estimation des prélèvements pour l'irrigation de l'eau souterraine de la plaine alluviale, et l'estimation de la recharge directe des aquifères par les eaux de pluie,
- le chapitre 6 est consacré à l'étude quantitative des interactions entre la plaine alluviale et les deux autres réservoirs (Kou et bedrock).

La partie IV concerne la résolution de l'équation bilantaire des variations d'eau dans la plaine alluviale et la proposition d'un modèle hydrogéologique de fonctionnement de cette plaine. Elle est divisée en deux chapitres :

- le chapitre 7 est consacré à la résolution de l'équation bilantaire des interactions entre les trois réservoirs et propose un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la plaine alluviale,
- le chapitre 8, qui est le dernier, propose une discussion générale de l'ensemble des résultats obtenus dans le cadre de cette thèse, suivie par une conclusion.

Chapitre II : Présentation du bassin du Kou et de la zone d'étude

II.1. Présentation du bassin du Kou

II.1.1. Localisation du bassin

Le bassin du Kou est situé dans le sud-ouest du Burkina Faso. Il englobe la ville de Bobo-Dioulasso, deuxième ville du pays avec environ 1.000.000 d'habitants selon le recensement global de la population en 2006. Le bassin du Kou est le sous-bassin en rive droite du bassin transnational du Mouhoun Supérieur anciennement appelé bassin de la Volta Noire et qui s'étend du Burkina Faso au Ghana. Vaste d'environ 1860 km², le bassin du Kou renferme une rivière pérenne : le Kou, à laquelle s'associent quelques affluents temporaires et d'importantes sources dont celles de Nasso/Guinguette au centre du bassin et de Pessô/Desso au nord qui présentent en étiage, des débits exceptionnels respectifs de 1.6 m³/s et 0.11m³/s (Figure II.1) (Lorenzini G., 2008; Sogreah Ingénierie, 1993).

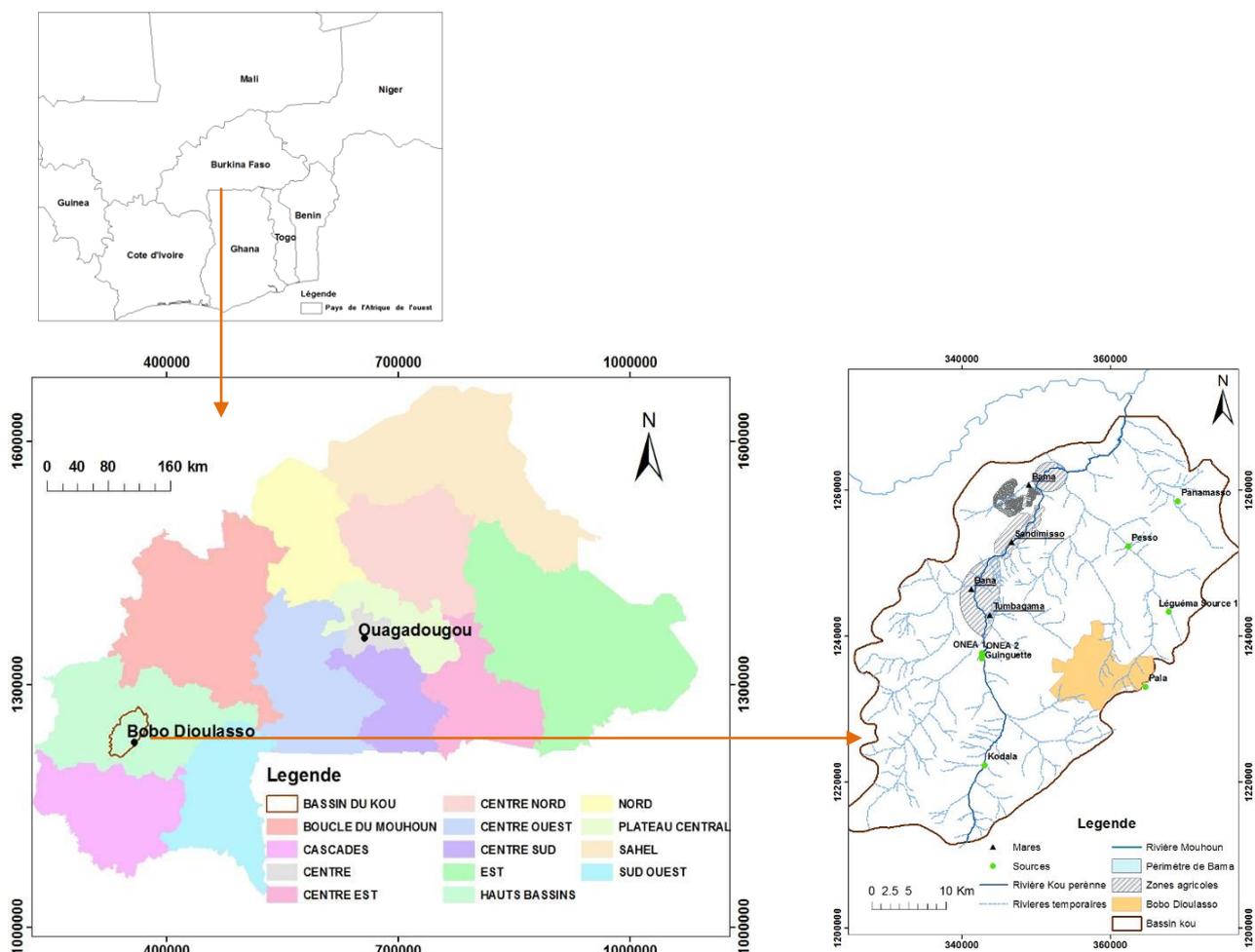


Figure II.1. Présentation du bassin du Kou et de son réseau hydrographique

II.1.2. Contexte climatique

Sur base des isohyètes, trois zones climatiques se différencient du nord au sud du Burkina Faso (Figure II.2):

- la zone sahélienne qui s'étend au nord du pays reçoit les pluviométries les plus faibles du pays (moins de 600 mm/an);
- la zone soudano-sahélienne située au centre du pays reçoit une pluviométrie moyenne de 600 - 900 mm/an;
- la zone soudanienne située au sud du pays est la plus arrosée, avec une pluviométrie moyenne > 900 mm/an. Le climat du bassin du Kou appartient à cette dernière zone.

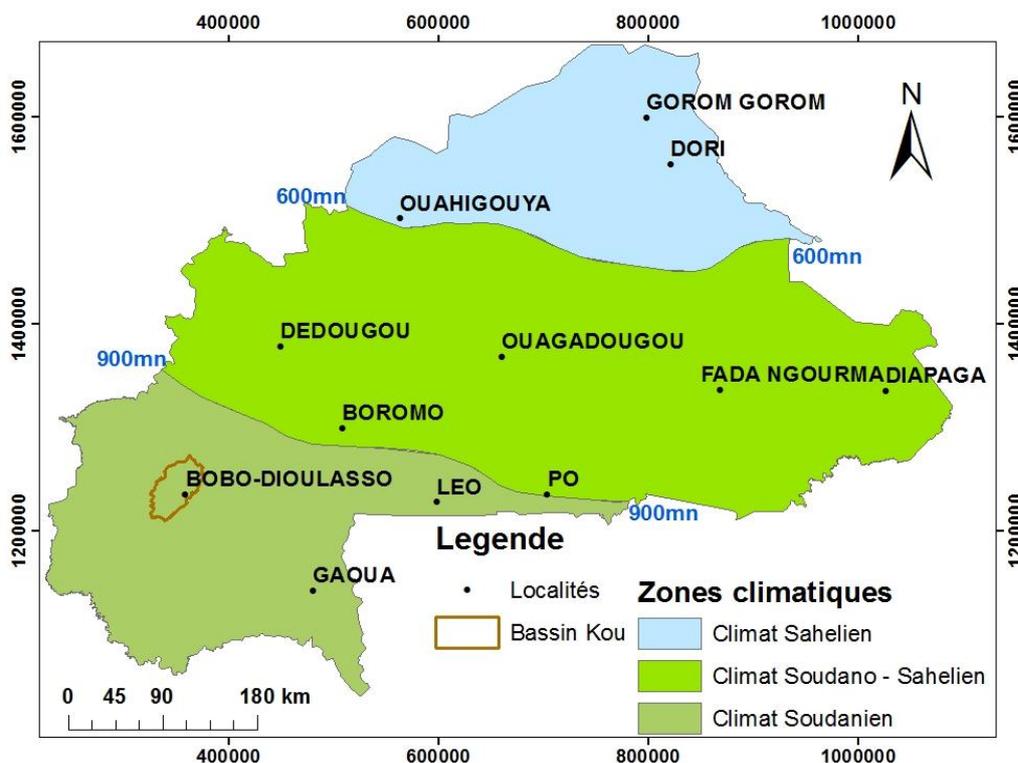


Figure II.2. Les 3 zones climatiques au Burkina Faso de 1961 à 1990 (Direction nationale de la météorologie)

Le bassin du Kou est caractérisé par deux types de saisons :

- une saison sèche qui s'étale d'octobre à avril, caractérisée par des vents secs originaires des hautes pressions sahariennes qui soufflent du nord-est au sud-ouest ;

- une saison des pluies qui s'étale de mai à septembre, caractérisée par des vents humides provenant des hautes pressions océaniques de l'hémisphère sud. Les mois de juillet à août concentrent le maximum des pluies.

Dans le bassin du Kou, la température est maximale de mars à mai (maximum moyen mensuel 37°C) et minimale en janvier et décembre (minimal moyen mensuel 13°C). L'insolation est maximale en août (9,2h) et minimale en janvier (5,8h). L'humidité relative est élevée en août (82%) et faible en janvier et février (26%).

II.1.3. Relief

La région de Bobo-Dioulasso, présente un relief particulier caractérisé par deux domaines : une pénéplaine d'extension limitée et un massif gréseux, liés à la géologie et à la géomorphologie du pays (Boher et al., 1992) (Figure II.3).

A l'amont du bassin du Kou, dans le département de Tiara, la falaise de Banfora se trouve à environ 500 m d'altitude et constitue une ligne de partage des eaux entre le vaste bassin du Mouhoun et celui de la Bougouriba situé au sud-est. A l'aval du bassin du Kou, le relief est mollement vallonné avec des pentes plus douces. Il concentre dans les zones de dépressions et les bas-fonds, les sources de la Guinguette et quelques émergences diffuses. Les bas-fonds de maraichage de Bama/Badara au nord du bassin constituent les zones de faible topographie, les altitudes moyennes étant de 250 m.

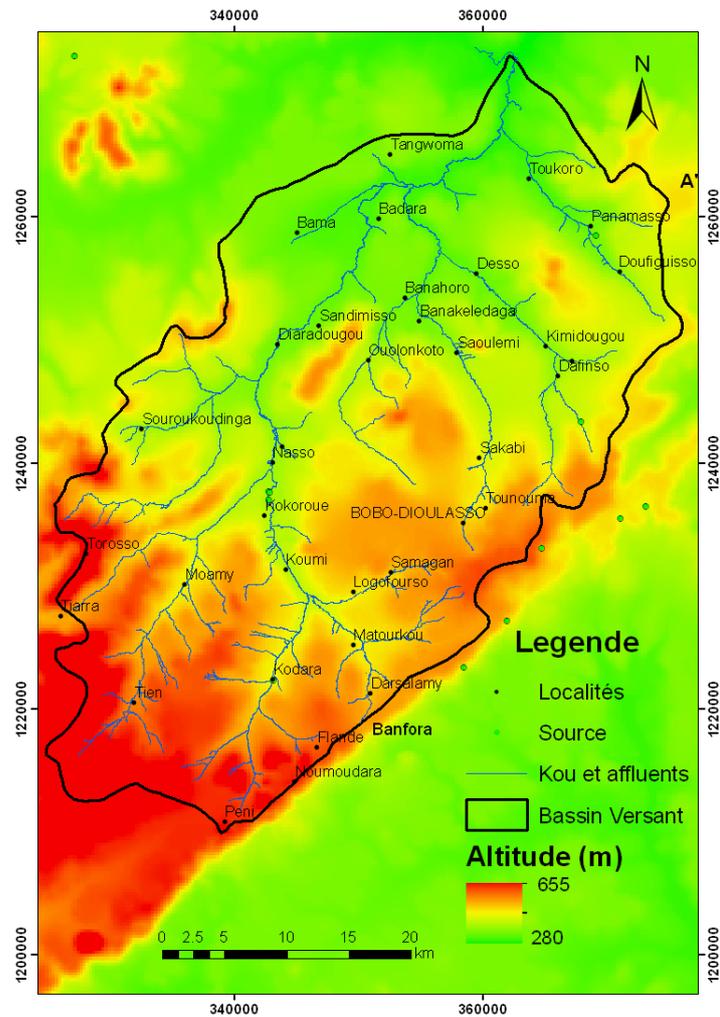


Figure II.3. Modèle Numérique de terrain du bassin du Kou

II.1.4. Sols

Les sols du bassin du Kou sont de cinq types : (1) les sols peu évolués d'érosion sur matériaux gravillonnaires, (2) les vertisols sur alluvions ou matériaux argileux, (3) les sols ferrugineux tropicaux peu lessivés sur matériaux sablo-argileux, argilo-sableux, (4) les sols ferralitiques et (5) les sols hydromorphes (Figure II.4).

Selon leur profondeur on distingue :

- les sols profonds (> 100 cm) constitués de :
 - sols argileux-sableux en surface, argileux en profondeur,
 - sols limono-argileux en surface, argileux en profondeur,
 - sols sableux en surface, argileux en profondeur ;
- les sols peu profonds (< 40 cm) : ce sont les sols gravillonnaires.

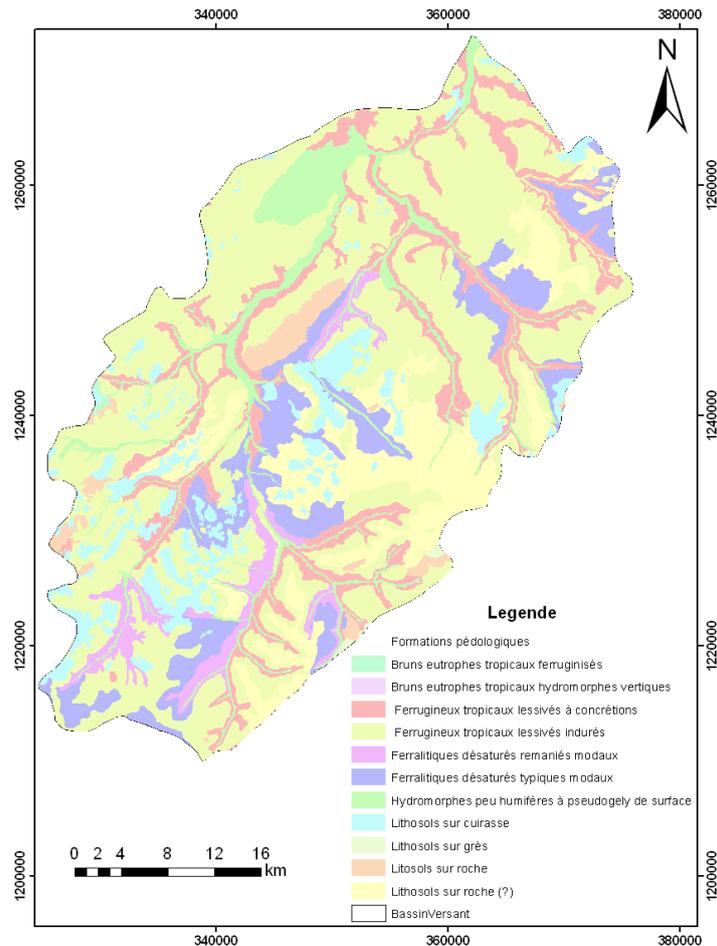


Figure II. 4. Les différents sols du bassin du Kou

II.1.5. Géologie générale du bassin du Kou

Les formations sédimentaires du bassin du Kou constituent, à l'instar de la bordure ouest du Burkina Faso, l'extension sud-est du vaste bassin de Taoudenni (Bronner et al., 1980; Dakouré, 2003; Deynoux et al., 2006; Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1997; Trompette, 1973; Villeneuve et Bonvalot, 1990). A l'échelle du bassin du Kou, Ouédraogo (2008) a cartographié quatre formations essentiellement gréseuses, carbonatées et argileuses qui s'empilent les unes sur les autres en couches subhorizontales affectées d'un léger pendage de 2° vers le nord-ouest (Figure II.5). Ce sont :

- la formation des Grès Fins Roses (GFR),
- la formation des Silstones Argilites et Carbonates de Guéna SourouKoudinga (SAC1) ,
- la formation de Grès à yeux de Quartz ou Grès à Granules de Quartz (GGQ),
- la formation de Grès Fins Glauconieux (GFG) ou Grès de Sotuba.

L'épaisseur de ces formations est difficile à estimer. D'après Bronner et al. (1980), l'épaisseur des sédiments au nord de Bobo-Dioulasso pourrait atteindre 2000 m. L'ensemble des formations du bassin est recoupé par des dykes de dolérites, post-tectoniques, d'extension kilométrique, qui s'érigent à l'affleurement sous forme de chaînes de collines ou des collines isolées, alignées suivant une direction sud sud ouest – nord nord est. Ces formations sont intensément diaclasées et compartimentées par des failles à rejets verticaux, grossièrement parallèles et orientées sud est – nord ouest.

Les formations superficielles du bassin du Kou sont représentées par des latérites, des alluvions argileuses ou sablo-argileuses provenant de la décomposition du substratum gréseux. Elles sont constituées de sables plus ou moins argileux et d'argiles plus ou moins sableuses avec une épaisseur atteignant 40 m par endroits.

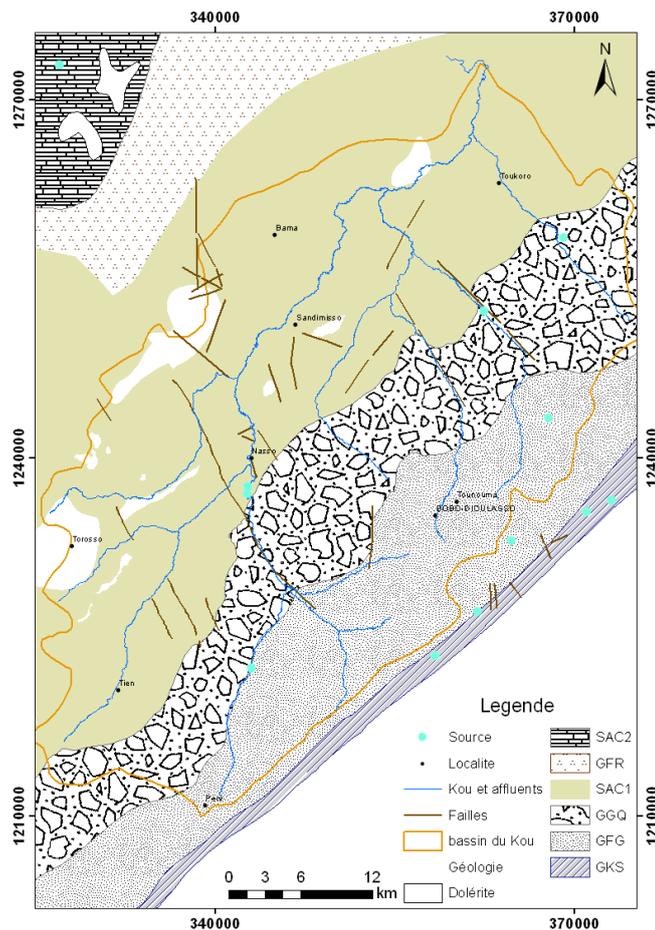


Figure II.5. Géologie détaillée du bassin du Kou. Légende : GI : Grès Inférieur, GKS : Grès de Kwadara Sindou, GFG : Grès Fins Glauconieux, GGQ : Grès à Granules de Quartz, SAC1 : Siltites Argilites Carbonates 1, GFR : Grès Fins Roses, SAC2 : Siltites Argilites Carbonates 2, GFG : Grès de Fô Bandiagara

II.1.6. Contexte hydrogéologique

A l'échelle du bassin du Kou, la porosité primaire et la fracturation des formations gréseuses ont eu pour conséquence l'accumulation d'importants volumes d'eau et la constitution de quatre niveaux aquifères (Sogreah Ingénierie, 1993). Il s'agit de : l'aquifère des Grès Fins Glauconieux (GFG), l'aquifère des Grès à Granules de Quartz (GGQ), l'aquifère des Siltites Argilites et Carbonates (SAC1) et l'aquifère des Grès Fins Roses (GFR).

Ces quatre niveaux aquifères hébergeraient des nappes d'eau souterraine en continuité hydraulique formant une nappe unique qui s'écoule globalement du sud-ouest vers le nord-est avec des exutoires concentrés là où les failles interceptent la topographie : c'est le cas des sources de Nasso/Guinguette au centre du bassin. Le gradient hydraulique est faible de l'ordre de 0,3%, et les valeurs de transmissivité de l'aquifère sont comprises entre 2 et $5 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (Sogreah Ingénierie, 1993).

D'un point de vue hydrogéologique, les sources de Nasso/Guinguette constituent les émergences des eaux souterraines dans les zones faillées (Dakouré, 2003; Sauret, 2008; Sogreah Ingénierie, 1993). Ces sources alimentent en aval, la rivière Kou qui coule du sud vers le nord du bassin.

II.2. Caractéristiques de la zone d'étude

La zone d'étude est une portion du bassin du Kou. C'est l'espace géographique qui va des sources de Nasso/Guinguette, au centre du bassin, au périmètre maraîcher de Bama/Badara en aval (Figure II.6). Elle constitue le domaine d'expansion de la plaine alluviale déployée tout au long de la rivière Kou en aval des sources. En première analyse, cette zone concentre 15,4% de la plaine alluviale de la vallée du Kou. Elle est assez effilée avec des altitudes allant de 315 m à 355 m. Les pentes du terrain naturel atteignent un seuil de 2%. Les eaux de la rivière Kou sont drainées par des sols hydromorphes peu humifères à pseudogley de surface (HPGS) généralement rencontrés dans les bas-fonds mais aussi au niveau des glacis à pente inférieure et, des sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions (FLC) présents sur les hauts, moyens et bas de pente de glacis, sur les plateaux cuirassés et dans les dépressions périphériques.

La géologie est constituée par la formation des Silstones Argilites Carbonates (SAC) qui couvre environ les $\frac{3}{4}$ de la zone investiguée et, la formation de Grès à Granules de Quartz (GGQ) qui affleure sur une faible étendue au niveau des sources de Nasso/Guinguette.

Enfin, cette zone investiguée héberge un aquifère logé dans les alluvions déposées par la rivière Kou lorsqu'elle « sort de son lit » pendant les périodes de crues et d'inondations. C'est un aquifère superficiel libre qui surmonte les aquifères des formations sédimentaires. Une première étude semble indiquer que l'aquifère alluvial ne s'étend pas à plus de 1 km des rives de la rivière Kou. L'estimation de la puissance de cet aquifère, basée sur l'interprétation des coupes lithologiques d'une douzaine de forages, a fourni des épaisseurs allant de 8 à 23 m (Ogou, 2008a). La description physique détaillée de cet aquifère (nature et extension), son hydrodynamisme et ses relations hydrauliques avec les aquifères du sédimentaire profond constituent les principaux sujets de cette thèse, abordés dans les chapitres suivants.

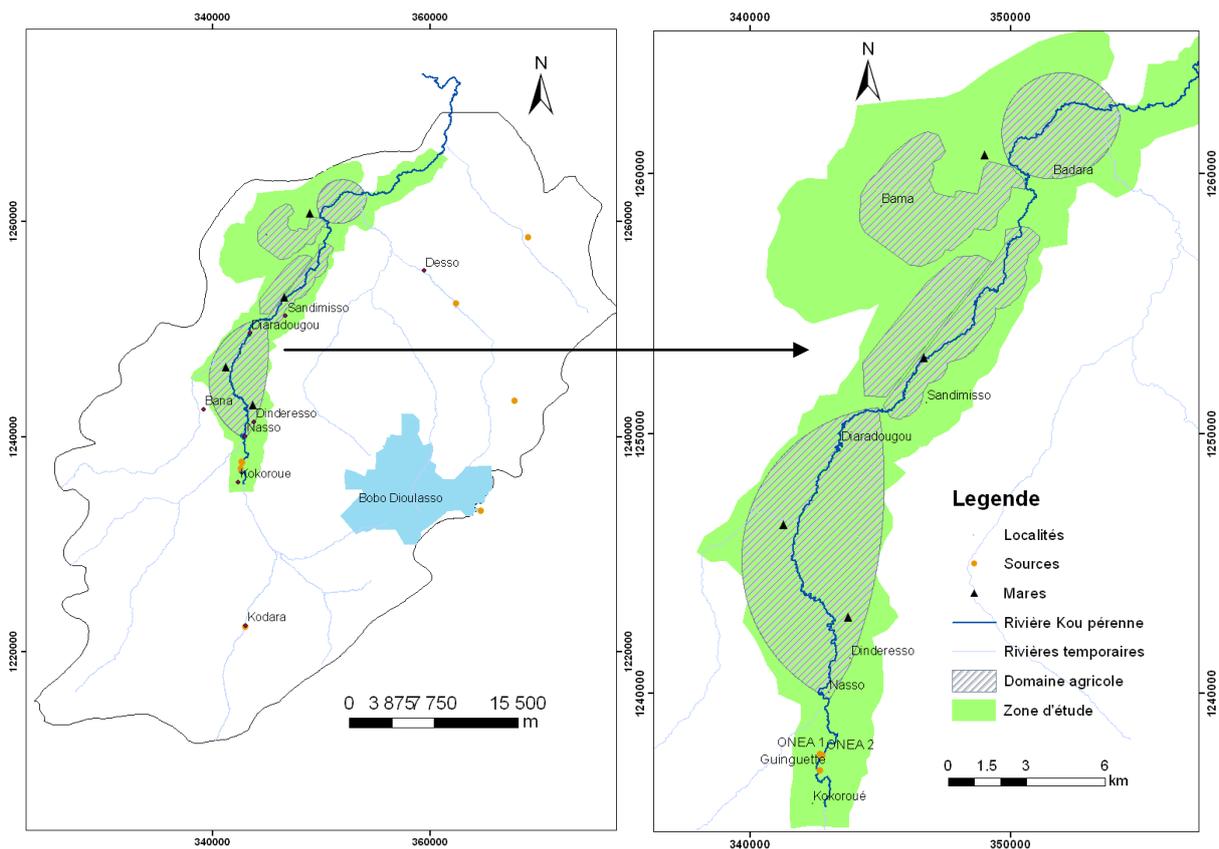


Figure II.6. Localisation de la zone investiguée dans le bassin du Kou

II.3. Usagers des ressources en eau et concurrences

Les différents usagers des ressources en eau souterraines et de surface sont de cinq types. L'Office National de l'Eau et de l'Assainissement (ONEA) de la Région de Hauts Bassins qui dispose de trois captages (ONEA F1, ONEA F2, ONEA 1) dans le bassin. Il prélève environ 0.35 m^3 d'eau par seconde, dont environ 65% proviennent des sources de Nasso/Guinguette (ONEA 1) et 35% des aquifères sédimentaires profonds (ONEA F1, ONEA F2). Les exploitants agricoles, dits « informels » sont implantés çà et là autour de la rivière Kou et dans la plaine alluviale et prélèvent environ $0.75 - 1.15 \text{ m}^3/\text{s}$ d'eau dans la rivière. Les exploitants agricoles du périmètre irrigué de Bama/Badala, dits « formels », exploitent par irrigation gravitaire les eaux du Kou déviées depuis la prise d'eau de Diaradougou. Ce prélèvement constitue le débit résiduel du Kou ($1.05 - 0.65 \text{ m}^3/\text{s}$) après ruissellement et prélèvements en amont. L'hydraulique villageoise dispose d'environ 100 forages dans le bassin et consomme en moyenne 10 m^3 d'eau par jour.

Le dernier groupe d'usagers concerne les industriels qui disposent de leurs propres forages et prélèvent dans les aquifères sédimentaires profonds environ 1000 m^3 d'eau par jour (BRAKINA, SOFITEX, SONABHY...).

Les concurrences et conflits entre usagers des ressources en eau concernent principalement les agriculteurs (formels et informels) et l'ONEA. L'arbre à problème peut se résumer au schéma de la Figure II.7. Cette figure montre que le total cumulé des prélèvements opérés par l'ONEA aux sources de Nasso et par les agriculteurs informels sur la rivière Kou ou perdus par ruissellement ou transbordement de la rivière représentent 30 à 50% du débit des sources. Avec des besoins en eau estimée entre $2,4$ et $3,4 \text{ m}^3/\text{s}$ (Wellens et al., 2006), le périmètre agricole de Bama/Badala en aval de la zone d'étude est sous irrigation déficitaire en période sèche (octobre à avril).

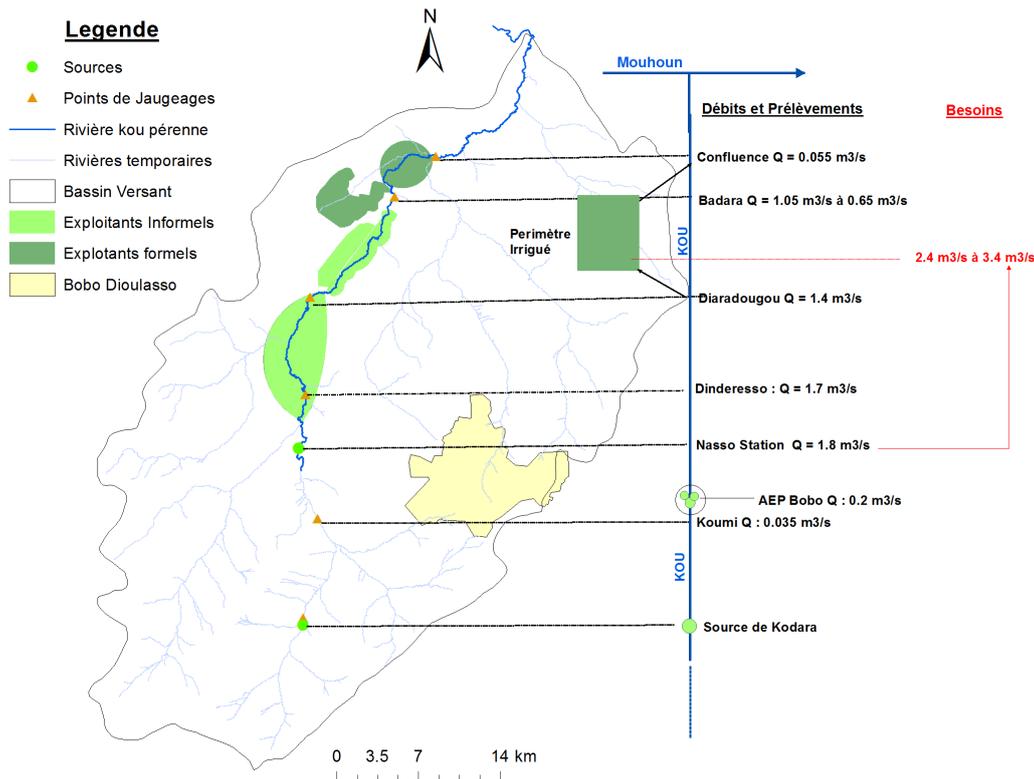


Figure II.7. Structure de la concurrence des usages des ressources en eau en aval des sources de Nasso/Guinguette dans le bassin du Kou (sources de PESO et GEeau de 2005 à 2011)

La difficulté de répartir équitablement les ressources en eau entre agriculteurs formels et informels, agriculteurs et industriels et dans une moindre mesure entre agriculteurs et éleveurs, s'est traduite ces dernières années, par des sabotages/destructions de champs, de semences, de systèmes d'exhaures, des expropriations de matériels (groupes électrogènes, motopompes...), des affrontements physiques et des déplacements de groupes d'exploitants. Ces problèmes sont communs pour la plupart des pays pauvres, où la poussée démographique, les perturbations climatiques, la rareté de l'eau, la dégradation des pâturages,... sont les causes principales de ces conflits aux conséquences souvent dramatiques (Beeler, 2006; Sougnabé, 2003). Mais pour Houdret (2007) il faudrait trouver des solutions scientifiques au conflit lié à l'eau d'irrigation. Dans le cas du bassin du Kou, la réponse scientifique au problème pourrait être la plaine alluviale déployée le long de la rivière Kou. En effet 51% des besoins en eau d'irrigation des exploitants informels proviennent de l'aquifère de cette plaine alluviale, accessible en faible profondeur. Il convient donc de proposer une « bonne méthodologie d'étude scientifique » afin d'évaluer au mieux, ses potentialités aquifères et les possibilités de sa mobilisation pour l'irrigation.

II.4. Généralités sur les interactions eaux de surface – eaux souterraines – méthodologie d'étude de la plaine alluviale

II.4.1. Généralités sur les échanges eaux de surface – eaux souterraines

Les échanges entre les eaux souterraines et les eaux de surface sont généralement complexes (Sophocleous, 2002). Les processus qui gouvernent ces échanges dépendent généralement des effets du climat de la topographie et de la géologie (Tóth, 1970). Les paramètres climatiques (précipitation, recharge, évapotranspiration, ruissellement...) favorisent une augmentation ou diminution des niveaux d'eau dans le sol ou le sous sol et influencent avec la topographie (zones de faibles ou fortes pentes) les sens et directions d'écoulement des eaux. Quant à la géologie, le type et la nature des matériaux à la base de l'interface eaux souterraines – eaux de surface (fins, grossiers, fissurés, poreux ou peu poreux), régulent les flux d'eau qui transitent entre les deux milieux. Enfin, suivant que le réservoir de surface soit un lac, une rivière ou une zone humide (bas-fonds, plaine d'inondation...), les interactions avec les eaux souterraines sont différentes (Winter, 1999). Dans le présent document, seules les interactions entre la rivière et les eaux souterraines sont abordées.

II.4.2. Sens et direction des écoulements entre rivière et eaux souterraines

Les interactions eaux souterraines – rivière se matérialisent par trois principales situations d'écoulement (Winter, 1999):

- la rivière est drainante (gaining stream) : la rivière « gagne » de l'eau en provenance des eaux souterraines. L'altitude du niveau de l'eau souterraine à proximité de la rivière reste supérieure à celle-ci, induisant ainsi un écoulement depuis la nappe souterraine vers la rivière (Figure II.8 a et b).
- la rivière est infiltrante (losing stream): la rivière « perd » de l'eau au profit de la nappe. L'altitude du niveau d'eau de la rivière est supérieure à celle de l'eau souterraine, induisant ainsi un écoulement de la rivière vers la nappe (Figure II.8 c et d).

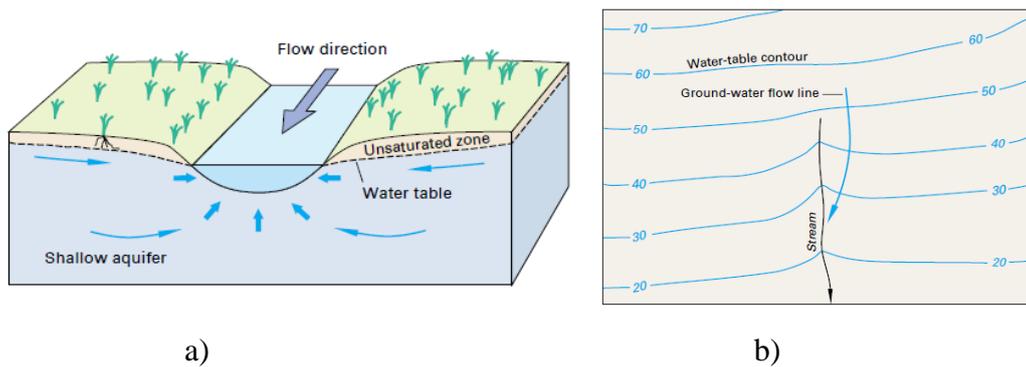


Figure II.8. a) rivière drainante, b) gradient d'écoulement des eaux souterraines vers la rivière (Winter, 1999)

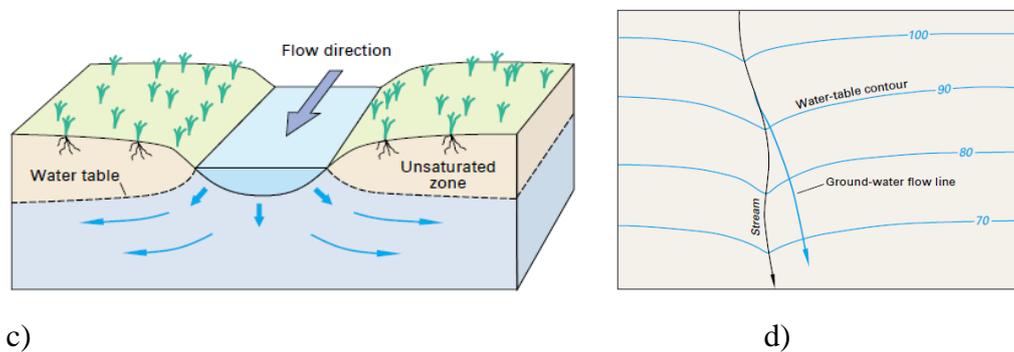


Figure II.8. c) rivière infiltrante, d) gradient d'écoulement de la rivière est vers les eaux souterraines (Winter, 1999)

La rivière peut également être drainante et infiltrante : la rivière « perd et gagne » par endroits selon le tronçon considéré. Ces pertes et gains inversent généralement pour de courtes périodes les sens d'écoulement « rivière – eaux souterraines » et peuvent être causés par (i) des événements pluvieux exceptionnels qui induisent des recharges ponctuelles du cours d'eau à partir des berges et une montée temporaire du niveau des eaux dans la rivière ou, (ii) un rabattement important des niveaux d'eau de surface (rivière) ou souterraine dû à des pompages excessifs dans l'un des réservoirs (Chen et Chen, 2003).

II.4.3. Méthodes de quantification des interactions eaux de surface – eaux souterraines

La quantification des échanges « eaux de surface – eaux souterraines » demeure un réel défi au regard de l'hétérogénéité et l'échelle de temps de mesures (Sophocleous, 2002). Fleckenstein (2010) a recensé de 2000 à 2009 sur base des travaux de Winter (1999), Woessner (2000), Sophocleous (2002) et d'une recherche bibliographique personnelle, plus de 300 articles scientifiques (Figure II.9) qui abordent des thématiques liées aux interactions

eaux de surface – eaux souterraines : l'impact des variations climatiques, écologiques, des occupations du sol, sur l'évolution des eaux de surface et souterraines, etc...

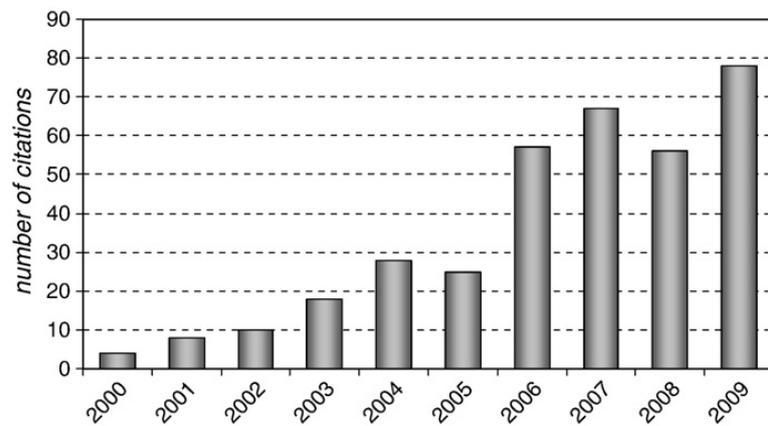


Figure II.9. Nombre de citations relatives aux interactions « eaux de surface – eaux souterraines » (Fleckenstein et al., 2010)

Idéalement toute méthode d'étude des interactions entre les eaux souterraines et les eaux de surface devrait permettre de quantifier les échanges d'eau transitant à l'interface « rivière – eaux souterraines ». Pour Kalbus (2006), les méthodes de quantification des flux d'eau entre rivière et eaux souterraines peuvent être classées comme suit : (1) les mesures directes, (2) les mesures basées sur les flux de chaleur, (3) les méthodes basées sur la loi de Darcy, (4) les méthodes basées sur les bilans massiques et, (5) la modélisation. Un bref exposé de ces méthodes est présenté dans le paragraphe suivant.

(1) Les mesures directes concernent l'ensemble des techniques et méthodes (compteurs d'infiltration ou seepage meters) qui permettent des mesures directes du flux d'eau à l'interface eaux de surface – eaux souterraines (Israelsen et Reeve, 1944). Le seepage meter traditionnel de Lee (1977) ou automatisé de Douglas et McBride (1988) demeurent des dispositifs largement utilisés pour la quantification des flux d'eau à l'interface rivière – nappe dans des petits ou grands cours d'eau. Dans le cadre de ces travaux, des seepage meters ont été conçus et installés sur plusieurs tronçons de la rivière Kou. Les principes, formulations et méthodes de mise en œuvre de même que les résultats sont discutés dans le chapitre VI du présent document.

(2) Les méthodes basées sur la loi de Darcy:

$$Q = KA \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (\text{II.1})$$

Où Q est le débit d'écoulement en m³/s, K la conductivité hydraulique (m/s), A la section transversale de l'écoulement (m²), $\Delta h/\Delta l$ le gradient hydraulique avec Δh (m) le changement de charge hydraulique le long de la distance Δl (m) de la ligne d'écoulement des eaux souterraines.

Les techniques qui permettent de quantifier les différents paramètres de cette équation sont basées sur les mesures directes de niveaux d'eau et de gradient hydraulique. Les détails de ces techniques ont été développés dans de nombreuses études par divers auteurs : Batlle-Aguilar (2008), Baxter et al. (2003), Cey et al. (1998), Kalbus et al. (2006), Ferone et Devito (2004), Gilmore et al. (1993), Hatch et al. (2010)...

(3) les méthodes basées sur les bilans d'eau par jaugeage de cours d'eau consistent à mesurer le débit d'écoulement naturel du cours d'eau (rivière, canal, ruisseau, ...), sur différents tronçons et quantifier les flux entrants et sortants aux limites amont et aval. Elles sont basées sur l'équation de Lerner et al. (1990) de la forme:

$$Q_v = Q_{up} + \sum Q_{in} - \sum Q_{out} - Q_{down} - \frac{\Delta S}{\Delta t} - E_a \quad (\text{II.2})$$

où toutes les valeurs sont exprimées en m³/s. Q_v est le flux d'eau reçu ou perdu par la rivière, Q_{up} et Q_{down} sont des flux d'eau jaugés en amont et en aval du cours d'eau, Q_{in} et Q_{out} les débits entrant et sortant aux limites latérales de la rivière, E_a est l'évaporation à la surface libre de l'eau, et $\Delta S/\Delta t$ est la variation de la capacité de stockage d'eau dans la rivière au cours du temps.

Une explication détaillée de cette approche sera développée dans le chapitre VI de ce travail.

(4) Les méthodes basées sur les balances de masse d'eau, ce sont :

- **l'analyse des hydrographes** : elle consiste à analyser les différentes sources d'eau qui composent les hydrographes (Brodie et al., 2008) à savoir les écoulements souterrains, hypodermique et de surface. L'écoulement souterrain (débit de base) représente la part des eaux souterraines qui se déversent dans la rivière (Hannula et al., 2003).

- **l'usage des traceurs environnementaux** : Selon Kalbus 2006, les hydrographes construits avec des traceurs isotopiques ou géochimiques fournissent des informations temporelles et spatiales sur l'origine et le sens des écoulements souterrains.

(5) la modélisation numérique : Les méthodes numériques font appel au principe de discrétisation de l'espace et éventuellement du temps. Le problème posé est celui de la recherche d'une fonction définie en chaque point (x, y, z) de l'espace, et à chaque instant t obéissant, dans un certain domaine, à une équation aux dérivées partielles et à certaines conditions aux limites (Ledoux, 2003). Cette fonction est approchée par plusieurs méthodes dont les deux plus utilisées sont : la méthode des différences finies et la méthode des éléments finis. Plusieurs modèles numériques basés sur l'une ou l'autre de ces méthodes ont été utilisés pour simuler les interactions eaux souterraines – eaux de surface. Le code aux différences finies de Modflow, développé par l'USGS (McDonald et Harbaugh, 1988) permet de prendre en compte les interactions rivière – eaux souterraines. Dans Modflow, le flux d'eau échangé à la frontière « rivière – aquifère » est représenté par une condition de type Fourier appliquée à la cellule concernée et défini par (Figure II.10):

$$Q_{riv} = \alpha (H - h) \text{ avec } \alpha = \frac{K_h LW}{l} \quad (II.3)$$

où K_h est la conductivité hydraulique horizontale à l'interface rivière-aquifère (m/s), L la longueur du tronçon de la rivière (m), W le niveau d'eau dans la rivière (m), l : est la distance latérale rivière-aquifère (m) et enfin, Q_{riv} le flux d'eau échangé entre les deux réservoirs ($m^3 s^{-1}$)

α appelé coefficient de rivière (ou encore conductance de la rivière sous Modflow) est un terme utile pour représenter les flux d'eau verticaux transitant au travers d'une frontière « rivière – aquifère » de type aquitard c'est-à-dire à faible perméabilité (Prickett et Lonquist, 1971).

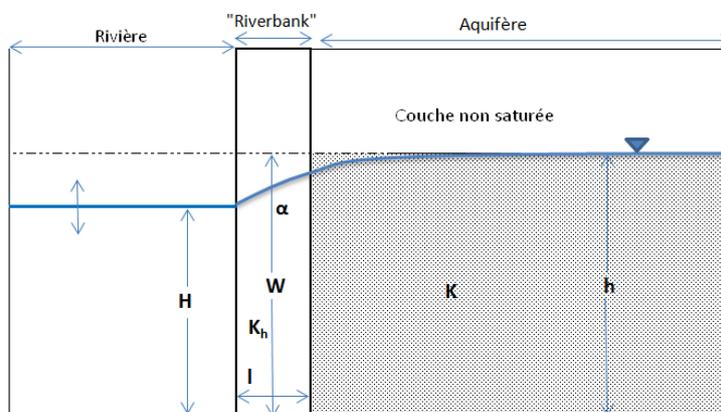


Figure II.10. Schématisation de l'interaction rivière – aquifère dans Modflow

Le modèle MIKE SHE (Graham et Refsgaard, 2001) permet de résoudre les écoulements 1D en surface et 2D en subsurface par la résolution de l'onde cinématique et la résolution de l'équation de Richards régissant les écoulements souterrains en 3D dans la zone saturée et 1D dans la zone non saturée.

Enfin, une version modifiée de Modflow (le modèle MODHLMS) résout entièrement en 3D les équations de « Saint Venant » pour les écoulements de surface et subsurface et celle de Richards pour les écoulements souterrains (Panday et Huyakorn, 2004).

Ce bref aperçu des interactions « nappe-rivière » montre que les processus qui gouvernent ces interactions sont assez complexes et qu'il n'existe pas de méthodes standards applicables partout pour quantifier les échanges d'eau entre ces deux réservoirs. Pour Kalbus et al. (2006) l'application d'une méthode tient principalement compte de l'objectif de l'étude, du contexte hydrologique et hydrogéologique, de la géologie du lit du cours d'eau et des roches réservoirs....

L'objectif de la présente étude est de déceler les directions et les sens des échanges et quantifier les volumes d'eau qui transitent à l'interface « nappe-rivière ». A cet effet, à l'exception de la modélisation numérique et des méthodes basées sur la décomposition des hydrogrammes, les 3 premières méthodes exposées dans ce chapitre seront utilisées dans la suite des travaux.

II.4.4. Méthodologie d'étude de la plaine alluviale du Kou

II.4.4.1. Position du problème

A la section II.1.5, il est ressorti que les failles d'effondrement au centre et nord du bassin permettent un contact hydraulique entre les formations aquifères, les sources et la rivière Kou. Il existerait donc des échanges d'eau entre les réservoirs souterrains et ceux de surface.

Pour la suite des travaux, le terme «bedrock» concerne les aquifères du Sédimentaire, « réservoir superficiel » se rapporte à la plaine alluviale et Kou aux eaux de surface notamment celles de la rivière Kou. L'objectif principal de la recherche est de déterminer si la plaine alluviale constitue un réservoir complémentaire ou alternatif à la rivière Kou pour la petite irrigation. Y'a-t-il de l'eau stockée dans la plaine alluviale ? Est-elle exploitable ? Est-

elle renouvelable ? Les variations d'eau dans la plaine alluviale en relation avec le bedrock et le Kou peuvent être schématisées par la Figure II.11 et traduites par l'équation ci après :

$$\frac{\partial V_{PA}}{\partial t} = \Delta Q_{BR/PA} + \Delta Q_{K/PA} + R - Q + \Delta Q_{PA} \quad (II.4)$$

le premier terme du membre de droite ($\Delta Q_{BR/PA} = Q_{BR \rightarrow PA} - Q_{PA \rightarrow BR}$) se réfère aux transferts d'eau entre le bedrock et la plaine alluviale, le deuxième terme se réfère aux transferts d'eau entre la rivière Kou et la plaine alluviale ($\Delta Q_{K/PA} = Q_{K \rightarrow PA} - Q_{PA \rightarrow K}$), le troisième terme R représente la recharge de la plaine alluviale par les eaux de pluie, Q les prélèvements opérés par les agriculteurs dans la plaine alluviale, le dernier terme ΔQ_{PA} , à d'éventuels transferts d'eau latéraux entrants et sortants aux parties amont et aval de la plaine alluviale étudiée.

La résolution de l'équation (II.4) requiert une série d'investigations sur les trois réservoirs pris individuellement et deux à deux.

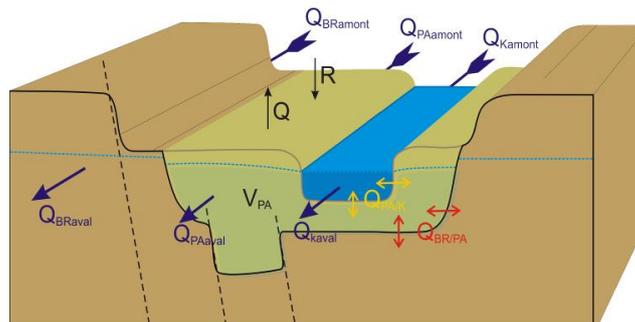


Figure II.11. Conceptualisation des relations entre la plaine alluviale, le Kou et le bedrock (pour les légendes voir dans le texte)

Le travail de recherche consistera à étudier les potentialités en eau de la plaine alluviale, son exploitabilité, son caractère renouvelable et les transferts d'eau avec les deux autres réservoirs.

II.4.4.2. Investigations sur la plaine alluviale

Le premier travail consiste à réaliser la caractérisation physique des hétérogénéités de la plaine alluviale (nature et extension des dépôts). Pour ce qui concerne la délimitation de l'extension latérale de la plaine alluviale, trois approches sont généralement utilisées: la

téledétection, l'hydropédologie et l'hydrogéomorphologie. Ces approches admettent l'hypothèse qu'une plaine alluviale peut être assimilée à la zone inondable d'un cours d'eau.

Dans le cadre de l'approche basée sur la télédétection, les images satellitaires permettent de suivre et cartographier à grande échelle des objets et phénomènes dynamiques telles que les zones inondables (Hostache et al., 2006; Pultzl et al., 1990; Wade et al., 2008). Les données du spectre électromagnétique infrarouge permettent de délimiter les plaines alluviales et les limites des terrasses alluviales. Quant aux micro-ondes, elles permettent une acquisition en continu d'informations sur les phénomènes dynamiques sans pour autant que ces informations soient altérées/dénaturées par la couverture atmosphérique (Frappart et al., 2005; Song et al., 2007; Syvitski et al., 2012). L'inconvénient de l'approche basée sur la télédétection est que les images satellitaires d'assez bonne résolution spectrale, spatiale, radiométrique et temporelle sont relativement coûteuses.

L'approche hydro-pédologique ou « courbe enveloppe » consiste en la simulation hydraulique de la zone inondable d'un cours d'eau (lit majeur à majeur exceptionnel). Cette méthode a été utilisée pour la cartographie des zones inondables en région wallonne en Belgique (Dautrebande, 2005). Toutefois, dans les lits à chéneaux et à méandres, les simulations sont biaisées voire faussées : les algorithmes de simulation ne prennent pas en compte le transfert d'impulsion imposée par les différents méandres du chenal et certains éléments tels que la pente du terrain.

L'approche hydrogéomorphologique est une approche naturaliste issue de la géomorphologie et basée sur l'observation et l'interprétation du terrain naturel (Ballais et al., 2011a). Elle vise à identifier et délimiter les différentes unités géomorphologiques en s'appuyant sur la morphologie du terrain naturel (reconnaissance des talus et des ruptures de pentes), la sédimentologie (analyse de la granulométrie, de la nature et de la couleur des formations superficielles), l'occupation du sol (la végétation) et les traces d'inondations (laisse de crues, traces des courants sur les photographies aériennes). La délimitation des unités géomorphologiques fonctionnelles avec cette approche devient difficilement réalisable lorsque le territoire est fortement aménagé et que les formes fluviales ont été altérées (Lelièvre et al., 2008). La plaine alluviale du Kou étant située hors des zones urbanisées, il n'existe aucun risque que la délimitation des différentes unités géomorphologiques de la plaine alluviale soit biaisée par cette approche. Elle sera donc utilisée dans le cadre de ces travaux.

Quant à la nature des dépôts et leur extension en profondeur, des méthodes de prospection géophysique telles que la polarisation spontanée, le géo-radar, les méthodes gravimétriques, le bruit sismique H/V, les méthodes électrique ... sont généralement utilisées (AGAP, 1992). Dans le cadre de ces travaux le bruit sismique H/V et la tomographie de résistivité électrique seront utilisées, la justification du choix de ces méthodes est apportée dans le paragraphe concerné.

Le deuxième travail consiste à estimer (1) les variations de réserves ($\partial V_{PA} / \partial t$), (2), le débit de base « net » ($Q_B = Q_{PA \rightarrow K} - \Delta Q_{BR / PA}$), (3) la recharge (R) et (4) les prélèvements agricoles (Q) dans la plaine alluviale. L'estimation des réserves et de leur variation au cours de la contre-saison nécessitent de suivre à des intervalles réguliers l'évolution de la piézométrie dans le temps et dans l'espace et, d'estimer les paramètres hydrodynamiques de la plaine alluviale (conductivité, transmissivité, coefficient d'emménagement...). Pour ce qui est de l'estimation du débit de base, l'approche reposera sur des mesures de débit des eaux de surface. La recharge (R) concerne l'estimation de l'infiltration efficace qui alimente les eaux superficielles après évapotranspiration et écoulement de surface et subsurface des eaux de pluies. Plusieurs méthodes d'estimation de la recharge ont été exposées par divers auteurs (Allison et al., 1994; de Vries et Simmers, 2002; Gee et Hillel, 1988; Lerner, 1997; Scanlon et al., 2002; Sharma et Murthy, 1998; Simmers I., 1997; Stephens, 1994). Dans le cadre de ces travaux, la méthode du bilan hydrique sera utilisée pour l'estimation de la recharge à l'échelle de la zone investiguée. La justification de ce choix est apportée dans le chapitre V.

Quant à l'estimation des prélèvements directs d'eau dans la plaine alluviale (Q), elle consistera à inventorier les ouvrages agricoles (puisards, puits ...), estimer les volumes prélevés dans ces ouvrages et les confronter aux besoins réels en eau des cultures.

II.4.4.3. Investigations sur la rivière Kou

Il s'agira d'évaluer le débit de base des eaux souterraines par jaugeages successifs du débit de la rivière Kou au cours de la saison sèche (contre saison). L'évolution de ces débits permettra de déterminer s'il y a une diminution progressive dans le temps qui refléterait un tarissement des réserves en eau souterraine dans les formations du sédimentaire ou des réserves en eau souterraine de la plaine alluviale. L'approche reposera sur le suivi en continu

des niveaux d'eau de la rivière et, des jaugeages traditionnels au moulinet sur des tronçons successifs afin de mettre en évidence l'évolution des niveaux d'eau et des débits de la rivière. Les bilans d'eau sur des tronçons successifs de la rivière (« water budgeting method ») permettront de quantifier les flux d'eau entrant et sortant aux limites amont et aval du cours d'eau et ainsi d'estimer les volumes d'eau échangés entre le Kou et la plaine alluviale par drainage souterrain ou de surface.

II.4.4.4. Investigations sur les aquifères du bedrock

Ces investigations devront permettre d'évaluer les transferts d'eau entre les aquifères du sédimentaire et la plaine alluviale ($\Delta Q_{BR/PA} = Q_{BR \rightarrow PA} - Q_{PA \rightarrow BR}$). Il s'agira de procéder à des mesures en continu des niveaux piézométriques du bedrock et de la plaine alluviale ($\Delta H_{bedrock} \rightarrow \Delta H_{plaine}$) avec modélisation analytique et, une série de tests hydrauliques (essais de pompage,) avec quantification des rabattements induits, des paramètres de l'aquitard (coefficient de drainance, résistance hydraulique à l'écoulement) et d'estimer les transferts d'eau par application de la formule de Darcy.

II.4.4.5. Autres investigations

Les mesures directes sur la rivière Kou par « seepage meter » permettront de quantifier localement les transferts d'eau entre les aquifères et la rivière. Il s'agira, par tronçons de la rivière d'implanter ces appareils pour quantifier directement et localement les apports et pertes d'eau. Pour valider cette approche, des analyses d'eau concernant les paramètres physico-chimiques majeurs et mineurs seront réalisées. Il s'agira de procéder à la détermination du faciès hydrochimique des différents échantillons d'eau suivant leur appartenance (Kou, plaine alluvial, bedrock), une analyse factorielle par composantes principales (ACP) devra permettre de détecter la signature et l'origine des faciès hydrochimiques, les mélanges d'eau s'il y en a et les appartenances de chaque groupe d'eau.

II.4.4.6. Résumé des investigations à mener

L'ensemble des investigations qui seront envisagées sur ces trois réservoirs est résumé dans le Tableau II.1.

Tableau II.1 Présentation synthétique de la méthodologie d'étude de la plaine alluviale

	RESERVOIRS	OBJECTIFS	PARAMETRES	METHODOLOGIE		OBJECTIFS		
METHODOLOGIE D'ETUDE DE LA PLAINE ALLUVIALE	PLAINE ALLUVIALE	Extension latérale	$\Delta L, \Delta l$	Approche hydrogéomorphologique	FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DE LA PLAINE	Quantification des potentialités en eau de la PA		
		Extension verticale	ΔZ	Géophysique (ERT, H/V Sismique)				
		Hydrodynamisme	T, Ss, K	Piézométrie				
	RIVIERE KOU	Suivi des niveaux d'eau	ΔH	Monitoring en continu des niveaux d'eau			Essais de pompage, Slug Test	Interactions entre les 03 réservoirs
		Evolution des débits	$Q_{\text{aval}}, Q_{\text{amont}}, \Delta Q$	Mesures au moulinet				
		Interaction avec la PA	$\Delta Q_{K/PA} = Q_{K \rightarrow PA} - Q_{PA \rightarrow K}$	Water budgeting method				
				Mesure directe : Seepage meters Modélisation analytique des ΔH			Modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la plaine alluviale	
	BEDROCK	Suivi des niveaux d'eau	ΔH	Monitoring en continu des niveaux d'eau				
		Interaction avec la PA	$\Delta Q_{Br/PA} = Q_{Br \rightarrow PA} - Q_{PA \rightarrow Br}$	Modélisation analytique des ΔH Essais de pompage				
	AUTRES INVESTIGATIONS	Détection des Faciès hydrochimiques		Analyse ions majeurs/mineurs des eaux				
Origine des minéralisations et mélanges d'eau			Analyse factorielle (ACP)					

Légende :

ΔL et Δl : Longueur et largeur de la plaine alluviale, ΔZ : épaisseur des matériaux de recouvrement au dessus du bedrock (plaine alluviale et roches de couvertures du bedrock), T : Transmissivité, Ss : Coefficient d'emmagasinement spécifique, K : Conductivité hydraulique, ΔH : Variation du niveau d'eau, PA : Plaine alluviale, Q : débit, Br : bedrock, ERT : electrical resistivity tomography



PARTIE II: CARACTERISATION PHYSIQUE ET HYDRODYNAMIQUE DE LA PLAINE ALLUVIALE

Chapitre III : Caractérisation physique de la plaine alluviale

III.1. Objectif

L'objectif de ce chapitre est de caractériser les différentes unités de la plaine alluviale et ses hétérogénéités par des approches de géomorphologie et de prospection géophysique. Il s'agira donc de cartographier la nature des dépôts de la plaine alluviale et de délimiter leur extension latérale et verticale.

III.2. Cartographie de la plaine alluviale par approche hydrogéomorphologique

III.2.1. Généralités sur les plaines alluviales

Une plaine alluviale est une surface topographique à faible dénivelé, située en fond de vallée, constituée d'alluvions (galets, graviers, sables, argiles, limons...) et assimilable à la zone inondable d'un cours d'eau (Figure III.1) (Ballais et al., 2011b; Lecce et Pavlowsky, 2004; Wyzga, 1999). Sa mise en place résulte du passage à répétitions de crues de différentes intensités suivant deux mécanismes (Lelièvre et al., 2008): une migration latérale du cours d'eau et une accrétion verticale provoquée par les inondations. La migration latérale laisse en place des dépôts de sédiments relativement grossiers, dont la structure reflète le tri et la morphologie propre au chenal; elle façonne aussi la plaine en laissant des terrasses fluviales. Les inondations laissent en place des dépôts de débordement composés de sédiments relativement fins. La combinaison des dépôts et des formes associées constituent les unités morphologiques de la plaine alluviale (lit mineur, moyen, majeur, majeur exceptionnel). Ces unités sont encadrées par des reliefs plus ou moins marqués appelés unités encaissantes, pouvant être des roches en place (versant) ou des formations alluviales anciennes.

Cartographier l'extension latérale de la plaine alluviale revient à déterminer la zone inondable de la rivière Kou et à estimer les limites de son lit majeur à majeur exceptionnel.

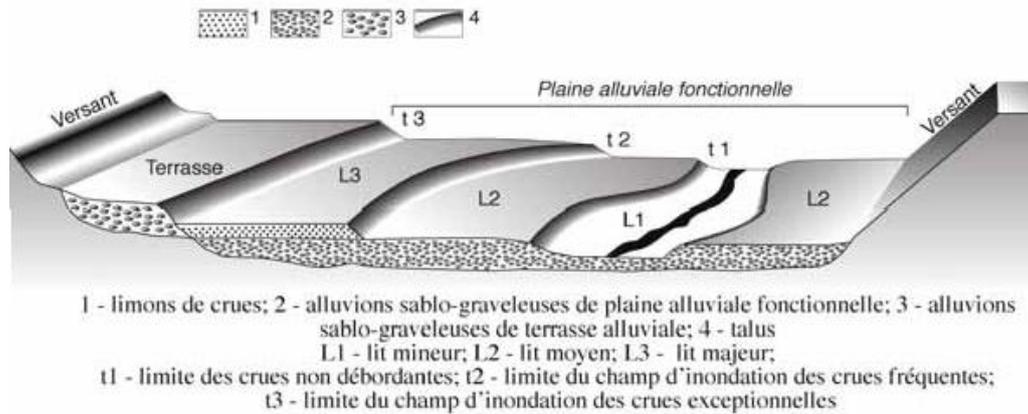


Figure III.1. Les unités géomorphologiques d'une plaine alluviale (Ballais et al., 2005)

III. 2.2. Principes et méthodologie

La première étape consiste à repérer ces limites par l'étude stéréoscopique des fonds de vallées sur les photographies aériennes. La seconde étape consiste à observer physiquement sur le terrain ces limites (les identifier, localiser et cartographier) sur la base des éléments de la microtopographie, des traces d'inondations, de la végétation, la couleur et de la nature des dépôts de surface (Ballais et al., 2005).

III.2.3. Mise en œuvre

III.2.3.1. Acquisition et traitement de photographies aériennes

Cette étape vise à délimiter, par observation au stéréoscope de couples de photos aériennes stéréoscopiques, les différentes unités géomorphologiques du bassin du Kou. Pour ce faire, 56 couples de photos panchromatiques à l'échelle 1/50.000 datées de mars 2003 et couvrant la région de Bobo ont été acquises auprès de l'Institut Géographique du Burkina (IGB). Un filtre anti-bruit a été appliqué sur les photos grâce au logiciel de traitement d'image « JascPaint_4.3 » afin d'améliorer leur résolution spectrale (Figure III.2 a et b).

L'observation au stéréoscope à fort grossissement a permis la production de cartographies minutes dessinées à la main (Figure III.2c) des différentes unités géomorphologiques à l'échelle du bassin. Ces cartographies minutes ont été validées par une campagne cartographique de terrain.

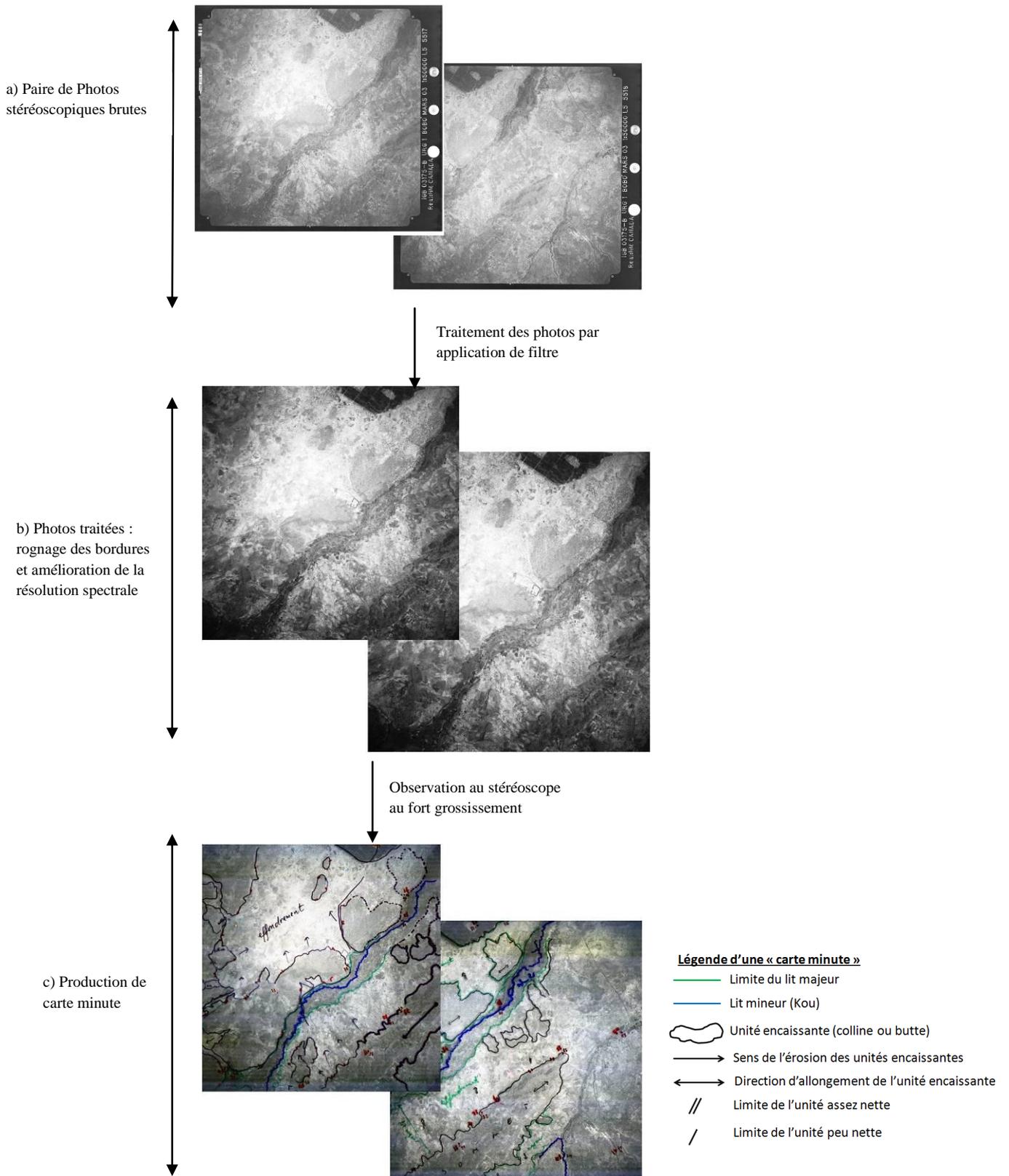


Figure III.2. Etape de la cartographie minute réalisée au bureau

III.2.3.2. Campagne cartographique de terrain des unités géomorphologiques de la plaine

Cette campagne vise d'une part à corriger et valider sur le terrain les cartographies minutes produites, et d'autre part à identifier d'autres unités géomorphologiques difficilement identifiables au stéréoscope (les chenaux de ruissellement, les limites d'érosion des berges, les bourrelets de berge...). La campagne de terrain a concerné l'ensemble de la zone d'étude, de l'amont des sources de Nasso/Guinguette au périmètre maraîcher de Bama. Au total, une superficie de 60 km² environ a été cartographiée. Elle a permis la réalisation de 29 transects (profils) orientés perpendiculairement au cours d'eau (rivière Kou) et disposés de manière alternées (méthode cartographique par topo-séquence) soit environ un profil par km parcouru (Figures III.3 et III.4). Sur chaque profil une fiche pédo-géomorphologique reprenant la localisation et la description in situ de l'unité cartographiée a été élaborée (annexe 1). Une description in situ de la texture, de la composition et de la couleur d'échantillon de l'unité cartographiée a également été réalisée.

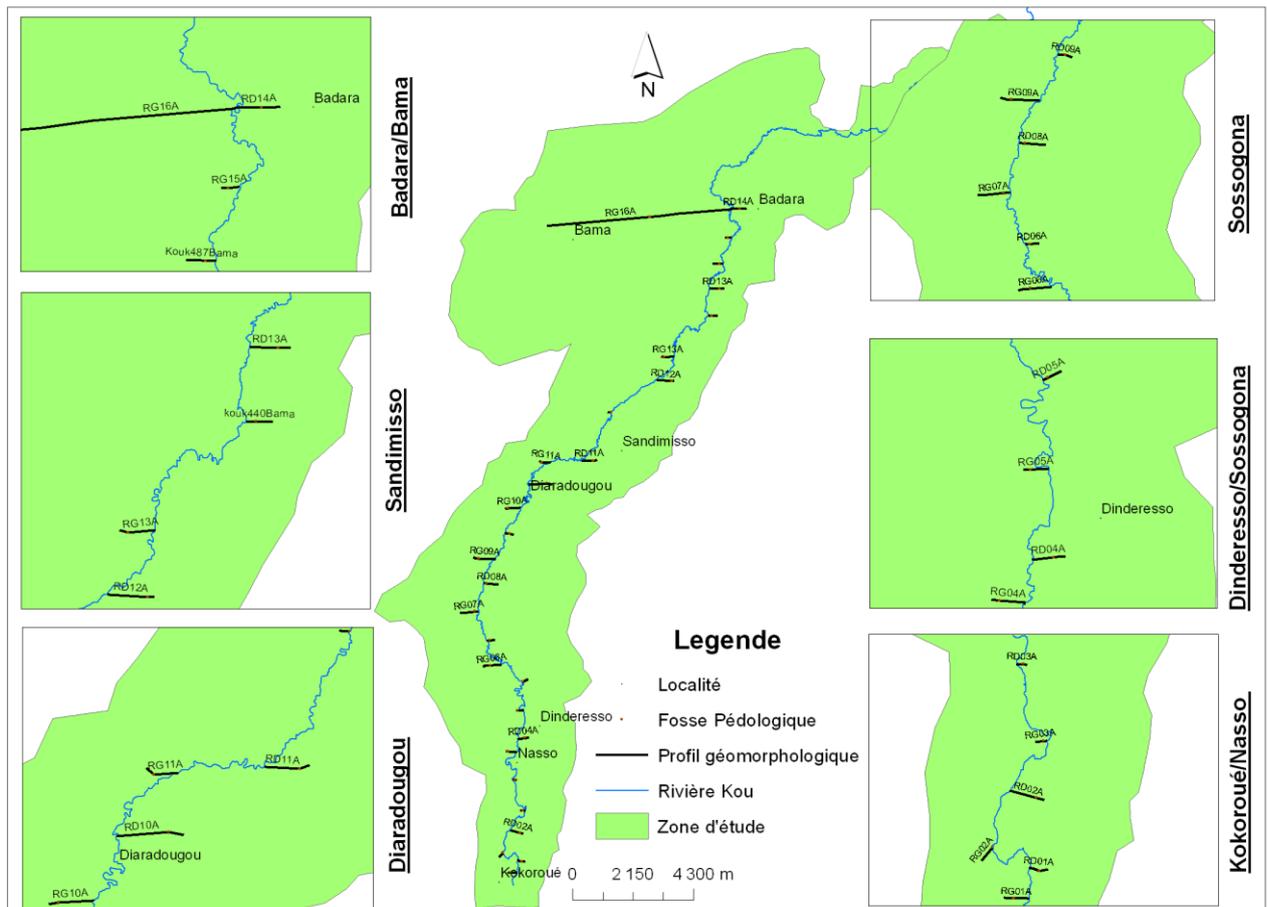


Figure III.3. Localisation des profils géomorphologiques dans la zone d'étude

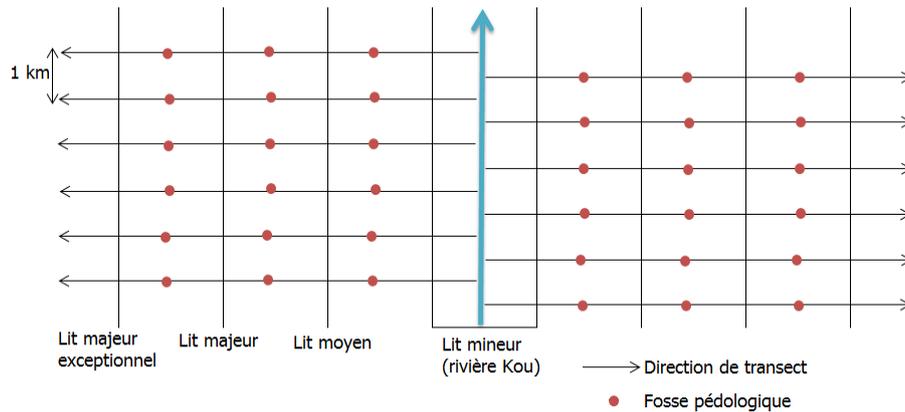


Figure III.4. Principes de la cartographie par topo-séquence

III.2.4. Présentation des résultats

A l'échelle de la zone d'étude, la campagne de terrain a permis de cartographier 97 unités géomorphologiques dont 48 sur la rive gauche et 49 sur la rive droite du Kou. Cela a permis de corriger et valider les cartes minutes qui ont été assemblées, mosaïquées puis géo référencées par calage avec une image Spot datée de décembre 2000 afin d'établir in fine la carte géomorphologique de la zone d'étude (Figure III.5). Les différentes unités cartographiées se rangent en cinq classes:

- **les unités géomorphologiques fréquemment rencontrées (UGFR)** : ce sont les lits mineur, majeur et majeur exceptionnel qui constituent les unités fonctionnelles ou actives de la plaine alluviale,
- **les unités géomorphologiques peu rencontrées (UGPR)** : la pente inférieure de glaciais, les terrasses alluviales et le glaciais de piedmont,
- **les unités géomorphologiques fusionnées** : les lits moyen et majeur fusionnés, les lits moyen, majeur et majeur exceptionnel fusionnés,
- **les unités géomorphologiques mineures (UGM)** : les bourrelets de berge, les interfluves et,
- **les unités du relief résiduel, et du système de glaciais (URR et USG)** qui constituent les terrains encaissant limitant l'extension latérale de la plaine alluviale.

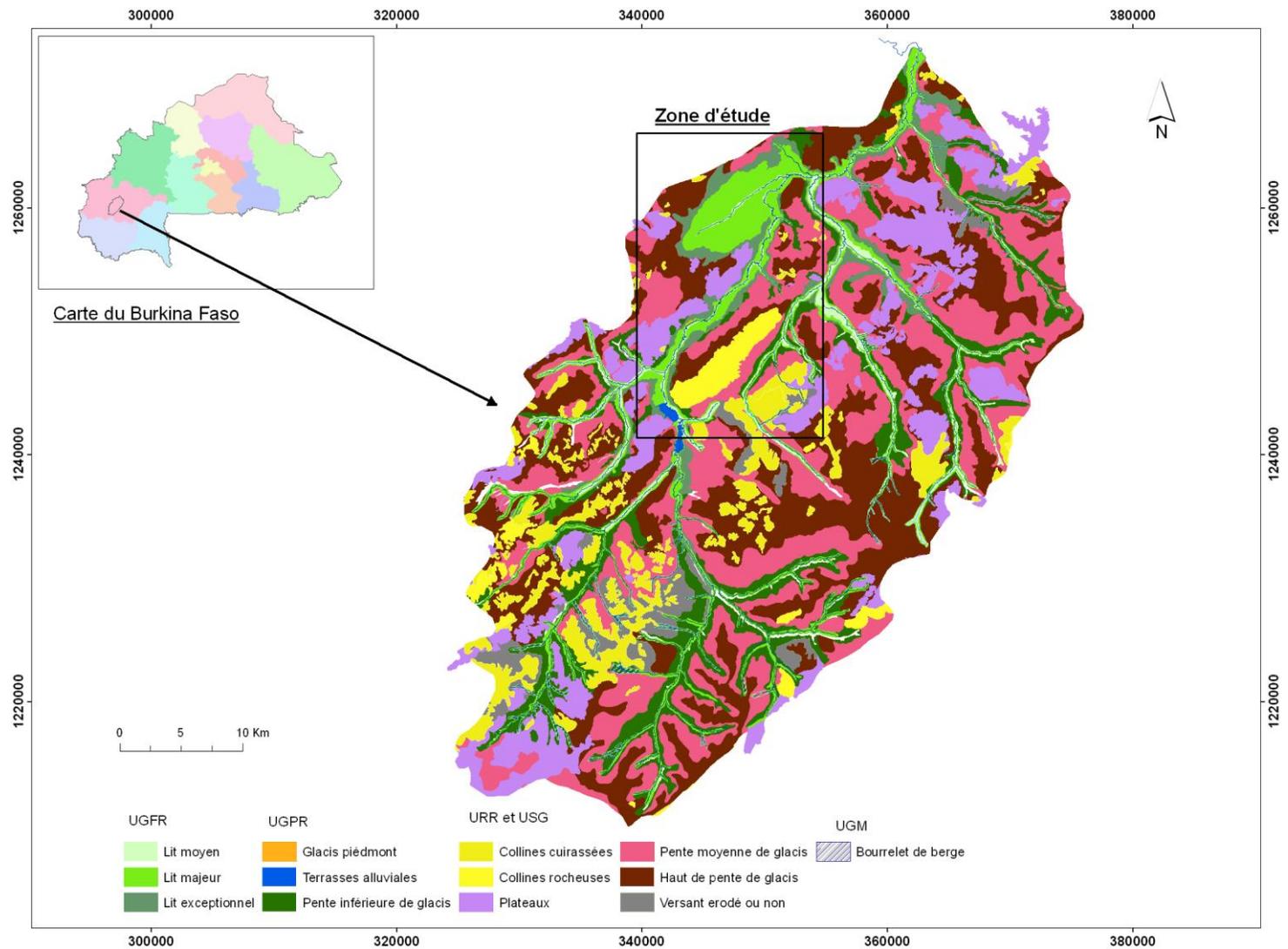


Figure III.5. Les différentes unités géomorphologiques du bassin du Kou

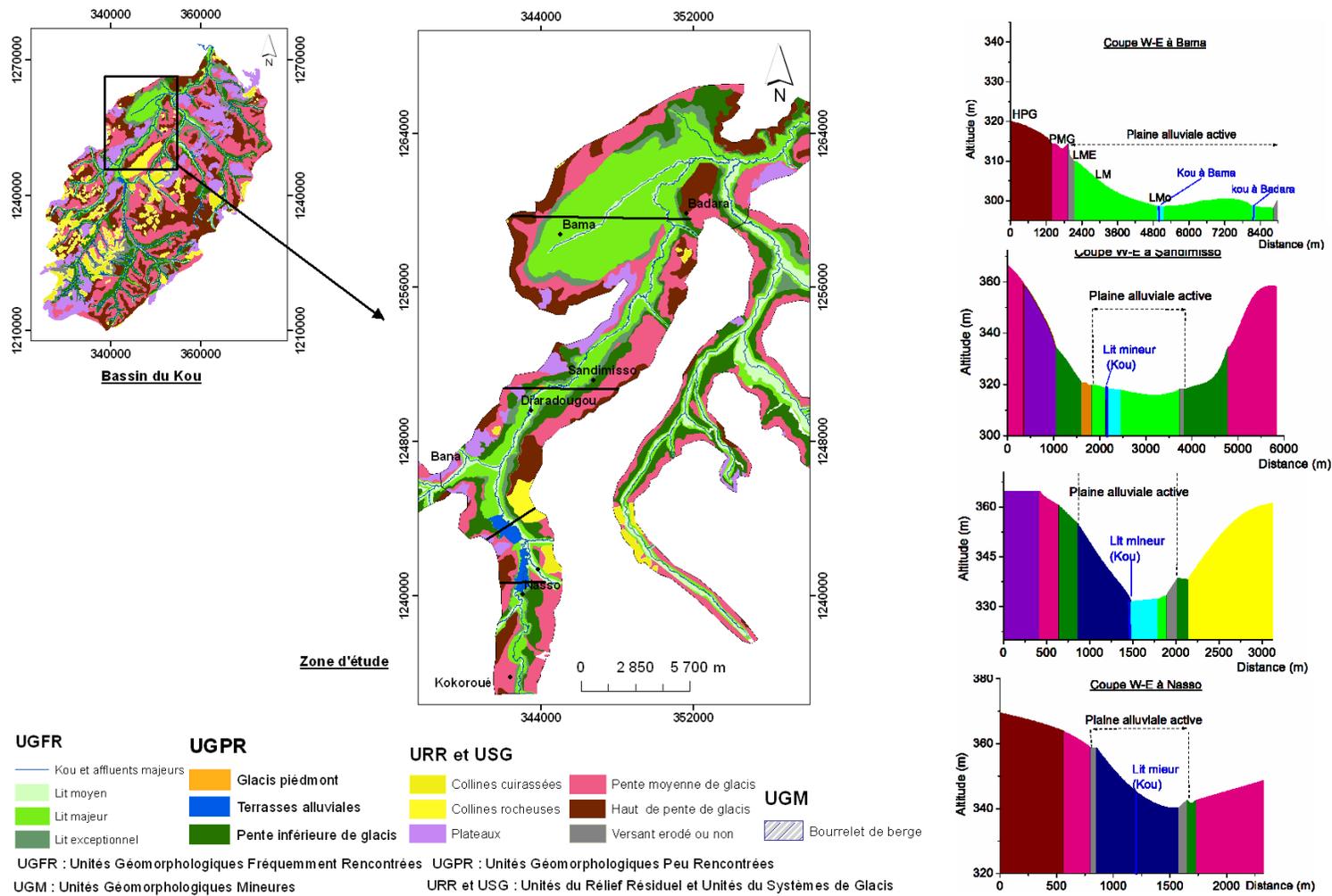


Figure III.6. Les différentes unités géomorphologiques de la zone d'étude et aperçu de quelques coupes caractéristiques

IV.2.4.1. Les unités géomorphologiques majeures fréquemment rencontrées (UGFR)

Le lit mineur, bien individualisé constitue le chenal principal de la rivière Kou. Le lit mineur est bien incisé à l'amont de la zone d'étude à Kokoroué avec une largeur du lit d'environ 40m et une profondeur de 2,5 m. Il est rétréci (< 10 m) et forme une importante sinuosité à Dinderesso. Les activités anthropiques réalisées (lavage, vaisselle...) dans le lit du Kou et les labours sur les berges provoquent une érosion régressive et des éboulements, ensablements des berges (Figure III.6).

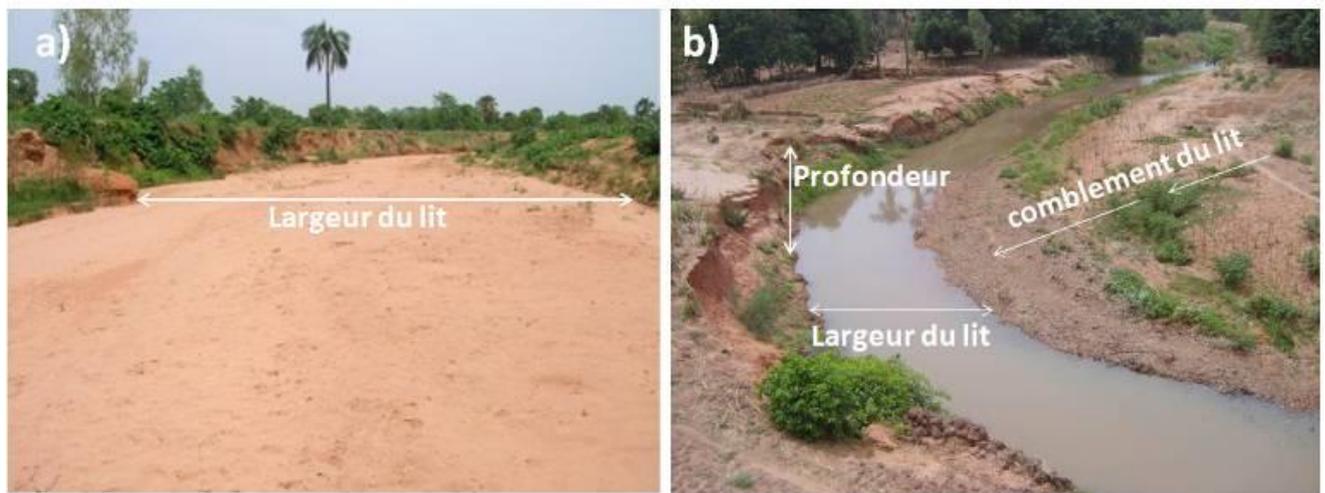


Figure III.6. a) Eboulement et ensablement des berges à Kokoroué, b) Erosion régressive des berges à Dinderesso

Le lit moyen est situé à proximité immédiate du lit mineur. Il correspond au domaine inondé par les crues annuelles à décennales. A l'échelle de la zone d'étude, sa transition avec le lit mineur est très nette avec des talus abrupts (Figure III.7a). Il est rétréci et sableux (sables grossiers, Figure III.7b) à Kokoroué mais s'élargi de Dindéresso, Sossogona jusqu'à Bama (aval de la zone d'étude) où il fusionne parfois avec le lit majeur pour former une seule unité.



Figure III.7. a) Transition lit mineur-moyen, b) micro butte sableuse sur le lit moyen (Kokoroué)

Le lit majeur est jointif au lit moyen. Il correspond au domaine de la plaine alluviale inondé par les crues décennales. De Kokoroué à Bama, il s'individualise ou forme tantôt une seule unité avec le lit moyen et le lit majeur exceptionnel (Figure III.8) pour donner de vastes terrasses alluviales (Figure III.5 coupe SW-NE à Sossogona) ou des zones de débordements du Kou sous forme de « petites mares ».



Figure III.8. Lit majeur, moyen et majeur exceptionnel fusionnés et humides

Le lit majeur exceptionnel jouxte le lit majeur et correspond au domaine de la plaine alluviale inondée par les crues centennales. Il a été observé de Kokoroué à Bama bien que quelques fois, il forme une seule unité avec les deux précédentes. A Bama, les trois unités assemblées forment une plaine de 6 - 7 km de largeur (Figure III.5 coupe W-E à Bama).

III.2.4.2. Les unités géomorphologiques majeures peu rencontrées (UGPR)

La pente inférieure de glacis borde le lit majeur exceptionnel et constitue une unité encaissante limitant l'extension latérale de la zone inondable. Elle a été rencontrée en rive gauche à Nasso, Sossogona, Badara et en rives gauche et droite à Diaradougou et Sandimisso (Figure III.6 coupe W-E à Sandimisso).

Les terrasses alluviales ont été identifiées en rives gauche et droite du Kou à Nasso et en rive gauche à Dindéréso et Sossogona (Figure III.5. coupe W-E à Nasso). A Nasso, une terrasse alluviale large de 800 m environ, caractérisée par une surface plate à faible inclinaison sans élément apparent de micro-topographie, a été cartographiée. Les terrasses alluviales constituent des niveaux topographiques plus ou moins anciens, témoins d'un l'hydrodynamisme passé (Ballais et al., 2005).

Le glacis de piedmont a été rencontré seulement en rive gauche du Kou à Sandimisso (Figure III. 5. Coupe W-E à Sandimisso). Il est caractérisé par d'anciens dépôts consolidés d'alluvions.

III.2.4.3. Les unités géomorphologiques fusionnées rencontrées

Elles concernent les unités non individualisables qui fusionnent entre elles pour former des unités plus larges : ce sont des fusions de type lit moyen-majeur et lit moyen-majeur-majeur exceptionnel. Elles ont parfois formé les terrasses alluviales, telle celle de Nasso décrite précédemment.

III.2.4.4. Les unités géomorphologiques mineures rencontrées (UGM)

Elles ont été peu rencontrées et n'ont pas été décrites comme des unités à part entière.

Le bourrelet de berge forme une surface convexe d'altitude apparente supérieure au lit moyen. Cette unité a été uniquement observée à Kokoroué (moins de 30 m de long) mais totalement aplanie par les labours successifs.

L'interfluve se présente également sous forme d'une surface convexe avec des pentes courtes. Un seul interfluve a été observé dans le village de Diaradougou mais non cartographié, l'occupation du sol (labours, champs...) rendant les limites identifiées approximatives.

III.2.4.5. Les unités géomorphologiques identifiées à la limite de la plaine alluviale

Les unités du relief résiduel (URR) sont constituées par des buttes gréseuses avec des épandages de blocs (Figure III.9) qui bordent le lit majeur exceptionnel en rive droite à Kokoroué et gauche Dindéresso. Les URR constituent aussi de vastes collines gréseuses, principalement en rive droite du Kou de Diaradougou à Badara.



Figure III.9. Butte gréseuse avec épandage de blocs et de cailloutis à Nasso

Les unités du système de glaciaire (USG) concernent les pentes moyennes et supérieures de glaciaire, limitées aux unités voisines par des ruptures de terrain abruptes ou longues et douces.

III.2.4.6. Extension latérale de la plaine alluviale

A l'échelle de la zone d'étude, l'extension latérale des unités fonctionnelles (lit mineur, moyen, majeur et majeur exceptionnel) correspond à celle de la plaine alluviale. Le Tableau III.1 et la Figure III.10a montrent que la plaine alluviale est moins étendue en amont de la zone d'étude, dans les localités de Kokoroué à Dindéresso, où elle est inférieure à 750 m de largeur, avec une moyenne de 605 m. Par contre, à l'aval de la zone d'étude (localités de Sossogona à Bama), elle est plus large et s'étend sur environ 1000 m de Sossogona à Diaradougou, avec une moyenne de 995 m. En considérant son extension par rive, la plaine alluviale est légèrement moins étendue en rive gauche qu'en rive droite, 420 m contre 450 m, à l'exception de Sossogona où elle est large de 725 m en rive gauche contre 425 m en rive droite (Figure III.10b).

Tableau III.1. Nombre d'unités par profil, largeur de la plaine alluviale de la zone d'étude

Villages	N° Profil/Transect		Nombre d'unités géomorphologiques		Largeur de la plaine alluviale (m)		Largeur totale (m)
	Rive gauche	Rive droite	Rive gauche	Rive droite	Rive gauche	Rive droite	
Amont							
Kokoroué	RG01A	RD01A	4	4	350	245	595
Kokoroué	RG02A	RD02A	2	2	240	500	740
Kokoroué	RG03A	RD03A	4	4	170	140	310
Nasso	RG04A	RD04A	3	3	375	372	747
Dindéresso	RG05A	RD05A	2	2	286	356	642
					284	314	598
Aval							
Sossogona	RG06A	RD06A	3	4	690	280	970
Sossogona	RG07A	RD08A / RD07A	4	4	668	545	1213
Sossogona	RG09A / RG08A	RD09A / RD08A	4	4	810	286	1096
Diaradougou	RG10A / RG09A	RD10A / RD09A	4	4	562	845	1407
Sandimisso	RG11A / RG10A	RD11A / RD10A	3	4	410	590	1000
Sandimisso	RG12A / RG11A	RD12A / RD11A	3	4	132	625	757
Badara	RG13A / RG12A	Kouk440-Bama / RD12A	3	4	470	355	825
Bama	Kouk487-Bama / RG13A	RD13A / RD13A	2	3	375	540	915
Bama	RG15A / RG14A	RD14 / RD14A	4	3	250	530	780
Bama	RG16A / RG15A		3		650		---
TOTAL			48	49	502	511	996

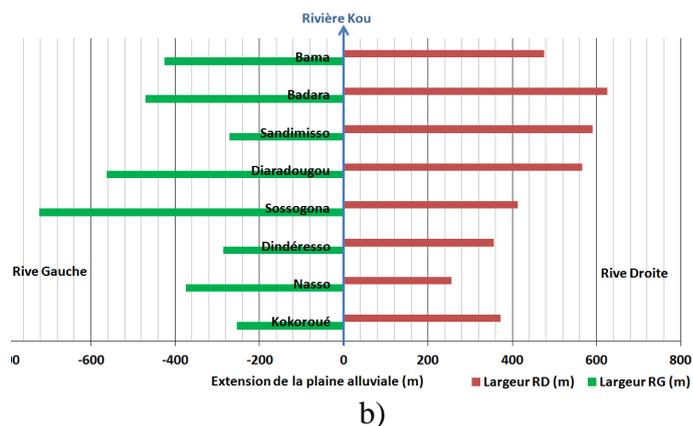
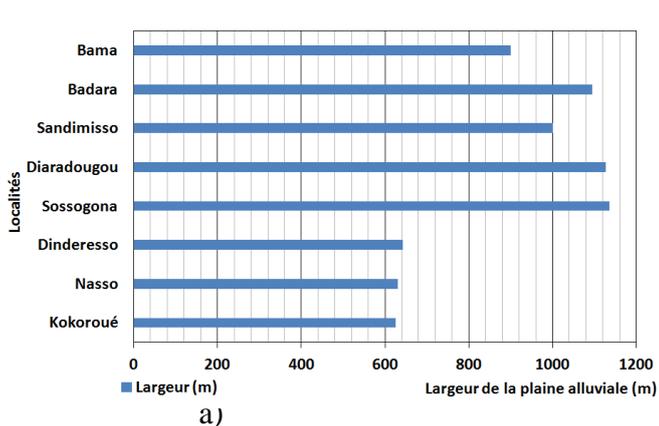


Figure III.10. (a) Largeur moyenne de la plaine alluviale par site et (b) sur chaque rive du Kou

L'extension de la plaine alluviale reste intrinsèquement liée aux crues et décrues subies par la rivière Kou lors d'épisodes pluvieux intenses survenus dans le bassin (averses, orages...) au fil du temps.

La Figure III.11 montre que dans la partie amont de la zone d'étude (Kokoroué à Dindéresso), où la largeur de la rivière est supérieure à 25 m, l'étendue de la plaine alluviale correspondante est faible, de l'ordre de 220 m. Par contre, à l'aval de la zone d'étude (Sossogona à Bama) où la largeur moyenne de la rivière est de 20 m, la largeur de la plaine alluviale correspondante est supérieure à 250 m (Figure III.11).

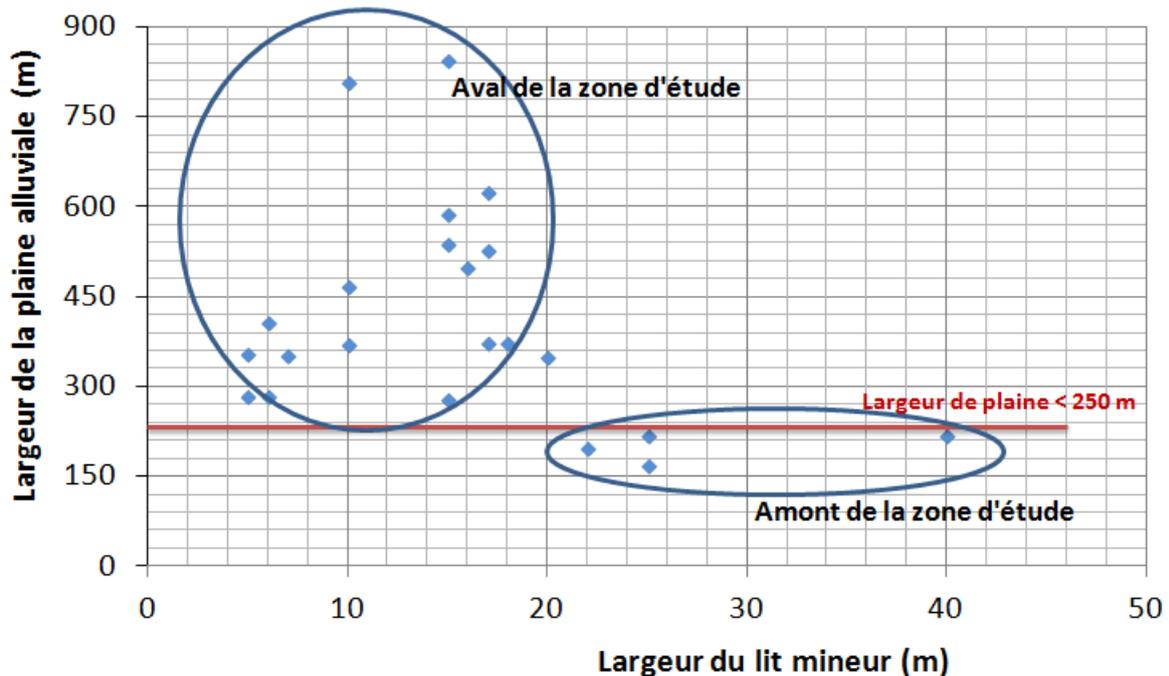


Figure III.11. Evolution de la largeur de la plaine alluviale sur le transect cartographique en fonction de la largeur du lit mineur pour une profondeur supposée constante à 2 m

En conclusion, l'étude de l'extension latérale de la plaine alluviale du bassin du Kou a permis de cartographier les différentes unités géomorphologiques de la plaine, à savoir les unités dites actives ou fonctionnelles (lit mineur, moyen, majeur et majeur exceptionnel) et celles dites encaissantes qui constituent les versants de la plaine alluviale (unités du système de glaciais, du relief résiduel). D'autres unités fonctionnelles de moindre importance telles que le bourrelet de berge et l'interfluve ont pu être identifiées. Il ressort que la largeur totale de la plaine alluviale est moins étendue en amont de la zone d'étude, de Kokoroué à Dindéresso où elle serait de 600 m environ alors qu'elle s'étend sur près d'un kilomètre en aval, de Diaradougou à Bama/Badara.

III.3. Apport de la prospection géophysique à la caractérisation des dépôts de la plaine alluviale

Plusieurs méthodes de prospection géophysique ont été employées dans la zone d'étude afin de caractériser la nature des dépôts de la plaine alluviale et leur extension en profondeur et de déterminer le toit de l'aquifère qu'ils renferment. Des résultats très intéressants ont été obtenus avec la Tomographie de Résistivité Electrique (ERT) et le bruit sismique H/V. L'ERT a été utilisée pour déterminer l'hétérogénéité des terrains superficiels, l'épaisseur des dépôts alluviaux, ainsi que la profondeur du bedrock.

Afin de confirmer et de compléter l'interprétation de l'ERT, la méthode du bruit sismique H/V a été mise en œuvre pour calculer la fréquence de résonance du site qui est inversement proportionnelle à l'épaisseur des couches meubles. Les résultats obtenus par ces deux méthodes, qui sont présentés sous la forme d'un article, sont repris dans le paragraphe ci après.

Characterization of shallow alluvial deposits using Electrical Resistivity Tomography (ERT) and Horizontal and Vertical Spectral Ratio (H/V SR) geophysical approaches

III.3.1. Introduction

Groundwater production potential in alluvial deposits is strongly dependent on the reservoir geometry and on sediments characteristics. In developing countries with semi-arid or arid climates, exploitation of easily accessible aquifers with rudimentary structures such as dug wells is critical for irrigation. To optimize the exploitation of groundwater, spatial variations of the deposits as well as hydrodynamic properties must be investigated. Furthermore, for a sustainable use of the resource, interactions between deep groundwater, shallow groundwater, and surface water must be well understood. Alluvial deposits can exhibit strong lateral variations in the sedimentary deposits in relation with river dynamics (Greco et al., 2007; Gregory et al., 2008; Langhans, 2006; Larkin, 1992). Generally, geological modelling of superficial materials is inferred through interpretation of drilling logs, pedological maps, and/or aerial/satellite images. However, information obtained from these sources is either local or superficial. By combining data from drilling logs and geophysical method it is possible to characterize heterogeneity of soil and subsoil over large distances (Gourry et al., 2003; Massey et Taylor, 2007; Nguyen et al., 2007). To estimate the thickness of superficial materials, Electrical Resistivity Tomography (ERT) coupled with Horizontal and Vertical Spectral Ratio (H/V SR) can provide reliable and complementary results (Danneels et al., 2008; Méric, 2007; Nguyen, 2005). In alluvial plain environments, ERT has shown the ability to characterize sediments deposits, to map contrast between the bedrock and modern deposits and to map fractured bedrock (Cuthbert, 2008; Gourry et al., 2003; Mastrocicco et al., 2010; Osella et al., 1999). It provides 2D/3D images of electrical resistivities of sediments deposits.

The H/V SR yields the resonance frequency of superficial material. The principle of this technique is to measure the seismic ambient vibrations induced by human activities, wind, and road traffic. The thickness of superficial materials (h), the resonance frequency (f) and the soil shear velocity are related (Nakamura, 1989). The thickness of the soil can be estimated with a margin of error of less than 15% (Delgado et al., 2000). The H/V SR is performed at a given location; the device is easily moved to cover more ground than ERT. In this research, a potential and comparative use of these techniques for mapping shallow alluvial deposits in the context of groundwater irrigated agriculture have been performed.

III.3.2. Materials and methods

III.3.2.1. ERT method

ERT relies on voltage differences measured between pairs of electrodes, resulting from the injection of an electrical current into the ground through two other electrodes. Several configurations are available for the electrodes arrays such as Wenner, Schlumberger or dipole-dipole. Each with their own characteristics in terms of depth of investigation, lateral and vertical resolution, horizontal coverage or signal length (Dahlin et Loke, 1998). The Wenner alpha array is used, due to its good signal to noise ratio and its sensitivity to vertical variations. The resolution is however lower compared to other arrays such as Dipole-Dipole (Dahlin et Zhou, 2004).

A multi-electrode configuration of 64 electrodes set at regular interval is used together with a ABEM terrameter LUND Imaging System and a SAS 1000 resistivity instrument. The spacing between the electrodes depends on the length of the profile. The data are inverted with the program Res2Dinv (Loke et R.D., 1996). The inversion algorithm is based on the smoothness-constrained least-squares method and the inversion produces a two-dimensional subsurface model from the apparent resistivity pseudo section (Loke et Dahlin, 2002; Loke et R.D., 1996). The optimization procedure updates iteratively a resistivity model based on the minimization of an objective function in order to reduce the difference between calculated and measured data. The Root Mean Squared (RMS) error gives a measure of this difference.

III.3.2.2. H/V SR method

The H/V SR consists of recording simultaneously the horizontal and vertical components of the seismic noise at a given location by use of a broadband seismometer and to compute the Horizontal and Vertical Spectral Ratio (H/V SR). In the case of a two layers soil profile with one superficial layer which overlays stiff bedrock, a resonance phenomenon is developed.

The 1D fundamental frequency $f_0^{\frac{H}{V}}$ linked to the soil resonance, depends of the wave velocity (V_s) of the upper layer and on its thickness (h) (Ibs-von Seht, 1999; Nakamura, 1989):

$$f_0^{\frac{H}{V}} = \frac{V_s}{4 \cdot h} \quad (\text{III.1})$$

Once the resonant frequency obtained, the sediment thickness (h) above the bedrock can be calculated, if the shear wave velocity (V_s) of the ground is known (section III.3.2.4.2). A tri-directional geophone Lennartz 3D Lite Mk II (1 Hz) is used together with a acquisition unit CityShark II to record the fundamental frequency of the soil.

III.3.2.3. General context of the investigated area

Located in the west of Burkina Faso, the study area focuses on the Kou basin which covers about 1860 km² and comprises lakes, ponds, springs and a perennial river (Kou river) fed by complex of springs (Nasso/Guinguette springs) and non perennial tributaries (Figure III.12b). A vast alluvial plain extends over 350 m on both sides of the Kou river (Ogou, 2008b). In terms of geology, the Kou basin is located in southeast sedimentary formations of Burkina Faso (Figure III.12a) which correspond to the extension of West Africa neo-Proterozoic sedimentary basin; the Taoudeni basin (Bronner et al., 1980; Deynoux et al., 2006; Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1997). These formations are mainly constituted of sandstones, siltstones, and argillites overlying each other in subhorizontal layers affected by a slight dip of two degrees northwestward (Ouédraogo, 2008), they form the basement of the alluvial plain.

The geological formations are compartmented by parallel sub vertical faults oriented southeast-northwest; such faults are also due to the rift encountered in Diaradougou, Sandimisso and Nasso affect the carbonates silstones, which constitute the main bedrock formations (Figure III.12c). At Nasso/Guinguette, these regional fractures are assumed to be at the origin of springs (Dakouré, 2003; Sauret, 2008; Sogreah Ingénierie, 1993). **The** Nasso/Guinguette springs of the center of Kou basin is also characterized by a flow rate of about 10000 m³/h (Sogreah Ingénierie, 1993). Post-tectonic dykes and sills of dolerite, cut sedimentary deposits in the Kou basin and form hills in the topography (Ouédraogo, 2008). These dolerites are reached by drillings in the Diaradougou, Sandimisso and Badara villages (Figure III.13).

From the perspective of hydrogeology, faulting and folding of Precambrian Taoudeni basin basement, have induced, in several countries, the accumulation and storage of important water reserves, the occurrence of continuous or discontinuous aquifers, as well as springs emerging from the sedimentary rocks (BRGM., 2005; Giroux et al., 1997; Travi et al., 1997). The geological deposits of the kou basin host four main aquifers located in the fine glauconitic

sandstones (FGS); the quartz-sandstones (SGQ); the carbonate siltstones (ACS1); and the fine pink sandstones (FPS). The aquifers are confined and separated by clay layers with a thickness ranging from 10 m to 100 m. However, these four aquifers behave as a single hydrogeological system with groundwater flowing southward and eastward towards the Nasso/Guinguette springs and the North part of the Kou basin. The hydraulic gradient is relatively flat (about 0.3%), and transmissivity values range from $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ to $5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ (Sogreah Ingénierie, 1993). In the study area, the faults play a key role for groundwater flow and the hydraulic connectivity between reservoirs. They create preferential water pathways which allow water exchanges between the aquifers and the water resurgence at Nasso/Guinguette springs.

The geophysical survey was performed from south to north (upstream - downstream Kou river) at Kokoroue, Nasso, Diaradougou, Sandimisso and Bama/Badara (Figure III.12b).

III.3.2.4. Data acquisition and processing

III.3.2.4.1. Data acquisition

At both sites of Kokoroue and Nasso sites three profiles were carried out: ERT01 on the right bank of the Kou river at Kokoroue, ERT02 and ERT03 respectively on the right bank and left bank of the river at Nasso. On each of these ERT profiles, H/V data were collected.

A fourth H/V profile oriented northeast - southwest was performed on the left bank of the Kou river in Kokoroue. The Diaradougou and Sandimisso sites are located 12 - 15 km from the two first. Two ERT profiles were performed in Diaradougou (ERT04 to ERT05) and three in Sandimisso (ERT06 - ERT07 to ERT08). On each site, the profiles are aligned and done the right bank of the Kou river. On each ERT profile, a H/V profile was also performed. The Bama/Badara site is further to the north of the alluvial plain. One ERT profile was performed on each side of the Kou river ERT09 on the right bank and ERT10 on the left bank. On each profile, one H/V profile was performed.

III.3.2.4.2. Data processing

ERT data

Repeatability or reciprocal errors are the two most widespread methods to estimate the error (Binley, 1995). They give respectively an estimate of measurements precision (Slater et al., 2002) and accuracy (LaBrecque, 2008). While the former measures the standard deviation of several successive measurements, the latter measures the difference between the normal and the reciprocal resistance (swapping current and potential electrodes). Reciprocals were not recorded, mainly because it requires twice as much time and exposure of the equipment to relatively high temperature was critical during the survey. It was decided to assess data error based on repeatability errors only. Noisy data (outliers or bad data points) were first discarded (1% of data) by setting a cut-off error limit less than 2% on repeatability error. The histogram of repeatability error for all the profiles is shown in Figure III.14 and the corresponding statistics in Table III.3. The histogram shows that 95% of the repeatability error values are below 0.4% and the error is normally distributed. The mean repeatability error is low (0.1467), indicating no systematic error. All inversions data provide RMS between 0.98% and 2.9% which is in accordance with the high data quality.

H/V data

Among eleven H/V seismic profiles performed, 109 regularly spaced stations were recorded from Kokoroue to Bama/Badara site. Obvious outliers were rejected based on a visual inspection. After this first filter, 95 signals were left. The H/V signals were then processed with an anti-triggering filter in order to eliminate transient signals of high resonant frequency. The parameters of the input signal were kept at 1s and 30s respectively for the STA (Short Time Average) and the LTA (Long Time Average). These parameters are enough to compute STA/LTA for each data point and allow to identify the time occurrence and duration of the energetic transients (Wathelet, 2008). The three components of each signal were smoothed using Konno and Ohmachi functions (Konno, 1998). The interpretation of H/V peak is based on reliability criteria of the curve H/V and clarity of the peak (SESAME-project, 2004a) (Figure III.15). For this study, V_s is derived from a calibration process performed at 4 different locations where the depth of the bedrock is well known, and ranging between 8 m and 55 m). These thicknesses have provided resonance frequencies ranging from 40.74 Hz to 0.97 Hz. The corresponding mean V_s is 359 m/s in the upper layer. This value of V_s is in agreement with values found in the literature (Ibs-von Seht, 1999; Jongmans et al., 2009;

Shafiee et Azadi, 2007). In this study, we assumed that the alluvial plain thickness integrates the alluvial deposits and altered layer of the bedrock.

III.3.3. Results and discussions

III.3.3.1. Geophysical interpretation

The resistivities values obtained for the alluvial plain deposits by inversion of ERT data range from few ten ohm-m for clays/laterites to few hundred ohm-m for sand/gravels. The estimated thickness of the alluvial plain ranges from a few meters to several tens of meters which are reflected in terms of the H/V resonance frequencies with values ranging from 70 Hz to a few Hz. The resistivities values obtained for the bedrock range from 8000 Ω .m upstream of the study area where it may be relatively non-fractured, to 600 - 4500 Ω .m in the downstream, where the alluvial deposits become very thick and the bedrock more fractured and faulted.

At Sandimisso and Badara sites the contrasts of resistivities between superficial materials and bedrock well correlated with the H/V resonant frequencies, allow to map the alluvial plain thickness and the deposits variation in surface, to detect the bedrock limit edge.

The results obtained at these two sites are presented, as one of Nasso site where the role of tectonic (faulting) in the bedrock rise under superficial sediments and river basement is detected in ERT and H/V measurements. For the two others sites (Kokoroue and Diaradougou); the results are jointed in the document annex (annex 2).

III.3.3.1.1. Nasso site

ERT02 (Figure III.16), displays clayey materials (<60 Ω .m) alternating laterally with sandy formations (~300 Ω .m). Possible roots influences are observed close to the surface (~2000 Ω .m). On ERT03, the resistivity image is more difficult to interpret due to the smoother variations provided by ERT. The alluvial deposits only appear at 410 m along the profile, as sandy formations (with ~200 Ω .m). The bedrock shows lateral variability (from 1000 to 6000 Ω .m) and rises progressively from ~17 m at the SE to a few meters toward the Kou river at abscissa 350, in correlation with log observations from Pz15 and PN07 (Figure III.14), and drops on ERT03 again to ~17 m. On ERT03, the bedrock appears more fractured or faulted the resistivities values are less than 1100 Ω .m. The geological section at Figure III.13c shows

the role of the Nasso faults in the displacement of quartz-sandstones (SGQ) bedrock on the carbonate siltstones (ACS1) and, under the Continental Terminal formations. The progressive increase on the H/V measurements from SE (7 Hz) to NW (68 Hz) on ERT02 confirms the rise of bedrock near the Kou river as well as the sharp decrease (6 Hz) on ERT03 (Figure III.16). The H/V displays a constant frequency corresponding to a bedrock depth of about 15 m to the SE of ERT02.

III.3.3.1.2. Sandimisso site

Along all three profiles (ERT06-ERT08, Figure III.17), a clay layer is observed (~25 Ω .m, PS01 well Figure IV.18). A dry channel (~600 Ω .m) is observed on ERT07. The bedrock is homogeneous on ERT06 but displays large vertical variations with a graben-like shape with depths varying from 15 m on ERT06 to 25 m on ERT07 and back to 15 m at abscissa 700 on ERT08. Note that the bedrock may not be visible on ERT08 towards the profile ends due to the smaller electrode spacing used. From 736 m to 800 m, a more resistive anomaly (120 Ω .m to 260 Ω .m) appears close to the surface and is correlated at depth with bedrock variations (~300 Ω .m to ~1500 Ω .m). It may correspond to magmatic intrusions (dolerite sill) observed by an airborne geophysical campaign (Ouédraogo, 2008) and in the F1 piezometer (Figure III.17). The dolerites intrusions are linked of Kou basin faults which intercept the ERT profiles (Figure III.12b). They could justify the graben-like shape of bedrock, his low resistivities values characteristic of fractured/deconsolidated materials.

On H/V measurements, the graben-like structure appear clearly (from 8.7 Hz to 3.2 Hz until 700 m before it increases again to 7.7 Hz at abscissa 750 (Figure III.17).

III.3.3.1.3. Badara site

The alluvial deposits vary from a sandy facies (~300 Ω .m) at the E and W ends of the two profiles to a clayey facies (~30 Ω .m, PB01, Figure III.18) within 150 m of the Kou river. The bedrock shows a lateral but gradual variation on ERT09 (from 600 Ω .m to 4500 Ω .m) and appears to be relatively not fractured. On ERT10, the ERT yields a much smoother model which is difficult to interpret in terms of bedrock formations. The bedrock depth remains constant at ~20 m on ERT09 profile. Qualitatively, ERT10 shows a variation from ~20 m to 50 m from 320 to 650 m where the bedrock rises at ~10 m to the surface.

H/V measurements confirm the ERT results (Figure III.18) with a constant bedrock depth on ERT09 (variations ranging from 11.25 down to 7.1 Hz) followed by an increase (2.5 Hz) from 400 to 620 m where it decreases (6.1 Hz). Note that resonance frequency on ERT09 variations can be attributed to lateral variations of shear wave velocities.

III.3.3.2. Hydrogeological implications

We here propose a hydrogeological interpretation on each site based on the integrated geophysical results and boreholes information (Figure III.19).

At Nasso, the rise of bedrock near the Kou river limits the thickness of alluvial aquifer on the right bank. The micropiezometer PN07 indicates of sandy clays deposits saturated with a water level at 2.7 m depth. However, on the left bank, the presence of a fault allows for a thicker and sandy alluvial aquifer.

At Sandimisso, the alluvial deposits are mainly constituted of clays and laterites and therefore limit the aquifer production potential. The geometry of these deposits is controlled at depth by a graben-like structure which reaches 45 m depth. At this location, the presence of clayey formation in the upper 15 m allow for a higher production potential in terms of water resources. According to Ritz et al. (1999), very low resistivities values in the clays layers could be explain by a strong water retaining by capillary action due to the fine-grained texture of clays, consequence of development of an important aquifer. Note the presence of rift faults in Sandimisso suggests possible interactions with deeper aquifers through the fractures characterized by water fluxes exchanges. The water table level of these two aquifers (alluvial and bedrock), are less than 5 m (micropiezomètre PS01 and piezometer F1, Figure III.13) they are regularly exploit for irrigation and human consumption. Water sampling and physico-chemical analysis of two reservoirs, by multivariate statistical methods such as Principal Component Analysis, Self-Organizing Map (Cloutier et al., 2008; Marengo et al., 2008; Melloul et Collin, 1992; Mudry, 1991), End Members Mixing Analysis (Carrera et al., 2004b; Christophersen et Hooper, 1992; Laaksoharju et al., 1999) will allow identifying of their similarities and mixtures if there are.

At Badara, the alluvial deposits are mainly clayey around the flood plain and become sandier away from the river. On the left bank, the sandy alluvial and weathered bedrock deposits thickness reaches 50 m, indicating a higher production potential.

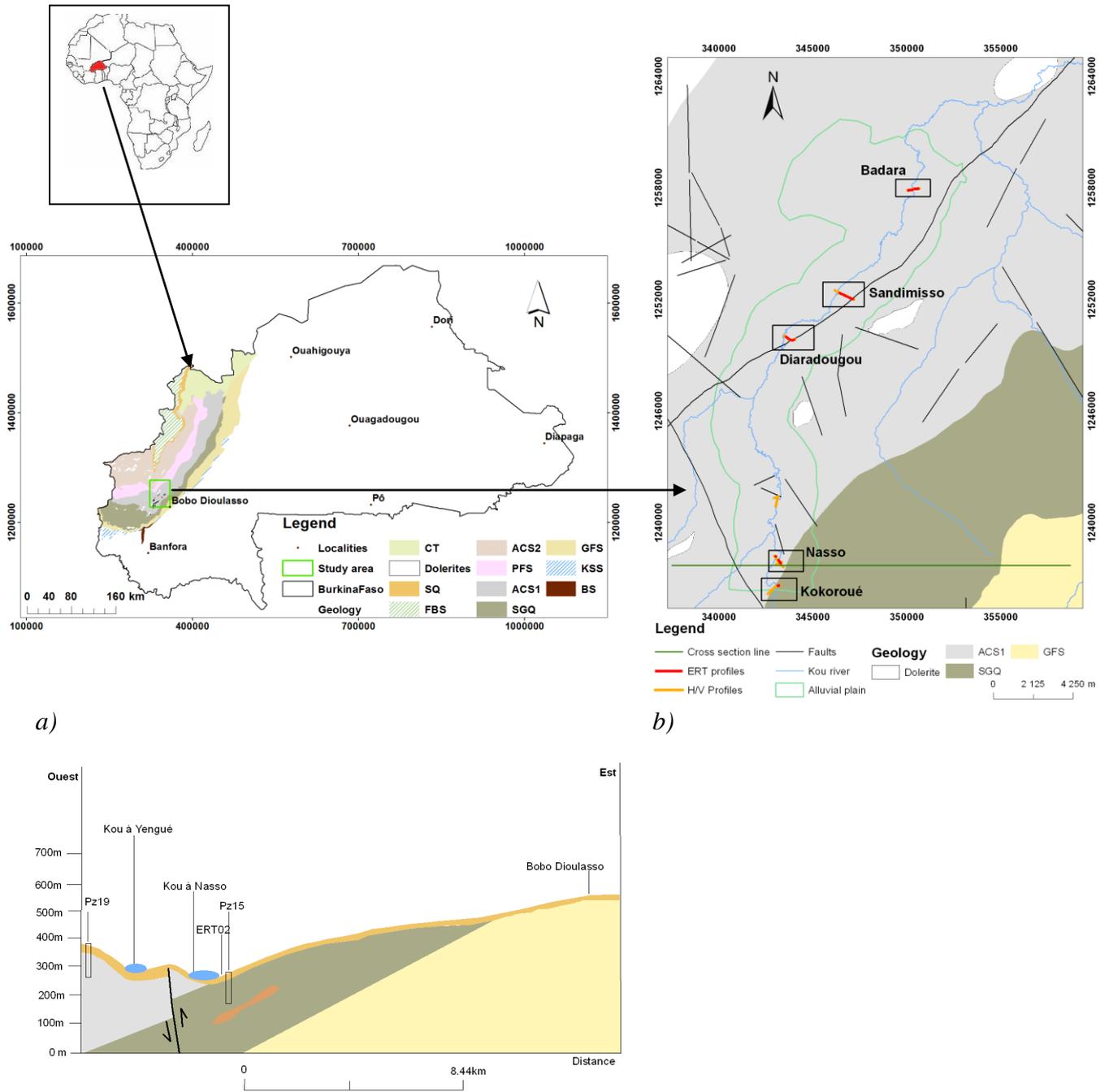
The series of pumping tests realized in 2011 in the alluvial plain by Belgian water project, confirms the important potentialities of alluvial aquifer observed with geophysics results. Indeed, the hydraulic conductivity values are slightly more important from upstream to downstream from 1.10^{-3} m/s to 6.10^{-4} m/s (Figure III.20). The average values by localities are in the order of 10^{-3} m/s and 10^{-4} m²/s respectively for the transmissivity and hydraulic conductivity except in Nasso site, where they are lower by a factor 10 (Table III.4). These results confirm that the alluvial plain presents high production potentiality to constitute an alternative resource for irrigation in the study area.

III.3.4. Partial conclusion

The ERT and H/V methods were proven to be efficient and complementary methods in alluvial environment. A qualitative correlation is obtained between ERT imaging results and H/V resonance frequencies. It allowed interpreting ERT whenever these gave less reliable results and allow to cover more ground. While the H/V measurement accuracy may depend on the alteration level, and shear wave uncertainty, it provides the thickness of the alluvial deposit as a first approximation. This suggests that H/V measurements could be used to delineate the depth of the bedrock on a large scale where no ground truth data exist. In a second step, surface ERT data may be used to infer geoelectrical properties. The spatial variability of resolution and the smoothing regularization in electrical imaging may prevent the correct recovery of the bedrock depth. As a consequence, both existing wells and surface-ERT data should be used together for investigating the variability within the alluvial deposits to localize bedrock depth and dolerite intrusions when no outcrops exist. Different measurement settings may be used to focus on the water table depth, heterogeneity within the alluvial deposits or alteration of the bedrock. In a third step, with better a priori information about the alluvial deposit heterogeneity, new wells may be appropriately drilled based on ERT images in order to determine the water table and to unveil some unexplained resistivity anomalies. These new wells / piezometers will provide information about the thickness of the recovering materials to better estimate the speed of S-waves propagation of subsoil (V_s) using for example a correlation between V_s and resistivity values. On basis of this prior, again few measures over the whole of the study area will allow to provide a 3D mapping of the heterogeneities of alluvial plain deposits and their hydrogeological implications.

Figures

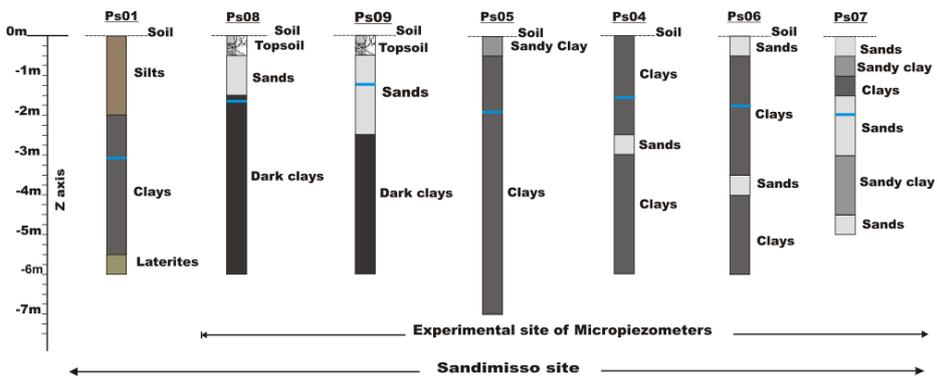
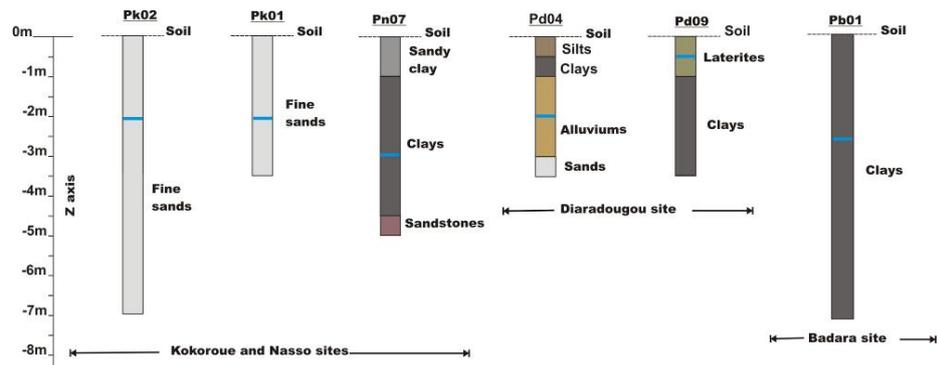
General Context



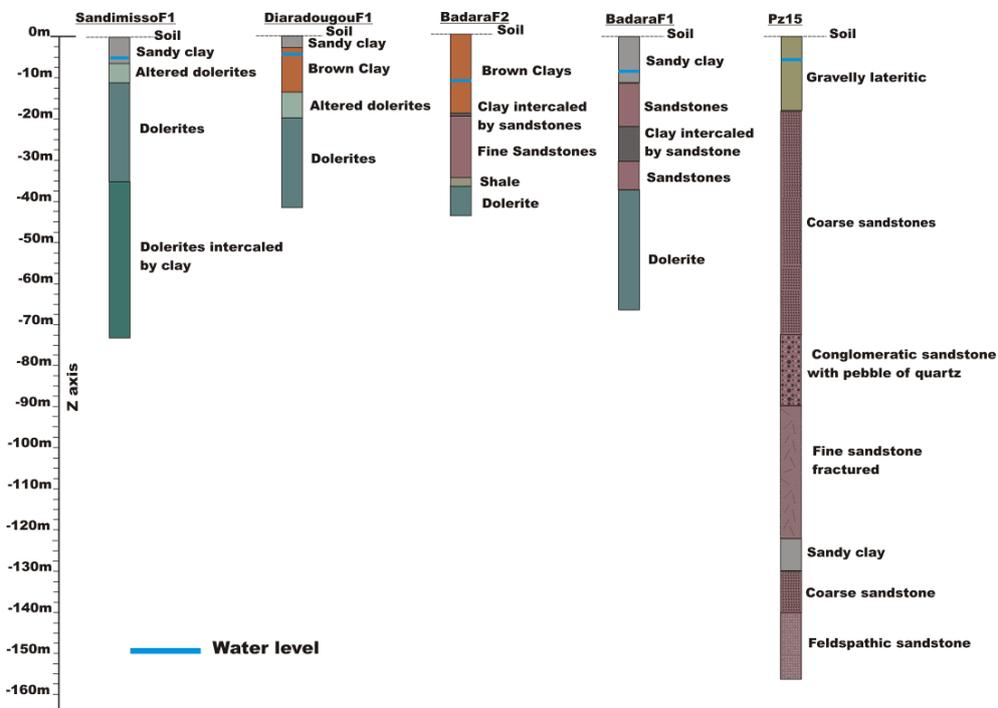
c)

Figure III.12. a) Map of Burkina Faso, b) Position of study area, b) Geology cross section at Nasso. Legend: BS: basement sandstones, KSS: kwadara sindou sandstones, GFS: glauconitic fine sandstones, SGQ: quartz-sandstones, ACS1: carbonates siltstones N°1, PFS: pink fine sandstones, ACS2: carbonates siltstones N°2, FBS: fo bandiagara Sandstones, CT: continental terminal

Monitoring network



a)



b)

Figure III.13. Some monitoring network: (a) micropiezometers and (b) piezometer logs co-located on the physical profiles

ERT data analysis

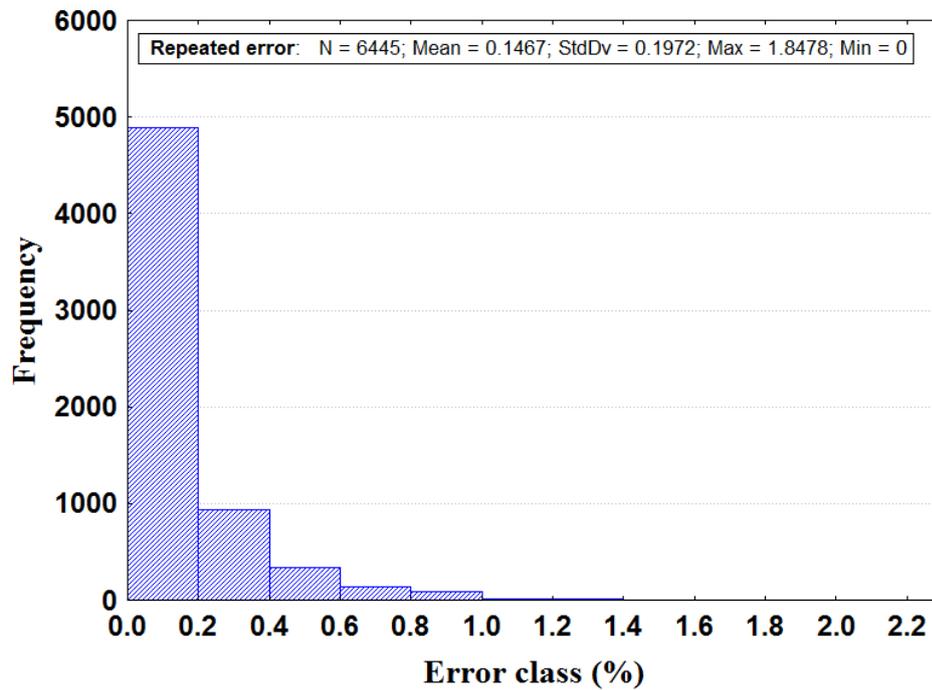


Figure III.14. Histogram of the repeated errors for all profile (synthesis) – Statistical parameters analysis. Legend: N: number of measure, StdDv: standard deviation, Max: maximum, Min: Minimum

Table III.2: Statistics parameters of repeated errors for all ERT profiles

Profile	Mean (%)	Standard deviation (%)	RMS error (%)
ERT_01	0.14403	0.16801	2.3
ERT_02	0.02404	0.02015	1.12
ERT_03	0.02051	0.03014	0.98
ERT_04	0.09749	0.11937	1.27
ERT_05	0.23813	0.235	2.9
ERT_06	0.12815	0.12142	1.34
ERT_07	0.11167	0.17585	2.7
ERT_08	0.34593	0.26356	2.7
ERT_09	0.29984	0.22603	2.6
ERT_10	0.06067	0.10628	1.51
Synthesis	0.1467	0.1972	

H/V profile

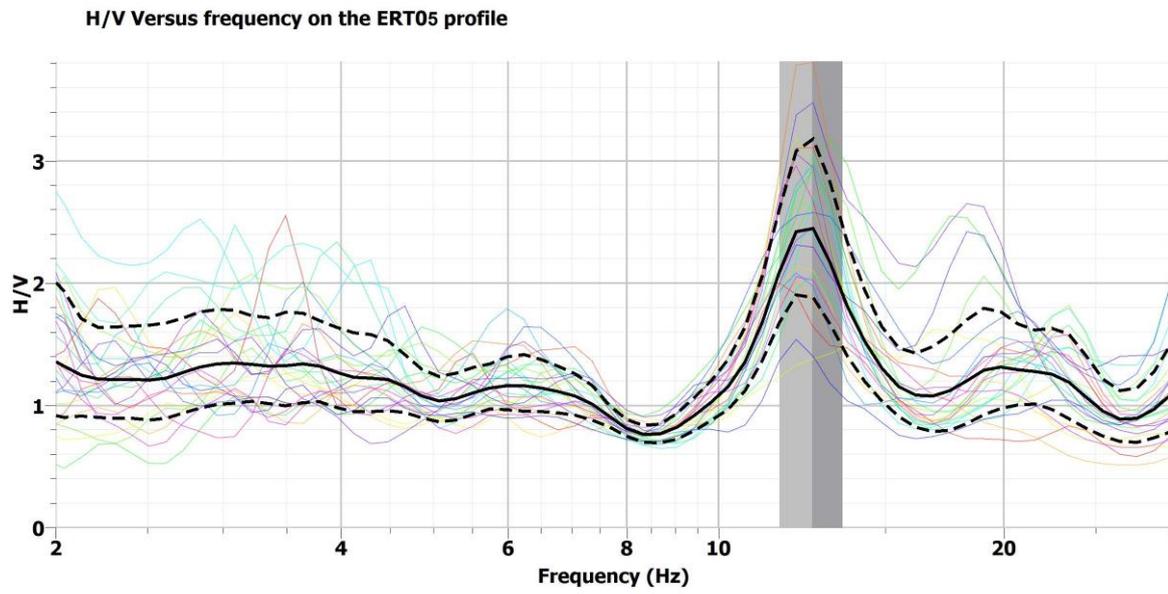


Figure III.15. Typical H/V profile at describe the curves. ERT05 profile of Diaradougou site

Nasso Site

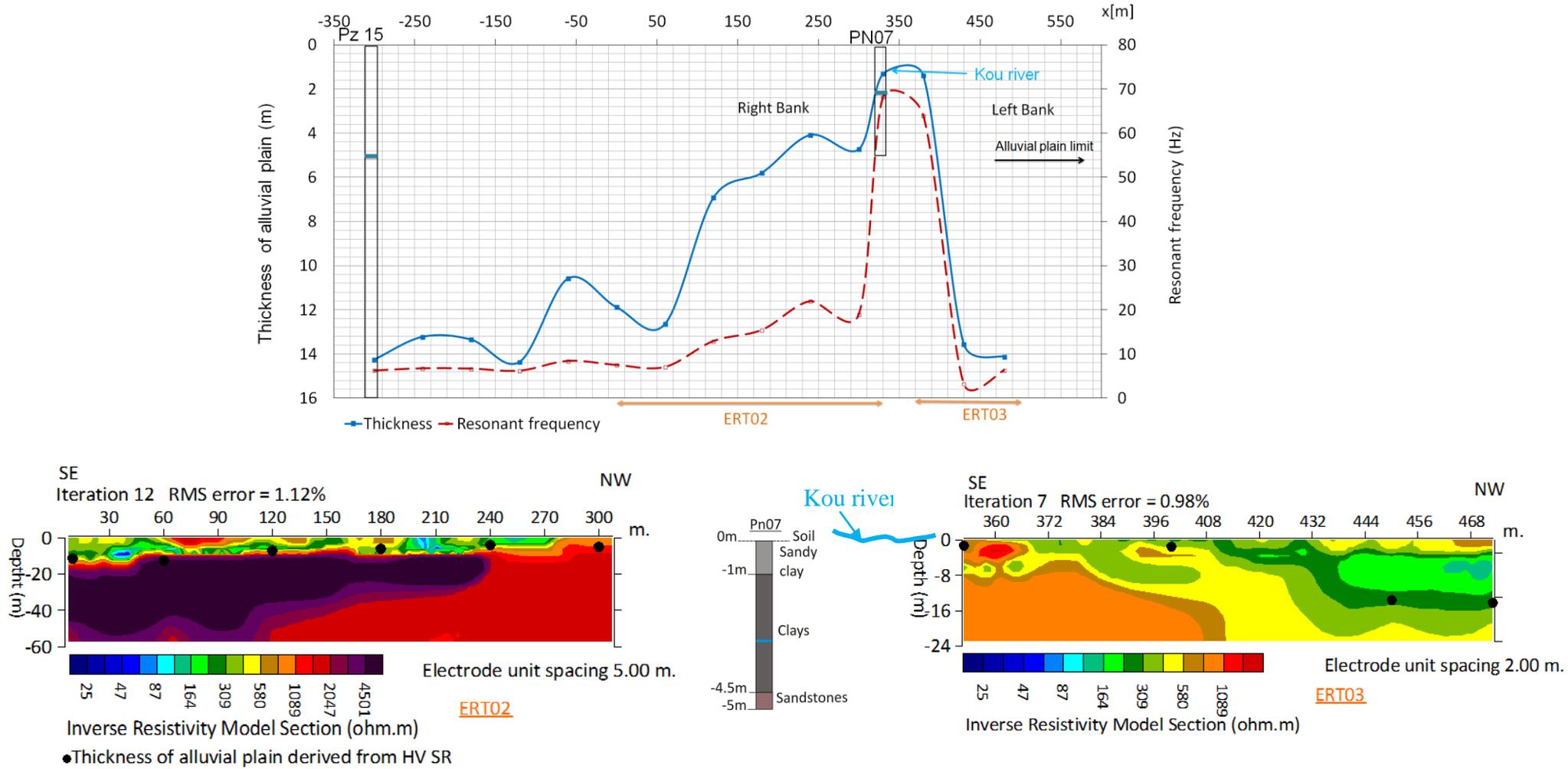


Figure III.16. Top) Resonant frequency and corresponding thickness of alluvial plain; bottom) Resistivity model of profiles ERT01 and ERT02 of alluvial plain thickness derived from HV SR (moiled big dots)

Sandimisso Site

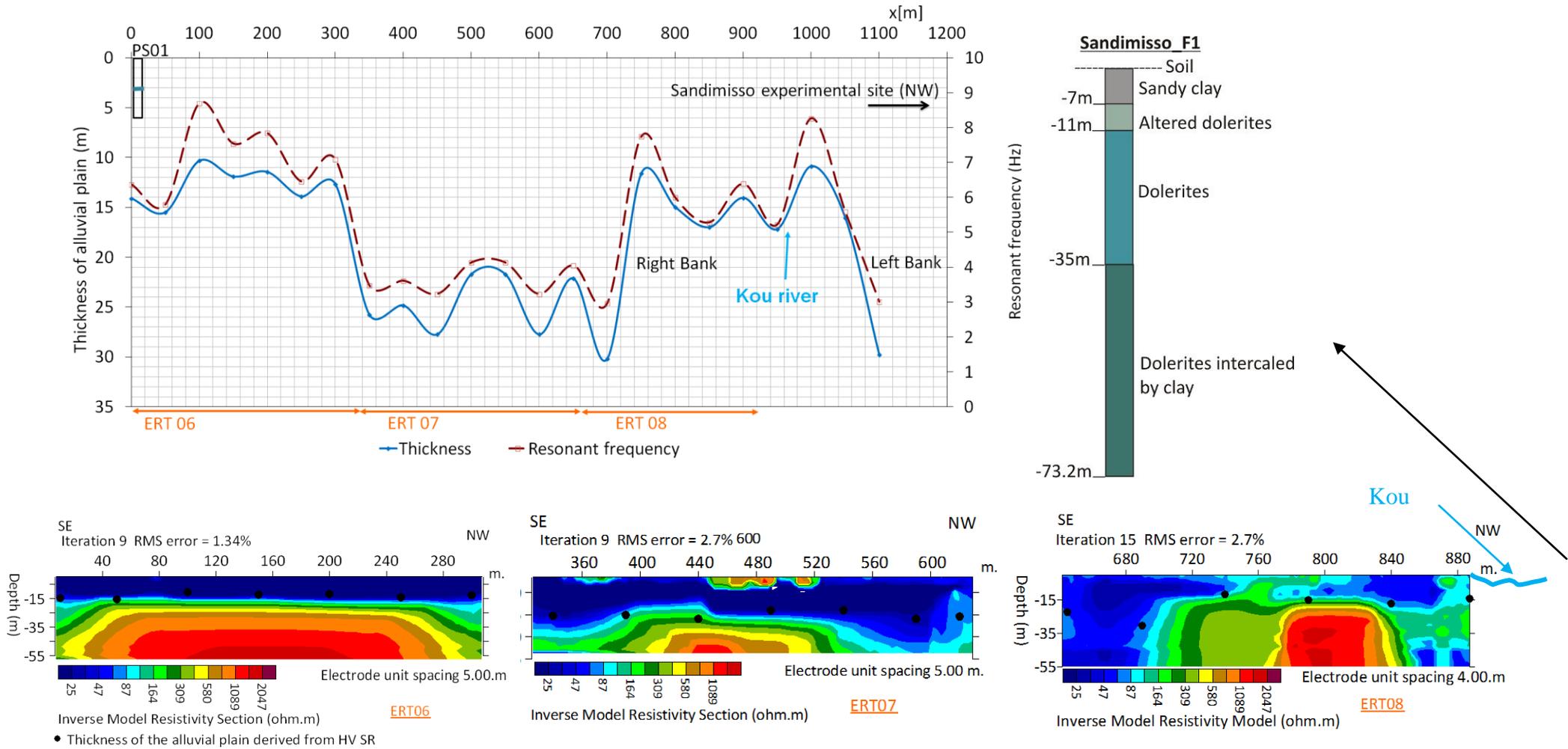


Figure III.17. Top) Resonant frequency and corresponding thickness of alluvial plain; bottom) Resistivity model of profiles ERT0, ERT06 and ERT07 of alluvial plain thickness derived from HV SR (moiled big dots)

Badara Site

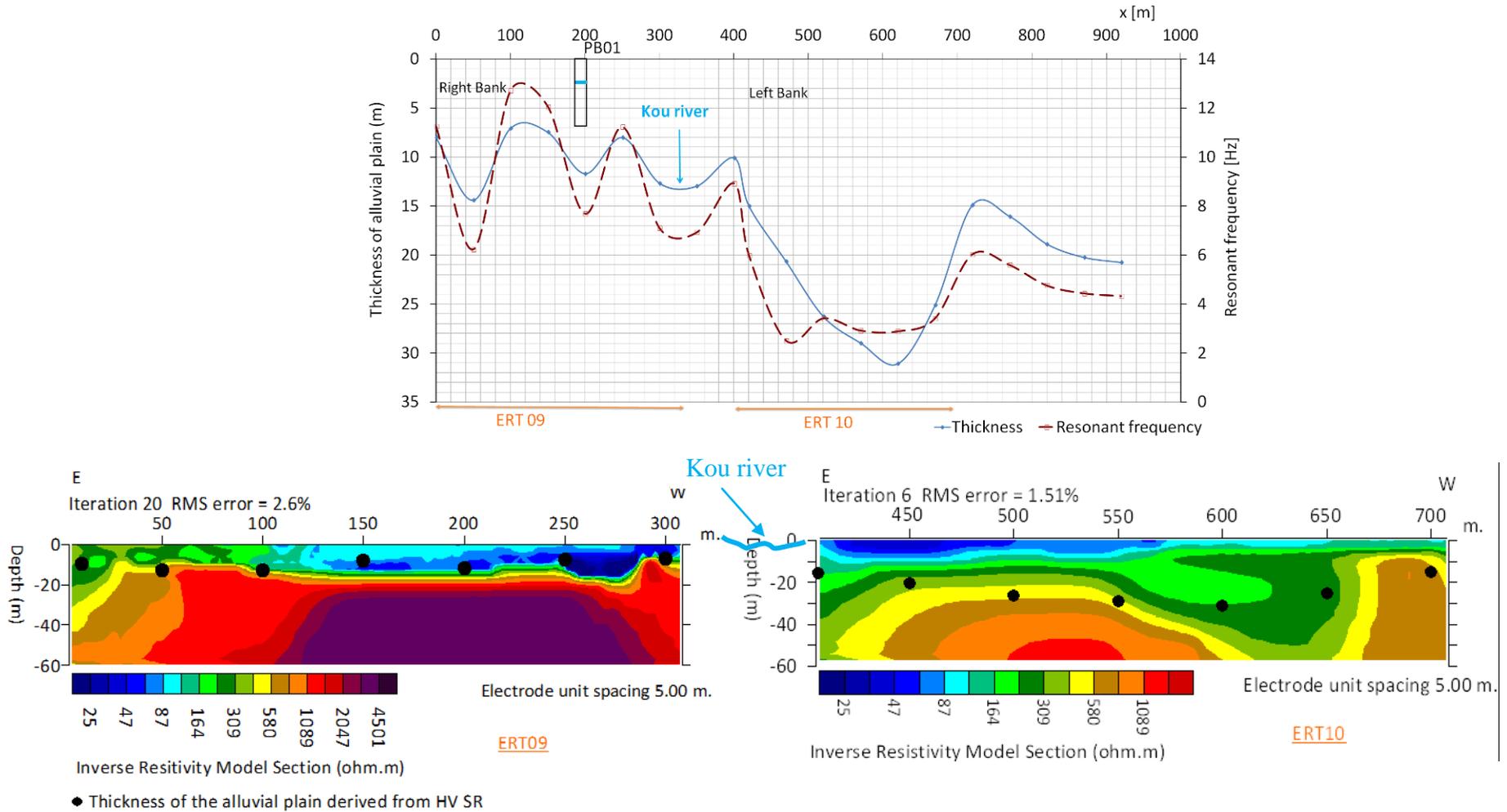


Figure III.18. Top) Resonant frequency and corresponding thickness of alluvial plain; bottom) Resistivity model of profiles ERT0, ERT06 and ERT07 of alluvial plain thickness derived from HV SR (moiled big dots)

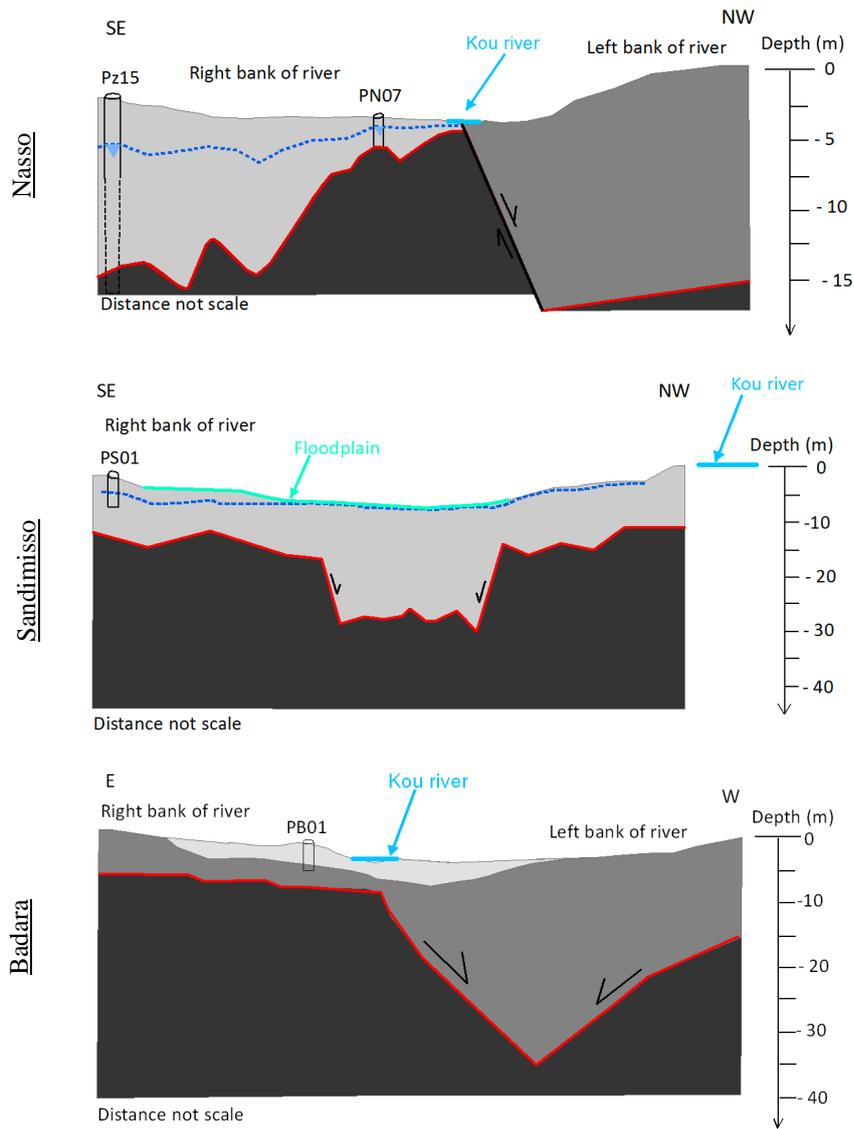


Figure III.19. Conceptual models of alluvial deposits and bedrock depth variation of five sites according to ERT and H/V results

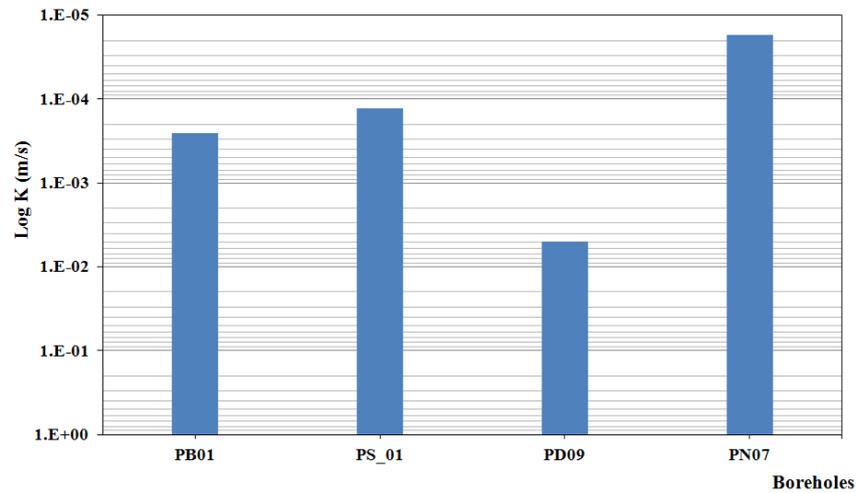


Figure III.20. Distribution of hydraulic conductivity values of the study area alluvial plain (Belgian water project in Burkina Faso 2011)

Table III.3. Mean value of hydrodynamic parameters by localities from upstream to downstream in the study area alluvial plain (ESO, 2011)

Localities	Transmissivity (m ² /s)	Hydraulic conductivity (m/s)	Specific yield
Bama/Badara	1.10E-03	1.00E-04	2.00E-02
Sandimisso	1.34E-03	1.28E-04	
Diaradougou	4.33E-03	3.37E-04	1.65E-01
Nasso	6.90E-05	2.00E-05	
Kokoroue	4.40E-03	5.09E-04	

Chapitre IV : caractérisation de l'hydrodynamisme de la plaine alluviale

IV.1. Objectif

Cette partie a pour objectif de proposer une étude détaillée des conditions d'écoulement dans la plaine alluviale en terme de piézométrie (sens, direction d'écoulement,...) et de paramètres hydrodynamiques (transmissivité, conductivité hydraulique, coefficient d'emménagement).

IV.2. Suivi piézométrique dans la plaine alluviale

IV.2.1. Réseau de mesures

Il s'est agi de suivre l'évolution de la piézométrie de la plaine alluviale prise individuellement et, en rapport avec l'évolution piézométrique dans les aquifères du bedrock et les variations des niveaux d'eau dans la rivière Kou.

Pour le suivi de la piézométrie de la plaine alluviale, 92 petits ouvrages (micropiédomètres) de 10 – 15 cm de diamètre ont été réalisés à la tarière manuelle et disposés tout au long de la plaine alluviale sur les deux rives du Kou (Figure IV.1). Trois sites expérimentaux ont également été équipés avec une plus grande densité de micropiédomètres. Ce sont les sites de Kapkodougou avec 33 micropiédomètres disposés en croix en rive droite et 4 alignés en rive gauche, de Diaradougou N°2 avec 14 micropiédomètres disposés en croix dont 7 par rive, et de Diaradougou canal avec 7 micropiédomètres disposés en rive droite. Le mode opératoire de réalisation des micropiédomètres (outillages requis et étapes de foration) est présenté à l'annexe 3 du document.

Six (6) campagnes de mesures piézométriques ont été réalisées de 2009 à 2011 en raison de 2 par an, une durant chaque saison (sèche et hivernale). En saison sèche (de novembre à avril) les mesures sont fortement influencées par les prélèvements agricoles et les niveaux d'eau mesurés correspondent donc à des niveaux dynamiques.

Pour le suivi « plaine alluviale – rivière Kou », des micropiédomètres « plaine alluviale » et des stations de suivi implantées sur la rivière ont été équipés de sondes pressiométriques de type Diver permettant des mesures diachroniques des niveaux d'eau à des pas de temps réguliers (hebdomadaire, quotidien, horaire). Au total, quatre sites ; à savoir Kapkodougou, Diaradougou N°2, Diaradougou canal et Badara, situés respectivement en amont au milieu et

en aval de la zone ; ont fait l'objet de mesures en continu (Figure IV.1). A l'exception du PD17 en rive gauche du Kou au site de Diaradougou N°2, l'ensemble des ouvrages de monitoring est situé en rive droite de la rivière, à des distances variant de 1.5 m à 26.3 m (Tableau IV.1). Pour les ouvrages PN09, PD10-PD17 et PD05 situés respectivement à Kapkodougou, Diaradougou N°2 et Diaradougou canal, le suivi a duré environ un an. Pour les ouvrages PN19 (Kapkodougou) et PB12 (Badara), il s'est limité à 6 à 7 mois.

Enfin, pour le suivi piézométrique, « plaine alluviale – bedrock » un doublet de piézomètres réalisé au site de Kapkodougou a pu être équipé de sondes Diver et les variations des niveaux piézométriques suivies de façon régulière (Figure IV.1). Sur ce site, les deux ouvrages sont distants de 3,5 m.

L'ensemble des ouvrages de monitoring ont été nivelés au théodolithe avec une précision de 2 cm.

Les caractéristiques des ouvrages de monitoring « plaine alluviale – Kou » et « plaine alluviale – bedrock » sont mentionnées dans le Tableau IV.1.

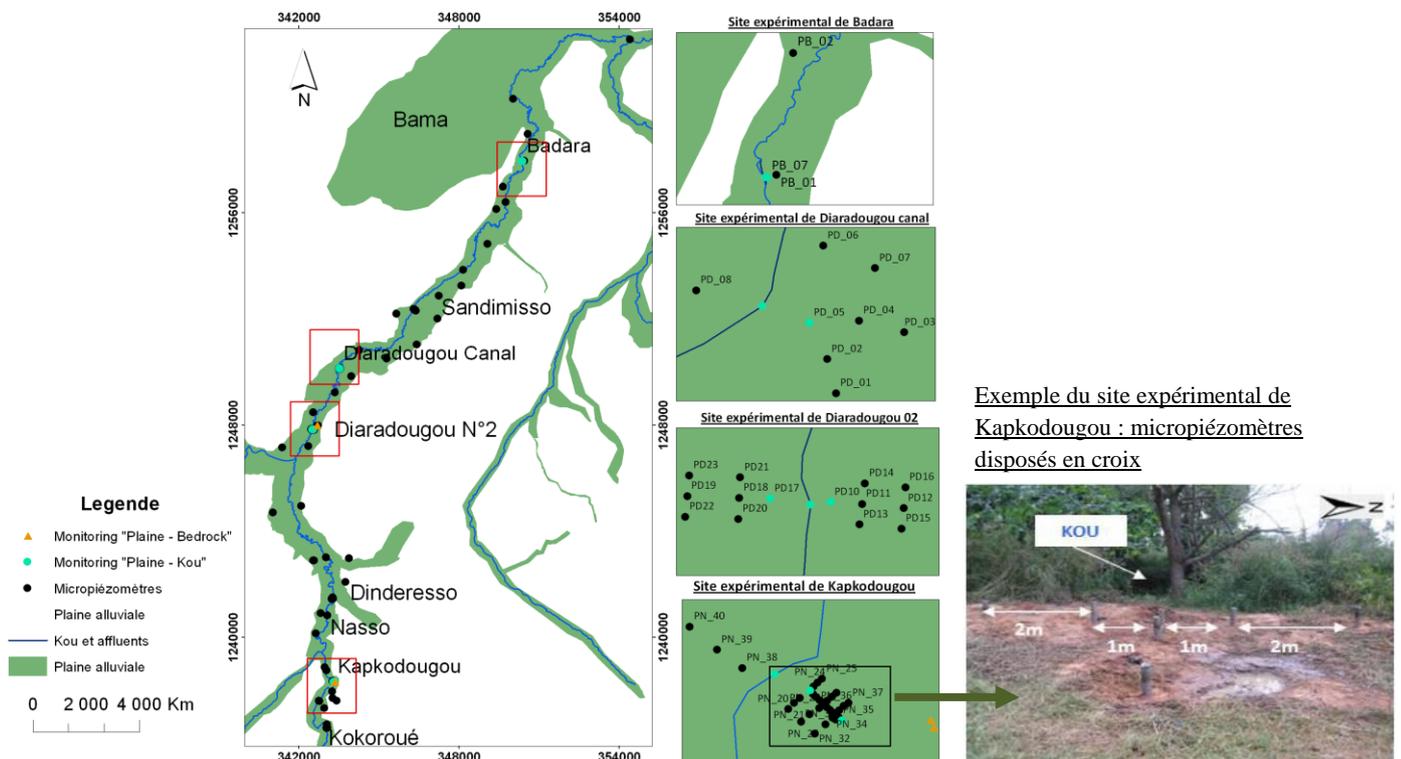


Figure IV.1. Localisation des ouvrages de monitoring en continu dans la plaine alluviale

Tableau IV.1. Caractéristiques des ouvrages de monitoring « plaine alluviale – Kou » et « plaine alluviale – bedrock » aux sites concernés

a. Caractéristiques des ouvrages de monitoring "Plaine alluviale - Kou"						
Sites	Type d'ouvrage	Nom	Profondeur (m)	Diamètre (m)	Distance au Kou (m)	Jours de suivi
Badara	Micropiézomètre Plaine	PB12	7.5	0.1	1.5	177
	Station Kou	Kou Badara	-----	-----	0	177
Diaradougou Canal	Micropiézomètre Plaine	PD05	5.5	0.15	3.5	365
	Station Kou	Kou Diaradougou canal	-----	-----	0	365
Diaradougou N°2	Micropiézomètre Plaine	PD10	4.25	0.1	5.4	430
		PD17	2.2	0.1	15.1	412
	Station Kou	Kou Diaradougou N°2	-----	-----	0	430
Kapkodougou	Micropiézomètre Plaine	PN09	3.4	0.1	2.5	376
		PN19	4	0.1	26.3	118
	Station Kou	Kou Kapkodougou	-----	-----	0	376
b. Caractéristiques des ouvrages de monitoring "Plaine alluviale - Bedrock"						
Kapkodougou	Piezomètre Plaine	PN45	12.61	0.2	-----	365
	Piezomètre bedrock	PiezNas01	42.6	0.2	-----	365

IV.2.2. Directions d'écoulement de la plaine alluviale

L'étude de l'évolution spatiale de la piézométrie de la plaine alluviale a concerné les sites expérimentaux de Kapkodougou (en amont) et Diaradougou N°2 (en aval) où la plaine alluviale semble constituer un réservoir localement continu. Des cartes piézométriques ont été établies pour chaque site en saison sèche (de novembre à avril) et en saison hivernale (de mai à octobre). Les résultats sont présentés par site.

Site de Kapkodougou (localité de Nasso)

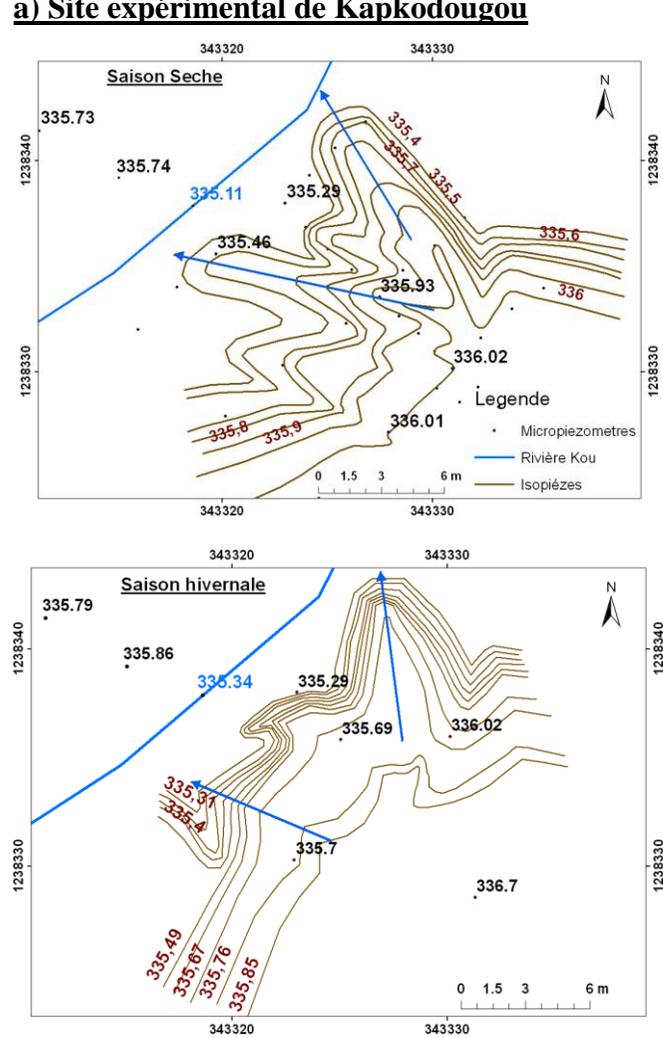
Que ce soit en saison sèche ou hivernale, les isopièzes présentent une concavité tournée vers le nord – ouest et l'ouest avec des lignes de courant convergeant vers la rivière (Figure IV.2a). Cela traduirait un drainage des eaux, du sud – est vers le nord-ouest, de la plaine alluviale vers la rivière Kou. Au droit de ce site, la rivière Kou semble donc drainante toute l'année. En saison sèche, le gradient piézométrique moyen de la plaine alluviale est de 0.05, pour un minimum de 0.01 dans la partie sud et nord de ce site et, un maximum de 0.09 au centre.

En saison hivernale, l'espacement entre les isopièzes semble relativement constant sur tout le site, mais plus resserrés qu'en saison sèche ; le gradient piézométrique moyen de la plaine alluviale est donc plus élevé (0.3).

Site de Diaradougou N°2 (localité de Diaradougou)

En saison sèche, les isopièzes présentent une concavité tournée vers le nord-est et nord-ouest avec des lignes de courants divergentes, le niveau d'eau dans la rivière est plus élevé que celui de la plaine alluviale. L'écoulement semble se faire de la rivière vers la plaine alluviale (nord-est) (Figure IV.2b). La même tendance est observée en saison hivernale. En saison sèche, le gradient piézométrique moyen est de 0.25% en rive droite alors qu'en rive gauche il est de l'ordre de 0.15%. En saison hivernale, il est en moyenne de 2%.

a) Site expérimental de Kapkodougou



b) Site expérimental de Diaradougou

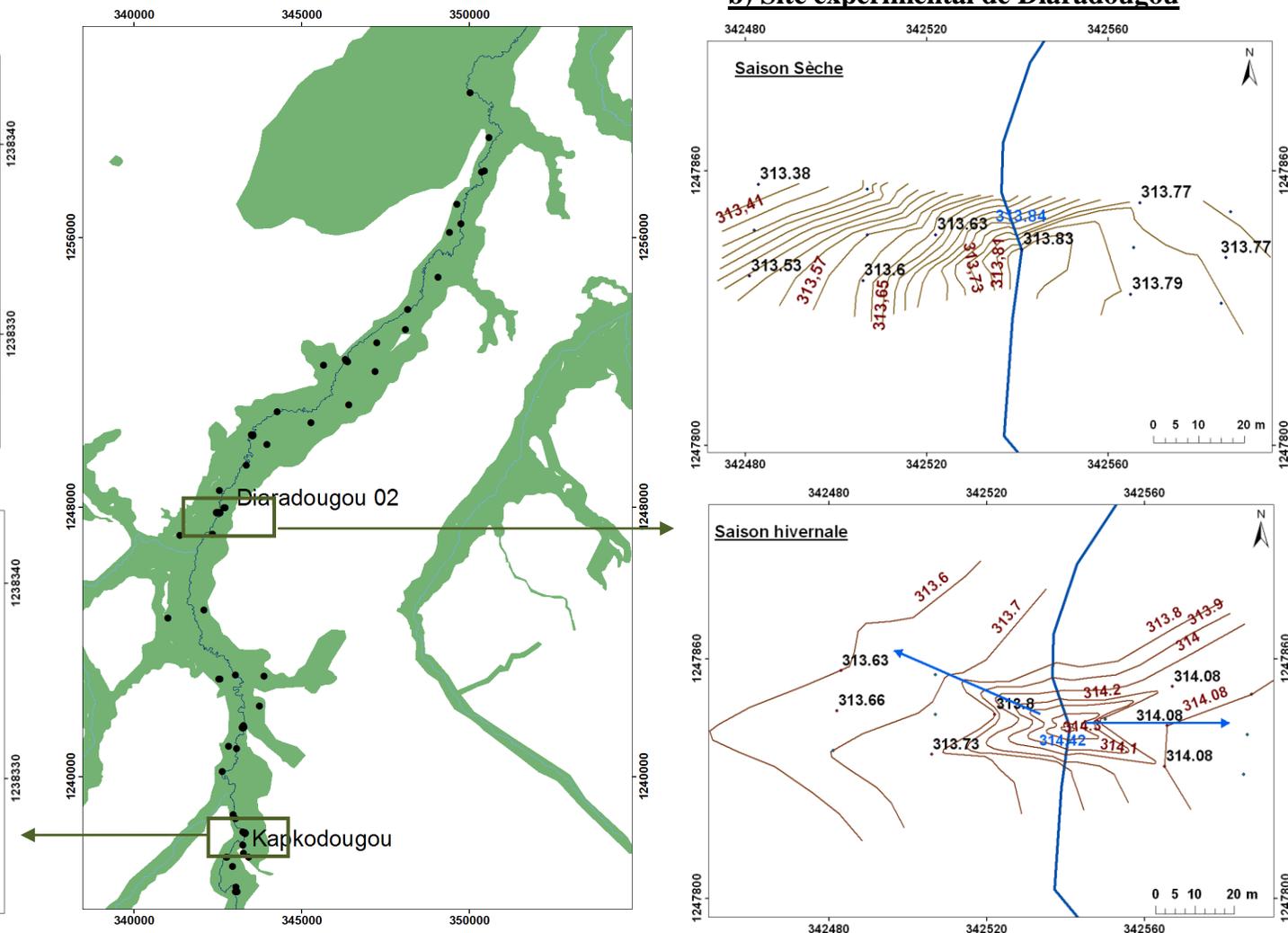


Figure IV.2. Piézométrie de la plaine alluviale aux sites de Kapkodougou (a) et Diaradougou N°2 (b). Les altitudes du Kou sont en bleu sur le tracé de la rivière

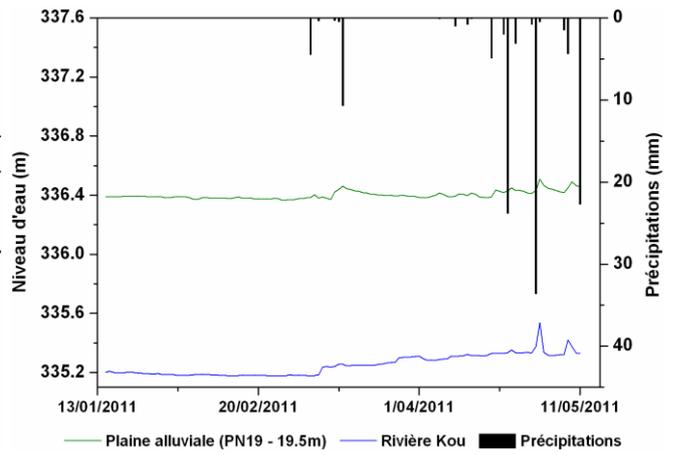
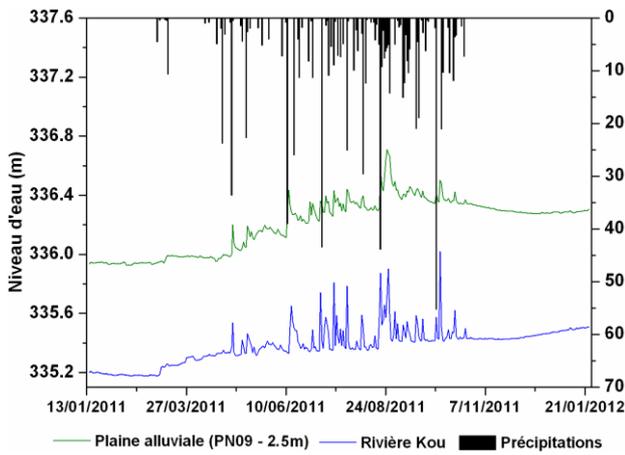
IV.2.3. Suivi en continu des niveaux piézométriques de la plaine alluviale et des niveaux d'eau du Kou

IV.2.3.1. Interprétations des résultats

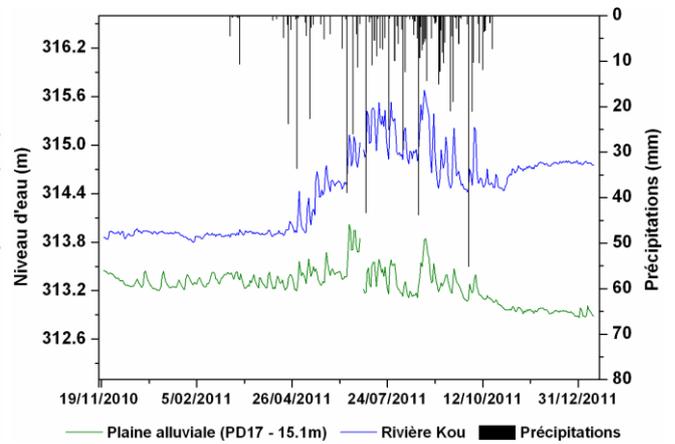
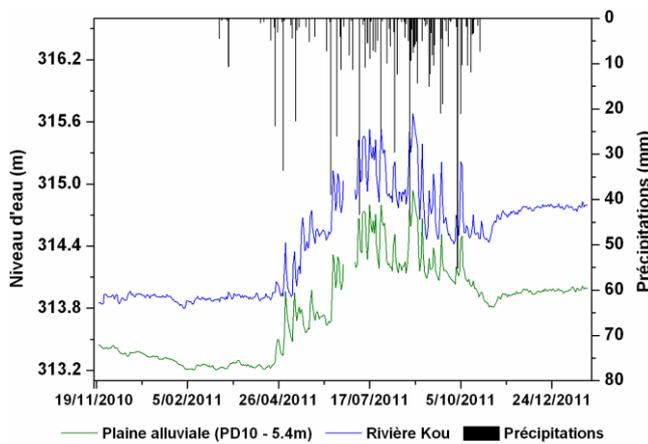
La Figure IV.3 présente les chroniques des niveaux d'eau dans le Kou, de la piézométrie de la plaine alluviale et des précipitations. Les précipitations ont été enregistrées à la station de Bobo-Dioulasso. Une étude plus détaillée des chroniques pluviométriques de 1960 à 2010 est proposée dans le chapitre V de la deuxième partie.

En amont de la zone d'étude (site de Kapkodougou), les niveaux piézométriques de la plaine alluviale sont plus lissés avec des pics moins prononcés que ceux de la rivière Kou, aussi bien en saison sèche qu'hivernale (Figure IV. 3). Les micropiézo mètres PN09 et PN19 situés respectivement à 2,5 m et 19,5 m de la rivière, présentent des niveaux piézométriques supérieurs au niveau du Kou, avec un écart minimal de 0.5 m et maximal de 1,2 m. Le Kou est donc drainant. La réponse aux précipitations de la plaine alluviale est légèrement décalée dans le temps, de 2 à 5 jours mais instantanée pour la rivière.

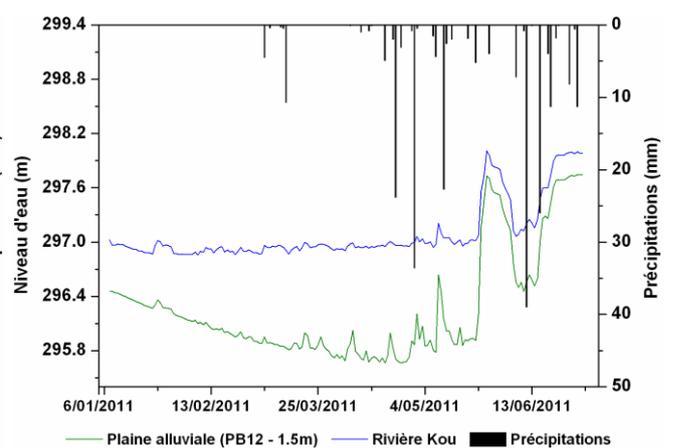
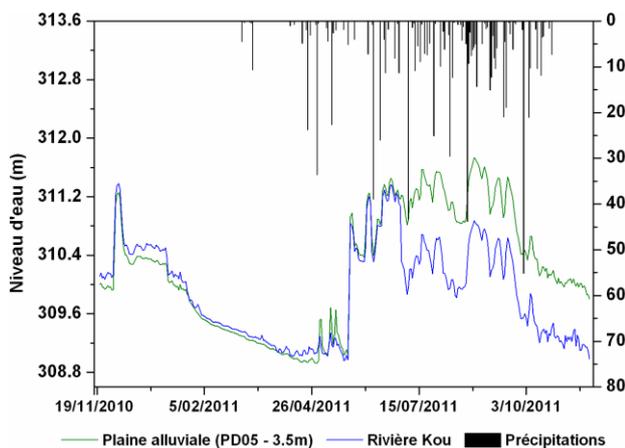
Aux sites de Diaradougou N°2 et Badara, au milieu et à l'extrême nord de la plaine alluviale, que ce soit en saison sèche ou hivernale, les niveaux d'eau du Kou sont supérieurs aux niveaux piézométriques de la plaine alluviale (PD10, PD17 et PB12) avec des écarts minimums de 0,2 à 0,3 m et maximums de 0,95 à 2 m . Le Kou semble donc y être drainé par la plaine alluviale. Au niveau du site de Diaradougou canal, le PD05 présente une configuration particulière ; la rivière semble drainante en contre saison (de novembre à avril) et drainée en saison hivernage (de mai à octobre). Pour ces trois sites (Diaradougou N°2, Diaradougou cana et Badara), en saison hivernale, les variations des niveaux d'eau de la plaine alluviale et du Kou sont quasiment synchrones avec des amplitudes sensiblement constantes. Comparées aux précipitations, les réponses des niveaux d'eau du Kou et des hauteurs piézométriques de la plaine alluviale sont aussi retardées de 2 à 5 jours.



a) Site de Kapkodougou



b) Site de Diaradougou N°2



c) Site de Diaradougou Canal

d) Site de Badara

Figure IV.3. Evolution comparée des niveaux d'eau dans la rivière Kou et la plaine alluviale aux sites de Kapkodougou, Diaradougou N°2, Diaradougou Canal et Badara

IV.2.3.2. Analyse corrélatoire des niveaux piézométriques de la plaine alluviale avec les niveaux d'eau du Kou

V.2.3.2.1. Méthodologie

Afin de mieux comprendre le degré de corrélation entre les niveaux d'eau observés dans la plaine alluviale et dans le Kou, une analyse corrélatoire a été réalisée avec le logiciel Tempo (Pinault, 2001) développée par le BRGM pour l'analyse hydrogéologique et hydrologique de série de données. Elle permet d'établir des corrélogrammes entre variables interdépendantes (précipitations, température, débit, niveau d'eau, évapotranspiration...) et de modéliser leur évolution dans un bassin ou aquifère, de reconstituer la réponse d'un milieu suite à une entrée impulsionnelle d'une variable et suivre le comportement de la variable qui lui est dépendante (Batlle-Aguilar, 2008; Larocque et al., 1998; Massei et al., 2006). Le coefficient de corrélation $r(k)$ entre les niveaux d'eau de deux chroniques de mesures est défini par:

$$r_{xy}(k) = \frac{\sum_{t=1}^{n-k} [(x_t - \mu_x)(y_{t+k} - \mu_y)]}{\sigma_x \sigma_y} \quad (\text{V.1})$$

Où x_t et y_{t+k} représentent des événements observés au temps t et $t+k$ des séries de données X et Y ; k étant le temps de corrélation, n le nombre de données μ_x et μ_y les valeurs moyennes des séries X et Y et σ_x, σ_y les déviations standards respectives des séries X et Y .

IV.2.3.2.2. Résultats de l'analyse corrélatoire entre les niveaux piézométriques de la plaine alluviale et les niveaux d'eau du Kou

Comme expliqué à la section IV.2.2 de ce document, l'étude de la piézométrie et le suivi en continu des niveaux d'eau montrent que tout au long de l'année, le Kou est drainant en amont de la zone d'étude (Kapkodougou) tandis qu'à l'aval (Diaradougou N°2 à Badara) il est drainé. Par conséquent, pour les séries chronologiques recueillies aux sites en aval, les niveaux d'eau de la rivière constitueront le signal d'entrée (« input ») et la réponse de sortie (« output ») sera les niveaux piézométriques de la plaine alluviale aux ouvrages de suivi (PD05, PD17, PD10 et PB12). Par contre, au site de Kapkodougou, la plaine alluviale constituera le signal d'entrée et la rivière Kou le signal de sortie. Les résultats obtenus sur ces quatre sites sont présentés sur la Figure IV.4 et résumés dans le tableau IV.2.

En amont de la zone d'étude au site de Kapkodougou, le résultat obtenu au PN09 situé à 2,5 m du Kou montre un maximum de corrélation ($R(k) > 0.82$) avec des temps de corrélation « plaine alluviale – Kou » de 113 h. Par contre, pour le PN19, situé à une plus grande distance du Kou (19,5 m), le coefficient de corrélation est un peu moindre, de l'ordre de 0,7 et les temps de corrélation plus bas de 40 h.

Quant aux sites de Diaradougou N°2, Diaradougou et Badara au milieu et à l'extrême Nord de la zone d'étude, à l'exception du PD17, où il n'existe aucune corrélation avec le Kou (valeurs négatives) les résultats montrent aussi un maximum de corrélation ($R(k) > 0.8$) pour les 3 autres ouvrages PB12, PD10, PD05 situés à proximité de la rivière (<10 m), les temps de corrélation sont respectivement de 60 h, 66 h et 71 h. Sur le site de Badara un pic est observé au bout de 24 h traduisant une élévation des niveaux d'eau du Kou après arrêt des prélèvements d'eau sur la rivière.

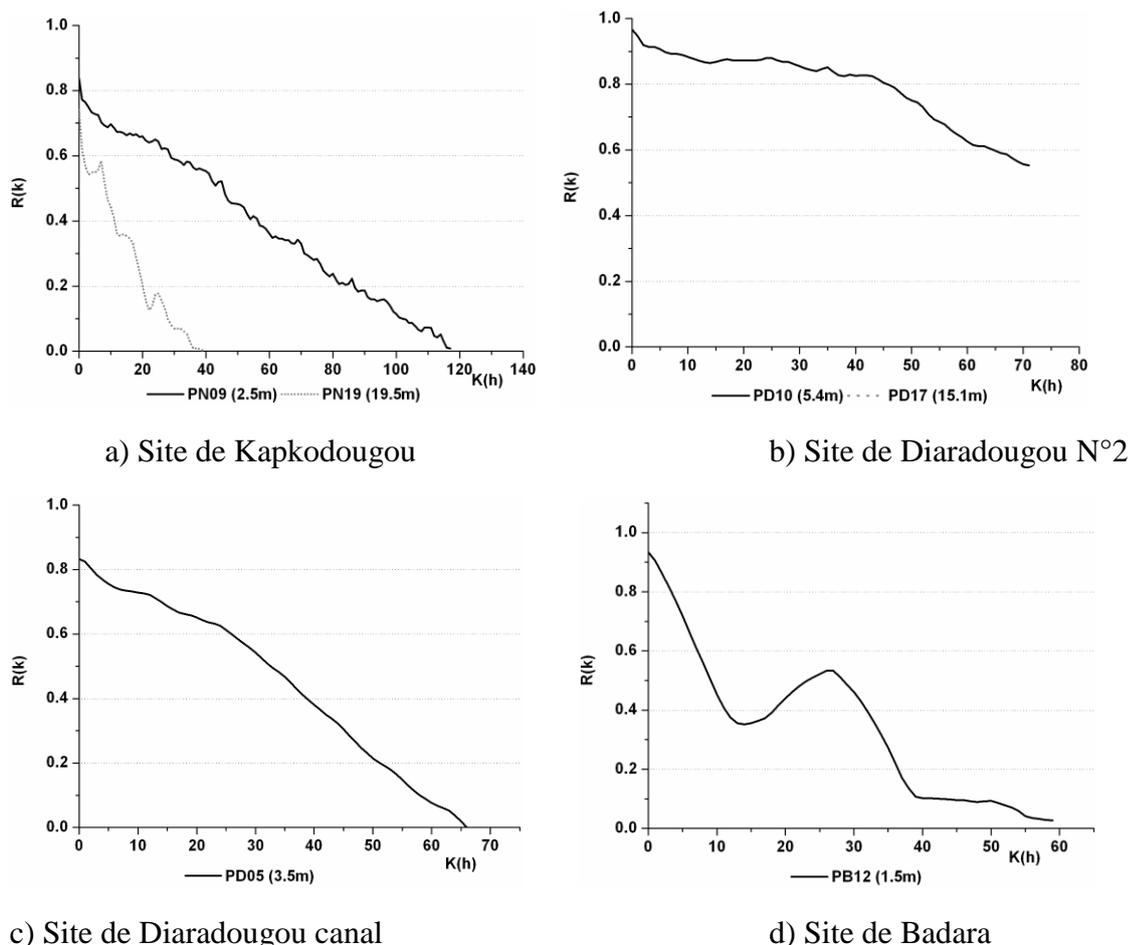


Figure IV.4. Analyse corrélatrice des variations des niveaux piézométriques de la plaine alluviale et les niveaux d'eau du Kou.

Légende : $R(k)$ est le coefficient de corrélation et $K(h)$ k étant le temps de corrélation

Tableau IV.2. Paramètres de l'analyse corrélatoire des niveaux d'eau entre le Kou et la plaine alluviale

Ouvrage de monitoring de la plaine alluviale	Distance à la rivière Kou (m)	Rivière Kou	
		Paramètres de corrélation	
		R(k)	Temps de la corrélation (h)
PB12	1.5	0.94	60
PD05	3.5	0.83	66
PD10	5.4	0.96	71
PD17	15.1	---	----
PN09	2.5	0.84	118
PN19	19.5	0.74	40

La Figure IV.5 montre que le degré de corrélation semble fonction de la distance à la rivière. Plus la distance entre le micropiezomètre et la rivière est grande, plus la propagation du front d'onde est retardée et atténuée. Des résultats similaires ont été trouvés par Batlle-Aguilar (2008) le long de la Meuse sur le site de Flémalle en Belgique. Il a montré que les coefficients de corrélation les plus élevés ($R(k) > 0.85$) concernaient les ouvrages installés à moins de 50 m de la Meuse et les plus faibles ($R(k) = 0.3 - 0.4$) pour des ouvrages situés à plus grande distance (> 120 m).

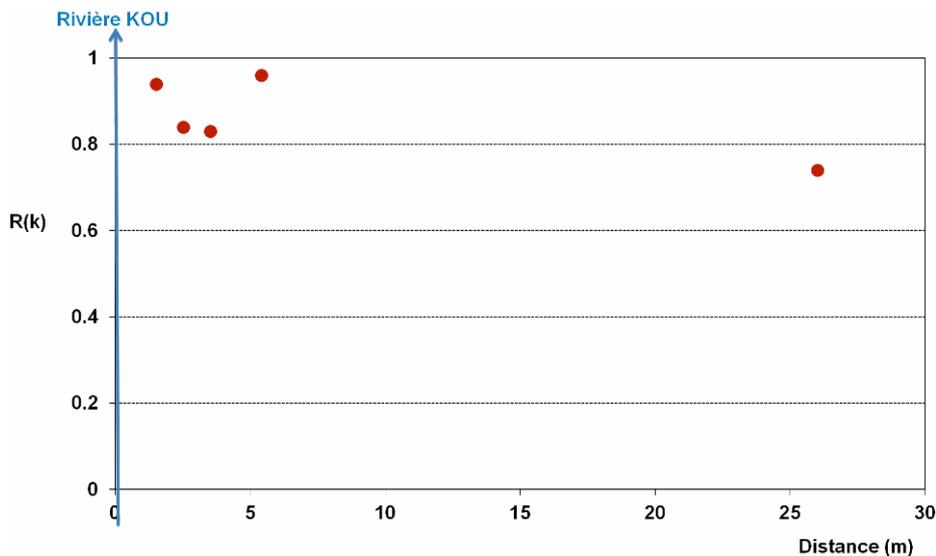


Figure IV.5. Relation entre la distance à la rivière et le coefficient de corrélation (R(k))

IV.2.3.2.3. Analyse corrélatoire entre les niveaux d'eau de la plaine alluviale et les précipitations

Une analyse corrélatoire entre précipitations enregistrées dans la plaine alluviale et les niveaux d'eau aux différents ouvrages de monitoring (PN09, PN19, PD10, PD17, PD05 et PB12) a été réalisée (Figure IV.6). Les résultats fournis au Tableau IV.3 et à la Figure IV.6 montrent que le maximum de corrélation est de 0.45 largement inférieur au maximum obtenu pour les variations des niveaux d'eau entre la rivière Kou et la plaine alluviale. Toutefois, les corrélations ne sont pas nettes, sans doute parce que l'effet des précipitations sur la recharge directe de la plaine alluviale est différé et atténué dans le temps.

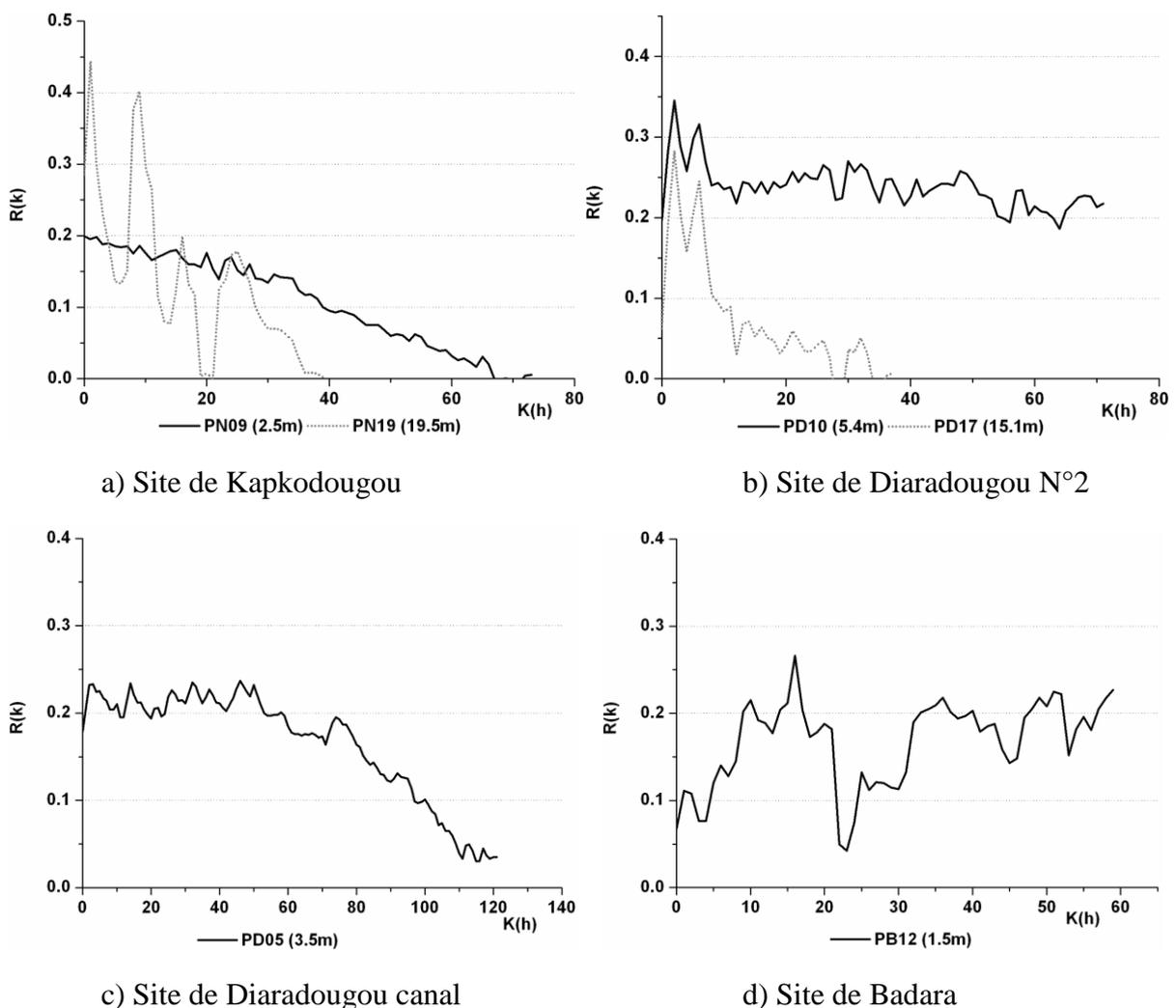


Figure IV.6. Analyse corrélatoire entre les variations des niveaux piézométriques de la plaine alluviale et les précipitations.

Légende : R(k) est le coefficient de corrélation et K(h) k étant le temps de corrélation

Tableau IV.3. Analyse corrélatrice entre la plaine alluviale et les précipitations

Ouvrage de monitoring de la plaine alluviale	Distance à la rivière Kou (m)	Précipitations	
		Paramètres de corrélation	
		R(k)	Temps de la corrélation (h)
PB12	1.5	0.266	59
PD05	3.5	0.237	121
PD10	5.4	0.345	71
PD17	15.1	0.283	8
PN09	2.5	0.2	73
PN19	19.5	0.444	21

IV.2.4. Suivi en continu des niveaux piézométriques de la plaine alluviale et du bedrock

La Figure IV.7a montre que les niveaux piézométriques du bedrock (PiezNas01) et de la plaine alluviale (PN45) évoluent de manière synchrone. Au piézomètre PiezNas01 la nappe du bedrock est artésienne avec un niveau statique à « ras de sol (0 m) », alors que celui de la plaine alluviale au PN45 est à 0.9 m de profondeur. La Figure IV.7a montre que l'écart entre les deux niveaux piézométriques de l'ordre de 0.9 m, est relativement constant dans le temps. Les pics sont moins prononcés en début de saison pluvieuse (mai – juin) et la réponse aux précipitations est légèrement décalée dans le temps (2 – 5 jours). En utilisant le niveau piézométrique du bedrock comme « donnée d'entrée » et celui de la plaine alluviale comme « donnée de sortie », l'analyse corrélatrice montre une corrélation de l'ordre de 0.7 entre les deux réservoirs (Figure IV.7b).

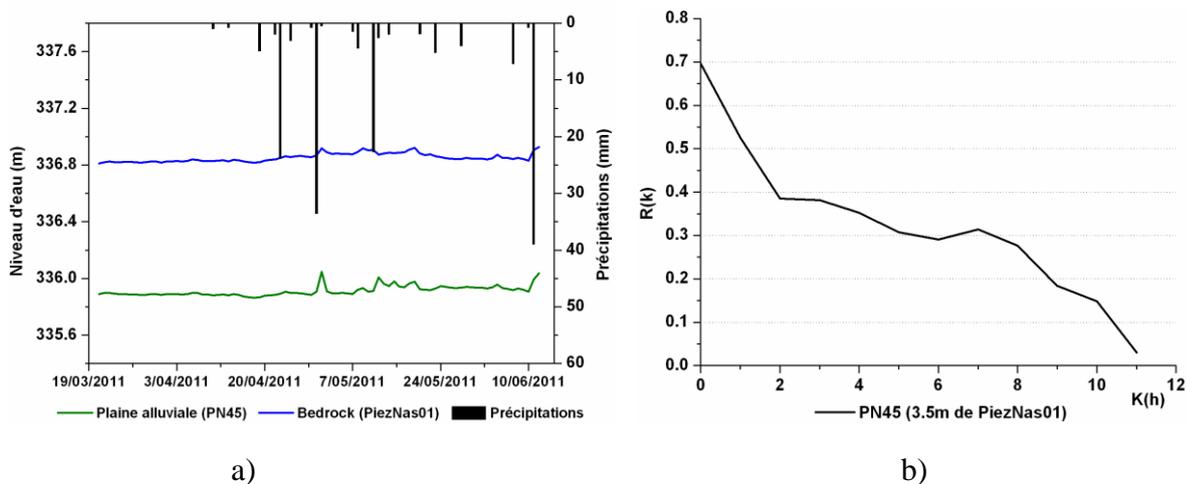


Figure IV.7. (a) Evolution comparée et (b) analyse corrélatrice entre le niveau piézométrique du bedrock et de la plaine alluviale au site de Kapkodougou.

Légende : R(k) est le coefficient de corrélation et K(h) k étant le temps de corrélation

IV.2.5. Conclusion partielle

En amont de la zone d'étude, la dynamique des niveaux piézométriques dans la plaine alluviale montre aussi bien en saison sèche qu'hivernale que le Kou est drainant. Par contre en aval de la zone d'étude aussi bien en saison sèche qu'hivernale la rivière Kou est drainée par la plaine alluviale.

Le monitoring en continu des niveaux d'eau de la plaine alluviale, du Kou et du bedrock semble indiquer qu'il existe une connectivité hydraulique entre les trois réservoirs. Cette connectivité se traduirait par des échanges d'eau depuis la plaine alluviale vers le Kou, du bedrock vers la plaine alluviale en amont de la zone d'étude et depuis le Kou vers la plaine alluviale en aval. Il serait intéressant de quantifier les flux échangés et cela passe nécessairement par une caractérisation plus poussée des paramètres hydrodynamiques de la plaine alluviale.

IV.3. Essais de pompage et Slug tests dans la plaine alluviale

IV.3.1. Localisation et mise en œuvre

Afin de connaître les paramètres hydrodynamiques de la plaine alluviale (transmissivité, perméabilité, coefficient d'emménagement spécifique), des slug tests et des essais de pompage par palier de débit ont été réalisés respectivement sur des micropiézo mètres et des puisards agricoles. Les micropiézo mètres ont de petits diamètres (10 – 15 cm) tandis que les puisards agricoles sont de plus grandes dimensions, généralement de forme rectangulaire (longueur : 2.9 – 15 m ; largeur : 2.4 – 5 m). Les caractéristiques de ces essais, de même que la localisation des ouvrages testés sont repris dans le Tableau IV.4 et la Figure IV.8.

Les essais de pompages sur puisards agricoles ont consisté en des essais classiques par paliers de débits non enchaînés suivi d'une remontée de même durée. Les variations des niveaux d'eau (rabattement, remontée) ont été enregistrées avec des sondes Diver. Une pompe immergée de type ASIA actionnée par un groupe de 5.5 kVa a été utilisée pour les essais. Au total, 10 essais de pompage par paliers de débit ont été réalisés et interprétés (Tableau IV.4).

Les slug tests consistent à mesurer les variations d'eau dans le micropiézo mètre après l'injection ou le retrait instantané d'un certain volume d'eau (Butler, 1998). Pour la présente étude, des retraits rapides ont été réalisés grâce à un bailer, la remontée d'eau étant enregistrée

avec une sonde Diver. Au total, 38 slug tests ont été réalisés, parmi lesquels 33 ont pu être interprétés (Tableau IV.4).

Tableau IV.4. Caractéristiques des essais de pompages et des slug tests réalisés

Période	Ouvrage	Matériau Aquifère	N° d'essai	Type d'essai	Nombre d'essais par rive du Kou		Interprétation
					Gauche	Droite	
2009 - 2010	Micropiézomètres	Alluvions	10	Slug test	4	5	Bouwer et Rice
	Puisards	Altérites	7	Palier de débit	2	5	Strestsova et Boulton
2010 - 2011	Micropiézomètres	Alluvions	23	Slug test	12	11	Bouwer et Rice
2011 - 2012	Puisards	Altérites	3	Palier de débit	1	2	Strestsova et Boulton

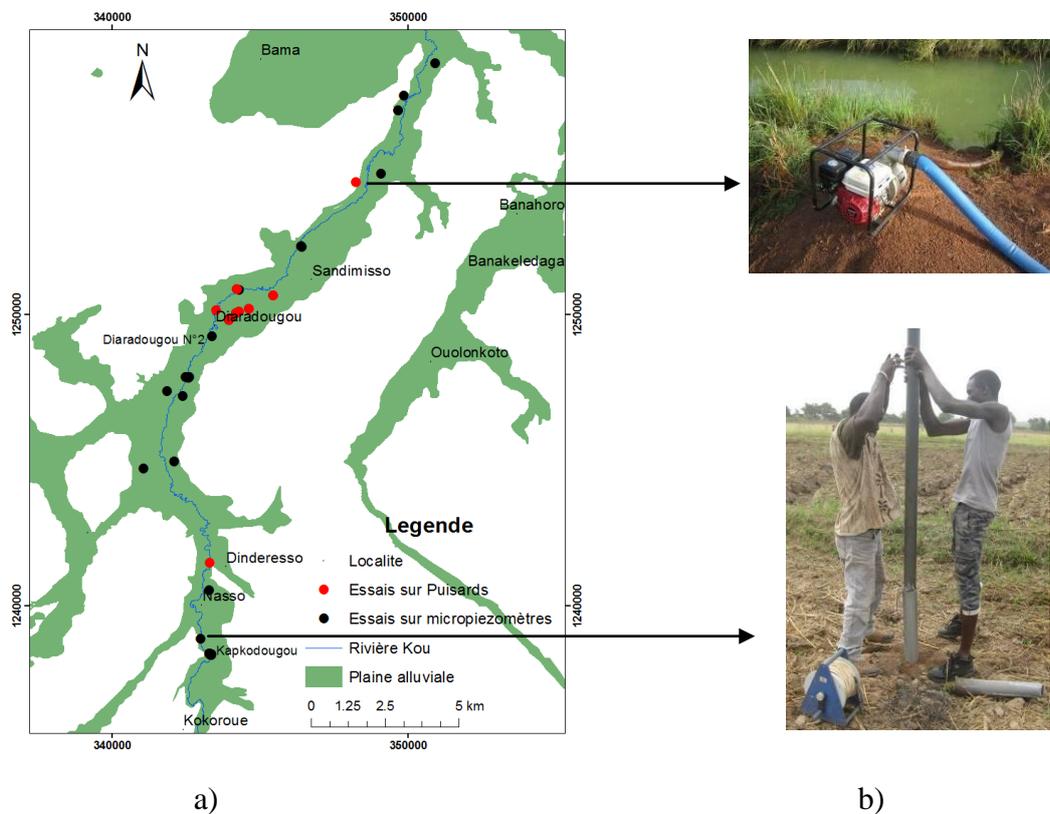


Figure IV.8. a) Localisation des essais de pompage et slug tests réalisés b) pompage dans un puisard agricole, et slug test dans un micropiezomètre (phase de retrait d'eau)

IV.3.2. Méthode d'interprétation

IV.3.2.1. Les slug tests sur micropiezomètres

Dans le cas de slug tests réalisés dans des ouvrages pénétrant partiellement ou complètement un aquifère superficiel ou libre (Figure IV.9), Bouwer et Rice (1976) ont proposé une

méthode d'interprétation basée sur l'équation de Thiem (1906). Ainsi, dans le cas d'un retrait instantané d'eau dans l'ouvrage le débit d'écoulement Q peut s'écrire :

$$Q = 2\pi Kd \frac{h_t}{\text{Ln}\left(\frac{R_e}{r_w}\right)} \quad (\text{IV.2})$$

La variation en fonction du temps du débit peut aussi s'écrire :

$$\frac{Q}{\pi r_c^2} = -\frac{dh}{dt} \quad (\text{IV.3})$$

La combinaison des équations (IV.2) et (IV.3) permet de déterminer K.

$$K = \frac{r_c^2 \text{Ln}\left(\frac{R_e}{r_w}\right)}{2d} \frac{1}{t} \text{Ln} \frac{h_0}{h_t} \quad (\text{IV.4})$$

Avec : r_c et r_w les rayons extérieurs et intérieurs 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 $t=t$.

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

- $\text{Ln}\left(\frac{R_e}{r_w}\right) = \left[\frac{1.1}{\text{Ln}(b/r_w)} + \frac{A + B \text{Ln}[(D-b)/r_w]}{d/r_w} \right]^{-1}$ dans le cas d'un ouvrage pénétrant partiellement l'aquifère, (IV.5)

- $\text{Ln}\left(\frac{R_e}{r_w^*}\right) = \left[\frac{1.1}{\text{Ln}(b/r_w)} + \frac{C}{d/r_w} \right]^{-1}$ dans le cas d'un ouvrage pénétrant complètement l'aquifère. (IV.6)

Dans les formules (IV.5) et (IV.6), A, B et C sont des coefficients empiriques adimensionnels. (Van Rooy., 1988) a proposé des valeurs à ces coefficients qui sont fonction du ratio de forme géométrique b/r_w .

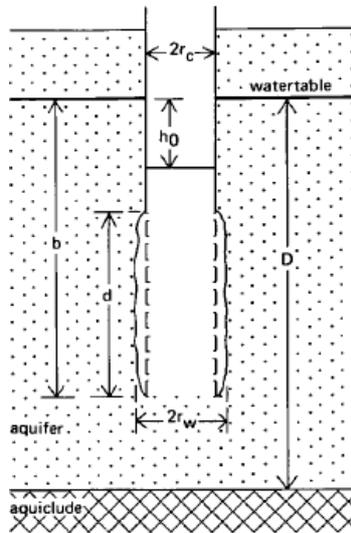


Figure IV.9. Schéma du principe d'un slug test dans un puits recoupant partiellement une nappe libre (Kruseman et De Ridder, 1994)

Dans la pratique, l'interprétation consiste à tracer sur un diagramme logarithmique la variation de hauteur d'eau enregistrée durant l'essai en fonction du temps. En déterminant alors la pente de cette courbe et en estimant les coefficients A et B d'après le facteur de forme géométrique b/r_w , la conductivité hydraulique peut être calculée sur base de l'équation IV.4.

IV.3.2.2. Les essais de pompages par paliers de débits sur puisards agricoles

Dans le cas d'un ouvrage de grand diamètre, l'influence de la capacité de stockage de l'aquifère n'est pas négligeable (Kruseman et De Ridder, 1994). L'essai est décrit par la Figure IV.10.

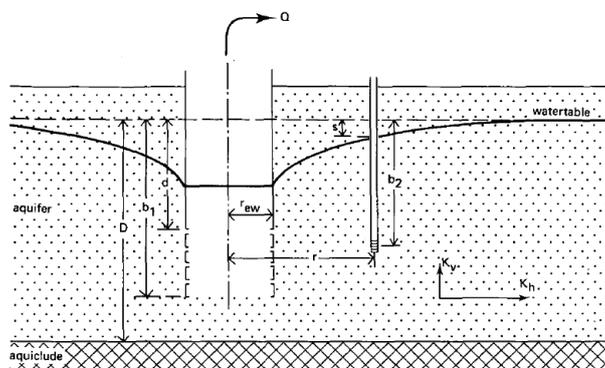


Figure IV.10. Schéma du principe d'un pompage dans un puits à grand diamètre recoupant partiellement une nappe libre (Kruseman et De Ridder, 1994)

Boulton et Streltsova (1975) ont développé une méthode d'interprétation prenant en compte cet effet de stockage dans le cas d'aquifère libre partiellement capté. Le rabattement de l'aquifère est donné par :

$$S = \frac{Q}{4\pi K_h D} W\left(\mu_A, S_A, \beta, \frac{r}{r_{ew}}, \frac{b_1}{D}, \frac{d}{D}, \frac{b_2}{D}\right) \quad (IV.7)$$

Ou $\mu_A = \frac{r^2 S_A}{4K_h D t}$, S_A est le coefficient d'incompressibilité de l'aquifère supposé égal à 10^{-3}

$$\beta = \left(\frac{r}{D}\right)^2 \frac{K_v}{K_h} \quad (IV.8)$$

Pour un pompage plus long, la solution de l'équation de l'équation de Dagan (1967) modifié par Boulton et Streltsova (1975) permet aussi de calculer K_h et le coefficient d'emmagasinement spécifique (S_y).

$$S = \frac{Q}{4\pi K_h D} W\left(\mu_B, \beta, \frac{r}{r_{ew}}, \frac{b_1}{D}, \frac{d}{D}, \frac{b_2}{D}\right) \quad (IV.9)$$

$$\text{Ou } \mu_B = \frac{r^2 S_y}{4K_h D t} \quad (V.10)$$

$$S_y = \frac{4K_h \mu_B D t}{r^2} \quad (V.11)$$

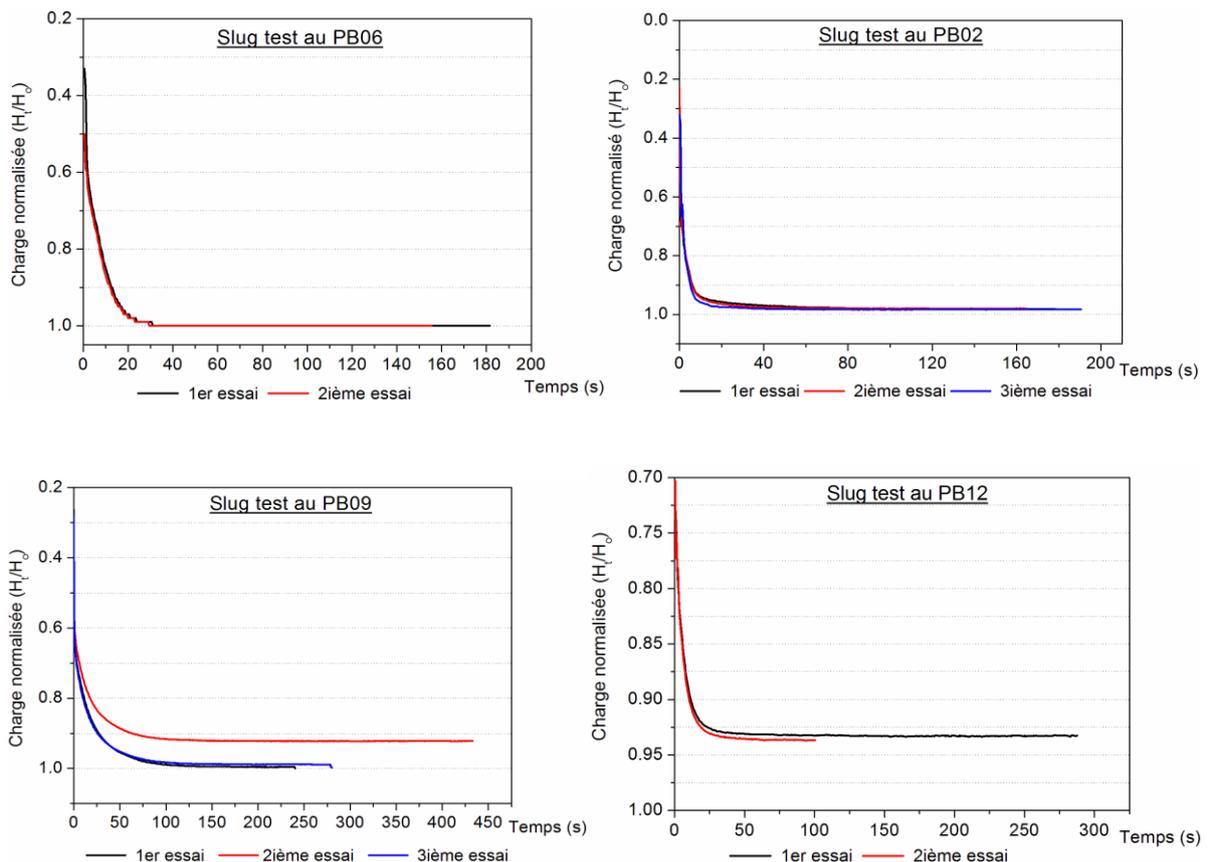
Les valeurs de la fonction $W(\mu_A, S_A, \beta, r/r_{ew}, b_1/D, d/D, b_2/D)$, $W(\mu_B, \beta, r/r_{ew}, b_1/D, d/D, b_2/D)$ sont fournies par des abaques conçus par Boulton et Streltsova (1975).

Dans la pratique, la méthode d'interprétation de Boulton et Streltsova consiste à superposer des courbes bi-logarithmiques du rabattement (s) en fonction du temps (t) sur des courbes de type A ($(W(\mu_A, S_A, \beta, r/r_{ew}, b_1/D, d/D, b_2/D)$ versus $1/\mu_A$) ou de type B ($(W(\mu_B, S_B, \beta, r/r_{ew}, b_1/D, d/D, b_2/D)$ versus $1/\mu_B$). Un « fit point » est choisi sur ces courbes superposées permettant de déterminer s , t , $1/\mu_A$ ou $1/\mu_B$ et calculer les paramètres K_h et K_v à partir des équations IV.7 et IV.8. Le coefficient d'emmagasinement spécifique est calculé à partir de l'équation IV.11.

IV.3.3. Résultats des essais de pompages

IV.3.3.1. Analyse des résultats

Pour améliorer la fiabilité des résultats des essais par slug tests, plusieurs essais doivent être effectués sur le même puits (Butler, 1998). Pour des essais réalisés dans les mêmes conditions expérimentales, cette répétition permet d'apprécier l'amplitude des erreurs. Pour la présente étude, sur les 33 slug tests réalisés, l'essai a été répété deux à trois fois sur le même micropiézomètre. Les essais répétés sur le même ouvrage montrent des courbes aux allures similaires ou légèrement décalées lorsque les volumes retirés ne sont pas identiques ou que la réalimentation de l'ouvrage lors de l'arrêt du retrait n'est pas totalement aboutie (Figure IV.11). Toutefois, les erreurs expérimentales sont, pour l'ensemble des essais, négligeables et les données peuvent être interprétées. Les profils des courbes de la Figure IV.11 montrent une réponse de type «sur-amortie». Ce type de réponse est caractéristique des milieux à faible conductivité hydraulique (Butler, 1998).



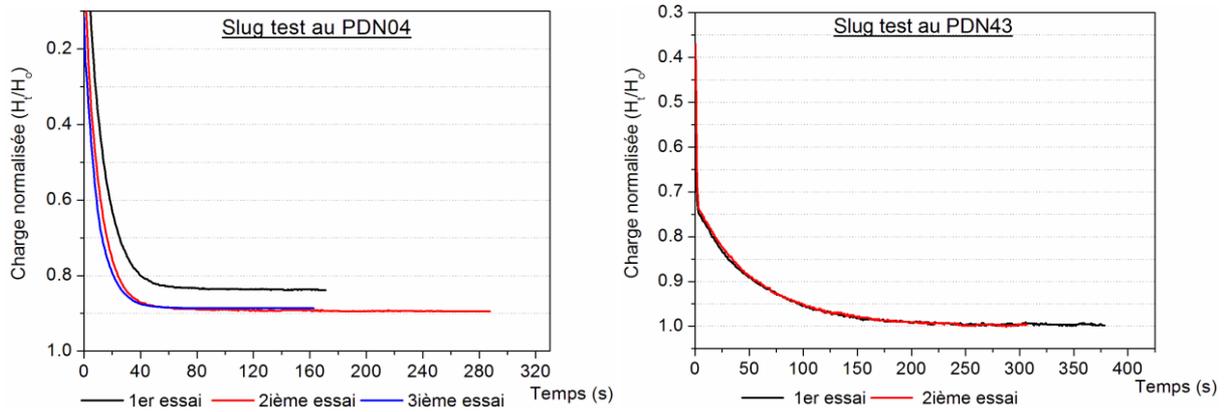
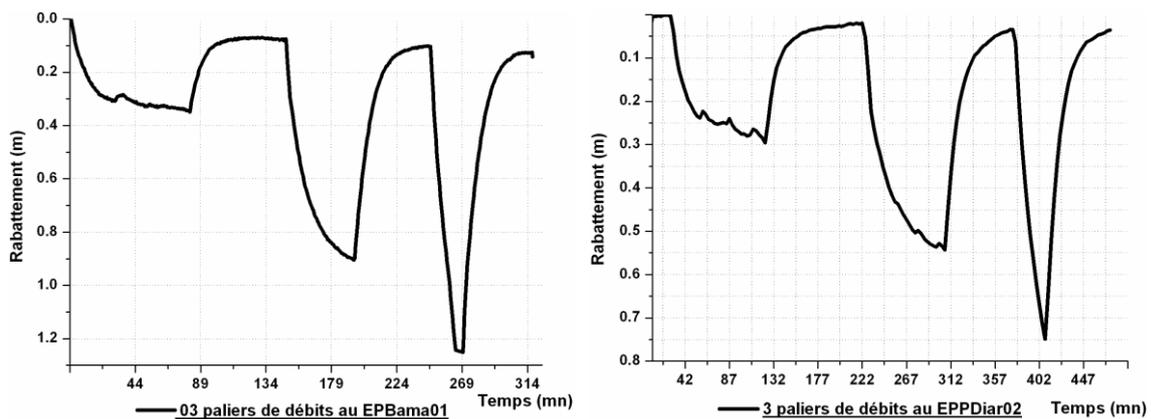


Figure IV.11. Slug tests (répétés deux à trois dans chaque ouvrage)

Deux à trois paliers de débits non enchaînés ont été réalisés sur 9 puisards agricoles avec des durées de pompage allant de 0.5 h à 2.35 h par palier et des remontées de durée quasiment identiques 0.5 h à 2.15 h (Figure IV.12). Pour le puisard EPDiar08 à Sandimisso, un débit plus important de 14.5 m³/h a pu être maintenu pendant 5 h, suivi d'une remontée de 5h45mn. La Figure IV.12 montre l'évolution du rabattement en fonction du temps dans les différents puisards pompés. L'allure de ces courbes illustre distinctement les rabattements induits aux différents paliers de débits. Pour la quasi-totalité des essais réalisés, les rabattements se stabilisent mblent amorcés une stabilisation au premier et au deuxième palier de débit pompés tandis qu'au troisième palier elles ne sont pas effectives. Toutefois les résultats obtenus sont donc interprétables.



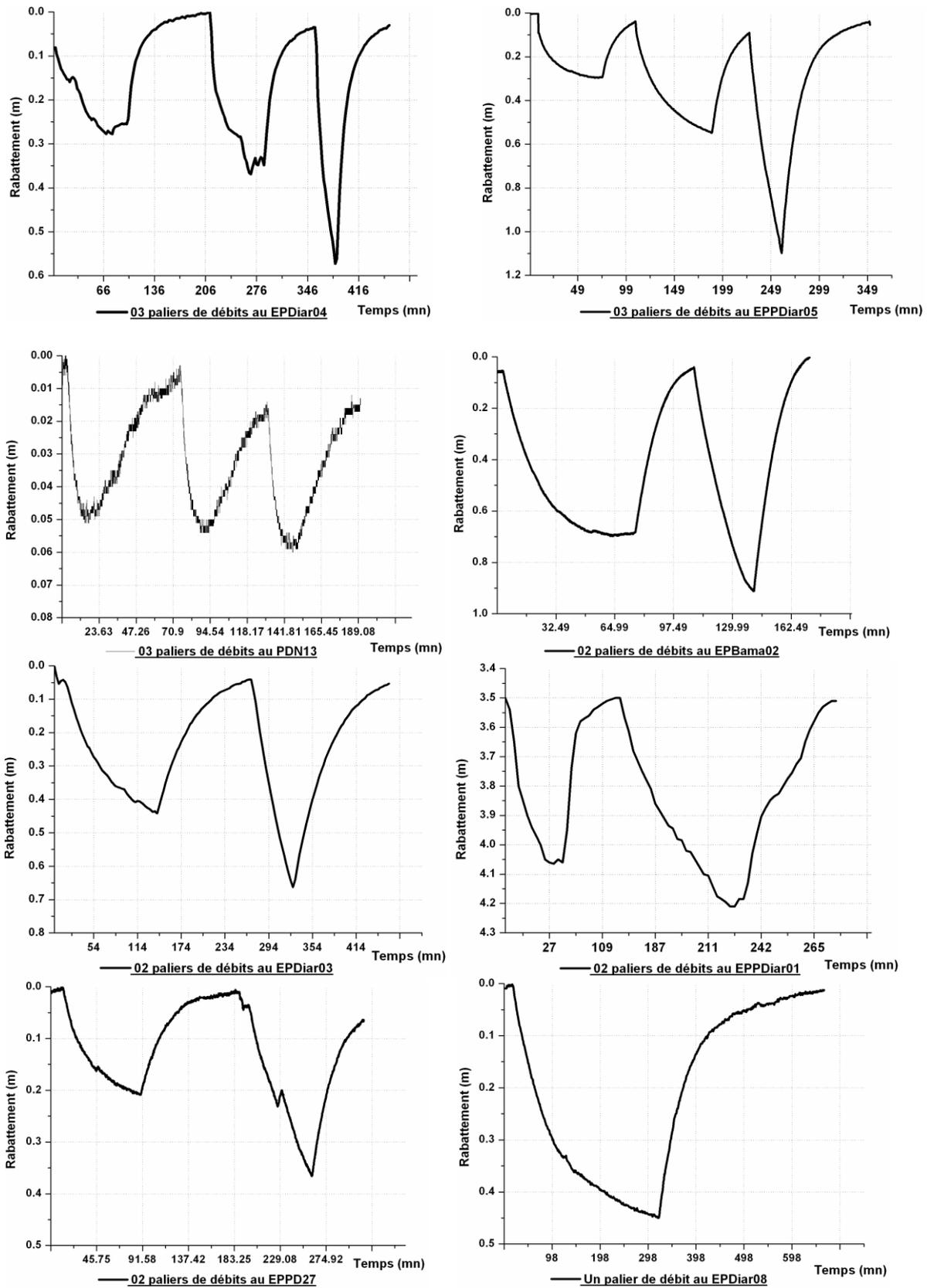


Figure IV.12. Allures des courbes d'essai de pompages par palier de débit dans les puisards agricoles

IV.3.3.2. Interprétation des résultats

Les résultats des slug test obtenus dans les 33 micropiézomètres donnent une conductivité hydraulique moyenne de 2.6×10^{-4} m/s pour une valeur minimale de 2.2×10^{-7} m/s et une maximale de 5×10^{-3} m/s (Tableau IV.5).

Tableau IV.5. Résultats des slug tests sur les 33 micropiézomètres de la plaine alluviale

Localisation	Ouvrage	Conductivité Hydraulique (m/s)
Diaradougou	PD09	4.94E-03
Diaradougou	PD10	4.00E-04
Diaradougou	PD11	1.52E-04
Diaradougou	PD12	2.97E-05
Diaradougou	PD13	2.34E-05
Diaradougou	PD14	5.80E-05
Diaradougou	PD17	2.68E-05
Diaradougou	PD18	5.72E-05
Diaradougou	PD20	5.21E-05
Diaradougou	PD25	2.23E-04
Diaradougou	PD26	3.23E-04
Diaradougou	PD28	3.36E-05
Diaradougou	PD29	1.46E-05
Diaradougou	PD30	1.51E-04
Bama	PB01	2.54E-04
Bama	PB02	2.68E-04
Badara	PB04	3.65E-05
Badara	PB05	7.64E-05
Badara	PB06	1.52E-05
Bama	PB08	5.36E-05
Bama	PB09	2.38E-05
Badara	PB12	1.98E-04
Dinderesso	PDN04	6.25E-05
Dinderesso	PDN14	1.93E-05
Sandimisso	PS_01	1.28E-04
Sossogona	PS05	2.28E-07
Sossogona	PS07	4.44E-04
Sandimisso	PS_08	1.19E-04
Nasso	PN38	1.70E-05
Nasso	PN39	1.61E-05
Nasso	PN43	1.23E-05
Nasso	PN44	3.47E-05
Kokoroué	PN01bis	5.09E-04

Pour les puits agricoles, les résultats des interprétations des essais de pompage par palier de débits obtenus par la méthode de Streltsova et Boulton donnent une conductivité hydraulique moyenne de 3.6×10^{-5} m/s avec pour valeur minimale 6×10^{-6} m/s et maximale

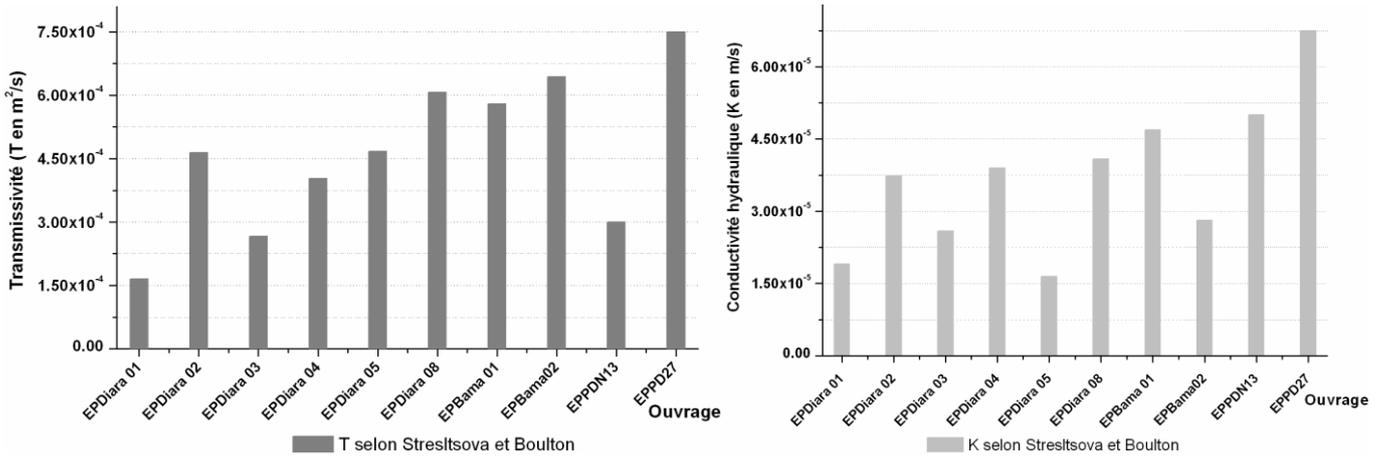
8×10^{-5} m/s. Les transmissivité déduites à partir des épaisseurs de la plaine alluviale fournies par la prospection géophysique (chapitre 3) donnent des valeurs moyenne de 4.1×10^{-4} m²/s, minimale de 1.3×10^{-4} m²/s et maximale de 7.5×10^{-3} m²/s (Tableau IV.6, Figure IV.13).

Le coefficient d'emmagasinement moyen est de 1.6×10^{-1} . Les valeurs les plus élevées ont été calculées dans les puits/puisards captant les horizons plus fracturés/déconsolidés/altérés du bedrock. La fracturation du bedrock permet le développement d'un réseau d'interstices contribuant à la porosité efficace des matériaux (Castany, 1982). A la porosité primaire des matériaux se surimposent cette porosité de fracture, cela pourrait expliquer les valeurs élevées (48.5%, 49.8% 60.7%) de coefficients d'emmagasinement observées sur certains ouvrages de Sandimisso et Diaradougou.

Tableau IV.6. Caractéristiques et résultats des essais de pompage sur les puisards agricoles

Localité	Ouvrage	Débit pompé (m ³ /h)	Durée pompage (h)	Durée remontée (h)	Streltsova and Boulton		
					T (m ² /s)	K (m/s)	S _y
Sandimisso	EPDiara 02	17.3	1.05	2.2	1.65E-04	1.90E-05	1.46E-01
Sandimisso	EPDiara 02	5.6	1.65	1.65	6.13E-04	4.94E-05	5.39E-03
		10.6	1.25	1.15	4.50E-04	3.63E-05	1.75E-01
		19.7	0.55	1.1	3.27E-04	2.64E-05	4.85E-01
Diaradougou	EPDiara 03	3.2	2.35	2.15	3.56E-04	3.47E-05	2.11E-01
		6.3	1	2.2	1.76E-04	1.72E-05	
Diaradougou	EPDiara 04	3.7	1.6	2.2	2.13E-04	2.05E-05	6.07E-01
		7.2	1	1.3	6.90E-04	6.66E-05	7.18E-02
		10.5	0.5	1.2	3.08E-04	2.98E-05	4.98E-01
Diaradougou	EPDiara 05	6.3	0.6	0.5	7.91E-04	2.79E-05	
		10.2	1.3	0.65	3.10E-04	1.09E-05	2.79E-02
		19.8	1	0.6	3.00E-04	1.06E-05	2.88E-03
Sandimisso	EPDiara 08	14.6	5	5.75	6.07E-04	4.09E-05	3.35E-02
Bama	EPBama 01	4.7	1.2	0.5	3.73E-04	3.02E-05	5.86E-03
		11.3	0.55	0.5	3.76E-04	3.04E-05	
		18.5	0.8	0.63	9.88E-04	7.99E-05	
Bama	EPBama 02	9	1.35	0.95	9.97E-04	4.35E-05	
		11.7	0.55	0.51	7.98E-04	3.48E-05	
		12.5	0.81	0.63	1.37E-04	5.98E-06	
Diaradougou	EPPD27	7.4	1.4	1.83	8.25E-04	7.42E-05	1.06E-03
		12.2	1	1.8	6.75E-04	6.08E-05	2.70E-04
Sossogona	EPDN13	12.35	0.05	0.8	3.00E-04	5.00E-05	

Légende : T et K : transmissivité et Conductivité Hydraulique, S_y : coefficient d'emmagasinement



a)

b)

Figure IV.13. (a) Valeurs de Transmissivité et (b) conductivité hydraulique obtenues dans les puits agricoles selon la méthode d'interprétation de Streltsova et Boulton

Généralement, les valeurs de conductivité hydraulique déterminées par les Slug tests sont uniquement représentatives des matériaux au voisinage immédiat du puits (Butler, 1998). Toutefois, dans la partie aval de la zone d'étude, ces valeurs sont du même ordre de grandeur (10^{-5} m/s) que celles issues des essais de pompage par paliers de débits réalisés sur les puits agricoles. Globalement, sur l'ensemble de la zone d'étude, les Figures V.15 et V.16 montrent que les valeurs les plus faibles de T et K sont enregistrées en amont de la zone d'étude (Kokoroué – Nasso) alors qu'en aval de la zone d'étude, de Diaradougou à Bama, elles sont élevées. Cela est dû à la nature et à l'épaississement des matériaux aquifères. En amont de la zone d'étude, ils sont constitués essentiellement de faibles épaisseurs (5 - 10 m) d'argiles sableuses alors qu'en aval, ils sont constitués d'argiles latéritiques et de bedrock fracturé et altéré et assez épais de 17 à 45 m (cf. chapitre 3).

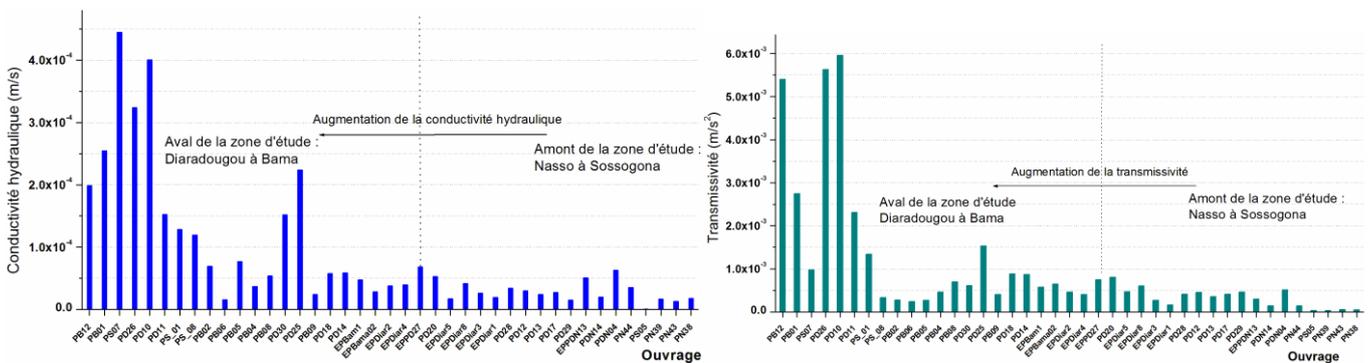


Figure IV.14. Distribution des valeurs de conductivité hydraulique et de transmissivité de la plaine alluviale

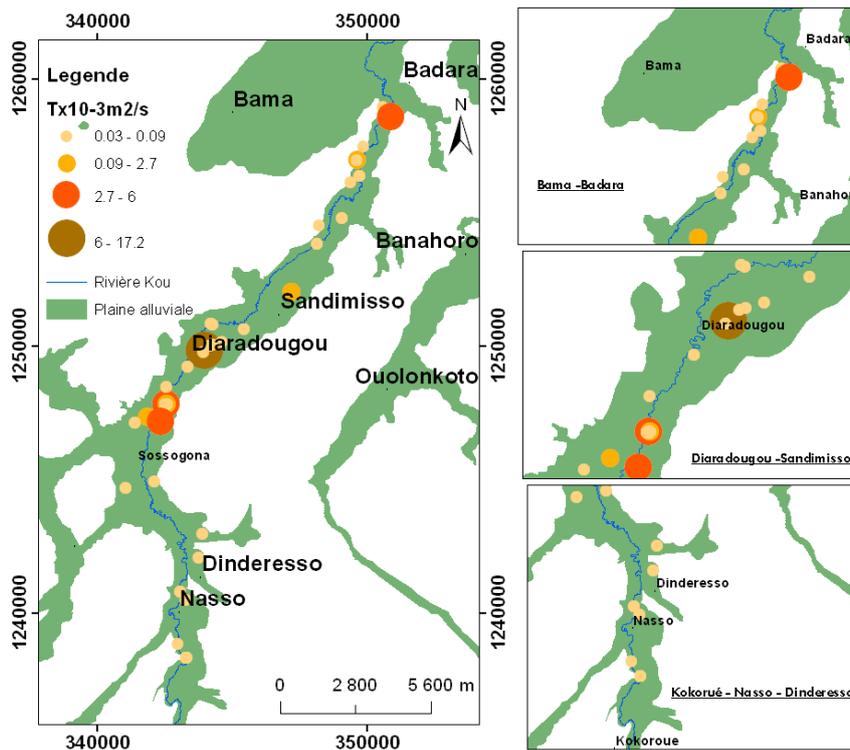


Figure IV.15. Zonalité de la transmissivité de la plaine alluviale

IV.4. Conclusions de ce chapitre

L'étude des conditions d'écoulement des eaux de la plaine alluviale indique qu'en amont de la zone d'étude au site de Kapkodougou (Nasso), les conditions hydrogéologiques sont favorables pour que la rivière Kou draine la plaine alluviale toute l'année alors qu'à l'aval c'est l'inverse. De même en amont de la zone d'étude, le bedrock semble être en charge par rapport à la plaine alluviale. Il existerait probablement une connectivité hydraulique entre ces trois réservoirs caractérisée par des échanges de flux via des interfaces perméables « plaine alluviale - rivière » et « plaine alluviale - bedrock ». Enfin, l'estimation des paramètres hydrodynamiques de la plaine alluviale a montré que celle-ci est potentiellement plus exploitable en aval de la zone d'étude, dans les matériaux aquifères de nature argilo-latéritiques et dans les sédiments fracturés, altérés du bedrock fissurés/déconsolidés (altérites). En amont, la plaine alluviale est constituée de matériaux alluvionnaires moins épais et moins perméables (argiles – sableuses) probablement moins aquifères.

Les quantités d'eau réellement échangées entre la plaine alluviale, le Kou et le bedrock doivent être calculées en vue de déterminer l'apport d'eau dans la plaine alluviale au cours du temps. C'est l'objet de la partie III qui devrait permettre d'estimer les termes du bilan en eau de la plaine alluviale.



**PARTIE III : QUANTIFICATION DES APPORTS ET
SORTIES D'EAU DANS LA PLAINE ALLUVIALE ET
DES ECHANGES DE FLUX D'EAU ENTRE LA PLAINE
ALLUVIALE, LE KOU ET LE BEDROCK**

Chapitre V : estimation des prélèvements agricoles d'eau souterraine dans la plaine alluviale et quantification de la recharge directe par les eaux de pluie

V.1. Objectifs

Les objectifs de ce chapitre sont :

- estimer les volumes d'eau souterraine pompés dans la plaine alluviale par prélèvements directs dans les puisards agricoles et aussi, les besoins en eau des plantes pour l'irrigation et,
- calculer la recharge directe des eaux souterraines par les eaux de pluies, le surplus d'eau qui, après prélèvement de l'évapotranspiration et du ruissellement, contribue à alimenter per descensum le stock en eau souterraine.

V.2. Estimation des prélèvements agricoles d'eau souterraine dans la plaine alluviale

V.2.1. Démarche méthodologique

L'estimation des prélèvements agricoles d'eau souterraine et les besoins en eau des plantes concerne l'année 2011 pour la période dite de « contre saison » (ou saison sèche) qui s'étend de novembre à avril. Pour mener à bien ce travail, la démarche méthodologique adoptée consiste à faire :

- (i) l'inventaire du type et des caractéristiques (débits, pompes, puissance...) des puits et puisards prélevant exclusivement l'eau dans la plaine alluviale pour l'irrigation,
- (ii) l'inventaire des parcelles agricoles irriguées (nombre, superficie) et du type de culture pratiquée (céréales, fruits, légumes...),
- (iii) l'estimation des périodes de semis et récoltes et des caractéristiques végétatives des plantes, notamment les coefficients culturaux et enfin,
- (iv) l'estimation des temps d'irrigation (durée journalière et hebdomadaire), sur base d'une sélection de quelques puisards représentatifs et du suivi de leur exploitation par sonde Diver.

Partant de ces inventaires, le volume d'eau souterraine prélevé dans la plaine alluviale (Q_{Pr}) est estimé à partir des temps de pompage (t) et des débits pompés dans les puits et puisards agricoles (Q_{pom}). Il équivaut à :

$$Q_{Pr} = Q_{pom} \times t \quad (V.1)$$

Avec Q_{Pr} et Q_{pom} en m^3/h et t en heure,

Quant aux besoins en eau des plantes elles dépendent du climat (temps nuageux, ensoleillé...), du stade cultural de la plante (plantation, croissance, plein développement, maturation, récolte) et du système d'irrigation pratiqué (gravitaire, puits ou puisards,...). Pour Allen et al. (1998), ces notions font intervenir l'évapotranspiration potentielle (ETP) et les coefficients culturaux (Kc) de la plante. Il propose la formule ci après :

$Q_{Bes} = Kc \times ETP \times S$ avec Q_{Bes} en m^3/s , ETP en m et S en m^2 , Kc est le coefficient cultural des plantes, il est sans unité (V.2)

Suivant le type de culture pratiquée (fruits, céréales...) Kc vaut entre 0.5 et 1.25. Il est maximal pendant la période de « plein développement de la plante ». La formule de Allen et al. (1998) a été légèrement modifiée par Chapeaux et Enomoto (2009) pour prendre en compte les pertes d'eau engendrées par le système d'irrigation employé (goutte à goutte, aspersion, arrosage manuel ou gravitaire, petit tube en dérivation...).

$$Q_{Bes} = Kc \times ETP \times S \times Coef_{Pertes} \quad (V.3)$$

Pour la présente étude, les équations (V.1) et (V.2) seront toutes deux utilisées à cause de la difficulté d'estimer le coefficient de perte.

V.2.2. Mise en œuvre : inventaire des ouvrages et équipements hydro-agricoles

Il s'est agi d'une part, d'inventorier sur l'ensemble de la zone d'étude d'amont en aval, l'ensemble des équipements agricoles (pompes, motopompes...) et leurs caractéristiques (puissance, débit...), les types d'ouvrages installés dans la plaine alluviale (puits, puisards) leurs caractéristiques géométriques (longueur, largeur, profondeur) et hydrogéologiques (niveau statique ou dynamique). Au total, 274 puits et puisards captant directement la plaine alluviale (puisards-nappe et puits-nappe) et 5 « puisards-rivière » ont été dénombrés (Figure

VI.1). L'entièreté des ouvrages recensés se trouve en aval de la zone d'étude dans les localités de Sossogona, Diaradougou, Sandimisso et Badara.

NB : En amont de la zone d'étude (Kokoroué, Kapkodougou, Nasso, Dinderesso), aucun ouvrage n'a été recensé à l'exception des puits et puisards traditionnels destinés à la consommation humaine. La plaine alluviale dans cette partie de la zone d'étude est peu étendue et l'aquifère qui y est logé est « peu significatif » pour l'irrigation. L'estimation des volumes d'eau pompés et des besoins en eau des plantes concerne donc la partie aval de la zone d'étude.

Quant aux équipements de pompage, 76 pompes ont été recensées. Ce sont, pour la quasi-totalité des champs irrigués, des pompes de type Honda WB30x délivrant un débit maximal de 60 m³/h. Quelques grosses pompes captant des puits et puisards connectés à la rivière ont aussi été trouvées, mais ces ouvrages étant connectés, à la rivière on peut estimer que l'essentiel de l'eau qui y est prélevée provient du Kou. Dès lors, ils ne sont pas pris en compte dans les estimations.

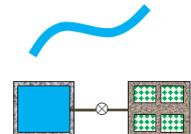
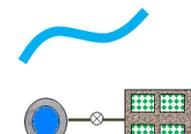
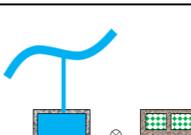
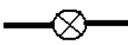
Typologie	Description	Schéma	Nombre	Total
Puisard - nappe	L'eau de la plaine alluviale est prélevée à l'aide d'une motopompe dans un puisard de forme rectangulaire		250	279
Puits - nappe	L'eau de la nappe alluviale est captée par un puits de forme circulaire, exploité à l'aide d'une motopompe ou d'une puisette		24	
Puisard - rivière	L'eau est prélevée à l'aide d'une motopompe dans un puisard connecté à la rivière par une tranchée		5	
Equipement de pompage	Pompes de type Honda WB30X dont le débit maximal est de 60m ³ /h		76	76
Champs agricoles			279	279

Figure V.1. Inventaire des ouvrages, équipements hydro-agricoles et parcelles agricoles

D'autre part, l'inventaire a permis de recenser 279 champs couvrant une superficie de 161 ha environ. Ces champs sont irrigués par au moins un puisard agricole. Au total, 225 sont

exploités et le reste est abandonné ou en jachère. Les principales cultures pratiquées sont par ordre décroissant la banane, le chou, le maïs, la papaye et l'oignon. D'autres cultures telles que l'aubergine, le piment, la tomate, le gombo, le poivron, la courgette, les patates, le concombre ou le haricot vert sont pratiquées en association où au « pied » des principales cultures. Le riz, cultivé toute l'année par irrigation gravitaire d'eau de surface ou à partir de « puisard-rivière », n'est pas associé à cette classification. Il est peu cultivé dans les localités de Diaradougou et Sossogona mais il l'est à grande échelle dans le périmètre irrigué de Bama. Les principales cultures recensées sont irriguées par 184 puisards et se concentrent à l'aval de la zone d'étude (Figure VI.2) où la plaine alluviale est potentiellement plus aquifère et la nappe d'eau souterraine accessible à moins d'un mètre de profondeur.

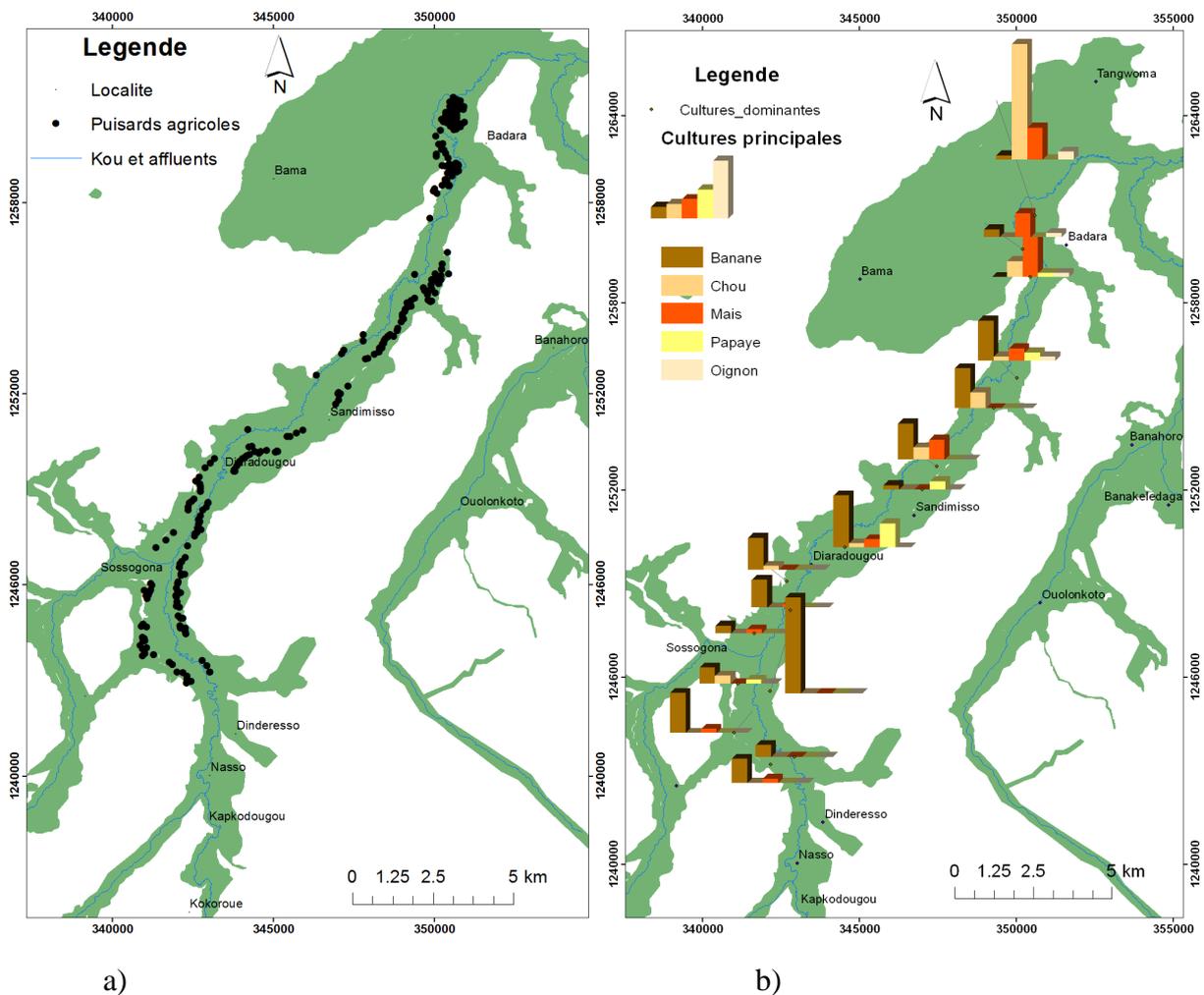


Figure V.2. a) Localisation des ouvrages agricoles (puits et puisards), b) Principales cultures pratiquées dans la plaine alluviale de Nasso à Badara

V.2.3. Calcul des volumes d'eau souterraine pompés dans la plaine alluviale

Le temps d'irrigation journalier et hebdomadaire pour chaque type de culture a été évalué grâce à l'installation de sondes pressiométriques dans les puisards agricoles (Figure V.3)¹. Le Tableau VI.1 montre que la banane et la papaye sont irriguées pendant 11h par jour, 6 h pour le maïs et 4 h environ pour l'oignon et le chou.

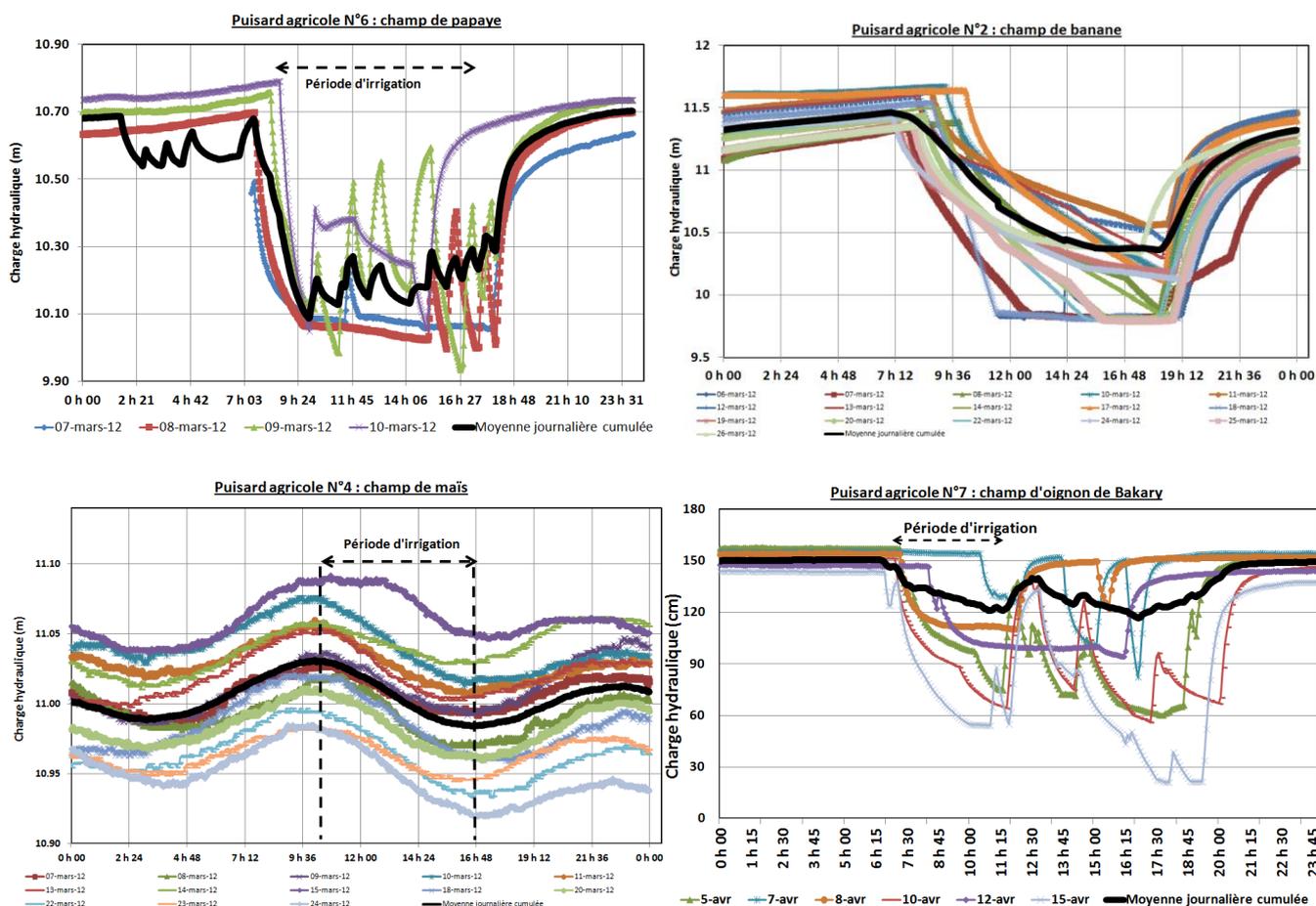


Figure V.3. Temps de pompage journalier dans les puisards par type de culture agricole

Les volumes d'eau souterraine pompés dans la plaine alluviale sont estimés à partir de l'équation (V.1). Tenant compte du débit maximal des pompes et considérant le nombre de puisards et puits agricoles recensés, la durée du cycle des cultures, les volumes totaux pompés pendant la saison sèche sont de l'ordre de $4.15 \times 10^6 \text{ m}^3$. A l'échelle de chaque parcelle agricole le Tableau V.1 montre que la banane consomme le plus d'eau ($3.2 \times 10^6 \text{ m}^3$), tandis que l'oignon en consomme les plus faibles quantités ($3.3 \times 10^4 \text{ m}^3$). La papaye, le chou et le maïs consomment des quantités d'eau comparables respectivement $2.4 \times 10^5 \text{ m}^3$, $3.2 \times 10^5 \text{ m}^3$ et $3.7 \times 10^5 \text{ m}^3$. Pour ce qui concerne la banane, quoi qu'exigeante en eau, c'est une culture facilement productive et très rentable. Ce fruit est la plus cultivée dans la zone d'étude (93 ha

¹ Pour le champ de chou, ce temps a été estimé sur base des déclarations paysannes, la sonde pressiométrique ayant été volée.

de superficie cultivée contre 68 ha pour l'ensemble des autres cultures) et rapporterait par producteur autochtone, détenteur d'une ou de plusieurs parcelles, les meilleures rentes comparées aux autres productions (Traoré, 2012). Cela encourage la production de la banane en aval de la zone d'étude surtout dans les localités de Sossogona, Diaradougou et Sandimisso où la plaine alluviale est potentiellement intéressante sur le plan aquifère et agronomique. En effet, l'aquifère alluvial est accessible en faible profondeur (< 1 m) et les sols rencontrés sont argileux à limoneux à texture fine à moyenne, avec une bonne structure, présentant une topographie d'ensemble plane ou légèrement en pente et un drainage en surface suffisant. Ils sont donc de bonne qualité et propice à l'agriculture (Auguste et al., 1964).

Tableau V.1. Estimation des volumes d'eau pompés dans les puisards agricoles et par type de culture en contre saison (novembre à avril)

Cultures	Périodes (jours)	Semaines	Temps d'irrigation par jour (h)	Jour irrigué/semaine	Heure irriguée en contre saison	Débit de pompage (m ³ /h)	Prélèvement par puisard (m ³)	Nombre de puisards	Prélèvement totaux Q _{Pr} (m ³)
Banane	181	25.8	11	2	568.8	60	34131.4	93	3.17E+06
Chou	106	15.1	4	2	121.1	60	7268.5	44	3.20E+05
Mais	106	15.1	6	2	181.7	60	10902.8	34	3.71E+05
Oignon	106	15.1	3	2	90.8	60	5451.4	6	3.27E+04
Papaye	181	25.8	11	2	568.8	60	34131.4	7	2.39E+05
Totaux des volumes pompés dans les puits et puisards									4.14E+06

V.2.4. Estimation des besoins en eau des plantes

Pour l'estimation des besoins en eau des plantes, il sera considéré que les cultures reçoivent la quantité d'eau minimale leur permettant d'éviter un stress hydrique drastique. Ces quantités d'eau sont fournies par les ouvrages de prélèvement recensés (puisards, puits). Les valeurs d'ETP sont fournies par la Direction Nationale de la Météorologie. Elles ont été estimées pour l'année 2010 à partir de la formule FAO 56 de Penman Montheih sur base des paramètres hydroclimatiques enregistrés à la station climatique de Bobo-Dioulasso (voir chapitre VII sur la recharge). Les coefficients culturaux des différentes cultures sont ceux fournis par la FAO (Allen et al., 1998). Les résultats obtenus sont consignés dans le Tableau V.2 et illustrés par la Figure V.4. Ils montrent qu'à l'échelle de la plaine alluviale les besoins en eau des principales cultures pendant la contre saison sont de l'ordre de 2.7×10^6 m³, avec par ordre décroissant : 2×10^6 m³ pour la banane, 3×10^5 m³ pour le chou, 1.8×10^5 m³ pour le maïs, 1.5×10^5 m³ pour la papaye et 2.2×10^4 m³ pour l'oignon. Les besoins en eau sont plus élevés pendant les stades de la germination et de floraison (mi-saison) pendant lesquels la plante consomme plus d'eau

comme le montre le tableau V.2.

Tableau V.2. Besoins en eau totaux des cultures dominantes dans la plaine alluviale en contre-saison

Culture	Stade végétatif	Besoin en eau (mm)	Besoin en m ³ /ha	Unité de surface (ha)	Nombre de champs	Besoins totaux (m ³)
Banane	initial	405.0	4049.9	1	93	3.77E+05
	Mi - saison	891.0	8909.9	1	93	8.29E+05
	Final	891.0	8909.9	1	93	8.29E+05
Chou	initial	241.6	2415.9	0.5	44	5.32E+04
	Mi - saison	617.4	6174.1	0.5	44	1.36E+05
	Final	483.2	4831.9	0.5	44	1.06E+05
Maïs	initial	161.1	1610.6	0.5	37	2.98E+04
	Mi -saison	644.3	6442.5	0.5	37	1.19E+05
	Final	161.1	1610.6	0.5	37	2.98E+04
Oignon	initial	375.8	3758.1	0.25	6	5.64E+03
	Mi -saison	536.9	5368.8	0.25	6	8.05E+03
	Final	536.9	5368.8	0.25	6	8.05E+03
Papaye	initial	405.0	4049.9	1	7	2.83E+04
	Mi -saison	891.0	8909.9	1	7	6.24E+04
	Final	891.0	8909.9	1	7	6.24E+04
Besoins en eau totaux des cultures dans la zone d'étude (Q _{Bes} en m ³)						2.68E+06

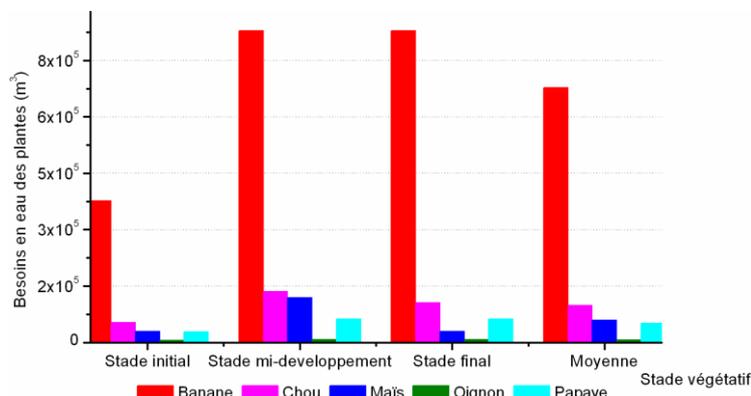


Figure V.4. Besoins en eau des cultures dominantes pendant la contre saison suivant leur stade végétatif

Comparé à l'estimation présentée précédemment sur les volumes d'eau souterraine prélevés dans les puits et puisards (Tableau V.3), la différence est de $\sim 1.45 \times 10^6 \text{ m}^3$ pour des besoins réels en eau estimés à $2.7 \times 10^6 \text{ m}^3$. Les champs de maïs accusent un surplus d'eau pompée de 52%, 36% environ pour la banane et la papaye, 34% pour l'oignon 8% pour le chou (Tableau V.3, Figure V.5). Cette sur-irrigation est due aux pertes d'eau du système d'irrigation utilisée, incitant les agriculteurs à arroser sans cesse. De plus, la gratuité des eaux pompées est considérée comme un bien commun dont on peut user et abuser.

Tableau V.3. Comparaison des besoins en eau des cultures principales pratiquées dans la zone d'étude et des volumes prélevés dans les puisards agricoles

Cultures	Besoins en eau totaux (Q_{Bes} en m^3)	Quantité pompée (Q_{Pr} en m^3)	Surplus pompés	
			en m^3	en pourcentage (%)
Banane	2.03E+06	3.17E+06	1.14E+06	36
Chou	2.95E+05	3.20E+05	2.45E+04	8
Maïs	1.79E+05	3.71E+05	1.92E+05	52
Oignon	2.17E+04	3.27E+04	1.10E+04	34
Papaye	1.53E+05	2.39E+05	8.58E+04	36
Totaux	2.68E+06	4.14E+06	1.45E+06	35

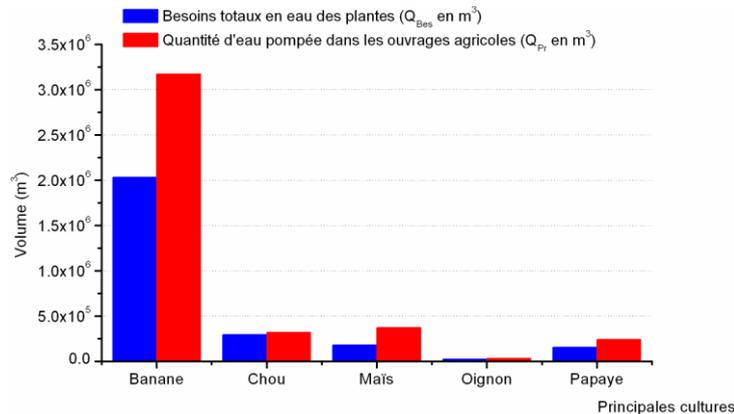


Figure V.5. Comparaison des besoins en eau cumulés des principales cultures et des volumes totaux prélevés dans les puisards agricoles

V.2.5. Conclusion de ce chapitre

Sous réserve de la précision des résultats obtenus, cette étude présente les estimations des besoins en eau des principales cultures agricoles (banane, chou, maïs, papaye, oignon, aubergine) installées dans la plaine alluviale et des volumes d'eau souterraines qui y sont prélevés : ils sont respectivement de l'ordre de $2.7 \times 10^6 m^3$ et $4.15 \times 10^6 m^3$. A priori, il y existe un surplus d'eau souterraine pompé de la plaine alluviale de l'ordre de $1.45 \times 10^6 m^3$ soit 35% des besoins réels en irrigation. Ce surplus pourrait diminuer si l'ensemble des petites cultures ou celles faites en association (piment, concombre, tomate, gombo, poivron, courgette, patates, haricot vert...) avait été pris en considération dans les estimations des besoins en eau des plantes. D'une année à l'autre, les types de cultures et les superficies irriguées changent régulièrement (Somda et al., 2002; Traoré, 2012). A cet égard, les estimations faites dans cette étude devraient être régulièrement actualisées. A l'opposé des prélèvements d'eau souterraine, la plaine alluviale et donc les parcelles cultivées reçoivent aussi de l'eau par recharge directe des pluies, qu'il conviendrait d'estimer.

V.3. Apports d'eau dans la plaine alluviale par la recharge directe des eaux de pluies

V.3.1. Etudes antérieures sur la recharge à l'échelle du Burkina Faso et du bassin du Kou

V.3.1.1. Méthodes employées et résultats

Au Burkina Faso, les méthodes basées sur les fluctuations des niveaux piézométriques (Gerhart, 1986; Healy et Cook, 2002) et le bilan chloruré (Allison et al., 1994; Sami et Hughes, 1996; Sharma et Hughes, 1985; Walker et al., 1991) ont été utilisées par Obuobie (2008) pour estimer la recharge sur le bassin de la Volta Blanche (ouest et sud-est du Burkina Faso), d'une superficie 100 fois plus grande celle du bassin du Kou. Par la méthode de fluctuation de niveau piézométrique, Obuobie, a trouvé pour les années 2006 et 2007, des valeurs de recharge moyenne respectives, de 28 à 150 mm/an en 2006, soit 3,5 à 16,5% de la moyenne annuelle des précipitations, et de 32 à 204 mm/an en 2007, soit 2,5 à 16% la moyenne annuelle des précipitations. Par la méthode du bilan chloruré, les résultats montrent que la recharge des eaux souterraines varie de 34 à 182 mm/an, soit 3,4 à 18,5% de la moyenne annuelle des précipitations pour l'année 2006. Dans le bassin de la Kompienga, sous-bassin de la Volta Blanche, Martin (2006) partant d'une modélisation du bilan hydrologique et des deux méthodes employées par Obuobie a trouvé des taux moyens de recharge de l'ordre de 44 mm/an soit environ 5% de la moyenne annuelle des précipitations.

A l'échelle du bassin du Kou, plusieurs auteurs ont employé des méthodes différentes pour estimer la recharge (Tableau V.4). Une première estimation par la méthode du bilan hydrique conduit à une recharge de 248 mm/an (Sogreah Ingénierie, 1993). Par la même méthode, (Derouane, 2005) montre que la recharge diminue du sud au nord du bassin et sur l'ensemble du pays (26–46 mm/an) corrélativement au déplacement des isohyètes (1000–1100 mm/an au sud contre 400-600 mm/an au nord). Pour l'année 1994, Dakouré (2003) a estimé que la recharge varie entre 75 et 120 mm/an par la méthode du bilan hydrique dans le bassin du Kou. La modélisation de type « boîte noire » qu'il a testé a fourni des gammes de valeurs de recharge allant de 0 à 127 mm/an. Enfin, la méthode des cubatures des variations piézométriques qu'il a également employée a fourni une recharge de 16 mm/an.

Tableau V.4. Valeurs de recharge à l'échelle du bassin du Kou par diverses méthodes et trois auteurs

Auteurs	Méthode	Recharge estimée (mm/an)
(Dakouré, 2003)	Bilan de Thornthwaite	75-120
	Modèle hydrologique à réservoirs	0-127
	Cubature des variations piézométriques	≈16
(Derouane, 2006)	Bilan de Thornthwaite	26-42
(Sogreah Ingénierie, 1993)	Bilan de Thornthwaite	248

V.3.1.2. Critique des résultats obtenus sur le bassin du Kou

Le modèle hydrologique à réservoirs : Ce type de modèle considère le bassin versant de façon conceptuelle comme « un assemblage de réservoirs d'humidité interconnectés » qui sont censés représenter plusieurs niveaux de stockage suivant une dimension verticale. A l'instar de tous les modèles de type « boîte grise ou boîte noire », il est basé sur des relations totalement empiriques. Même lorsque ces modèles sont calibrés de façon très précise, la description physique convertie en données mathématiques l'est moins et les résultats obtenus souvent entachés d'une forte incertitude (Dassargues, 1994).

La cubature des variations piézométriques : elle suppose que la montée du niveau des eaux souterraines est due exclusivement à la recharge parvenant à la nappe (les pompages d'eau sont négligés). Elle est calculée comme suit :

$$R = n_e \frac{dh}{dt} = n_e \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (V.4)$$

Avec n_e : porosité efficace, h la hauteur du niveau piézométrique (m), et t le temps (s), R la recharge (m).

Cette méthode n'est applicable qu'en nappe libre avec une recharge pluviométrique directe. Elle n'est donc pas adaptée au bassin du Kou où les aquifères sont généralement captifs. En outre, la grande contrainte de cette méthode est la détermination de la porosité efficace ou d'une valeur représentative du coefficient d'emmagasinement garantissant que les fluctuations de la surface piézométrique sont dues à l'importance de la recharge et, non le résultat des changements de pressions atmosphériques, des effets des pompage d'eau et, d'une recharge latérale distante de la rivière.

Le bilan hydrique employé dans cette étude sera discuté dans le paragraphe suivant.

V.3.2. Choix et justification des méthodes utilisées dans cette étude

V.3.2.1. La méthode du bilan hydrologique

La méthode du bilan hydrologique permet de calculer la recharge à l'échelle d'une parcelle ou d'un bassin versant. La principale difficulté de cette méthode réside dans l'estimation de l'Evapotranspiration Réelle (ETR). Elle exige au préalable la connaissance de l'évapotranspiration Potentielle (ETP) qui est estimée par les formules de Thornthwaite et de FAO 56 de Penman-Monteith.

La méthode de Thornthwaite a été retenue parce qu'elle a été éprouvée dans plusieurs contextes dont le bassin du Kou, elle est facile à utiliser et les données requises sont disponibles. La méthode de FAO 56 de Penman-Monteith permet une bonne approximation de l'évapotranspiration à l'endroit choisi, elle incorpore explicitement les paramètres physiologiques des plantes, aérodynamiques et climatiques du milieu et elle donne une valeur plus réaliste de l'ETP (Lecarpentier, 1975).

V.3.2.2. Principe de la méthode du bilan hydrologique

Le principe du bilan hydrologique pour un bassin fermé et pour un intervalle de temps donné suppose que la pluie qui tombe (Précipitations : P) dans le bassin prend quatre destinations : l'évapotranspiration (ETR), le ruissellement (R), la recharge des nappes ou l'infiltration efficace (I) et le stockage d'eau dans le sol et sous-sol (ΔS) (Figure V.6). Ceci se traduit par la relation :

$$P = ETR + R + I \pm \Delta S \quad (V.5)$$

Les différents termes de cette équation exprimés en mm/an devront être quantifiés afin de pouvoir estimer la recharge R.

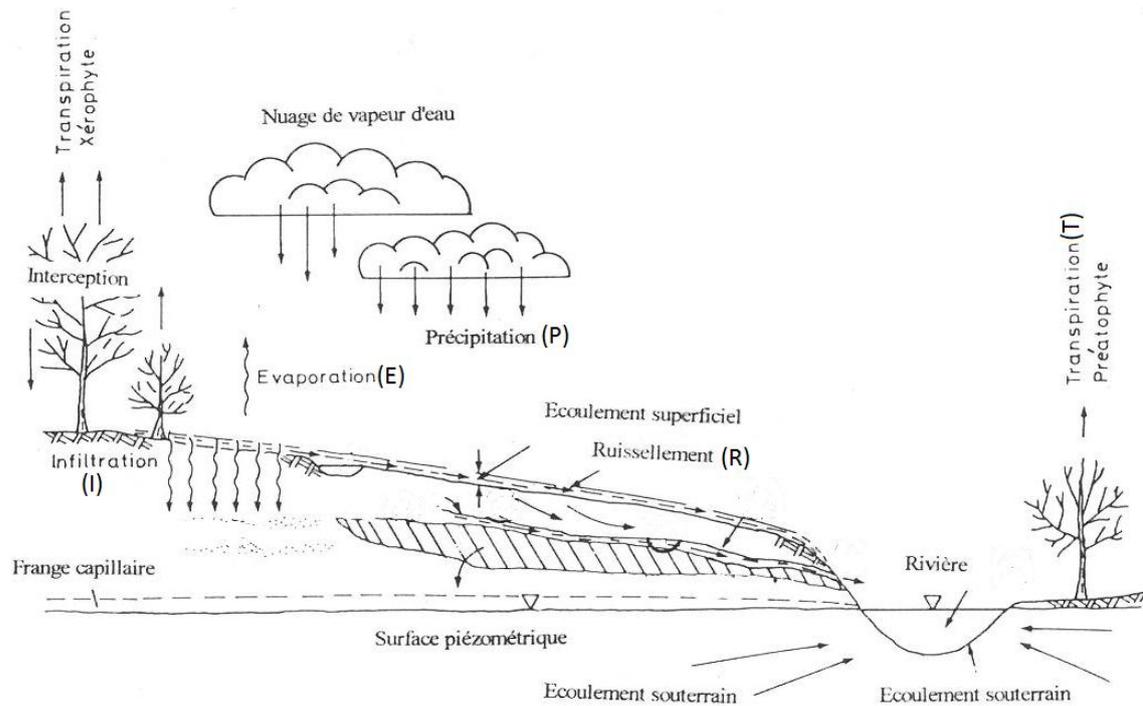
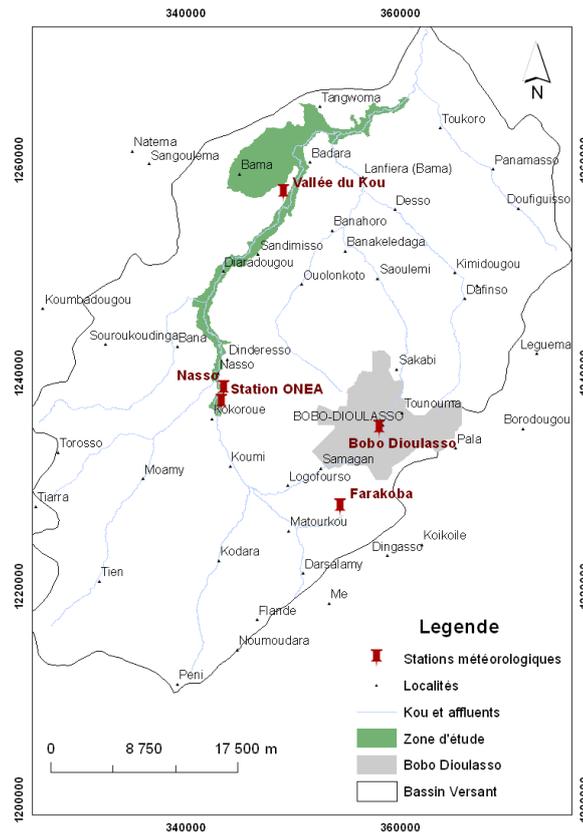


Figure V.6. Principales composantes du cycle de l'eau et paramètres du bilan hydrologique

V.3.3. Les paramètres du bilan hydrologique

Dans le bassin du Kou les stations climatiques de Farakôba, Nasso (station du projet Eaux Souterraines), Bobo Dioulasso, Bama et la station pluviométrique de l'ONEA sont les seules fonctionnelles (Figure V.7). Pour ces quatre stations, à l'exception des mesures pluviométriques qui sont enregistrées depuis les années 1960, les autres paramètres climatiques (température, humidité relative, vitesse du vent, insolation, point de rosée) sont obtenus sur des chroniques moins longues, avec de nombreuses lacunes. La présente étude s'intéresse à l'évolution temporelle de la recharge sur au moins un demi-siècle. Pour ce faire, la station de Bobo Dioulasso située à moins d'une quinzaine de kilomètres de la zone d'étude et qui dispose des mesures les plus complètes et longues sera utilisée. Quelques paramètres clés du bilan sont succinctement décrits dans les paragraphes ci-après.



Figures V.7. Localisation des stations climatiques dans le bassin du Kou

V.3.3.1. Les précipitations

L'évolution mensuelle de la pluviométrie à la station de Bobo Dioulasso de 1961 à 2010 montre que les précipitations atteignent leur maximum (276 mm) au mois d'août et leur minimum (moins de 30 mm) pendant la contre saison, de novembre à mars/avril (Figure V.8).

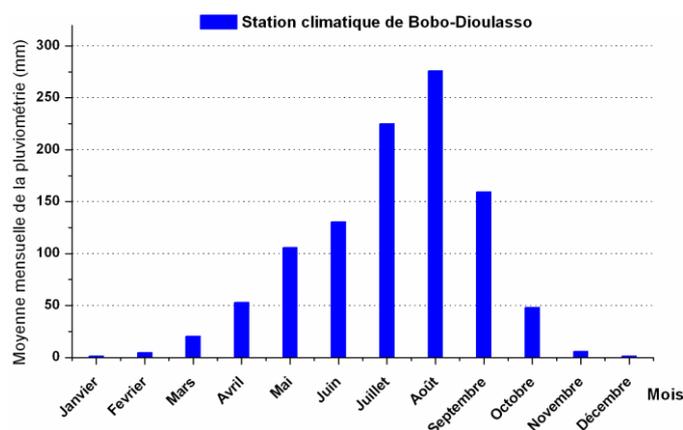


Figure V.8. Moyennes mensuelles de la pluviométrie de 1961 à 2010

Les valeurs moyennes de précipitations cachent généralement des périodes plus sèches ou humides liées aux variations interannuelles de la pluviométrie. Afin d'apprécier la variabilité temporelle des précipitations, l'indice pluviométrique standardisé (IPS), qui est une moyenne

des cumuls pluviométriques saisonniers centrés et réduits a été estimé pour la période 1961-2010. Cet indice est défini comme suit (Lebel et Amani, 2008) :

$$IPS_R^i = \frac{P_R^i - \overline{P_R}}{\delta_R}$$

IPS_R^i est l'Indice Pluviométrique Standardisé d'une année i à une station R donnée ; P_R^i est la pluie moyenne de l'année i à la station R ; $\overline{P_R}$ est la moyenne interannuelle de la pluie sur la période considérée ; δ_R est l'écart type de la pluie à la station R sur cette même période.

Le calcul de l'Indice Pluviométrique Standardisé pour la station de Bobo Dioulasso (1961-2010) permet de distinguer trois sous-périodes (Figure V.9.):

- la sous-période humide allant de 1961 à 1970 où l'IPS est globalement positif, les précipitations cumulées annuelles varient de 928 à 1413 mm/an,
- la sous-période sèche allant de 1971 à 1990 où l'IPS est globalement négatif, les précipitations cumulées annuelles varient de 778 à 1198 mm/an
- et la sous-période alternativement humide et sèche allant de 1991 à 2010 où l'IPS est tantôt positif, tantôt négatif, les précipitations cumulées annuelles variant de 807 à 1250 mm/an.

D'une façon générale les pluies varient énormément dans l'année et aussi d'une année à l'autre mais présentent dans l'ensemble une tendance à la baisse depuis 1960. Le retour progressif des indices pluviométriques positifs à partir des années 1990 (Lebel et Amani, 2008) est dû au glissement général des isohyètes consécutifs aux sécheresses des années 1970 observées en Afrique subsaharienne (Servat et al., 1999; Sircoulon, 1976).

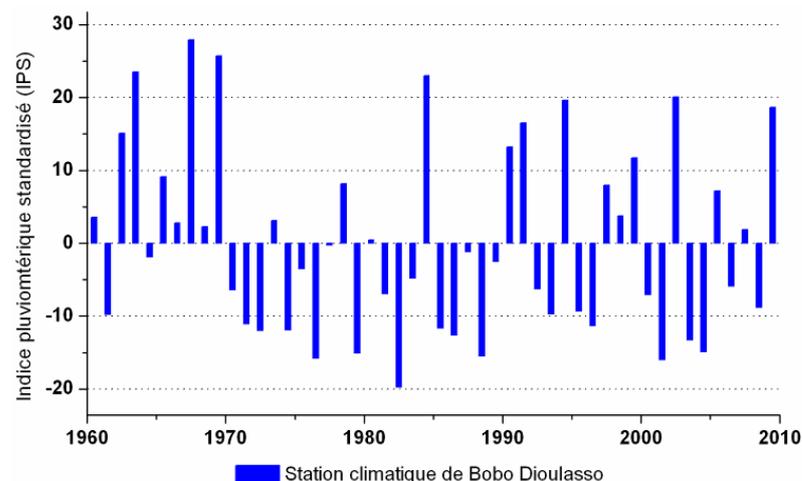


Figure V.9. Indices pluviométriques standardisés sur la période 1961 – 2010

V.3.3.2. Température, insolation, humidité relative et vitesse du vent

La Figure V.10 montre l'évolution des moyennes mensuelles de la température, de l'insolation, de l'humidité relative et de la vitesse du vent de 1960 à 2010 à la station de Bobo-Dioulasso.

La température moyenne mensuelle présente une valeur maximale de mars à avril (30.5°C), minimale de juillet à septembre (25°C). L'insolation moyenne mensuelle est plus élevée en saison sèche (8.4 h et 8.7 h) au mois de janvier et novembre et plus faible (5.6 h) au mois d'août. L'hygrométrie moyenne mensuelle varie énormément selon la saison et en fonction des régimes des vents et des masses d'air associées. Les valeurs d'hygrométrie moyenne mensuelle les plus faibles sont enregistrées au mois de janvier/février (22%) et les plus fortes au mois d'août (81%). Quant à la vitesse moyenne mensuelle de vent, elle est forte au mois de mai (2.7 m/s) et faible (1.6 m/s) au mois de novembre.

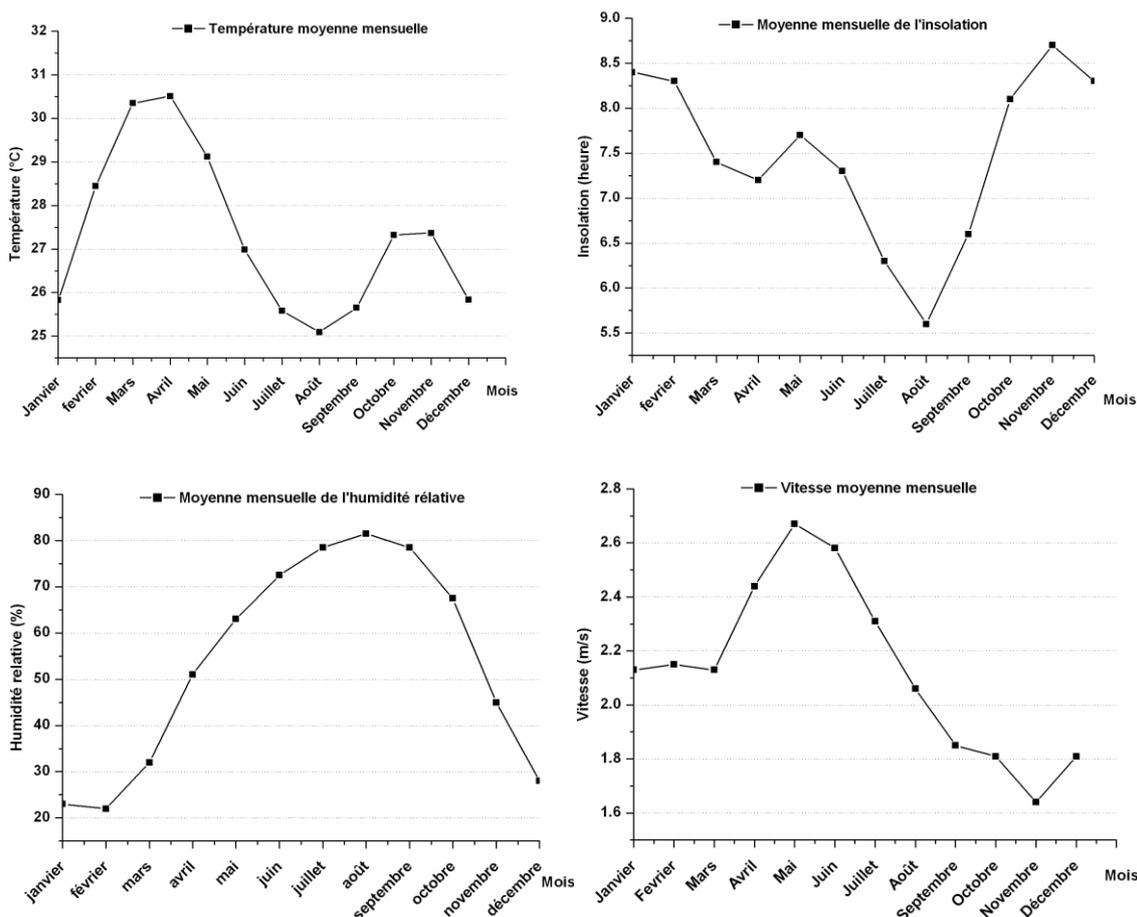


Figure V.10. Evolution des moyennes mensuelles des paramètres climatiques : température, insolation, humidité relative, vitesse du vent de 1960 à 2010 à la station de Bobo-Dioulasso

V.3.3.3. La capacité de stockage en eau du sol

Par définition, la capacité de stockage en eau (CSE) d'un sol ou sa capacité de rétention est la quantité maximale d'eau que le sol peut libérer lorsqu'il est placé dans des conditions où son drainage se trouve assuré librement (Todd, 1980). Cette notion exclut les remontées capillaires pouvant se produire à partir des nappes ou des horizons profonds et l'activité végétale (photosynthèse). C'est un paramètre difficile à estimer et assez variable suivant le type de sol. D'après (Reménieras, 1986) cité par Dakouré (2003), cette capacité atteindrait 10 à 20 mm par tranche de 30 centimètres de sol en terrain sablonneux et plus de 100 mm par 30 centimètres d'épaisseur de sol en terrain limoneux ou argileux. La capacité de stockage en eau de la plaine alluviale (CSE) est calculée à partir de la réserve utile du sol (RU) qui est la quantité maximale d'eau retenue à un instant donné et accessible par la plante (GEPPA, 1981):

$$CSE = 2 \times RU \text{ avec CSE et RU en mm} \quad (V.6)$$

La capacité de stockage équivalente ($CSE_{\text{éq}}$) est calculée par la formule des moyennes pondérées pour tenir compte de la diversité des classes pédologiques (S_i) du bassin.

$$CSE_{\text{éq}} = \frac{\sum_i CSE_i * S_i}{\sum_i S_i} \quad (V.7)$$

Avec : S_i (km^2) la superficie de la classe pédologique et CSE_i sa capacité de stockage en eau Ndiaye (2008) a utilisé les formules ci-dessus pour estimer la capacité de stockage équivalent des différents sols du bassin. A l'échelle de la plaine alluviale, la $CSE_{\text{éq}}$ des trois sols rencontrés (cf. chapitre II) a été estimée à 240 mm (Tableau V.5). Cette valeur sera utilisée pour l'évaluation de la recharge dans la zone d'étude.

Tableau V.5. Calcul de la capacité de stockage en eau équivalente des sols de la plaine alluviale (Ndiaye 2008, modifié)

Classe de sol considérée		Réserve utile RU [mm]	Capacité de stockage en eau CSE(i) [mm]	Superficie S(i) [km ²]
Sols brunifiés	<i>Sols bruns eutrophes tropicaux ferruginisés (BEF)</i>	70.5	141	6
	<i>Sols bruns eutrophes tropicaux hydromorphes vertiques (BEHV)</i>	79.8	159.7	
Sols à sesquioxydes de fer et de manganèse	<i>Sols ferrugineux tropicaux lessivés indurés peu profond (FLI)</i>	81.0	162.1	1019
	<i>Sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétion (FLC)</i>	109.9	219.8	270
Sols ferralitiques	<i>Sols ferralitiques faiblement désaturés remaniés modaux (FRM)</i>	67.5	135.0	359
	<i>Sols ferralitiques faiblement désactivés en (B) typique modal (FTM)</i>	45.4	90.8	
Sols hydromorphes et ou minéraux bruts	<i>Sols hydromorphes peu humifères à pseudogley de surface (HPGS)</i>	205	410	5
	<i>Lithosols sur cuirasse (Lc)</i>	30	60	23
	<i>Grès à l'affleurement (Lith/grès)</i>	51.0	102.1	8
	<i>Lithosols sur roche (Lr)</i>	20.5	41	155
Capacité de stockage en eau équivalente du bassin:			152.2	1842
Capacité de stockage en eau équivalente des sols FLC, HPGS et FTM de la plaine alluviale (zone d'étude):			240.2	

V.3.3.4. Le ruissellement

Dans la zone d'étude, le ruissellement est en bonne partie associé aux événements pluvieux les plus prononcés. Durant ces événements, l'eau ruisselle de manière généralisée et il est illusoire d'espérer le mesurer. Seul Dakouré (2003) a tenté un suivi annuel en 1986 et estimer les volumes ruisselés à 4% des précipitations soit 35 mm en 1986. Ce coefficient est très probablement sous-estimé, sans doute très local et pas représentatif du bassin dans sa globalité. A défaut, ce coefficient de 4% sera toutefois admis dans la suite du travail.

V.3.3.5. L'évapotranspiration potentielle (ETP)

L'évapotranspiration potentielle (ETP) désigne la quantité maximale d'évaporation vers laquelle tendent le sol et le couvert végétal, lorsque le sol est abondamment pourvu en eau et que les plantes peuvent puiser, par leurs racines, l'eau nécessaire à la demande de l'environnement aérien. Deux méthodes ont été adoptées dans cette étude pour évaluer l'ETP : la formule de Thornthwaite et la méthode FAO 56 de Penman- Monteith.

Pour les aspects théoriques, le développement de ces formules est proposé en annexe 4.1 du document.

A l'échelle de la zone d'étude, l'application de ces deux méthodes a fourni des résultats différents. Les ETP minimales, maximales et moyennes sont respectivement de 1729 mm, 2392 mm et 1960 mm par la méthode de FAO 56 de Penman-Montheih (ETP_p) alors qu'elles sont 1.5 à 2 fois moins élevées avec la formule de Thornthwaite (ETP_{th}) (Figure V.11, Tableau V.6).

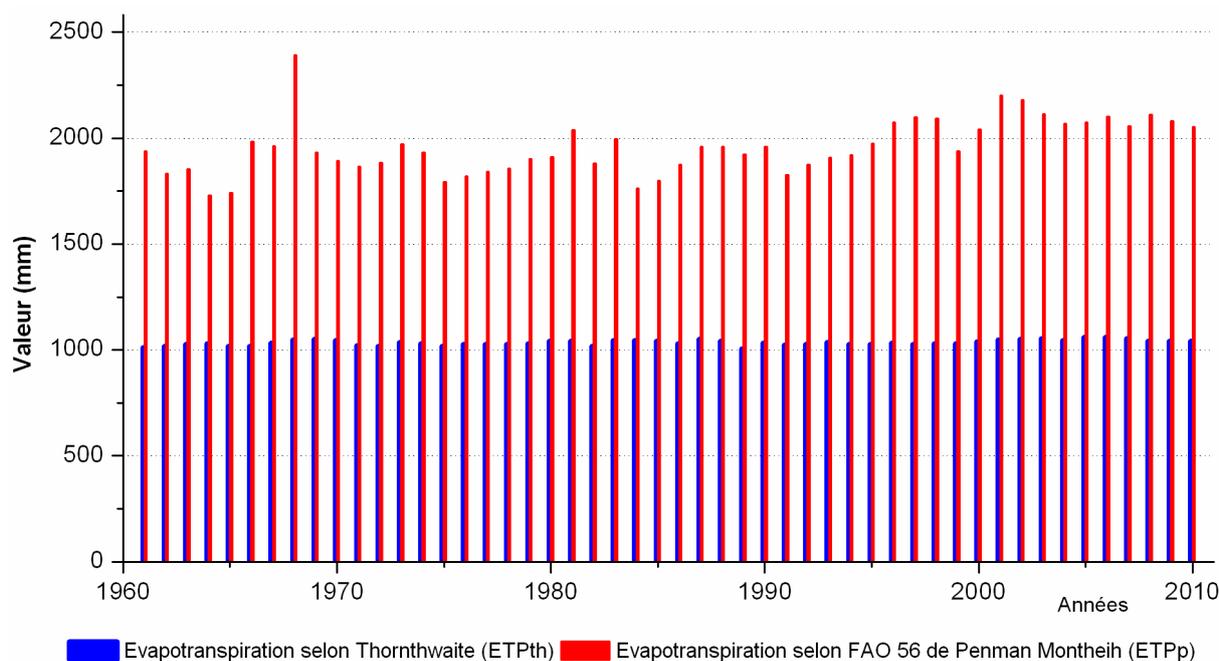


Figure V.11 Evolution annuelle de l'évapotranspiration potentielle selon les méthodes de FAO 56 de Penman Montheih (ETP_p) et Thornthwaite (ETP_{th}) de 1961 à 2010

Tableau V.6. Paramètres statistiques de l'ETP-Thornthwaite et l'ETP FAO 56 de Penman Montheih

Statistiques	ETP-Thornthwaite (mm)	ETP-FAO 56 de Penman Montheih (mm)
Moyenne	1035.5	1959.7
Minimum	1007.9	1729.4
Maximum	1061.2	2391.7
Ecart type (Std)	12.7	129.2

Pour les deux méthodes, les valeurs maximales d'ETP sont observées au mois de mars/avril quand la température, le régime thermique, la durée d'insolation, la vitesse des vents sont proches de leur maximum et les valeurs minimales en saison pluvieuse (juillet et aout) (Figure V.12).

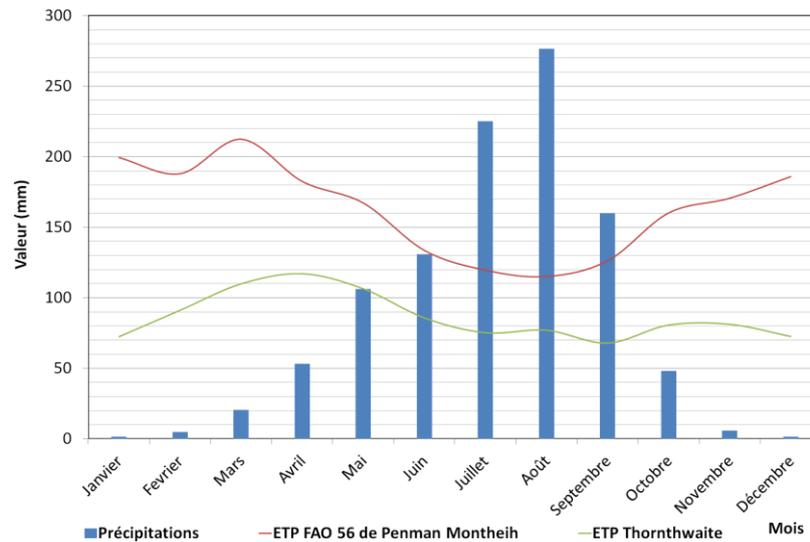


Figure V.12. Evolution mensuelle de l'évapotranspiration potentielle moyenne selon les méthodes de FAO 56 de Penman Montheih (ETPp) et Thornthwaite (ETPth) comparée aux précipitations de 1961 à 2010

La principale différence entre la valeur d'ETP fournie par ces deux méthodes résulte des paramètres physiques qui interviennent dans leur formulation. La méthode de FAO 56 de Penman Montheih fait intervenir le rayonnement net et le flux de chaleur afin de prendre en compte l'ensemble du flux d'énergie responsable des baisses d'humidité et de saturation en eau de la surface évaporante. Ce flux de chaleur trop ou peu élevé, conditionne les valeurs d'ETP calculées (Courault et al., 2005). A l'inverse, la formule de Thornthwaite purement thermique n'est dépendante que de la température de l'air avec quelques corrections due à la latitude géographique de la région considérée. En outre, les paramètres tels que la durée d'insolation journalière, la pression réelle de vapeur d'eau, la vitesse du vent, intégrés dans la formule FAO 56 de Penman Montheih sont généralement faibles en période de pré-hivernage (juin – juillet) ce qui a tendance en saison pluvieuse à rapprocher les valeurs d'ETP calculées par cette méthode de celles de Thornthwaite (Krishna et al., 2007). Dans la présente étude l'écart moyen mensuel entre ETP FAO 56 de Penman Montheih et ETP-Thornthwaite est de l'ordre de 47 mm en période hivernale et 87 mm en période sèche. Enfin, la difficulté de choix de valeurs de référence pour les caractéristiques végétales des plantes (coefficient culturaux, albédo...) peut conduire à des incertitudes sur les valeurs d'ETP calculées par la formule FAO 56 de Penman Montheih (Lecarpentier, 1975). Malgré ces limites, l'ETP estimée avec la méthode FAO 56 de Penman-Montheih est probablement plus proche de la

réalité et peut constituer une valeur guide, pour le calage des autres méthodes (Lecarpentier, 1975). Les différences entre ETP-Thornthwaite et FAO 56 de Penman Montheih vont toutefois induire par ricochet des valeurs de recharge et d'évapotranspiration réelle significativement différentes.

V.3.3.6. Evapotranspiration réelle et infiltration efficace ou recharge

L'évapotranspiration réelle (ETR) est la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par les plantes et les sols, en tenant compte de la disponibilité réelle en eau (par opposition à l'évapotranspiration potentielle) issue des précipitations et de l'humidité du sol.

L'eau utile (EU) est définie dans cette étude comme étant la fraction des précipitations excédentaires ayant satisfait au préalable l'évapotranspiration réelle (ETR) et le Stock d'humidité du sol (Stock = Stomax). Elle comprend, le ruissellement (R) et l'infiltration efficace (Ieff). L'infiltration efficace (Ieff) serait donc la part des précipitations qui alimente effectivement la nappe. L'approche conceptuelle de Thornthwaite (principes et schéma conceptuel) pour l'estimation de l'eau utile est rapportée en annexe 4.2.

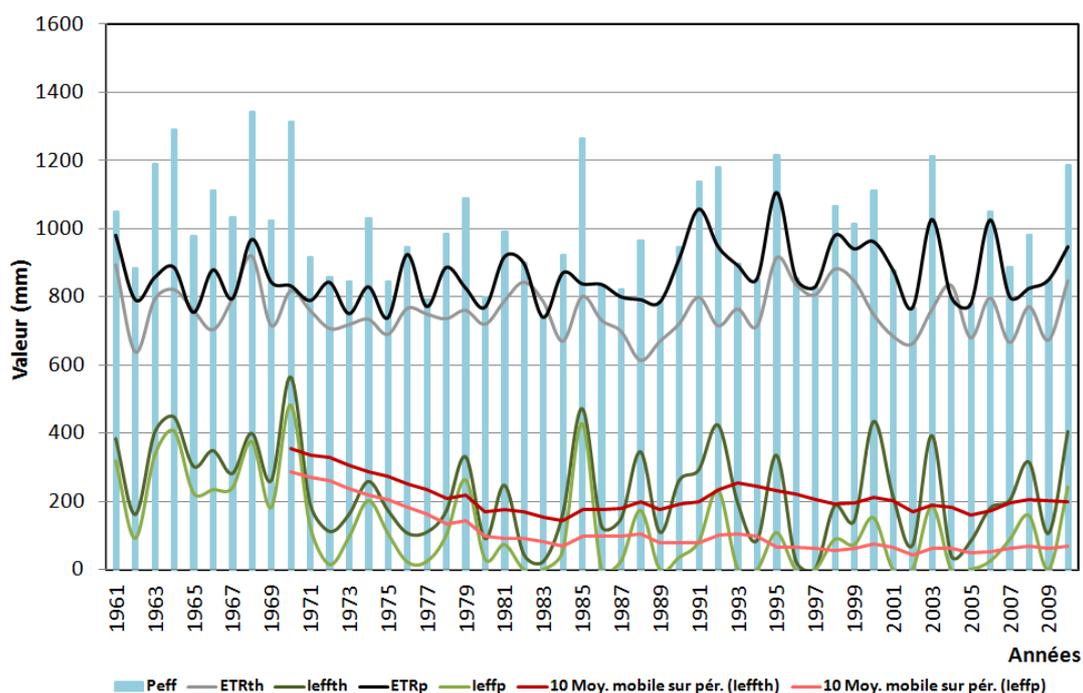
Le calcul de l'ETR et de l'Eau Utile (EU) est effectué via deux codes informatiques écrits en langage FORTRAN et développés par l'Unité d'Hydrogéologie et de Géologie de l'Environnement de l'Université de Liège. Ces deux codes permettent le calcul de l'ETR et l'EU pour des pas de temps mensuels et journaliers. En implémentant les précipitations efficaces ($P_{eff} = P - R$) dans les codes de calcul, les résultats générés sont l'évapotranspiration réelle et l'infiltration efficace. La période d'étude concernée va de 1961 à 2010. La synthèse des paramètres utilisés pour l'estimation de la recharge dans la zone d'étude est présentée au Tableau V.7.

Tableau V.7. Paramètres utilisés pour le calcul de la recharge

Paramètres du bilan	Sources
<i>Précipitations mensuelles</i> 1961-2010	station de Bobo-Dioulasso
<i>Précipitations journalières</i> 1961-2010	station de Bobo-Dioulasso
<i>ETP- thornthwaite</i> 1961-2010	Estimées à partir de la température de l'air mesurée
<i>ETP FAO 56 de Penman Montheih</i> 1961-2010	Estimées à partir des mesures climatiques
<i>Ruissellement</i>	4% des précipitations (Dakouré, 2003)
<i>Stock initial en eau du sol</i>	0 mm (au 1/1/1961)
<i>Capacité de stockage en eau du sol</i>	240 mm (Plaine alluviale)

V.3.4. Résultats du bilan hydrologique

Les résultats obtenus (Figure V.13 et, annexe 5) montrent que les valeurs d'ETR estimées à partir de l'ETP FAO 56 de Penman Montheih sont supérieures à celles obtenues avec l'ETP-Thornthwaite. Corrélativement, les valeurs de recharge évoluent dans le sens inverse. La recharge est variable d'une année à l'autre selon le cumul pluviométrique enregistré. Elle passe respectivement selon l'ETP-Thornthwaite et FAO 56 de Penman Montheih de 150 mm à 560 mm et 78 mm à 467 mm dans la décennie humide (1961 à 1970) pour chuter respectivement à 13 mm ou s'annuler complètement avec l'ETP FAO 56 de Penman Montheih dans les années 1982, 1983, 1986, 1989. Pour ces années, les cumuls pluviométriques maximaux enregistrés demeurent les plus bas de la décennie sèche (1971 - 2010). De 1990 à 2010, la recharge évolue en « dents de scies » pour les deux méthodes, avec des valeurs alternativement élevées (140 – 420 mm/an) et faibles (0 – 65 mm/an) suivant les années d'exédents pluviométriques (1992, 2000, 2003, 2010) ou de déficits pluviométriques (1994, 1996, 1997, 2002, 2004, 2005).



Légende : Peff= précipitations efficaces, ETRth et ETRp = respectivement évapotranspiration réelle selon Thornthwaite et FAO 56 de Penman Montheih, Ieffth et Ieffp= respectivement infiltration efficace selon thornthwaite et et FAO 56 de Penman Montheih

Figure V.13. Evolution annuelle des différents termes du bilan calculés sur base des ETP de Thornthwaite et de FAO 56 Penman-Monteith (période de 1961-2010).

D'une façon générale les moyennes mobiles sur 10 ans de la recharge, estimées à partir de l'ETP FAO 56 de Penman Montheih, montrent une tendance quasi constante à la baisse alors que celles obtenues avec l'ETP-Thornthwaite augmentent et diminuent suivant les décennies pluviométriques humides et sèches de 1961 à 2010 (Tableau V.8).

Tableau V.8. Valeurs moyennes de la recharge par décennie de 1961 à 2010

Période	Précipitations efficaces (mm)	Recharge (mm/an)	
		A partir de l'ETP-Thornthwaite	A partir de l'ETP FAO 56 de Penman-Montheih
1961-1970	1121	354	288
1971-1980	910	170	98
1981-1990	917	193	78
1991-2000	1016	211	73
2001-2010	939	200	69

Très souvent, les moyennes annuelles cachent des disparités liées aux conditions climatiques qui règnent dans la zone d'étude. Le Tableau V.9 et la Figure V.14 montrent que la recharge a lieu pendant 4 mois de l'année, de juillet à octobre. De novembre à avril, les précipitations sont nulles, le stock en eau du sol est exclusivement consommé par l'évapotranspiration. Dès l'entame des premières pluies en mai et juin, l'excès de précipitations non consommées par l'évapotranspiration contribue à reconstituer en premier le stock en eau du sol. La recharge intervient une fois la capacité maximale de stockage des sols de la plaine alluviale atteinte (240 mm). La recharge est maximale en août : 119 mm/mois en moyenne avec l'ETP-Thornthwaite et 62 mm/mois avec l'ETP FAO 56 de Penman Montheih. Elle s'amenuise progressivement au fur et à mesure que les précipitations diminuent. Après le mois de septembre, il n'y a plus de précipitations qui subsistent. La recharge directe de la plaine alluviale par les eaux de pluie est alors nulle.

Tableau V.9. Valeurs de recharge moyenne mensuelle selon l'ETP-Thornthwaite et FAO 56 de Penman Montheih sur la période 1961 - 2010. Légende : min : minimum, max : maximum et moy : moyenne

Mois	Recharge moyenne selon ETP-Thornthwaite			Recharge moyenne selon ETP FAO 56 de Penman Montheih		
	Min	Moy	Max	Min	Moy	Max
Juillet	0	20.3	146.2	0	2.3	64.2
Août	0	119.2	344.0	0	62.1	320.0
Septembre	0	80.1	214	0	52.6	223.5
Octobre	0	6	59.5	0	4.3	79.3

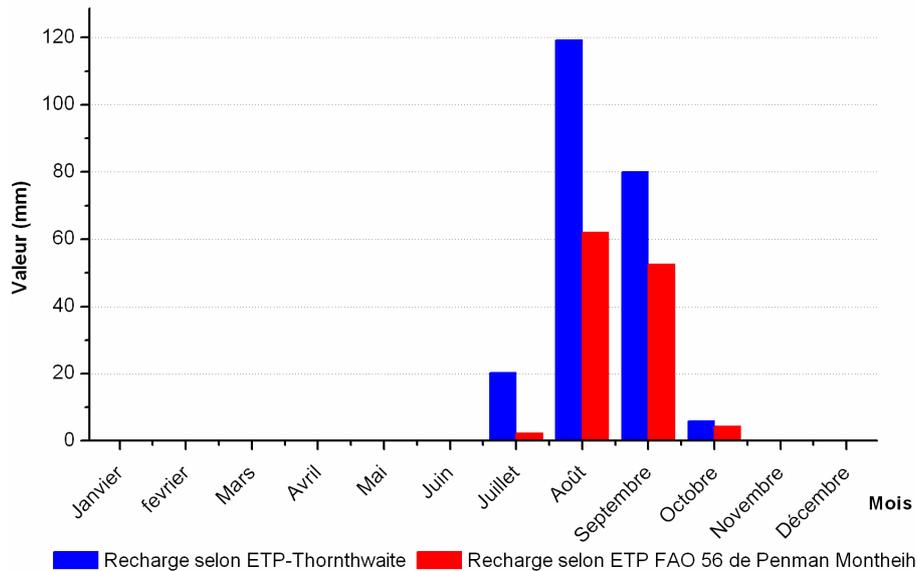


Figure V.14. Distribution moyenne mensuelle de la recharge selon l'ETP-Thornthwaite et FAO 56 de Penman Montheih sur la période 1961 - 2010.

V.3.5. Critiques des résultats et conclusions de ce chapitre

La comparaison des résultats montre que les valeurs de recharge calculées avec l'ETP-Thornthwaite sont de 1.2 à 1.7 fois supérieures à celles issues de l'ETP FAO 56 de Penman Montheih pour la décennie humide (1961 à 1970) et sèche (1971 à 1980) et 2.4 à 2.8 fois supérieures pour les décennies alternativement sèches et humides de 1981 à 2010. Ces différences sont inversement corrélées avec les valeurs d'ETP. Celles de FAO 56 de Penman Montheih sont 1.8 fois supérieures à celle de Thornthwaite durant les deux premières décennies de la période de 1961 à 1980 et 1.9 à 2 fois plus élevées de 1981 à 2010. En plus de l'ETP, les valeurs de ruissellement admises affectent la précision des valeurs de recharge calculées. Le ruissellement a été considéré égal à 4% des précipitations, cela reste très arbitraire au regard de l'énormité des quantités d'eau ruisselées pendant les périodes d'averses et de tornades des mois de juillet et août : environ 30-50 mm d'eau pour 2h-4h de pluie. Ce ruissellement dit « d'intensité » est difficilement estimable : il est lié à l'intensité de la pluie tombée (Avalos et al., 2004) et conduit généralement à de faibles infiltrations d'eau dans le sol (Schoeller, 1959). En outre, dans des contextes de sols cultivés, dénudés, désherbés, physiquement perturbés, ce ruissellement d'intensité ne s'écoule pas toujours vers les points de faibles topographies, son écoulement est non-uniforme (Martinez-Mena et al., 1998). La zone d'étude n'est constituée que de vastes champs, les arbres ayant été abattus pour étendre les superficies cultivables. Dans de telles conditions, selon certains auteurs (Leduc et al.,

2000; Scanlon et al., 2006), s'il n'existe pas de chemins préférentiels d'écoulement des eaux, le ruissellement prend de l'ampleur et inversement la recharge diminue.

Malgré ces erreurs sur le ruissellement, la présente étude présente l'avantage de fournir une première estimation de la recharge à l'échelle de la plaine alluviale tenant compte des caractéristiques morpho-pédologiques des sols et partant de deux valeurs d'ETP calculés avec les méthodes de Thornthwaite et FAO 56 de Penman-Montheih.

A ces apports d'eau souterraine dans la plaine alluviale par la recharge directe des eaux de pluies, s'ajoutent les échanges de flux d'eau entre le Kou et la plaine alluviale qu'il faut maintenant estimer. C'est l'objet du chapitre suivant.

Chapitre VI: quantification des flux d'eau échangés entre la plaine alluviale, le Kou et le bedrock

VI.1. Quantification des échanges d'eau entre la plaine alluviale et le Kou

L'objectif de cette partie est de quantifier les flux d'eau échangés entre la rivière Kou et la nappe d'eau souterraine logée dans le bedrock ou la plaine alluviale par une approche de bilan d'eau (« water channel budget ») sur plusieurs tronçons de la rivière. Les résultats obtenus seront complétés et validés par des mesures directes sur la rivière Kou au moyen de compteurs d'infiltration (seepage meters).

VI.1.1. Bilan d'eau à l'échelle de la rivière

VI.1.1.1. Démarche méthodologique

Les « pertes ou gains d'eau (gaining or losing water) » d'un cours d'eau à son interface « rivière – nappe sous jacente » ou à ses frontières latérales peuvent être quantifiés par des approches de bilans d'eau, ce qui nécessite des jaugeages successifs sur deux ou plusieurs tronçons du cours d'eau. L'équation du bilan d'eau entre deux tronçons consécutifs définie par Lerner et al. (1990) est de la forme:

$$Q_v = Q_{up} + \sum Q_{in} - \sum Q_{out} - Q_{down} - \frac{\Delta S}{\Delta t} - E_a \quad (VI.1)$$

Prenant en compte les prélèvements opérés sur le cours d'eau (Q_{Prel}), l'équation (VI.1) peut se réécrire comme suit :

$$Q_v = Q_{up} + \sum Q_{in} - \sum Q_{out} - Q_{down} - Q_{Prel} - \frac{\Delta S}{\Delta t} - E_a \quad (VI.2)$$

où Q_v est le flux d'eau reçu ou perdu par la rivière à ses frontières latérales ou à l'interface rivière-nappe sous-jacente (m^3/s), Q_{up} et Q_{down} (m^3/s) sont des flux d'eau jaugés mesurés en amont et en aval de la rivière, Q_{in} et Q_{out} les débits entrant et sortant aux limites latérales de la rivière via les affluents (m^3/s), E_a est l'évaporation à la surface libre de la rivière (m^3/s), et

$\Delta S/\Delta t$ est la variation de la capacité de stockage d'eau dans la rivière au cours du temps (m^3/s).

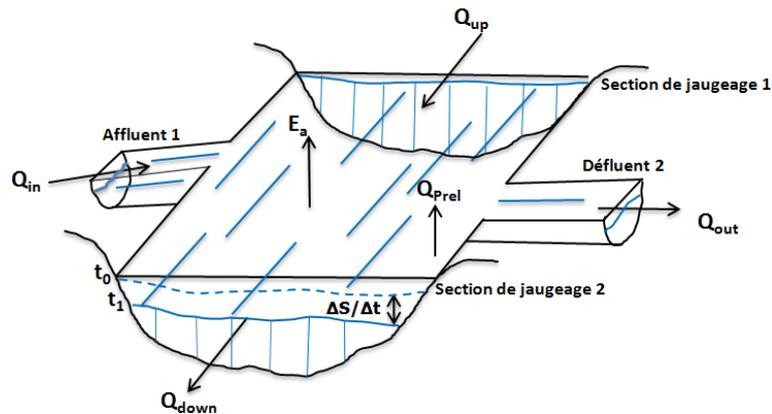


Figure VI.1. Paramètres du bilan d'eau dans une rivière

La démarche méthodologique consiste à :

- réaliser des jaugeages successifs sur plusieurs tronçons du Kou pendant la saison sèche, de décembre à avril ; à cette période les affluents reliés à la rivière sont secs, les termes Q_{in} et Q_{out} sont donc nuls ;
- réaliser les jaugeages tôt le matin de 5 h à 7 h en absence de tout prélèvement agricole (Q_{Prel}). De même, à ces heures, il n'existe presque pas d'insolation ou de radiation solaire, l'évaporation à la surface libre du cours d'eau (E_a) est donc limitée et peut être négligée. Tenant compte de toutes ces hypothèses, l'équation (VI.2) peut se réécrire :

$$Q_v = Q_{up} - Q_{down} - \frac{\Delta S}{\Delta t} \quad (VI.3)$$

L'équation (VIII.3) admet trois solutions

- $Q_v > 0$, le Kou reçoit de l'eau correspondant à un « gaining stream »
- $Q_v < 0$, le Kou perd de l'eau correspondant à un « losing stream »
- $Q_v = 0$, il n'y a pas d'échange entre la rivière et la nappe d'eau souterraine

La pertinence de cette approche revient à estimer au mieux les débits du Kou d'amont en aval sur des tronçons successifs. L'évolution de ces débits permettra de déterminer s'il y a une diminution progressive qui refléterait un tarissement des réserves en eau souterraine dans les formations du sédimentaire au cours du temps, ou des réserves en eau souterraine de la plaine alluviale. La résolution de l'équation VI.3 permettra de quantifier les débits d'eau échangés entre la rivière et les eaux souterraines.

VI.1.1.2. Mise en œuvre de la méthode

VI.1.1.2.1. Localisation des stations de jaugeages

Les mesures de débits ont été réalisées au (micro)-moulinet sur plusieurs tronçons du Kou répartis d'amont en aval et nommés comme suit : sources de Nasso, Kapkodougou, Dinderesso et Diaradougou canal. Ces mesures ont été réalisées en moyenne 2 fois par mois de décembre à avril, sur une période de trois ans (2010 à 2012). Ces mesures ont été complétées par celles réalisées en 2009 et 2010 par le projet GEeau aux stations de Sossogona 1, Sossogona 2, Sossogona 3, Sossogona 4 et Sossogona 5 (Figure VI.2) portant le nombre de stations de jaugeages à 9. La contre saison de l'année 2010 est celle où l'on dispose de mesures complètes sur les 9 stations, elle sera donc considérée comme année de référence. Toutes les stations de jaugeages ont été équipées d'échelles limnimétriques, et d'enregistreurs automatiques (sondes Divers) pour celles de Sossogona (Sossogona 1, à Sossogona 5) ; ce qui permet de suivre l'évolution journalière des hauteurs d'eau sur la rivière Kou.

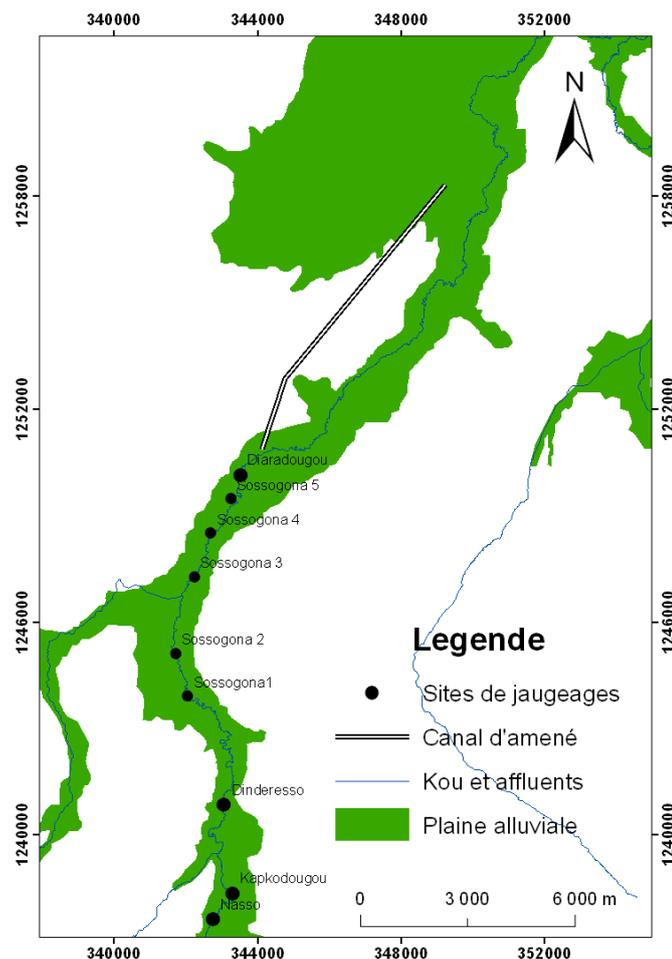


Figure VI.2. Localisation des stations de jaugeages sur la rivière Kou d'amont en aval

VI.1.1.2.2. Etablissement de courbes de tarage « hauteur – débit » de la rivière

Pour Laborde (2009), les mesures de jaugeage des cours d'eau sont très délicates en basses et hautes eaux du fait des faibles modifications du lit du cours d'eau (coefficient de Strickler), du développement de la végétation... En milieu semi-aride, les erreurs de mesure sont de l'ordre de 5% en basses eaux, et peuvent atteindre 50%, voire 100%, en hautes eaux (Rantz, 1982).

Pour réduire les erreurs, les jaugeages effectués sur les 9 stations ont souvent été répétés deux à trois fois au cours de la même journée, avant et après l'arrêt des pompes. Les résultats obtenus pour la contre-saison 2010 à chaque station sont reportés en annexe 6.

En admettant que le régime d'écoulement de la rivière est laminaire, la courbe « débit – hauteur d'eau » obéit à une relation définie par Manning Strickler comme suit :

$$V = K \times R_h^{\frac{2}{3}} \times I^{\frac{1}{2}} \quad (\text{VI.4})$$

Rapportée à la surface mouillée (section verticale) et en posant :

$$Q = V \times S$$

le débit d'écoulement équivaut à :

$$Q = K \times S \times R_h^{\frac{2}{3}} \times I^{\frac{1}{2}} \quad (\text{VI.5})$$

V = vitesse d'écoulement en m/s, S : la surface mouillée en m², R_h le rayon hydraulique en m

$$R_h = \frac{S}{P}$$

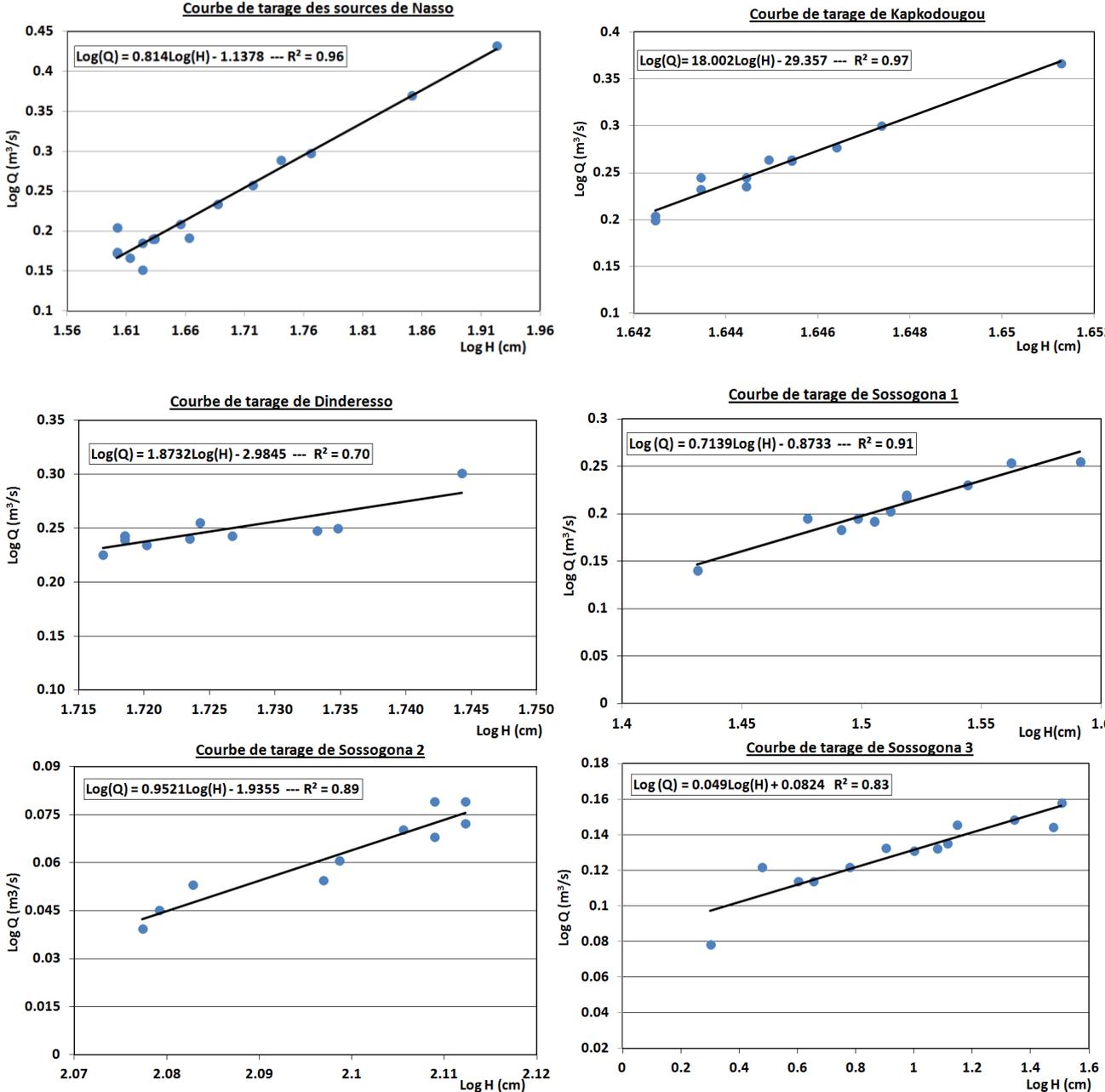
P : périmètre mouillé (m), I : l'indice de pente du lit au tronçon jaugé. La forme linéaire de l'équation (VI.5) est donnée par :

$$\text{Log}(Q) = \text{Log}(K) + \frac{2}{3}\text{Log}(R_h) + \frac{1}{2}\text{Log}(I) + \text{Log}(S) \quad (\text{VI.6})$$

Log(K), Log(I), Log(S) sont des constantes.

L'équation (VI.6) est de la forme plus générale : $\text{Log}(Q) = b + a\text{Log}(R_h)$

La Figure VI.3 présente l'évolution des courbes de tarage débits – hauteurs pour chacune des stations jaugées, avec en ordonnée le logarithme des débits et en abscisse le logarithme de la hauteur limnimétrique. L'allure générale des courbes montre qu'il n'existe aucun point atypique ou aberrant pour l'ensemble des 9 stations de jaugeage. A l'exception de la station de Dinderesso ($R^2 = 0.7$), les 8 autres stations présentent des coefficients de détermination (R^2) très élevés ($R^2 \geq 0.83$), les courbes de tarage et les équations de régression caractéristiques sont assez précises et représentatives de la corrélation entre ces deux variables dépendantes.



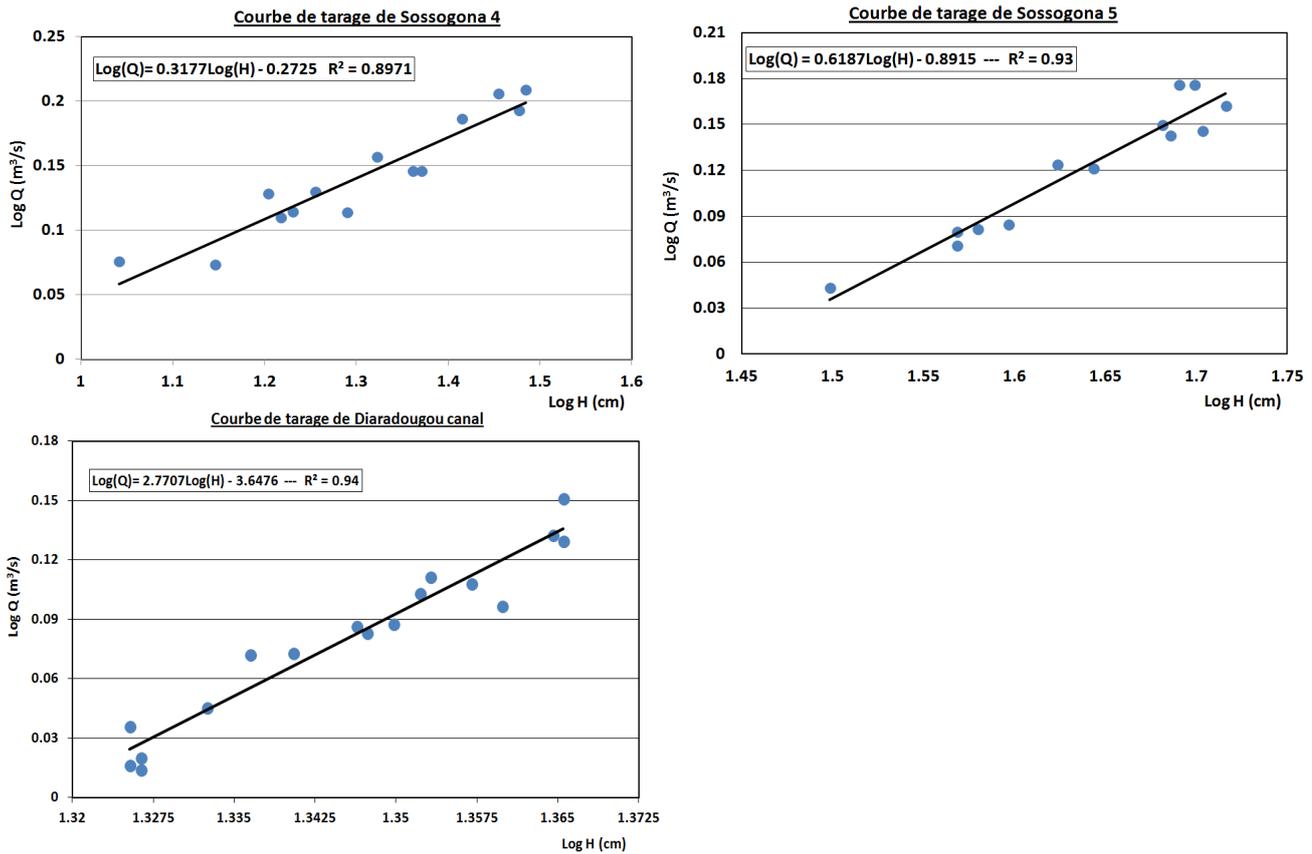
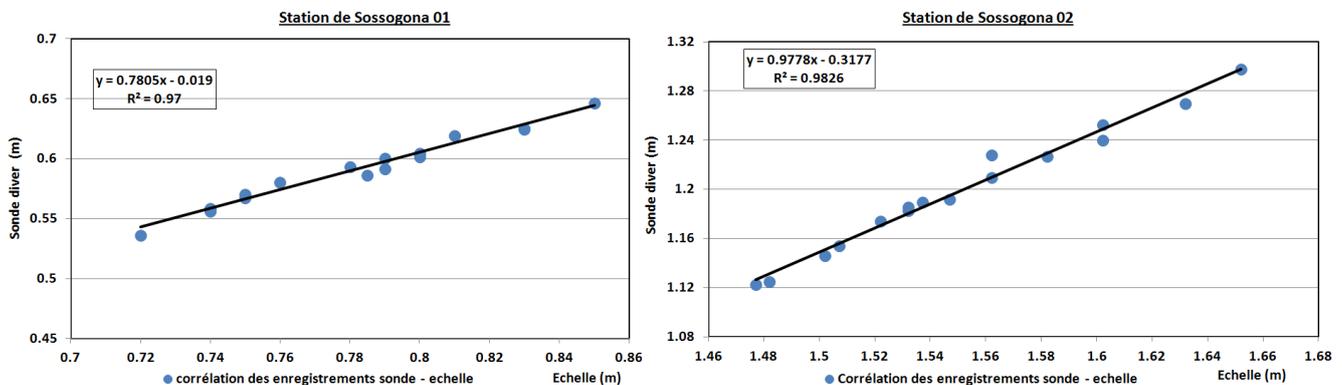


Figure VI.3. Courbes de tarage du Kou de l'année 2010 aux 9 stations de jaugeage

VI.1.1.2.3. Extrapolation des débits du Kou sur base des courbes de tarage

Sur la base des équations des différentes courbes de tarage, les débits journaliers du Kou aux stations de Sossogona 1 à 5 ont pu être calculés.

Pour ce faire une corrélation est établie entre les enregistrements en continu des sondes Diver et les hauteurs d'eau lues sur les échelles limnimétriques. La Figure VI.4 montre que cette corrélation est presque parfaite, les coefficients de détermination (R^2) pour chaque station étant supérieurs à 97%.



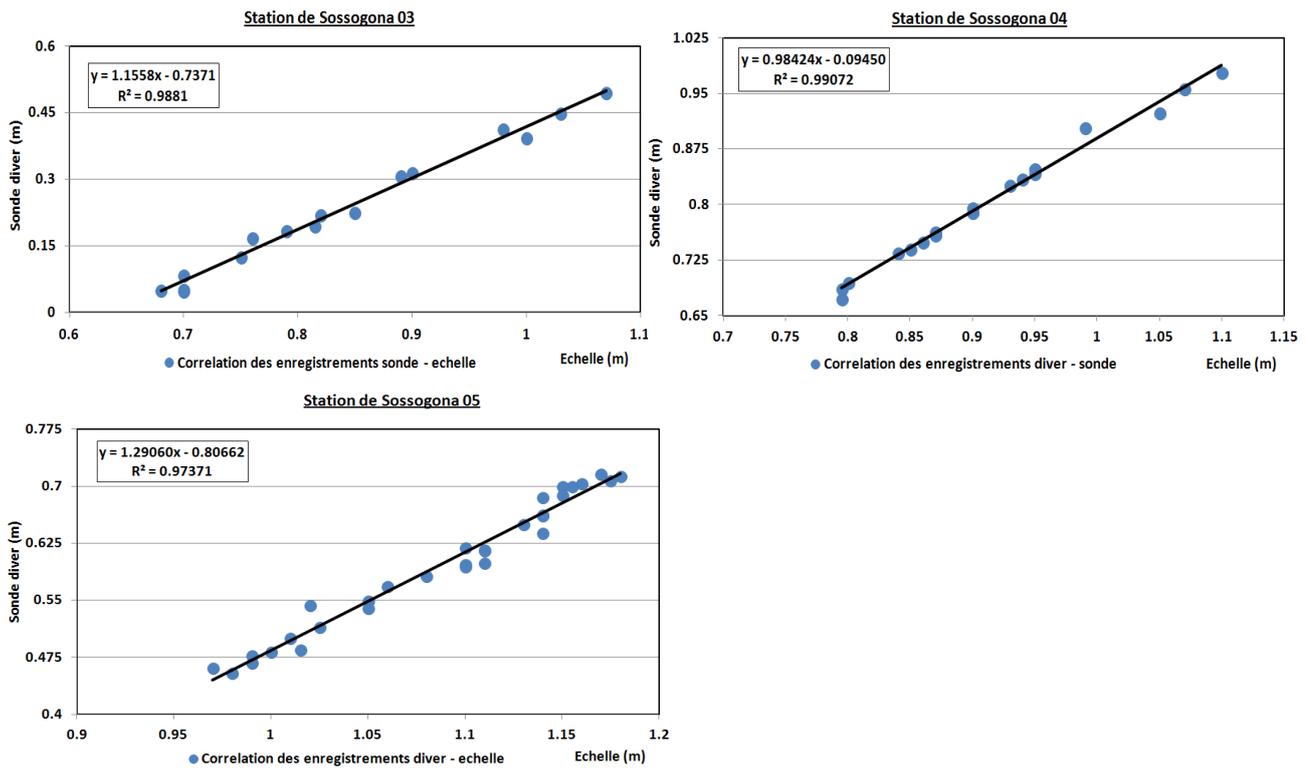


Figure VI.4. Corrélation enregistrements Diver – lecture échelle limnimétriques à Sossogona

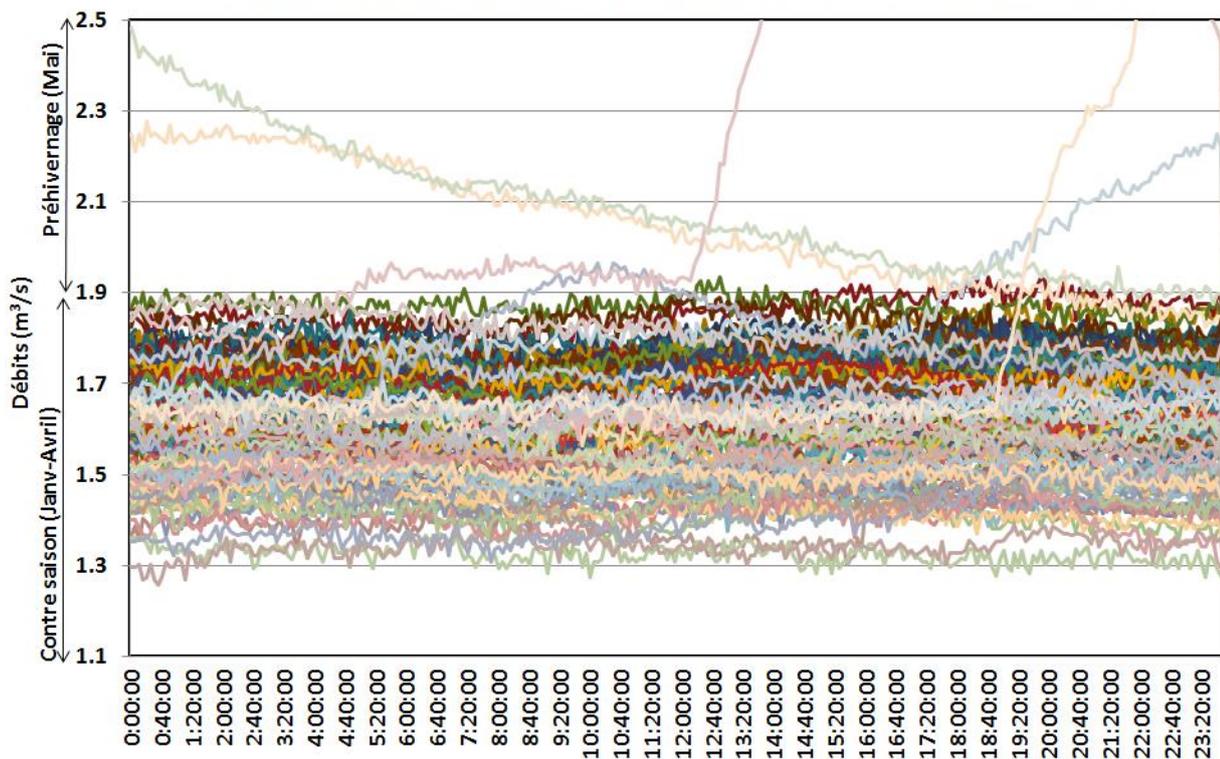
Les débits ont été calculés avec un pas de temps de 5 min de janvier à mai 2010. Une représentation graphique de l'évolution journalière des débits (Figure VI.5) permet, à l'exception de la station de Sossogona 1, de distinguer deux phases temporelles:

- une première phase de [6h-7h] à [12h-15h] durant laquelle les débits diminuent progressivement, correspondant aux heures d'irrigation des parcelles agricoles situées à proximité immédiate de la rivière (systèmes d'irrigation de type « puisards – rivière ») ;
- une deuxième phase de [12h-15h] à [19h-23h] : où les débits augmentent progressivement correspondant à l'arrêt des pompes. Au-delà de cette deuxième phase, les débits se stabilisent jusqu'à la reprise des pompes le jour suivant.

Ces phases temporelles de chute et de remontée du débit du Kou ne semblent pas affecter la station 1. A cette station, les prélèvements directs sur la rivière Kou sont négligeables.

D'une manière générale, le débit et le niveau d'eau du Kou diminuent progressivement pendant la contre-saison. La Figure VI.5 illustre bien une tendance au tarissement des réserves en eau souterraine pendant la contre-saison. Les niveaux d'eau et le débit du Kou augmentent dès l'instauration des premières pluies au mois de mai (pré-hivernage).

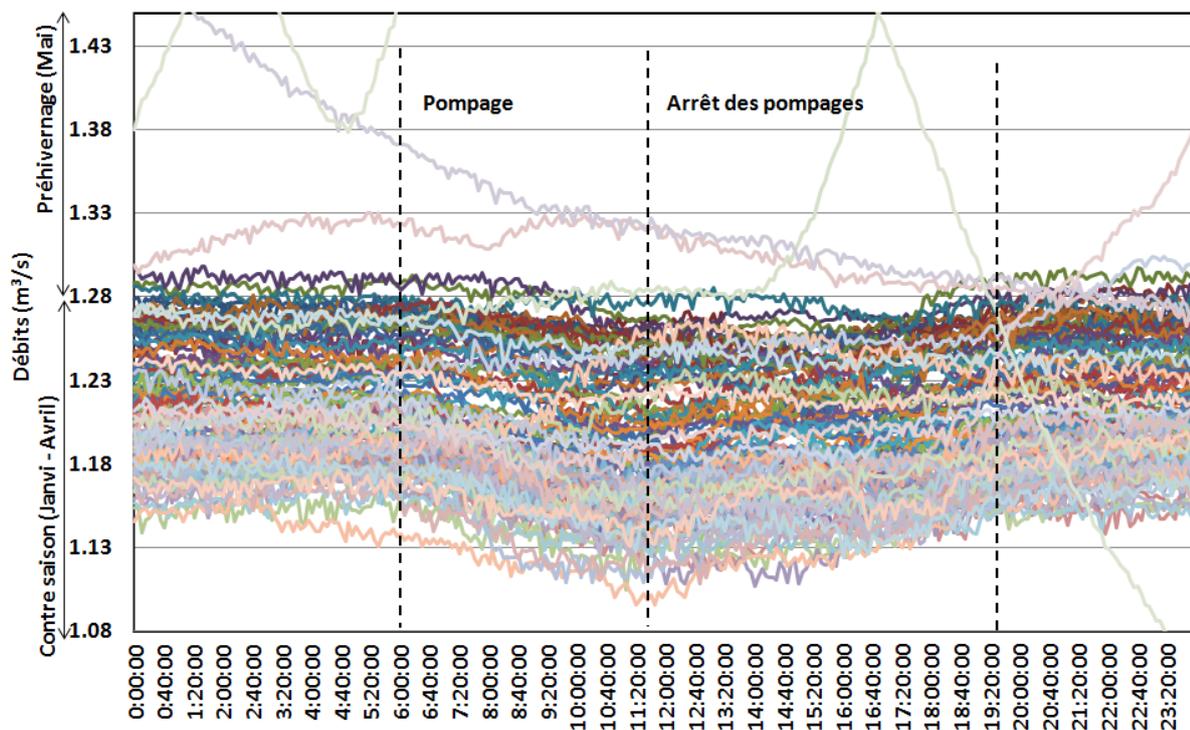
Evolution journalière des débits du Kou à la station de Sossogona 01 (Janvier - Mai)



Légende : chaque courbe en couleur représente une évolution journalière du débit, il y'a 108 courbes pour la période allant du 12 janvier au 10 mai 2010

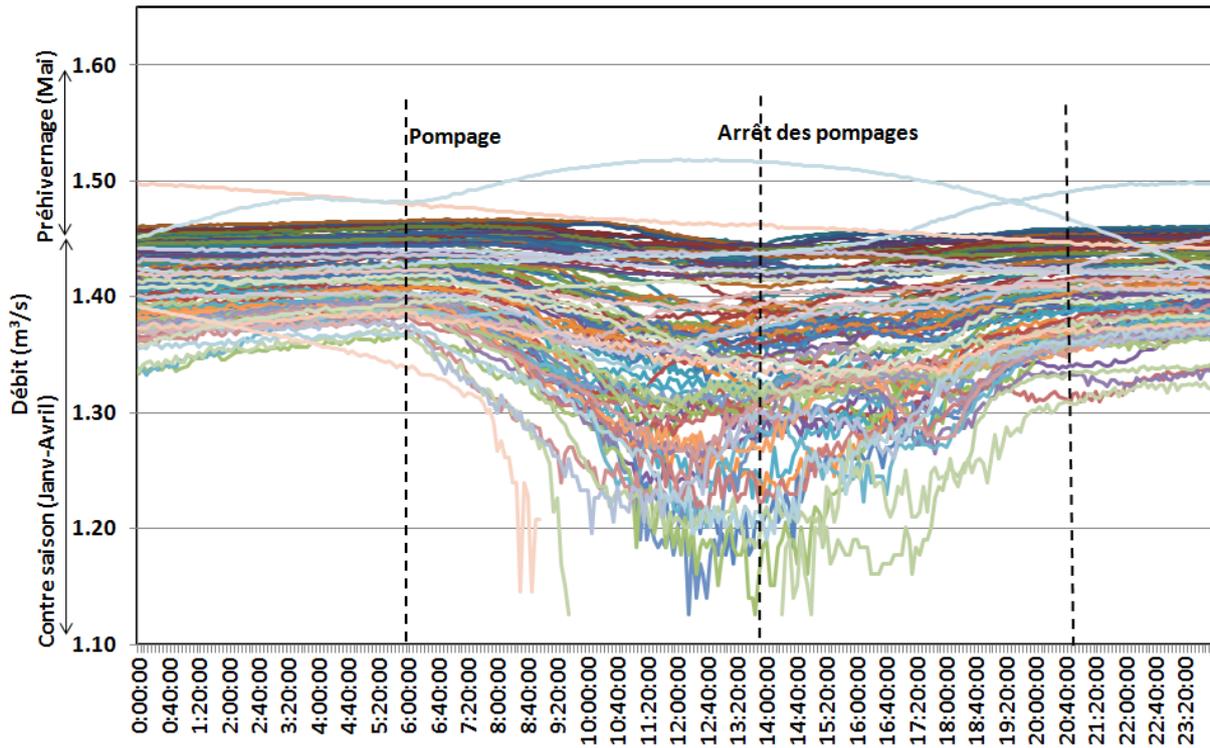
a) Station de Sossogona 1

Evolution journalière des débits du Kou à la station de Sossogona 02 (Janvier -Mai)



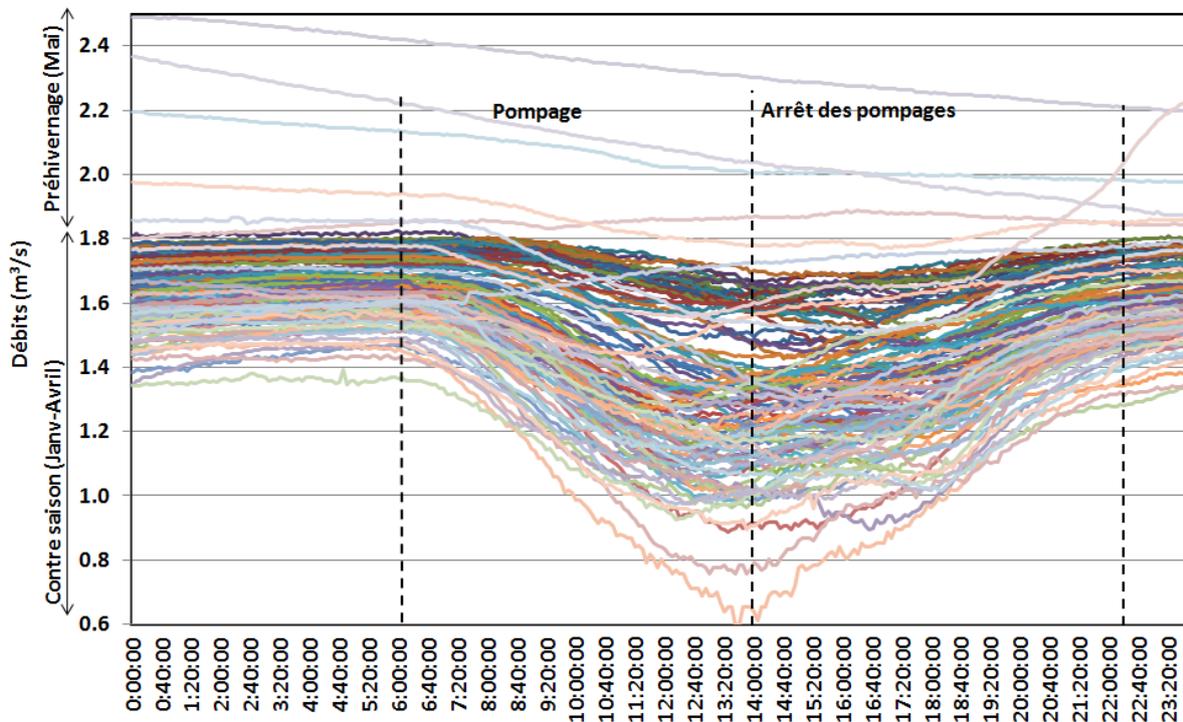
b) Station de Sossogona 2

Evolution journalière des débits du Kou à la station de Sossogona 03 (Janvier -Mai)

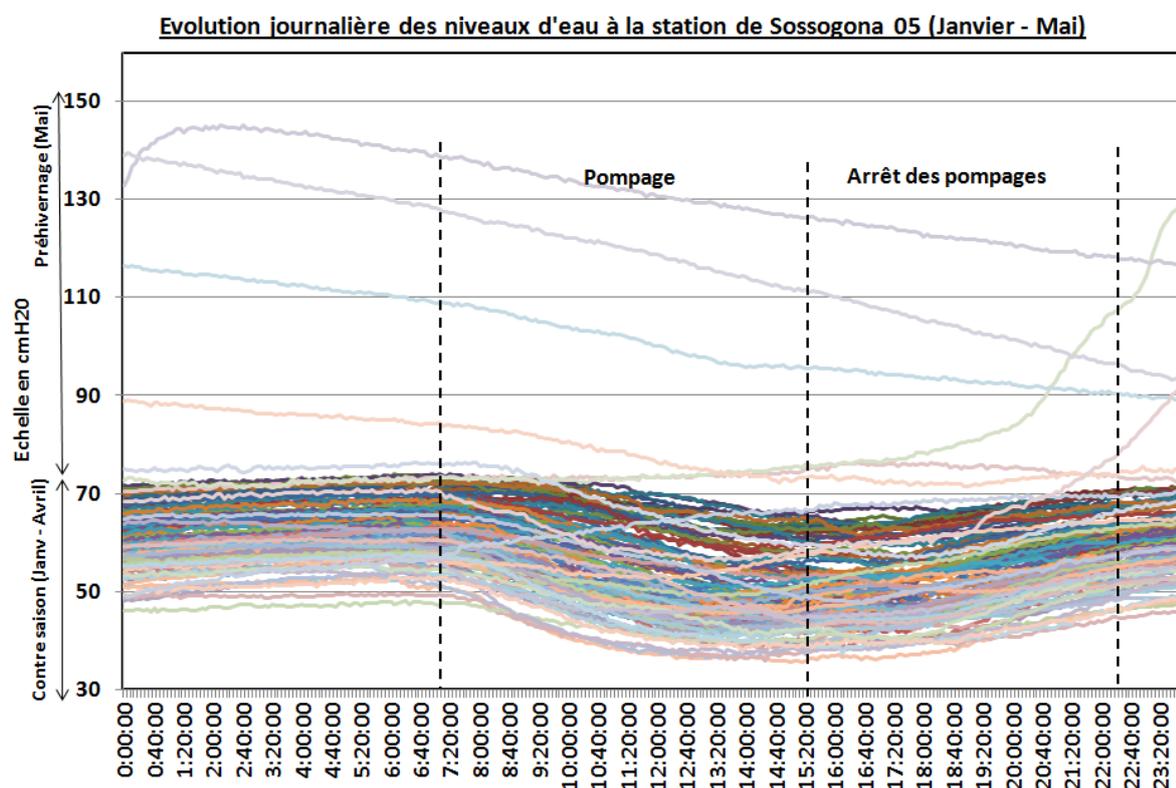


c) Station de Sossogona 3

Evolution journalière des débits du Kou à la station de Sossogona 04 (Janvier - Mai)



d) Station de Sossogona 4



e) Station de Sossogona 5

Figure VI.5. Evolution journalière des débits et des niveaux d'eau du Kou au station de Sossogona (Janvier – Mai 2010)

VI.1.1.3. Variation de stock d'eau dans le Kou au cours du temps

La variation du volume d'eau stocké dans la rivière de janvier à mai 2010 a été estimée sur la base des variations des hauteurs d'eau moyenne journalière du Kou aux différentes stations de jaugeages rapportées aux sections d'écoulement.

Les hauteurs d'eau moyennes journalières du Kou (H_{moy}) ont pu être calculées pour les cinq stations de Sossogona, sur la base des enregistrements des hauteurs d'eau du Kou par les sondes préssiométriques et la lecture à l'échelle limnimétrique hors période de pompage (23h – 5h) (voir paragraphe précédent). Les graphes H_{moy} en fonction du temps (t) montrent une diminution des niveaux d'eau du Kou de janvier à avril jusqu'à l'arrivée des pluies pré-hivernage (fin avril – début mai), période durant laquelle ils augmentent brusquement (Figure VI.6).

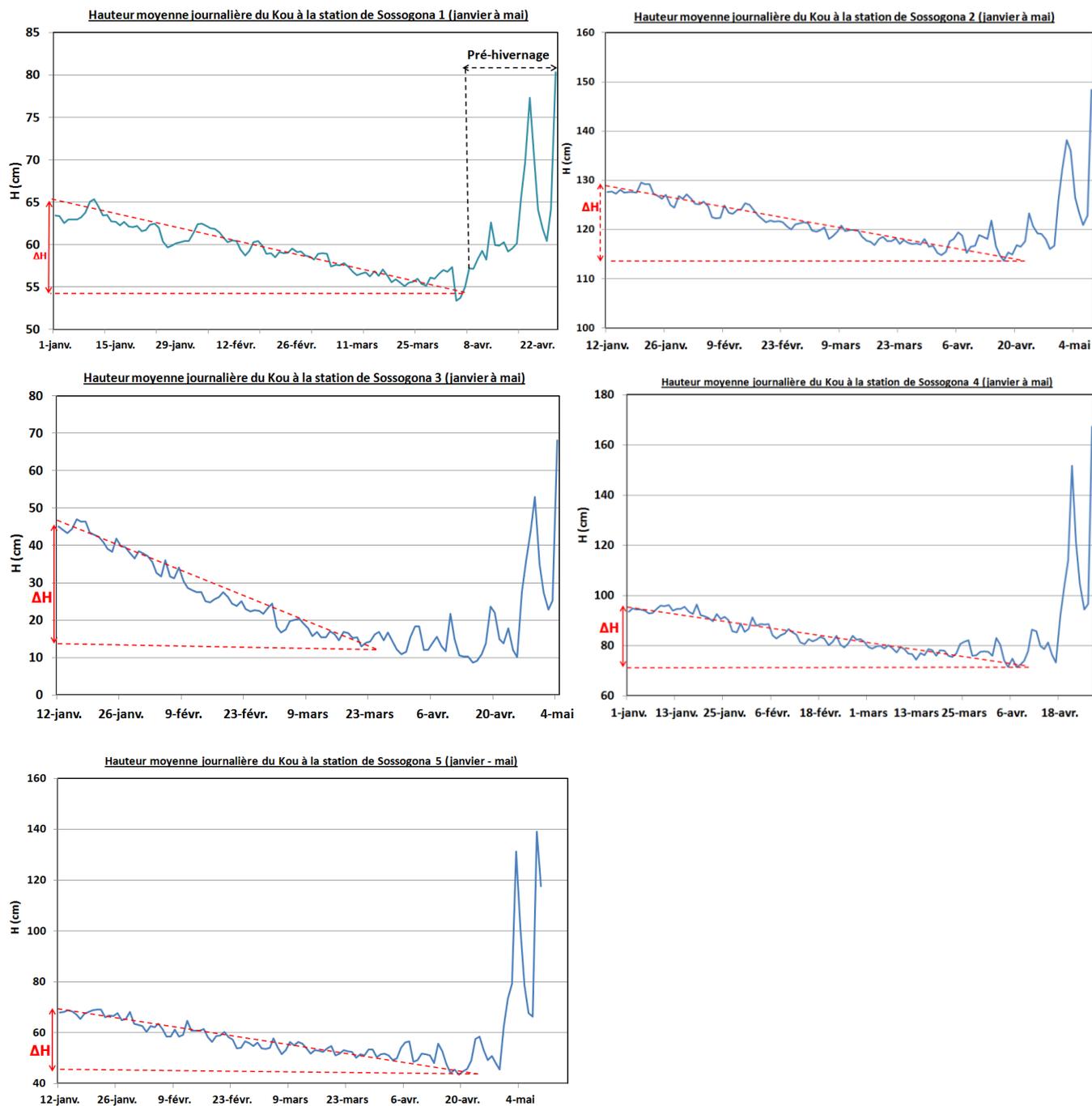


Figure VI.6. Hauteur moyenne journalière du Kou (hors pompage) aux sites de Sossogona 01 à 05 (janvier à mai 2010)

Le Tableau VI.1 montre que de janvier à avril 2010, le volume d'eau moyen déstocké du Kou est de 900 m^3 . Globalement ce déstockage traduit un tarissement progressif au cours du temps des réserves en eau souterraine dans les formations sédimentaires, ou des réserves en eau souterraine de la plaine alluviale. Ce déstockage n'est pas uniforme sur tout le Kou (423 m^3 à Sossogona 1 et 1723 m^3 à Sossogona 3), ce qui reflète qu'il y'a soient des apports ou des pertes d'eau par tronçons du Kou, qu'il faudrait quantifier.

Tableau VI.1. Variation des volumes d'eau écoulés aux sites de Sossogona de janvier à avril 2010

Site de jaugeages de Sossogona	ΔH_{moy} (m)	ΔV_{moy} (m ³)
Sossogona 01	0.03	422.8
Sossogona 02	0.05	692.6
Sossogona 03	0.12	1723.5
Sossogona 04	0.07	885.0
Sossogona 05	0.07	787.0
Moyenne	0.07	902.2

VI.1.1.4. Résolution de l'équation du bilan d'eau à l'échelle de la rivière

Les débits mesurés et calculés pendant la contre-saison, de décembre 2009 à mai 2010 aux 9 stations de jaugeages permettent de calculer les volumes cumulés correspondants et de réaliser des bilans d'eau mensuels par tronçons successifs de rivière. Le Tableau VI.2 montre une tendance générale à la diminution des volumes cumulés aux 9 stations de jaugeages jusqu'à l'arrivée des premières pluies du mois de mai. Cette diminution est moins prononcée à l'amont de la zone d'étude (2.2×10^7 m³ à 2.1×10^7 m³), qu'à l'aval (2×10^7 m³ à 1.5×10^7 m³).

Tableau VI.2. Volumes moyens mensuels d'eau écoulés aux 9 stations de jaugeage du Kou de décembre à avril 2010

Mois	Sources Nasso	Kapkodougou	Dinderesso	Soss 01	Soss 02	Soss 03	Soss 04	Soss 05	Diaradougou
Décembre	2.04E+07	2.22E+07	3.33E+07	-----	-----	-----	-----	-----	2.00E+07
Janvier	2.03E+07	2.20E+07	2.45E+07	1.59E+07	1.14E+07	1.30E+07	1.53E+07	1.33E+07	1.76E+07
Février	1.98E+07	2.15E+07	2.28E+07	1.50E+07	1.11E+07	1.28E+07	1.46E+07	1.26E+07	1.50E+07
Mars	1.94E+07	2.10E+07	2.17E+07	1.38E+07	1.07E+07	1.24E+07	1.37E+07	1.19E+07	1.40E+07
Avril	1.96E+07	2.10E+07	2.15E+07	1.35E+07	1.06E+07	1.24E+07	1.33E+07	1.14E+07	1.43E+07
Mai	2.18E+07	2.32E+07	3.16E+07	1.71E+07	1.15E+07	1.27E+07	1.72E+07	1.55E+07	1.53E+07
Vmoy (Decembre à avril) en m ³	1.99E+07	2.15E+07	2.47E+07	1.46E+07	1.10E+07	1.27E+07	1.43E+07	1.23E+07	1.62E+07

Le Tableau VI.3 présente les résultats du bilan d'eau du Kou aux 9 stations de jaugeages. Ce bilan correspond à la résolution de l'équation VI.3. Il permet d'identifier des tronçons où la rivière perd de l'eau (couleur rouge) ; ce sont les tronçons de « Dinderesso à Sossogona 2 » et « Sossogona 4 à Diaradougou » et des tronçons où elle gagne de l'eau (couleur bleue) ; ce sont les tronçons des « sources de Nasso à Dinderesso », « Sossogona 2 à Sossogona 3 » et « Sossogona 3 à Diaradougou ».

Sur base de l'analyse bilantaire (Tableau VI.3), la rivière gagne environ $1.1 \times 10^7 \text{ m}^3$ d'eau en amont (sources de Nasso à Dinderesso) de la zone d'étude et perd $-1.4 \times 10^7 \text{ m}^3$ en aval (Dinderesso à Diaradougou). Ces résultats sont conformes avec les indications qui avaient déjà été dégagées sur base des niveaux piézométriques et du niveau du Kou (Cf. chapitre III).

Tableau VI.3. Résultats du bilan d'eau du Kou (décembre à avril 2010)

Mois	Sources - Kapk	Kapk - Dinde	Dinde-Soss1	Soss(1-2)	Soss(2-3)	Soss(3-4)	Soss(4-5)	Soss5-Dia
Décembre	1.8E+06	1.1E+07	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Janvier	1.7E+06	2.5E+06	-8.6E+06	-4.5E+06	1.7E+06	2.3E+06	-2.1E+06	4.3E+06
Février	1.6E+06	1.3E+06	-7.8E+06	-3.9E+06	1.7E+06	1.8E+06	-2.0E+06	2.4E+06
Mars	1.6E+06	6.6E+05	-7.8E+06	-3.1E+06	1.7E+06	1.3E+06	-1.8E+06	2.0E+06
Avril	1.3E+06	5.4E+05	-8.0E+06	-2.9E+06	1.8E+06	9.5E+05	-1.9E+06	2.8E+06
Mai	1.4E+06	8.3E+06	-1.4E+07	-5.6E+06	1.2E+06	4.5E+06	-1.7E+06	-1.8E+05
V_{moy} (Décembre à avril) en m^3	1.6E+06	3.2E+06	-8.0E+06	-3.6E+06	1.7E+06	1.6E+06	-2.0E+06	2.9E+06
Rivière perdante (m^3)	-1.4E+07							
Rivière gagnante (m^3)	1.1E+07							

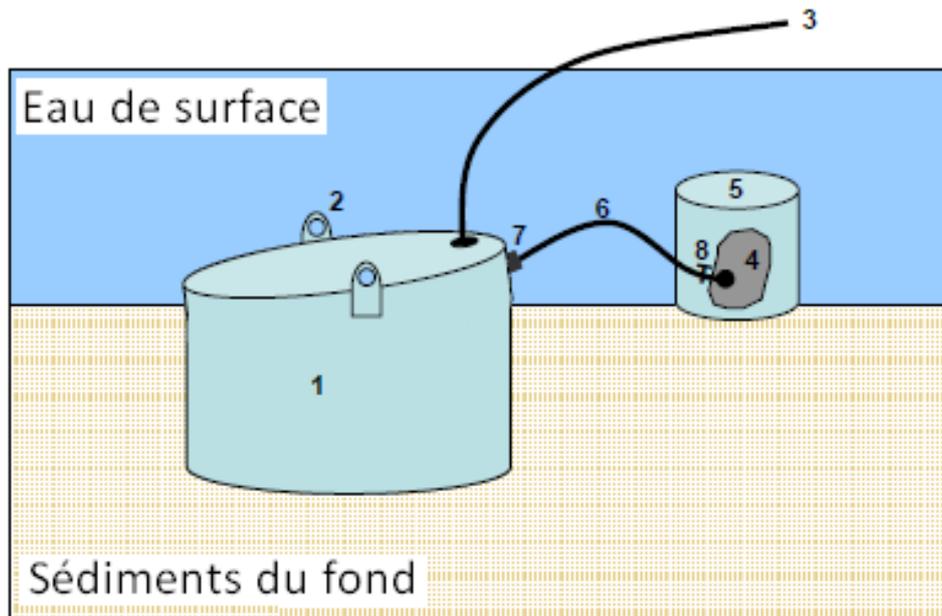
Légende : Kapk : kapkodougou, Soss : Sossogona, Din : Dinderesso, Dia : Diaradougou, V_{moy} : volume moyen

VI.1.2. Mesures directes ponctuelles sur la rivière Kou par seepage meter

L'objectif de cette étude est de quantifier les flux d'eau échangés entre les eaux souterraines (bedrock et plaine alluviale) et la rivière Kou par des mesures directes sur le Kou au moyen de compteurs d'infiltration ou seepage meters. Ces mesures directes visent à compléter et valider les résultats obtenus par la méthode du bilan d'eau.

VI.1.2.1. Principe général du seepage meter

Le concept de base d'un seepage meter consiste à enfermer et isoler une zone de l'interface eau-sédiments d'une rivière, avec un cylindre relié à sa base à un « sac collecteur d'eau », et ventilé dans la partie supérieure par un tube d'aération (Figure VI.7). La variation du volume d'eau dans le sac collecteur sur un intervalle de temps donné est utilisée pour déterminer la direction et la vitesse d'écoulement de l'eau entre la rivière et la nappe d'eau souterraine. Un gain de volume d'eau dans le sac collecteur indique que l'écoulement se produit de la nappe souterraine vers la rivière tandis que la perte du volume d'eau indique que l'écoulement se produit dans le sens inverse (Israelsen et Reeve, 1944; Lee, 1977).



Légende. 1 : réservoir principal, 2 : dispositif de soutènement, 3 : tube d'aération, 4 : sac collecteur, 5 : abri de protection du sac collecteur, 6 : tube de raccordement réservoir – sac collecteur, 7 : jonction réservoir-tube de raccordement, 8 : valve de fermeture/ouverture

Figure VI.7. Les différentes parties d'un seepage meter traditionnel (Brodie et al., 2006)

Le flux d'eau échangé à l'interface entre la rivière et la nappe sous-jacente est défini par (Lee, 1977):

$$q_s = \frac{V_f - V_o}{t \times A} \quad (\text{VI.7})$$

q_s est en m/s, avec V_f et V_o en m^3 les volumes d'eau final et initial contenu dans le sac collecteur, t (s), le temps écoulé, A (m^2) la surface basale du réservoir principal

Trois hypothèses se présentent :

- $V_f > V_o$ et $q_s > 0$, la rivière gagne de l'eau : « gaining river »
- $V_f < V_o$ et $q_s < 0$, la rivière perd de l'eau : « losing river »
- $V_f = V_o$ et $q_s = 0$, la rivière est en équilibre avec la nappe d'eau souterraine

Dans le cadre de ces travaux, la méthodologie adoptée a consisté à : concevoir et confectionner des seepage meters avec des matériaux locaux, les installer par la suite sur plusieurs tronçons du Kou et procéder à au moins une mesure par tronçon.

VI.1.2.2. Mise en œuvre

Au total, 18 seepage meters ont été installés sur le Kou depuis l'aval immédiat des sources de Nasso/Guinguette jusqu'à Diaradougou. Les 7 premiers seepage meters sont espacés de 600 m environ, les 11 autres de 1 à 1.5 km, sur le tronçon restant de la rivière (16 km environ) (Figure VI.8). Les appareils ont été installés sur un fond de rivière constitué de sables fins à sables – limoneux. La rivière est large de 5 à 20 m avec une hauteur d'eau moyenne de 50 à 75 cm. Pour permettre une comparaison des résultats des seepage meters avec ceux du bilan d'eau à l'échelle de la rivière (section VI.1.1), les seepage meters ont été installés entre les 9 stations de jaugeage.

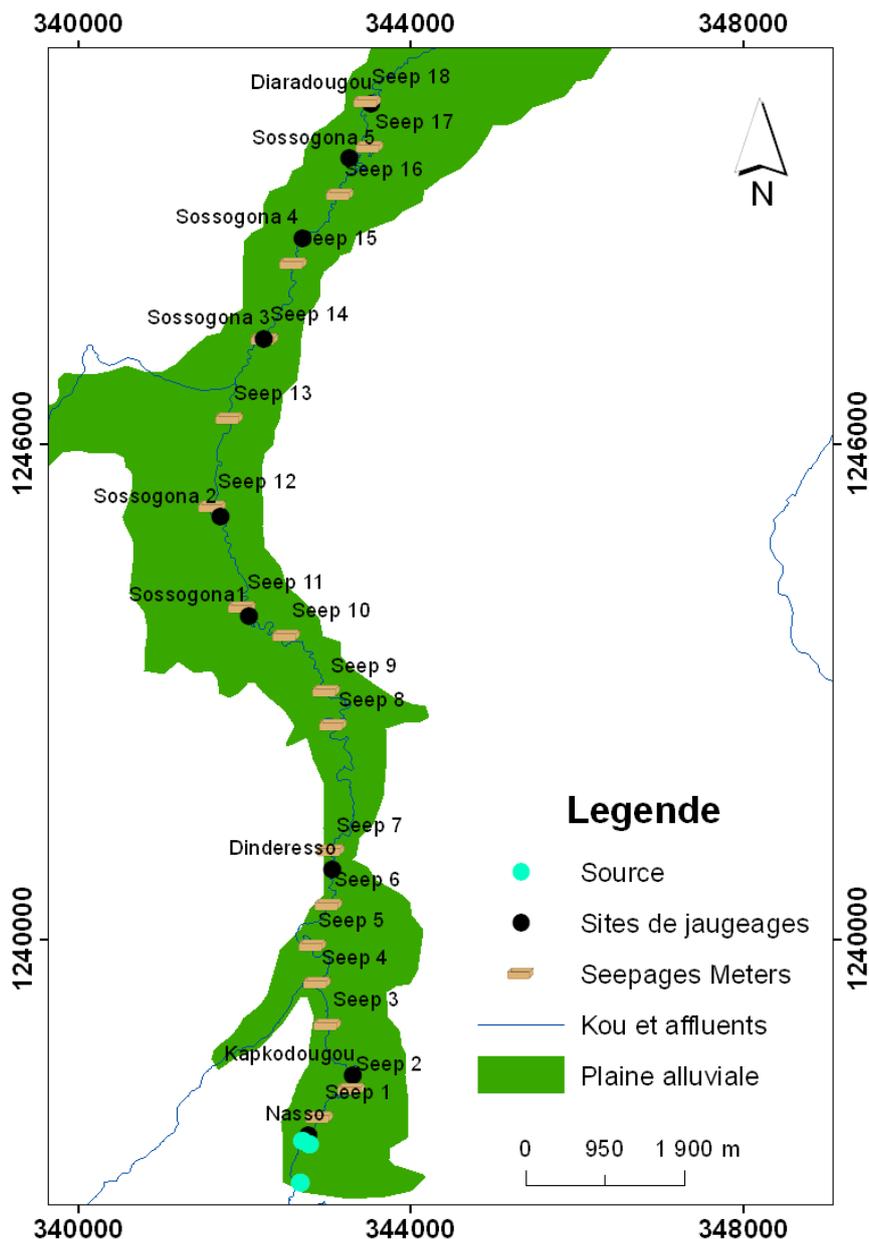


Figure VI.8. Localisation des 18 seepage meters installés sur la rivière Kou

VI.1.2.3. Présentation des résultats

Les mesures ont été réalisées en pleine saison sèche du 06/03/2012 au 04/04/2012. Lorsque cela a été possible, la mesure a été répétée sur le même seepage meter afin de s'assurer de la concordance du sens de l'échange. Dans le cas d'une section drainante de rivière, la mesure est répétée avec un sac-collecteur vide lors de l'installation afin de confirmer que l'eau collectée provient bien de la nappe sous-jacente. Les résultats obtenus en termes de flux d'eau échangés de même que les caractéristiques des sections d'implantation des seepages meters sont repris dans le Tableau VIII.4. Les résultats obtenus montrent que la rivière gagne (couleur bleue) et perd (couleur rouge) par endroits de l'eau.

Elle (1) gagne de l'eau du Seep 1 à Seep 7, au droit du Seep 9 et du Seep 11 à Seep 16. Les flux d'eau gagnés sont d'environ 4.8×10^{-1} m/j, par contre, elle (2) perd de l'eau aux Seep 8, Seep 10 et du Seep 17 à Seep 18. Les flux d'eau perdus sont d'environ -1.65×10^{-2} m/j. En outre, le Tableau VI.4 montre que les flux d'eau calculés sur le même site présentent des écarts $q_{smax} - q_{smin}$ parfois négligeables de l'ordre de 10^{-3} m/j (Seep 2, Seep 4, Seep 12, Seep 13, Seep 1, Seep 16), ou élevés de l'ordre de 10^{-2} m/j (Seep 8). Cela peut biaiser la précision des mesures obtenus. A cet effet, l'intérêt de ces résultats est qu'ils renseignent sur les tronçons de la rivière où ont lieu les échanges de flux avec la nappe sous-jacente et fournissent à titre indicatif des ordres de grandeurs des flux d'eau localement échangés.

Tableau VI.4. Résultats obtenus sur les 18 seepage meters fonctionnels

Sites	Codification	Nombre de mesures	q_{smin} (m/j)	q_{smax} (m/j)	$\Delta(q_s)$ (m/j)	q_{smoy} (m/j)
Aval source	Seep_1	2	4.05E-03	9.27E-03	5.23E-03	5.80E-03
Kapkodougou	Seep_2	2	1.46E-02	1.74E-02	2.89E-03	1.60E-02
Guingueta	Seep_3	1	-----	-----	-----	1.79E-02
Pont guingueta	Seep_4	2	3.85E-02	4.17E-02	3.28E-03	4.01E-02
Nasso village	Seep_5	1	-----	-----	-----	1.35E-03
Dindéresso	Seep_6	1	-----	-----	-----	3.08E-03
Aval pont Dindéresso	Seep_7	2	1.00E-03	2.15E-03	1.15E-03	1.58E-03
Marre1-Sosogna	Seep_8	2	-1.42E-03	-1.90E-02	-1.75E-02	-1.02E-02
Marre2-Sosogna	Seep_9	2	3.35E-03	8.46E-03	5.10E-03	5.91E-03
Sosogna1	Seep_10	4	-8.33E-04	-2.61E-03	-1.78E-03	-2.00E-03
Sosogna1-2	Seep_11	3	1.38E-02	5.79E-02	4.40E-02	3.59E-02
Sosogna1-3	Seep_12	3	5.91E-02	6.32E-02	4.08E-03	6.12E-02
Sosogna2	Seep_13	2	3.73E-02	5.26E-02	1.52E-02	4.49E-02
Sosogna2-1	Seep_14	2	7.85E-02	1.36E-01	5.74E-02	1.03E-01
Sosogna2-2	Seep_15	3	6.84E-03	3.76E-02	3.08E-02	2.15E-02
Sosogna2-3	Seep_16	2	1.19E-01	1.23E-01	4.20E-03	1.21E-01
Diaradougou_1	Seep_17	1	-----	-----	-----	-3.85E-04
Diaradougou_2	Seep_18	1	-----	-----	-----	-3.86E-03

Légende : q_{smin} et q_{smax} : valeur minimale et maximale du flux d'eau échangé pour 2 ou plusieurs mesures répétées à la même station, Δq_s : écart entre valeur minimale et maximale

VI.1.2.4. Comparaison des résultats des seepage meters avec ceux du bilan d'eau

La Figure VI.9a montre que les tronçons correspondant aux gains et pertes d'eau du Kou déduits des deux méthodes, sont assez similaires. Ces tronçons sont co-localisés près des failles rencontrées dans le bassin du Kou. Le système de fracturation du bassin permettrait donc une alimentation de la rivière par les eaux souterraines. Sauret (2008), à travers un modèle mathématique d'écoulement souterrain des aquifères du bassin du Kou, a montré que les failles du bassin du Kou servent de couloir de résurgence des eaux souterraines vers les aquifères superficiels, les sources et le Kou.

Dans le cadre de ces travaux, les profils géophysiques (bruit sismique H/V et ERT, chapitre 3) illustrent bien une remontée progressive du bedrock en amont de la zone d'étude (Nasso) et un approfondissement en aval de la zone d'étude (Diaradougou, Sandimisso et Badara). Le profil ERT réalisé au site de Nasso (Figure VI.9b) montre une remontée du bedrock de 24 m de profondeur à 1 - 2 m en subsurface du nord-ouest vers le sud, où il affleure par endroits dans le lit du Kou. Les valeurs de résistivités du bedrock sont faibles (1000 Ω .m) ce qui suggère qu'il est fracturé et/ou déconsolidé. La remontée du bedrock entraînerait en amont de la zone d'étude, une décharge directe du bedrock dans la rivière où indirecte via la plaine alluviale.

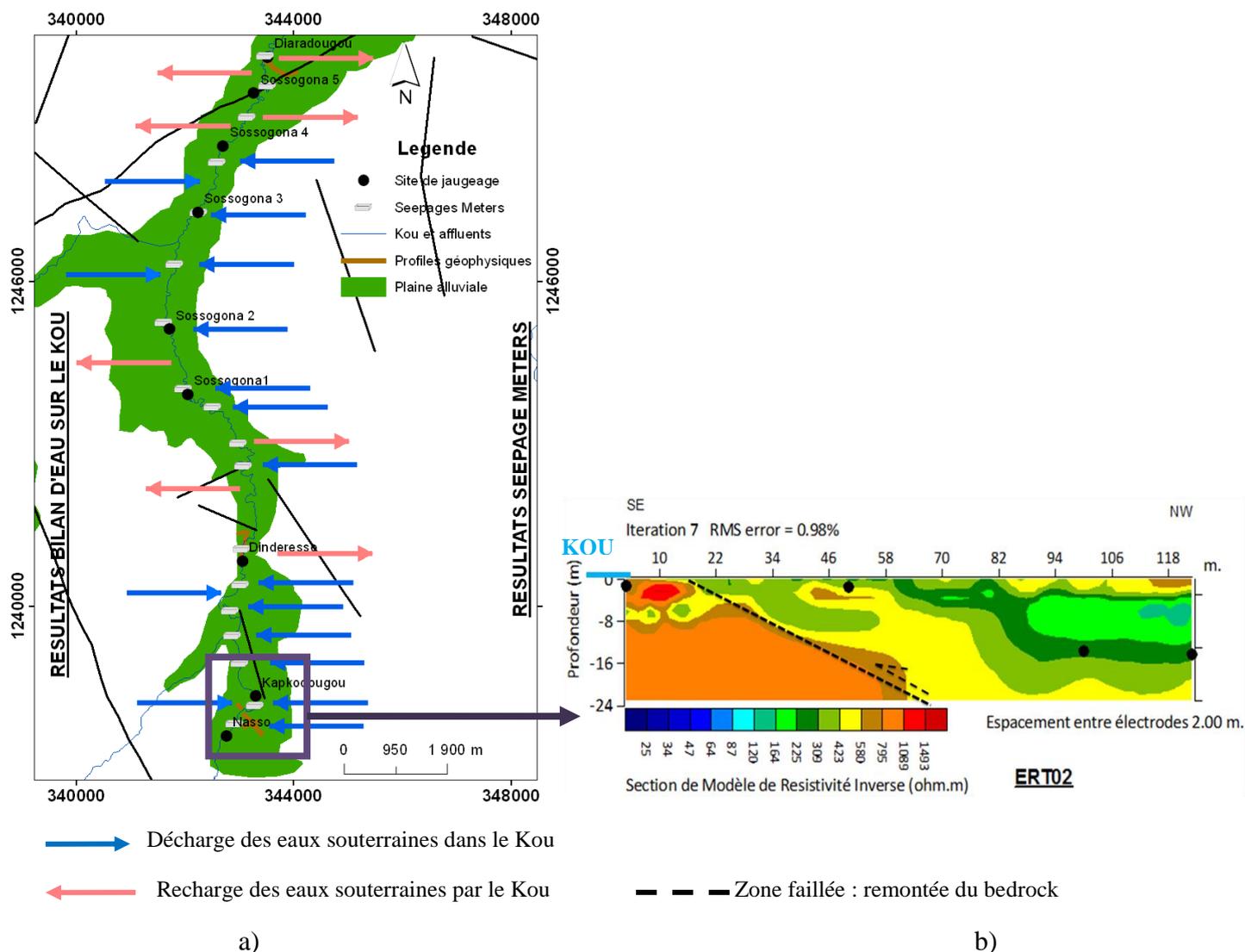


Figure VI.9. a) Comparaison des résultats des mesures directes par seepage meters avec ceux du bilan d'eau sur le Kou, (b) Rôle de la fracturation dans la remontée du bedrock.

Legende SE : Sud est, NW : Nord ouest, ERT : electrical resistivity tomography

En conclusion, l'étude du bilan d'eau du Kou par tronçons successifs a montré que de décembre à avril, la rivière gagne environ $1.1 \times 10^7 \text{ m}^3$ d'eau en amont de la zone d'étude (sources de Nasso à Dinderesso) et perd en aval (Dinderesso à Diaradougou) $1.4 \times 10^7 \text{ m}^3$. Les zones de décharge et de recharge identifiées sur les différents tronçons du Kou par cette méthode restent concordantes aux résultats fournis par les mesures directes par seepage meters. Dans le cas d'un tronçon drainant du Kou, l'eau apportée dans la rivière peut provenir d'une décharge directe du bedrock gréseux dans le Kou ou indirecte via la plaine alluviale. Pour lever toute ambiguïté, des analyses hydrochimiques d'échantillons d'eau prélevés dans le sac collecteur, le bedrock, le Kou, la plaine alluviale, les sources seront effectuées.

VI.2. Apport de l'hydrochimie à la compréhension des échanges d'eau entre la rivière Kou et les eaux souterraines

L'objectif de cette partie est d'identifier ou de confirmer les échanges d'eau entre le Kou et les eaux souterraines renfermées dans le bedrock ou la plaine alluviale sur base de leurs caractéristiques physico-chimiques.

Le travail consiste à prélever des échantillons d'eaux dans le Kou, dans les sources, dans la plaine alluviale, dans le bedrock et dans les sacs collecteurs de seepage meters à vide au départ et issus de sections drainantes du Kou afin de procéder à l'analyse et à l'interprétation de leurs caractéristiques physico-chimiques. Les résultats obtenus seront interprétés par l'hydrochimie classique (diagramme de Piper, équilibre calco-carbonique) et par une analyse statistique en composantes principales (ACP) afin de détecter les signatures hydrogéochimiques, les faciès hydrochimiques et les mélanges d'eau éventuels.

VI.2.1. Localisation des prélèvements

Au total 32 échantillons d'eau ont été prélevés puis analysés. La répartition des échantillons selon leur provenance (bedrock, Kou, plaine alluviale, sources et sacs collecteurs) est mentionnée dans le Tableau VI.5.

Tableau VI.5. Nombre d'échantillons prélevés dans les sources, le Kou, le bedrock, la plaine alluviale et les sacs collecteurs

Provenance de l'échantillon	Nombre d'échantillons prélevés
Sources	4
Aquifères du Bedrock	4
Plaine alluviale	15
Rivière Kou	4
Sacs collecteurs à vide au départ	5

La localisation des prélèvements est illustrée à la Figure VI.10.

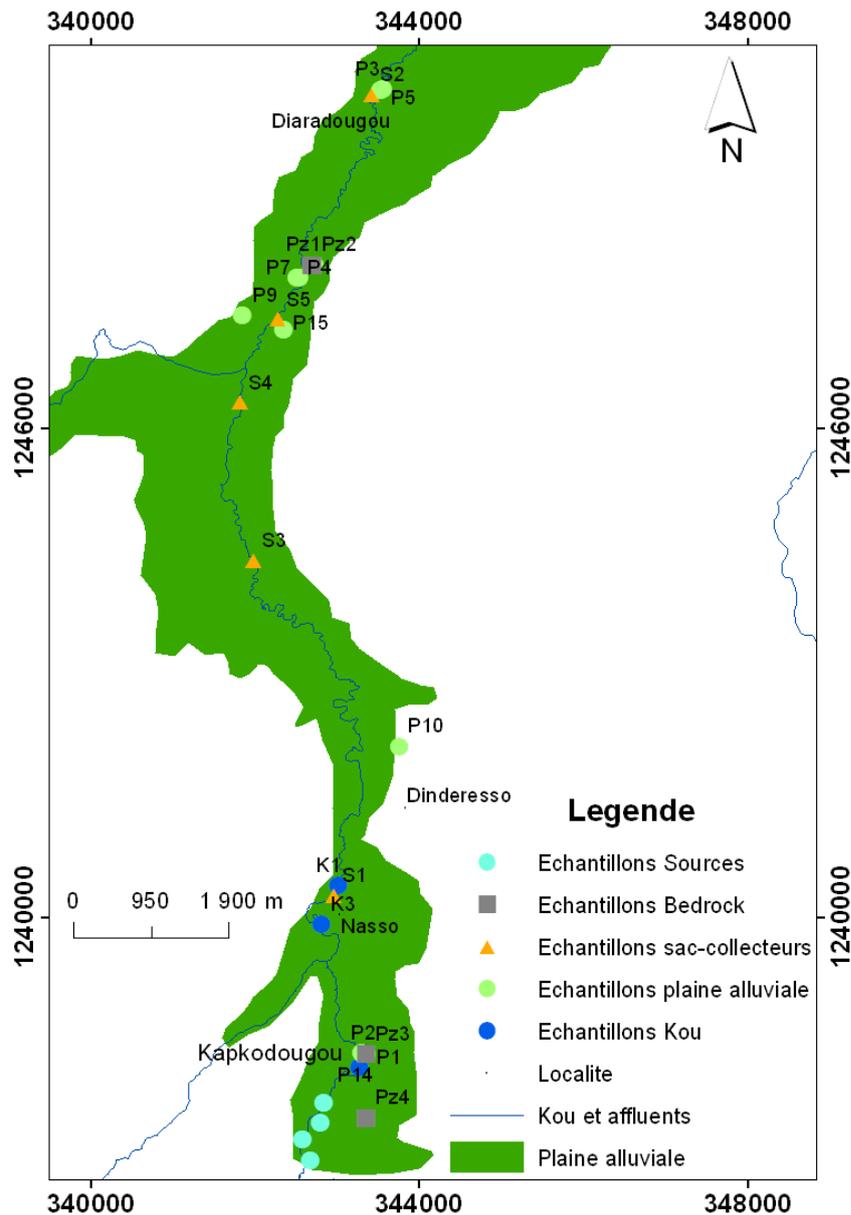


Figure VI.10. Localisation des points d'échantillonnage

Pour chaque échantillon, le pH, la conductivité électrique (CE) et la température (T) sont directement mesurés sur le terrain. L'analyse des Titres Alcalimétriques (TA et TAC) et les analyses chimiques des éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , NO_3^- , K^+ , CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) et mineurs (Fe^{3+} , NH_4^+ , SiO_2 , Mn^{2+} , NO_2^- , H_2PO_4 , Br^- , F^-) ont été réalisées au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Liège. Plusieurs méthodes ont été utilisées : (i) l'absorption atomique de flamme pour Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ et SiO_2 , (ii) la titration en retour pour l'ion SO_4^{2-} , (iii) la potentiométrie directe pour les ions NH_4^+ , NO_3^- , Cl^- , (iv) la colorimétrie à l'o-phénantroline pour le Fe^{3+} , (v) la détermination colorimétrique du

phosphore en traces a été faite par la méthode « Heteropoly Blue », (vi) les ions CO_3^{2-} , OH^- , HCO_3^- , et le CO_2 libre ont été déterminés par calcul à partir des valeurs de pH et de TAC.

Les résultats des analyses physico-chimiques des échantillons d'eau sont reportés en annexe 7. Pour apprécier la qualité des analyses chimiques sur les éléments majeurs, l'erreur d'analyse sur chaque échantillon a été évaluée à partir de la formule de la balance ionique :

$$|e| = \frac{\sum r_{anions} - \sum r_{cations}}{\sum r_{anions} + \sum r_{cations}} \quad (r \text{ représentant la concentration ionique en méq/l})$$

(VI.8)

L'erreur d'analyse calculée varie entre -7% et +6% sauf pour deux échantillons de la plaine alluviale et un du bedrock qui ont présenté des erreurs d'analyses respectives de 32%, 42% et 14%. Vu que les eaux étudiées présentent en générale une faible minéralisation, ces 3 échantillons ont été intégrés dans les analyses même si, pour certains auteurs, seules des erreurs d'analyse inférieures ou égales à 5% sont tolérées (Matthess, 1994).

VI.2.2. Traitement des données et présentation des résultats

VI.2.2.1. Caractéristiques physiques des eaux

Températures: les températures moyennes des eaux varient entre 27.5 à 29.5°. Même si les différences sont peu significatives, les températures moyennes légèrement plus élevées concernent les eaux des sources (29.5°C), des sacs-collecteurs (28.9°C) et du bedrock (28.6°C). Tandis que les températures légèrement plus basses concernent les eaux du Kou (28.4°C) et de la plaine alluviale (27.5°C).

pH: Il varie entre 5.1 et 7.9 pour l'ensemble des eaux des quatre réservoirs (Kou, plaine alluviale, bedrock et sources). Les eaux des sacs collecteurs sont légèrement basiques (7.9).

Conductivité électrique (CE): les conductivités électriques moyennes pour l'ensemble des eaux analysées sont comprises entre 74 $\mu\text{S/cm}$ et 131 $\mu\text{S/cm}$. Selon, Peloton et Zysman (1993) des valeurs inférieures à 200 $\mu\text{S/cm}$ traduisent des eaux faiblement minéralisées.

VI.2.2.2. Identification des faciès hydrochimiques des eaux

Le diagramme de Piper permet de caractériser, classer et comparer les eaux suivant leurs faciès hydrochimiques. Le programme "Diagrammes" développé par l'Université d'Avignon a été utilisé pour le traitement des données chimiques, et l'identification des faciès hydrochimiques. Le diagramme de Piper réalisé sur les éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) permet de définir le faciès hydrochimique des eaux des quatre réservoirs (Kou, bedrock, plaine alluviale et source) et celles des sacs collecteurs (Figure VI.11). Le diagramme de Piper des échantillons d'eaux des quatre réservoirs, et des sacs collecteurs montre que l'anion dominant est l'ion HCO_3^- pour la quasi-totalité des eaux analysées ; les eaux sont donc toutes bicarbonatées. Au niveau des cations, dans 82.5% des cas il n'y a pas d'ions dominants (faciès mixte). Ca^{2+} est le cation prédominant dans 11.7% des cas et $[\text{Na}^+ + \text{K}^+]$ dans 5.8%. Par conséquent l'ensemble des eaux analysées peuvent être attribuées aux faciès : "bicarbonaté calco-magnésien" et deux échantillons de la plaine alluviale (PDN04 et PD25) au faciès "bicarbonaté sodi-potassique".

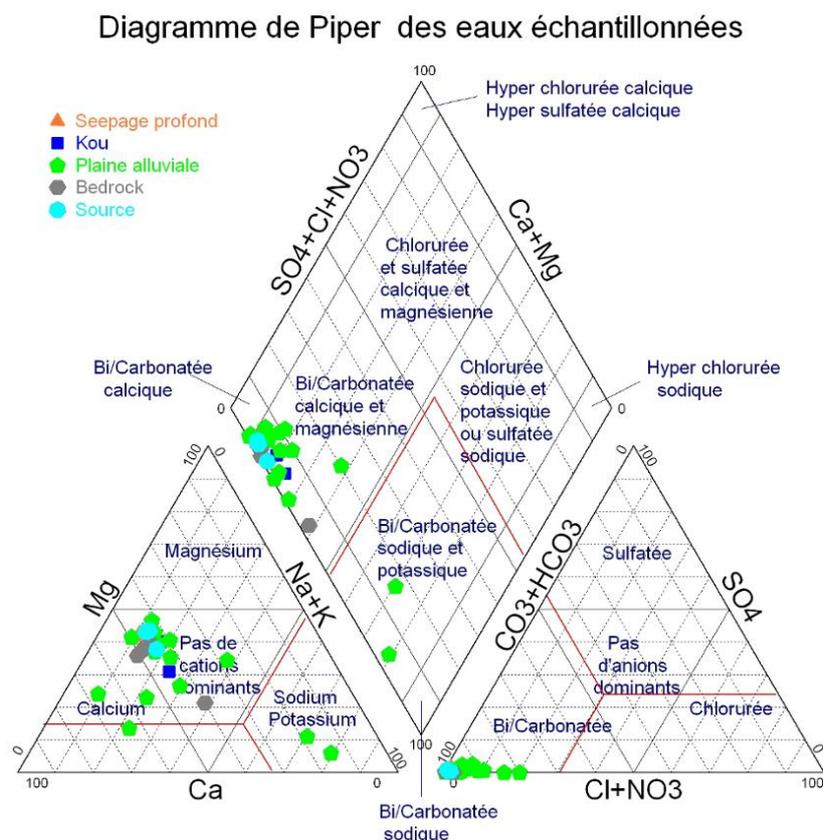


Figure VI.11. Faciès hydrochimiques des eaux analysées

VI.2.2.3. Détermination des mélanges éventuelles d'eau et leur origine

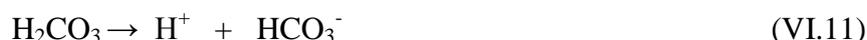
La détermination des mélanges éventuelles d'eau entre les 4 réservoirs (Kou, bedrock, plaine alluviale, source) peut se faire par une étude des interactions entre ces eaux et les matériaux aquifères qui les « hébergent » et à une estimation des âges relatifs de ces eaux. Pour ce faire, l'évolution des pressions partielles en CO₂, des indices de saturation en calcite et dolomite du système calco-carbonique fournissent des précieuses informations sur le caractère « confiné ou ouvert » du réservoir, les vitesses de circulation des eaux et, leur temps de séjour dans le réservoir (Oga et al., 2009). A ces analyses sont associés les échantillons d'eau prélevés dans les sacs collecteurs afin de confirmer leur origine souterraine.

VI.2.2.3.1. Evolution des pressions partielles en CO₂

La pression partielle de CO₂ ou "pCO₂" en équilibre avec les eaux souterraines est fréquemment associée à la production du CO₂ dans le sol. Ce CO₂ provient généralement de la respiration des racines et de l'activité microbiologique (Hagit et al., 1998; Mudry, 1987; Wood et al., 1993; Wood et Petraitis, 1984). A cet effet, l'évolution de la pCO₂ dans le sol et le sous sol dévient un précieux traceur de l'infiltration des eaux. La pCO₂ est fournie par la loi de Henry elle s'écrit :

$$pCO_2 = 10^{-pH} \times \frac{[HCO_3^-]}{K_0 K_1} \quad (VI.9)$$

HCO₃⁻ représente la concentration en [HCO₃⁻] et K₀K₁ les constantes d'équilibre respectivement de la mise en solution du CO₂ gaz et de la première dissociation de l'acide carbonique. Les équations correspondantes sont :



Les pressions partielles de CO₂ ont été calculées sur base des « pH terrain » à l'aide du module PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999) implémenté dans le programme « Diagrammes ».

Les pressions partielles de CO₂ pour l'ensemble des échantillons sont comprises entre 10^{-3.13} atm et 10^{-1.12} atm. Les valeurs de pCO₂ > 10^{-3.5} atm supposent que les quatre groupes d'eau concernés proviennent d'un milieu ouvert à un apport du CO₂ gazeux du sol. En considérant les valeurs moyennes de pCO₂ des 4 réservoirs et des eaux des sacs collecteurs on constate que les moyennes les plus élevées de pCO₂ sont observées au niveau du bedrock (10^{-1.43} atm), de la plaine alluviale (10^{-1.42} atm) et des sources (10^{-1.44} atm). Par contre les valeurs moyennes les plus faibles sont observées au niveau des eaux de surface : Kou (10^{-2.6} atm) et des

échantillons d'eau des sacs collecteurs (10^{-2} atm). Ces teneurs faibles seraient liées soit à un dégazage du CO_2 au contact de l'atmosphère selon l'équation $\text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \rightarrow \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ou soit à une consommation du CO_2 par la dissolution des carbonates. Le dégazage de CO_2 peut entraîner une augmentation relative de l'ion CO_3^{2-} par rapport à l'ion HCO_3^- et occasionne par conséquent une augmentation du pH. Ce processus expliquerait donc le fait que les échantillons d'eau des sacs collecteurs aient des pCO_2 très faibles pour les valeurs de pH élevées de l'ordre de 7.1 à 7.9 (Figure VI.12).

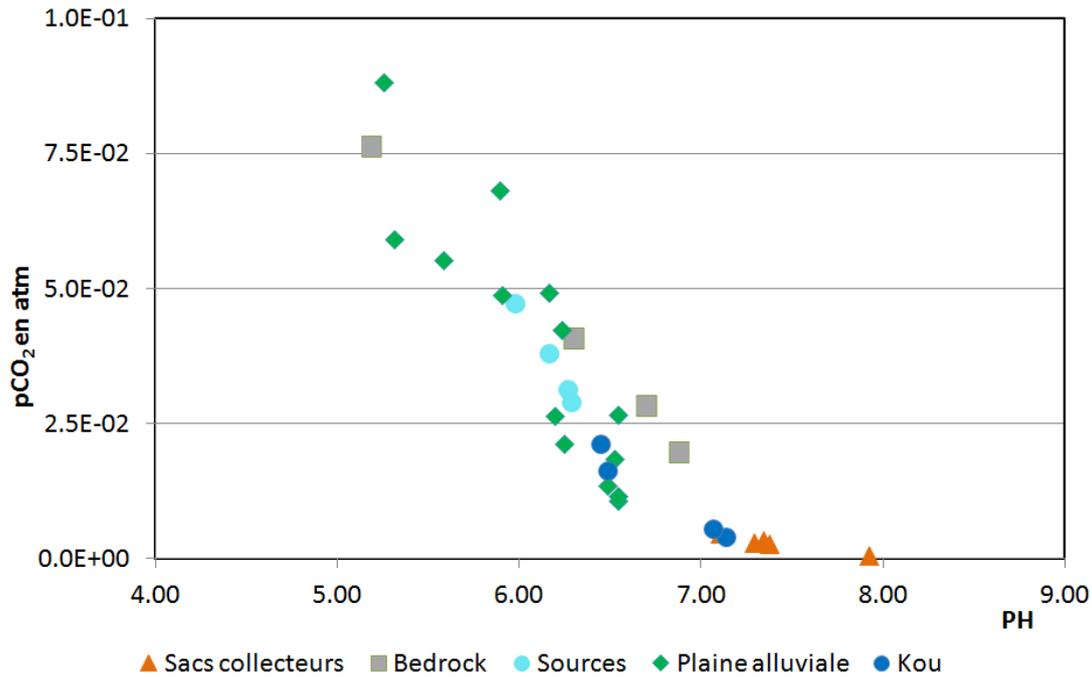


Figure VI.12. Relation entre la pCO_2 et le pH des eaux analysées

VI.2.2.3.2. Le système calco-carbonique

Indice de saturation : l'indice de saturation (IS) vis-à-vis d'un minéral donné permet d'évaluer la saturation de l'eau vis-à-vis de ce minéral. Il est défini par le logarithme du rapport d'activité ionique (PAI) sur le produit de solubilité (K_s) :

$$IS = \text{Log} \left(\frac{PAI}{K_s} \right) \quad (\text{VI.12})$$

Trois configurations se présentent : $IS = 0$, la solution est saturée vis-à-vis du minéral considéré ; $IS < 0$, la solution est sous-saturée vis-à-vis du minéral considéré, une dissolution du minéral est possible jusqu'à ce que $PAI = K_s$; $IS > 0$, la solution est sur-saturée et une précipitation est possible.

Système calco-carbonique : la caractérisation des eaux par l'étude du système calco-carbonique fait recours au diagramme Indice de Saturation de la Dolomie (ISD) versus Indice

de Saturation du Calcite (ISC) et au diagramme pH réel versus pH équilibre. Le diagramme ISD/ISC donne des informations sur l'âge relatif des eaux (temps de séjour), la perméabilité des aquifères et la vitesse de circulation de l'eau (Oga et al., 2009).

Dans le cadre du présent travail les ISC et ISD on été calculés grâce au module PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999) implémenté dans le programme « Diagrammes ». Les valeurs obtenues sont utilisées pour l'étude du système calco-carbonique.

La Figure VI.13 montre que la quasi totalité des eaux analysées présentent une sous-saturation à la fois vis-à-vis de la calcite (ISC < 0) et de la dolomite (ISD < 0). En effet, la dissolution des roches par l'eau est un phénomène très lent ; qui a lieu lorsque l'eau d'infiltration contient une quantité appréciable de CO₂ dissous. La dissolution du CO₂ correspond à la réaction VI.13 (ci dessous). Si par la suite cette eau perd du CO₂ (par dégazage), il peut y avoir précipitation de CaCO₃ correspondant à la réaction VI.14. Ainsi une tendance proche de la saturation des eaux en minéraux carbonatés reflète un temps de séjour très long de celles-ci dans le réservoir concerné.

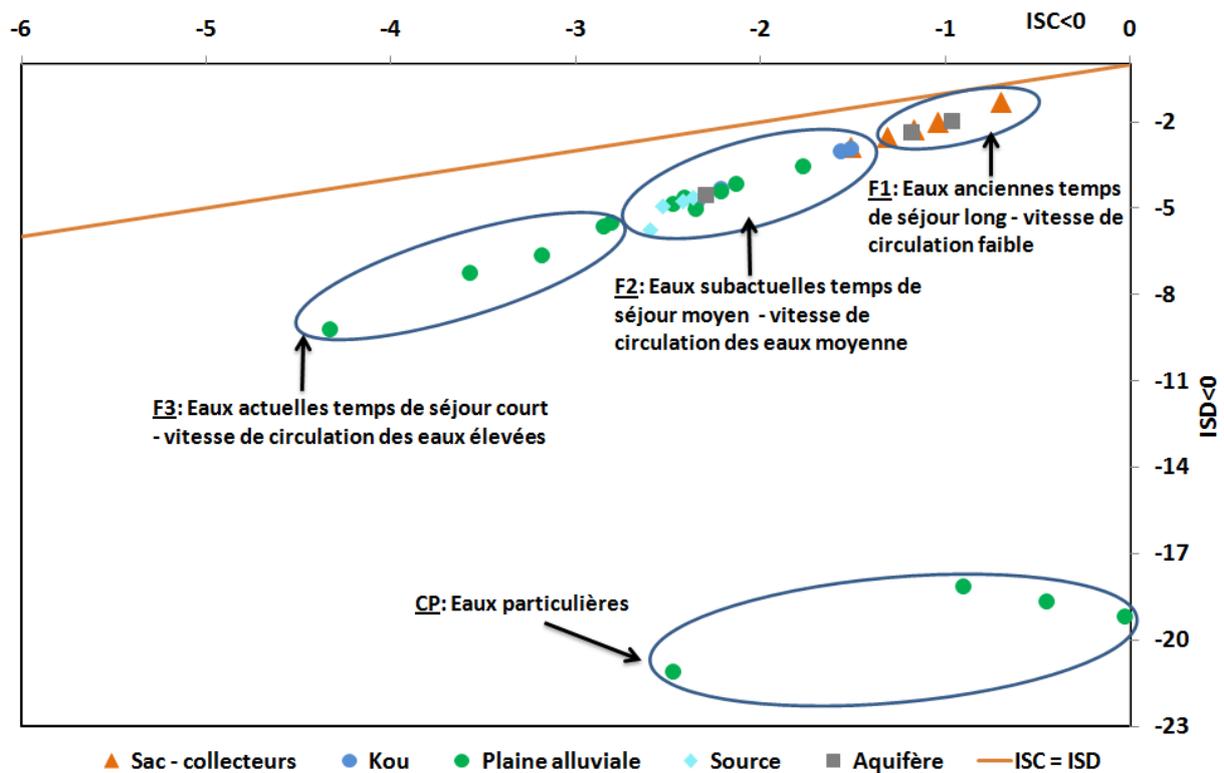
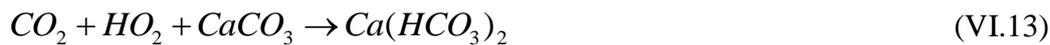


Figure VI.13. Diagramme ISD/ISC des eaux des quatre réservoirs (Kou, plaine alluviale, bedrock, sources) et des sacs collecteurs

Même si au regard de la Figure VI.13, l'ensemble des échantillons présente une sous-saturation vis-à-vis des deux minéraux (calcite et dolomite), la répartition des valeurs de ISD permet de distinguer quatre familles d'eau:

Famille 1 ($-2.5 < \text{ISD} < 0$) : elle regroupe les eaux à ISD proche de 0, ce sont 2 des 4 échantillons d'eau représentatifs du bedrock (-2.32 et -1.92) et 4 des 5 échantillons d'eau des sacs collecteurs (-2.49 à -1.28). La proximité de cette famille avec la droite d'équilibre $\text{ISD} = \text{ISC}$ indique que ces eaux sont proches d'un état de saturation primaire en carbonate. En effet, comparés à l'ensemble des échantillons d'eau analysés, les échantillons d'eau du bedrock de cette famille présentent les teneurs en ions bicarbonatés (HCO_3^-) les plus élevés, (1.14 meq/l). Il y a donc une phase de consommation progressive de CO_2 (réaction VI.13) suivi d'une libération lente (réaction VI.14) entraînant une saturation progressive du milieu en CaCO_3 . Cette évolution se traduit par un pH neutre à légèrement basique [6.8 – 7.9]. Les eaux du bedrock ont donc un temps de séjour relativement plus long avec des vitesses de circulation des eaux lentes ou même nulles. Les eaux des 4 échantillons des sacs collecteurs sur les 5 analysés qui appartiennent à cette famille auraient donc une origine liée au bedrock.

Famille 2 ($-5.5 < \text{ISD} < -2.5$) : cette famille regroupe 16 échantillons d'eau caractérisée par des valeurs d'ISD croissantes, dans l'ordre : sources (4 échantillons), plaine alluviale (6 échantillons), bedrock (1 échantillon), Kou (4 échantillons) et sac collecteur (1 échantillon). Cette évolution s'accompagne d'une augmentation des teneurs en ions bicarbonates de 0.63 meq/l à 0.865 meq/l et du pH de 6 à 7.1. Comparés à la famille 1, les échantillons d'eau de cette famille seraient relativement moins âgés avec des vitesses de circulation moins lentes. Sur la Figure VI.5, l'ensemble des échantillons d'eau du Kou se retrouve entre les échantillons du bedrock et des sources, ce qui semble confirmer les « mélanges d'eau » dans cette partie amont de la zone d'étude et, une alimentation du Kou par le bedrock et les sources.

Famille 3 ($-9.5 < \text{ISD} < -5.5$) : cette famille contient 5 échantillons exclusivement de la plaine alluviale présentant des ISD faibles ainsi que les teneurs en ions bicarbonates (0.6 meq/l) et les pH [5.25 – 6.5] les plus bas. La sous saturation en dolomite des eaux de cette famille est le reflet d'un temps de séjour moins long et donc d'une vitesse de circulation plus élevée par rapport aux familles 1 et 2.

Famille particulière ($\text{ISD} < -10$) : cette famille est composée de 4 échantillons d'eau de la plaine alluviale (PD25, PD26, PD27 et PDN04). Ces échantillons constituent des cas atypiques, ils ont des ISD comprises entre -44.7 et -18.1 et en calcite ≤ -2.5 . Ces eaux présentent les teneurs en ions bicarbonatés les plus basses (< 0.5 meq/l) de l'ensemble des

eaux analysées. Elles reflètent des temps de séjour très faibles dans le réservoir e, sont probablement très jeunes. Les valeurs d'indice de saturation faibles en dolomite mais élevées en calcite s'expliqueraient par les processus d'échanges ioniques entre le Ca^{2+} de l'eau et le Na^+ des argiles conduisant à l'évolution du chimisme de l'eau du pôle bicarbonaté calco-magnésien vers le pôle bicarbonaté sodi-potassique (PDN04 et PD25).

L'analyse des indices de saturation de la calcite et de la dolomite, les variations des concentrations en bicarbonates et l'évolution du pH, montrent que les échantillons d'eaux des sacs collecteurs présentent les mêmes temps de séjour et de vitesses de circulation que les échantillons d'eau du bedrock, les eaux des sacs collecteurs proviendraient donc du bedrock. Par ailleurs les résultats montrent que la signature chimique des eaux du Kou est intermédiaire entre celles des sources et du bedrock, le bedrock alimenterait donc ces deux réservoirs. Pour confirmer ces résultats le recours aux méthodes d'analyse statistique multi-variée tels que l'analyse en composante principale (ACP) qui permet d'interpréter une série de données exprimées par plusieurs variables, est nécessaire.

VI.2.2.4. Analyse en composantes principales (ACP)

L'ACP est une technique d'analyse factorielle multidimensionnelle. Elle permet d'interpréter simultanément la distribution et le comportement de n individus comportant chacun p variables quantitatives mieux que ne le permettent les méthodes traditionnelles de comparaison des variables dans des diagrammes binaires (x, y) ou ternaires (x, y, z). Pour ce faire, l'ACP permet de calculer les matrices de corrélation ou les covariances des p variables représentant les n individus et représente sur quelques plans factoriels (F_1, F_2, \dots, F_n) la variance totale du nuage de point correspondant aux couples (n, p). Le premier axe factoriel F_1 est celui qui exprime le plus fort pourcentage de la variance totale (ou inertie totale) du nuage de points. Le second axe F_2 , indépendant du premier, est celui qui exprime la plus grande partie de la variance résiduelle et ainsi de suite. La projection des n individus sur les plans factoriels contenant les p variables permet ainsi de distinguer les similitudes ou opposition entre eux et les sources de leur variabilité. De l'avis de certains auteurs tels que Biemi (1986), Faillat (1986), l'ACP n'est valable, que lorsque les plans factoriels étudiés représentent au moins 70% de la distribution de la variance totale du nuage de points. En dessous de cette limite, il est admis que l'analyse ne tient pas compte d'une grande quantité d'informations.

Une ACP a été réalisée sur 13 variables analysées à savoir T° , CE, pH, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , CO_3^{2-} , HCO_3^- , F, Cl, SO_4^{2-} et pCO_2 .

La Figure VI.14 montre que 71% de la variance totale du nuage de points est exprimée par les 3 premiers axes factoriels F1 (40.52%), F2 (17.06%) et F3 (13.4%) qui sont utilisés pour l'interprétation des données.

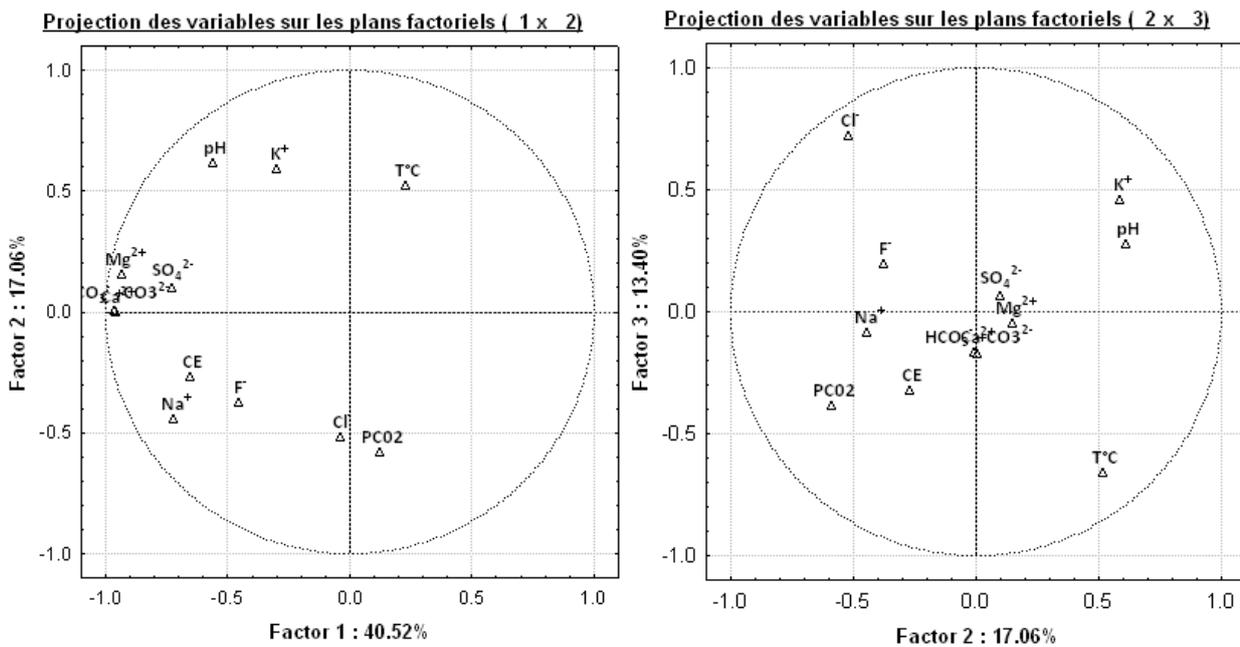
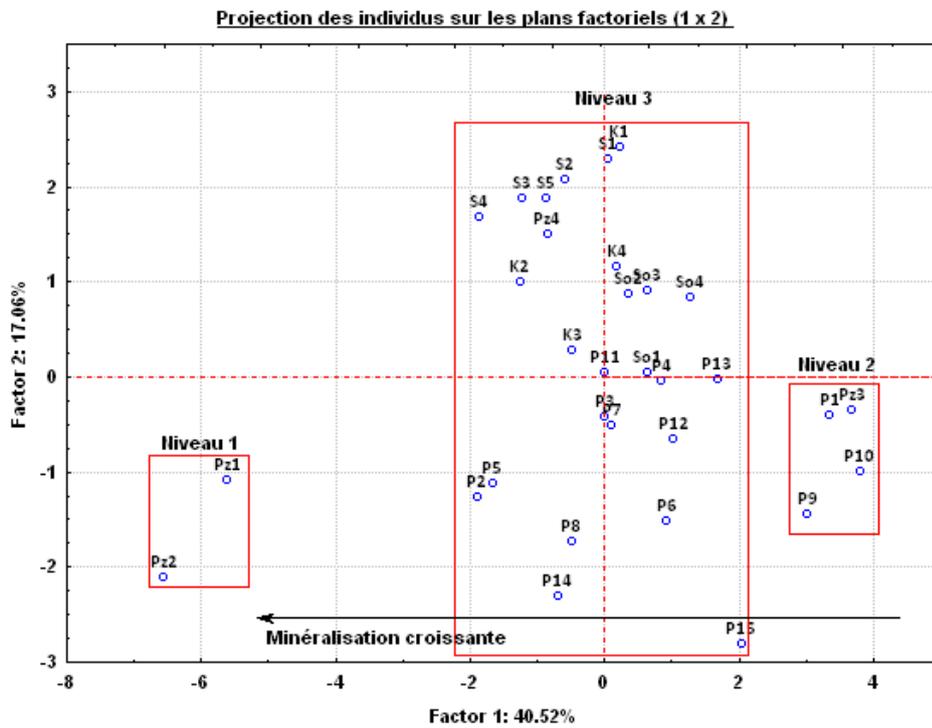


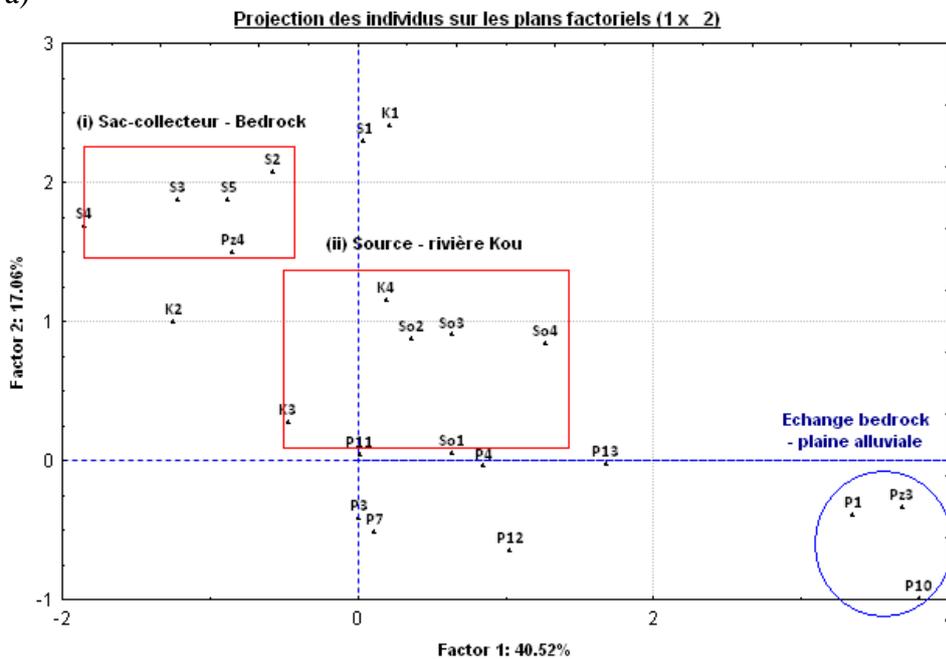
Figure VI.14. Projection des variables sur les plans factoriels $F_1 \times F_2$ et $F_2 \times F_3$

La conductivité électrique (CE) qui s'exprime à l'abscisse -0.65 sur l'axe F1 est corrélée à Ca^{2+} (-0.95), à Mg^{2+} (-0.93), aux bicarbonates (-0.96), à Na^+ (-0.72), à SO_4^{2-} (-0.73) et dans une moindre mesure au pH (-0.56). Cette corrélation montre que les variations des charges ioniques dissoutes sont entièrement ou en partie liées aux variations des teneurs de ces différents ions. Ceci indique également que ces différents paramètres ont tendance à évoluer concomitamment, soit par concentration sous l'effet de l'évaporation, soit par des apports d'ions issus de sources communes. Le pH est défini en positif (0.6) sur l'axe F2 et la pCO_2 en négatif (-0.58) sur cet axe qui représente 17.06% de la variance totale du groupe. Le pH anti-corrélé à la pCO_2 traduit un épuisement progressif du stock de CO_2 quand la production de bicarbonate augmente ou inversement. L'axe F3 qui représente 13,4% de la variance totale met en évidence les minéraux Cl mieux exprimés sur cet axe (0.72). Cet axe correspond au pôle anthropique de la minéralisation de l'eau.

En reportant les individus [sac collecteur (s), bedrock (Pz), Kou (K), sources (So), plaine alluviale (P)], sur les axes factoriels on note que l'axe F1 qui contrôle 40.5% de la minéralisation totale permet de distinguer 3 niveaux de minéralisations (Figure VI.15a) :



a)



b)

Figure VI.15. a) Projection des individus sur les plans factoriels 1x2, b) Zoom sur les individus des niveaux 2 et 3

Le niveau (1) occupe le pôle négatif de l'axe F_1 où se concentrent les alcalino-terreux et les bicarbonates : ce sont les échantillons d'eau représentant le bedrock à Diaradougou en aval de la zone d'étude. Ils sont les plus minéralisés de l'ensemble des eaux analysées.

Le niveau (2) occupe le pôle positif de l'axe F_1 et regroupe un échantillon bedrock (Pz3) lié à deux échantillons plaine alluviale (P1, P10), les eaux qu'elles représentent sont les moins minéralisées de l'ensemble des échantillons analysés (Figure VI.15b). Ces trois échantillons sont tous localisés en amont de la zone d'étude, au niveau du site de Kapkodougou. La minéralisation des eaux souterraines en conditions naturelles provient d'une part de la nature des roches traversées au cours de l'infiltration et d'autres parts du temps de contact entre l'eau et les minéraux (Appelo et Postma, 2005). Cela suggère que les eaux du bedrock de Diaradougou les plus minéralisées sont en contact prolongés avec l'encaissant tandis qu'à Kapkodougou les échantillons plaine alluviale – bedrock moins minéralisés ont subi soit de fortes évaporations soit des phénomènes de transfert et dilution chimique des eaux.

Quant au niveau (3) il est intermédiaire entre les deux premiers (Figure VI.15b). A l'exception des échantillons d'eau représentant la plaine alluviale (P7, P11, P4, P12, P13) qui sont dispersés de manière aléatoire de part et d'autre des axes factoriels $F_1 \times F_2$, ce niveau (3) pourrait concerner principalement deux groupes d'eau à savoir : (i) 4 échantillons d'eau des sacs collecteurs et 1 du bedrock (ONEAF1) et, (ii) les 4 échantillons d'eau des sources et 2 du Kou. L'ACP permet d'afficher les individus dans les plans factoriels suivant leur ressemblance. A cet effet, les eaux des sacs collecteurs ont donc une origine liée à celles du bedrock. L'individualisation du groupe (ii) à savoir : Kou – sources confirme aussi une alimentation du Kou par les sources de Nasso/Guinguette. Ces résultats confirment ceux obtenus avec l'étude du système calco-carbonique

Au terme de cette étude hydrochimique des quatre réservoirs (bedrock, Kou, plaine alluviale, source) et des échantillons d'eau prélevés dans les sacs collecteurs des seepage meters, les conclusions suivantes peuvent être dégagées : (i) les eaux des sacs collecteurs ont une signature chimique voisine de celles du bedrock, elles proviendraient donc du bedrock, (ii) la chimie des eaux du Kou est intermédiaire entre celles des sources et du bedrock, le bedrock alimenterait directement le Kou ou indirectement via les sources, (iii) en amont de la zone d'étude, la chimie des eaux de la plaine alluviale est quasi similaire à celle du bedrock suggérant la présence de transferts ou de mélanges d'eau entre la plaine alluviale et le bedrock. Des essais de pompage devraient permettre de caractériser ces échanges et calculer les flux d'eau échangés entre les deux réservoirs bedrock et plaine alluviale.

VI.3. Essais de pompage bedrock - plaine alluviale

L'étude hydrochimique a révélé qu'il existe des phénomènes de transfert et de mélange d'eau entre la plaine alluviale et le bedrock surtout à l'amont de la zone d'étude. L'objectif de cette partie est de :

- mettre en évidence l'existence d'une connexion hydraulique entre la plaine alluviale et le bedrock,
- quantifier les propriétés hydrodynamiques des couches semi-perméables à l'interface « plaine alluviale – bedrock »,
- quantifier les flux d'eau échangés entre les deux réservoirs.

Pour répondre à ces objectifs, des essais de pompage classiques à débit unique et de longue durée ont été réalisés avec mesure dans la nappe alluviale et dans le bedrock sédimentaire.

VI.3.1. Localisation et mise en œuvre

Les essais ont porté sur les doublons de piézomètres « bedrock-plaine alluviale » installés au site de Kapkodougou et de Diaradougou N°2 (Figure VI.16). Sur chaque site, les ouvrages sont distants l'un de l'autre de 3.5 m. Le principe des essais consiste à pomper pendant 8-10 h à débit constant dans l'un des piézomètres et suivre le rabattement et la remontée des niveaux d'eau (2h30 mn – 3h30 mn) aussi bien dans le piézomètre pompé que dans le piézomètre voisin. Le suivi est réalisé grâce à une sonde piézométrique manuelle et une sonde pressiométrique de type Diver. Suivant ce procédé, 1 essai de pompage a été réalisé par réservoir (bedrock et plaine alluviale) et par site, soit 4 essais au total. Les caractéristiques de ces essais sont mentionnées dans le Tableau VI.6.

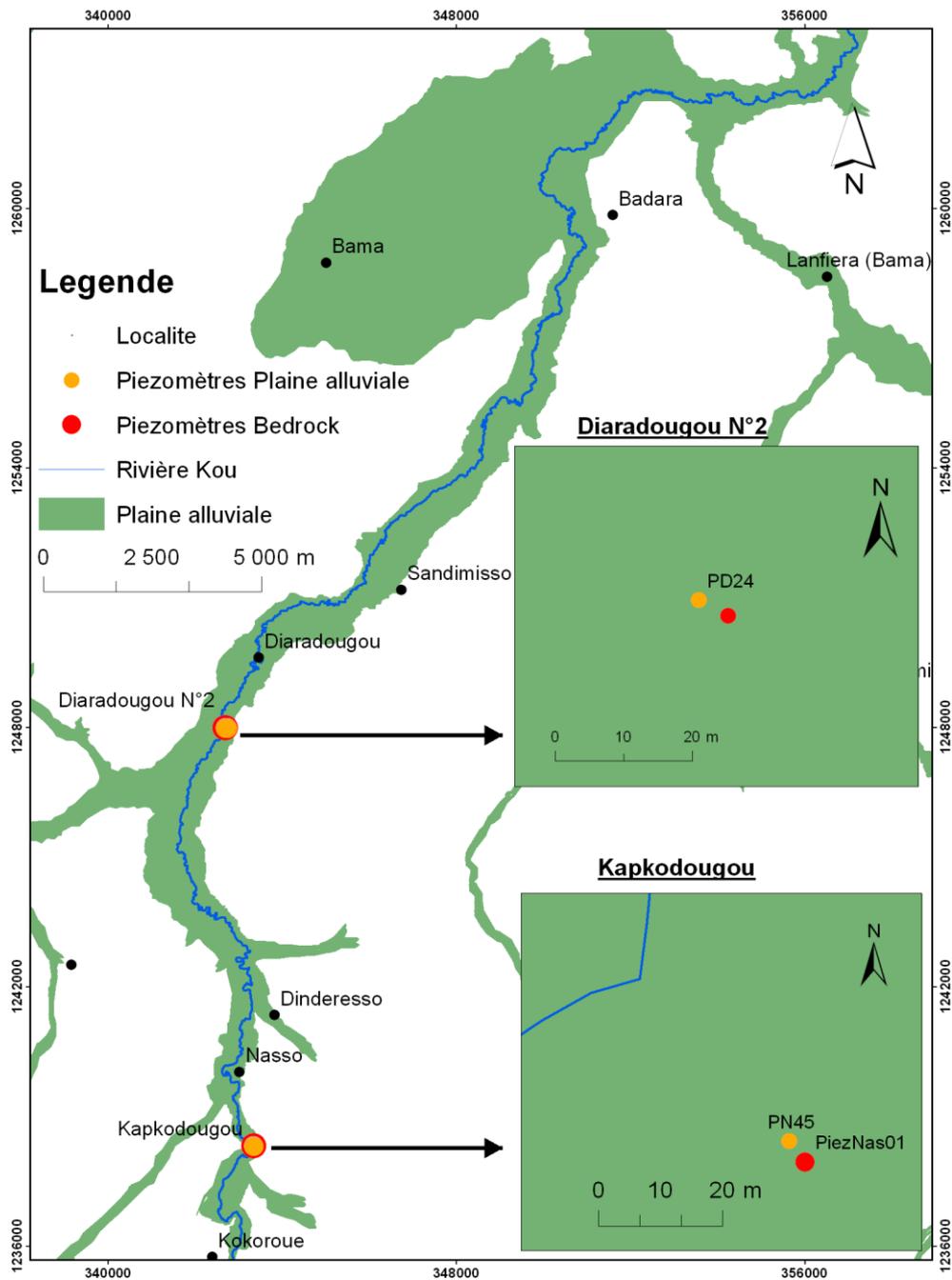


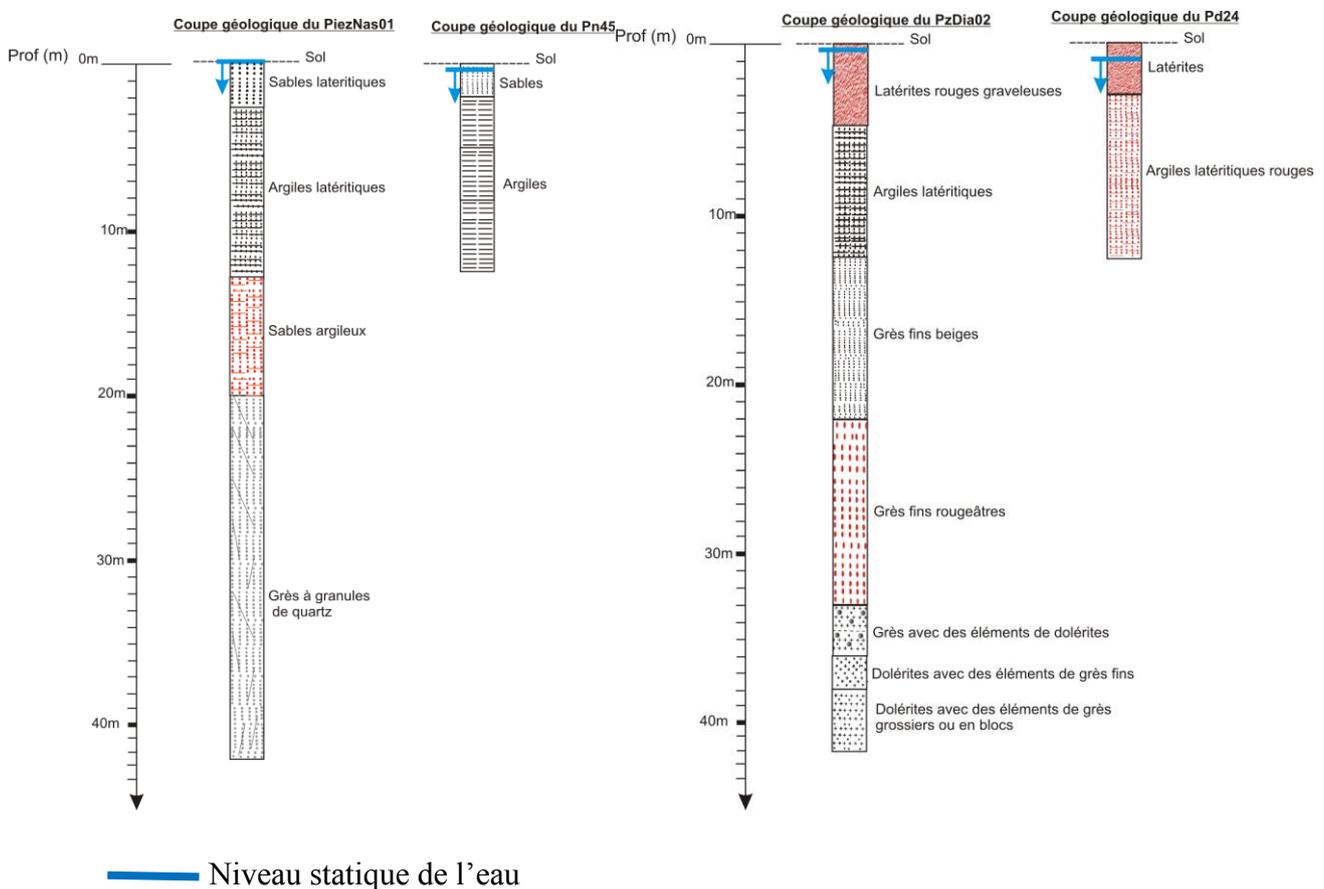
Figure VI.16. Localisation des essais de pompage réalisés

Tableau VI.6. Caractéristiques des essais de pompage réalisés aux sites de Diaradougou et Kapkodougou

Site concerné	Ouvrage	Nom de l'ouvrage	Débit pompé (m ³ /h)	Durée de pompage	Durée de la remontée
Kapkodougou	Piezomètre Plaine alluviale	PN45	13.65	10 h 00 mn	3 h 30 mn
	Piezomètre bedrock	PiezNas01	13.45	10 h00 mn	3 h 00 mn
Diaradougou	Piezomètre Plaine alluviale	PD24	17.4	08 h00 mn	3 h 30 mn
	Piezomètre bedrock	PiezDia02	15.2	10 h00 mn	2 h 30 mn

VI.3.2. Hypothèses

Au regard des coupes géologiques des piézomètres « bedrockéé et plaine alluviale » de la Figure VI.17, il ressort que les piézomètres bedrock captent principalement des grès fins rougeâtres et à granules de quartz séparés de l'aquifère alluvial par des argiles latéritiques d'environ 2.5 m d'épaisseur à Diaradougou et des sables argileux de 8 m d'épaisseur à Kapkodougou (Figure VI.17). Ces couches intermédiaires entre les deux réservoirs seront admises comme étant semi-perméables, entourées à leur toit et à leur mur par deux couches aquifères, l'une étant sollicitée par le pompage. Ce schéma obéit à celui d'une nappe semi-captive à drainage (Figure VI.18) : la méthode d'interprétation de Walton qui permet d'interpréter les données obtenues dans cette configuration sera abordée et utilisée dans la suite des travaux.



a) Amont de la zone d'étude (Kapkodougou)

b) aval de la zone d'étude (Diaradougou)

Figure VI.17. Logs de forage des piézomètres « plaine alluviale » et « bedrock » à : a) Kapkodougou et b) Diaradougou

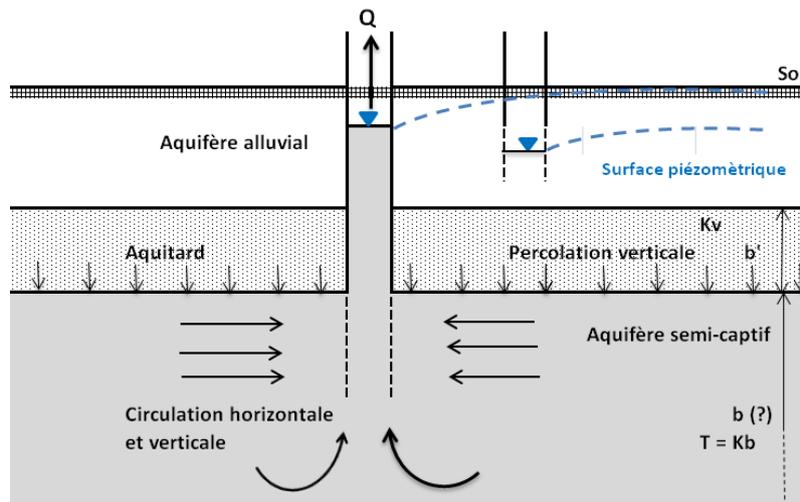


Figure VI. 18. Schéma conceptuel de l'aquifère semi-captif avec drainance verticale ascendante. Q : débit de pompage, T , K , b : transmissivité, conductivité hydraulique et épaisseur de l'aquifère semi-captif, K_v et b' , conductivité hydraulique verticale et épaisseur de l'aquitard

VI.3.3. Méthode d'interprétation de Walton

VI.3.3.1. Enoncé et formulation

Jacob (1950), Hantush (1955) et Walton (1962) cités par Kruseman et Ridder. (1994) ont analysé les problèmes de drainance et ont développé des méthodes d'interprétation d'essais de pompage permettant de déterminer les paramètres hydrodynamiques des aquifères semi-captifs (transmissivité, conductivité hydraulique) et des paramètres caractérisant le phénomène de drainance (paramètre de drainance, facteur de drainance, résistance hydraulique à l'écoulement).

Pour ce faire, en régime transitoire, toutes les hypothèses de Theis en nappe captive sont maintenues sauf celles qui concernent l'étanchéité des épontes (aquitard). Les hypothèses additionnelles sont (Kruseman et Ridder., 1994) : (i) la nappe est semi-captive, (ii) le coefficient d'emmagasinement spécifique de la couche semi-perméable (aquitard) est négligeable, (iii) l'eau emmagasinée est libérée en même temps que la baisse de la charge, (iv) le diamètre du puits est très faible et l'emmagasinement dans le puits est négligeable. Partant de ces hypothèses, Hantush et Jacob (1965) ont obtenu l'équation suivante caractéristique du rabattement s , dans l'aquifère pompé :

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u, r/L) \quad (\text{VI.15})$$

L ou facteur de drainance de l'aquitard (en m) est donnée par :

$$L = \left(\frac{K \times b \times b'}{K_v} \right)^{1/2} \quad (\text{VI.16})$$

Ou b' est l'épaisseur de l'aquitard (m) et Kv sa conductivité hydraulique verticale (m/j), Q : débit de pompage (m³/j), b : épaisseur de l'aquifère semi-captif, T : transmissivité de l'aquifère semi-captif (m²/j), r : le rayon du puits (m) et W (u, r/l) la fonction de puits de Theis

La résolution graphique de Walton (1962) consiste à rechercher la meilleure coïncidence possible entre la courbe d'essai de l'aquifère semi-captif (courbe bi-logarithmique de s en fonction de t/r²) et les courbes types de Walton (courbe bi logarithmique de W (u, r/L) en fonction de r/L). Dans la zone de superposition un point pivot est choisi et les valeurs correspondants de W (u, r/L), 1/u, s et t/r² (ou t) sont notées. Connaissant ces valeurs et le débit du pompage Q de l'essai, la transmissivité (T) de l'aquifère pompé est déduite de l'équation (VI.17) :

$$T = \frac{Q}{4\pi s} W(u, r/L) \quad (\text{VI.17})$$

La courbe d'essai est alors superposée à une courbe type correspondant à une valeur de r/L, ce qui permet de déduire L, de calculer la résistance hydraulique (c) à l'écoulement de l'aquitard et, de calculer sa conductivité hydraulique verticale (K_v).

$$K_v = \frac{K \times b \times b'}{L^2} \quad (\text{VI.18})$$

VI.3.3.2. Méthode de calcul des flux d'eau échangés entre le bedrock et la plaine alluviale

L'objectif des essais de pompage de longue durée réalisés est de mettre en évidence l'existence d'une connectivité hydraulique entre les deux réservoirs et de calculer le flux d'eau échangé. Sur la base de la conductivité hydraulique verticale (K_v) de l'aquitard, le flux d'eau qui le traverse est un flux de Darcy donné par :

$$Q_{\text{aquitard}} = K_v \times A_{\text{aquitard}} \times \left(\frac{\Delta H}{b'} \right)_{\text{aquitard-plaine}} \quad (\text{VI.19})$$

En posant $\frac{1}{c} = \frac{K_y}{b'}$, l'équation VI.19 peut se réécrire :

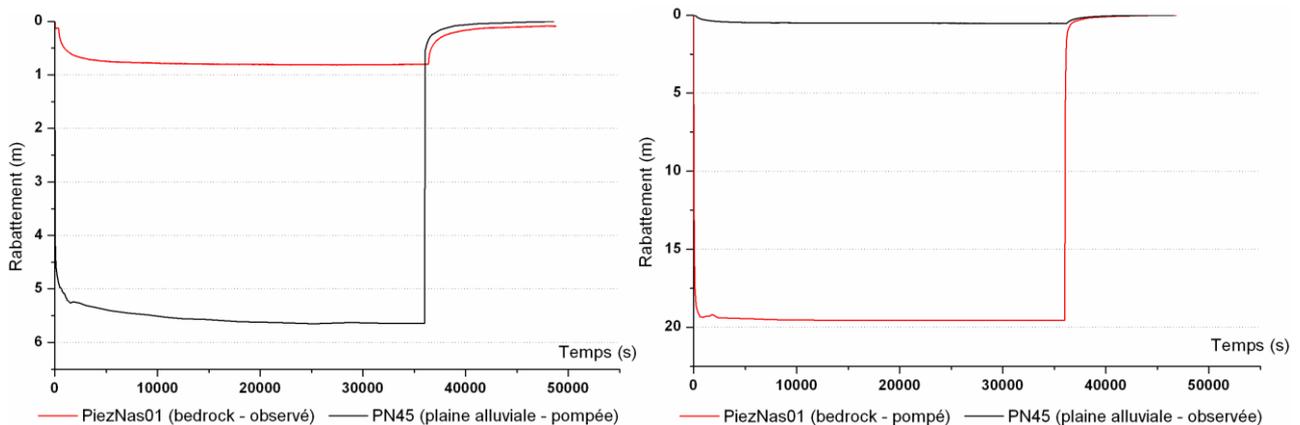
$$Q_{aquitard} = \frac{(\Delta H)_{aquitard-plaine} \times A_{aquitard}}{c} \quad (VI.20)$$

A : est la surface de l'aquitard, (m²), et $(\Delta H)_{aquitard-plaine}$ la différence de niveau piézométrique entre l'aquitard et la plaine alluviale (en m).

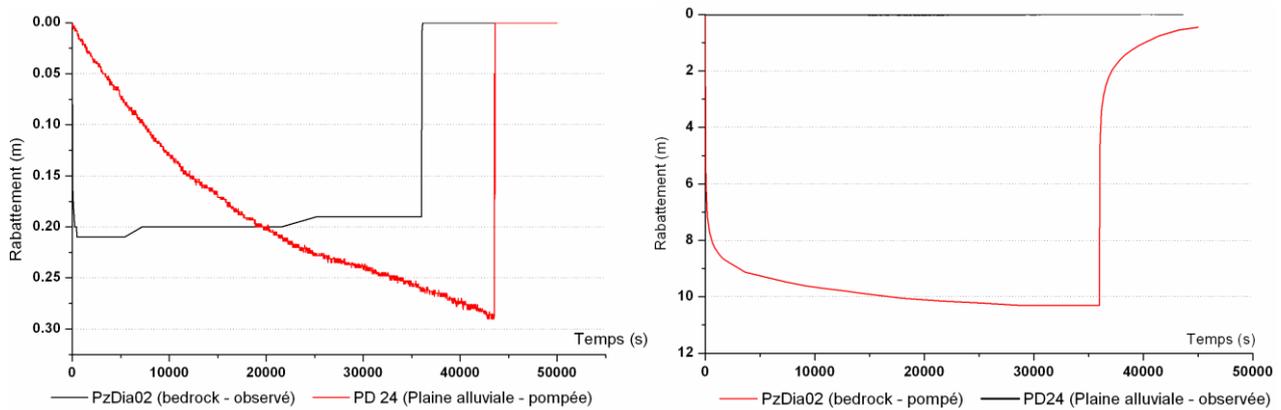
VI.3.3.3. Présentation des résultats

VI.3.3.3.1. Analyse des résultats

A l'exception de l'essai de pompage de longue durée réalisé dans la plaine alluviale au PD24 (site de Diaradougou), les courbes des rabattements en fonction du temps des 3 autres essais montrent un régime d'équilibre atteint au bout de 2 h 30 – 3 h de pompage quelque soit l'aquifère pompé (bedrock ou plaine alluviale) (Figure V.19). Il y a une influence du pompage d'un réservoir aquifère sur l'autre. Le rabattement induit dans le bedrock est plus significatif (0.85 m) à Kapkodougou lorsque le pompage a lieu dans le piézomètre « plaine alluviale (PN45)» mais faible dans le piézomètre « plaine alluviale » (0.53 m à Kapkodougou et moins de 0.1 m à Diaradougou), lorsque le bedrock est pompé. L'échange d'eau entre les deux aquifères est plus importante dans le sens « bedrock vers plaine alluviale » que l'inverse.



a) site de Kapkodougou



b) Site de Diaradougou

Figure VI.19. Essai de pompage longue durée sur des doublons de piézomètres « bedrock – plaine alluviale » à Kapkodougou et Diaradougou

La méthode de Walton s'applique aux essais réalisés dans l'aquifère semi-captif, ceux réalisés dans le bedrock aux deux sites étudiés sont donc interprétés. En superposant les courbes de rabattement (s) en fonction de t/r^2 aux courbes types de Walton, la transmissivité de la nappe semi-captive et les paramètres de drainance des aquitards sont estimés à partir des équations VI.16, VI. 17 et VI.20.

Le tableau VI.7 montre que la transmissivité de l'aquifère semi-captif à Kapkodougou est supérieure à celle de Diaradougou d'un facteur de 2.5. Quant à la couche semi-perméable le facteur de drainance L est plus élevé à Diaradougou (35 m) qu'à Kapkodougou (19.5 m). Cela traduit une plus grande résistance à l'écoulement de la couche semi-perméable à Diaradougou malgré sa faible épaisseur (1.75 m). Les flux d'eau échangés à Diaradougou devraient être négligeables comparés à ceux de Kapkodougou.

Tableau VI.7. Transmissivité de l'aquifère semi-captif et paramètres de la couche semi-perméable

Site	Ouvrage bedrock	Durée pompage	Débit Q pompé (m ³ /h)	Transmissivité (m ² /s)	Facteur de drainance de l'aquitard L (m)	Résistance hydraulique de l'aquitard C (jour)
Kapkodougou	PiezNas01	10 h	15.2	5E-05	19.5	95
Diaradougou	PDia02	10 h	13.4	2E-05	35	75

VI.3.3.3.2. Estimation des volumes d'eau échangés entre la plaine alluviale et le bedrock au travers des couches semi-perméables

La résistance hydraulique à l'écoulement et le facteur de drainance de l'aquitard étant connus, l'application de l'équation (VI.20) permet d'estimer les flux d'eau transitant par ces couches semi-perméables à Kapkodougou et à Diaradougou N°2. Pour ce faire une estimation de la surface de l'aquitard (A_{aquitard}) et des différences de niveau piézométrique entre l'aquitard et la plaine alluviale ($\Delta H_{\text{aquitard-plaine}}$) s'impose. En l'absence d'une cartographie détaillée de la couche aquitard, sa surface est considérée comme égale à celle de la plaine alluviale déduite de la cartographie géomorphologique.

- En amont de la zone d'étude, de Kapkodougou, à Dinderesso où les bilans d'eau dans le Kou et les mesures directes par seepage meters indiquent un apport d'eau du bedrock dans la plaine alluviale et le Kou via le système de fracture, la surface de l'aquitard (A_{aquitard}) est d'environ $6.86 \times 10^5 \text{m}^2$ et au site de ;
- Diaradougou N°2, de Dinderesso à Diaradougou canal, où la rivière perd et reçoit par endroit de l'eau souterraine, cette surface est d'environ $5.5 \times 10^6 \text{m}^2$.

$\Delta H_{\text{aquitard-plaine}}$ correspond aux différences de niveaux piézométriques entre les « piézomètres bedrock » et les « micropiezomètres plaine alluviale » mesurés pendant la contre saison au site considéré (voir annexe 8). A cet effet :

- $\Delta H_{\text{aquitard-plaine}} < 0$ supposera un flux plaine alluviale \rightarrow bedrock et ;
- $\Delta H_{\text{aquitard-plaine}} > 0$ supposera un flux bedrock \rightarrow plaine alluviale.

$\Delta H_{\text{aquitard-plaine}}$ est positif en amont de la zone d'étude (Kapkodougou à Dinderesso) et serait de l'ordre de 1.25 m alors qu'à l'aval (Dinderesso à Diaradougou canal) il est tantôt positif (0.17 m) tantôt négatif (-0.13 m).

Partant de ces estimations, le tableau VI.8 montre que pendant la contre saison (décembre à avril) la plaine alluviale recevrait en amont de la zone d'étude $9.27 \times 10^5 \text{m}^3$ d'eau du bedrock, alors qu'en aval, même si elle est globalement gagnante ($2.24 \times 10^5 \text{m}^3$), elle perd par endroit de l'eau au profit du bedrock ($-7.27 \times 10^5 \text{m}^3$).

Tableau VI.8. Volumes d'eau échangés entre le bedrock et la plaine alluviale à Kapkodougou et à Diaradougou de décembre à avril

Site	Rapport Kv/b' (j ⁻¹)	Surface de l'aquitard (m ²)	ΔH (m)	Flux d'eau échangé (Qaquitard en m ³ /j)	Volume d'eau échangé (en m ³) de décembre à avril	Sens des échanges
Kapkodougou	7.2E-03	6.86E+05	1.25	6.14E+03	9.27E+05	Bedrock → Plaine
Diaradougou	1.3E-02	2.77E+06	-0.13	-4.82E+03	-7.27E+05	Plaine → Bedrock
		2.77E+06	0.17	6.30E+03	9.51E+05	Bedrock → Plaine
		5.54E+06	0.04	1.48E+03	2.24E+05	Bedrock → Plaine

A ce stade, il reste entendu que la précision de ces chiffres est très discutable. Les grosses approximations dans l'estimation de la surface et de l'épaisseur de l'aquitard (A_{aquitard}) peuvent biaiser les calculs et conduire à des résultats erronés. Une estimation rigoureuse de A_{aquitard} passe par une cartographie 3D des hétérogénéités des couches aquitard et/ou par des méthodes de corrélation litho stratigraphique de log de forage ou de prospection géophysique.

En conclusion, cette étude montre qu'il existe bien une connexion hydraulique entre le bedrock et la plaine alluviale, caractérisée essentiellement par des échanges de flux d'eau entre les deux réservoirs. Elle fournit une approximation grossière des volumes d'eau reçus par la plaine alluviale pendant la contre saison : ils sont de l'ordre de $9.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ en amont de la zone d'étude contre $2.2 \times 10^5 \text{ m}^3$ en aval.



**PARTIE IV : EQUATION BILANTAIRE ET MODELE
DE FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DE
LA PLAINE ALLUVIALE- DISCUSSIONS,
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES**

Chapitre VII : résolution de l'équation bilantaire et modèle conceptuel du fonctionnement de la plaine alluviale

VII.1. Objectif

L'objectif de cette partie est de « boucler la boucle » des différents termes du bilan d'eau de la plaine alluviale et, sur cette base, proposer un modèle de fonctionnement hydrogéologique de cette plaine alluviale en rapport avec les eaux de surface (Kou) et les aquifères sédimentaires profonds (bedrock).

VII.2. Rappel de l'équation bilan des variations d'eau dans la plaine alluviale

VII.2.1. Formulation

Pour rappel, le bilan d'eau dans la plaine alluviale au cours du temps, tenant compte de ses interactions avec le bedrock et le Kou, est traduit par l'équation II.4 (Cf. Chapitre II):

$$\frac{\Delta V_{PA}}{\Delta t} = \Delta Q_{BR/PA} + \Delta Q_{K/PA} + R - Q + \Delta Q_{PA}$$

Dans cette équation, le terme $\Delta Q_{BR/PA}$ représente les transferts d'eau entre le bedrock et la plaine alluviale ce qui correspond à : $\Delta Q_{PA/BR} = Q_{BR \rightarrow PA} - Q_{PA \rightarrow BR}$; le terme $\Delta Q_{K/PA}$ représente les transferts d'eau entre le Kou et la plaine alluviale et correspond à : $\Delta Q_{K/PA} = Q_{K \rightarrow PA} - Q_{PA \rightarrow K}$; le terme R représente la recharge directe des aquifères souterrains par les eaux de pluie ; le terme Q représente les prélèvements d'eau souterraine dans la plaine alluviale. Tenant en compte l'erreur de fermeture (ξ) du bilan en eau de la plaine alluviale, l'Equation II.4 peut se réécrire comme suit :

$$Q_{BR \rightarrow PA} + Q_{Kou \rightarrow PA} + R + \Delta Q_{PA} = Q_{PA \rightarrow BR} + Q_{PA \rightarrow Kou} + Q + \varepsilon \quad (VII.1)$$

La plaine alluviale a été assimilée à la zone inondable du Kou, limitée par des roches en place (buttes, plateaux) supposées relativement imperméables. Il n'existe donc pas d'apports latéraux d'eau, ΔQ_{PA} est donc négligeable et l'Equation (VII.1) peut donc s'écrire :

$$Q_{BR \rightarrow PA} + Q_{Kou \rightarrow PA} + R = Q_{PA \rightarrow BR} + Q_{PA \rightarrow Kou} + Q + \varepsilon \quad (VII.2)$$

La résolution du bilan d'eau de la plaine alluviale sera basée sur l'équation VII.2.

VII.2.2. Période pour laquelle les termes du bilan sont estimés

D'un point de vue temporel, les différents termes de l'équation bilan des variations d'eau dans la plaine alluviale décrivent des phénomènes se passant temporellement à des moments différents,

- la recharge se déroule en saison hivernale (juillet à octobre),
- les prélèvements d'eau souterraine pour l'irrigation dans la plaine alluviale se font uniquement en saison sèche (novembre à avril),
- les transferts d'eau entre la plaine alluviale et le bedrock ou le Kou se déroulent aussi bien en saison sèche qu'en saison hivernale.

A l'exception de la recharge, la période commune à l'ensemble des termes de l'équation de bilan couvre les mois de décembre à avril, matérialisée par la couleur grise dans le Tableau VII.1. Le calcul du bilan se fera sur base des valeurs des paramètres estimés durant cette période.

La recharge se déroule toutefois en période hivernale. On fera donc l'hypothèse que la recharge permet l'accumulation en début de saison sèche (novembre), d'un stock en eau important pour les aquifères souterrains et que cette réserve ne se vidange qu'à partir du début de la saison sèche.

Tableau VII.1. Période concernée par les différents termes de l'équation bilantaire des variations d'eau dans la plaine alluviale.

Légende : noire + grise : période au cours de laquelle la composante est active, grise seule : période de calcul de l'équation bilantaire

Termes de l'équation du bilan d'eau dans la plaine alluviale	Contre saison (saison sèche)						Hivernage (saison des pluies)						
	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aou	Sept	Oct	Nov
1. Transfert d'eau entre la plaine alluviale et le bedrock ($AQ_{BR/PA}$)													
2. Transferts d'eau entre la rivière Kou et la plaine alluviale ($AQ_{K/PA}$)													
3. Prélèvement opérés par les agriculteurs (Q_{PA})													
Prélèvement d'eau dans la plaine alluviale													
Besoins en eau des plantes													
4. Recharge directe des aquifères souterrains (R)													

VII.2.3. Paramètres d'entrée de l'équation de bilan des variations d'eau dans la plaine alluviale

Parmi les termes de l'équation bilantaire, la recharge (R), les transferts d'eau entre le Kou et la plaine alluviale ($Q_{Kou \rightarrow PA}$, $Q_{PA \rightarrow Kou}$) et les prélèvements d'eau dans la plaine alluviale (Q) ont été estimés chacun par deux approches différentes (Tableau VII.2). Suivant les principes, formulations, et hypothèses de calcul choisis pour chaque approche. La pertinence des résultats a été discutée dans les chapitres précédents.

A ce titre, pour la résolution de l'équation bilantaire et la proposition d'un modèle explicatif du fonctionnement hydrogéologique de la plaine alluviale, les termes admis sont (i) la recharge fournie par la méthode de l'ETP FAO 56 de Penman-Montheih, (ii) l'estimation des volumes d'eau échangés entre la plaine alluviale et le Kou par les approches de bilan d'eau sur la rivière, (iii) la quantification des volumes d'eau prélevés dans la plaine alluviale par les ouvrages agricoles (puisards et puits) et, (iv) l'estimation des volumes d'eau échangés entre le bedrock et la plaine alluviale par les essais de pompage.

Tableau VII.2. Gamme de valeurs des paramètres de l'équation bilantaire

Paramètres de l'équation bilantaire	Amont de la zone d'étude: Nasso - Kapkodougou - Dinderesso		Aval de la zone d'étude : Sossogona - Diaradougou	
	Valeur d'entrée du bilan (m ³)	Valeur marginale (m ³)	Valeur d'entrée du bilan (m ³)	Valeur marginale (m ³)
1. Transfert d'eau entre la plaine alluviale et le bedrock ($\Delta Q_{BR/PA}$)	9.27E+05		2.24E+05	
2. Transferts d'eau entre la rivière Kou et la plaine alluviale ($\Delta Q_{K/PA}$)	-4.85E+06		7.43E+06	
3. Prélèvement opérés par les agriculteurs (Q)				
Prélèvement d'eau dans la plaine alluviale	0.00E+00		-4.14E+06	
Besoins en eau des plantes	0.00E+00			-2.68E+06
4. Recharge directe des aquifères souterrains (R)				
Méthode FAO 56 de Penman - Montehih	5.09E+04		4.11E+05	

Les différents termes de l'équation de bilan des variations d'eau dans la plaine alluviale sont présentés pour la zone amont et aval et à l'échelle de la zone d'étude de Kokoroué à Diaradougou.

VII.3. Solution de l'équation bilantaire de la plaine alluviale

Le Tableau VII.3 fournit les paramètres d'entrée et les résultats de l'équation bilantaire de la plaine alluviale au cours de la saison sèche de décembre à avril.

Tableau VII.3. Résultats de l'équation du bilan d'eau dans la plaine alluviale (décembre à avril)

Légende. PA \leftrightarrow Kou : transferts d'eau entre la plaine alluviale et le Kou ; Bedrock \leftrightarrow PA : transferts d'eau entre la plaine alluviale et le Bedrock ; R : recharge directe par les eaux de pluie ; Q_{PA} : prélèvements directs d'eau souterraine dans la plaine alluviale, (+) la plaine alluviale reçoit (-) elle perd de l'eau, ξ : erreur de fermeture du bilan

PA \rightarrow \leftarrow Kou (m ³)		Bedrock \leftrightarrow PA (m ³)		R (m ³)		Q _{PA} (m ³)		ξ (m ³)
Amont	Aval	Amont	Aval	Amont	Aval	Amont	Aval	
-4.85E+06	7.43E+06	9.27E+05	2.24E+05	5.09E+04	4.11E+05	0.00E+00	-4.14E+06	5.3E+04

Le tableau VII.3 montre: (i) un stockage d'eau (couleur bleue) de 3.9×10^6 m³ dans la plaine alluviale, assuré à environ 82% par le Kou, 13% par le bedrock et 5% par la recharge. Sachant que le Kou est alimenté directement par le bedrock ou via les sources de Nasso/Guinguette, la contribution totale du bedrock au stockage d'eau dans la plaine alluviale serait de 95% et ; (ii) un déstockage d'eau (couleur rouge) dû à la décharge de la plaine alluviale dans le Kou (54%) en amont de la zone d'étude et, aux prélèvements d'eau souterraine dans la plaine alluviale pour l'irrigation (46%) en aval.

À l'échelle de toute la zone d'étude le bilan global accuse une erreur de fermeture de l'ordre 5.3×10^4 m³ soit 0.6% environ du volume d'eau stocké/destocké dans la plaine alluviale. Quoique négligeable, cette erreur révèle en partie les incertitudes liées à l'estimation des différents termes du bilan. A cela, l'estimation des transferts d'eau « bedrock vers plaine alluviale » reste entachée de quelques approximations liées à la régionalisation sur base de quelques essais localisés (i) des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère du bedrock semi-captif et des paramètres hydrauliques de l'aquitard, (ii) des différences de niveaux piézométriques « bedrock - plaine alluviale ».

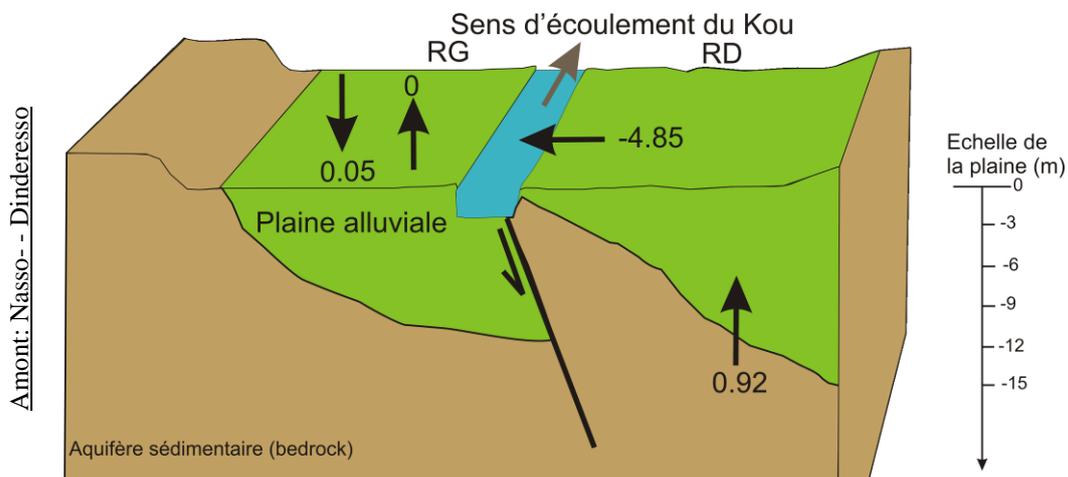
Quant à l'estimation des volumes d'eau du Kou drainés par la plaine alluviale, quelques hypothèses simplificatrices ont été admises notamment (i) les apports et sorties d'eau latérales d'eau dans la rivière supposés nuls en saison sèche, nonobstant les pertes d'eau par endroits du Kou dues aux canaux de dérivations et, (ii) l'évaporation de l'eau à la surface libre du Kou supposée nulle avant le lever du soleil. La contribution de la recharge au stockage d'eau dans la plaine alluviale par les eaux de pluie reste négligeable (5%). Même si l'estimation de la recharge à partir de l'ETP FAO 56 de Penman Montheih est assez rigoureuse, il n'en demeure pas moins que la valeur de recharge calculée pourrait être surévaluée du fait de la sous-

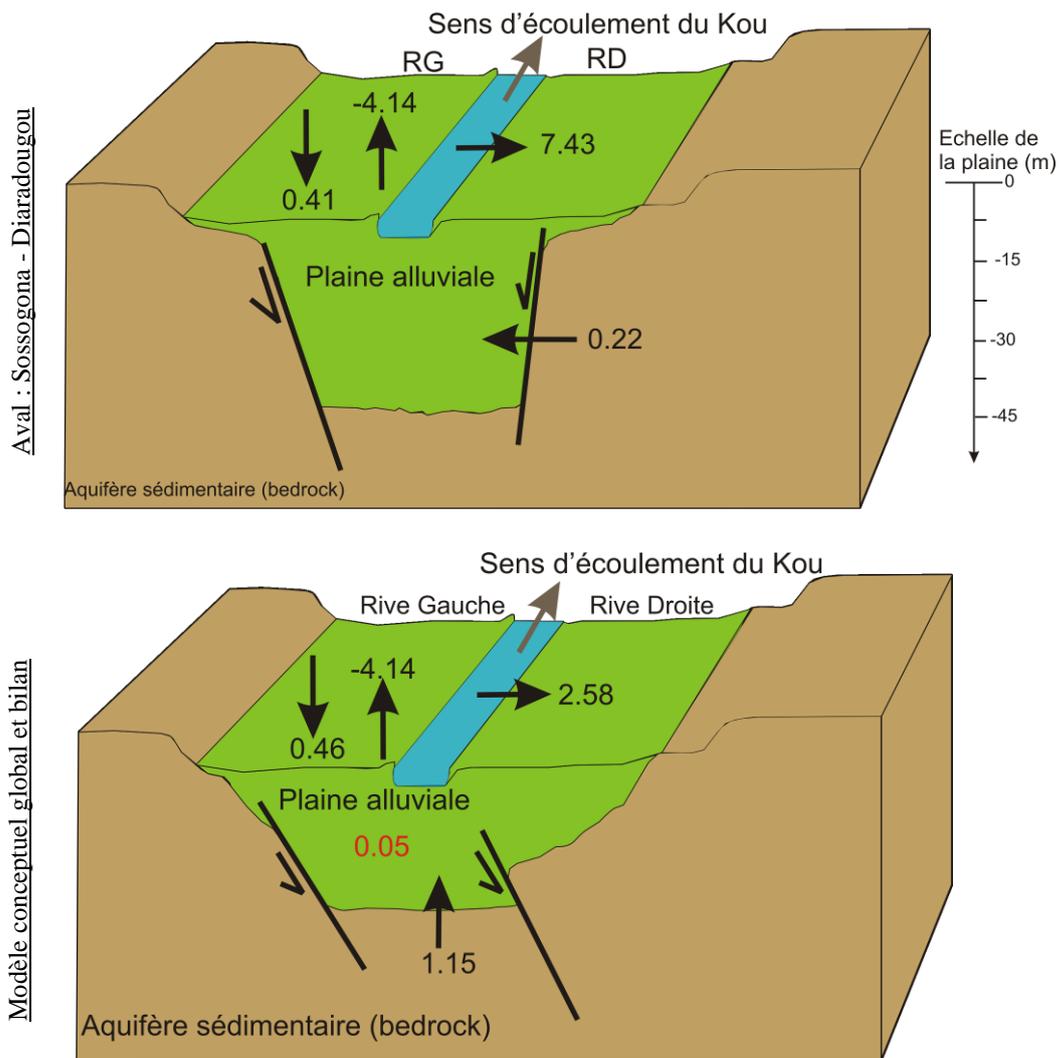
estimation du ruissellement. Enfin le terme Q_{PA} qui représente les prélèvements d'eau souterraine dans la plaine alluviale pour l'irrigation pourrait être sous-évalué, il ne prend pas en compte l'irrigation des petites cultures ou de celles faites en associations avec les cultures principales sur des superficies modestes (cf chapitre V).

Malgré les fortes approximations et incertitudes liées à l'estimation des différents termes de l'équation VII, et l'erreur relative de fermeture du bilan constatée, le tableau VII.3 montre qu'il existe globalement de l'eau emmagasinée dans la plaine alluviale de l'ordre $3.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ en saison sèche, de décembre à avril, et principalement à l'aval de la zone d'étude. Cette eau est réutilisable pour l'irrigation.

VII.4. Modèle de fonctionnement hydrogéologique de la plaine alluviale

Au regard des résultats de l'équation du bilan d'eau dans la plaine alluviale, le modèle de fonctionnement hydrogéologique de la plaine alluviale peut être assimilé à celui d'un « réservoir capacitif » avec une fonction de stockage – drainage. Le schéma conceptuel qui en découle peut être représenté par la Figure VII.3.





Le dernier bloc diagramme n'est pas à l'échelle

Figure VII.3. Modèle conceptuel des échanges plaine alluviale – bedrock – Kou à l'échelle de la zone d'étude (les valeurs sont en $10^6 m^3$)

En début de saison sèche, au mois de novembre, la plaine alluviale emmagasine le surplus d'eau de pluie qui, après prélèvement de l'évapotranspiration et du ruissellement, recharge les eaux souterraines. A ce premier emmagasinement, s'ajoute en amont de la zone d'étude (localités de Nasso, Kapkodougou à Dinderesso), un second stock d'eau souterraine logée dans le bedrock. Elles se déchargent continuellement dans la plaine alluviale via le système de fracturation des aquifères sédimentaires du bassin du Kou qui permet la mobilisation, l'emmagasinement et le drainage des eaux souterraines profondes vers la surface. Les eaux emmagasinées dans la plaine alluviale sont drainées partiellement par le Kou. Le Kou est par ailleurs alimenté directement par le bedrock sur les tronçons de son lit où il affleure ou, indirectement, via les sources de Nasso/Guingette.

En aval de la zone d'étude, le Kou se vidange progressivement au profit de la plaine alluviale. Le stockage d'eau dans la plaine alluviale est dépendant à près de 95% des transferts d'eau venant du Kou, et à 2.5% de la contribution du bedrock. A la différence de la partie amont, où elle est constituée de matériaux sablo-argileux faiblement épais (2 - 15 m), en aval de la zone d'étude, la plaine alluviale est très encaissée : elle se présente sous forme de « graben » constitué de matériaux essentiellement argileux, latéritiques et du bedrock altéré/déconsolidé assez épais (15 - 45 m). Ces matériaux présentent d'assez bonnes caractéristiques hydrodynamiques (transmissivité de l'ordre de 10^{-4} m/s et coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 10^{-1} à 10^{-2}), favorables d'une part, au stockage d'importants volumes d'eau et d'autre part, à la constitution d'un aquifère alluvial potentiellement intéressant (du point de vue mobilisation de l'eau). Dans cette partie aval de la zone d'étude, le volume d'eau stocké dans la plaine alluviale est facilement accessible, à moins de 1 m de profondeur. Quasi inexistantes en amont de la zone d'étude, les prélèvements d'eau souterraine dans la plaine alluviale pour l'irrigation doivent satisfaire des surfaces agricoles plus importantes. Ces prélèvements sont prépondérants et au cours de la saison sèche contribuent à déstocker progressivement le volume d'eau emmagasiné dans la plaine alluviale.

VII.5. Apport du bilan en eau de la plaine alluviale dans la compréhension des conflits des usages en eau dans le bassin du Kou

Un des objectifs de ces travaux est de s'assurer de la disponibilité des ressources en eau souterraines de la plaine alluviale pour les usagers agricoles installés le long du Kou dans la zone d'étude et en aval dans le périmètre irrigué de Bama. La Figure VII.4 illustre la structure des conflits d'usage des eaux souterraine et des eaux de surface (Kou) tenant compte des résultats du bilan d'eau de la plaine alluviale.

Il ressort des études antérieures que (i) les volumes d'eau souterraine du bedrock prélevés par l'ONEA (source ONEA1 et forages ONEAF2 par l'ONEF1) pour l'approvisionnement en eau potable de la ville de Bobo-Dioulasso ne font que s'accroître d'année en année : 250 m³/h (2001) ; 915 m³/h (2005) et 1250 m³/h (2010) (ESO, 2011; Lorenzini G., 2008) ; (ii) les volumes d'eau prélevés par les sociétés industrielles (Brakina, Sofitex...) sont méconnus car gardés confidentiels et enfin ; (iii) les prélèvements d'eau pour l'hydraulique villageoise d'environ 0.4 m³/h. Malgré ces prélèvements des eaux souterraines du bedrock, le bilan en eau de la plaine alluviale montre que le bedrock demeure un « magasin d'eau » capable de

soutenir pendant la saison sèche les débits du Kou qu'il alimente directement et indirectement via les sources et la plaine alluviale. Toutefois, la mise en service des deux forages artésiens de « gros débits » ($200 \text{ m}^3/\text{h}$ et $240 \text{ m}^3/\text{h}$) réalisés en 2012 par l'ONEA en amont de la zone d'étude (site de Kapkodougou) pourrait influencer la dynamique et les volumes d'eau échangés entre la plaine alluviale et les aquifères du bedrock. Il est donc capital d'étudier et quantifier au mieux les transferts d'eau entre ces deux réservoirs tant par secteurs de zones agricoles qu'à l'échelle de tout le bassin. Ceci pourrait se faire par des essais de pompages sur les doublets de piézomètres « bedrock – plaine alluviale », par la quantification des apports d'eau de mélange provenant de plusieurs sources ou par des approches de type « end members mixing analysis » (Carrera et al., 2004a; Christophersen et Hooper, 1992). Quant à la décharge indirecte du bedrock dans le Kou via la plaine alluviale, elle est d'environ $255 \text{ m}^3/\text{h}$ en amont de la zone d'étude et $62 \text{ m}^3/\text{h}$ en aval soit un total de $317 \text{ m}^3/\text{h}$ à l'échelle de toute la zone d'étude.

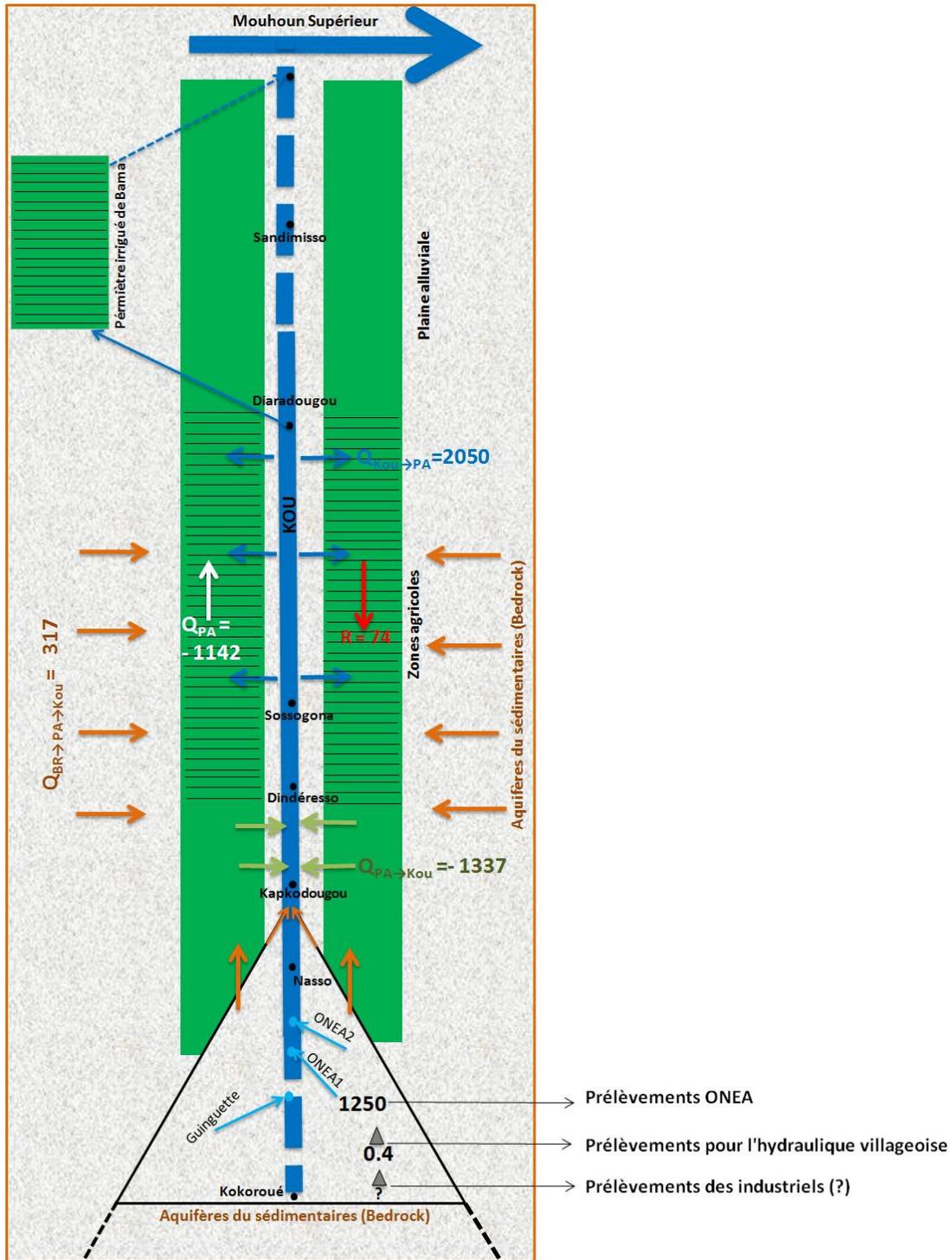


Figure VII.4. Structure des conflits d'usage des ressources en eau dans la zone d'étude (Kokoroué à Diaradougou) tenant compte du bilan en eau de la plaine alluviale.

Les unités des différentes valeurs présentées sont en m^3/h . Légende. $Q_{PA \rightarrow Kou}$: transferts d'eau de la plaine alluviale vers le Kou (\rightarrow); $Q_{Kou \rightarrow PA}$: transferts d'eau du Kou vers la plaine alluviale (\leftarrow); $Q_{Br \rightarrow PA \rightarrow K}$: transferts d'eau du bedrock vers la plaine alluviale et le Kou (\rightarrow); R : recharge directe par les eaux de pluie (\rightarrow); Q_{PA} : prélèvements directs d'eau souterraine dans la plaine alluviale (flèche blanche), (+) la plaine alluviale reçoit (-) elle perd de l'eau

Chapitre VIII : Discussion générale – conclusions et perspectives

VIII.1. Principaux résultats

L'objectif principal de la thèse est d'évaluer si les ressources en eau de la plaine alluviale constituent une ressource alternative ou complémentaire aux eaux de surface (rivière Kou) pour l'irrigation. Cet objectif principal s'accompagne d'objectifs spécifiques qui sont (i) de comprendre le fonctionnement hydrogéologique de la plaine alluviale, (ii) de caractériser les conditions d'écoulement dans la plaine alluviale, (iii) d'évaluer les échanges « plaine alluviale – rivière » et « plaine alluviale – bedrock ». In fine, il s'agit d'établir un premier bilan hydrogéologique de la plaine alluviale en vue d'évaluer son potentiel pour l'irrigation. Pour atteindre ces objectifs il a fallu au préalable cartographier l'extension latérale et verticale des hétérogénéités de la plaine alluviale. Pour ce faire, l'approche cartographique basée sur l'hydrogéomorphologie a permis de reconnaître et délimiter l'extension latérale des différentes unités fonctionnelles de la plaine alluviale (lit mineur, moyen, majeur, majeur exceptionnel et glacis de pente inférieur hydromorphe). Quant aux techniques de prospection géophysique basées sur la tomographie de résistivité électrique et le bruit sismique H/V, elles ont permis de déterminer la nature des dépôts, leur extension en profondeur et leur implication hydrogéologique dans la constitution d'un aquifère alluvial potentiellement intéressant. La géométrie de la plaine alluviale étant connue, le choix et l'installation d'un réseau de monitoring des eaux souterraine et des eaux de surface et de stations de jaugeages des débits du Kou, ont permis d'acquérir un nombre important de données et d'utiliser une approche multidisciplinaire pour étudier et quantifier les variations d'eau dans la plaine alluviale en relation avec le Kou et les eaux des aquifères sédimentaires profonds. Ces approches ont consisté en une étude de l'hydrodynamisme de la plaine alluviale (piézométrie, paramètres hydrodynamiques) en tant que réservoir isolé ou en interaction avec le Kou ou le bedrock. Des analyses corrélatoires des variations des niveaux piézométriques de la plaine alluviale et du bedrock, ou des niveaux d'eau du Kou, ont permis d'apprécier qualitativement les interactions entre ces différents réservoirs. La quantification des prélèvements d'eau souterraine dans la plaine alluviale pour l'irrigation et l'estimation de la recharge directe des eaux de pluie ont permis de connaître les volumes d'eau exploitables et renouvelables de la plaine alluviale. Quant aux volumes d'eau échangés entre la plaine alluviale, le bedrock et le Kou, les techniques basées sur des bilans d'eau de la rivière, couplées à des mesures directes par « seepage meters » ont permis de déceler les sections où le Kou gagne ou perd de l'eau au

détriment ou au profit des eaux souterraines. L'apport de l'hydrochimie a permis d'une part de comprendre que le Kou est alimenté directement par le bedrock ou indirectement via les sources de Nasso/Guinguette, d'autre part de déceler les transferts d'eau entre le bedrock et la plaine alluviale. Les flux d'eau entre ces réservoirs ont pu être estimés, ce qui a permis, in fine, de résoudre l'équation bilantaire des variations d'eau dans la plaine alluviale pendant la contre-saison, de novembre à avril. Il ressort de cette résolution que la plaine alluviale stocke une quantité importante d'eau à l'aval de la zone d'étude pouvant servir de ressource alternative aux eaux du Kou pour l'irrigation agricole de contre-saison (novembre à avril). Le modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique de la plaine alluviale en relation avec le Kou et le bedrock assimile la plaine alluviale à un réservoir capacitif avec une fonction de stockage-drainage. Elle stocke l'eau du bedrock en amont de la zone d'étude qu'elle déstocke ensuite dans la rivière Kou. En aval de la zone d'étude, le Kou réalimente la plaine alluviale constituée essentiellement de dépôts argilo-latéritiques et du bedrock altéré et déconsolidé, contexte géologique favorable à l'emmagasinement et à la mobilisation d'importants volumes d'eau souterraine.

VIII.2. Améliorations des différentes approches employées pour l'étude de la plaine alluviale

VIII.2.1. Cartographie des hétérogénéités des dépôts de la plaine alluviale

La cartographie des différentes unités géomorphologiques de la plaine alluviale par la méthode dite « hydrogéomorphologie » a permis d'estimer l'extension latérale des unités fonctionnelles et encaissantes de la plaine alluviale à l'échelle de la zone d'étude et du bassin du Kou. Quant aux techniques géophysiques, elles ont permis d'approcher au mieux l'extension en profondeur des matériaux alluvionnaires et des matériaux provenant du bedrock déconsolidé et fracturé et de comprendre l'interaction entre ces formations superficielles et les formations profondes. Les profils géophysiques n'ayant pas couvert toute la zone d'étude, des profils complémentaires sur des secteurs favorables à l'implantation de forage pour l'irrigation devraient être envisagés dans le futur : cela permettra en outre de disposer du maximum de données nécessaires à une cartographie 3D des hétérogénéités verticales et latérales de la plaine alluviale.

VIII.2.2. Etude de l'hydrodynamisme de la plaine alluviale

Des campagnes de mesures ponctuelles ont permis de suivre l'évolution de la piézométrie et de quantifier les paramètres hydrodynamiques (transmissivité, conductivité hydraulique, coefficient d'emménagement) de la plaine alluviale. Le suivi à pas régulier (hebdomadaire, quotidien, horaire) des niveaux piézométriques de la plaine alluviale, des eaux souterraines renfermées dans le bedrock et des niveaux d'eau du Kou ont permis d'apprécier qualitativement les interactions entre la plaine alluviale et les deux autres réservoirs (Kou, bedrock). Toutefois des suivis à long terme et spatialement bien repartis sont nécessaires pour confirmer et valider les directions de transferts d'eau déjà identifiées entre les 3 réservoirs.

VIII.2.3. Quantification des prélèvements agricoles d'eau souterraine dans la plaine alluviale

Cette étude a montré que les besoins en eau des principales exploitations agricoles (banane, chou, maïs, papaye, oignon, aubergine) et les volumes d'eau réellement pompés dans les puits et puisards agricoles sont concordants. Toutefois, ce travail devrait être complétée par une estimation des volumes d'eau consommés ou prélevés pour l'irrigation des petites cultures ou de celles faites en association (piment, concombre, tomate, gombo, poivron, courgette, patates, haricot vert...) qui n'ont pas été intégrées ici. En outre, au regard des changements de types de cultures et de superficies irriguées d'une année à l'autre ce type d'étude devrait être régulièrement actualisé.

VIII.2.4. Estimation de la recharge

Une première estimation de la recharge à l'échelle de la plaine alluviale a été réalisée, tenant compte des caractéristiques morpho-pédologiques des sols et partant de deux valeurs d'ETP calculées avec les méthodes de Thornthwaite et FAO 56 de Penman-Montheih. Les résultats obtenus ont montré des différences pouvant atteindre des facteurs multiplicatifs de 2.4 à 2.8 des valeurs de recharge estimées, surtout pour les décennies alternativement sèches et humides de 1981 à 2010. Ces différences sont dues aux choix des méthodes d'estimation de l'ETP d'une part et, d'autre part à la sous-estimation du ruissellement. Il va sans dire que le choix d'autres méthodes applicables en zone aride et semi-aride telles que les bilans chlorurés, les techniques de traçage chimique basées par exemple sur la datation du

deutérium, le « profiling » des chlorures de la surface du sol jusqu'à la nappe pourront être utilisées en complément de la méthode du bilan hydrologique dont la précision des paramètres climatiques requis pour son application est souvent approximative.

VIII.2.5. Quantification des échanges d'eau entre le Kou, la plaine alluviale et le bedrock

Les approches par bilan d'eau à l'échelle de la rivière ont permis de mettre en évidence et d'estimer par tronçons de rivière, les flux d'eau échangés entre le Kou et les eaux souterraines renfermées dans les aquifères sédimentaires profonds ou dans la plaine alluviale. Les résultats obtenus par cette méthode ont été complétés et validés par des mesures directes sur la rivière au moyen de compteurs d'infiltration (seepage meters). Le modèle de « seepage meter » utilisé dans la présente étude a révélé des écarts de flux d'eau calculés pouvant aller du simple au double voire plus pour des mesures répétées sur le même site. Cela sous-entend la présence d'erreurs dans les mesures. A cet effet, les résultats obtenus dans cette étude devraient être comparés avec d'autres dispositifs de seepage meters plus robustes.

VIII.2.6. Apport de l'hydrochimie à la compréhension des interactions Kou, bedrock et plaine alluviale

L'analyse hydrochimique des eaux échantillonnées dans les 4 réservoirs (Kou, bedrock, sources, plaine alluviale) a montré que la chimie des eaux du Kou est intermédiaire entre celles des sources et du bedrock : le bedrock alimenterait le Kou soit directement, soit indirectement via les sources de Nasso/Guinguette. De même, l'analyse hydrochimique a confirmé les transferts d'eau entre le bedrock et la plaine alluviale. Ces résultats pourraient être corroborés par d'autres techniques d'analyses de données multi-variées telles que les matrices auto-organisantes (SOMs) de Kohonen (1990), l'analyse factorielle discriminante (AFD) (Bouroche et Saporta, 2006; Lefebvre, 1977; Mudry, 1991).

VIII.2.7. Quantification des transferts d'eau entre la plaine alluviale et le bedrock

Les essais de pompage de longue durée à débit unique réalisés sur des doublons de piézomètres « plaine alluviale et bedrock » ont montré qu'il existe une connexion hydraulique entre ces deux réservoirs, avec essentiellement une alimentation de la plaine alluviale par le

bedrock. Toutefois, ces essais sont très localisés. Ils sont donc difficilement extrapolables à l'échelle de la zone d'étude. A cet effet des essais de pompages additionnels sur un réseau plus dense de doublons de piézomètres bedrock – plaine alluviale devraient être envisagés afin de confirmer et d'affiner les résultats déjà obtenus.

VIII.3. Conclusions et perspectives

Les différentes approches d'étude de la plaine alluviale en relation avec le bedrock et le Kou montrent qu'elle se comporte comme un réservoir capacitif capable de stocker et de drainer l'eau des aquifères sédimentaires profonds. Dans la perspective d'une utilisation systématique et à long terme des eaux souterraines de la plaine alluviale pour l'irrigation, l'estimation des volumes d'eau stockés depuis les aquifères sédimentaires profonds doit être améliorée. Cela suppose au préalable une :

- (i) une densification du réseau de suivi des eaux souterraines dans la plaine alluviale et
- (ii) la réalisation d'essais de pompage supplémentaires « bedrock - plaine alluviale » pour caractériser au mieux les paramètres hydrodynamiques des aquifères semi-captifs du bedrock et les paramètres hydrauliques des couches semi-perméables séparant les deux réservoirs (superficiels et profonds).

Ces estimations complémentaires permettront de calculer par tronçons de zone agricole, les volumes d'eau réellement échangés entre ces deux réservoirs. Partant de là, les stocks en eau totaux de la plaine alluviale pourront être mieux évalués et des scénarii de gestion et de mobilisation de cette ressource en eau pour les usages agricoles pourront être proposés.

ANNEXES

Annexe 1: fiche pédo-morphologique

Annex 2: appendix note of geophysics results

Annexe 3 : mémento technique de réalisation des micropiézomètres

Annexe 4 : Formules et principes théoriques pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP), de l'évapotranspiration réelle et de l'infiltration efficace ou recharge (R)

Annexe 5 : récapitulatif des paramètres du bilan calculés selon les valeurs d'ETP thornthwaite et Penman de 1961 à 2010 à la station de Bobo Dioulasso

Annexe 6 : mesures de débits aux stations des « Sources de Nasso/Guinguette », Kapkodougou, Dinderesso, Sossogona 1, Sossogona 2, Sossogona 3, Sossogona 4, Sossogona 5, Diaradougou canal

Annexe 7 : résultats de l'analyse physico-chimiques des échantillons d'eau du Kou, des sources, de la plaine alluviale et des sacs collecteurs des seepage meters. Eléments chimiques exprimés en en méq/l

Annexe 8 : valeurs de $(\Delta H)_{\text{aquitard-plaine}}$ au site de a) Diaradougou N°2 et b) Kapkodougou

Annexe 1: fiche pédo-morphologique

Fiche de description Pédologique/Géomorphologique

Description Pédologique

		Influence humaine	
Unité géomorphologique		Roche mère	
Numéro du profil		Drainage	
Date de description		Nappe	
Code du point levé		Etat hydrique	
Localisation		Affleurement Roche/Cuirasse	
Végétation/TUT'S		Epannage Grav/Cailloux	
Physiographie		Erosion	
Topographie environnementale		Profondeur du profil	
Pente		Couleur du sol	
Micro-topographie		Couverture végétale	
<u>Commentaire :</u>			

Description Géomorphologique

Nature du sol en surface		Limite de versant	
Description de la carotte de 0-100cm		Limite de talus	
Pente du terrain		Bras de décharge	
Bourrelet de berge		Axes d'écoulements	
Zone de transition entre unité	Nette	Chenaux de ruissellement	
	Peu nette	Limites d'érosion des berges	
	Sinueuse et irrégulière	Cône de déjection	
laisse de crue		Atterrissement	
Erosion		Éléments de relief résiduel	
<u>Commentaire :</u>			
□			

Annex 2: appendix note of geophysics results

2.1. Analysis and interpretations of results

2.1.1. Kokoroue site

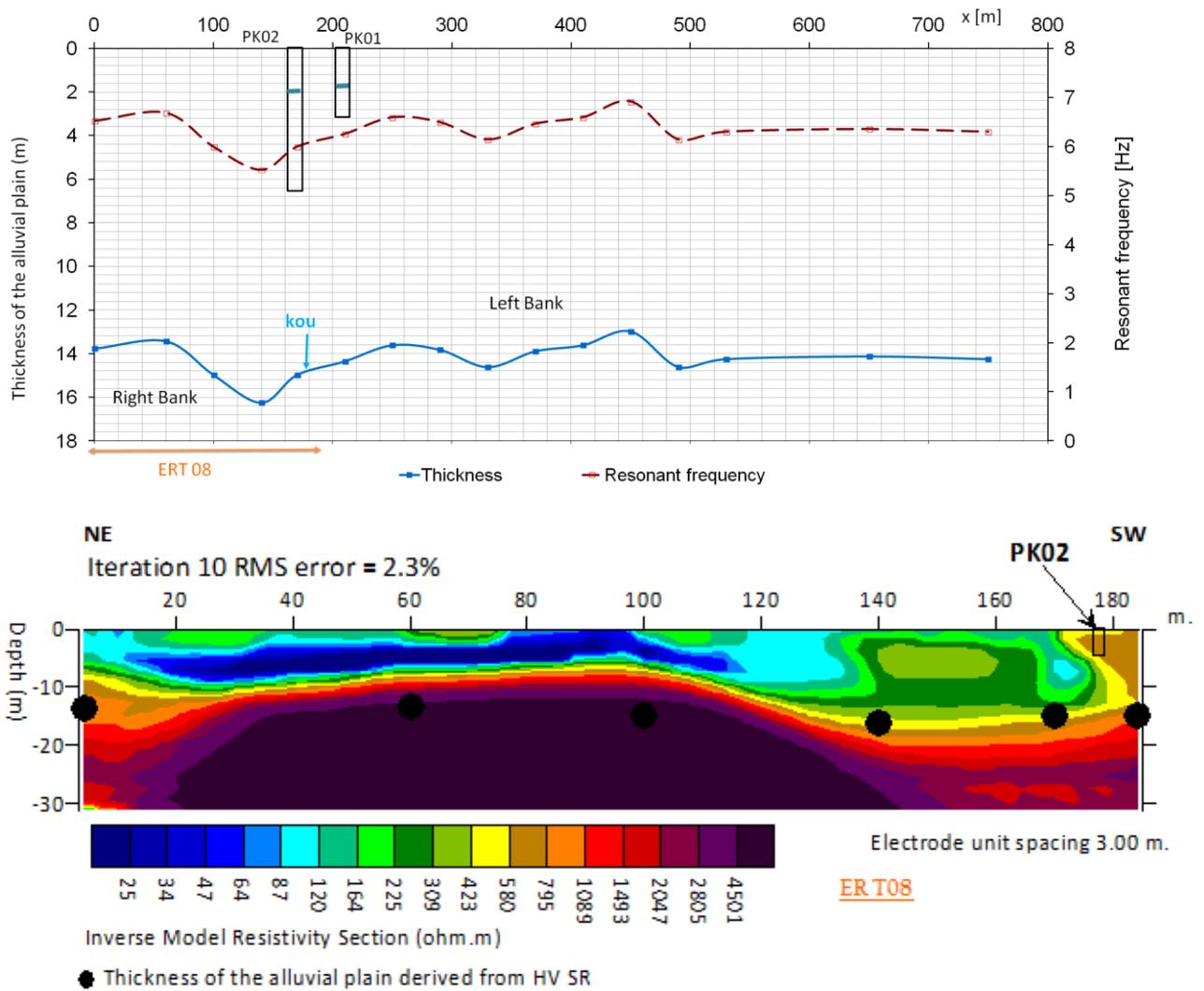
On ERT08 (figure 5), resistivities of the alluvial deposits indicated clayey materials ($<60 \Omega.m$) to the NE, and saturated fine sands ($\sim 600 \Omega.m$). The bedrock ($>4000 \Omega.m$) appears as homogeneous and not fractured (Robert et al., 2011). The bedrock depth remains relatively constant at about 10 - 14 m until abscissa 100 m, before it increases down to $\sim 15-25$ m to the SW. Note that the top of the bedrock is inherently hard to estimate from smoothness-constrained ERT inversion (Nguyen et al., 2005). The bedrock deepening is confirmed qualitatively by H/V measurements which changes from 6.69 Hz to the NE to 5.52 Hz to the SW (figure 5). Further SW of ERT08, the bedrock depth slightly vary (13 – 14 m) according to H/V measurements. Quantitatively, the bedrock drops at least 5 m on the ERT profile whereas the calibrated H/V depths yield a drop of about 2 m. Lateral variations in the shear wave velocity of the alluvial deposits may explain this discrepancy.

2.1.2. Diaradougou site

The alluvial deposits are clayey on ERT03 ($\sim 30 \Omega.m$) except between 160 and 200 m where they are sandy ($\sim 160 \Omega.m$) (figure 7). On ERT04, a layered structure appears in the alluvial deposits with a first uppermost clay formations ($\sim 100 \Omega.m$, well PD09), followed by a sandy layer ($\sim 400 \Omega.m$) until 17 m deep where a clay layer appears ($\sim 30 \Omega.m$). The bedrock appears fractured or faulted with contrasted values (from $\sim 1000 \Omega.m$ to $300 \Omega.m$) and deepens from 17 m on ERT03 to ~ 45 m on ERT04 following a V-shape. The 45 m thickening following a V-shape of alluvial deposits is again confirmed by H/V measurements (from 6.7 Hz to 2.6 Hz and up to 10 Hz) (figure 7). Beyond 640 m, the bedrock depth decreases to ~ 10 m according to H/V measurements (up to 10 Hz). Note here that the apparent bedrock depth increase to more than 60 m at the end of ERT03 is not confirmed by H/V measurements. We interpret this as a lateral variation of bedrock fracturation.

2.2. ERT and H/V graphics results

Kokoroue Site



b)

Figure 1. Top) Resonant frequency and corresponding thickness of alluvial plain; bottom) Resistivity model of profile ERT08 of alluvial plain thickness derived from HV SR (moiled big dots).

Diaradougou Site

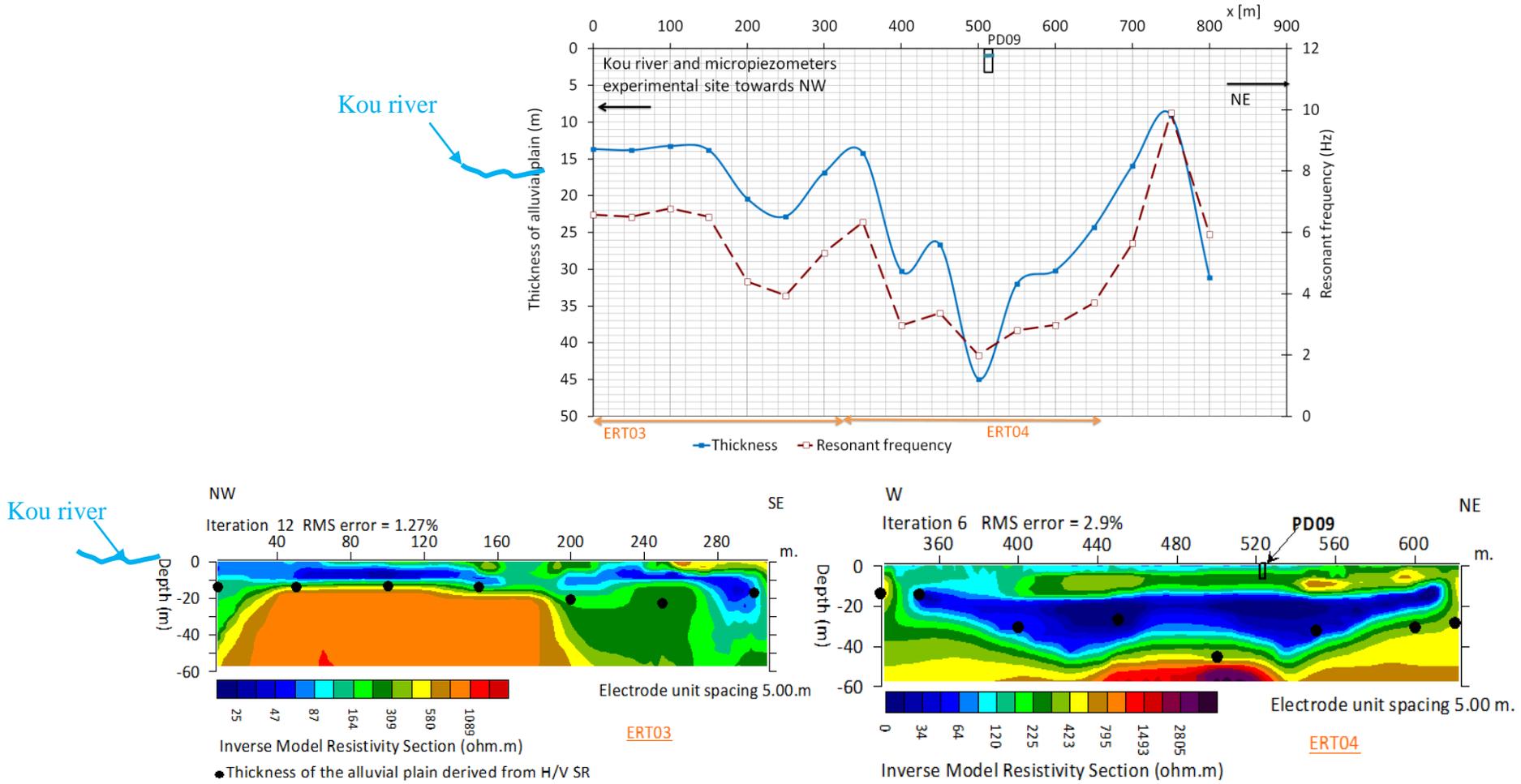


Figure 2. Top) Resonant frequency and corresponding thickness of alluvial plain; bottom) Resistivity model of profiles ERT03 and ERT04 of alluvial plain thickness derived from HV SR (moiled big dots)

2.2. Conceptual model of alluvial deposits and bedrock depth variation of Kokoroue and Diaradougou sites according to ERT and H/V results

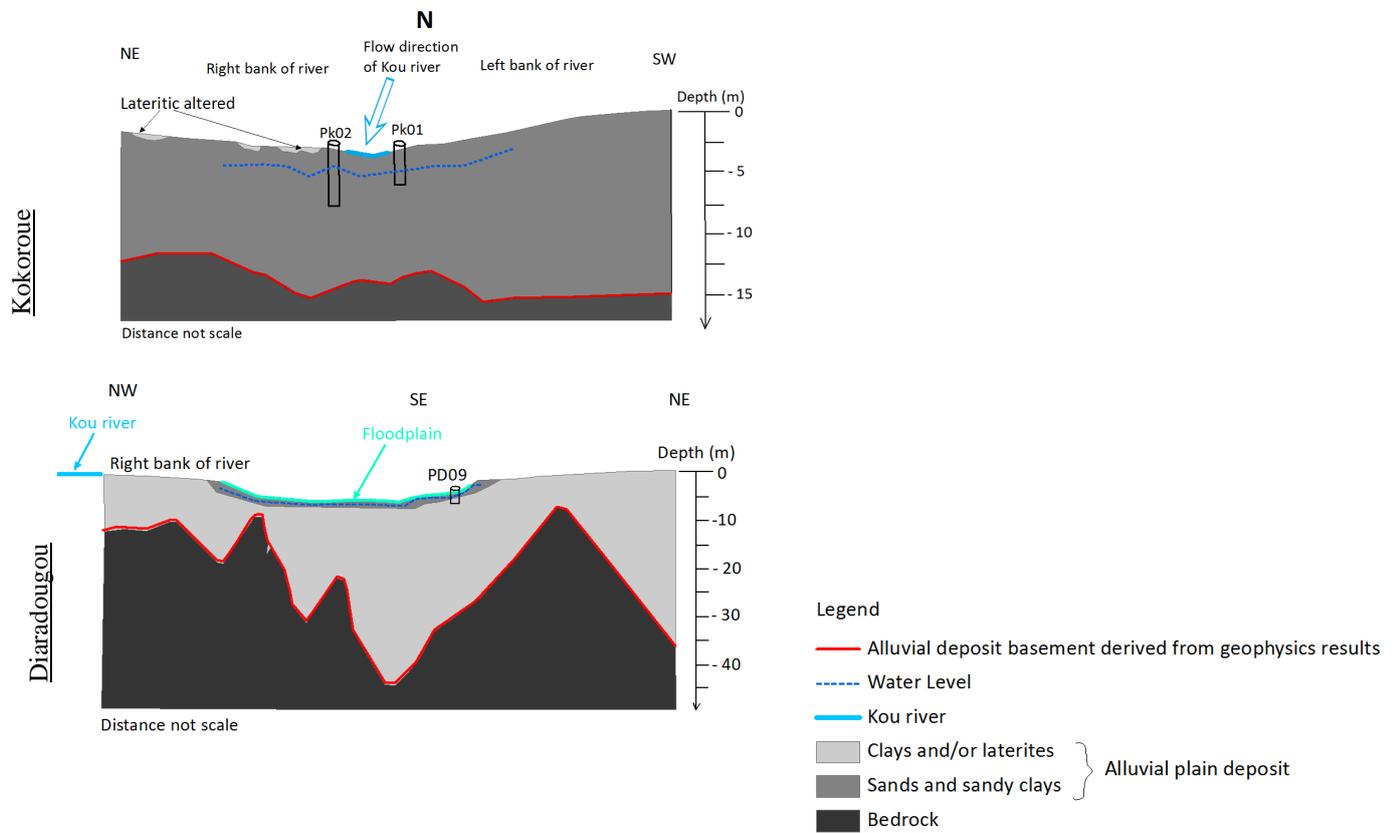


Figure 3. Conceptual models of alluvial deposits and bedrock depth variation of five study sites according to ERT and H/V results

Annexe 3 : memento technique de réalisation des micropiézomètres



Université de Liège - Faculté des Sciences Appliquées
Département ArGENCo - Architecture, Géologie, Environnement et Constructions
Unité Geo³ - Géotechnologie, Hydrogéologie, Prospection géophysique

Méthodologie pour la réalisation de micro-piézomètres

Elie. S. Gaëtan SAURET

Doctorant en Hydrogéologie – Geo³/Ulg

Septembre

INTRODUCTION

En Afrique, particulièrement, la réalisation d'un piézomètre de suivi quantitatif/qualitatif des ressources en eau souterraine est une entreprise relativement chère dans la plupart des cas. Les coûts d'investissements du matériel (achat, transport, installation), du consommable (ciment, gravillons, carburant, lubrifiant, eau...), de main d'œuvre, de logistiques...sont les éléments déterminants du prix. Selon Ball (2004), un trou de six pouces et 20 mètres de profondeur réalisé par un derrick classique en Afrique serait de 8837\$ environ. Une somme que les gouvernements préfèrent injecter dans des forages d'approvisionnement en eau potable que dans des ouvrages à but scientifiques

Depuis quelques années, des techniques de foration manuelle ont connu un développement considérable dans le domaine de l'Approvisionnement en Eau Potable (AEP) en Afrique Subsaharienne. Moins couteuses et de mise en œuvre facile, ces techniques permettent aussi la réalisation d'ouvrages de petit diamètre (2-3 pouces).

Ce présent ouvrage, loin d'être une méthodologie élaborée voudrait sur base de « la mallette pédagogique de techniques de forage manuel » de l'Unicef (EntrepriseWorks/Vita, 2009) et; d'expériences acquises au Burkina Faso, fournir quelques informations utiles pour la réalisation d'un trou (micro piézomètre) de petit diamètre et à faible profondeur (moins de 15 m) destiné à des études géologiques (nature et succession des couches) ou hydrogéologiques (suivi quantitatif et qualitatif des eaux souterraines).

I. Généralités

1.1. Les différentes techniques de foration manuelle

Un piézomètre est un puits de petit diamètre creusé dans le sous sol. Quel que soit l'outil de foration utilisé pour le réaliser, il devrait être en mesure : i) de casser/ameublir/couper les couches du sol, ii) d'extraire le matériel cassé, iii) si nécessaire d'assurer la stabilité de la paroi du trou afin d'éviter un effondrement durant le creusement.

Les différentes techniques de foration manuelle reposent en général sur quatre principes : l'utilisation de la tarière, la percussion, le dragage et colmatage à la boue, le fonçage au jet d'eau. Dans cet ouvrage nous ne nous intéresserons qu'à l'utilisation de la tarière manuelle.

1.2. La tarière manuelle

La tarière manuelle est un ensemble de tiges creuses raccordées entre elles et terminées à la base par une soupape en acier inoxydable, qui sert de tête coupante. La friction et la cassure des matériaux rencontrés sont déclenchées par la charge physique et les mouvements rotatifs exercés sur une « tige poignée » fixée sur la première tige. La percussion engendrée par la tête coupante sur les matériaux et la cassure qui en découle, dépendent donc de la combinaison « charges physiques - mouvements rotatifs » exercés par deux ou trois foreurs.

Le prélèvement d'échantillons est possible une fois la profondeur voulue atteinte, et la soupape remplie de cuttings. Selon le diamètre du trou désiré, la nature du sol à forer, la profondeur à atteindre, il existe plusieurs modèles de tarières allant du simple au combiné. Dans le cadre de ce papier, la foration à la « tarière combinée » utilisé avec succès pour des micropiézomètres au Burkina Faso est présentée. La bibliographie complète sur les autres modèles (tarière spirale, tarière gouge, préleveur à pistons ...) est assez bien détaillée sur le site suivant : <http://www.sdec-france.com/produits.php?numprod=124&lg=fr;>

1.3. La tarière combinée

Le « terme combiné » se réfère surtout à l'assemblage de différents types de « têtes coupantes » dans un jet de tarière complet. L'utilité de disposer de 2 à 3 têtes coupantes de spécifications techniques différentes est de permettre de forer dans tout type de matériaux : argiles, limons, sables fins et sables grossiers.

Pour la campagne au Burkina Faso, trois différents types de têtes coupantes utilisés avec succès sont présentés : ce sont les types : Edelman, riverside et soft.

Le type «**Edelman**» permet un minimum de friction durant la pénétration dans le sol et pendant l'extraction des matériaux. Ce qui signifie un effort physique moindre.

Le type «**Riverside**» convient mieux aux carottages dans les sols durs, rigides, mêlés de gravillons et petits cailloux.

Le type «**Soft**» issu du type Edelman, est plus sensible à la torsion et convient uniquement au prélèvement de « sols mous » (argileux).

Les autres pièces de la tarière combinée sont les suivants (figure 1) :

- les tiges supérieures ou tiges de rallonge,

- les tiges inférieures (tête coupante ou soupape) : idéalement, en fonction de la nature du terrain (argileux, sableux ou limoneux) deux à trois têtes coupantes sont nécessaires,
- les manchons d'accouplement des tiges qui permettent de raccorder les tiges entre elles,
- La « tige poignée » : tige comportant au bout un axe court de 60 cm perpendiculaire au train central servant d'appui physique et d'entraînement du dispositif,
- le sac de transport pour l'équipement.

Remarque : le diamètre des tiges varie en fonction de la largeur de trou voulu. Des modèles de 07 cm et 10 cm sont généralement commercialisés.



Figure 1 : Equipement de tarière combinée : 1) Sac de transport, 2) Tige à poignée, 3) Tiges de rallonges, 4) Soupape (tête coupante) Soft, 5) Soupape Edelman, 6) Soupape Riverside

II. Cas pratique : réalisation de micro-piézomètres dans le bassin du Kou au Burkina Faso

Dans le cas du projet « Appui à la gestion et la protection des ressources en eaux souterraines exploitées dans la région de Bobo Dioulasso », des micropiézomètres ont été réalisés dans le bassin du Kou. L'objectif était de réaliser un monitoring des eaux de la plaine alluviale. La présente note décrit la réalisation de l'ouvrage complet : trou nu, développement, équipement et protection, les limites de la foration manuelle en terme de réalisation et d'investigations, les problèmes généralement rencontrés et les solutions envisagées.

2.1. Matériels utilisés

Le matériel pour la réalisation de l'ouvrage complet peut se ranger en cinq catégories :

- *le matériel de foration de type « tarière combinée »* et ses accessoires, décrit au paragraphe précédent.

- *le matériel pour l'équipement du trou*. Ce sont :

- des tubages en PVC « pleins » de diamètre supérieur à ceux des tiges
- des tubages en PVC « crépinés » de diamètre identique aux PVC pleins
- du gravier et du ciment

- *le matériel pour le développement du trou* :

- une pompe immergée ou une motopompe manuelle,
- un groupe électrogène

- *le matériel pour l'emballage et la conservation des échantillons* : des sacs en plastique et,

- *matériels divers* : outils de bricolage mécanique (scie pour découper les tubages, masse, ...), de maçonnerie (pelles, truelles, seau ...), didactiques (de quoi dessiner et écrire)

2.2. Personnel requis

La foration à la tarière manuelle demeurant un travail d'efforts physiques intenses, le personnel requis (nombre), est fonction de leur aptitude physique. Habituellement dans une équipe de foreurs, on distingue :

- une équipe d'ouvriers, chargée du maintien des tiges dans la direction verticale afin d'éviter leur torsion lors de la foration,
- une équipe de foreurs proprement dits, chargée de creuser le trou. C'est elle qui exerce une pression physique sur les tiges afin de faciliter son entrainement dans le trou, l'effritement et la cassure des matériaux,
- un superviseur, chargé de coordonner, surveiller la réalisation de l'ouvrage, recueillir et décrire les échantillons et établir in situ les logs de forage.

Remarque : le nombre de personnes par équipe varie généralement de 2 à 3 voire moins étant entendu que le personnel se remplace d'équipe et de rôle.

2.3. Les différentes étapes de la réalisation du trou (micropiézomètre)

2.3.1 Réalisation du trou nu

Le choix de la technique de foration est fonction du contexte géologique du terrain et nécessite des recherches bibliographiques et des investigations de reconnaissances préalables. Dans les terrains peu ou pas consolidés de nature sableuse, ... où des phénomènes d'éboulement sont fréquemment observés, la foration avec tubage à l'avancement du trou est généralement conseillée. Par contre dans les terrains consolidés et indurés, où les risques d'éboulements sont inexistantes, la foration peut se faire sans tubage à l'avancement du trou. Pour la présente campagne, la foration avec tubage à l'avancement a été réalisée. Une équipe de cinq foreurs a été repartie en deux groupes.

Le premier constitué de deux personnes s'est appliqué à maintenir le tubage en PVC et les tiges dans la direction verticale pendant que le second groupe constitué de 2 personnes applique dans un mouvement rotatif une force sur la « tige poignée » sur laquelle est suspendu le troisième foreur (appelé encore pivot central) (voir paragraphe 2.3.5). La pression exercée par la tête coupante sur les matériaux provoque leur effritement et leur broyage.

NB : la ou les personnes chargée(s) du « maintien des tubages et des tiges » n'est (ne sont) pas toujours d'utilité si les forces et les mouvements de rotation exercés sur les tiges n'entraînent pas leur torsion pendant la foration.

Une fois le bedrock altéré ou fracturé atteint, la tête de forage est changée afin de s'adapter aux matériaux durs rencontrés.

A chaque 50 cm un échantillon est prélevé. Les échantillons sont décrits in situ : texture, structure, lithologie, couleur et soigneusement conservés dans des sachets en plastiques. Dans le cas du micropiézomètre P04 (log de la figure 2), les têtes de forage Edelman et Soft ont été utilisées pour forer les 3.5 premiers mètres. Au delà de cette profondeur, la tête Riverside a permis de traverser les sables limoneux à bloc de grès altérés rencontrés. Les prélèvements d'échantillons ont eu lieu tous les 50 cm.

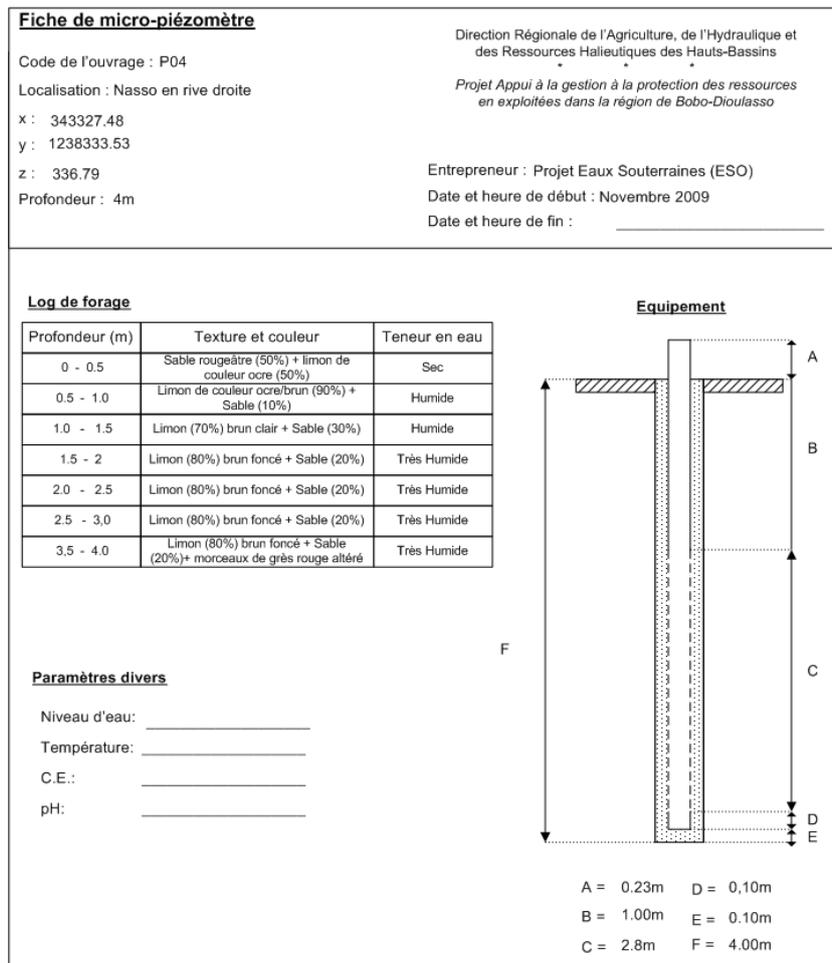


Figure 02 : log de forage et équipement du micropiézomètre P04

2.3.2 L'équipement du trou

A la profondeur voulue, la foration est arrêtée et le trou est équipé. L'équipement a consisté à installer les tubages et mettre en place un massif filtrant dans l'espace annulaire entre les tubages et le trou. Pour la présente campagne, le tubage en PVC crepiné muni d'un sabot décanteur de 10-20 cm en général (figure 3 ci-dessus et paragraphe 2.3.5) est installé de la base du trou jusqu'à 1m au dessous du sol. Le tubage en PVC pleins vient ensuite jusqu'à 1 m au dessus de la surface du sol.

L'espace annulaire est rempli par du gravier de granulométrie au mieux identique à celle de la roche reservoir, de la base du trou à la surface du sol. Très souvent un bouchon imperméable (mélange consistant de ciment et d'eau) est posé au dessus des crepines sur environ 25 cm d'épaisseur. Il sert dans le cas de venues latérales d'eau d'isoler les horizons aquifères non voulus et surtout pour prévenir toute infiltration d'eau de surface.

2.3.3 Développement du trou

Pour la présente campagne un développement par injection de d'eau a été réalisé. Les eaux ont été pompées dans la rivière co-localisée au site de foration et injectées pendant 15 minutes minimum dans chaque ouvrage. Le but de cet exercice étant de nettoyer le trou de tous les « débris » engendrés lors de la réalisation de l'ouvrage et faciliter un bon écoulement souterrain des eaux dans la nappe phréatique.

Le protocole de foration mentionné aux points 2.3, 2.4 et 2.5 a permis de réaliser 33 micropiézomètres de 10 cm de diamètre chacun, disposés en croix et distants l'un de l'autre de 1-2m (Giovanni, 2010) (figure 3).



Figure 03 : Site de Nasso en rive droite du Kou (33 ouvrages disposés en croix)

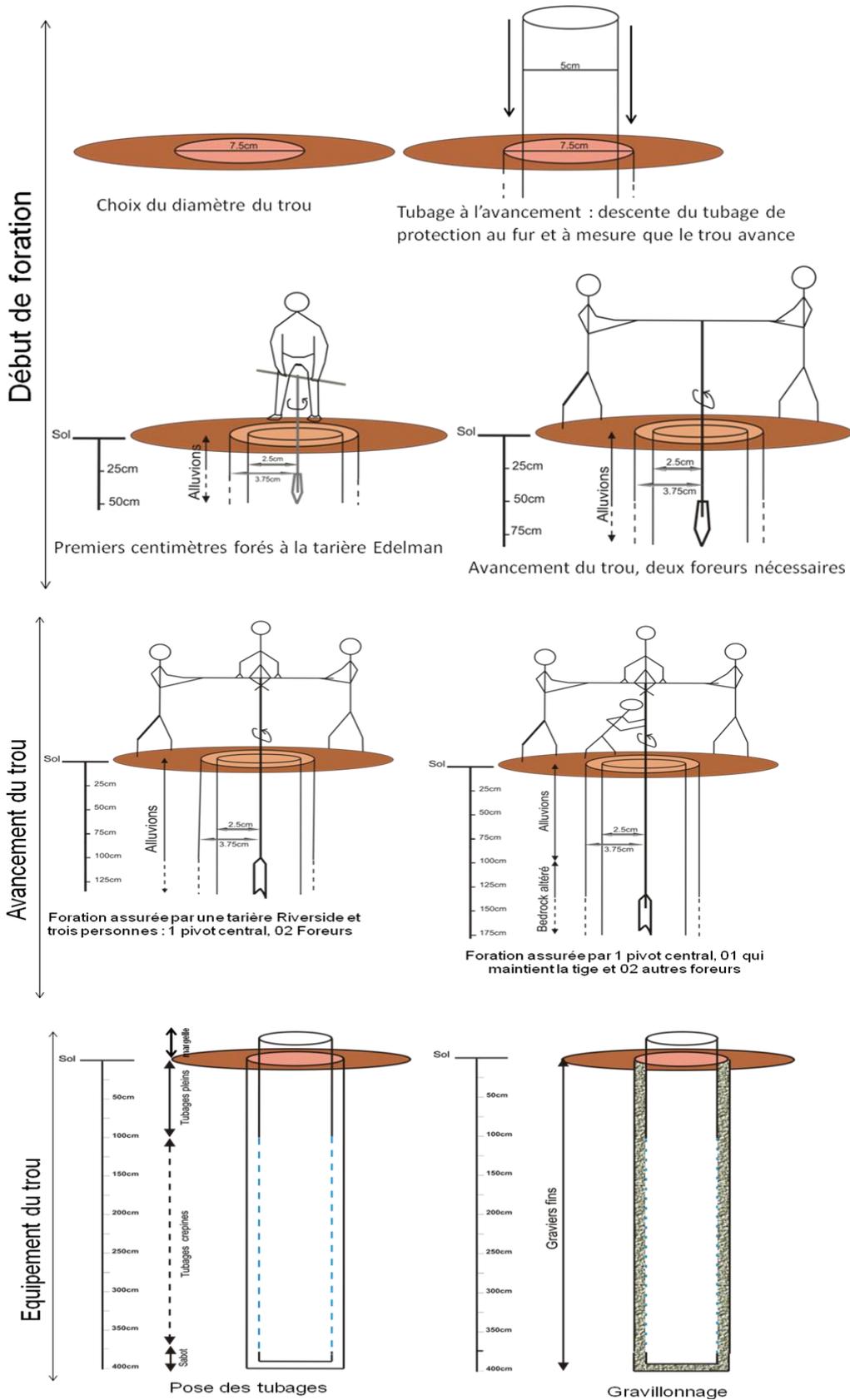
2.3.4 Protection du trou

L'ouvrage une fois terminé est bouché par des capots métalliques ou en PVC. Il doit être aussi protégé par la construction d'une margelle tout autour en ciment ou en argile compactée.

« La carte d'identité (nom, date de réalisation, profondeur, niveau d'eau à la foration...) » de l'ouvrage est souvent mentionnée sur les parois du PVC ou le capot métallique.

2.3.5 Représentation schématique des différentes étapes de la foration

Les différentes étapes de la foration : réalisation du trou nu, développement, équipement, et protection du trou peuvent être schématisées comme suit :



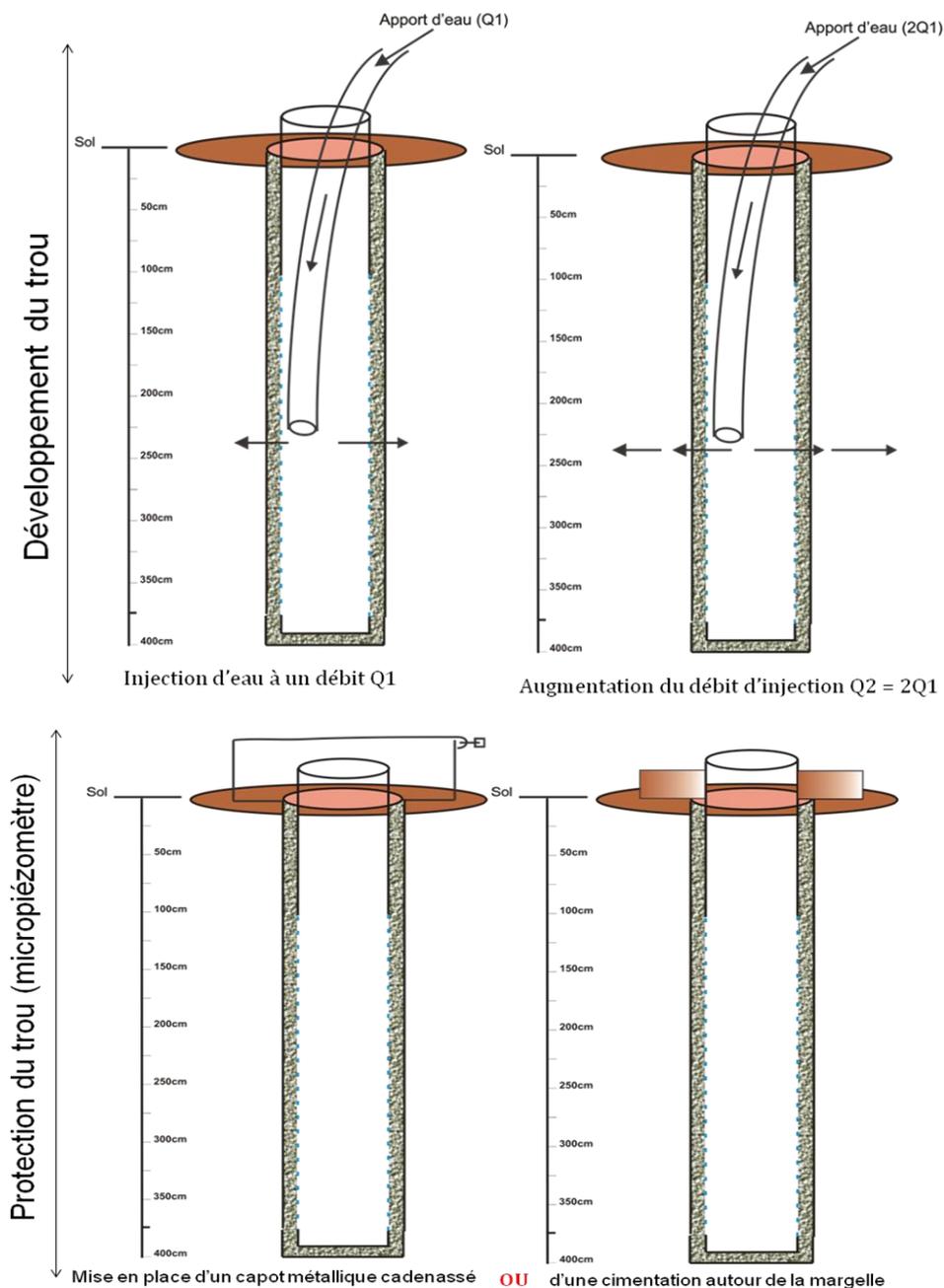


Figure 3 : conceptualisation schématique des différentes étapes de la foration manuelle

III. Difficultés de foration et limites d'investigation

3.1. Difficultés généralement rencontrés et solutions proposées

Les limites de la foration manuelle peuvent être résumées comme suit :

- impossibilité de forer dans les sols durs (bedrock sain),
- profondeur de foration limitée généralement: inférieure à 10 m,

Quant à la réalisation physique de l'ouvrage (micro piézomètre) les problèmes généralement rencontrés et les solutions envisageables sont relayés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 1 : Nature des difficultés rencontrées pendant la foration manuelle et solutions envisageables

Nature	Solutions envisageables
Choix du site	Reconnaissance géologique préalable du terrain
Eboulement de terrain	Installation d'un pré tubage – Injection de boue de forage (si disponible)
Mauvaise remontée des cuttings dans les terrains humides	Remonter les tiges – nettoyer et réessayer
Ralentissement de la « tête coupante » dans les roches dures	Revoir et/ou changer la tête coupante, la technique de foration –
Blocage de la rotation des tiges	Injection d'eau

Dans le cas du site de Nasso au Burkina Faso, la plupart des horizons aquifères sont situés à moins de 2 m de profondeur. Les problèmes ont été rencontrés dans les matériaux sableux fins où les cuttings fluaient entre les parois de la tête coupante, rendant leur remontée difficile. Dans les horizons argileux humides, l'adhérence des argiles aux parois de la tête coupante ont rendu la pénétration et l'avancement de la tarière parfois difficiles.

3.2. Limites d'investigations

Les micro-piézomètres présentent quelques limites pour des investigations hydrogéologiques ou géologiques qui se résument comme suit :

- matériaux généralement remaniés lors de la foration, ce qui rend difficile l'établissement de logs de forage fiables,
- débits des ouvrages faibles rendant difficile la réalisation d'essais de pompage/ traçage
- à long terme (deux à trois mois après la réalisation de l'ouvrage) diminution des débits de l'aquifère par suite d'envasement réguliers des crépines nécessitant des curages réguliers

IV. Mémento : Quoi préparer dans une campagne de forage à la tarière manuelle ?

Phase de Bureau

1. Faire une recherche bibliographique sur la nature des matériaux du sous-sol et choisir la technique de foration à employer (foration avec ou sans tubage à l'avancement)
2. Apprêter l'équipement de tarière convenable (simple ou combiné) et prendre tout le matériel disponible : tiges de rallonges, manchons de raccordement, têtes de forage, tige poignée, sac de transport
3. Préparer le matériel pour l'équipement du trou (tubages en PVC pleins et crepinés, gravier, ciment)
4. Préparer le matériel pour l'emballage et la conservation des échantillons
5. Préparer de quoi noter ou dessiner (carnets, stylos, crayons....)
6. Préparer l'équipe des foreurs (nombre suffisant)

Phase de terrain

7. S'assurer de la disponibilité d'une source d'eau à proximité (rivière, piézomètre ou forage existant)
8. Réaliser de l'avant trou (optionnel, dépend du contexte)
9. Repartir l'équipe de foration en trois groupes : celui chargé du maintien des tubages et des tiges, celui chargé de la foration, et le conducteur de chantier
10. Réaliser le trou (forer, équiper, développer)
11. Protéger le tubage par un bouchon et l'ouvrage tout entier par un capot métallique
12. Nettoyer le site de foration et marquer le numéro d'identification du forage

V. Conclusion

La technique de foration manuelle est une technique de mise en œuvre facile, rapide et peu coûteuse. Elle présente néanmoins quelques limites en termes de profondeur d'investigation. Quelques critères objectifs (géologique, hydrogéologique, coût ...) devraient guider le choix des outils convenables pour la foration manuelle.

Références Bibliographiques

- Ball, P. (2004) Solutions vers la réduction du coût des puits d'eau en milieu rural Africain. Notes de terrain. Programme pour l'Eau et l'Assainissement (PEA), RWSN, fondation skat.
- Giovanni, M. (2010). Caractérisation hydrogéologique de la plaine alluviale du bassin du Kou, Bobo-Dioulasso - Burkina Faso. (Mémoire d'Ingénieur, Département de Géologie, Université de Liège): 133p.
- EntreprisesWorks/Vita (2009). La professionnalisation du secteur du forage manuel au Niger. Pratica Foundation, Unicef. 8p.

Sites et liens utiles

- <http://www.sdec-france.com/produits.php?numprod=125&lg=fr>
- <http://tilz.tearfund.org/Francais/Pas+%C3%A0+Pas+51-60/Pas+%C3%A0+Pas+51/Puits+for%C3%A9s+%C3%A0+la+main.htm>
- http://www.unicef.org/wash/files/1_case_FR_June09.pdf
- http://www.unicef.org/wash/files/2_case_FR_June09.pdf
- http://www.unicef.org/wash/files/3_case_FR_June09.pdf
- http://www.unicef.org/wash/files/4_case_FR_June09.pdf
- http://www.unicef.org/wash/files/5_case_FR_June09.pdf
- http://www.pat-drill.com/pdf/WSP_Solution_french.pdf

Annexe 4 : Formules et principes théoriques pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP), de l'évapotranspiration réelle et de l'infiltration efficace ou recharge (R)

4.1. Estimation de l'ETP

4.1.1. Formule de Thornthwaite

La formule proposée par (Thornthwaite, 1948) pour calculer l'ETP est définie par :

$$ETP = F(\lambda) \times 16 \times \left(10 \times \frac{T_m}{I}\right)^a$$

Avec ETP : évapotranspiration potentielle en mm ;

T_m : température mensuelle de l'air (°C)

a est un coefficient défini par $a = 6.75 \times 10^{-7} \times I^3 - 7.71 \times 10^{-5} \times I^2 + 1.79 \times 10^{-2} \times I + 0.49239$

I = indice thermique de l'année, $I = \sum I_m$ pour $m = 1 ; \dots \dots \dots 12$

I_m = indice thermique mensuel avec $I_m = \left(\frac{T_m}{5}\right)^{1.514}$

$F(\lambda)$ est un facteur de correction tenant compte de la latitude et du nombre d'heure de jour

4.1.2 Formule de FAO 56 Penman - Monteith – concepts théoriques

La méthode FAO 56 de Penman-Monteith pour le calcul de l'ETP est définie par:

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta \left(R_n - G \right) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)}$$

ET_0 = Evapotranspiration de référence (mm/j)

R_n = Rayonnement net de la surface de référence [MJ/m²/j],

G = Flux de chaleur du sol [MJ/m²/j],

T = Température moyenne [°C],

Δ = Pente de la courbe de la tension de vapeur saturante [kPa °C⁻¹],

γ = Constante psychométrique [kPa °C⁻¹]

u_2 = Vitesse du vent à 2 m au dessus du sol [m/s],

e_s = Tension de vapeur saturante [kPa],

e_a = Tension de vapeur réelle [kPa],

$e_s - e_a$ = Déficit de tension de vapeur saturante [kPa]

Le détail complet de chaque paramètre (réalité physique et formule) correspondante a été exposé et discuté par Allen et al (1998).

4.2. Estimation de l'ETR et de R

L'approche conceptuelle de Thornthwaite pour le calcul du bilan hydrologique est un modèle de 3 réservoirs constitués comme suit (i) les précipitations reconstituent le réservoir évapotranspiration (d'une capacité variable d'un mois à l'autre) ; (ii) le surplus (P-ETP) reconstitue le réservoir stock en eau du sol ; (iii) s'il y a encore un surplus, celui-ci alimente le réservoir « recharge + ruissellement »

L'approche de Thornthwaite consiste à évaluer l'évapotranspiration potentielle (ETP) et à la comparer aux précipitations du mois considéré. Les conditions sont : (i) Si $P \geq ETP$, les précipitations sont excédentaires ; alors $ETR=ETP$ et le surplus (P-ETR) rechargera d'abord la Capacité de Stockage en Eau du sol (CSE), avant de s'infiltrer ou de ruisseler ; (ii) Si $P \leq ETP$, les précipitations sont déficitaires ; alors la pluviométrie est insuffisante pour satisfaire l'évapotranspiration, le déficit d'eau (ETR-P) sera totalement ou partiellement comblé par l'eau se trouvant dans le stock d'humidité initial du sol. On a alors : $ETR = P + \Delta S$

La manière dont le stock se vide amène à distinguer deux cas : les modèles hydrologiques « (1) classiques et (2) modifiés ». Le premier modèle estime un stock en eau qui se viderait de manière linéaire, tandis que le second (2) répondrait plutôt à une vidange exponentielle du stock en eau au fil du temps qui n'est donc jamais tout à fait nul. il est défini par :

$$S_n = S_{to\ max} \times e^{-\alpha \cdot d_n} \quad \text{Avec}$$

S_n : le stock d'humidité (mm) restant après comblement du déficit d'évapotranspiration à la période n ($\Delta S = S_{n-1} - S_n$) ; $S_{to\ max}$: la valeur maximale du stock d'humidité (mm), d_n : déficit mensuel cumulé (mm), $d_n = \sum ETP_i - P_i$ pour $i = 1, \dots, n$; α : facteur dépendant du $S_{to\ max}$ ($\alpha = 0.00102$ pour $S_{to\ max} = 100$ mm ; $\alpha = 0.0068$ pour $S_{to\ max} = 150$ mm ...)

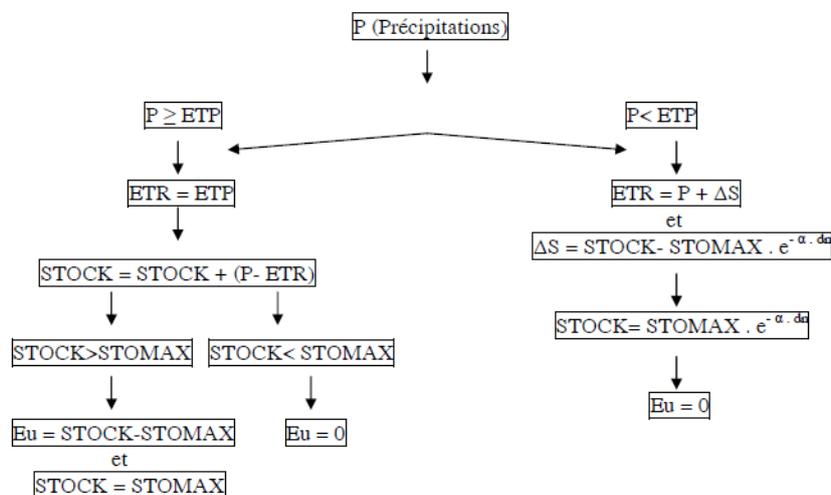


Figure 1 : schéma conceptuel du modèle du bilan hydrologique de Thornthwaite

Annexe 5 : recapitulatif des paramètres du bilan calculés selon les valeurs d'ETP Thornthwaite et Penman de 1961 à 2010 à la station de Bobo Dioulasso

Année	ETP-Thornthwaite				ETP-Penman			Année	ETP-Thornthwaite				ETP-Penman		
	Peff	ETP	ETR	Ieff	ETP	ETR	Ieff		Peff	ETP	ETR	Ieff	ETP	ETR	Ieff
1961	1048.23	1012.755	895.421	382.536	1937.56	980.71	317.52	1986	835.81	1031.074	732.397	125.899	1874.47	835.81	0
1962	881.98	1018.381	639.505	160.297	1831.3	791.255	90.725	1987	822.985	1053.389	700.14	147.532	1960.99	799.54	23.445
1963	1188.545	1026.964	793.38	400.016	1854.6	856.165	332.38	1988	963.775	1043.459	614.947	344.301	1960.41	791.25	172.525
1964	1291.05	1032.482	822.22	446.257	1729.4	886.145	404.905	1989	786.125	1007.953	670.427	108.095	1924.6	783.66	0
1965	977.17	1020.405	761.796	301.35	1740.5	753.875	223.295	1990	944.965	1033.201	722.491	260.485	1960.6	911.87	35.56
1966	1111.785	1019.874	704.424	347.656	1982.3	878.58	233.205	1991	1138.195	1025.544	799.987	290.585	1826.24	1057.27	80.925
1967	1032.65	1034.453	795.864	280.52	1962.2	794.235	238.415	1992	1178.665	1028.187	716.134	422.314	1873.65	947.255	231.41
1968	1342.255	1050.424	920.824	398.395	2391.7	968.34	373.915	1993	895.85	1037.083	765.491	195.756	1907.8	892.485	3.365
1969	1024.1	1050.74	716.728	259.349	1932	843.08	181.02	1994	852.53	1027.354	715.253	84.163	1920.1	852.53	0
1970	1312.9	1046.929	818.603	563.608	1894.4	832.07	480.83	1995	1213.815	1027.436	914.75	334.195	1973.4	1106.515	107.3
1971	915.42	1022.021	761.506	192.008	1867.1	788.63	126.79	1996	855.475	1034.019	838.05	24.191	2075.2	855.475	0
1972	856.33	1018.188	708.355	110.493	1885.3	842.155	14.175	1997	829.255	1028.962	806.838	0	2099	829.255	0
1973	844.075	1036.886	719.678	160.264	1970.9	750.09	93.985	1998	1066.755	1029.595	882.213	185.994	2094	979.225	87.53
1974	1029.8	1031.984	735.378	257.041	1932.7	828.86	200.94	1999	1014.6	1032.012	847.752	141.22	1938.2	940.525	72.365
1975	843.695	1017.989	690.88	173.073	1794.7	737.835	105.86	2000	1111.405	1039.566	749.544	432.718	2041.03	961.9	151.215
1976	946.295	1028.646	767.05	105.852	1819.5	924.195	22.1	2001	878.275	1048.362	685.846	213.066	2201.5	878.275	0
1977	793.63	1027.067	750.922	108.15	1842.66	770.92	22.71	2002	767.22	1052.431	663.963	69.966	2179.49	767.22	0
1978	984.865	1026.596	736.878	169.199	1856.2	885.81	99.055	2003	1212.169	1054.214	763.455	391.637	2114.9	1027.068	185.102
1979	1087.94	1029.936	761.421	329.749	1901.4	825.61	262.33	2004	798.57	1044.942	834.765	39.567	2068.2	798.57	0
1980	799.33	1042.369	720.644	89.429	1910.7	768.925	30.405	2005	777.955	1061.241	681.324	81.882	2073.8	777.955	0
1981	990.185	1042.2	789.172	246.323	2037.8	917.32	72.865	2006	1049.75	1060.904	798.322	178.834	2102	1025.725	24.025
1982	898.32	1019.809	843.982	43.47	1879.87	898.32	0	2007	887.11	1056.073	667.805	201.846	2056.1	800.55	86.56
1983	739.195	1045.784	787.366	22.137	1997.15	739.195	0	2008	982.11	1043.541	771.876	313.755	2109.7	824.395	157.715
1984	923.02	1044.924	671.145	160.531	1762.31	869.39	53.63	2009	849.3	1043.541	674.189	105.164	2081.5	849.3	0
1985	1264.925	1043.397	801.813	470.738	1800.4	837.975	426.95	2010	1187.595	1043.982	847.932	403.252	2054.3	946.71	240.885

Annexe 6 : mesures de débits aux stations des « Sources de Nasso/Guinguette », Kapkodougou, Dinderesso, Sossogona 1, Sossogona 2, Sossogona 3, Sossogona 4, Sossogona 5, Diaradougou canal en 2010

Sources de Nasso/Guinguette	Mois	Echelle (H cm)	Q (m³/s)	Log H	Log Q	
	Septembre	83.77	2.704	1.92	0.43	
	Octobre	71.01	2.344	1.85	0.37	
	Octobre	58.29	1.985	1.77	0.30	
	Novembre	52.09	1.81	1.72	0.26	
	Janvier	46	1.554	1.66	0.19	
	Février	43	1.552	1.63	0.19	
	Février	42	1.53	1.62	0.18	
	Février	48.65	1.713	1.69	0.23	
	Mars	45.21	1.616	1.66	0.21	
	Mars	40	1.487	1.60	0.17	
	Mars	40	1.487	1.60	0.17	
	Avril	42	1.417	1.62	0.15	
	Avril	40	1.602	1.60	0.20	
	Avril	40	1.492	1.60	0.17	
	Kapkodougou	Mois	Echelle (H en cm)	Q(m³/s)	Log H	Log Q
		Janvier	44.4	1.996	1.647	0.300
Février		44.15	1.836	1.645	0.264	
Février		44.2	1.83	1.645	0.262	
Mars		44	1.758	1.643	0.245	
Mars		43.9	1.599	1.642	0.204	
Mars		44.1	1.757	1.644	0.245	
Avril		43.9	1.582	1.642	0.199	
Avril		44.2	1.836	1.645	0.264	
Mai		44.1	1.72	1.644	0.236	
Mai		44.8	2.326	1.651	0.367	
Juin		44	1.707	1.643	0.232	
Juin		44.3	1.891	1.646	0.277	
Dinderesso		Mois	Echelle (H en cm)	Q(m³/s)	Log H	Log Q
		Décembre	55.5	2	1.744	0.301
		Février	54.3	1.778	1.735	0.250
		Février	54.1	1.77	1.733	0.248
	Février	53.3	1.75	1.727	0.243	
	Mars	53	1.8	1.724	0.255	
	Mars	52.9	1.738	1.723	0.240	
	Mars	52.5	1.715	1.720	0.234	
	Avril	52.3	1.75	1.719	0.243	
	Avril	52.3	1.75	1.719	0.243	
	Avril	52.3	1.734	1.719	0.239	
	Avril	52.1	1.68	1.717	0.225	
	Sossogona 1	Date	Echelle (H cm)	Q (m³/s)	Log H	Log Q
		Janvier	39	1.77	1.59	0.25
		Janvier	36.5	1.79	1.56	0.25
		Janvier	35	1.70	1.54	0.23
		Mars	32.5	1.60	1.51	0.20
Mars		33	1.65	1.52	0.22	
Mars		33	1.66	1.52	0.22	
Mars		32	1.56	1.51	0.19	
Mars		31.5	1.57	1.50	0.20	
Mars		30	1.57	1.48	0.20	
Mars		31	1.52	1.49	0.18	
Avril		27	1.38	1.43	0.14	
Sossogona 2		Mois	Echelle (H cm)	Q (m³/s)	Log H	Log Q
		Février	129.5	1.181	2.11	0.07
		Mars	128.5	1.2	2.11	0.08
		Mars	127.5	1.176	2.11	0.07
		Mars	125.5	1.15	2.10	0.06
	Mars	125	1.134	2.10	0.05	
	Mars	129.5	1.2	2.11	0.08	
	Mars	128.5	1.17	2.11	0.07	
	Avril	121	1.13	2.08	0.05	
	Avril	120	1.11	2.08	0.05	
	Avril	119.5	1.095	2.08	0.04	
	Sossogona 3	Mois	Echelle (H cm)	Q (m³/s)	Log H	Log Q
		Janvier	30	1.395	1.477	0.145
		Janvier	32	1.439	1.505	0.158
		Février	22	1.408	1.342	0.149
		Mars	10	1.352	1.000	0.131
		Mars	8	1.357	0.903	0.133
Mars		6	1.324	0.778	0.122	
Mars		4.5	1.300	0.653	0.114	
Mars		3	1.324	0.477	0.122	
Mars		4	1.300	0.602	0.114	
Avril		14	1.399	1.146	0.146	
Avril		13	1.365	1.114	0.135	
Avril		12	1.356	1.079	0.132	
Avril		2	1.198	0.301	0.078	

Sossogona 4	Mois	Echelle (H en cm)	Q (m³/s)	Log H	Log Q
	Janvier	37	1.52	1.568	0.182
	Février	23	1.4	1.362	0.146
	Février	30.5	1.618	1.484	0.209
	Février	30	1.559	1.477	0.193
	Février	28.5	1.606	1.455	0.206
	Février	26	1.536	1.415	0.186
	Février	23.5	1.4	1.371	0.146
	Février	21	1.436	1.322	0.157
	Février	19.5	1.3	1.290	0.114
	Février	18	1.349	1.255	0.130
	Février	16.5	1.289	1.217	0.110
	Février	16	1.344	1.204	0.128
	Février	17	1.302	1.230	0.115
	Mars	14	1.184	1.146	0.073
	Mars	11	1.191	1.041	0.076
Sossogona 5	Mois	Echelle (H en cm)	Q (m³/s)	Log H	Log Q
	Janvier	49	1.5	1.690	0.176
	Janvier	52	1.453	1.716	0.162
	Février	48	1.412	1.681	0.150
	Février	50.5	1.4	1.703	0.146
	Février	50	1.5	1.699	0.176
	Février	48.5	1.39	1.686	0.143
	Février	44	1.323	1.643	0.122
	Février	42	1.33	1.623	0.124
	Février	39.5	1.216	1.597	0.085
	Février	37	1.178	1.568	0.071
	Février	37	1.202	1.568	0.080
	Février	38	1.207	1.580	0.082
	Mars	31.5	1.105	1.498	0.043
Diaradougou Canal	Mois	Echelle (H en cm)	Q (m³/s)	Log H	Log Q
	Janvier	22.9	1.25	1.360	0.097
	Février	23.2	1.35	1.365	0.129
	Février	23.2	1.42	1.365	0.151
	Mars	23.15	1.36	1.365	0.133
	Mars	22.75	1.28	1.357	0.108
	Mars	22.55	1.29	1.353	0.111
	Mars	22.25	1.21	1.347	0.083
	Mars	21.9	1.18	1.340	0.073
	Mars	21.7	1.18	1.336	0.072
	Mars	21.5	1.11	1.332	0.045
	Mars	21.15	1.09	1.325	0.036
	Mars	21.15	1.04	1.325	0.016
	Mars	21.2	1.05	1.326	0.020
	Mars	21.2	1.03	1.326	0.014
	Avril	22.5	1.27	1.352	0.103
	Avril	22.375	1.22	1.350	0.088
	Avril	22.2	1.22	1.346	0.086

Annexe 7 : résultats de l'analyse physico-chimiques des échantillons d'eau du Kou, des sources, de la plaine alluviale et des sacs collecteurs des seepage meters. Eléments chimiques exprimés en en méq/l,

	Nom	T (°C)	pH	CE µS/cm	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe ³⁺	Mn ²⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	F ⁻
Seep Nasso vil.Bedr	S1	31.000	7.100	81.200	0.406	0.388	0.036	0.078	0.004	0.000	0.000	0.859	0.001	0.007	0.006	0.000	0.000
Seep Diara 04-02_Bedr	S2	28.900	7.920	85.400	0.408	0.376	0.030	0.082	0.008	0.000	0.000	0.911	0.004	0.006	0.007	0.000	0.003
Seep Soss. 1-2_Bedr	S3	28.800	7.290	87.200	0.435	0.416	0.036	0.077	0.015	0.000	0.012	0.878	0.001	0.009	0.014	0.002	0.003
Seep Soss. 2-1_Bedr	S4	27.700	7.340	113.100	0.595	0.552	0.048	0.092	0.006	0.002	0.032	1.137	0.001	0.010	0.009	0.000	0.003
Seep Soss 2-2_Bedr	S5	28.400	7.370	89.100	0.459	0.414	0.039	0.085	0.056	0.000	0.013	0.977	0.001	0.010	0.004	0.000	0.003
Kou Dinderess	K1	32.200	7.130	75.200	0.341	0.326	0.037	0.073	0.002	0.000	0.000	0.799	0.001	0.005	0.006	0.003	0.002
Kou PB12	K2	27.000	7.060	99.400	0.433	0.427	0.063	0.142	0.038	0.001	0.017	1.019	0.001	0.044	0.006	0.001	0.005
Kou	K3	24.800	6.480	75.300	0.329	0.228	0.052	0.127	0.012	0.009	0.000	0.780	0.000	0.024	0.011	0.000	0.004
Kou Kapkodou.	K4	29.900	6.440	80.500	0.375	0.353	0.039	0.077	0.016	0.000	0.000	0.860	0.000	0.007	0.005	0.006	0.002
Guinguette	So1	29.700	6.160	77.700	0.363	0.363	0.032	0.075	0.001	0.000	0.007	0.841	0.000	0.005	0.006	0.005	0.000
Kou Guing 1-2	So2	29.700	6.280	80.400	0.402	0.388	0.032	0.077	0.011	0.000	0.000	0.840	0.000	0.007	0.006	0.006	0.000
Kon Guinguette	So3	29.500	6.260	78.400	0.369	0.364	0.030	0.074	0.009	0.000	0.000	0.840	0.000	0.004	0.004	0.006	0.002
ONEA 2	So4	29.100	5.970	59.700	0.269	0.229	0.038	0.069	0.011	0.001	0.000	0.641	0.000	0.004	0.006	0.000	0.000
PN45	P1	29.900	5.250	15.700	0.150	0.032	0.037	0.016	0.001	0.001	0.000	0.226	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000
PN38	P2	27.700	6.230	113.000	0.549	0.448	0.175	0.037	0.069	0.001	0.043	1.060	0.000	0.029	0.009	0.095	0.006
PD07	P3	26.400	6.240	52.700	0.235	0.214	0.043	0.046	0.021	0.005	0.012	0.540	0.000	0.016	0.015	0.023	0.006
PD17	P4	27.800	6.190	60.300	0.250	0.255	0.056	0.067	0.097	0.000	0.009	0.601	0.000	0.035	0.007	0.000	0.003
PD05	P5	25.300	6.540	127.600	0.633	0.531	0.055	0.064	0.010	0.020	0.062	1.360	0.000	0.013	0.003	0.000	0.005
PD27	P6	27.000	6.540	56.900	0.268	0.224	0.090	0.054	0.000	0.008	0.008	0.560	0.000	0.048	0.004	0.008	0.003
PD10	P7	25.200	6.540	59.300	0.256	0.263	0.034	0.044	0.003	0.034	0.022	0.620	0.000	0.019	0.010	0.002	0.006
PB12	P8	27.000	6.520	90.800	0.392	0.391	0.063	0.072	0.005	0.011	0.053	0.920	0.000	0.044	0.004	0.000	0.008
PD25	P9	27.200	5.310	20.700	0.032	0.019	0.068	0.055	0.002	0.004	0.000	0.185	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000
PDN04	P10	28.500	5.050	8.200	0.009	0.004	0.035	0.015	0.003	0.001	0.007	0.069	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
PD19	P11	30.000	6.480	60.100	0.292	0.329	0.044	0.040	0.285	0.003	0.017	0.640	0.000	0.007	0.016	0.018	0.006
PN19	P12	27.000	5.890	73.800	0.166	0.070	0.036	0.032	0.318	0.005	0.100	0.801	0.000	0.003	0.002	0.000	0.002
PN09	P13	29.300	5.900	55.300	0.082	0.049	0.031	0.023	0.339	0.004	0.044	0.581	0.000	0.005	0.003	0.000	0.002
PN29	P14	29.300	6.160	100.200	0.432	0.156	0.037	0.023	0.175	0.015	0.220	1.061	0.000	0.006	0.002	0.000	0.011
PD26	P15	26.200	5.580	38.400	0.094	0.116	0.090	0.037	0.009	0.013	0.008	0.303	0.000	0.076	0.000	0.000	0.002
PiezDia01	Pz1	27.200	6.690	195.300	1.139	0.888	0.285	0.046	0.000	0.000	0.000	2.159	0.001	0.015	0.018	0.000	0.000
PiezDia02	Pz2	27.500	6.870	203.400	1.208	0.859	0.283	0.043	0.004	0.001	0.025	2.218	0.001	0.023	0.018	0.000	0.008
Forage ONEA1	Pz3	29.700	6.290	114.200	0.558	0.484	0.050	0.140	0.008	0.000	0.017	1.240	0.000	0.004	0.004	0.001	0.000
PezNas 01	Pz4	30.100	5.180	13.900	0.049	0.026	0.033	0.014	0.002	0.000	0.000	0.167	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000

Annexe 8 : Valeurs de $(\Delta H)_{\text{aquitard-plaine}}$ au site de a) Diaradougou N°2 et b) Kapkodougou

Nom	Plaine alluviale (site de Diaradougou N°2)							Bedrock (PiezDia02)			$HP_{\text{bedrock}} - HP_{\text{plaine}}$ (m)
	X	Y	Z_borne (m)	Correction (m)	Z_sommet (m)	NS (m)	Hp (m)	Z_sommet (m)	NS (m)	Hp (m)	
PD10	342549.95	1247844.76	314.84	0.08	314.92	1.09	313.82	314.49	0.84	313.65	-0.17
PD11	342565.68	1247843.17	314.69	0.08	314.77	0.99	313.78				-0.13
PD12	342586.00	1247841.00	314.44	0.13	314.57	0.81	313.77				-0.11
PD13	342565.00	1247833.00	314.75	0.13	314.88	1.09	313.79				-0.14
PD14	342567.00	1247853.00	314.67	0.03	314.70	0.93	313.77				-0.12
PD15	342585.00	1247831.00	314.44	0.05	314.49	0.71	313.78				-0.13
PD16	342587.00	1247851.00	314.45	0.19	314.64	0.89	313.75				-0.10
PD17	342522.00	1247846.00	314.62	0.08	314.70	1.07	313.63				0.02
PD18	342507.00	1247846.00	314.32	0.12	314.44	0.86	313.58				0.07
PD19	342482.00	1247847.00	314.06	-0.13	313.93	0.50	313.44				0.22
PD20	342506.00	1247836.00	314.27	0.21	314.48	0.88	313.60				0.05
PD21	342507.00	1247856.00	314.40	0.10	314.50	1.06	313.44				0.21
PD22	342481.00	1247837.00	314.06	-0.14	313.92	0.40	313.53				0.13
PD23	342483.00	1247857.00	314.10	-0.07	314.03	0.66	313.38				0.28
PD24	342700.75	1247991.72	314.59	0.20	314.691	1.24	313.46				0.19
PD27	342736.49	1247992.35	314.92	0.10	315.122	1.84	313.29				0.36

a)

Nom	Plaine alluviale							Bedrock			Hpbedrock-Hpplaine (m)
	X	Y	Z_borne (m)	Correction (m)	Z_sommet (m)	NS (m)	Hp (m)	Z_sommet (m)	NS (m)	Hp (m)	
PN_9	343323.00	1238338.00	336.85	0.09	336.94	1.60	335.34	337.24	0.00	337.24	1.90
PN_10	343323.97	1238336.85	336.79	0.18	336.97	1.66	335.31				1.93
PN_11	343325.04	1238335.83	336.64	0.14	336.78	1.26	335.52				1.72
PN_12	343326.17	1238334.85	336.62	0.08	336.70	1.14	335.56				1.68
PN_13	343327.49	1238333.53	336.56	0.23	336.79	1.20	335.59				1.65
PN_14	343328.42	1238332.65	336.36	0.27	336.63	0.84	335.80				1.44
PN_15	343329.35	1238331.82	336.38	0.05	336.43	0.72	335.71				1.53
PN_16	343330.13	1238330.98	336.27	0.18	336.45	0.45	336.00				1.24
PN_17	343330.96	1238330.15	336.29	0.20	336.49	0.49	336.00				1.24
PN_18	343332.19	1238329.27	336.21	0.38	336.59	0.57	336.02				1.22
PN_19	343333.20	1238328.36	336.10	0.32	336.42	0.40	336.02				1.22
PN_20	343316.00	1238332.00	336.23	0.44	336.67	1.07	335.61				1.63
PN_21	343317.85	1238334.02	337.02	0.25	337.27	2.02	335.25				1.99
PN_22	343319.71	1238335.58	337.01	0.10	337.11	1.81	335.29				1.95
PN_23	343324.16	1238339.30	336.95	0.10	337.05	1.84	335.21				2.03
PN_24	343325.39	1238340.62	336.83	0.12	336.95	1.62	335.34				1.91
PN_25	343326.83	1238341.85	336.86	0.17	337.03	1.68	335.35				1.89
PN_26	343320.17	1238327.90	336.74	0.27	337.01	1.57	335.44				1.80
PN_27	343322.89	1238330.30	336.71	0.13	336.84	1.29	335.55				1.69
PN_28	343325.92	1238332.30	336.74	0.19	336.93	1.34	335.59				1.65
PN_29	343328.61	1238334.80	336.65	0.28	336.93	1.30	335.63				1.61
PN_30	343330.13	1238335.97	336.53	0.21	336.74	1.03	335.71				1.53
PN_31	343331.55	1238337.29	336.24	-0.03	336.21	0.78	335.43				1.81
PN_32	343324.60	1238324.00	336.61	0.29	336.90	0.99	335.91				1.33
PN_33	343327.93	1238327.12	336.30	0.25	336.55	0.76	335.79				1.45
PN_34	343330.23	1238329.22	336.26	0.27	336.53	0.68	335.85				1.39
PN_34Bis	343331.30	1238328.57	336.94	0.23	337.17	0.44	336.73				0.51
PN_35	343332.33	1238331.62	336.22	0.28	336.50	0.55	335.95				1.29
PN_36	343333.80	1238332.99	336.19	0.21	336.40	0.48	335.92				1.32
PN_37	343335.32	1238333.97	336.04	0.14	336.18	0.36	335.82				1.42
PN_38	343301.21	1238345.29	338.07	0.03	338.10	0.36	335.86				1.38
PN_39	343293.09	1238351.24	338.39	0.16	338.55	2.82	335.74				1.51
PN_40	343284.32	1238358.67	338.80	0.01	338.81	3.08	335.74				1.51
PN_41	343269.43	1238366.84	339.42	0.21	339.63	3.84	335.79				1.45
PN45	343365.07	1238335.03	337.09	0.12	337.21	0.89	336.32				0.92

b)

Références bibliographiques

- AGAP, 1992. Géophysique appliquée : code de bonne pratique. Association pour la Qualité en Géophysique Appliquée non Pétrolière (AGAP), Union Française des Géologues (UFG) - Maison de la Géologie: 200.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D. and Smith, M.S., 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and drainage paper 56, FAO.
- Allison, G.B., Gee, G.W. and Tyler, S.W., 1994. Vadose-Zone Techniques for Estimating Groundwater Recharge in Arid and Semiarid Regions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58(1): 6-14.
- Auguste, M., Armand, D. and Lauréan, T., 1964. Classement des sols selon leurs possibilités d'utilisation agricole. *Cahiers de géographie du Québec*, 8(16): 231-249.
- Avalos, J.E., Lamachère, J.M. and Thiébaux, J.P., 2004. Modélisation hydrologique globale conceptuelle appliquée aux petits bassins versants en zone semi-aride du nord-Mexique. *Journal of Water Science* 17(2): 195-212.
- Ball, P., 2004. Solutions for Reducing Borehole Costs in Africa. WSP Field Note. WSP/RWSN/SKAT. 12.
- Ballais, J.-L., Garry, G. and Masson, M., 2005. Contribution de l'hydrogéomorphologie à l'évaluation du risque d'inondation : le cas du Midi méditerranéen français. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(13): 1120-1130.
- Ballais, J.L., Chave, S., Dupont, N., Masson, É. and Penven, M.J., 2011a. La méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables.
- Ballais, J.L., Chave S., Dupont N., Masson R. and Penven M.J., 2011b. La méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables, *PHYSIO-GÉO Géographie Physique et Environnement - Collection "Ouvrages"*. 172p.
- Battle-Aguilar, J., 2008. Groundwater flow and contaminant transport in an alluvial aquifer: in-situ investigation and modelling of a brownfield with strong groundwater - surface water interactions, University of Liège, (Belgium), 245 pp.
- Baxter, C., Hauer, F.R. and Woessner, W.W., 2003. Measuring Groundwater-Stream Water Exchange: New Techniques for Installing Minipiezometers and Estimating Hydraulic Conductivity. *American Fisheries Society*, 132(493-502).
- Beauchemin, C. and Schoumaker, B., 2005. Migration to cities in Burkina Faso: Does the level of development in sending areas matter? *World Development*, 33(7): 1129-1152.
- Beeler, S., 2006. Conflits entre agriculteurs et éleveurs au nord-ouest du Mali, Helvetas Mali - Asdi, MALI.
- Biemi, J., 1986. Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahéliens du socle Précambrien d'Afrique de l'Ouest : hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de la haute Marahoué (Côte d'Ivoire). , Thèse Univ. Natio. Côte d'Ivoire, 493 pp.
- Binley, A.M., Ramirez, A., Daily, W., 1995. Regularised Image Reconstruction of Noisy Electrical resistance Tomography Data In: *Process Tomography. Proc. Fourth Workshop of the European Concerted Action on Process Tomography*, Bergen, Norway(401-410): 10.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F. and Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of geophysical research* 97 (1): 345 - 369 (2p.).
- Boulton, N.S. and Streltsova, T.D., 1975. New equations for determining the formation constants of an aquifer from pumping tests data. *Water Resour. Res.*, 11(1): 148-153.
- Bouroche, J., M., and Saporta, G., 2006. *L'analyse des données*, 9e éd., Paris, P.U.F, 128 pp.
- Bouwer, H. and Rice, R.C., 1976. A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers with completely or partially penetrating. *Water Resour. Res.*, 12(3): 423.
- BRGM., 2005. *Projet Réseau SIG-Afrique Carte hydrogéologique de l'Afrique à l'échelle du 1/10 million*, Bureau de Recherche Géologiques et Minières (BRGM) M/RP-54404, Paris, France.
- Brodie, R.S., Hostetler, S. and Slatter, E., 2008. Comparison of daily percentiles of streamflow and rainfall to investigate stream-aquifer connectivity. *J. Hydrol.*, 349: 56-67.

- Bronner, G., Roussel, J. and Trompette, R.a.C., N., , 1980. Genesis and geodynamic evolution of the Taoudeni Cratonic Basin (Upper Precambrian and Paleozoic), Western Africa, In Dynamics of Plate Interior. Geodynamics Series, American Geophysical Union, 1: 81-90.
- Butler, J.J., Jr., 1998. The design, performance and analysis of slug tests. Lewis publishers, Boca Raton London New York Washington, D.C. USA, 252 pp.
- Carrera, J., Vázquez-Suñé, E., Castillo, O. and Sánchez-Vila, X., 2004b. A methodology to compute mixing ratios with uncertain end-members. *Water Resources Research*, 40(12): W12101.
- Castany, G., 1982. Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod Université, Paris.
- Cey, E.E., Rudolph, D.L., Parkin, G.W. and Aravena, R., 1998. Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada. *Journal of Hydrology*, 210: 21-37.
- Chapeaux, J.P. and Enomoto, R., 2009. Guide d'irrigation 2 : sources d'eau et irrigation, Programme Compétitivité et Diversité Agricole (PCDA).
- Chen, X. and Chen, X., 2003. Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations. *Journal of Hydrology*, 280: 246-264.
- Christophersen, N. and Hooper, R.P., 1992. Multivariate analysis of stream water chemical data: The use of principal components analysis for the end-member mixing problem. *Water Resources Research*, 28(1): 99-107.
- Cloutier, V., Lefebvre, R., Therrien, R. and Savard, M.M., 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology*, 353: 294-313.
- Courault, D., Seguin, B. and Oliosio, A., 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrigation and Drainage Systems*, 19(3-4): 223-249.
- Cuthbert, M.O., Mackay, R., Tellam, J.H., Barker, R.D., 2008. The use of electrical resistivity tomography in deriving local-scale models of recharge through superficial deposits. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 42(199–209): 10.
- Dagan, G., 1967. A method of determining the permeability and effective porosity of unconfined anisotropic aquifers. *Water Resources Research*, 3(4): 1059-1071.
- Dahlin, T. and Loke, M.H., 1998. Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 38(4): 237-249.
- Dahlin, T. and Zhou, B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52: 379-398.
- Dakouré, D., 2003. Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taoudéni (Burkina Faso - Mali) - Essai de modélisation, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, Paris, 256 pp.
- Danneels, G., Bourdeau, C., Torgoev, I. and Havenith, H.B., 2008. Geophysical investigation and dynamic modelling of unstable slopes: case-study of Kainama (Kyrgyzstan). *Geophys. J. Int.*, 175: 17-34.
- Dassargues, A., 1994. Paramétrisation et simulation des réservoirs souterrains. Discrétisation du domaine, préparation statistique des données, couplages et non linéarités des paramètres. PhD Thesis Thesis, Université de Liège, Belgium, 313 pp.
- Dautrebande, S., 2005. Cartographie des Zones d'inondation en Région Wallonne., Les Jeudis de l'Aquapôle - Le 22 décembre 2005 - Détermination des zones d'inondation. Belgique.
- de Fraiture, C. and Wichelns, D., 2010. Satisfying future water demands for agriculture. *Agricultural Water Management*, 97(4): 502-511.
- de Vries, J. and Simmers, I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1): 5-17.
- Delgado, J. et al., 2000. Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45(1): 19-32.
- Derouane, J., 2005. Modélisation des eaux souterraines. Rapport d'activités de la mission 1 (du 09 au 30 septembre 2005). Programme de Valorisation des Ressources en Eau de l'Ouest (VREO). , Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques. Direction

- Générale de l'Approvisionnement en Eau Potable. Programme de Valorisation des Ressources en Eau de l'Ouest (VREO). Bobo-Dioulasso, Burkina Faso.
- Derouane, J., 2006. Etude hydrogéologique et modélisation mathématique du système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudénni au Burkina Faso. International Symposium Darcy 2006, Aquifers Systems Management. .
- Deynoux, M., Affaton, P., Trompette, R. and Villeneuve, M., 2006. Pan-African tectonic evolution and glacial events registered in Neoproterozoic to Cambrian cratonic and foreland basins of West Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 46(5): 397-426.
- DHI/IWACO, 2001. État des lieux des ressources en eau du Burkina Faso et de leur cadre de gestion, Royaume du Danemark Ministère des Affaires Etrangères DANDIA, Burkina Faso.
- Douglas, A.C. and McBride, J.M., 1988. A remotely operated seepage meter for use in larges lakes and rivers. *Ground Water*, 2(26).
- EntrepriseWorks/Vita, 2009. La professionnalisation du secteur du forage manuel au Niger, Unicef.
- ESO, 2011. Appui à la gestion et à la protection des ressources en eaux souterraines dans la région de Bobo-Dioulasso - Rapport d'activités. Projet de coopération bilatérale de la Wallonie Bruxelles Internationale et de l'Association pour la Promotion de la Formation et l'Education à l'Etranger (Belgique) avec le Ministère de l'Agriculture de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques du Burkina (Burkina Faso)
- Faillat, J.P., 1986. Aquifères fissurés en zone tropicale humide : structure, hydrodynamique et hydrochimie (Afrique de l'Ouest), Thèse Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 480 pp.
- FAO, 1996. La situation mondiale de l'alimentation et de l'agriculture 1996, Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture, Rome (Italie).
- Ferone, J.M. and Devito, K.J., 2004. Shallow groundwater-surface water interactions in pond-peatland complexes along a Boreal Plains topographic gradient. *Journal of Hydrology*, 292: 75-95.
- Fleckenstein, J.H., Krause, S., Hannah, D.M. and Boano, F., 2010. Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources*, 33(11): 1291-1295.
- Frappart, F., Seyler, F., Martinez, J.-M., León, J.G. and Cazenave, A., 2005. Floodplain water storage in the Negro River basin estimated from microwave remote sensing of inundation area and water levels. *Remote Sensing of Environment*, 99(4): 387-399.
- Frenken, K., 2005. FAO. Rapport sur l'eau : l'irrigation en Afrique en chiffres, Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture. FAO Division de la mise en valeur des terres et des eaux, Rome.
- Gee, G.W. and Hillel, D., 1988. Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes*, 2(3): 255-266.
- GEPPA, 1981. Synthèse des travaux de la commission de cartographie 1971- 1981. Groupe d'Étude des Problèmes en Pédologie Appliquée. Doc, multcopié, 20 p.
- Gerhart, J.M., 1986. Ground-water recharge and its effects on nitrate concentration beneath a manured field site in Pennsylvania. *Ground Water*, 24(4): 483-489.
- Gilmore, T.J., Borghese, J.V. and Newcomer, D.R., 1993. Effects of river stage and waste discharges on the unconfined aquifer, Wasington. *Ground Water Monitoring and Remediation*, 13: 130-138.
- Giovanni, M., 2010. Caractérisation hydrogéologique de la plaine alluviale du bassin du Kou, Bobo-Dioulasso - Burkina Faso. (Mémoire d'Ingénieur, Département de Géologie, Université de Liège): 133.
- Giroux, B., Chouteau, M., Desclôîtres, M. and Ritz, M., 1997. Use of the magnetotelluric method in the study of the deep Maestrichtian aquifer in Senegal. *Journal of Applied Geophysics*, 38(2): 77-96.
- Gourry, J.-C., Vermeersch, F., Garcin, M. and Giot, D., 2003. Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d'Avaray area of the River Loire, France. *Journal of Applied Geophysics*, 54(1-2): 35-49.

- Graham, D.N. and Refsgaard, A., 2001. MIKE SHE: A distributed, physically based modeling system for surface water/groundwater interactions, in MODFLOW 2001 and Other Modeling Odysseys, Conference Proceedings, Golden, Colorado, USA, Colorado, pp. 321-327.
- Greco, S.E., Fremier, A.K., Larsen, E.W. and Plant, R.E., 2007. A tool for tracking floodplain age land surface patterns on a large meandering river with applications for ecological planning and restoration design. *Landscape and Urban Planning*, 81(4): 354-373.
- Gregory, K.J., Benito, G. and Downs, P.W., 2008. Applying fluvial geomorphology to river channel management: Background for progress towards a palaeohydrology protocol. *Geomorphology*, 98(1–2): 153-172.
- Hagit, A., Ronen, D. and Yakir, D., 1998. Production of CO₂ in the capillary fringe of a deep phreatic aquifer. *water Resour. Res.*, 34(5): 989–996.
- Hannula, S.R., Espósito, K.J., Chermak, J.A., Runnells, D.D. and Keith, D.C., 2003. Estimating ground water discharge by hydrograph separation. *Ground Water*, 41(3): 368-375.
- Hantush, M.S., 1955. No steady radial flow in a infinite leaky aquifer. *Am. geophys. Union Trans.* , 36: 95-100.
- Hatch, C.E., Fisher, A.T., Ruehl, C.R. and Stemler, G., 2010. Spatial and temporal variations in streambed hydraulic conductivity quantified with time-series thermal methods. *Journal of Hydrology*, 389(3–4): 276-288.
- Healy, R. and Cook, P., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1): 91-109.
- Hostache, R., Puesch, C., Schumann, G. and Matgen, P., 2006. Estimation de niveaux d'eau en plaine inondée à partir d'images satellitaires radar et de données de topographies fines. *Téledétection*, 6(4): 325-343.
- Houdret, A., 2007. Quelle approche scientifique des conflits liés à l'eau d'irrigation ? In: N. Economies d'eau en systèmes irrigués au Maghreb. Actes du troisième atelier régional du projet Sirma, Tunisie, 4-7 juin 2007. Cirad, Montpellier, France, colloques-cédérom (Editor). M. Kuper, A. Zaïri, (éditeurs scientifiques).
- Ibs-von Seht, M., Wohlenberg, J., 1999. Microtremor Measurements Used to Map Thickness of Soft Sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(250-250): 10.
- INSD., 2009. Recensement général de la population et de l'habitat de 2006 (RGPH - 2006) : Migrations, Ministère de l'Economie et des Finances (MEF) - Bureau National du Recensement - Institut National de la Statistique et du Développement (INSD), Ouagadougou (Burkina Faso).
- Israelsen, O.W. and Reeve, R.C., 1944. Bulletin No. 313 - Canal Lining Experiments in the Delta Area, Utah. *UAES Bulletins*, 348: 57.
- Jacob, C.E., 1950. Flow of groundwater. In: H. Rouse (Editor), *Engineering hydraulics*. John Wiley, New York, pp. 321-386.
- Jongmans, D. et al., 2009. Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Engineering Geology*, 109(1–2): 45-56.
- Kalbus, E., Reinstorf, F. and Schirmer, M., 2006. Measuring methods for groundwater - surface water interactions: a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10: 873-887.
- Kohonen, T., 1990. The self-organizing map. *Proceedings of the IEEE*, 78(9): 1464-1480.
- Konno, K., Ohmachi, T., 1998. Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(228-241): 14.
- Krishna, K.K., Kumar, K.R. and Rakhecha. P. R., 2007. Comparison of Penman and Thornthwaite Methods of Estimating Potential Evapotranspiration for Indian Conditions. *Theor. Appl. Climatol.* , 38 140-146
- Kruseman, G.P. and Ridder., N.A.d., 1994. Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Second Edition (Completely Revised). International Institute for Land Reclamation and Improvement, P.O. Box 45,6700 AA Wageningen, The Netherlands, 1994., 372 pp.

- Kulshreshtha, S.N., 1993. World water resources and regional vulnerability : impact of future changes, International institut for applied systems analysis, Laxenburg Austria.
- Laaksoharju, M., Skårman, C. and Skårman, E., 1999. Multivariate mixing and mass balance (M3) calculations, a new tool for decoding hydrogeochemical information. *Applied Geochemistry*, 14(7): 861-871.
- Laborde, J.P., 2009. Elements d'hydrologie de surface. Edition 2009, Ecole Polytechnique de l'Université de Nice - Sophia Antipolis Département Hydroinformatique et Ingénierie de l'Eau. 202 p.
- LaBrecque, D., Daily, W., 2008. Assessment of measurement errors for galvanic-resistivity electrodes of different composition. *Geophysics*, 73: 11.
- Langhans, S.D., Tiegs, S.D., Tockner, U., Tockner, K, 2006. Environment heterogeneity controls organic - matter dynamics in river - floodplains ecosystems. *Polish Journal of Ecology*, 54(4): 675-680.
- Larkin, R.G., Sharp, J.M., 1992. On the relationship between river-basin geomorphology, aquifer hydraulics, and ground-water flow direction in alluvial aquifers. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 1608-1620.
- Larocque, M., Mangin, A., Razack, M. and Banton, O., 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205: 217-231.
- Lebel, A. and Amani, A., T., 2008. Signification et usage de l'indice pluviométrique au Sahel Sécheresse Science et changements planétaires / Sécheresse, 19(4): 227 – 235.
- Lecarpentier, C., 1975. L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. In: *Annales de Géographie*. 1975, 84 (464): 385-414.
- Lecce, S.A. and Pavlowsky, R.T., 2004. Spatial and temporal variations in the grain-size characteristics of historical flood plain deposits, Blue River, Wisconsin, USA. *Geomorphology*, 61(3-4): 361-371.
- Ledoux, E., 2003. Modèles mathématiques en hydrogéologie. LHM-RD 86/12 Révision 1/19/2003, Centre d'Information Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris.
- Leduc, C., Favreau, G. and Schroeter, P., 2000. Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology*, 243: 43-54.
- Lee, D.R., 1977. A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography*, 22(1): 140-147.
- Lefebvre, J., 1977. Introduction aux analyses statistiques multidimensionnelles. Population. Institut national d'études démographiques: 1027-1027 p.
- Lelièvre, M.A., Buffin-Bélanger, T. and Morneau, F., 2008. L'approche hydrogéomorphologique pour la cartographie des zones à risque d'inondation dans les vallées de petites et moyennes tailles : un exemple commenté pour la vallée de la Rivière - au - Renard. *Comptes rendus de la 4e Conférence canadienne sur les géorisques: des causes à la gestion*. Québec - Canada.
- Lerner, D.N., Isaac, A.S. and Simmers, I., 1990. Groundwater recharge, a guide to understanding and estimating natural recharge. International Association of Hydrogeologists, Kenilworth.
- Lerner, D.N.I., 1997. Groundwater recharge in. Saether OM, de Caritat P (eds) *Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments*. , AA Balkema, Rotterdam, 41 pp.
- Loke, M.H. and 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.
- Loke, M.H. and R.D., B., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosection using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44: 131-152.
- Lorenzini G., 2008. Etude du bassin d'alimentation des sources de Nasso (Bobo-Dioulasso, Burkina Faso) « Etat des lieux des ressources en eaux souterraines du bassin du Kou », Université de Liège, 125 pp.
- Marengo, E. et al., 2008. Statistical analysis of groundwater distribution in Alessandria Province (Piedmont—Italy). *Microchemical Journal*, 88(2): 167-177.

- Martin, N., 2006. Development of a water balance for the Atankuidi catchment, West Africa – A case study of groundwater recharge in a semi-arid climate. . Ecol. and Dev. Center for Development Research, Bonn., 41.
- Martinez-Mena, M., Albaladejo, J. and Castillo, V.M., 1998. Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. *Hydrol. Process.*, 12: 741-754.
- Massei, N. et al., 2006. Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 329: 244-257.
- Massey, A.C. and Taylor, G.K., 2007. Coastal evolution in south-west England, United Kingdom: An enhanced reconstruction using geophysical surveys. *Marine Geology*, 245(1–4): 123-140.
- Mastrocicco, M., Vignoli, V., Colombani, N. and Nasser Abu Zeid., 2010. Surface electrical resistivity tomography and hydrogeological characterization to constrain groundwater flow modeling in an agricultural field site near Ferrara (Italy). *Environ. Earth Sciences*, 61(311–322): 11.
- McDonald, M.G. and Harbaugh, A.W., 1988. A modular three-dimensional finite difference groundwater flow model. Book 6, Chapter A1, Report 83-875, U.S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations.
- Melloul, A. and Collin, M., 1992. The 'principal components' statistical method as a complementary approach to geochemical methods in water quality factor identification; application to the Coastal Plain aquifer of Israel. *Journal of Hydrology*, 140(1–4): 49-73.
- Méric, O., Garambois, S., Malet, J.P., Cadet, H., Guéguen, P., Jongmans, D., 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin Société Géologique de France*, 178 (2)(137-148): 11.
- Moussine-Pouchkine, A. and Bertrand-Sarfati, J., 1997. Tectonosedimentary subdivisions in the neoproterozoic to Early Cambrian cover of the Taoudenni Basin (Algeria-Mauritania-Mali). *Journal of African Earth Sciences*, 24(4): 425-443.
- Mudry, J., 1987. Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés, UFR des Sciences et Techniques - Université de Franche Comté-Besançon, France, 400 pp.
- Mudry, J., 1991. Discriminant analysis an efficient means for the validation of geohydrological hypothesis. *Revue des sciences de l'eau*, 4: 19-37.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quarterly Reports of the Railway Technical Research Institute Tokyo*, 30(25–33).
- Nguyen, F., 2005. Near surface geophysical imaging and detection of slow active faults. PhD Thesis, Liège University, 359 p.
- Nguyen, F. et al., 2007. Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France. *Journal of Applied Geophysics*, 62(4): 338-353.
- Oboubie, E., 2008. Estimation of Groundwater Recharge in the Context of Future Climate Change in the White Volta River Basin, West Africa. Ecol. and Dev. Series. Centre for Development Research, Bonn., 62.
- Oga, M.S. et al., 2009. Caractérisation chimique des eaux des aquifères de fracture: cas de la région de tiassalé en Côte D'ivoire. *European Journal of Scientific Research*, 31(1): 72-87.
- Ogou, C., 2008a. Etude des potentialités aquifères de la plaine alluviale du Kou entre Nasso et Diaradoukou, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), Ouagadougou, 73 pp.
- Ogou, C., 2008b. Étude des potentialités aquifères de la plaine alluviale du Kou entre Nasso et Diaradoukou, Fondation 2IEE, Ouagadougou.
- Osella, A., Favetto, A., Martinelli, P. and Cernadas, D., 1999. Electrical imaging of an alluvial aquifer at the Antinaco-Los Colorados tectonic valley in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of Applied Geophysics*, 41(4): 359-368.
- Ouédraogo, C., 2008. Cartographie des couches imperméables dans les formations sédimentaires du bassin hydrographique du Kou. Synthèse de forages hydrauliques., APEFE/DRI/CGRI - Projet

- "Appui à la gestion et à la protection des ressources en eau souterraines exploitées dans la région de Bobo Dioulasso, Bobo Dioulasso, Burkina Faso.
- Panday, S. and Huyakorn, P.S., 2004. A fully coupled physically-based spatially-distributed model for evaluating surface/subsurface flow. *Advances in Water Resources*, 27(4): 361-382.
- Parkhurst, D.L. and Appelo, C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (version 2) - a computer program for speciation, reaction-path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations. . USGS. *Water Resour. Inv. Rep.* 99-4259: 312.
- Pinault, J.-L., 2001. Manuel utilisateur de TEMPO. Logiciel de traitement et de modélisation des séries temporelles en hydrogéologie et en hydrogéochimie (In French). RP-51459-FR, BRGM, Orléans, France.
- Prickett, T.A. and Lonquist, C.G., 1971. Selected digital computer techniques for groundwater resources evaluation. Bull. No. 55, Illinois State Water Survey.
- Pultzl, T.J., Leconte, R., St Laurent, L. and Peters, L., 1990. Flood mapping with airborne SAR imagery: case of the 1987 Saint-John River Flood. *Canadien Water Resources Journal*, 16, (2).
- Rantz, E.S., 1982. Measurement and computation of streamflow. U.S. Geological Survey Water Supply Paper, 1.
- Reménieras, G., 1986. L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles Editeur, Paris. France, 413 pp.
- Ritz, M. et al., 1999. Electrical imaging of lateritic weathering mantles over granitic and metamorphic basement of eastern Senegal, West Africa. *Journal of Applied Geophysics*, 41(4): 335-344.
- Robert, T. et al., 2011. Assessing the contribution of electrical resistivity tomography (ERT) and self-potential (SP) methods for a water well drilling program in fractured/karstified limestones. *Journal of Applied Geophysics*, 75(1): 42-53.
- Sami, K. and Hughes, D.A., 1996. A comparison of recharge estimates to a fractured sedimentary aquifer in South Africa from a chloride mass balance and an integrated surface-subsurface model. *Journal of Hydrology*, 179(1-4): 111-136.
- Sauret, E., 2008. Contribution à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système aquifère dans le bassin du Kou. Diplôme d'Etude Approfondie (DEA) en Sciences Appliquées, Université de Liège, 96 pp.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 18-39.
- Scanlon, B.R. et al., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological processes*, 20: 3335-3370
- Schoeller, H., 1959. Hydrologie des régions arides - progrès récents, Organisation des Nations Unies pour l'Education, la science et la culture (UNESCO), place de Fontenoy, Paris-70 Imprimeries Oberthur.
- Servat, E. et al., 1999. Regarding rainfall in non sahelian central and western Africa. *Revue des Sciences de l'Eau*, 12(12): 363 - 387.
- SESAME-project, 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation. Tech. rep., EC project SESAME, WPO5 Instrumental layout for array measurements Deliverable D23.12.
- Shafiee, A. and Azadi, A., 2007. Shear-wave velocity characteristics of geological units throughout Tehran City, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(1): 105-115.
- Sharma, K.D. and Murthy, J.S.R., 1998. A practical approach to rainfall-runoff modelling in arid zone drainage basins. *Hydrological Sciences Journal*, 43(3): 331-348.
- Sharma, M.L. and Hughes, M.W., 1985. Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen-18 profiles in the deep coastal sands of Western Australia. *Journal of Hydrology*, 81(1-2): 93-109.
- Simmers I., 1997. Recharge of phreatic aquifers in (semi-)arid areas. IAH Int Contrib Hydrogeol 19, AA Balkema, Rotterdam. 277p.
- Sircoulon, J., 1976. La récente sécheresse des régions sahéliennes. *La Houille Blanche*, 6-7: 12.

- Slater, L. et al., 2002. A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*, 49(4): 211-229.
- Sogreah Ingénierie, 1993. Notice explicative de la carte hydrogéologique 1:50000 de la région de Bobo-Dioulasso. Etude des ressources en eau souterraine de la zone sédimentaire de la région de Bobo-Dioulasso., Ministère de l'Eau, Direction Régionale de l'Eau des Hauts Bassins., Bobo Dioulasso, Burkina Faso.
- Somda, J., Nianogo, A.J., Nassa, S. and Sanou, S., 2002. Soil fertility management and socio-economic factors in crop-livestock systems in Burkina Faso: a case study of composting technology. *Ecological Economics*, 43(2-3): 175-183.
- Song, Y.-S., Sohn, Y.-G. and Park, C.-H., 2007. Efficient Water Area Classification Using Radarsat-1 SAR Imagery in a High Relief Mountainous Environment. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 73(3): 285-296.
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10: 52-67.
- Sougnabé, P., 2003. Conflits entre agriculteurs et éleveurs dans la zone soudanienne du Tchad. Une étude comparée entre deux régions : le Moyen-Chari et le Mayo-Kebbi. Actes du colloque international Umr Sagert, 25-27 février 2003, Montpellier, France, Paris.
- Stephens, D.B., 1994. A Perspective on Diffuse Natural Recharge Mechanisms in Areas of Low Precipitation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58(1): 40-48.
- Syvitski, J.P.M., Overeem, I., Brakenridge, G.R. and Hannon, M., 2012. Floods, floodplains, delta plains — A satellite imaging approach. *Sedimentary Geology*, 267-268(0): 1-14.
- Thiem, G., 1906. *Hydrologische Methoden*. Leipzig, Germany Gebhardt.
- Thorntwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Rev.*, 38: 55-94.
- Todd, D.K., 1980. *Groundwater Hydrology*. John Wiley and Sons, New York, 535 p.
- Tóth, J., 1970. A conceptual model of the groundwater regime and the hydrogeologic environment. *J. Hydrol.*, 10: 164-176.
- Traoré, F., 2012. Modélisation multi-agents des productions agricoles dans le bassin du Kou. PhD Thesis, Département agronomique de Arlon - Université de Liège, Arlon, 176 pp.
- Traoré, F. and Gombert, P., 1997. Variations des débits interannuels de la source de la Guinguette. , Ministère de l'Environnement et de l'Eau Secrétariat Général, Direction Générale de l'Hydraulique des Hauts-Bassins du Burkina Faso.
- Travi, Y., Pizard, P. and Betton, M., 1997. Temperatures and thermal gradients in the Senegalese Maastrichtian aquifer: simulated test on their effect on flow discharge. *Journal of Hydrology*, 187(3-4): 333-350.
- Trompette, R., 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (Bordure occidentale du bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation du craton. Etude stratigraphique et sédimentologique, Marseille, 702 pp.
- Van Rooy., 1988. A note on the computerized interpretation of slug test data. Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering., Technical University of Denmark, Progress.
- Villeneuve, M. and Bonvalot, S.a.A., Y., 1990. L'agencement des chaînes (Panafricaines et Hercynienne) de la bordure occidentale du craton ouest africain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 310(2): 955-959.
- Wade, S., Rudant, J.P., Bâ, K. and Ndoye B., 2008. Télédétection et gestion des catastrophes naturelles: applications à l'étude des inondations urbaines de Saint - Louis et du ravinement lié à l'érosion hydrique à Nioro-du-Rip (Sénégal). *Revue Télédétection*, 8 (3): 203-210.
- Walker, G.R., Jolly, I.D. and Cook, P.G., 1991. A new chloride leaching approach to the estimation of diffuse recharge following a change in land use. *Journal of Hydrology*, 128 (1-4): 49-67.
- Walton, W.C., 1962. Selected analytical methods for well and aquifer evaluation. *Illinois State Water Survey Bull.*: 49-81.
- Wathelet, M., 2008. An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35.

- Watkins, K. et al., 2008. Rapport mondial sur le développement humain 2007/2008, Programme des Nations Unies pour le développement, New York.
- Wellens et al., 2006. Renforcement de la capacité de gestion des ressources en eau dans l'agriculture moyennant des outils de suivi-évaluation – GEeau. Rapport Technique No 1 (2005 – 2006). Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques, Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins, Bobo Dioulasso, Burkina Faso: 127.
- Winter, T.C., 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7: 28-45.
- Woessner, W.W., 2000. Stream and fluvial plain ground water interactions: rescaling hydrogeologic thought. *Ground Water*, 38(3): 423-429.
- Wood, B.D., Keller, C.K. and Johnstone, D.L., 1993. In situ measurement of microbial activity and controls on microbial CO₂ production in the unsaturated zone. *Water Resources Research*, 29(3): 647-659.
- Wood, W.W. and Petraitis, M.J., 1984. Origin and Distribution of Carbon Dioxide in the Unsaturated Zone of the Southern High Plains of Texas. *Water Resources Research*, 20(9): 1193-1208.
- Wyżga, B., 1999. Estimating mean flow velocity in channel and floodplain areas and its use for explaining the pattern of overbank deposition and floodplain retention. *Geomorphology*, 28(3-4): 281-297.