







# MODELISATION MATHEMATIQUE APPLIQUEE A L'HYDROGEOLOGIE : MODELISATION NUMERIQUE DU COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE ALLUVIAL DE KARFIGUELA

# MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU MASTER D'INGENIERIE EN GENIE CIVIL ET HYDRAULIQUE

OPTION : INFRASTRUCTURES ET RESEAUX HYDRAULIQUES / AEP - Eaux Souterraines

\_\_\_\_\_

Présenté et soutenu publiquement le 29 Octobre 2015 par

#### Pierrick NDJOMO TSIMI

Travaux dirigés par :

Nestor Fiacre COMPAORE

Assistant Technique - Projet PADI BF-101

Dr. Mahamadou KOITA

Enseignant - Chercheur - Fondation 2iE

(CCREC)

Jury d'évaluation du stage :

Président : Mahamadou KOÏTA

Membres et correcteurs : Dial NIANG

Arnaud QUENUM

Promotion [2014/2015]

Institut International d'Ingénierie Rue de la Science - 01 BP 594 - Ouagadougou 01 - BURKINA FASO
 Tél. : (+226) 50. 49. 28. 00 - Fax : (+226) 50. 49. 28. 01 - Mail : 2ie@2ie-edu.org - www.2ie-edu.org

# **DEDICACES**

A:

- Mes parents Valère et Marie Madeleine NDJOMO TSIMI ; mes frères et mes sœurs (Yolande, Stéphane & Eveline, Félicité, Paul-Marie, Chantal, Pierre-Nestor, Paul-Valère) ; mon fiston Emmanuel pour tout votre « AMOUR »; Ce travail, est le témoignage de ma reconnaissance envers vous, voyez-en toute mon affection. Puisse le Seigneur vous prêter vie afin que vous jouissiez des fruits de vos bienfaits ;
- Mes amis avec qui j'ai partagé peines et joies, recevez ici le signe de ma sympathie.

## REMERCIEMENTS

Avant d'exposer les résultats de mes travaux, je voudrais exprimer ma gratitude à tous ceux dont la disponibilité, le soutien et la contribution à divers niveaux m'ont aidé à la conception et à la réalisation de ce document. Mes remerciements vont à l'endroit de:

- L'Association pour la Promotion de l'Education et de la Formation à l'Etranger (APEFE) ainsi que Wallonie-Bruxelles International (WBI) pour le cofinancement du Programme d'Appui au Développement de l'Irrigation (PADI); Car c'est avant tout dans le cadre des objectifs poursuivis à travers ce programme que s'est inscrit le thème du présent mémoire ;
- Monsieur Yembi Nestor Fiacre COMPAORE, Assistant Technique du Projet PADI-BF 101; pour avoir supervisé ce travail en tant que Maître de stage et dont la disponibilité et les critiques pertinentes m'ont permis de mieux orienter cette étude.
- Docteur Mahamadou KOITA, Enseignant Chercheur Fondation 2iE (CCREC) ; 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 ce mémoire, un contenu scientifique avéré.
- Docteur Elie Serge Gaëtan SAURET dont les observations et conseils m'ont guidé dans ces travaux.
- Messieurs Ahmed KAM et Yacouba FOFANA pour l'accompagnement, la disponibilité, les conseils et surtout l'expérience des SIG mis à ma disposition tout au long de mon séjour.
- Monsieur Alfred BADO, dont l'aide lors des différentes phases de terrain fut d'une grande importance.
- Tout le personnel de la Direction Régionale de l'Agriculture, des Ressources Hydrauliques, de l'Assainissement et de la Sécurité Alimentaire des Hauts-Bassins ;
- Ma promotionnaire, amie et camarades de stage Djamilatou DAO, avec laquelle j'ai partagé maintes craintes et interrogations ayant trait à la rédaction de nos mémoires respectifs.
- Enfin, que tous ceux qui de près ou de loin ont contribué d'une façon ou d'une autre à l'élaboration de ce mémoire, trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude

## RESUME

Situé à l'extrême Sud-ouest du Burkina Faso dans la région des Cascades, la plaine Alluviale de Karfiguéla représente un réservoir souterrain constitué principalement de matériaux alluvionnaires. Cette formation aquifère est considérée comme monocouche, et les caractéristiques géométriques ainsi que les interactions avec le principal cours d'eau, le fleuve Comoé, demeurent complexes et mal connues. C'est dans le but d'apporter une contribution à la compréhension de l'hydrogéologie de cette plaine vaste de 45,78 km<sup>2</sup> environ, que la présente étude a été initiée. Pour les besoins de l'étude, les limites de la Plaine Alluviale de Karfiguéla ont été étendues jusqu'à ses frontières naturelles : la falaise de Banfora au Nord et le Lac Tengréla à l'Ouest. La formation aquifère considérée comme une seule couche hébergeant une même nappe d'eau souterraine, a été modélisée en régime permanent. Les résultats du modèle numérique des écoulements (à travers le code de différences finies MODFLOW sous l'environnement GMS (Groundwater Modeling System)) développé pour la plaine alluviale de Karfiguéla a employé une approche modèle conceptuelle avec intégration des systèmes d'information géographique. Les paramètres d'entrée limites, source/ sink, Conductivité hydraulique, conductance, Recharge...ont été considérés dans ce travail. Le modèle a été simulé pour générer un scénario d'écoulement des eaux pour une période de 01 an, de janvier à décembre 2014. La calibration vérifie la chronique de charges piézométriques utilisées pour ladite période. Durant le processus de construction du modèle, le bilan en eau a été analysé. La recharge totale du système a été de 163,65342697352 m<sup>3</sup> et le total des 163,6543481789 m<sup>3</sup>; pour un écart déficitaire quasi nul de décharges a été de 0,000921205339 m3. L'analyse sensitive a démontré que ce modèle est vraiment stable pour un ajustement  $\pm$  10% de tous les paramètres et assez raisonnable pour un ajustement de  $\pm$  20% (avec une erreur RMS dans le modèle toujours identique qu'à 10%). Les résultats fournis par le présent modèle paraissent acceptables au regard des hypothèses admises, et des données que nous avions collectées.

#### Mots Clés :

- 1. Nappe alluviale
- 2. Hydrogéologie
- 3. Piézométrie

- 4. Aquifère
- 5. Recharge
- 6. Modélisation.

# ABSTRACT

Located in the extreme southwest of Burkina Faso in the Cascades region, the Karfiguéla alluvial plain represents an underground tank consisting mainly of alluvial materials. This aquifer is considered to be monolayer, and the geometrical characteristics and interactions with the main watercourse, the Comoé River, remain complex and poorly understood. It is to make a contribution to the understanding of the Hydrogeology of this vast plain of 45.78 km2, this study was initiated. For the purposes of the study, the Karfiguéla alluvial plain limits have been extended until its natural borders: the cliff of Banfora to the North and Lake Tengréla in the West. The aquifer formation considered single layer hosting a same groundwater supply has been modelled steady. Modeling led to understanding water groundwater-surface water interactions by quantifying the exchanged water flows. The results of a mathematical groundwater model (Groundwater Modeling Software (GMS) & MODFLOW-2000 code) developed for Alluvial plain of Karfiguéla employing conceptual groundwater modeling approach. The boundary coverage, source/ sink coverage, recharge coverage, extraction coverage, was considered for this work. The model was calibrated and verified using historical and observed water level data for period 2014. The model was run to generate groundwater scenario for a 01 year period from january to december 2014 considering the existing rate of groundwater draft and recharge. During the process of constructing the groundwater model, a water budget was analyzed. During this period, the total recharge of the groundwater system was 163,65342697352 m<sup>3</sup> and the total discharge was 163,6543481789  $m^3$  the budget deficit was -0,000921205339 m3. Sensitivity analysis of the parameters has demonstrated that both models are very stable for changes in the ranges of  $\pm$  10% for all parameters and still reasonably for changes up to  $\pm 20\%$  with RMS error in the model alway equal that 10%. The results provided by this model seem to be acceptable under the accepted assumptions and data that we had collected.

#### Key words:

- 1. Alluvial water table
- 2. Hydrogeology
- 3. Piezometry

- 4. Aquifer
- 5. Recharge
- 6. Modeling.

# SIGLES ET ABREVIATIONS

2iE : Institut International d'ingénierie de l'eau et de l'Environnement **APEFE** : Association pour la Promotion de l'Education et de la Formation à l'Etranger **BRGM** : Bureau de Recherche Géologique et Minière **CCREC** : Centre commun de recherche eau et climat **CNID-B** : Comité National d'Irrigation et du Drainage du Burkina **DGH** : Direction Générale de l'Hydraulique **DGRE** : Direction Générale des Ressources en Eau **DGPS**: Differential Global Positioning System **DHI/ IWACO:** ECOWAP : Politique Agricole de la Communauté Economique des Etats de l'Afrique de l'Ouest ERT: Electrical Resistivity Tomography / Tomographie de la résistivité électrique FAO : Fond Alimentaire Mondial GIRE : Gestion intégrée des ressources en eaux **INSD** : Institut national de la statistique et de la démographie NEPAD-OCDE : Nouveau Partenariat pour le développement de l'Afrique - Organisation de Coopération et de Développement Économiques PADI : Programme d'Appui au Développement de l'Irrigation **PIB** : Produit Intérieur Brut **PZRG** : Piézomètre Rive Gauche PZRD: Piézomètre Rive Droite **RESO:** Ressources en Eau dans le Sud-Ouest **RMS**: Root – Mean- Squared SIG : Système d'Information Géographique **SNDDAI** : ..... : SN SOSUCO : Nouvelle Société Sucrière de la Comoé VREO : Programme de Valorisation des Ressources en Eau de l'Ouest du Burkina **WBI** : Wallonie-Bruxelles International

# **TABLE DES MATIERES**

DEDICACESI
REMERCIEMENTS II
RESUMEIII
ABSTRACT IV
SIGLES ET ABREVIATIONS VI
TABLE DES MATIERES
LISTE DES TABLEAUX IX
LISTE DES FIGURESX
AVANT-PROPOSXII
INTRODUCTION GENERALE1
GENERALITES SUR LA NOTION DE PLAINE ALLUVIALE
I. PESENTATION GENERALE DE LA ZONE D'ETUDE
I.1 Situation géographique7
I.2 Climat et Végétation7
I.3 Hydrographie10
I.4 Sols et Relief
I.5 Géologie générale de la zone d'étude14
I.6 Contexte hydrogéologique17

« Modélisation mathématique appliquée à l'hydrogéologie : Modélisation numérique du comportement hydrodynamique de l'aquifère alluvial de Karfiguéla »

II. MA	ATERIELS ET METHODES
II.1 N	Matériel19
II.2 N	Méthodologie d'acquisition des données21
II.2.1	Suivi piézométrique dans la plaine alluviale21
II.2.2	Détermination des paramètres hydrodynamiques24
II.2.3	Evaluation de la Recharge des Eaux Souterraines
II.2.4	Modélisation des écoulements souterrains du système aquifère de la plaine
alluvi	ale de Karfiguéla
III. RE	SULTATS ET DISCUSSIONS
III.1	Suivi piézométrique dans la plaine alluviale52
III.1.1	Directions d'écoulement de la plaine alluviale
III.2	Paramètres hydrodynamiques55
III.3	Recharge
III.3.1	1 Méthode du bilan de Thornthwaite
III.3.2	2 Méthode des cubatures de variations piézométriques
III.4	Simulation de l'écoulement de la nappe alluviale63
III.4.1	1 Ajustement de la piézométrie63
III.4.2	2 Ajustement des conductivités hydrauliques
III.4.3	A justement des conductances des lits des cours d'eau67
III.4.4	4 Etude de sensibilité
IV. CO	NCLUSIONS
V. RE	COMMANDATIONS – PERSPECTIVES
VI. BII	BLIOGRAPHIE74
VII. AN	NEXESI

# LISTE DES TABLEAUX

# LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Organigramme de la modélisation 4
Figure 2 : Schéma type des unités géomorphologiques d'une plaine alluviale (Ballais et al.
2005) 5
Figure 3 : Carte de la situation géographique du site d'étude (SIG VREO, 2008 ; SIG PADI-
BF101, 2013)7
Figure 4 : Carte des isohyètes représentant les grandes zones climatiques du Burkina Faso 8
Figure 5: Variation des pluies annuelles au cours des dix dernières années9
Figure 6: Variation des pluies pour l'année 2014 9
Figure 7: Réseau hydrographique et sous-bassins hydrographiques majeurs du bassin de la
Comoé (Sources : DGRE, IGB)11
Figure 8 ; Carte de géologie et de géomorphologie du Burkina Faso14
Figure 9: Géologie de la zone d'étude16
Figure 10: Sonde piézométrique19
Figure 11: Sondes mini diver et barodiver 19
Figure 12: Conduite de refoulement équipée d'un Système de variation de débit 20
Figure 13: Répartition des micros piézomètres sur la plaine21
Figure 14: Paramètres géométriques de calcul du niveau piézométrique avec la sonde Diver 23
Figure 15 : Conductivité/Transmissivité d'un aquifère25
Figure 16 : (a) Valeurs de Transmissivité et (b) conductivité hydraulique obtenues dans les
selon la méthode d'interprétation de Bouwer et Rice26
Figure 17 : Schéma conceptuel du bilan de Thornthwaite32
Figure 18 : Modèle conceptuel de la plaine alluviale 40
Figure 19: Coupe géologique et sections de terrain du domaine modélisé 41
Figure 20 : Cartographie 2DToit issue d'une interpolation par krigeage de points extrait du
DEM 3042
Figure 21 : Carte topographique 3D issue d'une interpolation par krigeage de points extrait du
DEM 3042
Figure 22 : Limites et frontières de la zone modélisée 43
Figure 23 : Calcul des conditions de potentiel selon Modflow 44
Figure 24 : Principe de la méthode des différences finies48

« Modélisation mathématique appliquée à l'hydrogéologie : Modélisation numérique du comportement hydrodynamique de l'aquifère alluvial de Karfiguéla »

Figure 25 : Discrétisation de la zone modélisée 50
Figure 26 : Carte Rester illustrant la piézométrie de la zone d'étude (2014) 52
Figure 27 : (a) Allure générale des isopièzes de l'aquifère alluvial de Karfiguéla en saison
hivernale; (b) Allure générale des isopièzes de l'aquifère alluvial de Karfiguéla en saison
sèche (2014) 54
Figure 28: Carte piézométrique 3D, interpolée par krigeage. (2014) 55
Figure 29 : Allure du rabattement dans le piézomètre plaine alluviale-Karfiguéla 56
Figure 30 : Allure du rabattement dans le piézomètre plaine alluviale-de Tengréla 56
Figure 31 : Allure du rabattement dans le piézomètre plaine alluviale-Karfiguéla - Siniena - 57
Figure 32 : Variation annuelle des volumes d'eau parvenus aux piézomètres61
Figure 33 : (a) Calage hydrodynamique de la piézométrie en régime permanent ; (b) Droite de
corrélation entre piézométrie observée et calculée 65
Figure 34 : Piézométrie observée (a) et calculée (b)67
Figure 35: a) Ajustement de la conductance du lit de la Comoé et b) piézométrie calculée 70
Figure 36 : Piézométrie pour une augmentation (a) et une diminution (b) de 10% de la
recharge 71

## AVANT-PROPOS

Dans la perspective d'apporter des réponses à la question de sécurité alimentaire au Burkina Faso, le Programme d'Appui au Développement de l'Irrigation (PADI) qui est un programme de coopération entre le royaume de Belgique et le Ministère de l'Agriculture, des Ressources Hydrauliques, de l'Assainissement et de la Sécurité Alimentaire du Burkina a été institué avec pour objectifs de :

- Contribuer à la satisfaction des besoins alimentaires et de la petite industrie locale à partir des produits agricoles, y inclus ceux de l'élevage et de la pêche ;
- Contribuer à la lutte contre la pauvreté à travers l'accroissement de l'emploi et des revenus de toutes les couches de la population ;
- Contribuer à la promotion d'une gestion et exploitation durable des ressources naturelles,
- Contribuer à l'équilibre entre les différentes régions du Burkina Faso, certaines étant plus propices que d'autres pour les cultures pluviales ou de bas-fonds, et à l'accroissement de la part du secteur agricole dans le volume des exportations du pays.

Le résultat N°1 du projet dénommé Projet d'Appui à la Gestion Durable des Eaux Souterraines pour l'Agriculture Irriguée (PADI/BF 101) est axé sur le point 4 et couvre les régions des Hauts Bassins, des Cascades et du Plateau Central.

Ce projet PADI/BF 101 se déroule en deux phases de trois ans chacune qui s'étale de janvier 2011 à décembre 2013 et de janvier 2014 à décembre 2016. Son financement est assuré conjointement par trois bailleurs de fonds : Wallonie-Bruxelles International (WBI) et l'Association pour la Promotion de l'Education et de la Formation à l'Etranger (APEFE) et l'Etat Burkinabè.

L'objectif de ce projet est :

Contribuer à l'amélioration des capacités techniques des structures impliquées dans la mise en œuvre de la SNDDAI par le développement d'outils opérationnels et par le renforcement des compétences

Et plus spécifiquement :

- D'améliorer les connaissances sur les potentialités des aquifères superficiels au profit de la petite et moyenne irrigation ;
- D'évaluer l'impact quantitatif et qualitatif de l'agriculture irriguée sur les ressources en eau souterraine ;
- D'identifier les techniques et technologies appropriées de mobilisation des ressources en eaux souterraines

## **INTRODUCTION GENERALE**

L'eau souterraine est une composante invisible du cycle de l'eau, qui joue un rôle majeur pour l'homme et les milieux, surtout en zones arides et hyperarides. En Afrique subsaharienne par exemple, on estime d'ailleurs que 90% des eaux renouvelables servent à l'agriculture, (*Kulshreshtha, 1993*) ; Et que ces besoins en eau pour l'irrigation (accompagnés d'une augmentation du coût de l'irrigation), devraient sans doute s'accroître d'environ 400% de 2000 à 2080 (45 à 180 milliards de m3/an). Cependant, selon *Frenken (2005)*, le continent africain souffre d'une rareté d'eau qui selon toute vraisemblance devrait plonger la moitié des pays dans un stress hydrique d'ici 2025. Ce qui nous amène à dire que 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, avec des ressources en eau renouvelable estimées à 852 m<sup>3</sup>/an/habitant alors que le seuil de pénurie est évalué à 1000 m<sup>3</sup>/an/habitant (*GIRE, 2001*), ce dernier apparait comme étant un pays déficitaire au sens de la gestion durable des ressources en eau ; alors que l'essentiel de son économie dépend de l'agriculture, tant par sa contribution à la création d'emplois que pour la recherche de la sécurité alimentaire et nutritionnelle ; avec 64% des ressources en eau du pays 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, car le secteur agricole occupe 40% du PIB national (*NEPAD-OCDE, 2010*). Vu cette importance et vu aussi la place que se font les eaux souterraines dans cette activité, il s'avère impératif de développer des stratégies de gestion de la ressource en eau afin de garantir son utilisation rationnelle pour un accroissement considérable de la production agricole. La maîtrise de cette ressource en eau souterraine passe par la connaissance des caractéristiques du milieu dans lequel elle se trouve (*BRGM, 2008*).

Dans ce contexte, la plaine alluviale de Karfiguéla dans la région des Cascades, à l'extrême Sud-ouest du Burkina Faso recevant d'abondantes précipitations (>1000 mm/an contre 400-600 mm/an dans le nord et 600-900 mm/an au centre), bénéficiant de résurgences d'eau sous forme de sources, dispose donc en occurrence de conditions (hydro)géologiques favorables à la formation et l'accumulation d'importantes ressources en eau. Par la présence de vastes bas-fonds agricoles aménagés, et d'une main d'œuvre abondante (INSD., 2009),

celle-ci constitue un grenier important pour l'atteinte de l'autosuffisance alimentaire et l'accroissement de l'économie du pays.

Malheureusement, 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 du fleuve Comoé, principal cours d'eau pérenne de la plaine qui est intensivement exploitée pour l'agriculture irriguée.

Dans un contexte généralisé de changement climatique marqué par des périodes 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 la plaine de Karfiguéla, voire dans toute la région, car celle-ci déployée sur tout le long du fleuve Comoé 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.

C'est dans ce sens que le Programme PADI (Programme d'Appui au Développement de l'Irrigation), à travers le Projet PADI BF-101 se fondant sur les orientations de la politique nationale de développement durable de l'agriculture irriguée adoptée par le Gouvernement Burkinabé en décembre 2003, a mis en œuvre cette toute première étude de modélisation hydrodynamique de la nappe alluviale<sup>1</sup>, afin de contribuer à une meilleure connaissance des interactions entre les eaux de surface et les eaux souterraines:

L'objectif général étant de développer un modèle conceptuel hydrogéologique et un modèle numérique des écoulements de l'aquifère alluvial de Karfiguéla pour avoir un outil de gestion de la ressource en eau.

La démarche méthodologique suivante a été adoptée

• Une approche de synthèse générale

Cette synthèse consiste à faire une revue bibliographique du contexte géographique, climatique, hydrographique de la zone d'étude.

2

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>Nappe alluviale : Volume d'eau souterraine contenu dans des terrains alluviaux, en général libre et souvent en relation avec un cours d'eau.

• Une approche de synthèse géologique et hydrogéologique

Elle est basée sur la compilation et l'analyse critique des données. L'hydrogéologie est abordée par une étude quantitative et qualitative des ressources en eau souterraine de la zone d'étude, plus particulièrement, une étude des caractéristiques géométriques (épaisseurs et extensions) et hydrodynamiques des formations aquifères, de l'évolution de la piézométrie et l'identification des directions d'écoulement des eaux, et l'étude de la variabilité spatiotemporelle de la recharge.

• Une modélisation des écoulements souterrains

La modélisation des écoulements souterrains est basée sur l'exploitation des résultats obtenus. Les limites de la zone modélisée sont étendues jusqu'à des frontières naturelles par souci de prise en compte des conditions aux frontières plus réalistes. La modélisation est réalisée en régime permanent avec le logiciel MODFLOW sous l'environnement GMS.6.5.

Les objectifs poursuivis à travers cette modélisation des écoulements souterrains dans la plaine alluviale de Karfiguéla sont :

- Intégrer l'ensemble des données disponibles et comprendre le fonctionnement du système aquifère,
- Comprendre les interactions « eaux souterraines-eaux de surface » à travers une quantification des flux d'eau échangés,
- Quantifier les flux entrants et sortants aux limites du modèle (estimation de l'apport de l'aquifère).



Figure 1 : Organigramme de la modélisation

## **GENERALITES SUR LA NOTION DE PLAINE ALLUVIALE**

Une plaine alluviale est un espace géographique caractérisé par une surface topographique à faible dénivelé, située en fond de vallée, constituée d'alluvions (galets, graviers, sables, argiles, limons...) déposées lors de crues d'un cours d'eau et assimilable à la zone inondable de celui-ci. (Figure 2) (Ballais et al. 2011b; Lecce et Pavlowsky, 2004; Wyżga, 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 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.





Les principales unités hydro géomorphologiques d'une plaine alluviale sont le lit mineur et le lit majeur.

• Le lit mineur (ou lit ordinaire) d'un cours d'eau, qui est l'espace occupé par l'écoulement pour des crues courantes et est constitué d'un ou plusieurs chenaux bien

marqués. On y observe parfois des bancs de sable, de gravier ou de galets qui émergent lors de la période des plus basses eaux (étiage).

• Le lit majeur d'un cours d'eau est son champ d'inondation ; ces parties extrêmes ne sont mises en eau que pour des crues exceptionnelles. Les vitesses d'écoulement y sont faibles et les particules les plus fines (limons, argiles) se déposent par sédimentation. A l'intérieur du champ d'inondation, des terrasses alluviales forment parfois des niveaux étagés dont la submersion est de moins en moins fréquente lorsqu'on s'élève au- dessus du lit ordinaire. On distingue donc quelquefois un lit majeur ordinaire, encore appelé **lit moyen (ou lit intermédiaire)** par certains auteurs, submergé fréquemment voire annuellement, et un lit majeur exceptionnel, submergé plus rarement, par exemple seulement par des crues décennales ou plus fortes (Cours d'Hydraulique Fluviale, E. BIAOU 2014).

Ainsi, la plaine alluviale est modelée par le passage à répétitions de crues de différentes intensités. La morphologie du lit mineur d'un cours d'eau est, elle, régie par des phénomènes hydrologiques (débits morphogènes parvenus depuis le bassin versant), naturels (variables de contrôle et de réponse) et anthropiques (dérivations, barrages, prélèvements) plus complexes qui remanient fréquemment l'équilibre dynamique de ce cours d'eau.

Par ailleurs, l'aquifère de plaine alluviale, lorsqu'il existe reste la source d'eau souterraine la plus accessible car il fournit des quantités d'eau importantes à faible profondeur. En effet, les matériaux des nappes alluviales, contrairement aux autres aquifères plus profonds, sont faciles à creuser, même avec des moyens rudimentaires (pelle, pioche...). L'eau contenue dans les aquifères alluviaux et les aquifères souterrains profonds forme dans une région à potentialité aquifère l'ensemble des eaux souterraines que l'on peut exploiter pour des besoins divers (eau de consommation, eau agricole, eau industrielle par exemple).

## I. PESENTATION GENERALE DE LA ZONE D'ETUDE

### I.1 Situation géographique

La zone d'étude est la plaine alluviale de Karfiguéla. Elle est située à l'extrême Sudouest du Burkina Faso dans la province de la Comoé dont le chef-lieu est Banfora (figure1). Cette plaine est localisée approximativement entre 10°42'00'' de latitude Nord et 4°49'00'' de longitude Ouest (CNID-B, 2009). La plaine a une superficie d'environ **45,78 km<sup>2</sup>**, repartie entre les localités de Karfiguéla, Banfora, Bounouna Tengréla, Nafona, Lémouroudougou, Kribina-Lèna, Tiékouna, Niankar, Kossara, Diarabakoko Siniéna.



Figure 3 : Carte de la situation géographique du site d'étude (SIG VREO, 2008 ; SIG PADI-BF101, 2013)

## I.2 Climat et Végétation

Sur base des isohyètes, trois zones climatiques se différencient du nord au sud du Burkina Faso (Figure 4):

- La zone sahélienne qui s'étend au nord du pays reçoit les pluviométries les plus faibles du pays (≈ 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.





Sur la base de cette subdivision du Burkina-Faso en plusieurs régions climatiques, la région des Cascades se classe dans le domaine climatique tropical de type sud-soudanien, qui est défini par une saison sèche allant de novembre à avril et une saison pluvieuse de mai à octobre (Fontès et Guinko, 1995). Durant les dix dernières années, la pluviométrie moyenne annuelle de la zone a été de 1076 mm  $\pm$  73 mm (Figure 5).

Pour l'année 2014 la quantité d'eau tombée a été de 1125,8 mm repartie en 76 jours. Le mois d'août a été le mois le plus pluvieux avec une hauteur de pluie de 422 mm d'eau (Figure 6).



Figure 5: Variation des pluies annuelles au cours des dix dernières années



Figure 6: Variation des pluies pour l'année 2014

Dans le Tableau I : Moyenne mensuelle et annuelle (en mm) de l'évapotranspiration potentielle (ETP) d'après la formule de Penman pour la station de Karfiguéla au Burkina Faso., les valeurs des évapotranspirations potentielles (ETP) mensuelles moyennes sont présentées. En général, l'ETP est plus haute pendant les mois d'Avril et Mai et la plus basse pendant les mois de Décembre et Janvier à cause de la relation entre l'ETP et la température.

<u>Tableau I : Moyenne mensuelle et annuelle (en mm) de l'evapotranspiration potentielle</u> (ETP) d'après la formule de Penman pour la station de Karfiguéla au Burkina Faso.												
Mois	J	F	М	A	М	J	J	A	S	0	N	D
ETP (mm)	70	74	105	117	113	92	86	78	73	85	76	62

Les températures moyennes annuelles sont comprises entre  $17^{\circ}$ C et  $36^{\circ}$  C, soit une amplitude thermique de  $19^{\circ}$  C.

En raison de la forte pluviométrie et de la diversité de ses sols dont jouit la région, celleci est favorable à l'intensification et à la diversification des activités agro-pastorales ; Elle offre des conditions idéales à la formation d'un couvert végétal très diversifié. En effet, celuici dans son ensemble est constitué de savanes boisées, de forêts claires hautes de 15 à 20 m entrecoupées de galeries forestières et de tapis graminéen. A ces différentes espèces, viennent s'ajouter les peuplements de rôniers et les différents vergers. Plusieurs forêts classées existent dans la région. A ce titre, on peut citer les bosquets des tradi-praticiens comme ceux de Kawara dans le département de Sindou et du 02 Juin à Kankalaba.

#### I.3 Hydrographie

Le fleuve Comoé est le seul cours d'eau pérenne qui traverse notre zone d'étude. La Comoé est un cours d'eau pérenne qui prend sa source dans la région de Samogohiri sur le plateau gréseux à 600 m d'altitude. En descendant les falaises de Banfora, la Comoé forme la cascade de Karfiguéla et s'écoule dans une vaste plaine jusqu'à sa sortie du territoire burkinabè en formant de nombreux méandres.

Ce grand fleuve d'Afrique Occidentale qui donne son nom à la province de la Comoé (une des 45 provinces du Burkina Faso située dans la région des Cascades), a une longueur de 813 kilomètres pour une superficie totale de son bassin versant à l'embouchure de 82 408 km<sup>2</sup>.

La portion Burkinabè de ce bassin international (17 590 km2) est répartie entre les provinces de la Comoé, de la Léraba, du Houet, du Kénédougou et du Poni. Elle comprend trois (03) sous-bassins qui sont :

• La Léraba, cours d'eau pérenne ;

- La Comoé, cours d'eau pérenne ;
- Le Baoué-Iringou, cours d'eau temporaire.



## Figure 7: Réseau hydrographique et sous-bassins hydrographiques majeurs du bassin de la Comoé (Sources : DGRE, IGB)

Le fleuve est cependant longé de forêts galeries sur presque toute sa longueur, ce qui constitue un habitat privilégié pour une faune très riche.

## I.4 Sols et Relief

Selon les critères de profondeur et de position physiographique, la région des Cascades se compose de divers types de sols.

Les sols généralement rencontrés dans le bassin de la Comoé sont de quatre types :

- Les sols kaolinitiques, du type ferrugineux tropical de couleur rouge ocre, qui assurent un bon drainage
- Les sols montmorillonitiques de couleur brune sur lesquels le drainage est imparfait
- Les sols argilo-sableux qui assurent un drainage moyen
- Les sols hydromorphes inondés en saison humide.

Cependant au niveau de la plaine de Karfiguéla, ceux-ci sont généralement profonds de type ferrugineux tropical lessivés moyennement profonds dont la texture est à dominance sableuse ou sablo-argileuse (*Moreau, 1967; Leclercq & Dembélé, 1986*) ; avec une infiltration verticale est très rapide (*PADI, 2014*). La diversité de ces sols est sans nul doute, un énorme potentiel pour l'activité agricole dans la zone car ils sont en majorité légers et sensibles à l'érosion qui est accélérée par l' « action anthropique <sup>2</sup> ».

Comme le montre le Tableau 2, la proportion des sables est prépondérante dans la texture des sols de Karfiguéla sur les fractions argileuse et limoneuse même dans les couches profondes. On voit également qu'il y a un lessivage des argiles vers les profondeurs, même si leur proportion ne dépasse pas 16% à un mètre de profondeur. La "densité apparente" ne varie pas beaucoup tout au long du profil.

L'humidité pondérale à la capacité de rétention et au point de flétrissement est très faible entre la surface et 60 cm de profondeur. Elle augmente ensuite de façon importante et peut atteindre le double des valeurs des horizons superficiels en ce qui concerne la capacité de rétention voire le quadruple dans le cas du point de flétrissement.

Profondeur	Granulométrie			Da	Нр %		RU*
( <i>cm</i> )	A%	L%	<i>S%</i>		pF 2.5	pF 4.2	(mm)
0-20	3.1	6.5	90.4	1.7	5.8	1.4	15.5
20-40	4.4	5.3	90.2	1.7	5.0	1.9	26.1
40-60	3.6	6.5	89.9	1.7	4.8	2.2	34.8
60-80	9.4	7.5	83.0	1.8	10.3	4.3	56.4
80-100	15.8	19.0	65.2	1.7	11.0	5.4	76.6

#### Tableau II: Données analytiques physiques du profil de sol Karfiguéla

Da = masse volumique apparente sèche

*Hp* = *humidité* pondérale

*RH* = *Réserve utile cumulée (elle a été corrigé en tenant compte du taux des éléments grossier)* 

A% = pourcentage des argiles

 $<sup>^2</sup>$  Action anthropique : Résultat des activités humaines (les systèmes de production extensifs ; la coupe abusive du bois de chauffe; l'occupation anarchique des terres...)

L% = pourcentage des limons S% = pourcentage des sables

Le relief de la région des Cascades est l'un des plus accidenté au Burkina Faso. Cependant, il est composé essentiellement de deux unités topographiques que sont les plateaux et les plaines. Inclinés légèrement vers le sud, les plateaux ont une altitude moyenne de 450 m et laissent souvent apparaître des collines qui les dominent d'environ 250 m. A ce niveau, l'on rencontre le piton de Bérégadougou qui a une altitude de 717 m et le piton de Ténakourou (le plus haut sommet du Burkina Faso) qui culmine à 747 m. On y trouve également des reliefs ruiniformes tels que les pics de Sindou, les cascades de Banfora, de Karfiguéla et de Tourny qui sont des sites touristiques privilégiés de la région.

Quant aux plaines, elles sont vastes et parcourues par deux grands cours d'eau (le fleuve Comoé et le fleuve Léraba) qui occasionnent des inondations à certains endroits pendant la saison des pluies. C'est sur ces plaines que se pratique l'agriculture et se développe particulièrement la culture de la canne à sucre.

La quasi-totalité des sols de cette partie du Burkina est propice à la culture. Cependant, on rencontre par endroit des sols inaptes à la culture ou faiblement aptes à la culture. En outre, on note une carence de ces sols en matière organique, même si environs 52 % des terres sont cultivables.

## I.5 Géologie générale de la zone d'étude

La plaine alluviale de Karfiguéla se trouve à cheval sur les deux principaux ensembles géologiques du pays, la zone sédimentaire au Nord et la zone de socle au sud.



#### Figure 8 : Carte de géologie et de géomorphologie du Burkina Faso

Le contexte de la région des cascades est globalement caractérisé par deux grandes zones :

- 1. Un socle granitique et métamorphique dans lequel on peut mettre en évidence deux unités géologiques :
  - Un précambrien inférieur constitué globalement de granites et de migmatites avec quelques séries gneissiques diversifiées ;
  - Un précambrien moyen ou birrimien constitué de séries volcaniques et volcano-sédimentaires.

 Une couverture sédimentaire tabulaire qui correspond à la bordure sud-est du vaste synéclise de Taoudéni centré sur le craton ouest africain. Ces deux formations sont en outre traversées par des sills et des dykes de gabbro et de dolérites.

Cependant au niveau de la plaine, les formations géologiques suivantes peuvent être répertoriées:

- Un ensemble tonalitique constitué de granodiorite, de tonalite et diorite à quartz.
- La formation des Grès de Kawara-Sindou (GKS) formée par des sables grossiers conglomératiques. D'une épaisseur variant de 60 à 350 mètres, elle repose en discordance sur les Grès Inférieurs.
- La formation des Grès Inférieurs (FI) d'une épaisseur variant de 50 à 300 mètres, qui reposent en discordance sur le socle avec pour succession lithostratigraphique de la base au sommet: grès rouges fins arkosiques, grès quartzites fins, grès roses à débit schisteux. (HUGOT, 2002).
- Un ensemble formé de schistes et de volcano-sédiments tels que les pélites, les schistes gréseux, les schistes lustrés gris-noir, les schistes tuffacés ainsi que de rares horizons quartzitiques. (OUEDRAOGO, 2006).

En outre, tous ces terrains sont recouverts par des formations meubles plus récentes qui supportent les sols favorables aux cultures. Il s'agit de sédiments alluviaux récents (dans les fonds de vallées) ou anciens (sur les « plateaux ») ainsi que de dépôts colluviaux à la base des reliefs.

C'est ainsi que de façon générale, l'aquifère alluviale qui s'étend de Karfiguéla à Diarabakôkô, se développe sur un (01) ensemble géologique unique et bien distinct constitué de formations superficielles relativement récentes datant du Quaternaire. Celles-ci s'empilent les unes sur les autres en couches subhorizontales et sont représentées par :

Des alluvions récentes (dans des fonds de vallées peu épaisses) ou anciennes (sur les « plateaux ») ainsi que de dépôts colluviaux <sup>3</sup> à la base des reliefs. Ce sont généralement des graviers recouverts de limons argilo-sableux avec des épaisseurs variant de 20-38m(Quaternaire).Ces alluvions très argileuses constituent la majeure partie de l'aquifère alluvial avec des proportions allant jusqu'à 67% selon les sites; le sable et le gravier occupant des proportions relativement faibles.

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Dépôts colluviaux : Dépôts qui résultent d'un transport de terre en général peu ou pas caillouteuse (0-20%)

Des latérites dont le recouvrement est un caractère dominant de paysages pénéplaines<sup>4</sup>, mollement ondulés ou tabulaires. De par sa fissuration et sa porosité, les carapaces latéritiques revêtent une importance non négligeable du point de vue hydrogéologique. Leur présence en zone de socle peut indiquer une forte couche d'altération avec des fractures (Quaternaire).

La nature des sols est étroitement liée à la géologie, à la géomorphologie et au climat. La figure 5 présente la carte géologique de la zone d'étude. On distingue deux grands ensembles de sols:

- Sols profonds limono-argileux développées sur matériaux alluviaux de grès. Leurs propriétés physiques sont assez variables. La fertilité est moyenne à faible et le drainage est généralement bon. Les hauts d'interfluve cuirassés ou gréseux donnent naissance aux sols gravillonnaires peu épais incultivables.
- Sols sableux a sablo-argileux a profondeur moyenne développés sur granites a fertilité chimique de l'ensemble moyenne, a drainage bon a très bon.



Figure 9: Géologie de la zone d'étude

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>*Pénéplaines : Relief en pente douce, résultat final d'une érosion* 

## I.6 Contexte hydrogéologique

On distingue au Burkina Faso, le système aquifère de la zone de socle et le système aquifère de la zone du sédimentaire ancien et récent (Continental Terminal). En fonction de la porosité, ces systèmes aquifères sont classés en:

- Aquifères discontinus : la ressource est localisée et circule à travers les failles/fractures des roches massives du socle: granites, dolérites, calcaires, silexites, grès, ou dans les roches plastiques
- Aquifères semi-continus : la ressource est localisée dans le milieu poreux, et circule dans les fractures et les joints de liage de grès, de roches carbonatées, des cuirasses, et des schistes
- Aquifères continus : les eaux circulent à travers les pores inter-granulaires et microfissures issus de l'altération : altérites surmontant le socle, alluvions, sables, grès friables.

La région des Cascades, dans laquelle est située la plaine alluviale de Karfiguéla comprend deux entités hydrogéologiques principales:

#### • L'entité des zones sédimentaires

La zone sédimentaire est constituée d'une épaisse série de roches à dominante gréseuse qui contient plusieurs niveaux aquifères. Il s'agit d'un bassin sédimentaire essentiellement gréseux d'âge très ancien. Certains niveaux aquifères fournissent des débits très importants de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres cubes par heure (GIRE, 2001).

#### • L'entité des zones de socle

La zone de socle cristallin est à dominance granitique avec des schistes, des roches vertes et des dolérites. Les débits exploitables sont modestes. Les ressources en eau se situent soit dans la zone altérée et plus ou moins ameublie pour les roches granitiques (arènes), soit dans la roche fracturée (GIRE, 2001).

Chacun de ces types de roches présente des caractéristiques sensiblement différentes:

- les roches gréseuses sont à la fois poreuses et fracturées, ce qui leur confère un fort potentiel aquifère alliant un taux de réussite élevé des forages et un bon débit,
- les roches granitiques et schisteuses, ainsi que les dolérites, ne possèdent qu'une faible perméabilité, une faible porosité, donc des ressources aquifères modestes: elles peuvent néanmoins donner localement des débits importants, mais avec un taux d'échec significativement plus élevé.

- les argilites sont des roches peu perméables et donc pauvrement aquifères; lorsqu'elles sont suffisamment épaisses, elles peuvent même isoler des unités aquifères distinctes,
- les alluvions et les altérites sont des roches poreuses qui peuvent refermer beaucoup d'eau mais dont la productivité dépend de leur épaisseur et de leur teneur en argile. Le potentiel hydrogéologique des alluvions est actuellement mal connu car aucun forage n'y a été recensé: compte tenu du nombre de puits qui captent ces terrains, le taux de succès doit être significatif, surtout au niveau des grands cours d'eau pérennes. Quant aux altérites, elles renferment le plus souvent une nappe phréatique au sein de laquelle sont implantés la plupart des puits modernes et traditionnels: c'est une nappe généralement peu profonde, donc facilement accessible, mais vulnérable à la pollution et à la sécheresse.

Cette différence de comportement des principaux terrains aquifères est confirmée par les données du tableau 3 qui détaillent les taux de succès des forages à différents débits dans le socle et le sédimentaire. On remarque que les roches gréseuses fournissent trois à quatre fois plus de forages à gros débit que celles du socle.

# Tableau III: Comparaison des taux de succès des forages à différents débits dans le bassin versant de la Comoé

Zone	Type de roches	Type d'aquifère		Succès à 1 m <sup>3</sup> /h	Succès à 10 m <sup>3</sup> /h		
Sédimentaire	gréseuses	poreux	et	90 %	15 %		
		fracturé					
Socle	granitiques	fracturé		88 %	5 %		
	schisteuses	fracturé		87 %	4 %		

Par ailleurs des études hydrogéologiques faites par le programme de Valorisation des Ressources en Eau du Sud-Ouest du Burkina Faso (RESO) en 1998 montrent que la répartition des réserves aquifères est très inégale. En effet la zone sédimentaire qui couvre 20% du bassin renferme plus de la moitié des réserves aquifères.

La zone d'étude est constituée d'un unique ensemble hydrogéologique définis à la base de données lithologique : Les formations Quaternaires sont présentées par les latérites et les alluvions argilo-sablo-limoneux de bas-fonds.

# **II. MATERIELS ET METHODES**

La réalisation des activités de ce travail a nécessité du matériel approprié ainsi qu'une méthodologie stricte que nous allons présenter dans cette partie.

## **II.1 Matériel**

La collecte des données de l'étude a nécessité l'utilisation du matériel indiqué ci-dessous :

 Une sonde piézométrique munie d'un indicateur sonore et lumineux pour mesurer manuellement le niveau piézométrique.



### Figure 10: Sonde piézométrique

- Une sonde barodiver :
   Elle permet de mesurer la pression atmosphérique qui, compensée avec les données obtenues à partie de la sonde mini diver permet d'obtenir le niveau piézométrique



Figure 11: Sondes mini diver et <u>barodiver</u>

- Une pompe immergée
- Un groupe électrogène

- Une conduite de refoulement pour assurer le transit du volume retiré à la nappe ;
- Une vanne de réglage manuelle : installée à l'aval de la conduite de refoulement. Elle sert à réguler le débit de pompage si la pompe fonctionne à une vitesse fixe ;
- Un seau d'eau et un chronomètre afin de mesurer le débit soutirage



Figure 12: Conduite de refoulement équipée d'un Système de variation de débit

- Le bailer qui est un instrument qui est formé d'un tube de diamètre inférieur à celui du piézomètre et muni d'un clapet fixé au bout. Il permet de prélever de l'eau dans le piézomètre lors de l'essai slug test
- Un « differential global positioning system : DGPS » ou le système de positionnement global différentiel, qui sert à déterminer les coordonnées géographiques et les altitudes des ouvrages avec une précision de l'ordre du centimètre. Le DGPS que nous avons utilisé est de marque LEICA geosystems<sup>®</sup> Cs10 (Figure 5)

Outre le matériel terrain, nous avons utilisé plusieurs logiciels techniques à savoir:

- Microsoft office 2010 (Microsoft Word, Microsoft Excel...)
- Surfer 8pour l'établissement des différentes cartes basées sur la représentation de donnes spatiales
- ArcGIS 9.2 pour élaborer les différentes cartes de représentation thématiques
- GMS 6.5.3 pour la Modélisation hydrogéologique.

## II.2 Méthodologie d'acquisition des données

Les études à effectuées ont été faites grâce aux ouvrages installés sur la plaine. Il s'agit d'un réseau de suivi constitué de soixante-neuf (69) micropiézomètres qui sont repartis par groupements indépendants (Figure 12).

#### II.2.1 Suivi piézométrique dans la plaine alluviale

Pour mieux apprécier l'évolution de la piézométrie dans la plaine alluviale, ainsi que les variations des niveaux d'eau dans le fleuve Comoé, des données de campagnes piézométriques récentes (2014) ont été exploitées. Ces données concernent 69 micro piézomètres qui couvrent toute l'étendue de la zone étudiée, et répartis sur sept (07) sites expérimentaux : Karfiguéla (24 micro piézomètres) ; Banfora Nord (02 micro piézomètres) ; Bounouna (10 micro piézomètres) ; Tengréla (12 micro piézomètres) ; Kribina-Lèna (10 micro piézomètres) ; Siniena (08 micro piézomètres) et Diarabakoko (03 micro piézomètres). (Figure 13)



Figure 13: Répartition des micros piézomètres sur la plaine

Ces micros piézomètres, de 10 de diamètre ont été réalisés à la tarière manuelle et disposés tout au long de la plaine alluviale en rives gauche et droite du fleuve Comoé. Le mode opératoire de réalisation des micros piézomètres (outillages requis et étapes de foration) est présenté à l'annexe du document.

Dix (10) campagnes de mesures piézométriques ont été réalisées au cours de cette année 2014 en raison d'une mesure par mois à cause des lentes variations des niveaux statiques.

La mesure du niveau des eaux souterraines est d'une importance fondamentale dans toutes les interprétations : elle constitue une opération de base.

Le niveau piézométrique représente en un point donné et par rapport à un repère donné la charge hydraulique de ce point. En pratique, elle représente en nappe libre, le niveau de la surface libre de l'eau.

La détermination du niveau piézométrique consiste à la mesure d'un niveau d'eau pour les nappes libres dans les aquifères à forte ou moyenne perméabilité (Cassan, 2005). Elle a été faite lors des tournées piézométriques de façon manuelle et automatique.

Pour les relevés manuels, la tournée doit se faire dans une période aussi courte possible vu que le niveau piézométrique est en perpétuel fluctuation.

De façon manuelle, on a utilisé la sonde piézométrique (Figure 12) dont le capteur est sensible à la conductivité de l'eau. Lorsque la sonde atteint le niveau de l'interface air/eau, un contact électrique est établi entre deux tiges métalliques, déclenchant un signal sonore et lumineux. Le paramètre mesuré est la profondeur du niveau d'eau par rapport au bout du tubage en surface.

Le niveau piézométrique par rapport au niveau de repère des altitudes est donné par :

$$NP = Z_{TN} - P_{mesuré} + H_d$$

Où :

- *NP* : Niveau piézométrique (m)
- $Z_{TN}$ : Altitude du terrain naturel à l'emplacement de l'ouvrage (m)
- *P<sub>mesué</sub>* : Profondeur d'eau mesurée avec la sonde (m)
- $H_d$ : Hauteur de débordement du tubage hors du sol (m)

#### NB : les micros piézomètres ne comportent pas de margelle.

Les coordonnées géographiques des ouvrages ainsi que leurs altitudes ont été fournis par des campagnes de levé au DGPS (voirII.2.4Levés topographiques) Pour les mesures en continue, un capteur de pression (sonde diver®) Figure 13 est plongé dans le piézomètre pour la mesure du niveau d'eau en continu sur une période étendue. Dix micros piézomètres ont été équipés des sondes diver réglées à des intervalles de temps de mesure de 30 minutes. L'avantage des capteurs Diver est qu'ils permettent de suivre les fluctuations de la nappe de façon continue.

#### • Fonctionnement des sondes Diver :

La sonde Diver est munie d'un capteur de pression qui mesure la pression correspondant à la colonne d'eau au-dessus de la sonde augmentée de la pression atmosphérique. Le niveau d'eau est obtenu en soustrayant la pression atmosphérique à cette valeur. La pression atmosphérique est fournie par la sonde barodiver placée sur le même site.

Les micropiézomètres munis de sondes mini Diver sont au nombre de dix (10), installés dans les piézomètres à l'aide de ficelles. Une sonde barodiver est installée dans un des micropiézomètres et effectue les mesures de pression atmosphérique.

*NB* : le transfert des données des sondes diver de même que la programmation se fait à l'aide d'un ordinateur muni du logiciel Diver-Office.

Le niveau de référence choisis pour le niveau piézométrique est le niveau d'origine des altitudes. La conversion des données en altitudes nécessite de connaitre l'altitude du piézomètre. La mesure du niveau d'eau par rapport à un niveau de référence verticale se fait par les calculs suivants :

$$NE = TP - LC + CE$$



Figure 14: Paramètres géométriques de calcul du niveau piézométrique avec la sonde Diver
Dans la figure :

- NE représente le niveau d'eau par rapport au niveau de référence verticale,
- *TP* représente la tête de puits, en pratique l'altitude du terrain naturel du puits,
- *LC* est la longueur du câble auquel est suspendu le Diver,
- Le Barodiver mesure la pression atmosphérique (Pbaro) et le Diver mesure la pression exercée par la colonne d'eau (CE) et la pression atmosphérique (Pdiver).

La colonne d'eau (CE) au-dessus du diver est exprimé par :

$$CE = 9806,65 \frac{P_{diver} - P_{baro}}{\rho g}$$

Où :

- p est la pression en cmCE,
- g est l'accélération dû à la gravité (9,81m/s<sup>2</sup>)
- $\rho$  la masse volumique de l'eau (1000kg/m<sup>3</sup>).

En remplaçant CE par sa valeur nous obtenons :

$$NE = TP - LC + 9806,65 \frac{P_{diver} - P_{baro}}{\rho g}$$

# II.2.2 Détermination des paramètres hydrodynamiques

Il nous a semblé utile, avant d'aborder cette étape, de passer en revue les travaux antérieurs ayant porté sur une connaissance des paramètres hydrodynamiques dans notre zone d'étude. Cette revue bibliographique poursuit essentiellement un objectif, celui de vérifier la cohérence des approches et des résultats. C'est ainsi que certaines notions et termes développés sont en partie tirés des travaux de Betan N., 2012.

Afin de connaître les paramètres hydrodynamiques de la plaine alluviale, deux (02) types d'essai ont été réalisés dans le cadre de notre étude:

- Des essais de choc hydraulique in situ« slug-test » sur des micropiézomètres
- Des essais de pompage par palier de débit sur des piézomètres plaine alluviale afin de déterminer d'une part, les paramètres hydrodynamiques de la nappe (transmissivité et coefficient d'emmagasinement) et d'autre part, de simuler les pompages prévisionnels en « vraie grandeur ».

#### II.2.2.1 « Essais de choc hydraulique in situ« slug-test »

L'essai choc hydraulique «slug tests» est un type particulier d'essai de nappe développé par Bouwer et Rice (1976) et qui permet de mesurer la conductivité hydraulique (K) d'un aquifère à l'aide d'un seul ouvrage.

La productivité d'un captage dans un aquifère dépendant du coefficient de perméabilité (K) et de l'épaisseur (h) de l'aquifère. On définit ainsi la transmissivité à partir des conductivités obtenues par les Slug-test. Celle-ci est le produit de la conductivité hydraulique (K) du matériau aquifère par son épaisseur (h) et se définit par la relation:

$$T = K.h$$

Avec :

 $T: Transmissivité\left(\frac{m^2}{s}\right)$ 

K: Conductivité hydraulique  $\left(\frac{m}{s}\right)$ 

h: Epaisseur de l'aqquifère **(**m**)** 



Figure 15 : Conductivité/Transmissivité d'un aquifère.

D'après la littérature, les profils des courbes ont montrés une réponse de type «suramortie» : type de réponse caractéristique des milieux à faible conductivité hydraulique (Butler, 1998).

Les méthodes d'interprétation de Hvorslev et de Bouwer et Rice ont permis de déterminer des valeurs de conductivités hydrauliques et de transmissivité ponctuelles au voisinage de 69 micropiézomètres. Les résultats sont donnés dans le tableau par site de groupement des micropiézomètres.

Les résultats des slug test obtenus dans les 69 micropiézomètres donnent une conductivité hydraulique moyenne de  $2,55.10^{-5}$  m/s pour une valeur minimale de  $3,86.10^{-6}$  m/s et une maximale de  $6,92.10^{-5}$  m/s (Tableau 5).

Sites	Conductivité moyent	Hydraulique ne (m/s)	Epaisseur de la Plaine	Transmissivité moyenne (m²/s)			
	Hvorslev	Bouwer & Rice	alluviale (m)	Hvorslev	Bouwer & Rice		
Karfiguéla	2,88E-04	6,92E-05	27	7,76E-03	1,87E-03		
Banfora-	9,18E-05	2,36E-05	29	2,66E-03	6,86E-04		
nord							
Tengréla	9,32E-05	2,19E-05	35	<i>3,26E-04</i>	7,68E-04		
Siniena	3,54E-05	8,96E-06	23	8,15E-04	2,06E-04		
Diarabakôkô	5,44E-06	3,81E-06	35	1,90E-04	1,33E-04		
Moyennes		2,55E-05			7,32E-04		

Tableau IV : Conductivités hydraulique et transmissivités ponctuelles par site

Le choix des conductivités hydrauliques ainsi que des transmissivités à considérer, a été porté sur celles obtenues avec la méthode de Bouwer et Rice ; car selon des études (Michael D. et al. 1990, Chapuis R. P. 1999, Campbell M D.et Starrett M. S., 1990), elle est reconnue comme étant la méthode donnant les valeurs les plus conformes. Elle prend en compte l'épaisseur de l'aquifère et est spécifique aux cas des pénétrations partielles de l'aquifère, ce qui correspond à notre cas d'étude.





#### II.2.2.2 Essais de pompages par paliers de débits sur piézomètres Plaine-alluviale

Le pompage d'essai est une méthode définie pour déterminer les caractéristiques hydrauliques des formations géologiques. Cet essai consiste à l'application d'une décharge sur la nappe en fonction du temps pour pouvoir évaluer quantitativement et qualitativement le système aquifère

Plusieurs méthodes existent pour calculer ces paramètres Thiem (1906), Theis (1935), Cooper & Jacob (1946) ; Jacob (1950).

Ce type d'essai dit de puits, ne permet pas d'obtenir une valeur représentative de la transmissivité de l'aquifère capté. En effet, les durées de pompage trop courtes ne permettent pas de mobiliser un volume d'aquifère suffisant. La transmissivité calculée à partir de ce type d'essai correspond donc à une **« transmissivité ponctuelle ».** Cette approche a été abordée afin de combler les lacunes de valeurs de transmissivité et d'avoir une comparaison avec la méthode Slug-test. L'estimation de la transmissivité se fait en interprétant la courbe de descente et de remontée de l'eau dans l'ouvrage, après arrêt du dernier palier de pompage à condition que les couples expérimentaux (t/t', s) tracés sur un papier semi-logarithmique s'alignent sur une droite.

Dans ce cas de pompages par paliers enchaînés, un temps d'observation de la remontée du niveau de l'eau est respecté après chaque palier. Ce temps de repos est d'une durée au moins égale à celle du palier de pompage de manière à retrouver approximativement le niveau d'eau initial dans le forage. Le nombre de paliers va de 3 à 5 suivant l'importance du débit et la durée varie de 45 à 60 minutes.

Pour la détermination de la transmissivité, la méthode d'interprétation de Cooper-Jacob a été retenue dans le cadre de cette étude. L'application de cette méthode suppose qu'un certain nombre de conditions soit satisfait :

- L'aquifère a une extension latérale infinie ;
- Le diamètre du puits est négligeable ;
- Le puits est parfait ;
- L'aquifère est captif ;
- L'aquifère est homogène, isotrope, d'épaisseur constante sur toute la zone influencée par le pompage ;
- L'écoulement vers le puits est transitoire.

Dans bien des cas, les pompages d'essai réalisés ne vérifient jamais l'intégralité de ces conditions. Selon Kruseman et De Rider (1974, 1991) in (Lasm 2000), cette situation n'empêche cependant pas l'usage des méthodes pour l'interprétation de ces pompages, qui donnent des résultats significatifs et représentatifs des aquifères quand les conditions réelles sont voisines des conditions théoriques.

La transmissivité peut être évaluée aussi bien avec les données de la descente qu'avec celles de la remontée du puits de pompage. Dans ce qui suit nous présentons les deux méthodes.

#### II.2.2.2.1 Méthode de la descente de Cooper-Jacob

Le point de départ de cette méthode est la formule de Thèis. Elle est vérifiée pour trois conditions :

- il faut que r soit petit (r est la distance du piézomètre à l'ouvrage) ;
- *t* très grand (t est le temps de pompage) ;
- u < 0, 1.

Ainsi l'expression du rabattement devient :

$$s = \frac{Q}{4\pi T} (-0.577 - lnu)$$
 (1)

$$u = \frac{r^2 S}{4 \, T t} \qquad (2)$$

En développant l'équation (1) on obtient l'équation (3).

$$s = \frac{Q}{4\pi T} - 0.577 - ln \left(\frac{r^2 S}{4 \text{ Tt}}\right)$$
 (3)

Et la forme finale logarithmique du rabattement est :

$$s = 2.3 \frac{Q}{4\pi T} = \frac{\log 2.25Tt}{r^2 S} = \frac{0.183Q}{T} = \frac{\log 2.25Tt}{r^2 S}$$
(4)

Avec :

- *s* : le rabattement mesuré en temps t, exprimé en mètre ;
- *T* : la transmissivité exprimée m2/s ;
- *t* : le temps écoulé depuis le début du pompage, exprimé en seconde ;
- *Q* : le débit de pompage en m2/s

Pour déterminer T et S, on représente sur papier bi-logarithmique la fonction s = f(t) (rabattement en fonction du temps). La droite obtenue coupe l'axe des abscisses en t<sub>0</sub> (s=0). Partant de là, on obtient les expressions :

$$T = \frac{0.183}{a}Q$$
 avec  $S = \frac{2.25Tt_0}{r^2}$ 

a est la pente de la droite et se déterminant graphiquement ( $\Delta s/\Delta t$ ).

#### II.2.2.2.2 Méthode de remontée de Jacob

A l'arrêt du pompage, l'eau souterraine continue de s'écouler en direction de l'ouvrage de captage. Le niveau de l'eau dans le forage remonte et simultanément le niveau piézométrique de la surface de dépression s'élève. Dans ces conditions, le rabattement résiduel obtenu  $s_r$  s'écrit :

$$Sr = \frac{Q}{4\pi T} ln \left( \frac{r^2 S}{4 T t} \right) - ln \frac{4Tt'}{r^2 S'}$$
(7)

Avec :

- Sr : rabattement résiduel (m) ;
- *r* : distance entre le piézomètre d'observation et l'ouvrage ;
- S' : coefficient d'emmagasinement de la remontée ; S : coefficient d'emmagasinement de la descente ;
- *t* : temps depuis le début du pompage;
- Q : débit de la remontée (moyenne des débits du pompage) en m3/h.

En supposant que S=S'

$$Sr = \frac{\mathbf{0.183}Q}{T}\log\frac{t}{t'} \Rightarrow T = \frac{\mathbf{0.183}Q}{a}\log\frac{t}{t'}$$

Avec *a*, la pente de la droite obtenue en représentant *Sr* en fonction de *log tt'* 

 $(Sr=f(\log \frac{t}{t'}))$  sur du papier semi-logarithmique  $(\frac{t}{t'})$  est porté en échelle logarithmique).

Cette méthode permet de calculer uniquement la transmissivité.

Au terme de la présentation des deux méthodes, il faut remarquer que dans le premier cas (descente), la valeur de la transmissivité serait entachée d'erreur due aux incertitudes dans la mesure causées par les pertes de charge (écoulement turbulent dans la nappe). Dans le second cas (remontée), la valeur de la transmissivité obtenue est beaucoup plus fiable (régime non influencé). Nous avons donc utilisé les données de la remontée pour la détermination de la transmissivité. Cette démarche a été conseillée par différents auteurs dans de pareilles circonstances (Kawecki (1993, 1995 a) cité par (Lasm 2000).

La connaissance du milieu et des différents paramètres hydrodynamiques nous permettent d'entamer la phase de l'élaboration du modèle numérique.

#### **II.2.3** Evaluation de la Recharge des Eaux Souterraines

Une estimation précise de la recharge des nappes est indispensable pour une gestion optimale des ressources en eaux souterraines. Plusieurs méthodes ont été mises au point en région soudano-sahélienne pour son évaluation. Dans le cas de notre étude, nous avons utilisés deux (02) méthodes :

- Méthodes du bilan de Thornthwaite
- Méthode des cubatures de variations piézométriques

On admet généralement que l'alimentation des aquifères s'effectue suivant trois mécanismes : par infiltration directe des précipitations aux aires d'affleurement ; par percolation latérale à partir des eaux de surface ; et à travers la contribution d'eau en provenance d'autres aquifères (ARANYOSSY, 1995). Mais dans le cas le plus général, l'alimentation des réservoirs aquifères est subordonnée à l'infiltration efficace des précipitations c'est à dire la part de la pluie qui échappe à l'évapotranspiration et au ruissellement (MARGAT, 1972); (CASTANY, 1982).

#### II.2.3.1 Méthode du bilan de Thornthwaite

#### II.2.3.1.1 Principes

Le schéma conceptuel du bilan de Thornthwaite suppose que la zone non saturée est divisée en deux parties (voir figure 22) :

Une zone d'échanges (sol-plantes-atmosphère), d'épaisseur relativement faible et d'humidité très variable ;

Une zone de transfert, d'humidité peu variable et au moins égale à celle correspondante à la capacité au champ.

Le calcul est basé sur le schéma physique selon lequel la pluie tombée sur le bassin versant prend quatre destinations :

- L'évapotranspiration : *ETR* (mm),
- Le ruissellement : *R* (mm),
- La recharge des nappes ou infiltration : *I* (mm),
- Le stockage dans le sol :  $\Delta S$  (mm)

Ceci se traduit par la relation :

 $P = ETR + (R + I + \Delta S)(1)$ 



Figure 17 : Schéma conceptuel du bilan de Thornthwaite

En substituant le terme (R+I) par celui de « Pluie efficace »  $(P_{eff})$  (fraction des précipitations qui participe effectivement au ruissellement et à l'alimentation des nappes), l'équation ci-dessus se simplifie à celle ci-dessous :

#### P = ETR + Peff(2)

La différence entre précipitation et évapotranspiration réelle (P - ETR) constitue la pluie efficace qui conditionne le ruissellement et l'infiltration.

#### Peff = (P - ETR)(3)

Cette méthode permet de travailler au pas de temps mensuel. Dans notre cas nous disposons des valeurs moyennes mensuelles sur 30 ans, des précipitations (P) et de l'évapotranspiration potentielle (ETP). On calcule l'évapotranspiration réelle (ETR) en comparant l'évapotranspiration potentielle et les réserves en eau disponibles (RU) pour l'évaporation et la transpiration. Cette disponibilité en eau est estimée à l'aide de la réserve facilement utilisable (RFU) qui est une réserve conceptuelle car n'ayant pas de réalité physique (DROUART et VOUILLAMOZ, 1999), même si l'on peut l'assimiler à la quantité d'eau stockée dans les premiers mètres du sol (SALVAYRE, 1990); (MARSILY, 1994).

Le principe de calcul doit permettre à la pluie d'alimenter en priorité l'ETP, puis de compléter la *RFU* jusqu'à son maximum, et enfin d'alimenter l'infiltration et le ruissellement lorsque l'*ETP* et la *RFU* sont satisfaites.

On procède de la façon suivante (Réméniéras, 1986) :

a) si les précipitations du mois sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle ( $P \ge ETP$ ), alors :

• L'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle (ETR = ETP).

L'excédent des précipitations sur l'évapotranspiration potentielle est emmagasiné dans l'humidité du sol dont il augmente les réserves jusqu'à ce que ce dernier soit saturé c'est-àdire atteigne la *RFU*.

La partie de l'excédent dépassant éventuellement la réserve cumulée constitue le « water surplus » disponible pour l'alimentation de la pluie efficace ( $P_{eff}$  = écoulement de surface + infiltration dans la nappe profonde).

b) si les précipitations du mois sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle (P < ETP), l'évapotranspiration réelle est la somme des précipitations du mois et de tout ou partie de la réserve d'eau du sol ; celle-ci est supposée mobilisée comme suit :

- Si la réserve antérieure d'humidité du sol est assez forte pour combler l'insuffisance des précipitations, l'évapotranspiration réelle est encore égale à l'évapotranspiration potentielle ; les réserves du sol sont alors réduites de la différence entre l'évapotranspiration potentielle et les précipitations du mois considéré. (Si P + ΔRU > ETP, ETR = ETP)
- Si la réserve d'humidité du sol est insuffisante pour satisfaire l'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration réelle reste inférieure à celle-ci et est égale à la somme des précipitations du mois et des réserves disponibles. (Si P + ΔRU ≤ ETP, ETR = P + ΔRU)

Cependant, la difficulté dans cette approche réside dans le choix de la  $RFU^5$ . Celle-ci dépend de la nature, de la composition lithologique et de l'épaisseur de la couche superficielle ; du climat, de la profondeur du niveau piézométrique et est surtout influencée par le type de couverture végétale.

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> *RFU* (*Reserve Facilement Utilisable*) : Volume d'eau compris entre le seuil de survie des végétaux (*Rs*) et celui de la saturation du sol (*RU*).

D'après Héloïse Grimbert et Lionel Bargeot, la Réserve Facilement Utilisable peut être déduite des formules ci-dessous :

$$RFU = \frac{2}{3}RU(4)$$
$$RU = (HE - Hpf) x Da x E(5)$$

Avec :

- *HE*: humidité équivalente du sol (%)
- $H_{pf}$ : humidité au point de flétrissement des plantes (%)
- da : densité apparente,
- *E* : épaisseur du sol (dm),
- *RU*<sup>6</sup> : Réserve Utile (quantité d'eau stockée par le sol, après une période pluvieuse et absorbable par les plantes).

NB: il faut noter que l'épaisseur (E) des sols correspond à la profondeur atteinte par les racines des plantes.

Partant de ces considérations, sachant que le périmètre d'étude se situe en zone semiaride, et ne disposant pas de données les humidités de notre sol, nous avons approximé pour la suite, en fonction des types de sols dans la plaine alluviale et selon Withers et Vipond (1974) la RU à 150 mm Ce qui nous a permis d'estimer la RFU à 100 mm.

Selon Israelson et	Hansen (1967)	Selon Withers et Vipond (1974)				
Type de sol	RU (mm/m)	Type de sol	RU (mm/m)			
Sableux	70-100	Sableux	55			
Sablo-limoneux	90-150	Sable fin	80			
Limoneux	140-190	Sablo-limoneux	120			
Argilo-limoneux	170-220	Argilo-limoneux	150			
Limoneux-argileux	180-230	Argileux	235			
Argileux	200-250					

Tableau V : Classification de la réserve utile (RU) en fonction du type de sol

 ${}^{6}RU$  (réserve utile du sol) : Seuil de saturation du sol au-delà duquel tout excédent de pluie est disponible pour l'écoulement et la percolation.

Source : Sawa & al. 2001

#### II.2.3.1.2 Estimation du ruissellement

Pour estimer la lame d'eau ruisselée dans la plaine alluviale de Karfiguéla, nous sommes partis de la base selon laquelle :

$$Kr = \frac{He}{Hp} = \frac{Ve}{Vp}$$
<sup>(1)</sup>.

Avec

- Kr : coefficient de ruissellement (%) ;
- He : Hauteur d'eau écoulée (mm)
- Hp : Hauteur de pluie tombée (mm)

Ce qui nous a permis de déduire

$$He = Kr * Hp(2)$$

Nous nous sommes ensuite référés aux travaux de Soumahila SAKANDE qui en annexe 5 de son mémoire nous a fourni des valeurs de coefficient de ruissellement ( $K_r$ ) (1981 – 2012), dans le bassin de la Comoé.

La part d'eau qui ruisselle a été estimée à 9,83% de la pluie totale écoulée.

#### II.2.3.1.3 • Infiltration

L'évaluation de l'infiltration qui donne une idée de la recharge des aquifères, se fait à partir du bilan hydrologique.

$$P = I + R + ETR$$

L'infiltration est calculée à partir des valeurs de précipitations et de l'évapotranspiration réelle selon Thornthwaite :

$$I = P - ETR$$

Le calcul de ce paramètre fondamental du modèle, nous oriente vers la mise en œuvre du modèle conceptuel.

#### II.2.3.2 Méthode du modèle hydrologique à réservoirs

#### II.2.3.2.1 Principe de la méthode

La méthode stipule que les fluctuations de la surface piézométrique sont des « variations continuelles alternatives » dues à la recharge ou décharge des aquifères.

L'étude porte sur l'alimentation parvenant à la surface de la nappe, autrement dit l'élévation du niveau des eaux souterraines.

Le principe de calcul de la recharge [R] ou l'infiltration efficace [Ie] introduit deux grandeurs :

La variation de niveau piézométrique :  $[\Delta h = h_2 - h_1]$ :

La porosité efficace  $(\eta_e)$  qui représente pour une nappe libre le coefficient d'emmagasinement spécifique (S);

Ainsi l'algorithme de la recharge entre deux mesures piézométriques h1 et h2 se produit comme suit:

• Si *h*2 > *h*1 : Augmentation du niveau piézométrique

$$R = \eta_e * \frac{\sum \Delta hi}{\Delta t}$$

Avec :  $\eta_e$ : porosité efficace (%), h : hauteur du niveau piézométrique (m), t : temps (s), et R la recharge (mm).

• Si *h2 < h1* : Diminution du niveau piézométrique,

R = 0

Les différences de niveau piézométrique observé en un point donné, entre deux instants définis, servent à définir entre autre une variation de réserve exprimée en hauteur d'eau, en ce point, d'après les hypothèses que l'on admet sur le coefficient d'emmagasinement moyen ou la porosité efficace (FORKASIEWCZ, 1969).

Pour estimer la recharge par cette méthode de variation du niveau piézométrique, nous avons considéré les piézomètres, avec un pas de temps mensuel. Les charges piézométriques retenues correspondent à des valeurs moyennes mensuelles évaluées sur l'année 2014, suivant la disponibilité des données par piézomètre. Les valeurs manquantes sont remplacées par les côtes du terrain naturel.

Sous Excel 2010, nous avons calculés par piézomètre, le cumul des variations de charges positives  $[\Delta h > 0]$  (Annexe 2). Une valeur moyenne annuelle  $[\Delta hmoy]$  de l'ensemble des piézomètres de la plaine a ensuite été évaluée. Elle correspond ainsi à la variation annuelle de la charge piézométrique d'un piézomètre « équivalent » situé dans la plaine.

La recharge est obtenue par multiplication de  $\Delta hmoy$  par la valeur de porosité efficace des roches.

La porosité efficace correspond à la part de porosité occupée par l'eau libre de mouvement. Elle est aussi appelée porosité de drainage ou porosité cinématique et est notée

 $\eta e$ . [DIENG B., 1999]. Elle représente le coefficient d'emmagasinement spécifique pour une nappe libre. Elle correspond ici à la porosité des roches en zone saturée et est définit comme suit :

L'eau qui arrive dans le sous-sol s'y accumule et y circule. La porosité efficace, comme la perméabilité, est un paramètre qui mesure ces deux aspects.

Elle détermine pour les roches du sous-sol, leur capacité d'accumulation de l'eau (et plus spécialement de l'eau mobilisable).

Pour mesurer la porosité d'une roche on mesure tout simplement la quantité d'eau (volume) qu'elle est susceptible de retenir (différence entre la masse de roche sèche et la masse de roche après ressuyage, c'est-à-dire écoulement de toute l'eau de gravité). C'est donc un pourcentage qui exprime le volume disponible pour l'eau (ou un autre liquide de densité voisine qui occuperait le même espace) par rapport à un volume donné de roche.

Remarquons qu'en règle générale plus les grains d'une roche sont fins plus la porosité efficace diminue.

# II.2.4 Modélisation des écoulements souterrains du système aquifère de la plaine alluviale de Karfiguéla

#### **II.2.4.1 Modèle conceptuel**

Un modèle conceptuel est une représentation des différentes unités géologiques et hydrogéologiques d'un système aquifère. Il se présente sous la forme de bloc diagramme ou de coupe géologique. La nature de ce modèle va déterminer la dimension et la forme de la grille du modèle hydrodynamique (Moustadraf, 2002). Le but de cette étape est de simplifier la réalité du terrain afin de permettre au modèle hydrodynamique de calculer les données souhaitées.

Cette étape est primordiale car la simplification ne doit pas dénaturer le problème. Il est très important que le modèle conceptuel soit une représentation fidèle des conditions hydrogéologiques. Ceci nécessite une bonne connaissance de la géologie et de l'hydrogéologie du secteur. Dans tous les cas, il faut justifier la simplification.

La première étape dans la construction d'un modèle conceptuel est la définition de l'extension et des limites du domaine de modélisation hydrodynamique. En effet un modèle hydrodynamique nécessite de définir ses conditions aux limites (potentiel imposés, flux imposés ou flux nul...).

#### II.2.4.1.1 Extension du modèle

Le domaine modélisé s'étend de la zone située des falaises de Karfiguéla jusqu'à l'exutoire du sous bassin de la haute Comoé à Diarabakôkô. La zone modélisée a une superficie voisine de 49km<sup>2</sup>. La figure 21 présente les limites horizontales du modèle définies sur base des arguments suivants:

- Une couche d'Alluvions argileuses saturées d'une vingtaine de mètre d'épaisseur reposant sur sable.
- Une couche de sable reposant sur du gravier
- Une couche de gravier reposant sur un horizon altéré et fissuré
- Un horizon altéré reposant sur du socle sain

L'aquifère alluvial de Karfiguéla est caractérisé par une géométrie en trois (03) dimensions : longueur, largeur et profondeur. Les profondeurs (épaisseurs de la plaine alluviale) retenues dans la présente étude sont issues des données fournies à partir des travaux

de géophysique (HALADOU 2013); des coupes géologiques et des coupes d'ouvrages disponibles.

Malgré les éventuelles modifications naturelles du lit de la Comoé par sa dynamique fluviale, la géométrie générale de l'aquifère ne présente pas de changement significatif, l'épaisseur des alluvions restant donc la même. Ce qui nous permet au regard de la superficie totale de la nappe, de dire que ces informations sur la géométrie du réservoir sont relativement précises et sont tout à fait exploitables en l'état.

Verticalement, le modèle est constitué de trois (03) couches superposées dont la limite supérieures (toit) de l'aquifère est la surface topographique ; la limite inférieure (Mur et/ou base) représente quant à elle le lit mineur affleurant le « bed-rock » ..... Les épaisseurs de ces couches ne sont pas uniformes à l'échelle du domaine à modéliser. Elles varient à la fois en fonction de la topographie et en fonction du type de formation géologique. Sur la base des modèles géologiques et hydrogéologiques décrits dans les paragraphes précédents, nous avons considéré une structuration de l'aquifère suivant 3 couches :

- Une couche altérite. Le toit de cette couche constitue la surface topographique et sa base correspond également au toit de la couche fissurée sous-jacente. Son épaisseur varie de 20 à 25 mètres.
- Une couche fissurée dont le sommet constitue la base de la couche d'altérites susjacente ; et la base quant' à elle, le toit du socle sain. Son épaisseur moyenne est de 7 m sur granite et de 20 m sur métavolcanite et métasédiment;



Figure 18 : Modèle conceptuel de la plaine alluviale







Figure 19: Coupe géologique et sections de terrain du domaine modélisé

#### • Le Toit

A l'échelle de la zone à modéliser, la nappe phréatique est considérée comme libre. Par conséquent, la limite du toit de l'aquifère correspond à la surface topographique du sol et n'a pas d'importance dans le modèle du moins tant que la piézométrie modélisée n'atteint pas la surface du sol (Fig.31). Il constitue une zone de recharge par la pluie pour le système.

La carte du toit est obtenue en utilisant le modèle numérique de terrain (30 m), cette carte montre que les altitudes varient entre 320 m dans la partie Nord-Ouest et 900 dans la partie Sud Est.

L'affectation des valeurs des côtes du toit dans chaque maille du modèle hydrodynamique a été réalisée par interpolation à partir des cartes numérisées. Cette interpolation a été réalisée par la méthode linéaire au niveau de GMS.



Figure 20 : Cartographie 2DToit issue d'une interpolation par krigeage de points extrait



# Figure 21 : Carte topographique 3D issue d'une interpolation par krigeage de points extrait du DEM 30

#### • Le Mur

L'aquifère alluvial repose sur du socle granodioritique ancien conformément aux informations fournies par la géophysique (L.A.HALADOU, 2013). Le mur représente une limite à flux nul, sans échange par drainance avec un niveau aquifère plus profond. L'aquifère est par conséquent modélisé en système monocouche. La morphologie de cette surface a été interpolée afin d'obtenir une altitude pour chaque maille du modèle.

#### II.2.4.1.2 Conditions aux frontières

• Condition de Neumann ou condition de flux nul

Elle est imposée en amont du modèle, tout le long de partie Nord de la zone d'étude (de Karfiguéla à Bérégadougou ; et appelée *(figure 28)*. Elle correspond au rebord de la falaise de Banfora. Elle s'applique également tout le long de la limite latérale Est du domaine modélisé

où nous rencontrons un talus qui constitue une ligne de partage des eaux. Il n'y a donc pas une entrée d'eau à ces frontières naturelles du domaine modélisé.



Figure 22 : Limites et frontières de la zone modélisée

#### • Condition de Dirichlet ou de hauteur piézométrique imposée

Tout le long des frontières Ouest et Sud (*figure 28*) du modèle, des hauteurs piézométriques sont imposées. Elles correspondent respectivement, aux hauteurs de niveau d'eau du Lac Tengréla, ainsi qu'aux hauteurs des niveaux piézométriques mesurés dans l'aquifère alluvial, et dont les eaux transitent par ces frontières.

#### • Conditions de Fourier

Le modèle est parcouru de Karfiguéla-Banfora-Nord à Diarabakoko (amont en aval) par le fleuve Comoé, principal cours d'eau pérenne traversant le domaine modélisé. MODFLOW calcule les conditions de potentiel de la manière suivante (figure 29):

« Modélisation mathématique appliquée à l'hydrogéologie : Modélisation numérique du comportement hydrodynamique de l'aquifère alluvial de Karfiguéla »



$$Q = C (RE - BE) \qquad Q = C (RE - PZ)$$

Avec,

- C: Conductance de la rivière ou du drain (m2/s),
- RE : Niveau de la rivière (m) ; BE :
- Niveau du fond de la rivière (m) ;
- Pz : Niveau statique (m)

Le débit échangé est approché indirectement en fixant la valeur de la conductance. Celle-ci est approchée de façon empirique par la relation :

$$C=\frac{\mathrm{Kz}*\mathrm{A}}{b};$$

Avec :

- *KHz* : conductivité hydraulique verticale (m/s),
- *b* : épaisseur mouillée (m)
- A : surface de contact par maille (m<sup>2</sup>).

#### II.2.4.1.3 Sollicitations

• Pompages / Exploitations pour l'irrigation

Ils correspondent aux volumes prélevés par les exploitants agricoles. Ces volumes totaux annuels calculés (Djamilatou DAO. 2015), prélevés au cours de la période annuelle 2014, sont utilisés dans le modèle. Ils s'élèvent à 199832 m<sup>3</sup>. D'après les informations recueillies, les extractions dans les forages sont négligeables, par conséquent, elles n'ont pas été prises en compte dans le modèle.

Le secteur agricole, bien développé à la périphérie des centres urbains ou dans des basfonds (avec des cultures maraîchères et fruitières) exploite principalement les eaux de surface en puisant ou en pompant directement dans les cours d'eau.

Dans l'état actuel des choses, l'estimation quantitative de l'irrigation est extrêmement difficile à réaliser.

#### • Recharge

Les valeurs de recharge spatialisée à l'échelle de la zone à modéliser, sont considérées (Partie III.3.1). Elles varient de 40mm à 50mm selon les méthodes de calcul.

Elles sont moyennées, et maintenues constantes dans le modèle. Ce choix est en fait guidé d'une part, par l'absence de données suffisantes permettant de bâtir et défendre un concept de recharge variable. Mais d'autre part, une autre façon d'appréhender cette question est de concevoir que même si l'infiltration en surface est importante, la vitesse de percolation jusqu'à la nappe pourrait être suffisamment lente au regard des profondeurs et des roches couvertures (argiles ou schistes imperméables) aux toits des aquifères ; si bien qu'en profondeur, la recharge pourrait demeurer constante dans le temps (Chyn et al, 2006).

#### • Sources et cours d'eau

Les sources constituent des zones d'exhaure naturelle des eaux souterraines. Au total, (01) source a été reconnue dans le modèle. Il n'est cependant pas facile de se faire une idée précise du débit car il est méconnu.

Le principal cours d'eau pérenne traversant le domaine à modéliser, est représenté par le fleuve Comoé, et son débit de base équivalent estimé à partir des données de jaugeages annuels équivaut à 4,7m<sup>3</sup>/s.

#### II.2.4.1.4 Conditions d'écoulement considérées

L'étude de la piézométrie de la plaine alluviale de Karfiguéla a permis de constater que la nappe s'écoule du Nord et du NE vers le Sud (II.1). Ces conditions d'écoulements sont celles admises dans le modèle.

#### II.2.4.2 Développement numérique du modèle

#### II.2.4.2.1 Présentation du logiciel Modflow

• Outils

L'élaboration du modèle numérique de fonctionnement du système aquifère se fera à l'aide du code différences finies de MODFLOW, développé en Fortran par l'USGS (McDonald et Harbaugh., 1988). Ce logiciel a pour qualités premières d'être simple, modulaire et d'avoir été rendu fiable par une utilisation mondiale massive. La version utilisée fonctionne sous GMS : Groundwater Modeling System. Modflow résout l'équation de

diffusivité aux dérivées partielles de l'écoulement des eaux souterraines en milieu poreux (combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de continuité) par la méthode des différences finies. Pour ce faire, l'aquifère doit être discrétisé en mailles quadrangulaires et des conditions aux limites doivent être imposées. Le nombre et la taille des mailles dépendent de la précision attendue et de la nature des données sources (nombre, distribution, qualité). La piézométrie calculée au centre de chaque maille tient compte des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique, porosité), des conditions aux limites (potentiel ou flux imposé, possible liaison avec un réseau hydrographique, etc...) et des conditions de recharge (infiltration, évapotranspiration, éventuels pompages).

Pour ce qui nous concerne, nous allons essentiellement travailler sur l'aspect écoulement souterrain.

Le modèle est renseigné par les hypothèses faites à l'étape précédente. Le code Modflow est un modèle numérique à trois dimensions. Il décrit les écoulements souterrains en milieu poreux anisotrope et hétérogène, en conditions de flux stationnaires ou transitoires, pour des aquifères libres, captifs ou mixtes selon l'équation de diffusivité :

$$K\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2}\right) = SS\frac{\partial h}{\partial t} + q$$

Avec :

- K:perméabilité
- *h*:hauteur piézométrique
- Ss: emmagasinement spécifique
- *q*:débit prélevé par unité de volume

En considérant l'épaisseur de l'aquifère relativement faible par rapport à ses dimensions horizontales, on se ramène à l'hypothèse d'un écoulement plan. Le régime permanent est caractérisé par la constance de h par rapport au temps matérialisé par  $\partial h \partial t = 0$ . Par conséquent cette dernière équation s'écrit sous cette forme :

$$\frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial \mathbf{x}^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial \mathbf{y}^2} = \mathbf{0}$$

L'équation de diffusivité pour un écoulement plan en régime transitoire s'exprime de la manière suivante:

$$\frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial \mathbf{x}^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{h}}{\partial \mathbf{y}^2} = \frac{S_s}{T} \frac{\partial \mathbf{h}}{\partial \mathbf{t}} + q$$

Une solution analytique h(x, y, t) satisfaisant l'équation de diffusivité, les conditionslimites et les conditions initiales est rarement possible compte tenu de la complexité des hydro-systèmes (De Marsily 1994). Les méthodes numériques sont alors utilisées pour obtenir une solution numérique approximée. Le code Modflow résout l'équation de diffusivité en utilisant l'approximation des différences finies. Pour ce faire, le modèle est discrétisé dans un système cartésien selon un maillage rectangulaire aux noeuds duquel l'équation est résolue.

#### • Hypothèses

Les principales hypothèses qui seront formulés sont :

- Le système aquifère de la plaine alluviale de Karfiguéla peut être assimilé à une nappe d'eau souterraine unique hébergée au sein d'un aquifère monocouche essentiellement constitué d'alluvions.
- La nappe est homogène, une équation d'écoulement supposant un milieu poreux selon la notion d'élément de volume représentatif sera retenue. L'homogénéité de la nappe sera représentée par des valeurs équivalentes des paramètres hydrodynamiques à l'échelle de volume représentatif (EVR) correspondant à la taille de la maille du modèle à réaliser.
- La modélisation sera réalisée en régime permanent par la méthode des différences finis à l'aide du logiciel GMS6.5.3 développé par EMS-i

#### II.2.4.2.2 Construction du modèle

Deux approches peuvent être utilisées pour construire un modèle sous l'interface GMS: l'approche « Grille » et l'approche « Modèle conceptuel »

- L'approche « Grille », qui est assez classique, consiste à travailler directement sur une grille 3D et à affecter maille par maille les propriétés hydrogéologiques du système ;
- L'approche « Modèle conceptuel » permet d'utiliser les outils SIG du module « Carte» de GMS pour développer un modèle conceptuel du site à modéliser. Dans la plupart des cas, cette approche est plus efficace que l'approche « Grille » car elle simplifie les tâches d'élaboration du maillage et d'affectation des conditions aux limites.

Dans notre cas, le modèle utilisé concerne l'approche « Modèle conceptuel » les données étant préparées via des « Couvertures » (« Coverages ») spécifiques à chaque type de données sous Arc Gis.

#### II.2.4.2.3 Discrétisation du domaine

Les équations hydrodynamiques en milieu souterrain sont des équations différentielles fortement non linéaires difficiles à résoudre avec les moyens analytiques habituels. Pour cela, le système aquifère est alors découpé en réseaux de mailles constituant les lignes et les colonnes.

La discrétisation consiste à approcher les termes de dérivation par des quotients différentiels. En se basant sur la définition de la dérivée. Nous pouvons écrire, que pour un pas h infiniment petit, la dérivée centrée s'exprime de la manière suivante:

$$\frac{df(x)}{dx} \approx f(x+h) - \frac{f(x-h)}{2h}$$

Les termes d'ordre 2 sont approches par :

$$\frac{d^2 f(x)}{dx^2} \approx \frac{f(x+h) - 2f(x) + f(x-h)}{h^2}$$

La résolution de l'équation de diffusivité par la méthode des différences finies, nécessite donc un maillage du domaine.



Figure 24 : Principe de la méthode des différences finies

On définit *hij* la charge hydraulique au point d'abscisse x = xi et l'ordonnéey = yi. Plus le maillage est fin (c'est à dire plus le pas *h* est petit), meilleure est l'approximation.

Une discrétisation par différences finies centrées avec un maillage régulier de points  $(\Delta X = \Delta Y = \Delta)$  conduit en régime permanent aux solutions présentées ci-dessous :

$$h_{i,j} = \frac{h_{i+1,j} + h_{i,j} + h_{i,j} + 1 + h_{i,j} - 1}{4}$$
 où  $h_{i,j} = h(x,y); x = xi; y = yi$ 

La valeur obtenue constitue la moyenne des charges hydrauliques des 4 noeuds qui entourent le point de coordonnées *xi* et *yi*.

Basée sur le principe de continuité des flux où les flux entrants et sortants de la cellule doivent être égaux à la variation de stockage de la cellule, la solution de l'équation de diffusivité doit satisfaire les conditions aux limites du modèle.

Le domaine d'étude a été discrétisé par un maillage carré régulier de 250 m de côté. La dimension des mailles a été choisie en fonction de la superficie de la zone d'étude et de la densité des données caractérisant certains secteurs. En général, plus les mailles sont petites mieux elles représentent les contours de l'aquifère et meilleure est la précision.

Le maillage en différences finies est donc ainsi constitué d'une de couche cellules rectangulaires de: **100 lignes x 170 colonnes**. Le domaine est ainsi constitué de 17000 cellules actives.



« Modélisation mathématique appliquée à l'hydrogéologie : Modélisation numérique du comportement hydrodynamique de l'aquifère alluvial de Karfiguéla »

Figure 25 : Discrétisation de la zone modélisée

#### II.2.4.2.4 Hauteurs piézométriques

Les valeurs de la piézométrie à l'échelle de la plaine alluviale, ont servi à extraire celles spécifiques à la zone modélisée et introduites dans le modèle, comme valeurs de : « starting head » dans Modflow. Elles ont permis de fixer les valeurs de hauteurs piézométriques imposées aux noeuds des frontières Ouest et Sud du modèle ; les valeurs choisies correspondant aux niveaux piézométriques moyens relevés dans les aquifères au cours des campagnes piézométrique de l'année 2014.

Quant aux « puits d'observations », les niveaux piézométriques utilisés pour le calage du modèle, sont ceux qui ont été relevés dans 69 ouvrages (forages et piézomètres, annexe 1) lors de la campagne piézométrique 2014.

#### II.2.4.2.5 Paramètres de calibration

Le calage du modèle a été réalisé de sorte à converger le plus possible des données mesurées sur le terrain: piézométrie, et débits de bases. Pour ce faire, la conductivité hydraulique et la conductance des cours d'eau ont été ajustées dans le modèle.

#### II.2.4.2.6 Conductivité hydraulique

Dans la partie II, nous avons présenté les gammes de variation des perméabilités mesurées sur le terrain à partir des essais slug-test. Nous ignorons la représentativité régionale de ces mesures ponctuelles. La plupart des essais de pompage réalisés ne sollicitant qu'une partie de l'aquifère ; ce qui empêche d'en déduire une valeur de la transmissivité moyenne de toutes les couches traversées. Les transmissivités connues ne sont donc qu'apparentes et uniquement représentatives des couches supérieures de l'aquifère. Par conséquent, à l'instar des autres valeurs de perméabilités, la valeur maximale estimée à **6,92.10<sup>-5</sup>m/s** (Karfiguéla).

De façon indubitable, la gamme des perméabilités que nous pouvons utiliser est très variable. Dans ces conditions, nous entrerons dans le modèle, comme première base de travail, la distribution spatiale des perméabilités établies(II.2.1). Nous affinerons au fur et à mesure du calage et l'ajustement de la conductivité hydraulique de l'aquifère modélisé se fait sur base de la conductivité hydraulique équivalente estimée à  $2,25x10^{-5}$ m/s.

#### II.2.4.2.7 Le coefficient d'emmagasinement

Pour une nappe libre, le coefficient d'emmagasinement est égal à la porosité efficace de l'aquifère. En régime permanent, il n'est pas nécessaire d'introduire les valeurs de ce paramètre

# **III. RESULTATS ET DISCUSSIONS**

#### III.1 Suivi piézométrique dans la plaine alluviale

#### **III.1.1 Directions d'écoulement de la plaine alluviale**

L'étude de l'évolution spatiale de la piézométrie dans plaine alluviale qui a concerné sur une soixantaine de points, répartis de manière relativement homogène, a permis l'élaboration d'une carte piézométrique de la nappe de Karfiguéla (Fig. 29).

Dans un premier temps, l'allure générale de la piézométrie a été déterminée par interpolation sur ArcGis. En admettant que le système aquifère de la plaine alluviale de Karfiguéla, est constitué par une nappe d'eau souterraine unique hébergée au sein d'un aquifère monocouche, on détermine un gradient piézométrique moyen de 3%0, pour un écoulement de la nappe du Nord vers le Sud. Cette allure piézométrique générale est illustrée par une carte raster (figure 30).



Figure 26 : Carte Rester illustrant la piézométrie de la zone d'étude (2014)

La carte Raster nous indique un sens général des écoulements de la nappe, du Nordouest et du Nord –Est, vers le Sud ; c'est-à-dire à partir de localités de Karfiguéla et Banfora-Nord.

Dans un second temps les iso-contours reprenant les niveaux piézométriques d'égales valeurs ont été réalisés par zone à partir du logiciel ArcGis ; en se basant sur les valeurs de piézométrie de l'année 2014 pour chaque site, en saison sèche (de novembre à juin) et en saison hivernale (de juillet à octobre).Cette carte est obtenue en tenant compte de la topographie et après le krigeage des données de terrain. L'altitude maximale du toit de la nappe est rencontrée dans la zone de 288 et la minimale à 252.

La carte piézométrique (*figure 31*) indique que les localités de Tengréla et Siniéna (au Nord-ouest et au sud), pourraient constituer des zones de recharge. En effet dans la localité de Siniéna nous observons un phénomène de drainage de la nappe par le Fleuve Comoé. Les courbes isopièzes se resserrent fortement délimitant probablement une zone de décharge des eaux souterraines ; celles-ci deviennent pratiquement parallèles au fleuve ; ce qui entraine une forte augmentation du gradient hydraulique : il y'a donc une forte alimentation du fleuve dans cette localité.

La zone d'extrême Nord (site de Karfiguéla), laisse apparaitre d'une certaine façon claire une convergence de l'écoulement vers l'axe de la rivière avec un gradient moyen de 2,33.10<sup>-3</sup> m/m ; ainsi que des échanges avec le milieu extérieur. La limite Ouest ainsi que celle du Centre-Est se comportent comme des limites à potentiel. La nappe est alimentée du côté ouest par le milieu extérieur. De plus, la décroissance des courbes isopièzes montre une alimentation de la nappe dans le même sens que le fleuve du côté Nord.

La nappe épouse d'une manière générale, la morphologie et la topographie des terrains traversés en particulier dans les secteurs où les reliefs sont bien marqués. Elle conserve la même configuration en saison hivernale et en saison sèche, ces périodes étant toutefois marquées par des décalages spatiaux des isopièzes. La nappe se trouve drainée par des zones à bonne perméabilités du réservoir généralement liées à une fissuration et fracturation secondaire.



« Modélisation mathématique appliquée à l'hydrogéologie : Modélisation numérique du comportement hydrodynamique de l'aquifère alluvial de Karfiguéla »

Figure 27 : (a) Allure générale des isopièzes de l'aquifère alluvial de Karfiguéla en saison hivernale ; (b) Allure générale des isopièzes de l'aquifère alluvial de Karfiguéla <u>en saison sèche (2014)</u>



Figure 28: Carte piézométrique 3D, interpolée par krigeage. (2014)

De manière générale, les écoulements se font de la nappe vers la rivière en suivant le sens d'écoulement de l'eau. La zone de Karfiguéla et de Siniena représentent des zones d'échanges avec le milieu extérieur. Les recharges importantes de la nappe se font à Karfiguéla et Banfora Nord.

#### III.2 Paramètres hydrodynamiques

Deux à trois paliers de débits enchaînés ont été réalisés sur 03 piézomètres plaine alluvial, avec des durées de pompage allant de 1 h à 2.30 h par palier et des remontées de durée quasiment identiques 1 h à 2 h. Les Figures 31, 32 et 33 montrent l'évolution du rabattement en fonction du temps dans les différents piézomètres 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.





#### Figure 29 : Allure du rabattement dans le piézomètre plaine alluviale-Karfiguéla



Figure 30 : Allure du rabattement dans le piézomètre plaine alluviale-de Tengréla





#### **Siniena**

Les résultats des interprétations des essais de pompage par palier de débits obtenus donnent une valeur moyenne transmissivité de la plaine alluviale de  $1,1.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s ; pour des valeurs minimale de  $1,92.10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s et maximale de  $1,57.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s (Tableau 6). Le coefficient d'emmagasinement moyen est de  $5.10^{-3}$ .

Lieux										
	Descente		Rem	ontée	Monorma	S (m)				
	Theis	Jacob	Theis	Jacob	- Moyenne					
Karfiguéla	2,12.10-4	1,03.10-4	2.10-4	1,13.10-4	1,57.10-4	8,96.10 <sup>-3</sup>				
Tengréla	1,6.10-4	1,44.10-4	1,68.10-4	1,47.10-4	1,55.10-4	6,76.10 <sup>-3</sup>				
Siniena	2,26.10-5	1,10.10 <sup>-5</sup>	2,32.10-5	1.10-5	1,92.10 <sup>-5</sup>	9,53.10 <sup>-4</sup>				

<u>Tableau VI : Caractéristiques et résultats des essais de pompage sur les piézomètres</u> plaine alluviale

Généralement, les valeurs de conductivité hydraulique, ainsi que celles des transmissivités déterminées par les Slug tests sont uniquement représentatives des matériaux au voisinage immédiat du puits (Butler, 1998). Toutefois, en ce qui concerne leur distribution

spatiale, nous remarquons que les transmissivités obtenues à partir des épaisseurs de la plaine alluviale (fournies par la prospection géophysique), sont du même ordre de grandeur que celles issues des essais de pompage par paliers de débits réalisés sur les piézomètres plaine alluviale :  $10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s.

Globalement, sur l'ensemble de la zone d'étude, les valeurs les plus faibles de T et K sont enregistrées en amont de la zone d'étude (Siniena et Diarabakoko) alors qu'en aval de la zone d'étude, de Karfiguéla à Tengréla, elles sont élevées. Cela est probablement 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. Ceci peut en outre se confirmer lorsque nous nous referons aux classifications de conductivités selon Freeze et Cherry (1979) et Mermoud, A. (2006), on remarque que les conductivités obtenues correspondent pour la plupart aux sables fins ( $10^{-5}$  à  $10^{-4}$ m.s<sup>-1</sup>).

# III.3 Recharge

### III.3.1 Méthode du bilan de Thornthwaite

Le calcul des pluies efficaces mensuelle et annuelle à partir des données (Pluie, *ETP*, *RFU*) introduites dans un programme Excel, commence par le mois d'août en considérant que le sol est rempli d'eau en fin Août [Stock d'eau restant fin juillet = RFU]. Les résultats du bilan de THORNTHWAITE sont synthétisés comme suit :

Tableau VII : Pluies efficace moyennes mensuelles de 1981 à 2014 par la méthode du

	J	F	Μ	Α	Μ	J	J	Α	S	0	Ν	D	Total
ETP (mm)	193,30	180,54	197,08	187,20	178,56	148,61	134,80	126,76	132,31	159,48	168,06	183,47	1990,15
P (mm)	1,15	1,80	16,77	60,67	101,89	145,53	184,23	265,46	186,44	62,24	7,19	1,46	1034,83
P - ETP	-192,14	-178,74	-180,31	-126,53	-76,67	-3,08	49,44	138,70	54,13	-97,24	-160,86	-182,00	
	-192,14	-178,74	-180,31	-126,53	-76,67	-3,08	49,44	188,14	154,13	2,76	-158,10	-182,00	
RFU	1						<b>Déficit</b>			<b>Déficit</b>			
	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	49,44	100,00	100,00	2,76	0,00	0,00	
ETR (mm)	1,15	1,80	16,77	60,67	101,89	145,53	134,80	126,76	132,31	159,48	9,95	1,46	892,57
I+R (mm)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	88,14	54,13	0,00	0,00	0,00	142,26

bilan de THORNTHWAITE

La pluie efficace (I+R) apparaît ainsi comme un indicateur significatif de la recharge.

« Modélisation mathématique appliquée à l'hydrogéologie : Modélisation numérique du comportement hydrodynamique de l'aquifère alluvial de Karfiguéla »

En supposant que le ruissellement, dans le meilleur des cas, représente 9,83% des précipitations annuelles [S.SAKANDE, 2014], la **lame d'eau annuelle ruisselée** obtenue à partir de la hauteur annuelle totale d'eau précipitée et du coefficient de ruissellement est égale à **101.724 mm/ an**. Cette valeur soustraite de la hauteur annuelle de pluie efficace (I+R) nous permet de trouver une valeur d'infiltration efficace I = 41mm.

Par conséquent, ce qui nous donne un volume annuel d'eau souterraine rechargée <u>de 1</u> <u>884 891.950 m<sup>3</sup></u>.

#### III.3.2 Méthode des cubatures de variations piézométriques

Les résultats de variation moyenne mensuelle des niveaux piézométriques au cours de l'année 2014 sont résumés comme suit :

A titre indicatif les résultats de 10 piézomètres sont présentés au Tableau 11 ci-dessus. Les résultats des autres piézomètres sont résumés en Annexe 2.
Piézomètres	Charge moyenne	Janvier	février	mars	avril	mai	juin	juille t	aout	setpembre	octobre	novembre	dé ce mbre	cumuls positifs (m/an/pié zo)	cumuls positifs (mm/an/piézo)
PzRd 03	Hi = Z - h	256,822	256,452	256,322	255,842	256,602	257,522	258,212	260,492	260,492	259,262	257,482	257,062	4.65	4650
T Zitu ve	∆hi		-0,37	-0,13	-0,48	0,76	0,92	0,69	2,28	0	-1,23	-1,78	-0,42	1,00	1050
PzRd 04	Hi = Z - h	254,155	253,295	253,735	253,175	253,855	254,955	255,395	256,895	256,895	256,695	254,635	254,295	416	4160
1 21(0 04	∆hi		-0,86	0,44	-0,56	0,68	1,1	0,44	1,5	0	-0,2	-2,06	-0,34	4,10	4100
PzRd 06	Hi = Z - h	253,779	253,279	252,819	252,319	253,339	255,179	254,959	257,679	257,679	257,199	254,299	253,939	5.58	5580
	∆hi		-0,5	-0,46	-0,5	1,02	1,84	-0,22	2,72	0	-0,48	-2,9	-0,36	-,	
PzRd 07	Hi = Z - h	259,471	258,811	258,471	258,071	259,901	260,651	252,151	259,4	259,4	260,151	259,731	259,571	10.58	10580
	∆hi		-0,66	-0,34	-0,4	1,83	0,75	-8,5	7,249	0	0,751	-0,42	-0,16	10,00	10000
PzRd 08	Hi = Z - h	252,133	251,903	251,403	250,903	252,123	254,803	253,403	254,873	254,873	254,583	252,583	252,343	5.37	5370
	∆hi		-0,23	-0,5	-0,5	1,22	2,68	-1,4	1,47	0	-0,29	-2	-0,24	- ,	
PzRd 10	Hi = Z - h	266,227	265,307	265,147	264,867	265,587	266,807	265,817	267,497	267,497	266,147	265,727	265,907	3.62	3620
	Δhi		-0,92	-0,16	-0,28	0,72	1,22	-0,99	1,68	0	-1,35	-0,42	0,18	-,	
PzRd 11	Hi = Z - h	265,713	265,313	265,153	264,613	265,573	266,093	265,933	267,343	267,343	266,793	266,333	266,073	2.89	2890
	∆hi		-0,4	-0,16	-0,54	0,96	0,52	-0,16	1,41	0	-0,55	-0,46	-0,26		
PzRd 12	Hi = Z - h	268,613	267,493	267,353	267,493	267,913	269,893	267,973	270,793	270,793	268,353	268,333	268,313	5.36	5360
	∆hi		-1,12	-0,14	0,14	0,42	1,98	-1,92	2,82	0	-2,44	-0,02	-0,02	-,	
PzRd 13	Hi = Z - h	267,163	265,823	265,683	265,663	266,463	268,603	266,383	269,523	269,523	266,763	266,703	266,883	6.08	6080
	∆hi		-1,34	-0,14	-0,02	0,8	2,14	-2,22	3,14	0	-2,76	-0,06	0,18	-,	
PzRd 14	Hi = Z - h	269,833	269,073	268,893	268,673	268,973	271,373	269,453	272,543	272,543	270,293	270,013	270,073	5.79	5790
	∆hi		-0,76	-0,18	-0,22	0,3	2,4	-1,92	3,09	0	-2,25	-0,28	0,06	5,75	0170
PzRd 15	Hi = Z - h	276,241	275,381	275,201	274,961	275,821	278,241	275,851	278,981	278,981	276,741	276,181	276,021	6.41	6410
	∆hi		-0,86	-0,18	-0,24	0,86	2,42	-2,39	3,13	0	-2,24	-0,56	-0,16		
PzRd 19	Hi = Z - h	277,517	277,117	276,937	275,597	275,957	279,997	278,497	280,17	280,17	279,817	279,457	277,917	6.073	6073
	∆hi		-0,4	-0,18	-1,34	0,36	4,04	-1,5	1,673	0	-0,353	-0,36	-1,54	-,	
PzRd 21	Hi = Z - h	278,703	278,523	278,443	278,133	278,063	278,623	278,543	282	282	279,743	279,303	278,923	4.017	4017
	∆hi		-0,18	-0,08	-0,31	-0,07	0,56	-0,08	3,457	0	-2,257	-0,44	-0,38	.,	
PzRd 22	Hi = Z - h	279,041	279,001	279,161	278,781	278,581	278,891	278,761	281,44	281,44	281,141	280,141	279,361	3.149	3149
	∆hi		-0,04	0,16	-0,38	-0,2	0,31	-0,13	2,679	0	-0,299	-1	-0,78	8 3,149	3149
PzRd 23	Hi = Z - h	277,213	276,593	276,683	276,573	276,813	278,613	276,953	279,753	279,753	277,353	277,033	276,893	4.93	4930
T Zitu 20	∆hi		-0,62	0,09	-0,11	0,24	1,8	-1,66	2,8	0	-2,4	-0,32	-0,14	1,25	1750

### Tableau VIII:Calcul mensuel du cumul des variations par piézomètres

Ainsi une variation moyenne du niveau piézométrique ( $\Delta$ hmoy) de 4804,7' mm /an a été obtenue (Annexe 2).

L'étude de caractérisation des paramètres hydrodynamiques a donné des valeurs de coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 10<sup>-3</sup>. Ces plages de valeurs correspondant à la porosité efficace, ont été retenues pour le calcul de la recharge.

Les quantités d'eau renouvelée et exploitables annuellement par des forages et des puits correspondent à une infiltration effective de l'eau de pluie variant entre 40 et 50 mm/an.

Cette variabilité devrait sans doute être fonction des formations géologiques et la topographie de la zone (Figure 36).



Figure 32 : Variation annuelle des volumes d'eau parvenus aux piézomètres

Cette figure montre que les valeurs de recharge les plus importantes correspondent aux piézomètres PzRd 07 et PzRg 13 Ces piézomètres se situent respectivement dans les parties Nord (Karfiguéla) et Sud (Diarabakoko).

Deux méthodes d'évaluation de la recharge des aquifères ont pu être testées dans ce travail de recherche : la méthode du bilan de THORNTHWAITE et la méthode des variations du niveau piézométrique. Les résultats, par méthode, sont synthétisés dans le tableau ci-après:

Méthodes d'estimation	Résultats (mm/an)
Bilan hydrique de THORNTHWAITE	41
Variations de cubatures piézométriques	40 - 50

# Tableau IX: Résultats des méthodes d'évaluation de la recharge

L'application de la méthode du bilan hydrique de THORNTHWAITE semble fournir des résultats acceptables au regard des valeurs proposées. (Tableau 1). Cependant nous pouvons de sa méthodologie de calcul, qu'elle est limitée par la difficulté de quantifier les variables. En sus les processus hydrologique et hydrogéologique difficiles à observer directement sur le terrain et donc à mesurer, d'éventuelles erreurs de mesure et de quantification (Précipitations,

Evapotranspiration, RFU...) sont très probablement enregistrées. Cette méthode estime la recharge (ou plus généralement infiltration efficace) comme étant le solde de l'équation du bilan. Il est donc évident que le terme "eau utile" (I+R) du bilan englobe effectivement l'infiltration efficace, mais également toutes les erreurs commises lors de la détermination des autres termes du bilan.

En définitive, nous pouvons dire qu'une estimation avec exactitude de la recharge demeure un exercice pénible à cause de la rareté des données (climatiques, météorologiques...) d'entrées et/ou de leurs imprécisions. Toutefois, nous retenons que les points importants pour le choix d'une technique sont l'échelle de temps et d'espace, la gamme de valeurs et la validité des estimations de la recharge basées sur différentes techniques (Bridget R. Salomon et al. 2001). A cet effet, les techniques faisant appel à la zone non saturée et aux essais de traçage pourraient fournir des résultats appréciables. Pour la présente étude, les valeurs de recharge sont estimées par la méthode de Thornthwaite à l'échelle de la zone d'étude pour la modélisation des écoulements souterrains.

# III.4 Simulation de l'écoulement de la nappe alluviale

La simulation a été réalisée en régime permanent, l'objectif étant de caler le modèle en ajustant la répartition spatiale de la conductivité hydraulique ainsi que la recharge du système. Résultats de la calibration.

# III.4.1 Ajustement de la piézométrie

Un premier constat montre que la restitution de la piézométrie est plutôt « passable ». La corrélation entre les niveaux statiques calculés et observés (*Figure 33*) accuse une erreur moyenne d'environ 06m ; et la simulation diverge parfois très fortement des niveaux observés. A cet effet, quelques observations se dégagent :

- les gradients simulés sont trop fort au et engendrent des niveaux en périphérie de 05 à 10 m plus hauts que les niveaux observés,
- Les niveaux de la plaine alluviale sont en situation basse par rapport à la piézométrie en périphérie, cette configuration s'oppose aux observations de terrain qui les placent plutôt en position haute.

De façon assez perceptible, le calage ne permet donc pas assez au modèle de traduire suffisamment le comportement global de la nappe. Le calage n'a pas été poursuivi jusqu'au bout par manque de temps, et par souci de tester la sensibilité du modèle, même passablement calé.





Figure 33 : (a) Calage hydrodynamique de la piézométrie en régime permanent ; (b) Droite de corrélation entre piézométrie observée et calculée A partir de l'allure générale de la piézométrie calculée par le modèle (figure 35b), nous pouvons faire une comparaison par rapport à celle observée (figure 35a). Nous remarquons qu'avec la piézométrie calculée, les principales directions d'écoulement des eaux s'écoulent vers le cours d'eau ; La Comoé présente un caractère drainant (observation qui est moins perceptible avec la piézométrie observée). Les écarts entre niveaux simulés et observés influent véritablement sur les principales directions d'écoulement des eaux souterraines.

La différence entre piézométrie mesurée et piézométrie calculée permet aussi de quantifier l'erreur moyenne sur la calibration. Trois paramètres peuvent exprimer cette différence. Il s'agit de:

 l'erreur moyenne ME (Mean Error) qui est la différence moyenne entre les charges mesurées (hm) et calculées (hs) :

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (h_m - h_s)_i$$

#### <u>ME= 0,38 m</u>

 l'erreur moyenne absolue MAE (Mean Absolute Error) qui est la différence moyenne absolue calculées entre charges mesurées et charges calculées :

$$MAE = \frac{\mathbf{1}}{n} \sum_{i=1}^{n} \left\| h_m - h_s \right\|_i$$

#### <u>MAE = 1,46 m</u>

• L'erreur quadratique moyenne (MSE pour Mean Square Error) qui est la moyenne des carrés des différences entre charges mesurées et calculées:

$$MSE = \left(\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} (Ho - Hc)^{2}\right)$$

#### <u>MSE = 1,59 m</u>

La différence de charge constatée entre les charges mesurées et calculées peut s'expliquer par le caractère très hétérogène de la zone. En effet, les mesures de conductivité hydraulique dans le modèle ont été obtenues pour la plupart avec des essais de pompage de courte durée (3 heures) montrant ainsi leur caractère local. De ce fait, à l'échelle régionale, le modèle n'arrive pas à reproduire proprement l'écoulement en certains points du modèle. Cependant, Ces valeurs d'erreur obtenues sont acceptables dans l'ensemble et peuvent être utilisées comme critère pour une bonne calibration.



Figure 34 : Piézométrie observée (a) et calculée (b)

### III.4.2 Ajustement des conductivités hydrauliques

Les conductivités hydrauliques ajustées sont hétérogènes et varient de **3,81.10<sup>-6</sup>m/s** à **6,92.10<sup>-5</sup>m/s** (figure 36b). Les valeurs ajustées à la base du modèle sont du même ordre de grandeur que la conductivité hydraulique équivalente mesurée qui est de **2,255x10<sup>-5</sup>m/s**. Ces valeurs ajustées facilitent d'une part, les échanges d'eau entre la Comoé et les eaux souterraines ; et parallèlement, une assez bonne corrélation entre la piézométrie calculée et celle mesurée.

### III.4.3 Ajustement des conductances des lits des cours d'eau.

Suite à ces ajustements, les valeurs de conductances de  $10^{-4}m^2/s$  et 3,5.  $10^{-4}m^2/s$  ont été appliquées au niveau du fleuve Comoé). Ces conductances sont du même ordre de

grandeur que celles avancées au paragraphe précédent (3.6.2.2), et permettent d'ajuster les valeurs de débits échangés entre les cours d'eau et les eaux souterraines.

umber of selected cells	Elow In	Flow Out
Sources/Sinks		
Storage		
Constant heads	155.12833116127	-0.488189779222
Drains	0.0	-69.2528124973
General heads		
Rivers	8.4240965108183	-93.91334590233
Streams		
Wells		
Recharge	0.100999301426	0.0
Evapotranspiration		
Lake		
Total Source/Sink	163.65342697352	-163.6543481789
Тор	[	
Bottom		
Left	0.0	0.0
Right	0.0	0.0
Back	0.0	0.0
Front	0.0	0.0
Total Zone Flow	0.0	0.0
TOTAL FLOW	163.65342697352	-163.6543481789
Summary	In - Out	% difference
Sources/Sinks	-0.000921205339	-0.000562900121
Cell To Cell	0.0	0.0
Total	-0.000921205339	-0.000562900121

Tableau X : Débits globaux échangés dans le modèle

### • Discussion des résultats

Le calage de la piézométrie semble acceptable. Toutefois, il est donné de constater que ces piézomètres qui accusent des niveaux élevés sont ceux implantés au niveau de Karfiguéla. Il s'agit notamment des micropiézomètres 16-23 en rive droite et 11-19 en rive gauche où nous observons une surestimation des charges hydrauliques calculées.

A ce titre, la piézométrie calculée au niveau de ces piézomètres serait très probablement influencée par les flux d'eaux échangées entre la Comoé et la nappe alluviale.

### III.4.4 Etude de sensibilité

### III.4.4.1 Sensibilité par rapport à la conductivité hydraulique

L'ajustement des conductivités hydrauliques dans ce modèle, a été l'une des principales difficultés rencontrées. A titre illustratif, nous pouvons remarquer que:

- Une diminution de 10% entraîne une augmentation de la précision des niveaux piézométriques simulés par rapport à ceux observés au niveau de. A l'inverse une baisse de 10% maintient la précision initiale inchangée, et entraine une diminution des débits de base du cours d'eau.
- Une augmentation de 20% de la conductivité hydraulique diminue la précision des niveaux piézométriques simulés sur l'ensemble du modèle.

En multipliant par un facteur de 5 les conductivités hydrauliques et en rehaussant la conductance locale de la Comoé de, on améliore surtout la précision des débits calculés.

Une augmentation des conductivités hydrauliques est donc favorable à un meilleur calage des débits de base, mais à l'inverse induit une diminution de la précision des niveaux piézométriques simulés.

En maintenant les valeurs de l'ensemble des paramètres inchangés, on pourrait attribuer à la Comoé, des valeurs de conductance différentes.

Ce qui permet d'amoindrir les écarts entre piézométrie calculée et observée dans le domaine modélisé : la précision passe de 10m à 05m; On peut ainsi remarquer un resserrement des isopièzes au niveau de Siniéna ; mettant en relief le caractère drainant de la Comoé. Une bonne connaissance des conductances des cours d'eau serait judicieuse pour affiner au mieux le calage de la piézométrie dans le domaine modélisé.





### III.4.4.2 Sensibilité par rapport à la recharge

Tout le long de notre travail, nous avons utilisé une recharge maintenue constante dans le modèle. En optant toutefois de la faire varier, on remarque que :

- Une augmentation ou une diminution de 10% n'a pas d'incidence sur les débits et la piézométrie calculés (figure 41).
- Par contre une augmentation de 20% entraîne une légère hausse des débits au niveau du cours d'eau. Le débit de base passe à 1,55m3/s. Il reste donc évident que la composante de la recharge qui intervient dans la variation des stocks d'eau souterrains ou superficiels est celle qui se déroule dans les points bas (rivière, marigots, vallées alluviales) où les eaux se concentrent après le ruissellement et appelée recharge indirecte par Lerner (1990).

Afin d'avoir une idée très logique des flux d'eaux échangés avec les eaux souterraines, des études devraient préalablement être menées sur cours d'eau (Comoé) qui traverse la plaine alluviale.



Figure 36 : Piézométrie pour une augmentation (a) et une diminution (b) de 10% de la

<u>recharge</u>

# IV. CONCLUSIONS

Dans une première partie, nous avons rassemblé les données relatives à la zone étudiée avec l'objectif d'exploiter au maximum les connaissances acquises depuis plusieurs années. Même en intégrant des données relativement récentes, la connaissance de la zone à modéliser reste particulièrement médiocre.

Constitué essentiellement d'une formation (terrains gréseux, carbonatés et argilifiées), l'hydrogéologie de la plaine alluviale de Karfiguéla reste complexe au regard des nombreuses hypothèses admises quant à la dynamique des eaux souterraines, à l'origine des sources et à l'épineuse question du mode d'alimentation des aquifères. A cela, s'ajoutent les interactions « eaux de surface-eaux souterraines » qu'on ne saurait investiguer efficacement à cause de l'exploitation intensive et régulière des eaux à des fins agricoles, d'AEP et/ou industriels.

La compilation des données climatiques, hydrogéologiques et géologiques de la plaine a permis d'exposer le cadre général de notre zone d'étude et critiquer la pertinence et la validité des données. Ainsi nous avions ébauché quelques pistes de solutions pour une bonne quantification de la RFU des sols, paramètre clé dans la détermination de l'ETR et de la recharge par la méthode classique du bilan de Thornthwaite.

La modélisation des écoulements souterrains dans la plaine alluviale de Karfiguéla, a montré que 163,65 m<sup>3</sup>/j d'eau entreraient dans le modèle.

La calibration en régime permanant s'est faite en faisant varier essentiellement les paramètres les plus incertains avec en premier lieu l'infiltration. Une recharge de 40 mm/an a été fixée globalement sur l'ensemble de la zone d'étude dès l'entame de la simulation avec des perméabilités oscillant entre 3 ,86.10<sup>-6</sup> m/s et 6,92.10<sup>5</sup> m/s.

Bien que ces paramètres constituent une base de données suffisante pour la modélisation numérique de la nappe alluviale, il convient alors en perspective, d'étudier la nappe en régime transitoire afin de pouvoir appréhender les effets conjugués de la baisse de la pluviométrie et de l'exploitation intensive depuis ces dernières décennies qui sont responsables de la baisse généralisée de la piézométrie.

# V. RECOMMANDATIONS – PERSPECTIVES

Le travail de modélisation de la nappe alluviale de Karfiguéla doit encore être poursuivi et complété pour aboutir à un modèle plus représentatif du système. Les développements devront porter sur les points suivants :

- Pour cerner les limites du modèle et proposer des améliorations envisageables, il serait convenable de considérer tous les paramètres admis dans le modèle de sa conception aux simulations des résultats.
- Une meilleure estimation des épaisseurs réelles des aquifères sur la base de carte géologique fiable et/ou d'essais de pompage serait utile pour estimer avec acuité les paramètres hydrodynamiques des aquifères.
- Il faudrait vérifier les niveaux piézométriques mesurés dans les localités de Karfiguéla, où les gradients simulés accusent de forts écarts par rapport à ceux observés et d'autres part, densifier le réseau de suivi de la nappe alluviale avec d'avantages de piézomètres et de forages captant l'aquifère alluvial.

# VI. BIBLIOGRAPHIE

# Ouvrages et articles

**Comité Internationale de la Croix Rouge (CICR), (2011),** Guide pratique pour les essais de pompage de puits, Revue technique. 33-67p.

Sauret E., (2008), Contribution à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système aquifère dans le bassin du Kou. Mémoire de fin d'Etude de Diplôme d'Etudes Approfondies (DEA) en Sciences Appliquées, option Géologie et Sciences de l'environnement, Université de Liège. 41-63p.

Sauret E., 2008. 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, Faculté des Sciences Appliquées - Département ArGEnCo, Université de Liège. 44-100p.

**D. AUVERGNE.**, (2011). Expertise hydrogéologique de la définition de la nappe d'accompagnement de l'Allier entre Brioude et le Bec d'Allier réalisée par le CETE de Lyon et le Bureau d'études Frémion en 2007. Direction régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du logement.

**Dakouré D., (2003)**. Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure Sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni (Burkina Faso - mali) - Essai de modélisation. Thèse de Doctorat, Université Paris VI - Pierre et Marie Curie. 44-80. 151-200p.

**Inoussa ZERBO (2013),** Détermination des paramètres hydrodynamiques d'une plaine alluviale et d'un aquifère sédimentaire profond: étude de la connectivité hydraulique, mémoire de master, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE).

**Jacobus J. V., Ian S., 2002.** Groundwater recharge: an overview of processes and challenges Hydrogeology Journal (10), 5–17, 13p, 2002.

Laouali HALADOU (2013), Caractérisation des matériaux et de la puissance de la plaine alluviale de Karfiguéla par des investigations géophysiques, mémoire de master, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE). 27-43p.

**Massuel S., (2001).** Modélisation hydrodynamique de la nappe phréatique quaternaire du bassin du lac Tchad. Mémoire de DEA, Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Université de Montpellier II-Université d'Avignon et des pays du Vaucluse. 59-79. 85p.

**MERZOUGUI T** et **BOUANANI A,.** (19...). Modélisation mathématique d'un aquifère alluvial en zone saharien : Cas de la nappe de la palmeraie de Béni Abbes (Vallée de la Saoura, sud-ouest algérien). Faculté des Sciences, département des sciences de la terre r, Université d'Oran, Algérie. 256p.

**Noël BETAN (2014)**, Caractérisation de l'hydrodynamisme de la plaine alluviale de Karfiguéla, mémoire de master, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE). 15-45p.

**PADI -BF 101 (2014)**, Synthèse des mesures piézométriques et hydrométriques réalisées dans la plaine alluviale de Karfiguéla, Rapport.

Philippe GOMBERT (1998), Synthèse sur la Géologie et l'hydrogéologie de la série sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso, Rapport.

**Rokiatou CARABIRI (2009)**, Interaction eau souterraine-eau alluviale- eau de surface, mémoire de master, École Nationale d'Ingénieurs de Bamako (2iE).

**Soumahila SANKANDE (2014)**, Établissement du bilan hydrologique du bassin versant de la Haute Comoé et Analyse critique des principaux composants dans un contexte de données fragmentées (Burkina Faso) ,mémoire de master , AGRHYMET. 25-66p.

**T. CORDONNIER et J. BONNIER** (2013), Modélisation numérique du système associé à la plaine alluviale du Mât, Office de l'eau Réunion

**Traoré S., Gombert P., 1997**. Valorisation des débits interannuels de la source de la guinguette. Programme RESO, Assistance Technique Générale, Bobo-Dioulasso, Burkina Faso. 10p.

**Yacouba SIB** (2012), Modélisation hydrogéologique de la vallée alluviale du bassin versant du Kou, mémoire de master, Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE).

**Y. DEMBELE & L. SOME (1991).** Propriétés hydrodynamiques des principaux types de sol du Burkina Faso, Rapport INERA, *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian* Zone (Proceedings of the Niamey Workshop, February 1991). IAHS Publ. **no.** 199, 1991.

**Wageningen., 1973**. Pompages d'éssai. 2ème édition. Traduction du *Bulletin* 11 If: Analysis and Evaluation of Pumping Test Data, ILRI. 23p.

# Sites internet

- <u>http://www.eaurmc.fr/pedageau/les-milieux-aquatiques/les-eaux-souterraines/les-differentes-nappes-deau-souterraines.html</u>
- https://www.u-picardie.fr/~beaucham/cours.qge/du-7.htm

# VII. ANNEXES

# Sommaire

Annexe 1: Valeurs des hauteurs piézométriques observéesII
Annexe 2: Charge moyenne mensuelle et Calcul du cumul des remontées nettes par
piézomètreV
Annexe 3: Valeurs des Conductivités hydrauliques par la méthide des Slug-test VII
Annexe 4 : Valeurs d'ETo calculées par la formule de Penman Modifiée pour l'aquifère
alluvial de Karfiguéla IX
Annexe 5 : Table des valeurs du facteur $F(\lambda)$ X
Annexe 6 : Détails des valeurs d'évapotranspiration de référence calculées par différentes
formules pour l'aquifère alluvial de KarfiguélaXI
Annexe 8: Schéma d'un micropiézomètreXIV

Micropiézomètres	longitudes	latitudes	Z_DGPS	profondeurs	NS (m)	NP (m)
	(UTM)	(UTM)	(m)	(m)		
PzRd1	311882	1185511	282,423	5,5	1,42	281,00
PzRg1	303433	1167480	261,851	6	1,61	260,24
PzRd2	310800	1185026	286,39	5,5	0,45	285,94
PzRg2	305107	1166189	255,454	6	3	252,45
PzRd3	303530	1166951	261,722	6	2,99	258,73
PzRg3	305266	1165804	257,759	8	3,1	254,66
PzRd4	305116	1165642	256,895	6	1,24	255,65
PzRg4	305548	1158702	262,8	6	0,7	262,1
PzRd5	304917	1165493	258,04	5	1,81	256,23
PzRg5	305425	1158951	262,679	5,5	2,2	260,479
PzRd6	304635	1165085	257,679	6	1,32	256,359
PzRd7	305508	1158610	260,651	4	0,63	260,021
PzRd8	305076	1166100	256,103	6	2,22	253,883
PzRg 6	301389	1177844	277,611	4,5	1,6	276,011
PzRg 7	301400	1177708	278,075	4,5	0,8	277,275
PzRg 8	301255	1177190	275,921	3	1,09	274,831
PzRg 9	301151	1176656	273,15	6	2,2	270,95
PzRg 10	301271	1175859	269,348	4,5	1,77	267,578
PzRd 9	301373	1175677	268,718	3	1,68	267,038
PzRd 10	300994	1175855	268,727	5	1,35	267,377
PzRd 11	300760	1175819	268,253	5,5	0,59	267,663
PzRd 12	300857	1176323	272,013	3,5	1,92	270,093
PzRd 13	300908	1176709	270,763	4	1,87	268,893
PzRd 14	301066	1177117	273,813	4,5	1,96	271,853
PzRd 15	300942	1177751	280,201	5	1,82	278,381
PzRd 16	300492	1185484	286,615	5	1,07	285,545
PzRd 17	300566	1185220	286,802	6	1,16	285,642
PzRd 18	300974	1184778	281,557	6	0,91	280,647
PzRd 19	300947	1184788	281,557	6	0,52	281,037
PzRg 11	300950	1185396	283,562	5,5	2,01	281,552
PzRg 12	301006	1185091	282,332	4	1,85	280,482

### Annexe 1: Valeurs des hauteurs piézométriques observées

PzRg 13	301160	1184854	283,797	4	2,08	281,717
PzRg 14	301062	1184738	280,544	6	1,64	278,904
PzRg 15	301264	1184540	281,773	5	2,02	279,753
PzRg 16	301555	1184347	280,434	6	1,7	278,734
PzRg 17	301680	1183938	279,075	6	1,24	277,835
PzRd 20	301196	1184276	280	3	0	280
PzRd 21	301484	1184167	284,243	3,5	0	284,243
PzRd 22	301361	1183878	282,601	6	1,22	281,381
PzRd 23	301484	1183159	281,593	5	2,09	279,503
PzRd 24	301866	1182533	282,057	4,3	0,81	281,247
PzRd 25	302565	1181508	280,498	5	1,05	279,448
PzRd 26	302756	1181280	279,871	5	1,46	278,411
PzRd 27	302805	1180951	280,479	5,5	1,64	278,839
PzRg 18	301604	1183468	278,499	3,5	1,63	276,869
PzRg 19	301907	1182794	278,837	4	1,01	277,827
PzRg 20	302181	1182217	279,95	4,5	0	279,95
PzRg 21	302477	1182053	278,852	5,5	0,87	277,982
PzRg 22	303003	1181408	279,873	5	3,8	276,073
PzRd 28	304360	1172005	279	6	2,21	276,79
PzRd 29	304429	1170912	278,08	3	1,37	276,71
PzRd 30	304109	1170514	278,39	6	2,22	276,17
PzRd 31	307260	1181281	279	6	1,21	277,79
PzRd 32	306985	1181556	278,61	5	1,05	277,56
PzRd 33	306867	1181373	278,56	5,5	1,15	277,41
PzRd 34	306698	1181344	278,37	6	0,9	277,47
PzRd 35	306737	1181314	278,21	5,5	2	276,21
PzRg 23	304443	1171997	278,87	6	2,29	276,58
PzRg 24	303702	1169049	280,8	4	0,8	280
PzRg 25	303446	1169538	281,18	5	2,1	279,08
PzRg 26	303554	1169898	280,25	5	2,01	278,24
PzRg 27	304686	1170561	278,8	5	2,45	276,35
PzRg 28	304641	1170410	280,16	4	1,24	278,92
PzRg 29	307207	1181234	278,51	5	1,37	277,14
PzRg 30	307051	1181236	278,3	6	1,63	276,67
PzRg 31	306937	1181116	278,35	6	0,7	277,65

« Modélisation mathématique appliquée à l'hydrogéologie : Modélisation numérique du comportement hydrodynamique de l'aquifère alluvial de Karfiguéla »

PzRg 32	306802	1181185	279	6	0,72	278,28
PzRg 33	306858	1181298	278,93	5,5	1,1	277,83
PzRg 34	303487	1169004	280,05	6	2,54	277,51

Piézomètres	Charge moyenne	Janvier	fé vrie r	mars	avril	mai	juin	juillet	aout	s e tpe mbre	octobre	novembre	décembre	cumuls positifs (m/an/piézo)	cumuls positifs (mm/an/piézo)
PzRd 03	Hi = Z - h	256,822	256,452	256,322	255,842	256,602	257,522	258,212	260,492	260,492	259,262	257,482	257,062	4,65	4650
	Li-7 b	254 155	-0,37	-0,15	-0,46	252.855	254.055	255 205	2,28	256.805	-1,25	-1,78	-0,42		
PzRd 04	$\Delta hi$	234,133	233,293	233,735	255,175	255,855	234,933	235,395	230,893	230,893	230,093	204,035	0.24	4,16	4160
	Hi – 7 - b	253 779	253 279	252.810	252 319	253 330	255 170	254 959	257.679	257 679	-0,2	254 299	253.030		
PzRd 06	∆hi	255,117	-0.5	-0.46	-0.5	1.02	1.84	-0.22	2.72	0	-0.48	-2.9	-0.36	5,58	5580
	Hi = Z - h	259 471	258 811	258 471	258.071	259 901	260.651	252,151	259.4	259.4	260 151	259 731	259 571		
PzRd 07	Δhi	200,001	-0.66	-0.34	-0.4	1.83	0.75	-8.5	7.249	0	0.751	-0.42	-0.16	10,58	10580
	Hi = Z - h	252,133	251,903	251,403	250,903	252,123	254,803	253,403	254,873	254,873	254,583	252,583	252,343	5.00	1050
PzRd 08	∆hi		-0,23	-0,5	-0,5	1,22	2,68	-1,4	1,47	0	-0,29	-2	-0,24	5,37	5370
D D 1 10	Hi = Z - h	266,227	265,307	265,147	264,867	265,587	266,807	265,817	267,497	267,497	266,147	265,727	265,907	2.62	2.520
PZRd 10	$\Delta$ hi		-0,92	-0,16	-0,28	0,72	1,22	-0,99	1,68	0	-1,35	-0,42	0,18	3,62	3620
	Hi = Z - h	265,713	265,313	265,153	264,613	265,573	266,093	265,933	267,343	267,343	266,793	266,333	266,073	2.80	2800
PZK0 11	∆hi		-0,4	-0,16	-0,54	0,96	0,52	-0,16	1,41	0	-0,55	-0,46	-0,26	2,89	2890
	Hi = Z - h	268,613	267,493	267,353	267,493	267,913	269,893	267,973	270,793	270,793	268,353	268,333	268,313	5.26	5260
FZRU 12	∆hi		-1,12	-0,14	0,14	0,42	1,98	-1,92	2,82	0	-2,44	-0,02	-0,02	5,50	5500
DaDd 12	Hi = Z - h	267,163	265,823	265,683	265,663	266,463	268,603	266,383	269,523	269,523	266,763	266,703	266,883	6.08	6080
1 ZKU 15	∆hi		-1,34	-0,14	-0,02	0,8	2,14	-2,22	3,14	0	-2,76	-0,06	0,18	0,08	0000
P2Rd 14	Hi = Z - h	269,833	269,073	268,893	268,673	268,973	271,373	269,453	272,543	272,543	270,293	270,013	270,073	5 79	5790
1 210 14	∆hi		-0,76	-0,18	-0,22	0,3	2,4	-1,92	3,09	0	-2,25	-0,28	0,06	5,79	5150
PzRd 15	Hi = Z - h	276,241	275,381	275,201	274,961	275,821	278,241	275,851	278,981	278,981	276,741	276,181	276,021	641	6410
1 280 15	∆hi		-0,86	-0,18	-0,24	0,86	2,42	-2,39	3,13	0	-2,24	-0,56	-0,16	0,41	0410
PzRd 19	Hi = Z - h	277,517	277,117	276,937	275,597	275,957	279,997	278,497	280,17	280,17	279,817	279,457	277,917	6.073	6073
1 444 15	∆hi		-0,4	-0,18	-1,34	0,36	4,04	-1,5	1,673	0	-0,353	-0,36	-1,54	-,	
PzRd 21	Hi = Z - h	278,703	278,523	278,443	278,133	278,063	278,623	278,543	282	282	279,743	279,303	278,923	4.017	4017
	Δhi		-0,18	-0,08	-0,31	-0,07	0,56	-0,08	3,457	0	-2,257	-0,44	-0,38		
PzRd 22	Hi = Z - h	279,041	279,001	279,161	278,781	278,581	278,891	278,761	281,44	281,44	281,141	280,141	279,361	3,149	3149
		0.55.04.0	-0,04	0,16	-0,38	-0,2	0,31	-0,13	2,679	0	-0,299	-1	-0,78		
PzRd 23	$H_1 = Z - h$	277,213	276,593	276,683	2/6,5/3	2/6,813	2/8,613	276,953	279,753	2/9,753	277,353	277,033	2/6,893	4,93	4930
		270 557	-0,62	0,09	-0,11	0,24	1,8	-1,66	2,8	0	-2,4	-0,32	-0,14		
PzRd 24	$\Pi = Z - \Pi$	219,557	2/9,917	279,517	2/9	2/8,89/	280,327	2/8,65/	281,25	281,25	2/9,557	2/9,5//	2/9,197	4,003	4003
	$Hi = 7 \cdot h$	279.079	0,30	-0,4	-0,317	-0,103	270.408	-1,07	2,395	270.6	-1,095	0,02	-0,58		
PzRd 25	∆hi	270,070	-0.22	-0.03	-0.03	0.12	1 58	-1.42	1 522	0	-1.362	-0.26	0.08	3,302	3302
	$Hi = Z \cdot h$	276 691	276 551	276 501	276 531	276 771	278 251	276 891	278 75	278.75	277.051	276 571	276.651		
PzRd 26	∆hi	270,071	-0.14	-0.05	0.03	0.24	1 48	-1.36	1 859	0	-1 699	-0.48	0.08	3,689	3689
	Hi = Z - h	276.979	276.839	276.859	276.879	276.879	278.059	276.899	279.12	279.12	277.079	277.279	276.719		
PzRd 27	Δhi		-0.14	0.02	0.02	0	1.18	-1.16	2.221	0	-2.041	0.2	-0.56	3,641	3641
	Hi = Z - h	274,35	274,28	274,06	271,64	273,84	274,28	274,41	276,3	276,3	275,88	274,58	274,18		1440
PzRd 29	∆hi		-0,07	-0,22	-2,42	2,2	0,44	0,13	1,89	0	-0,42	-1,3	-0,4	4,66	4660
D-D-1-21	Hi = Z - h	276	275,6	275,42	275,04	275,9	276,76	276,7	277,74	277,74	276,98	276,3	275,94	2.29	2280
FZK0 31	∆hi		-0,4	-0,18	-0,38	0,86	0,86	-0,06	1,04	0	-0,76	-0,68	-0,36	2,38	2580
PaRd 32	Hi = Z - h	275,93	275,53	275,37	275,01	275,61	276,2	276,61	277,62	277,62	277,01	276,17	275,81	2.61	2610
1 ZKU 32	∆hi		-0,4	-0,16	-0,36	0,6	0,59	0,41	1,01	0	-0,61	-0,84	-0,36	2,01	2010
PzRd 33	Hi = Z - h	275,87	275,48	275,2	274,6	275,98	276,74	276,34	277,58	277,58	276,66	276,06	275,74	3 38	3380
1 21(0 55	∆hi		-0,39	-0,28	-0,6	1,38	0,76	-0,4	1,24	0	-0,92	-0,6	-0,32	5,50	5500
PzRd 34	Hi = Z - h	276,11	275,69	275,41	274,73	276,11	277,41	276,47	277,43	277,43	276,91	276,27	275,93	3.64	3640
1 200 0-1	∆hi		-0,42	-0,28	-0,68	1,38	1,3	-0,94	0,96	0	-0,52	-0,64	-0,34	5,04	5040

### Annexe 2: Charge moyenne mensuelle et Calcul du cumul des remontées nettes par piézomètre

	II: 7 1	259 221	259.091	257 971	257 411	257 271	257 (01	259.971	260.161	260.161	260 101	259 901	259 201		
PzRg 01	H1 = Z - h	258,521	238,081	257,871	257,411	257,371	237,091	238,871	200,101	200,101	200,191	238,891	238,391	2,82	2820
		250.404	-0,24	-0,21	-0,40	-0,04	0,52	1,18	1,29	0	0,05	-1,5	-0,5		
PzRg 02	H1 = Z - h	250,404	249,674	249,054	247,214	249,274	250,254	251,134	253,204	253,204	253,234	251,454	250,834	6,02	6020
_		251.010	-0,73	-0,62	-1,84	2,06	0,98	0,88	2,07	0	0,03	-1,78	-0,62		
PzRg 03	H1 = Z - h	251,819	250,659	250,039	250,919	250,059	251,849	253,499	255,499	255,499	255,579	252,919	252,119	6,4	6400
-			-1,16	-0,62	0,88	-0,86	1,79	1,65	2	0	0,08	-2,66	-0,8		
PzRg 04	$\mathbf{H}\mathbf{i} = \mathbf{Z} - \mathbf{h}$	258,82	258,42	258,14	257,82	259,34	261,32	259,86	261,49	261,49	261	259,26	259,08	5,13	5130
0	Δhi		-0,4	-0,28	-0,32	1,52	1,98	-1,46	1,63	0	-0,49	-1,74	-0,18	,	
PzRg 07	$\mathbf{H}\mathbf{i} = \mathbf{Z} - \mathbf{h}$	275,955	275,635	274,815	274,175	274,395	275,585	275,615	276,745	276,745	276,435	275,815	275,455	2,57	2570
8	Δhi		-0,32	-0,82	-0,64	0,22	1,19	0,03	1,13	0	-0,31	-0,62	-0,36	,	
PzRg 08	Hi = Z - h	272,761	272,041	271,591	270,941	271,461	273,361	272,721	274,681	274,681	274,161	273,181	272,781	4.38	4380
8	∆hi		-0,72	-0,45	-0,65	0,52	1,9	-0,64	1,96	0	-0,52	-0,98	-0,4	.,	
P7Rσ 09	Hi = Z - h	269,89	268,93	268,77	268,89	269,83	272,05	269,61	271,65	271,65	269,91	269,77	269,91	546	5460
T Zitg 05	∆hi		-0,96	-0,16	0,12	0,94	2,22	-2,44	2,04	0	-1,74	-0,14	0,14	5,10	5100
Ρ7Ρα 10	Hi = Z - h	266,188	264,768	264,418	264,448	265,448	267,528	265,488	267,978	267,978	265,888	265,728	265,668	56	5600
1 200 10	∆hi		-1,42	-0,35	0,03	1	2,08	-2,04	2,49	0	-2,09	-0,16	-0,06	5,0	5000
P <sub>2</sub> P <sub>2</sub> 11	Hi = Z - h	277,502	276,662	276,142	275,802	275,782	281,42	279,582	280,952	280,952	279,422	278,122	277,382	7.008	7008
1 ZKg 11	$\Delta$ hi		-0,84	-0,52	-0,34	-0,02	5,638	-1,838	1,37	0	-1,53	-1,3	-0,74	7,008	7008
D.D. 10	Hi = Z - h	276,572	276,162	275,772	275,272	273,392	278,472	278,272	280,362	280,362	278,452	277,692	277,212	7 17	7170
PZKg 12	$\Delta$ hi		-0,41	-0,39	-0,5	-1,88	5,08	-0,2	2,09	0	-1,91	-0,76	-0,48	7,17	/1/0
<b>D.D.</b> 10	Hi = Z - h	278,957	278,477	283,797	275,997	275,597	278,417	280,197	281,697	281,697	280,857	279,937	279,417	11.42	11400
PzRg 13	∆hi		-0,48	5,32	-7.8	-0,4	2,82	1,78	1,5	0	-0,84	-0,92	-0,52	11,42	11420
	Hi = Z - h	275,744	275,384	276,364	274,294	274.084	276,764	276,924	278,314	278,314	279,304	276,744	276.264		
PzRg 14	Δhi		-0.36	0.98	-2.07	-0.21	2.68	0.16	1.39	0	0.99	-2.56	-0.48	6,2	6200
	Hi = Z - h	276,193	275,883	275.633	275,233	275,113	276.073	276,973	279,473	279,473	277,293	276,733	276.473	1.0.5	10.00
PzRg 15	Δhi		-0.31	-0.25	-0.4	-0.12	0.96	0.9	2.5	0	-2.18	-0.56	-0.26	4,36	4360
	Hi = Z - h	275 974	275 474	275.074	274 594	274 954	275 834	276.214	278 374	278 374	277 154	276 774	276 394		
PzRg 16	∆hi		-0.5	-0.4	-0.48	0.36	0.88	0.38	216	0	-1.22	-0.38	-0.38	3,78	3780
	Hi = Z - h	275,175	274.925	274.725	275.115	275.515	276.285	275.075	277.215	277.215	275.715	275.435	275.015		
PzRg 17	Δhi		-0.25	-0.2	0.39	0.4	0.77	-1.21	2.14	0	-1.5	-0.28	-0.42	3,7	3700
	Hi – Z - h	273 257	272 957	273 157	272 837	273 677	274 837	274.017	276.497	276.497	274 237	273.457	273 257		
PzRg 19	Δhi	270,207	-03	02	-0.32	0.84	116	-0.82	2.48	0	-2.26	-0.78	-0.2	4,68	4680
	Hi – Z - h	275.11	274.55	274.41	274.27	274.41	277.31	274.87	277.54	277.54	275.05	274.91	274.83		
PzRg 20	Ahi	275,11	-0.56	-0.14	-0.14	0.14	29	-2.44	267	0	-2.49	-0.14	-0.08	5,71	5710
	$Hi = 7 \cdot h$	275 892	275 552	275 212	274 732	275 412	276 792	276.452	276.982	276.982	276.972	276.112	275 892		
PzRg 21	∆hi	213,672	-0.34	-0.34	-0.48	0.68	138	-0.34	0.53	0	-0.01	-0.86	-0.22	2,59	2590
	$Hi = Z \cdot h$	276 333	275.003	275 633	275 373	275 833	278 773	277.673	278.043	278.043	278 273	277 253	276.003		
PzRg 22	Ahi	210,555	0.34	0.36	0.26	0.46	210,115	11	0.37	278,045	0.23	1.02	0.26	4	4000
	$Hi = Z \cdot h$	275 436	274 59	274.4	-0,20	275.44	2,94	276.08	278 37	278.37	277.04	275.44	275.1		
PzRg 24	Ahi	275,450	0.846	0.10	0.4	1.44	3.46	270,00	270,57	278,57	1 22	16	0.34	7,19	7190
	$H_i = 7$ h	275 841	-0,840	274.61	274.15	275.27	276.21	-2,62	2,23	278.07	-1,55	275.81	275 30		
PzRg 26	$\Lambda hi$	275,041	0.001	0.24	274,15	1.12	270,31	270,32	1 75	278,07	0.26	275,61	0.42	3,92	3920
		276.072	-0,991	-0,24	-0,40	275.26	1,04	275.42	279.11	279.11	-0,20	-2	-0,42		
PzRg 28	$\mathbf{H} = \mathbf{Z} - \mathbf{H}$	270,975	275,75	275,45	2/4,/2	275,50	270,30	275,42	2/8,11	2/8,11	278,4	277,58	2/0,/0	4,62	4620
		275 (19	-1,223	-0,52	-0,/1	0,04	277.15	-0,94	2,09	277.1	0,29	-0,82	-0,62		
PzRg 29	H1 = Z - h	2/5,618	274,89	2/4,63	2/4,05	2/5,43	277,15	275,83	2//,1	2//,1	276,03	275,39	2/5,13	4,37	4370
		074 7 60	-0,728	-0,26	-0,58	1,38	1,72	-1,32	1,27	0	-1,07	-0,64	-0,26		
PzRg 30	H1 = Z - h	2/4,/62	2/4	2/3,68	2/3,14	2/4,26	2/7,2	275,06	276,79	276,79	2/5,3	2/4,58	274,22	5,79	5790
_		076 510	-0,762	-0,32	-0,54	1,12	2,94	-2,14	1,/3	0	-1,49	-0,72	-0,36		
PzRg 31	$H_1 = Z - h$	2/6,513	2/5,91	2/5,6	2/4,81	2/6,15	277,17	276,95	277,42	277,42	277,17	276,49	2/6,13	2,83	2830
			-0,603	-0,31	-0,79	1,34	1,02	-0,22	0,47	0	-0,25	-0,68	-0,36		
PzRg 32	Hi = Z - h	276,992	276,55	276,2	275,46	276,92	276,08	277,4	277,42	277,42	276,88	276,44	276,76	3,12	3120
	∆hi		-0,442	-0,35	-0,74	1,46	-0,84	1,32	0,02	0	-0,54	-0,44	0,32	,	
PzRg 33	Hi = Z - h	276,274	275,65	275,19	274,45	276,65	277,53	276,43	277,5	277,5	277,59	277,07	275,95	4,24	4240
1	∆hi		-0,624	-0,46	-0,74	2,2	0,88	-1,1	1,07	0	0,09	-0,52	-1,12	.,	

Pierrick NDJOMO TSIMI

Promotion 2014-2015

Soutenu le 29 octobre 2015

	Micro	pente	coefficie	acoffici	acofficia	-	K (m.s <sup>-1</sup> )
Lieux	piézomètr es	grapm que (p)	forme (c)	ent A	nt B	Méthode de Hvorslev	K (m.s <sup>-1</sup> )           de de slev         Méthode de Bouwer et Rice           2-04         1,27E-04           2-04         2,29E-04           2-04         2,29E-04           2-04         1,33E-04           2-04         1,58E-04           2-04         9,53E-05           2-04         9,53E-05           2-04         9,53E-05           2-04         9,53E-05           2-04         3,04E-05           2-04         3,06E-05           2-04         3,06E-05           2-04         3,60E-05           2-04         3,60E-05           2-05         5,51E-06           2-06         4,78E-07           2-06         1,05E-06           2-05         3,21E-06           2-05         3,21E-06           2-05         1,83E-05           2-06         7,55E-07           2-05         1,68E-05           2-05         1,68E-05           2-05         1,06E-05           2-05         1,06E-05           2-05         1,06E-05           2-06         6,14E-07           2-07         2,39E-07
	PZRG12	0,4255	5,3565	3,40	0,60	5,05E-04	1,27E-04
	PZRG11	0,5405	3,6650	2,70	0,45	9,38E-04	2,29E-04
	PRG10	0,2410	2,8749	2,10	0,30	5,33E-04	1,33E-04
	PZRG7	0,6250	6,3919	3,80	0,70	6,22E-04	1,58E-04
	PZRG6	0,3077	5,1988	3,30	0,60	3,77E-04	9,53E-05
	PZRG2	0,8333	2,8749	2,25	0,38	1,84E-03	4,31E-04
	PZRG5	0,1031	3,8592	2,70	0,45	1,70E-04	1,37E-05
	PZRG4	0,1020	5,4126	3,50	0,60	1,20E-04	3,04E-05
	PZRG13	0,0990	5,0856	3,25	0,65	1,24E-04	3,06E-05
	PZRG9	0,1053	3,0354	2,20	0,30	2,21E-04	5,63E-05
Karfiguéla	PZRG3	0,0106	2,8101	2,30	0,38	2,41E-05	5,51E-06
	PZRD4	0,1333	5,9888	3,70	0,65	1,42E-04	3,60E-05
	PZRD3	0,0017	5,8899	3,55	0,65	1,88E-06	4,78E-07
	PZRD2	0,0031	4,8116	3,10	0,52	4,11E-06	1,05E-06
	PZRD8	0,0119	5,9998	3,70	0,60	1,26E-05	3,21E-06
	PZRD9	0,0885	4,4174	3,00	0,50	1,27E-04	3,22E-05
	PZRD10	0,0025	5,3901	3,45	0,55	2,95E-06	7,55E-07
	PZRD11	0,0667	5,8899	3,60	0,63	7,20E-05	1,83E-05
	PZRD12	0,0556	5,3565	3,45	0,55	6,60E-05	1,68E-05
	PZRG1	0,0001	4,1107	2,80	0,40	2,04E-07	5,26E-08
	PZRD13	0,1176	5,4909	3,50	0,60	1,36E-04	3,44E-05
<b>.</b>	PZRGX5	0,0370	4,5690	3,10	0,50	1,29E-05	1,06E-05
Diarabako ko	PZRGX4	0,5000	5,7741	3,60	0,63	2,45E-06	6,14E-07
	PZRDX7	0,0008	4,9261	3,30	0,60	9,75E-07	2,39E-07

### Annexe 3: Valeurs des Conductivités hydrauliques par la méthide des Slug-test

	PZRGA	0,0000	3,8230	2,70	0,45	3,96E-08	9,74E-09
	PZRGB	0,0667	4,7079	3,10	0,50	9,01E-05	2,27E-05
	PZRGD	0,1111	2,6530	2,10	0,30	2,66E-04	6,24E-05
	PZRGE	0,0667	5,6689	3,30	0,60	7,48E-05	1,90E-05
	PZRGF	0,0328	3,9914	2,75	0,45	5,23E-05	1,30E-05
Tengréla	PZRDA	0,0741	2,4400	2,10	0,30	1,93E-04	4,31E-05
8	PZRDB	0,0392	5,1536	3,40	0,60	4,84E-05	1,22E-05
	PZRDC	0,0562	6,1856	3,60	0,60	5,78E-05	1,50E-05
	PZRDD	0,0357	2,6332	2,10	0,38	8,63E-05	1,93E-05
	PZRDE	0,0035	3,0927	2,40	0,38	7,22E-06	1,74E-06
	PZRDF	0,0980	3,9674	2,90	0,90	1,57E-04	3,32E-05
	PZRDG	0,0571	4,3118	2,95	0,45	8,43E-05	2,16E-05
Banfora	PZRDX2	0,0408	6,8005	4,10	0,65	3,82E-05	9,80E-06
Nord	PZRDX1	0,1333	5,8348	3,40	0,60	1,45E-04	3,75E-05
	PZRGX3	0,0001	6,2454	3,80	0,65	1,50E-07	3,84E-08
	PZRGX2	0,0532	4,7310	3,10	0,50	7,15E-05	1,84E-05
	PZRDX8	0,0003	5,5800	3,10	0,60	3,54E-07	9,20E-08
Siniena	PZRDX4	0,0253	6,1201	3,60	0,60	2,63E-05	6,83E-06
Shireha	PZRDX5	0,0444	4,3940	2,95	0,45	6,43E-05	1,66E-05
	PZRDX6	0,0247	5,5355	3,10	0,60	2,84E-05	7,37E-06
-	PZRDX3	0,0565	5,1875	4,10	0,65	6,93E-05	1,67E-05
	PZRGX1	0,0204	5,6356	4,10	0,65	2,30E-05	5,67E-06

# Annexe 4 : Valeurs d'ET<sub>0</sub> calculées par la formule de Penman Modifiée pour

Années	Janv	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
1981	207,90	184,72	196,10	195,30	170,20	161,00	140,20	130,90	134,70	171,40	168,60	175,40
1982	180,10	154,50	179,30	170,70	179,40	146,90	141,20	127,20	136,80	151,10	148,30	163,20
1983	180,80	162,84	196,10	181,88	184,10	144,90	143,20	133,45	139,10	165,90	164,40	172,50
1984	178,90	184,70	174,40	179,10	136,60	104,50	100,50	108,90	115,80	149,80	160,40	174,60
1985	206,10	183,70	185,10	166,60	148,20	105,90	87,40	95,70	111,50	149,40	167,80	186,40
1986	172,70	153,10	167,90	179,20	169,20	154,30	139,40	127,30	130,70	156,50	160,50	167,60
1987	177,40	157,61	176,61	186,60	201,60	140,50	150,10	127,50	138,50	138,50	169,50	172,10
1988	182,10	180,45	198,40	182,70	198,40	150,00	132,60	119,80	125,00	156,40	154,80	179,70
1989	183,80	149,62	170,00	185,00	199,40	156,80	131,70	123,30	128,10	153,70	158,80	166,70
1990	175,70	163,63	198,00	185,40	191,50	148,90	133,30	130,00	139,70	171,20	161,10	167,20
1991	174,70	163,60	178,70	175,80	142,40	147,30	123,90	119,40	136,80	147,30	150,10	164,50
1992	173,60	168,50	186,00	178,60	176,20	141,70	133,10	120,90	133,40	158,10	146,10	160,60
1993	169,60	153,80	177,60	183,50	193,60	158,40	139,40	128,50	129,20	151,70	155,70	166,30
1994	180,60	151,20	190,30	195,60	183,70	157,00	139,40	120,10	130,90	140,70	157,10	173,20
1995	177,40	170,60	195,90	172,40	173,70	153,40	141,10	126,20	136,90	160,00	170,00	197,30
1996	208,20	192,70	204,60	189,60	180,60	160,10	147,70	129,80	124,80	163,30	182,30	199,30
1997	212,90	211,10	228,10	183,40	173,70	145,70	144,50	138,80	131,40	160,60	178,80	187,50
1998	205,60	206,00	225,30	194,40	176,90	156,70	139,00	133,30	128,40	162,40	181,20	185,30
1999	188,90	168,20	194,10	181,00	180,20	159,60	129,50	120,40	122,90	149,50	156,70	185,90
2000	182,50	187,60	200,60	206,70	187,10	151,70	133,70	131,60	135,60	156,30	180,40	196,60
2001	213,70	216,20	219,90	207,20	193,60	165,60	147,10	132,20	137,80	173,60	176,80	217,60
2002	218,50	202,40	212,20	198,90	202,70	165,90	146,10	136,20	149,30	174,80	178,60	197,00
2003	201,30	192,60	213,40	208,80	201,30	151,50	139,50	126,00	131,30	174,40	173,30	194,20
2004	216,40	197,70	202,50	190,30	185,40	159,30	132,10	131,60	137,90	168,40	169,20	183,30
2005	211,20	183,50	202,10	200,50	181,00	147,40	137,80	124,00	131,10	170,90	174,10	211,10
2006	215,40	198,10	222,00	193,20	176,00	150,30	147,10	134,10	136,40	158,70	176,90	192,30
2007	203,40	196,00	215,40	176,90	183,50	166,30	135,20	118,80	138,90	166,20	167,50	188,30
2008	207,70	203,50	213,60	206,10	189,20	154,00	137,70	147,78	125,30	161,80	184,40	200,60
2009	201,10	189,20	199,80	194,20	193,80	156,60	146,00	130,60	130,70	160,90	173,00	205,60
2010	218,80	204,30	202,50	189,70	165,70	147,40	140,40	126,40	126,10	155,10	177,90	200,00
2011	216,40	215,00	222,50	196,50	150,80	112,40	99,80	103,70	125,60	156,00	194,80	208,80
2012	226,60	214,50	203,60	176,20	140,00	108,40	90,50	101,00	114,50	153,90	177,50	204,90
2014	108,85	96,54	150,98	165,70	182,75	173,63	178,06	177,58	171,25	174,27	149,25	108,82
Moyennes	193,30	180,54	197,08	187,20	178,56	148,61	134,80	126,76	132,31	159,48	168,06	183,47

# l'aquifère alluvial de Karfiguéla

$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Lat. N.	J	F	М	A	м	J	J	A	s	0	N	D
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	5	1.02	.93	1.03	1.02	1,06	1,03	1.06	1.05	1.01	1.03	. 99	1.02
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1,02	1.02	. 98	. 99
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	. 97
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	25	.93	.89	1.03	1,06	1,15	1.14	1.17	1,12	1,02	.99	.91	.91
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	26	.92	.88	1,03	1.06	1,15	1.15	1.17	1.12	1,02	.99	.91	. 91
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	. 90
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1,16	1,18	1,13	1.02	. 98	.90	. 90
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	29	.91	.87	1,03	1,07	1,17	1,16	1,19	1.13	1.03	. 98	. 90	.89
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	30	.90	.87	1.03	1.08	1,18	1.17	1,20	1.14	1,03	. 98	.89	.88
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	31	.90	.87	1.03	1.08	1,18	1.18	1,20	1.14	1,03	. 98	.89	. 88
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	32	.89	.86	1.03	1.08	1,19	1.19	1.21	1.15	1.03	. 98	.88	.87
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	33	.88	.86	1.03	1.09	1,19	1.20	1.22	1,15	1.03	.97	.88	.86
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	36	.87	.85	1.03	1,10	1,21	1,22	1.24	1,16	1.03	.97	.86	.84
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	37	.86	.84	1.03	1,10	1,22	1,23	1,25	1.17	1,03	.97	.85	.83
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	38	.85	.84	1.03	1,10	1.23	1.24	1,25	1.17	1.04	.96	.84	.83
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	. 96	.82	. 80
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	. 95	.82	. 79
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	. 77
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1,20	1.04	.95	.80	. 76
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	45	.80	.81	1.02	1.13	1,28	1,29	1.31	1,21	1.04	.94	. 79	. 75
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	46	. 79	.81	1,02	1,13	1,29	1.31	1.32	1,22	1.04	. 94	. 79	. 74
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	47	.77	.80	1,02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	. 93	. 78	. 73
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	48	. 76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1,05	.93	.77	. 72
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	49	. 75	.79	1.02	1,14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	. 76	. 71
Lat. S5 $1.06$ .95 $1.04$ $1.00$ $1.02$ .99 $1.02$ $1.03$ $1.00$ $1.05$ $1.03$ $1.$ 10 $1.08$ .97 $1.05$ .99 $1.01$ .96 $1.00$ $1.01$ $1.00$ $1.06$ $1.05$ $1.$ 15 $1.12$ .98 $1.05$ .98.98.94.97 $1.00$ $1.00$ $1.07$ $1.07$ $1.$ 20 $1.14$ $1.00$ $1.05$ .97.96.91.95 $1.99$ $1.00$ $1.08$ $1.09$ $1.$ 25 $1.17$ $1.01$ $1.05$ .96.94.88.93.98 $1.00$ $1.10$ $1.11$ $1.11$ 30 $1.20$ $1.03$ $1.06$ .95.92.85.90.96 $1.00$ $1.12$ $1.14$ $1.$ 35 $1.23$ $1.04$ $1.06$ .94.89.82.87.94 $1.00$ $1.13$ $1.17$ $1.$ 40 $1.27$ $1.06$ $1.07$ .93.86.78.84.92 $1.00$ $1.16$ $1.22$ $1.$ 44 $1.30$ $1.08$ $1.07$ .92.83.74.81.91.99 $1.17$ $1.23$ $1.$ 46 $1.32$ $1.10$ $1.07$ .91.82.72.79.90.99 $1.17$ $1.25$ $1.$ 46 $1.32$ $1.10$ $1.07$ .91.82	50	. 74	.78	1.02	1,15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	. 70
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Lat. S.												-
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	10	1.08	.97	1,05	.99	1.01	.96	1,00	1,01	1,00	1,06	1.05	1,10
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	15	1.12	. 98	1.05	. 98	. 98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1,12
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	20	1.14	1.00	1.05	.97	. 96	.91	. 95	1.99	1.00	1.08	1.09	1.15
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	. 98	1.00	1.10	1.11	1,18
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	30	1.20	1.03	1.06	. 95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1,21
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1,13	1.17	1,25
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	40	1.27	1,06	1.07	.93	.86	. 78	.84	.92	1.00	1,15	1,20	1,29
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	. 76	.82	.92	1.00	1.16	1,22	1,31
46 1.32 1.10 1.07 .91 .82 .72 .79 .90 .99 1.17 1.25 1.	44	1.30	1.08	1.07	. 92	.83	.74	.81	.91	. 99	1.17	1.23	1.33
1 49 1 194 1 1 1 1 1 0 2 1 90 1 80 1 70 1 72 1 90 1 90 1 197 1	46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	. 72	. 79	.90	. 99	1.17	1.25	1,35
40 1'94 1'11 1'10 '90 '90 '10 '10 '10 '99 '99 1'10 1'81 1'	48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	. 70	. 76	.89	. 99	1,18	1.27	1.37
50 1.37 1.12 1.08 .89 .77 .67 .74 .88 .99 1.19 1.29 1.	50	1.37	1,12	1,08	.89	. 77	.67	. 74	.88	. 99	1,19	1,29	1.41

# Annexe 5 : Table des valeurs du facteur $F(\lambda)$

Annexe 6 : Détails des valeurs d'évapotranspiration de référence calculées par différentes formules pour l'aquifère alluvial de Karfiguéla

Mois	Tm	im	Ι	a	<b>F</b> (λ)	Eto
						Thornthwaite
Janvier	24.8	11.2968993	148.633208	2.87813133	1	69.8283368
Février	26.1	12.2054316	148.633208	2.87813133	0.91	73.6097677
Mars	28.28	13.7815871	148.633208	2.87813133	1.03	104.954775
Avril	29.4	14.6162941	148.633208	2.87813133	1.03	117.368163
Mai	28.56	13.9886992	148.633208	2.87813133	1.08	113.214923
Juin	26.74	12.6614014	148.633208	2.87813133	1.06	91.9349066
Juillet	25.94	12.0923289	148.633208	2.87813133	1.08	85.8285268
Août	25.19	11.56695	148.633208	2.87813133	1.07	78.1482207
Septembre	24.96	11.4074273	148.633208	2.87813133	1.02	72.5554773
Octobre	26.33	12.3686418	148.633208	2.87813133	1.02	84.6176421
Novembre	25.76	11.9655163	148.633208	2.87813133	0.98	76.3361379
Décembre	23.9	10.682031	148.633208	2.87813133	0.99	62.1529871

## • Formule de Thornthwaite

### • Formule de Turc

Mois	Tm	Tm+15	Tm/(Tm+15)	Rg(W/m <sup>2</sup> )	Rg(cal/cm <sup>2</sup> )	Hr(%)	Eto Turc
Janvier	24.800	39.800	0.623	23.890	49.333	43.810	51.706
Février	26.100	41.100	0.635	31.030	64.077	29.620	66.391
Mars	28.280	43.280	0.653	33.810	69.818	41.270	66.539
Avril	29.400	44.400	0.662	30.810	63.623	65.570	30.095
Mai	28.560	43.560	0.656	31.690	65.440	77.920	30.275
Juin	26.740	41.740	0.641	30.320	62.611	90.520	28.857
Juillet	25.940	40.940	0.634	29.400	60.711	93.610	28.059
Août	25.190	40.190	0.627	28.750	59.369	96.120	27.420
Septembre	24.960	39.960	0.625	32.330	66.761	95.980	29.173
Octobre	26.330	41.330	0.637	39.910	82.414	90.600	33.743
Novembre	25.760	40.760	0.632	34.220	70.664	81.920	47.097
Décembre	23.900	38.900	0.614	29.280	60.463	46.360	55.706

## • Formule de Blaney et Criddle

Mois	Températures	Facteur =	Nombre	Nombre d'heures	Nombre d'heures	Nombre d'heures	Eto Blaney et	
	moyennes	(15+0.84Tm)	jours/mois	d'ensoleillement/jour	d'ensoleillement/mois	d'ensoleillement	Criddle	
						par mois/100		
Janvier	24.800	35.832	31.000	8.400	260.400	2.604	93.307	
Février	26.100	36.924	28.000	8.300	232.400	2.324	85.811	
Mars	28.280	38.755	31.000	7.400	229.400	2.294	88.904	
Avril	29.400	39.696	30.000	7.200	216.000	2.160	85.743	
Mai	28.560	38.990	31.000	7.700	238.700	2.387	93.070	
Juin	26.740	37.462	30.000	7.300	219.000	2.190	82.041	
Juillet	25.940	36.790	31.000	6.300	195.300	1.953	71.850	
Août	25.190	36.160	31.000	5.600	173.600	1.736	62.773	
Septembre	24.960	35.966	30.000	6.600	198.000	1.980	71.213	
Octobre	26.330	37.117	31.000	8.100	251.100	2.511	93.201	
Novembre	25.760	36.638	30.000	8.700	261.000	2.610	95.626	
Décembre	23.900	35.076	31.000	8.300	257.300	2.573	90.251	

# • Formule de Penman modifiée

Mois	Tm	U en m/s	Hr( %)	Ra	N	n	Rs	С	W	ea	ed	n/N	Rnl	Rn	1-w	U en Km/j our	f(u)	ea-ed	Eto Penm an modif iée
Janv	24.80	0.500	43.81	13.20	11.60	11.00	9.559	1.050	0.740	31.70	13.88	0.948	2.704	138.4 0	0.260	0.000	0.270	17.81	193.8 9
Fév	26.10	0.660	29.62	14.20	11.80	11.00	10.17	1.000	0.750	33.60 0	9.952	0.932	3.105	126.5 94	0.250	0.000	0.270	23.65	176.0 3
Mars	28.28	0.460	41.27	15.30	12.00	12.00	11.48	1.050	0.770	37.80 0	15.60 0	1.000	2.640	184.9 54	0.230	0.000	0.270	22.20	197.2 8
Avr	29.40	0.640	65.57	15.70	13.30	12.00 0	11.00 8	1.100	0.775	40.10 0	26.29 4	0.902	1.813	193.2 92	0.225	0.000	0.270	13.80	188.0 2
Mai	28.56	0.550	77.92	15.50	12.60	12.00 0	11.25 6	1.100	0.770	40.10 0	31.24 6	0.952	1.505	215.0 52	0.230	0.000	0.270	8.854	181.0 9
Juin	26.74	0.470	90.52	15.30	12.70	12.00 0	11.05 3	1.100	0.760	35.70 0	32.31 6	0.945	1.377	207.4 04	0.240	0.000	0.270	3.384	150.8 30
Juil	25.94	0.410	93.61	15.30	12.60	12.00 0	11.11 1	1.100	0.760	33.60 0	31.45 3	0.952	1.468	212.8 0	0.240	0.000	0.270	2.147	136.0 1
Août	25.19	0.390	96.12	15.50	12.40	12.00 0	11.37 5	1.100	0.740	31.70 0	30.47 0	0.968	1.498	218.0 4	0.260	0.000	0.270	1.230	125.8 1
Sept	24.96	0.330	95.98	15.30	12.10	12.00 0	11.41 2	1.100	0.740	31.70 0	30.42 6	0.992	1.550	210.2 6	0.260	0.000	0.270	1.274	131.1 6
Oct	26.33	0.330	90.60	14.70	11.80	12.00	11.15	1.100	0.760	33.60	30.44	1.017	1.646	208.1 9	0.240	0.000	0.270	3.158	159.4 3
Nov	25.76	0.270	81.92	13.60	11.60	12.00	10.43	1.100	0.740	33.60	27.53	1.034	1.733	182.8 0	0.260	0.000	0.270	6.075	167.3 0
Déc	23.90	0.600	46.36	12.90	11.50	12.00	9.955	1.050	0.720	29.80	13.86	1.043	2.877	142.2 6	0.280	0.000	0.270	15.99	184.3 1





#### Remarques :

• Un piézomètre propre doit comporter un massif drainant, au niveau de sa partie crépinée, d'une épaisseur minimale de 5 cm afin d'éviter les risques d'ensablement.

Un piézomètre doit être équipé d'un tube lisse en tête sur au moins un mètre de longueur, avec cimentation de l'annulaire.
Pour les études de diagnostic et de suivi environnemental et en nappe libre, il est nécessaire de prévoir l'équipement du piézomètre avec un tube crépiné dont le sommet doit être placé au-dessus de la zone de battement de la nappe (cf. suivis ou

prélèvements des éventuels produits surnageants).