



Département d'Architecture, Géologie,
Environnement et Constructions

Projet de coopération bilatérale entre le Burkina Faso
et la Communauté Wallonie-Bruxelles de Belgique

Contribution à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du
système aquifère dans le bassin du Kou

Par :

Elie Serge Gaëtan SAURET

Mémoire de fin d'Etude de Diplôme d'Etudes Approfondies (DEA) en
Sciences Appliquées, option Géologie et Sciences de l'environnement

Promoteurs:

Dr. Serge BROUYERE

Pr. Alain DASSARGUES

Année Académique : 2007-2008

« La crainte de Dieu est le commencement de la sagesse...Proverbes 9 :10 »

Remerciements

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

Je voudrais tout d'abord adresser mes vifs remerciements au Commissariat Général des Relations Internationales (CGRI) de la Communauté Française de Belgique, pour la bourse d'étude dont je suis un heureux bénéficiaire et sans laquelle, ce travail n'aurait pu être réalisé.

Je remercie mes promoteurs, Messieurs Serge Brouyère et Alain Dassargues pour l'encadrement et la formation académique que j'ai reçus. Ils ont par ailleurs facilité mon travail en mettant à ma disposition des moyens logistiques et didactiques.

Je remercie Messieurs Eric Pirard, Johan Dérouane et Bernard Tychon, d'avoir accepté de siéger dans le jury et de m'apporter des corrections et remarques à même d'enrichir considérablement le présent document.

Ce travail a été rendu possible grâce à la collaboration étroite avec la Direction Régionale de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins à Bobo-Dioulasso, les coordonnateurs des Projets GEeau, Eaux Souterraines, de l'Association Eau Développement et Environnement et de l'ONEA. A ce titre je tiens à remercier Nicolas Gardin, Joost Wellens, Paul Apouri, Denis Dakouré et Diallo Mamadou.

Je remercie toute l'équipe du professeur Alain Dassargues et particulièrement Pascal, Philippe, Luk, Ingrid, Angaman, Gaëlle et Samuel qui n'ont ménagé aucun effort pour m'apporter une assistance dans la compréhension des logiciels « ArcGis et GMS », la réalisation et l'interprétation des cartes thématiques.

Je remercie ma famille, mes collègues, mes amis et ma fiancée pour leurs prières et leur soutien inconditionnel.

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

Résumé

Situé au Sud de la ville de Bobo Dioulasso, capitale économique du Burkina Faso, le bassin du Kou est constitué de formations gréseuses, carbonatées et argilifiées datées du Précambrien. Ces formations constituent les matériaux de quatre formations aquifères dont les caractéristiques géométriques et les interactions avec les cours d'eau et les importantes sources de Nasso ($10.000\text{m}^3/\text{h}$) et Pésso ($600\text{m}^3/\text{h}$) demeurent complexes et mal connues. C'est dans le but d'apporter une contribution à la compréhension de l'hydrogéologie de ce bassin vaste de 1860km^2 environ, que la présente étude a été initiée. Pour les besoins de l'étude, les limites du bassin du Kou ont été étendues jusqu'à ses frontières naturelles : le fleuve Mouhoun au Nord-Ouest et la falaise de Banfora au Sud-Est. Les quatre formations aquifères considérées comme une seule couche hébergeant une même nappe d'eau souterraine, ont été modélisées en régime permanent. La modélisation a permis de comprendre les interactions eaux souterraines-eaux de surface en quantifiant les flux d'eaux échangées. Les résultats fournis par le présent modèle paraissent acceptables au regard des hypothèses admises, et des données dont nous avons disposé.

Mots - clés : bassin du Kou, hydrogéologie, recharge, Modélisation.

Abstract

Located at the South of the town of Dioulasso sore, economic capital of Burkina Faso, the basin of the Kou consists of sandy, carbonated and clayed formations dated from the Precambrian one. These formations constitute materials of four aquifers formations whose geometrical characteristics and the interactions with the rivers and the important sources of Nasso ($10.000\text{m}^3/\text{h}$) and Pésso ($600\text{m}^3/\text{h}$) remain complex and badly known. In order to provide a better comprehension of the hydrogeology of this vast basin of 1860km^2 , the present study was initiated. For the needs for the study, the limits of the Kou basin were extended to its natural borders: the Mouhoun river in North-Western and the cliff of Banfora in the South-East. The four aquifers formations considered as a single hydrogeological unit, were modelled considering steady state groundwater flow conditions. Modeling made it possible to understand the interactions groundwater -water of surface by quantifying exchanged water flows. The results provided by this model appear acceptable in comparison of the allowed assumptions, and the data we have used.

Keys-words: basin of the Kou, hydrogeology, recharge, Modeling.

Tables des matières

	Page
Dédicace	
Remerciements	
Résumé-Abstract	
Figures	
Tableaux	
Abréviations	
Chapitre 1 : Caractéristiques générales de la zone d'étude.....	14
1.1. Découpage administratif et géographique du Burkina Faso	14
1.2. Contexte climatique.....	16
1.3. Végétation	17
1.4. Sols	18
1.5. Relief et l'hydrographie	18
1.5.1. Relief	18
1.5.2. Hydrographie.....	19
1.6. Peuplement et activités socio-économiques	21
1.6.1. Peuplement	21
1.6.2. Besoins en eau	22
Chapitre 2 : Caractéristiques Hydrogéologiques et hydrologiques de la zone d'étude	23
2.1. Caractérisation géologique de la zone d'étude.....	23
2.2. Contexte hydrogéologique	27
2.2.1. Contexte général.....	27
2.2.2. Contexte de la zone d'étude : Les nappes des systèmes aquifères du sédimentaire ancien et du Continental terminal.....	27
2.2.3. Description des différentes formations aquifères du bassin du Kou	28
2.2.4. Calcul de la conductivité hydraulique des formations aquifères du bassin du Kou	31
2.2.5. Piézométrie des formations aquifères du bassin du Kou.....	32
2.2.5.1. <i>Méthodologie</i>	32
2.2.5.2. <i>Analyse des résultats</i>	35

2.2.5.3. <i>Variations temporelles de la piézométrie</i>	37
2.2.5.4. <i>Conclusions</i>	38
2.3. Quelques éléments d'hydrologie	39
2.3.1. La recharge des nappes	39
b).....	40
2.3.1.1. <i>Estimation de la recharge par la méthode du bilan de Thornthwaite</i>	41
2.3.1.2. <i>Estimation de la recharge par un modèle hydrologique à réservoirs</i>	44
2.3.1.3. <i>Estimation de la recharge par cubature des variations piézométriques</i>	45
2.3.1.4. <i>Variabilité spatiale de la recharge</i>	46
2.3.1.5. <i>Conclusions</i>	47
2.3.2. Les exports	47
2.3.2.1. <i>Les exploitations pour l'AEP, l'industrie et l'agriculture</i>	47
2.3.2.2. <i>Estimation des débits de base</i>	49
Sources et rivières	52
Chapitre 3 : Modélisation des écoulements souterrains du système aquifère du bassin du Kou	54
3.1. Objectifs	54
3.2. Outils	54
3.3. Limites.....	54
3.4. Hypothèses	55
3.5. Modèle conceptuel	55
3.5.1. Extension du modèle	55
3.5.2. Discrétisation du domaine	56
3.5.3. Conditions aux frontières	58
3.5.3.1. <i>Condition de Neumann ou condition de flux nul</i>	58
3.5.3.2. <i>Condition de Dirichlet ou de hauteur piézométrique imposée</i>	58
3.5.3.3. <i>Conditions de Fourier</i>	59
3.5.4. Sollicitations.....	59
3.5.4.1. <i>Pompages</i>	59
3.5.4.2. <i>Recharge</i>	60
3.5.4.3. <i>Sources et cours d'eau</i>	60
3.5.5. Conditions d'écoulement considérées	60
3.6. Développement numérique du modèle.....	61

3.6.1. Données utilisées.....	61
3.6.1.1. Hauteurs piézométriques.....	61
3.6.1.2. Débits.....	61
3.6.1.3. Fractures.....	61
3.6.2. Paramètres de calibration.....	62
3.6.2.1. Conductivité hydraulique.....	62
3.6.2.2. Conductance des lits des cours d'eau.....	63
3.7. Résultats de la calibration.....	63
3.7.1. Ajustement de la piézométrie.....	63
3.7.2. Concordance des débits mesurés et calculés.....	66
3.7.2.1. Débits au niveau des sources.....	66
3.7.2.2. Débits de base au niveau des rivières.....	67
3.8. Paramètres résultant de la calibration.....	69
3.8.1. Ajustement des conductivités hydrauliques.....	69
3.8.2. Ajustement des conductances des lits des cours d'eau.....	70
3.9. Discussion des résultats.....	70
3.9.1. Piézométrie.....	70
3.9.2. Interactions eaux souterraines-eaux de surface.....	72
3.9.3. Améliorations possibles du modèle.....	73
3.10. Etude de sensibilité.....	74
3.10.1. Sensibilité par rapport à la conductivité hydraulique.....	74
3.10.2. Sensibilité par rapport à la recharge.....	76
Conclusion générale et recommandations.....	77
Références Bibliographiques.....	76
Annexes.....	81

Figures

	Page
Figure 1. Localisation de la zone d'étude : le Bassin du Kou	15
Figure 2. Zones climatiques du Burkina Faso (1961-1990).....	17
Figure 3 : Evolution de la topographie du bassin du Kou du Sud au Nord.....	19
Figure 4. Bassin du Kou et ses sous bassins	20
Figure 5. a) Carte géologique simplifiée du craton Ouest Africain (d'après Boher et al., 1975), b) Bordure Sud-Ouest du bassin de Taoudenni au Burkina Faso, c) Géologie détaillée du bassin du Kou.....	21
Figure 6. Coupe Hydrogéologique et Géologique de la région de Bobo-Dioulasso (Sogréah, 1994).....	30
Figure 7. Localisation des points mesure (a) et valeur (b) de la conductivité hydraulique interprétée à partir d'essai de pompage.....	32
Figure 8. Localisation des forages dans le bassin du Kou	33
Figure 9. Orientation des coupes géologiques réalisées pour l'établissement de la piézométrie dans le bassin du Kou.....	34
Figure 10. Coupe géologique D, de Moamy-Nasso à Morobasso (Gardin, 2006-2007)	34
Figure 11. (a) Piézométrie de 1982 à 2007(Gardin., 2006-2007), et (b) MNT de la zone d'étude.....	35
Figure 12. Allure générale des isopièzes des aquifères du bassin du Kou de 2006 à 2007	37
Figure 13. Evolution temporelle de la piézométrie au piézomètre P05*	38
Figure 14. Illustration (a et b) des différents types de recharge des eaux souterraines dans un milieu semi aride (Lerner, 1990).....	40
Figure 15. Spatialisation de l'infiltration efficace à l'échelle de la zone d'étude (2005 ?)	46
Figure 16. Localisation des différents ouvrages utiles pour l'analyse quantitative	48
Figure 17. (a) Plot des points représentatifs de la courbe de récession et Hydrogramme (a') de la source de Kodara	50
Figure 18. Hydrogrammes du Mouhoun à Guéna (b) et Samandéni (b')	51
Figure 19. Hydrogrammes (à gauche) et courbes de récession (à droite) pour les sources de Déso (c), Pésso (d) et Nasso (e).....	52
Figure 20. Géologie (a) et limites du domaine modélisé (b).....	56
Figure 21. Coupe géologique du domaine modélisé : Mouhoun à Samandéni – Sakaby	56

Figure 22. Discrétisation de la zone modélisée : (a') Morphologie du sommet de l'aquifère interpolée à partir du MNT (a) et Morphologie de la base (b') interpolée à partir de quelques boreholes (b)..... 57

Figure 23. Limites et frontières de la zone modélisée..... 58

Figure 24. Calcul des conditions de potentiel selon Modflow 59

Figure 25. Coupe géologique W-E (Nasso à Borodougou) de la zone modélisée 62

Figure 26. Calage hydrodynamique de la piézométrie en régime permanent 63

Figure 27 : Droite de corrélation entre piézométrie observée et calculée 64

Figure 28. Piézométrie observée (a) et calculée (b) 65

Figure 29. Comparaison entre le niveau d'eau du Kou et la surface de la nappe de Pénis aux sources de Nasso 68

Figure 30. Conductivité hydraulique mesurée (a) et ajustée dans le modèle (b) 70

Figure 31. Schéma du bilan d'échange « eaux souterraines-eaux de surface » ; entrées et sorties d'eaux exprimées en m³/jour 73

Figure 32. a) Ajustement de la conductance du lit du Kou et b) piézométrie calculée..... 75

Figure 33. Piézométrie pour une augmentation (a) et une diminution (b) de 10% de la recharge 76

Tableaux

Page

<i>Tableau 1 : Valeurs d'épaisseurs et de conductivité hydraulique moyenne des aquifères du bassin du Kou</i>	<i>32</i>
<i>Tableau 2. Valeurs d'infiltrations par diverses méthodes et auteurs</i>	<i>41</i>
<i>Tableau 3. Valeurs moyennes de constantes hydriques de sols de l'Ouest sédimentaire du Burkina Faso (Sauret E., 2005) et RFU correspondant</i>	<i>43</i>
<i>Tableau 4. Volumes prélevés par l'ONEA</i>	<i>48</i>
<i>Tableau 5. Débit au niveau des rivières et des sources de Nasso, Péso et Désso.....</i>	<i>52</i>
<i>Tableau 6. Débits globaux échangés dans le modèle.....</i>	<i>66</i>
<i>Tableau 7. Bilan de flux sortant au niveau des drains.....</i>	<i>66</i>
<i>Tableau 8. Flux entrant et sortant au niveau du Kou et du Mouhoun</i>	<i>68</i>

Abréviations

AEP : Approvisionnement en Eau Potable

BF: Burkina Faso

BUNASOLS : Bureau National des Sols du Burkina Faso

CIEH : Interafricain d'Etudes Hydrauliques

CT: Continental Terminal

DRAHRH-HB : Direction Régionale de l'Agriculture de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques des Hauts Bassins

EVR : Elément de Volume Représentatif

GGQ : Grès à Granules de Quartz

GFB : Grès de Fô-Bandiagara

GFG : Grès Fins Glauconieux

GFR : Grès Fins Roses

GrIn : Groupe Inférieur

GKS : Grès de Kawara-Sindou

GrMo : Groupe Moyen

GPS : Global Positioning System

GrSu : Groupe Supérieur

IWACO : Bureau d'étude en eau et environnement

MATD : Ministère de L'Administration Territoriale et de la Décentralisation

MAHRH : Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NE : Nord Est

NNE : Nord Nord Est

NNW : Nord Nord-Ouest

NW : Nord-Ouest

SAC : Siltstones-Argilites-Carbonates

SQ : Grès Quartzite de la passe de Fo

SE : Sud Est

SSE : Sud Sud Est

SSW : Sud Sud Ouest

SW : Sud Ouest

USGS : United States Geology Survey

Introduction

Dans un pays sahélien et agropastoral comme le Burkina Faso, la disponibilité d'une eau en quantité et en qualité suffisante est vitale pour le bien être des populations et pour un développement économique efficient et durable. A cet égard, le contexte naturel du Sud-Ouest et particulièrement son capital eau, constitue une opportunité de développement qui retient l'attention des autorités du pays, au regard des investissements humains, financiers et techniques. La ville de Bobo-Dioulasso, capitale de la région des Hauts Bassins au Sud -Ouest du pays est un carrefour important pour le commerce transfrontalier et concentre la majeure partie des industries, des services et de l'administration. A ce titre, elle a enregistré un important flux migratoire, et ce depuis le XIIe siècle.

Les ressources en eau dans cette partie du pays sont très abondantes mais mal connues. Globalement, on note la présence de quatre principaux bassins hydrographiques: la Comoé, le Banifing, le Mouhoun supérieur et le Mouhoun inférieur. La Comoé et le Mouhoun sont deux cours d'eaux permanents. A ces cours d'eaux pérennes s'ajoutent d'importantes sources localisées dans les terrains sédimentaires du bassin du Kou (sous bassin du Mouhoun) et drainées par la rivière Kou dont les eaux sont utilisées en aval pour l'irrigation d'un périmètre rizicole de 1040 ha. Actuellement, seule la source ONEA I est exploitée par les services de l'ONEA, pour l'alimentation en eau potable de la ville de Bobo-Dioulasso.

Depuis un certain nombre d'années, des signes inquiétants semblent indiquer que cette ressource s'amenuise : tendance à la baisse du niveau de l'aquifère, diminution du débit du Kou, tarissement de certaines sources,... En outre, les activités agricoles principalement dominées par les cultures cotonnières et maraîchères et celles liées aux industries implantées dans la région, constituent une réelle menace quant à la qualité des eaux souterraines. Un devoir de gestion et de protection efficiente de la ressource s'impose aux utilisateurs. Cela passe prioritairement par :

- une meilleure compréhension du fonctionnement hydrogéologique des réserves en eau, en liaison avec le contexte hydrologique du bassin du Kou,
- une meilleure estimation des réserves en eau exploitables, renouvelables et totales des aquifères souterrains,
- une meilleure connaissance de la vulnérabilité des aquifères vis-à-vis du risque de contamination extérieure.

Objectif global de l'étude

L'objectif global est de contribuer à une meilleure connaissance et de développer une première modélisation des écoulements souterrains dans le bassin du Kou.

Approche Méthodologique

Pour conduire cette étude, 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.

- **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 spatio-temporelle 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.6.1.

Chapitre 1 : Caractéristiques générales de la zone d'étude

1.1. Découpage administratif et géographique du Burkina Faso

Le Burkina Faso est un pays de l'Afrique de l'Ouest, situé entre les parallèles 9°20' et 15° de latitude Nord et entre les méridiens 5°03' de longitude Ouest et 2°30' de longitude Est (figure 1).

Le pays est subdivisé en 45 provinces avec une superficie de 274 000 km². La population du Burkina Faso est estimée à environ 13 millions d'habitants avec un taux annuel de croissance de 2,9%. La densité moyenne de la population est de 44 habitants/km². C'est un pays enclavé, sans accès à la mer. Sa capitale, Ouagadougou, est à 1200 km du port d'Abidjan (Côte d'Ivoire), à 980 km du port de Téma (Ghana) et à 970 km de Lomé (Togo).

La capitale économique, Bobo-Dioulasso, est située à 365km au SW de Ouagadougou. C'est à une quinzaine de kilomètres à l'Ouest de la ville de Bobo-Dioulasso que se situe la zone d'étude. Il est constitué d'une rivière pérenne : le Kou, à laquelle s'associent les sources les plus importantes de l'Afrique de l'Ouest : les sources de Nasso/Guinguette et Pésso/Déso. Le bassin du Kou, sous bassin en rive droite du Mouhoun supérieur (anciennement appelé bassin de la Volta Noire s'étendant du Burkina Faso au Ghana) a une superficie totale estimée à 1860 km². Il couvre les communes de Bobo-Dioulasso, de Bama et de Péni. Il satisfait les besoins en eau de consommation et des activités hydro-agricoles d'une population estimée à 935.00 habitants, selon le recensement national sur la démographie du pays réalisé en 1996. A l'image du pays, l'altitude moyenne dans le bassin du Kou est de 300m.

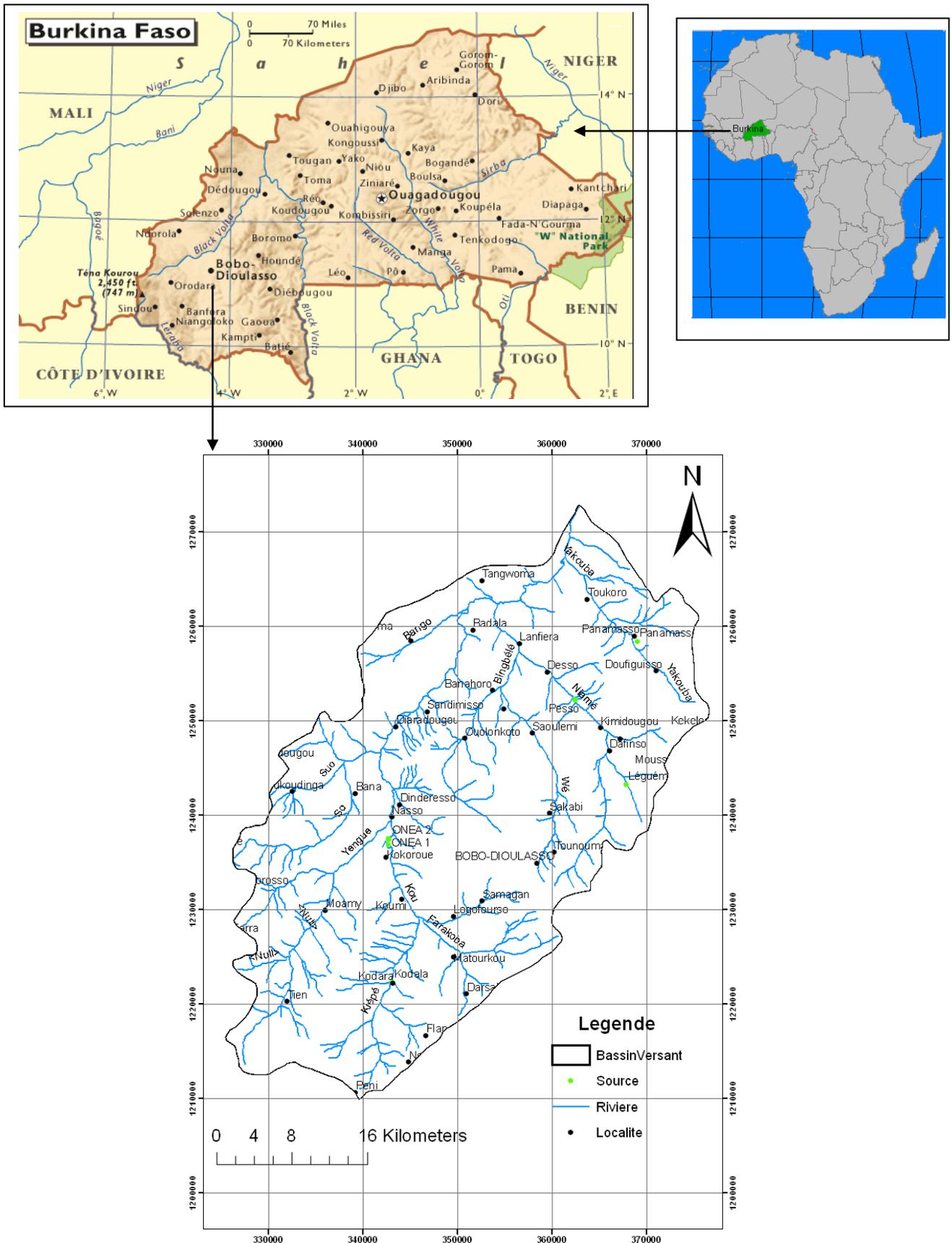


Figure 1. Localisation de la zone d'étude : le Bassin du Kou

1.2. Contexte climatique

A l'image de l'ensemble du pays, on distingue dans la zone d'étude deux types de saisons :

- Une saison sèche qui s'étale d'octobre à mars, et qui se caractérise par des vents secs d'harmattan qui soufflent du NE au SW, originaire des hautes pressions sahariennes.

Le mois d'avril constitue un mois charnière qui voit l'arrivée des vents humides ou alizés chargés de mousson.

- Une saison des pluies qui s'étale de mai à septembre caractérisée par des vents humides provenant des hautes pressions océaniques de l'hémisphère Sud. Les mois de juillet à août accusent le maximum des pluies. En fonction des isohyètes, il faut distinguer, sur toute l'étendue du pays, trois zones climatiques (figure 2):

- La zone sahélienne : elle s'étend au Nord entre 13°5' à 15°3' de latitude. Elle reçoit les pluviométries les plus basses du pays (moins de 600mm/an). Les températures sont très élevées, surtout au mois d'avril où elles avoisinent 45°C. La végétation est constituée d'arbustes épineux : c'est la zone d'élevage par excellence.

- La zone soudano-sahélienne : elle est située au centre entre 11°3' et 13°5' de latitude Nord. Elle connaît une pluviométrie moyenne (750 mm).

- La zone soudanienne : située entre les latitudes 9°3' et 11°3' N est la plus arrosée du pays (800 à 1200mm); les températures sont moyennes et basses.

Le climat du bassin du Kou correspond à la zone climatique soudanienne nettement mieux arrosée par rapport au reste du pays.

D'après Traoré T., et Gombert P., 1977, dans le bassin du Kou, la température est maximale de mars à mai et minimale en janvier et décembre (maximale mensuelle 37°C, minimale mensuelle 13°C). L'insolation est maximale en août (9.2h) et minimale en janvier (5.8h). L'humidité relative et la tension de vapeur sont fortes en août (respectivement 82% et 26%) et faibles en janvier et février (respectivement 9.2% et 7%).

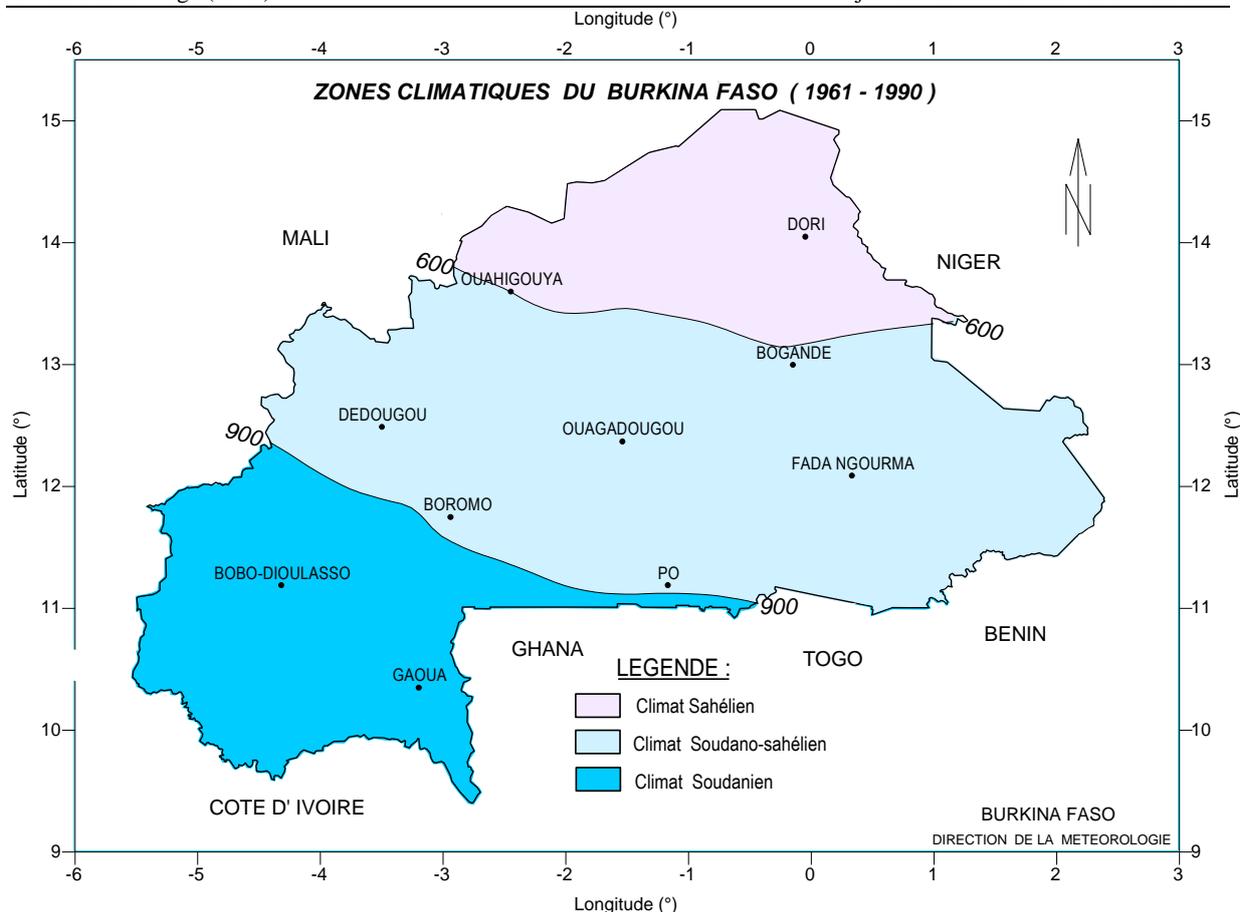


Figure 2. Zones climatiques du Burkina Faso (1961-1990)

1.3. Végétation

La végétation de la zone d'étude est caractérisée par le grand développement d'un tapis graminéen continu à prédominance de savane et de forêts claires. Les espèces ligneuses présentent une densité de peuplement. On rencontre des îlots de forêts (forêts classées des sources du Kou, de Koulina et de Dinderesso) et quelques surfaces reboisées par les services forestiers. Ces forêts d'une superficie de 10.400ha constituent un milieu humide qui joue un rôle protecteur pour les eaux souterraines.

La strate arborée est constituée de *Butyrespernum Parkii*, *Parkia Biglobosa*, *Bombax Costatum*, et d'*Elacis Guinensis*. A coté de ces espèces naturelles, les services de l'environnement ont introduit des espèces exotiques comme le teck, l'eucalyptus, le gmélinas, le neem... ; les zones inondables du bassin sont très peu fournies en arbres.

Par ailleurs, on rencontre des forêts-galeries éparses dans le périmètre Nasso-Guinguette constituées de plus de 250 essences dont une grande partie joue un rôle important dans la pharmacopée locale.

Certaines essences particulièrement recherchées, comme *Rauvolfia vomitoria* et *Moghania faginea* dont les extraits servent notamment dans le traitement de l'hypertension sont menacées de surexploitation (UICN, 1994).

1.4. Sols

Les sols du secteur d'étude sont : les sols peu évolués d'érosion sur matériaux gravillonnaires, les vertisols sur alluvions ou matériaux argileux, les sols ferrugineux tropicaux peu lessivés sur matériaux sableux sols sablo-argileux, argilo-sableux, et les sols ferralitiques. Selon leur profondeur on distingue

- les sols profonds (>100cm) :
 - sols argileux-sableux en surface, argileux en profondeur,
 - sols limono-argileux en surface, argileux en profondeur,
 - sols sableux en surface, argileux en profondeur.
- les sols à faibles profondeurs (< 40cm) : ce sont les sols gravillonnaires.

1.5. Relief et l'hydrographie

1.5.1. Relief

La commune de Bobo-Dioulasso, présente par rapport au modelé topographique d'ensemble du pays, un relief particulier caractérisé par deux domaines : une pénéplaine d'extension limitée et un massif gréseux, qui seraient d'après Boher et al., 1975 liés à la géologie et la géomorphologie du pays. La pénéplaine est caractérisée par un massif au relief plus accidenté et taillé dans la couverture gréseuse marquée par d'importants reliefs dont le mont Tenakourou culminant à 749 m d'altitude. Des escarpements vigoureux dominent le socle, comme la falaise de Banfora (figure 3).

A l'amont du bassin du Kou, dans le département de Péni, la falaise de Banfora se trouve à 500m d'altitude et constitue une ligne de partage des eaux entre le vaste bassin du Mouhoun et celui de la Bourguiba.

A l'aval du bassin du Kou, au Nord de la falaise le relief est mollement vallonné avec des pentes plus douces. L'altitude moyenne de la falaise oscille entre 300 et 400m, et concentre dans les zones de dépressions et les bas-fonds, les sources de la guinguette et quelques émergences diffuses (11 ont été recensées par la DRH/HB et Sogréah en 1994).

Ces sources sont situées au fond de la vallée du Kou, à une altitude de 350m entre les villages de *Nasso* et de *Kokoroué*. Les émergences sont drainées par un cours d'eau pérenne, le Kou.

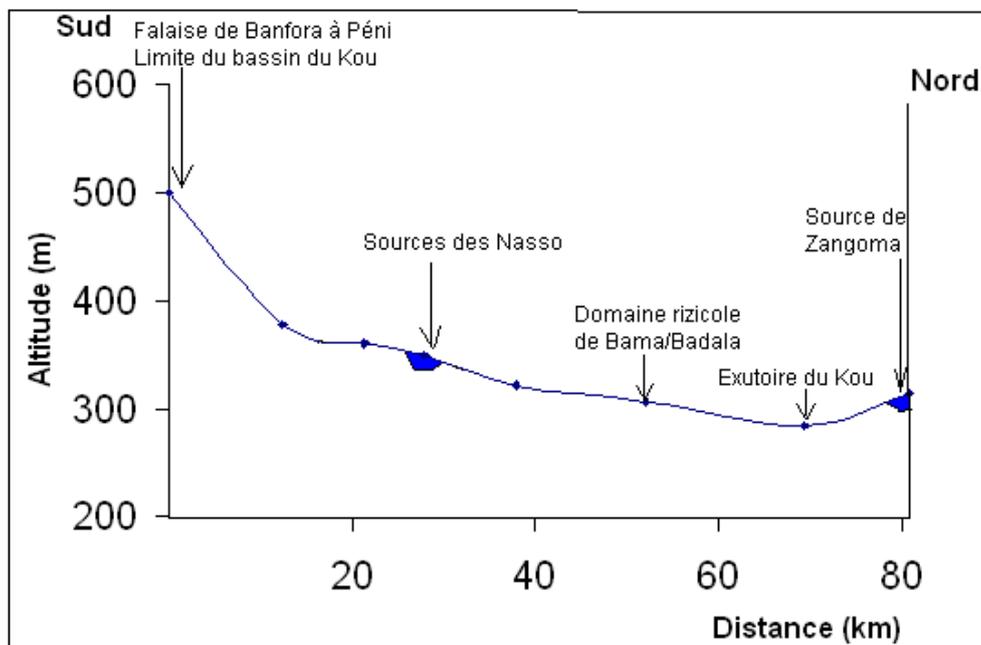


Figure 3 : Evolution de la topographie du bassin du Kou du Sud au Nord

1.5.2. Hydrographie

Dans la zone d'étude, le Kou appartient au sous-bassin du Kou à Nasso et s'étend sur 394km². Il prend sa source à Kodara au SW de Bobo à une altitude de plus de 500m et draine les eaux de surface de neuf (09) sous bassins (figure 4). On distingue :

- en amont de la rivière Kou, les sous bassins du Yengué, Suo, Farakoba et du Kiépé,
- en aval, les sous bassins du bango, du Wé, du Niamé et du Yakouba.

L'ensemble de ces sous bassins contient des cours d'eau temporaires. Les quatre (04) cours d'eau : suo, farakoba, kiépé et yengué s'ajoutent aux sources de la guinguette, de l'ONEA I et II, pour constituer la sous-unité Ouest du Kou, séparée d'une unité Nord constituée par le Niamé, le Wé le Bingbélé, et la source de Péso. Ces deux sous-unités sont séparées par le massif de Wolankoto.

Au niveau des sources de la Guinguette le débit d'étiage du bassin est de l'ordre de 10.000m³/h. En aval, au niveau des sources de Péso/Déso il est de 400m³/h (Sogréah., 1994).

Une autre rivière, le Wolo, de faible débit, draine aussi une partie des eaux de surface à l'Est du Kou.

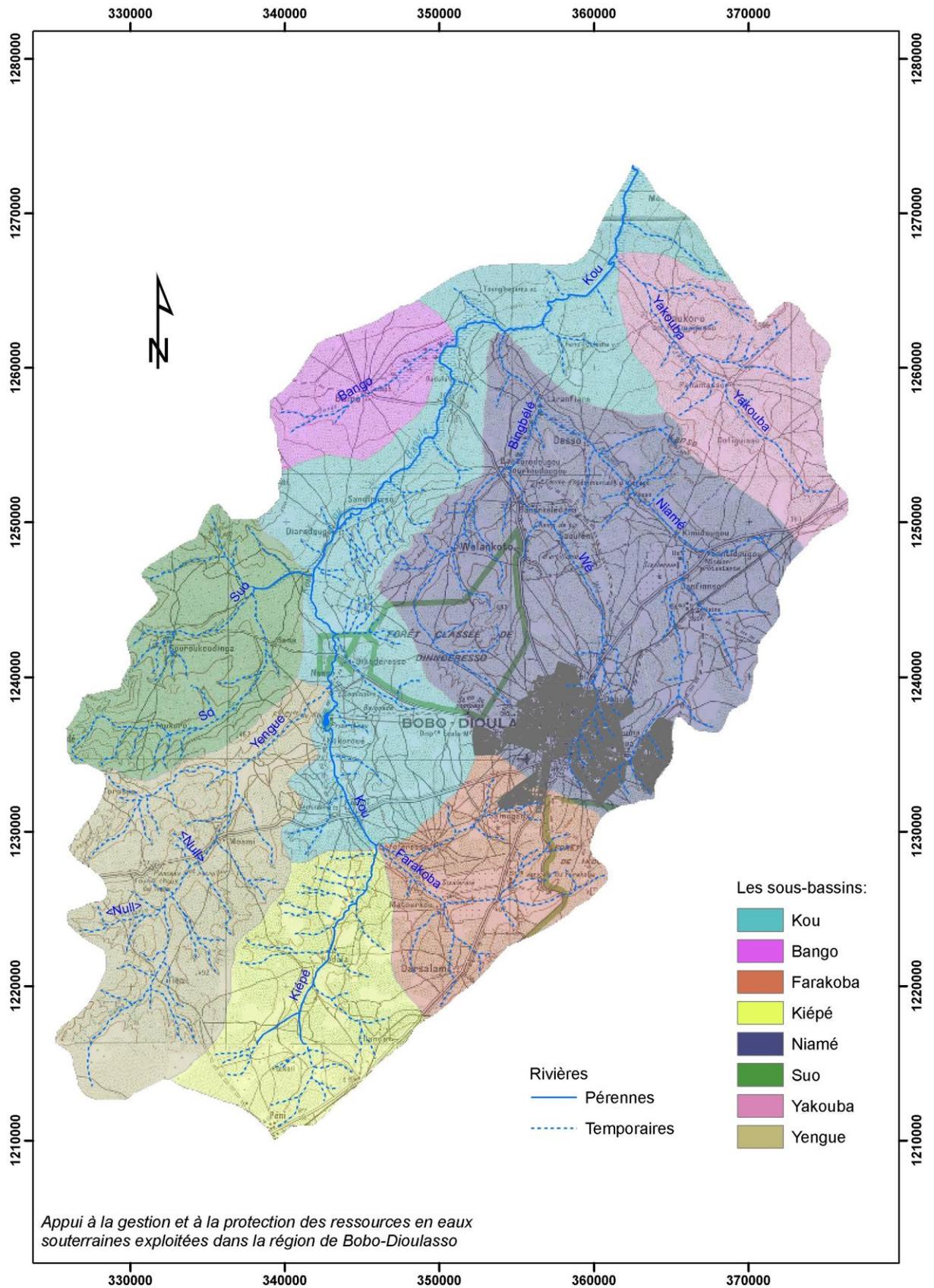


Figure 4. Bassin du Kou et ses sous bassins

1.6. Peuplement et activités socio-économiques

1.6.1. Peuplement

Le bassin du Kou, à l'image de toute la commune de Bobo-Dioulasso, a été et demeure jusqu'à nos jours un pôle d'attraction migratoire. Les populations autochtones sont les Bobos. D'autres peuples à la recherche de surfaces agricoles et/ou rizicoles, ou l'attirent des industries en plein essor dans la région vont arriver. Ainsi, entre le XII^e et le XVIII^e siècle, arriveront les Blés, les Bolons, les Dorosiés, les Senoufos, les Semblas, les Tiéfós, les Vigués, les Julas. Un à deux siècles plus tard, viendront de partout du pays les Mossis, les Kassambas, les Samos (Zonou B., 2006). Les peulhs, originaires du Nord du pays sont à la recherche de verts pâturages pour leurs troupeaux à cause de l'aridité de leurs zones d'origine (climat sahélien). Les ethnies autochtones de la province ont une organisation administrative de base qu'est le village qui a une autonomie dans la gestion de ses affaires. Ce sont des sociétés égalitaires et démocratiques. Selon le MATD du pays, on dénombre au total **79** villages dans les trois communes que couvre la zone d'étude. Le village, dirigé par des responsables élus selon un système qui lui est propre, est divisé en clans ou grandes familles comprenant les descendants du même ancêtre. Ces familles se concentrent sur des espaces réduits autour de la concession du patriarche où se développe la vie active. Ceci entraîne par ricochet un problème notoire d'hygiène dû à l'entreposage et à la forte accumulation d'immondices et de débris ménagers de tout genre sur ces surfaces parcellisées. Toute cette population vit dans une certaine harmonie ponctuée de temps en temps par de petites querelles de terre.

L'économie de la région repose principalement sur les activités agropastorales et industrielles. En zone rurale, l'exploitation agricole est basée surtout sur la production cotonnière et rizicole en raison de la présence de nombreuses plaines aménagées à cet effet. L'activité agricole est intense pendant toute l'année grâce au système d'irrigation installé par les Chinois. En sus de la production du riz, il y a également la culture maraîchère et aussi une activité halieutique importante constituée par la pêche dans les cours d'eau ci-dessus cités. On dénombre aussi de nombreuses industries dans la commune de Bobo-Dioulasso, 23 en 1997 dont 7 dans le domaine agro-alimentaire et 7 dans l'industrie chimique (Dakouré D., 2003 ; Diallo., 2006).

1.6.2. Besoins en eau

Principalement alimenté par les sources de Nasso, le bassin du Kou a une ressource en eau abondante. En année moyenne, l'eau de surface représente 160 millions de m³ (Zonou B., 2006). Le bassin satisfait aux besoins en eau potable et en eau pour les activités de production agricole d'une population estimée aujourd'hui à près d'un million d'habitants comprenant celle de Bobo-Dioulasso (500 000 habitants environ) et des départements avoisinants : 435 000 habitants selon le recensement de 1996.

Bien que cette eau soit suffisante jusqu'à présent, il est à noter qu'au cours des cinq dernières années, cinq des neuf sources de la forêt se sont tarées (UICN., 1994).

De récentes inondations durant la saison des pluies ont entraîné une grave érosion des berges le long du Kou. Le Service des forêts attribue cette dégradation à la mauvaise gestion du bassin, où les surfaces cultivées ne cessent de s'étendre. La qualité de l'eau de la zone semble en outre se dégrader du fait d'intenses activités industrielles. En effet, plusieurs industries de Bobo-Dioulasso déversent leurs eaux usées et autres déchets dans le bassin du Kou (Lorenzini G., 2007). On note aussi un développement des cultures cotonnières et rizicoles dans toute la région des hauts bassins probablement favorable à une accumulation de nitrate dans les sols (Sauret., 2005).

Chapitre 2 : Caractéristiques Hydrogéologiques et hydrologiques de la zone d'étude

Les notions et termes développés dans ce chapitre sont tirés des travaux de *Nindaoua A., 1982 ; Sogréah Ingénierie., 1994 ; Denis Dakouré., 2003 ; Sauret E., 2005 ; Derouane J., 2006 et Lorezinni G., 2007.*

2.1. Caractérisation géologique de la zone d'étude

Le bassin du Kou à l'instar de la bordure Ouest et Nord-Ouest du Burkina Faso constitue l'extension Sud Est du bassin de Taoudenni dont le remplissage a débuté vers 1,3 milliards d'années. La superficie de la bordure Sud Est de ce bassin (Mali et Burkina Faso) est d'environ 260.000 km², dont 45.000 km² (soit près de 20%) sont situés au Burkina Faso (figure 5a).

Dans sa partie burkinabè, ces formations sont essentiellement gréseuses. Elles s'empilent régulièrement les unes sur les autres en couches subhorizontales affectées d'un léger pendage vers le Nord-Ouest (2° environ). Elles ont été subdivisées en 3 groupes par Ouédraogo C., 1998 (figure 5b):

- Un Groupe Inférieur qui comprend la formation des Grès Inférieurs (GI), la formation de Kawara-Sindou (GKS) et la formation des Grès Fins Glauconieux (GFG).
- Un Groupe Moyen constitué des cinq (05) formations allant de la formation des Grès à Granules de Quartz (GGQ) à la formation des Siltstones et Grès-Quartzite de la passe de Fo (SQ) regroupés sous l'appellation Grès Silto-Dolomitiques (ou GSD) dans la partie malienne.
- Un Groupe Supérieur constitué par les Grès de Fo Bandiagara (GFB) et les formations du Continental Terminal (CT).

Dans le bassin du Kou, ces formations s'épaississent généralement vers l'Ouest et concernent (figure 5c) :

- *La formation des Grès de Kwadara Sindou (GKS)*

Elle n'affleure pas dans la zone d'étude. Elles sont constituées par des grès qui reposent en discordance sur le socle cristallin et leurs épaisseurs varient entre 90m à 350m. La falaise de Banfora rencontrée au SSE de la zone d'étude est essentiellement dominée par cette formation. Elle borde en affleurement la falaise de Banfora du Nord-Est de Bobo-Dioulasso jusqu'à la frontière malienne.

- *La formation de Grès Fins Glauconieux (GFG) de Takalédougou*

L'épaisseur de la formation varie entre 100 et 500m. Sa partie inférieure est composée d'une alternance de grès grossiers conglomératiques glauconieux et de minces niveaux de grès très fins, silteux à débit schisteux. La formation se termine par des grès fins ou moyens à passées grossières. La formation est peu ou pas fracturée. On note l'occurrence d'une faille d'effondrement NE-SW de faible extension (voire figure 6) qui serait à l'origine des sources de Nasso. La base des Grès Fins Glauconieux présente des « mud cracks » qui traduisent encore des épisodes d'émersion. L'apparition de glauconie témoigne ensuite d'un environnement marin franc, de plate-forme continentale. Une lacune d'érosion est notée au sommet de la formation.

- *La formation de Grès à yeux de Quartz ou Grès à Granules de Quartz (GGQ)*

Elle est composée de grès quartzite fin à moyen avec des passées de grès grossiers à gros galets. Elle est marquée par la présence de granules de quartz. Son épaisseur est comprise entre 300 et 600m. Elle est bien fracturée. A la différence des formations de grès fins glauconieux qui lui sont sous-jacentes, les grès à granules de quartz, sont dépourvus de glauconies et sont très hétérogènes, indiquant un retour à une sédimentation de type fluvio-littoral, témoin de conditions marines peu profondes dans un environnement climatique en détérioration. Cette formation affleure très faiblement. On peut cependant l'observer au centre du secteur d'étude, dans le lit de la rivière Kou.

- *La formation des Silstones Argilites et Carbonates de Guéna SourouKoudinga (SAC1)*

Elle débute au contact de celle des GGQ par des grès fins roses à passées de grès grossiers et de minces niveaux d'argilites et de calcaires dolomitiques.

Ce faciès de contact est surmonté par un grès quartzite très fin, arkosique, gris cendre à rose ou rouge. Le reste de la formation est constituée par une alternance d'argilites gréseuses vertes, de Silstones et, de grès fins avec par endroits, de bancs de grès très fins ou des niveaux plus ou moins épais de dolomies et calcaires dolomitiques à stromatolithes. L'épaisseur de la formation est estimée à 300m. Le SAC1 affleure sur une large bande dans la région de la mare aux hippopotames (Bama et Wolonkoto). Cette formation caractérise un milieu de sédimentation marin peu profond et peu agité, localement et temporairement émergé et soumis à un paléoclimat plutôt chaud et aride.

- *La formation des Grès Fins Roses (GFR)*

De faibles extensions, les GFR occupent une superficie de 25km^2 au niveau de la zone d'étude, à l'Ouest du village de Bama.

Cette formation se compose de grès très fins, roses à violacés, finement lités et très micacés. Ce faciès est assez homogène avec des passées de grès fins à moyens feldspathiques roses.

- *Les Dolérites et Gabbros*

Ils affleurent abondamment aux extrémités Ouest et Nord du bassin du Kou, sous forme de dykes d'extension kilométrique, en sills et en sneck, soit sous forme de pitons ou de coulées.

Toutes les formations précitées sont découpées par des failles orientées NE-SW et NW-SE. Ces failles seraient à rejets verticaux.

- *Les formations superficielles*

Elles sont représentées par les latérites, les alluvions argileuses ou sablo-argileuses et les formations de recouvrement. Les formations de recouvrement sont des formations de décomposition du substratum gréseux. Elles sont constituées de sables plus ou moins argileux, à argiles plus ou moins sableuses avec une épaisseur allant jusqu'à 40m par endroits.

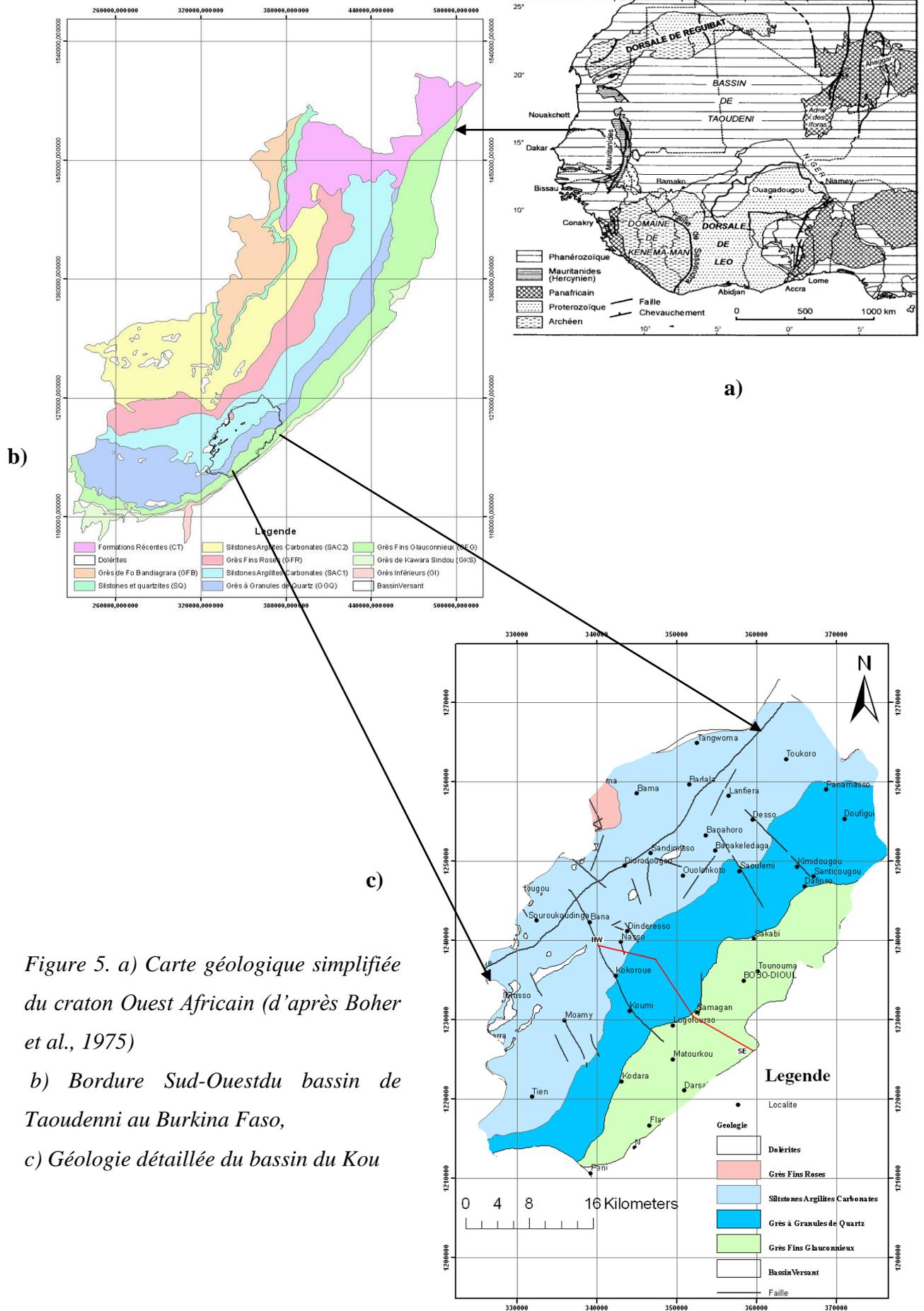


Figure 5. a) Carte géologique simplifiée du craton Ouest Africain (d'après Boher et al., 1975)

b) Bordure Sud-Ouest du bassin de Taoudeni au Burkina Faso,

c) Géologie détaillée du bassin du Kou

2.2. Contexte hydrogéologique

2.2.1. Contexte général

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.

Dans la zone d'étude on ne rencontre que le système aquifère de la zone du sédimentaire ancien et récent.

2.2.2. Contexte de la zone d'étude : Les nappes des systèmes aquifères du sédimentaire ancien et du Continental terminal

Elles sont pourvues de porosité d'interstices et de perméabilités importantes. A ce titre, elles sont les plus productives. On distingue du bas vers le haut la succession suivante:

- la roche saine ou dure,
- la zone altérée, et
- l'horizon latéritique.

Ces trois niveaux différencient deux types de systèmes aquifères : un système superficiel et un système profond.

- *Le système aquifère superficiel*

Il est représenté généralement par le complexe fluvio-lacustre du Continental Terminal qui forme une nappe très régulière et de grande extension du Burkina. Son épaisseur varie de 10m à 30 mètres. Dans la zone d'étude, cette nappe est exploitée par les populations à l'aide de puits traditionnels qu'on retrouve dans les communes de Bama.

- *Le système aquifère profond*

Il correspond à la partie fissurée et fracturée par un réseau de méga-linéaments traversant les grès, calcaires, silexites et schistes. Ces formations sont compartimentées par des réseaux de failles ouvertes (perméables) de direction NW –SE et de failles étanches de direction SW-NE. A ce titre, le système aquifère profond est considéré comme discontinu. Dans la zone d'étude il est représenté par les grès de Bobo (aquifère des Grès à Granules de Quartz).

Dans le bassin du Kou, le nombre exact et l'extension des formations aquifères restent une énigme. Actuellement aucun forage profond n'a traversé toute la série sédimentaire pouvant donner des informations précises sur la puissance des formations aquifères et leurs limites. L'hypothèse retenue jusqu'ici par les acteurs serait l'existence d'une nappe d'eau unique hébergée au sein d'un aquifère multicouche.

2.2.3. Description des différentes formations aquifères du bassin du Kou

Les différentes couches aquifères qui sont décrites dans ce paragraphe sont celles qui ont été reconnues par les études antérieures. On observe, du bas vers le haut :

- *L'aquifère des Grès de Kwadara Sindou (GKS)*

Il repose soit sur des schistes très peu perméables, soit sur des granites du socle, en fonction de la morphologie du substratum ou de l'érosion. Les roches réservoirs sont composées essentiellement de grès et le toit de la nappe est constitué par des formations marines très peu perméables, qui serviront de frontières à flux nuls pour la modélisation des écoulements souterrains. Dans certains forages, des fortes hétérogénéités de conductivités électriques ont été observées : $30\mu\text{S}/\text{cm}$ pour le Pz26 et $100\mu\text{S}/\text{cm}$ pour le Pz13 (figure 8), probablement dues à la discontinuité de l'aquifère au contact du socle perméable. La valeur de transmissivité enregistrée à l'essai de pompage au Pz 13 avec un débit de l'ordre de $150\text{m}^3/\text{h}$ est de $10^{-3}\text{m}^2/\text{s}$; le coefficient d'emmagasinement spécifique vaut 10^{-4} .

- *L'aquifère des Grès Fins Glauconieux (GFG)*

Il constitue le rebord supérieur de la falaise de Banfora (voir figure 6). Il est formé au sommet par une couche imperméable d'argiles à passées gréseuses. Cette couche constitue le toit d'une série gréseuse (grès très fins) épaisse d'environ 100 à 150m perméable, limitée à la base par des argiles ocre de couleur rouge ou verte imperméables. Son épaisseur moyenne est de 94m . Cette série gréseuse renferme une nappe captive, sollicitée par l'ensemble des industries de la ville.

Elle est très étendue, et s'étale depuis la région de Sindou au SSW du pays jusqu'à Tougan au Nord. D'après Sogréah., 1994, le débit d'exploitation de la nappe est de l'ordre de 50 à 80m³/h pour un rabattement de 50 à 100m et un rayon d'influence de 500m. La profondeur des eaux par rapport au sol varie de 6 à 16m. Elle s'étend de Sindou au Nord de Tougan sur près de 450km.

- *L'aquifère des Grès à Granules de Quartz (GGQ)*

D'après Sogréah., 1994, il existerait deux niveaux aquifères au sein de cette formation « dite détritique » séparés l'un de l'autre par une couche lenticulaire d'argile discontinue, favorisant ainsi une connexion hydraulique entre ces deux niveaux. Les données de campagne de diagraphies réalisées (Sogréah Ingénierie., 1994) confirment l'existence, par endroits, d'une couche argileuse entre ces deux niveaux de 15m d'épaisseur environ. L'épaisseur moyenne de la nappe des GGQ est de 70m. Un essai de débit longue durée a donné une transmissivité (T) de l'aquifère de l'ordre de 6.10⁻²m²/s. L'aquifère des GGQ s'étale de Sindou au Sud du pays au Nord sur plus de 300km.

NB : L'aquifère des GFG et des GGQ serait libre à l'amont du bassin du Kou (figure 6), à sa frontière avec les falaises de Banfora dans les sous bassins du Yengué/Farakoba (figure 4). A ce titre, ces deux aquifères sont exposés à de multiples pollutions dues aux activités agricoles (cultures du coton, de la canne à sucre dans la région de Banfora).

- *L'aquifère des Silstones Argilites et Carbonates de Guéna SourouKoudinga (SAC1)*

Cet aquifère est séparé des GGQ par une série d'argiles rouges ou jaunes d'épaisseurs variables (plus de 100m sur les piézomètres Pz3 et Pz19 et quelques dizaines de mètres sur les piézomètres Pz21 et Pz12). Cette série argileuse disparaît au voisinage des sources où une faille d'effondrement NNW-SSE met en contact hydraulique les SAC1 et les GGQ (figure 6). Toutefois, elle constitue le mur d'une nappe puissante dont le réservoir est constitué par des grès rouges très grossiers et glauconieux. Le toit de la nappe est constitué par une épaisse couche de calcaires dolomités, imperméables et sans aucun signe de karstification (Sogréah., 1994). L'épaisseur moyenne de la nappe est estimée à 82m. Le débit à la foration est de l'ordre de 40m³/h; les débits spécifiques sont supérieurs à 1m³/h/m. C'est donc l'un des aquifères les plus productifs de l'ensemble de la série sédimentaire. Il s'étendrait depuis Sintasso (NW de Orodara) jusqu'à Kassoum (Ouest de Tougan) où le SAC1 affleure.

- *L'aquifère des Grès fins roses (GFR)*

De faibles extensions, l'aquifère des GFR est constitué de grès quartzites très fins, micacés et glauconieux, de couleur rose dominante. Il serait le réservoir d'une nappe peu épaisse et moins profonde (la profondeur des eaux par rapport au sol est de l'ordre de 11m, Dakouré D., 2003). Cette nappe est captée par des puits traditionnels villageois dans le département de Bama , Sakaby...

Les différentes formations aquifères décrites présentent un pendage de 2 à 3% orienté vers le NW et larges du NE au SW.

- *Le système de fractures*

Une fracture d'effondrement (figures 5 et 6) orientée SW-NE met en contact hydraulique l'aquifère des SAC1 et des GGQ au niveau des sources de Nasso. Elle entraîne à son voisinage des perméabilités très fortes, et serait à l'origine de la genèse des sources de Nasso et par prolongement celles de Pésso/Desso. D'autres failles orientées NW-SE sont associées à celles-ci, et induisent des directions privilégiées d'écoulement (Sogréah, 1993) : un écoulement lent et dispersé dans les grès non fracturés, et un écoulement rapide et concentré dans les zones de fractures et les niveaux de galets de quartz. Ces fracturations seront prises en compte dans le modèle.

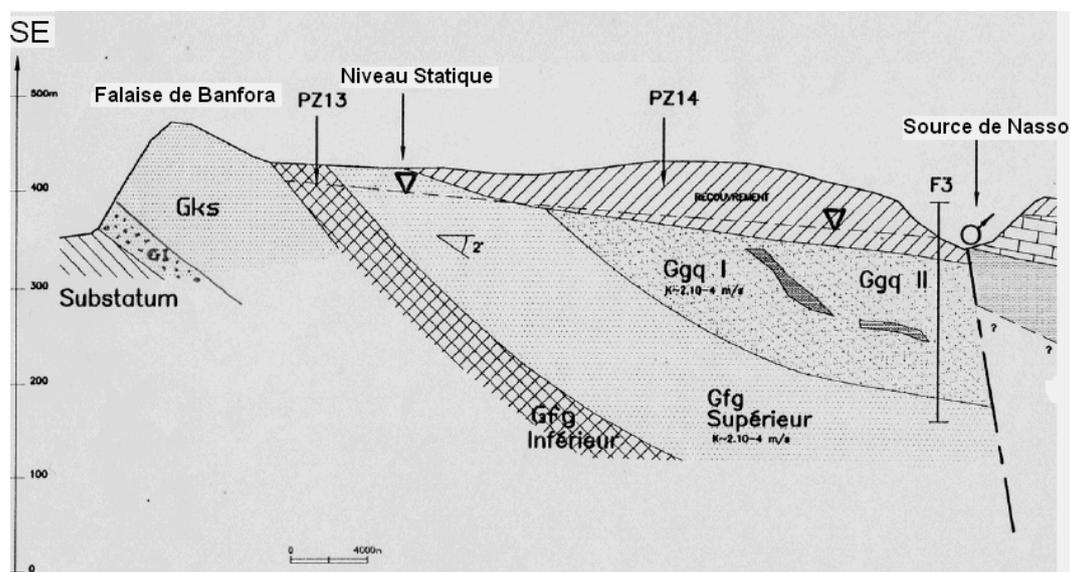


Figure 6. Coupe Hydrogéologique et Géologique de la région de Bobo-Dioulasso (Sogréah, 1994)

2.2.4. Calcul de la conductivité hydraulique des formations aquifères du bassin du Kou

Le système aquifère du bassin du Kou peut être assimilé à une nappe d'eau souterraine unique hébergée au sein d'un aquifère multicouche (Dakouré D., 2003 ; Sogreah Ingénierie., 1994) constituée par les quatre couches aquifères : GFG, GGQ, SAC1 et GFR. Pour ce faire, la conductivité hydraulique équivalente de cet aquifère multicouche peut être estimée en adoptant la démarche suivante :

- une estimation de la conductivité hydraulique de chaque couche aquifère sur base d'interprétation d'essai de pompage et d'épaisseurs crépinées réalisées dans les quelques forages et piézomètres dont nous disposons (figure 7 et annexe1).
- un calcul de la conductivité hydraulique équivalente (K_{eq}) sur base des conductivités hydrauliques moyennes et des épaisseurs réelles de chaque couche aquifère en appliquant la formule ci après :

$$K_{eq} = \frac{\sum_{i=0}^n K_i \cdot b_i}{b}$$

Avec K_i (m/s) : conductivité hydraulique pour chaque couche aquifère, b_i (m) : épaisseur réelle pour chaque couche aquifère, b (m) : épaisseur totale de l'aquifère multicouche

Pour l'application de cette formule on suppose que :

- a) la pente de 2 à 3° des couches aquifères est négligeable, les couches peuvent être considérées comme tabulaires, l'écoulement de la nappe est horizontal (parallèle à la stratification);
- b) le débit total de la nappe Q est égal à la somme des débits Q_i à travers les couches aquifères GFG, GGQ, SAC1 et GFR;
- c) les pertes de charge hydraulique par unité de longueur à travers l'aquifère multicouche sont égales dans chaque horizon ;
- d) la largeur de la section transversale de l'écoulement à travers l'aquifère multicouche est la même dans chaque horizon.

En considérant les valeurs de K_i et b_i données dans le tableau 1 et sur base de la formule de K_{eq} ci-dessus, on estime la conductivité hydraulique équivalente de cet aquifère multicouche à 6.10^{-5} m/s. Cette valeur est du même ordre de grandeur que celle proposée dans la littérature pour des eaux captées dans des formations aquifères gréseuses et fissurées à savoir : 1.10^{-5} m/s $< K < 1.10^{-3}$ m/s (Dassargues., 2007). Cette valeur de K_{eq} sera considérée comme valeur de référence pour la modélisation.

Tableau 1 : Valeurs d'épaisseurs et de conductivité hydraulique moyenne des aquifères du bassin du Kou

Aquifère	Kmoyen (10 ⁻⁴ m/s)	Épaisseur estimée (m)
Grès Fins Glauconieux (GFG)	1,1	94
Grès à Granules de Quartz (GGQ)	0,9	70
Siltites Argilites Carbonates (SAC1)	0,22	82
Grès Fins Roses (GFR)	0,00175	60

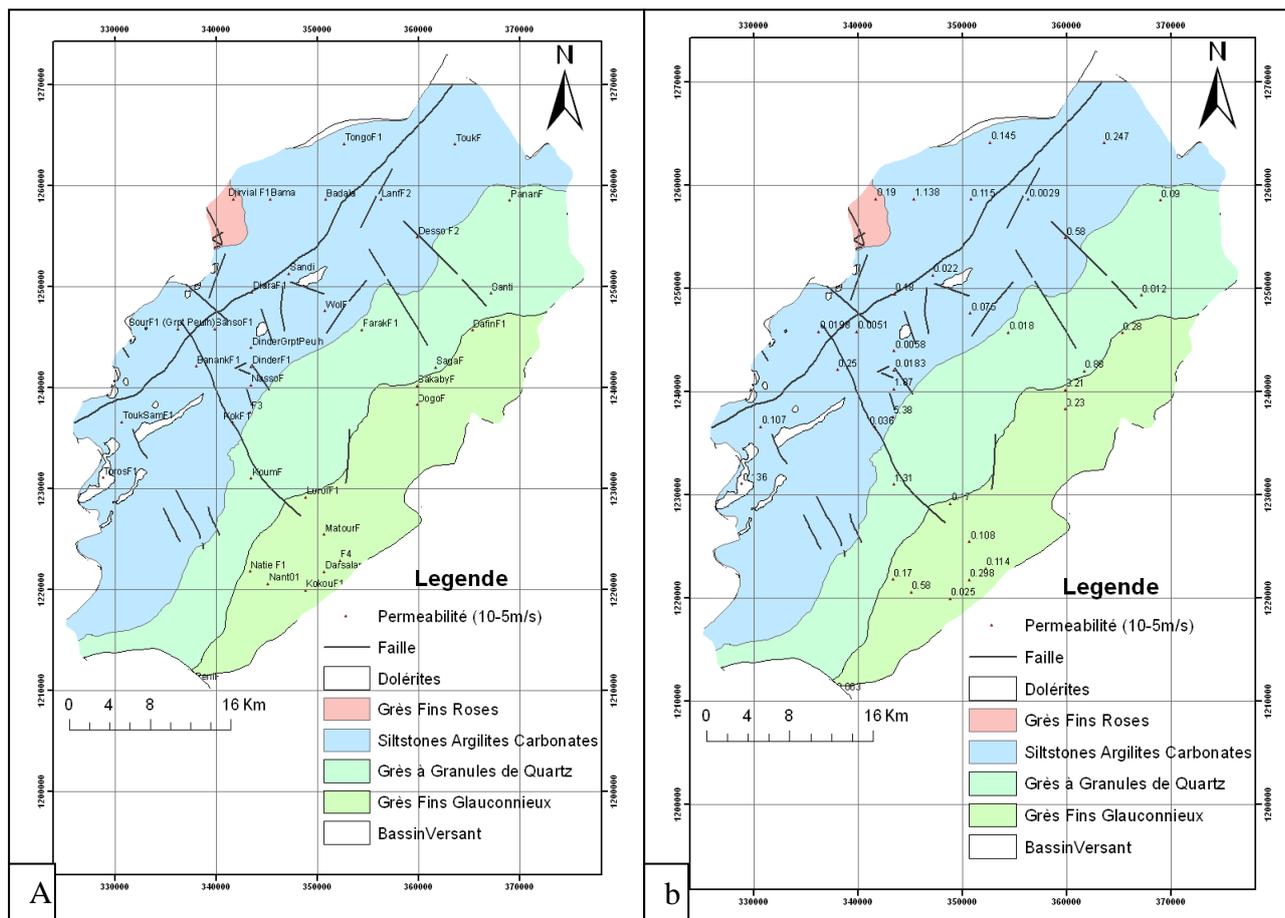


Figure 7. Localisation des points mesure (a) et valeur (b) de la conductivité hydraulique interprétée à partir d'essai de pompage

2.2.5. Piézométrie des formations aquifères du bassin du Kou

2.2.5.1. Méthodologie

Pour mieux apprécier l'évolution de la piézométrie des données de campagnes piézométriques récentes ont été exploitées (Gardin N., 2006-2007). Ces données ne couvrant pas toute l'étendue de la zone étudiée, des mesures piézométriques moyennées depuis 1982 ont été rajoutées. Les forages concernés par ces données anciennes sont connus mais n'ont pas été l'objet de mesures régulières.

Ils sont symbolisés dans la légende de la figure 8 ci-dessous par « forages non visités ».

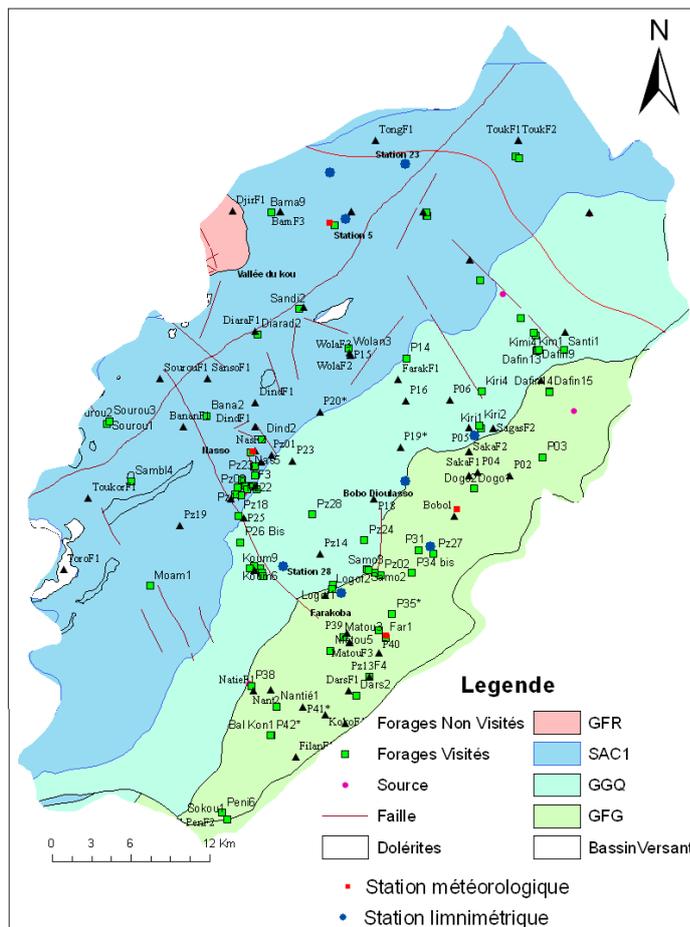


Figure 8. Localisation des forages dans le bassin du Kou

Dans un premier temps, l’allure générale de la piézométrie a été déterminée par interpolation sur ArcGis. Pour cela, l’allure de la surface piézométrique a été redessinée pour chaque aquifère grâce à des coupes géologiques (Annexe 2) orientées et réparties de sorte à encadrer toute la zone d’étude (figures 9 et 10). Les différents gradients piézométriques moyens pour chaque formation aquifère peuvent être estimés. En admettant que le système aquifère du bassin du Kou, est constitué par une nappe d’eau souterraine unique hébergée au sein d’un aquifère multicouche (paragraphe précédent 2.2), on détermine un gradient piézométrique moyen de 4‰ pour un écoulement de la nappe du Sud vers le Nord, et du Sud Est vers le Nord Ouest. Cette allure piézométrique générale est illustrée par une carte raster (figure 11a). Dans un second temps les iso-contours reprenant les niveaux piézométriques d’égales valeurs ont été dessinées manuellement en se basant sur les valeurs de piézométrie récente et en négligeant certaines mesures au centre du bassin (notamment dans les localités de Nasso) où les prélèvements réguliers « tordent » l’allure réelle des isopièzes.

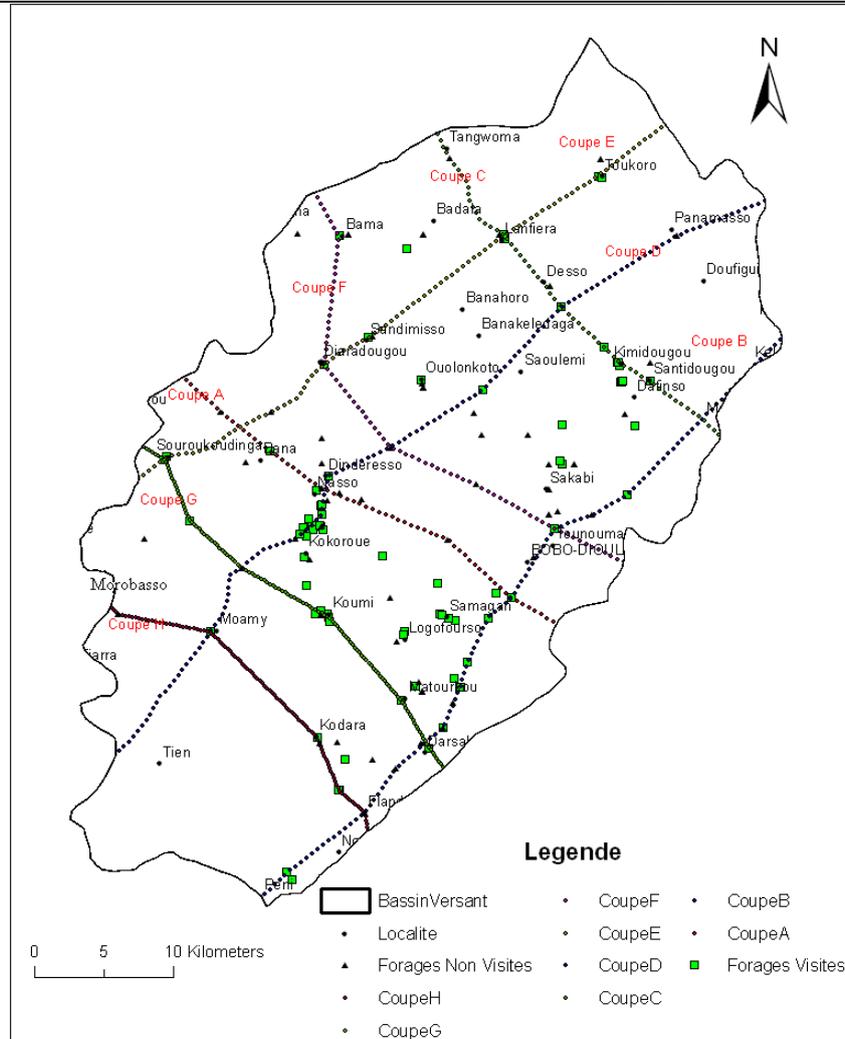


Figure 9. Orientation des coupes géologiques réalisées pour l'établissement de la piézométrie dans le bassin du Kou

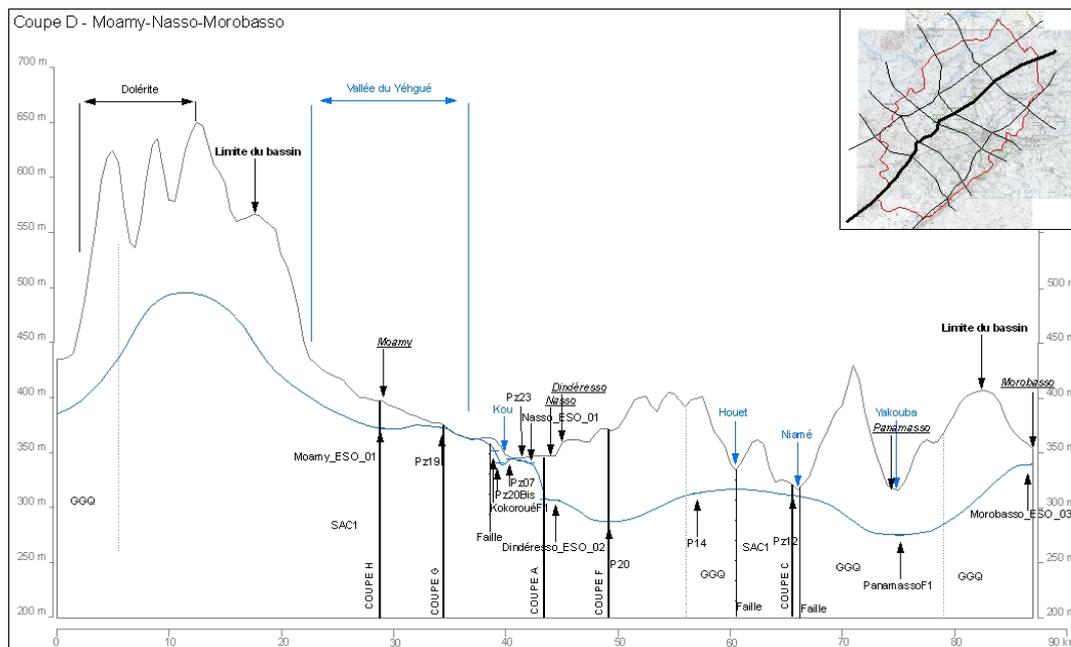


Figure 10. Coupe géologique D, de Moamy-Nasso à Morobasso (Gardin, 2006-2007)

2.2.5.2. Analyse des résultats

La carte raster (figure 11) indique un écoulement général de la nappe du Sud vers le Nord à partir des localités de Tien et Pénì.

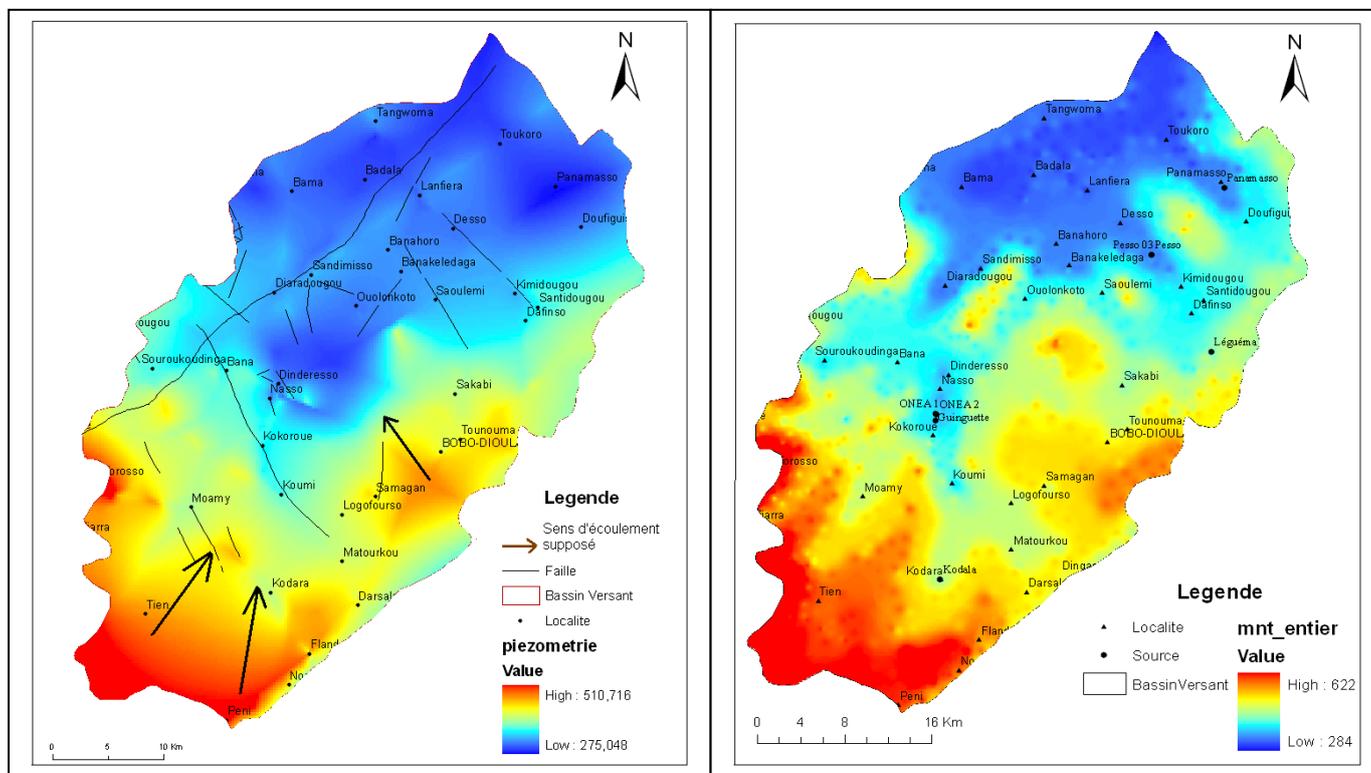


Figure 11. (a) Piézométrie de 1982 à 2007 (Gardin., 2006-2007), et (b) MNT de la zone d'étude

Les eaux de la nappe pourraient aussi s'écouler vers le NW à partir de la localité de Samogan aux environs de Bobo-Dioulasso facilitées par une série de failles orientées NNE-SSW qui découpent les formations réservoirs gréseuses et carbonatées notamment les aquifères des GFG, GGQ et SAC1 (figure 6).

La carte piézométrique (figure 12) indique que les localités de Samogan, et Taga (au sud de Tien/Pénì) pourraient constituer des zones de dômes piézométriques. De ces deux zones, les eaux s'écouleraient vers le domaine forestier de Dinderesso au voisinage des sources de Nasso, les bas-fonds de maraîchages de Bama/ Badala et les zones de sources à Désso et Panamasso.

Au centre du bassin, les isopièzes se resserrent de Koumi à Dinderesso délimitant probablement une zone de décharge des eaux souterraines notamment celles des aquifères des SAC1 et des GGQ. À Nasso, les prélèvements journaliers pour l'AEP rabattent considérablement la nappe au niveau de l'aquifère des SAC1.

Sub-affleurant à Nasso, au piézomètre Pz07, la nappe des SAC1 s'approfondit de 56.98m au P20* à Dinderesso soit un gradient piézométrique local de 1% environ largement supérieur au gradient piézométrique moyen de la nappe qui est de 4‰ (Voir figure 10). Ces prélèvements réguliers favorisés par une dizaine de forages sur moins de 100km² engendreraient localement une « zone d'appel » des eaux souterraines assez large, probablement de Nasso à Diaradougou (figure 12).

La faille d'effondrement de Nasso et celles à Pésso/Déso (figure 6) mettent l'aquifère des GFG en relation hydraulique avec les aquifères sus-jacents des GGQ et des SAC1. Elles jouent un rôle important dans le transfert des eaux profondes. Les eaux des GFG peuvent resurgir en surface via ces couloirs probablement ouvertes et très perméables et ceux, au regard, des fortes valeurs de conductivité hydraulique enregistrées localement au niveau des forages Koumi F3 (*0.00053m/s*) et Déso F2 (*0.00026m/s*) (figure 7).

Les eaux souterraines déchargées en surface contribuent aux débits des sources, du Kou et ses affluents, dans les sous-bassins du Kou, du yengué et du faraoba. Il existe donc:

- un écoulement en profondeur du Sud vers le N et du SE vers le NW imposé par le gradient piézométrique général de la nappe,
- un écoulement en semi-profondeur ou en surface favorisé par les failles qui mettent en connexion hydraulique différents niveaux aquifères, répond conceptuellement au modèle d'écoulement de Toth (1963). Ce modèle est unanimement admis par les différents acteurs pour expliquer la dynamique des eaux souterraines de l'Ouest sédimentaire du Burkina Faso en général et ceux du bassin du Kou en particulier.

Le NNW du bassin constituerait probablement une zone de décharge des eaux souterraines. Il correspond à la zone des plus basses altitudes (figure 11b) et concentre les niveaux piézométriques les plus bas (BamaF1 : 294m, BamaESO09 : 303m). Toutefois, les isopièzes ne l'illustrent pas assez fidèlement pour confirmer cette hypothèse.

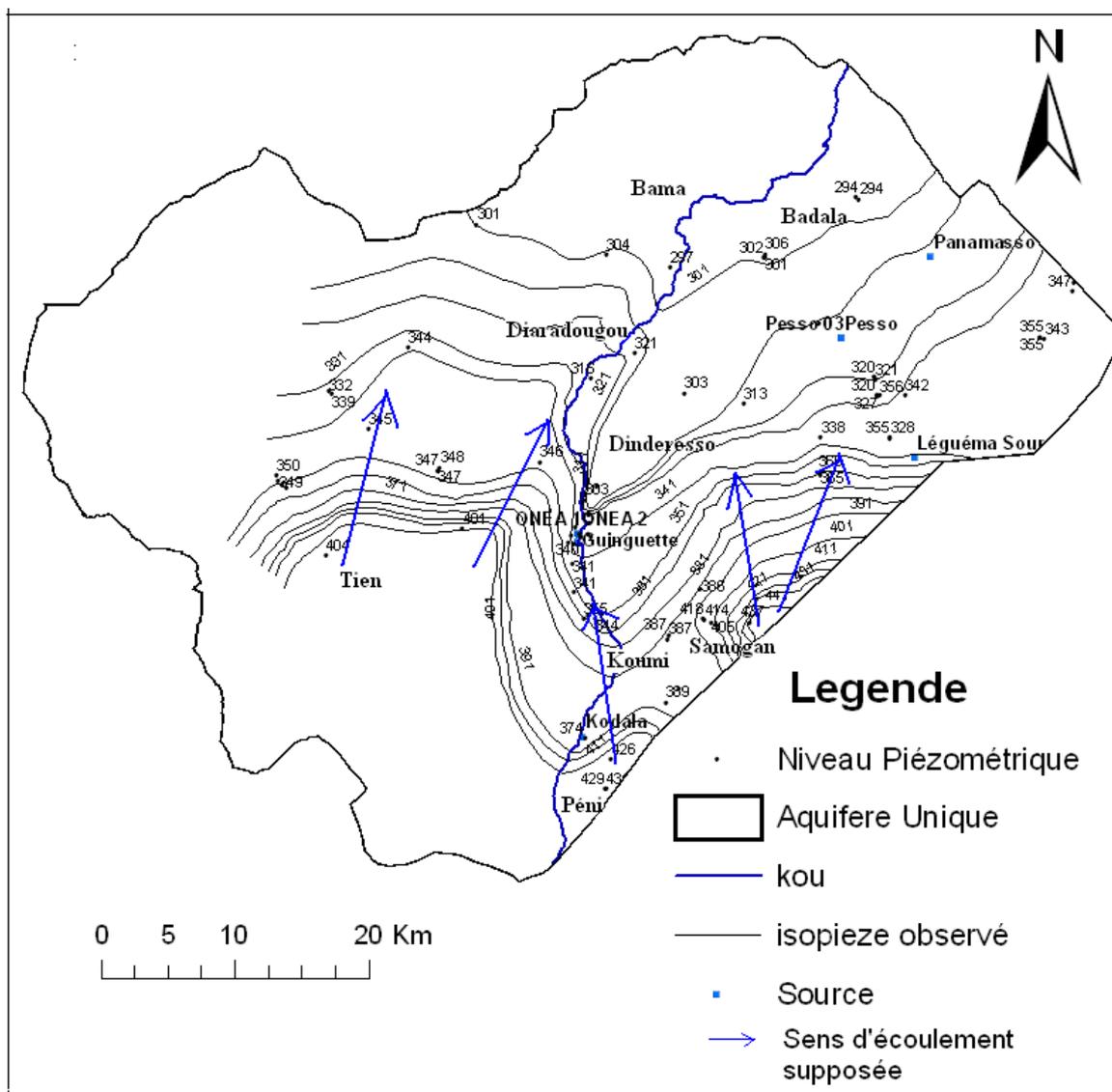


Figure 12. Allure générale des isopièzes des aquifères du bassin du Kou de 2006 à 2007

2.2.5.3. Variations temporelles de la piézométrie

Depuis la sécheresse de 1971, on note une baisse tendancielle de la pluviométrie sur l'ensemble du territoire. Pour la station météorologique de Bobo-Dioulasso, elle a été estimée à 4mm/an pour la période allant de 1960 à 2005 (Lorenzini G., 2007).

Dans la zone d'étude, la piézométrie reste sensible à cette baisse régulière de la pluviométrie. La baisse du niveau de la nappe pourrait aussi être liée à l'exploitation régulière des aquifères pour les besoins de l'AEP de Bobo-Dioulasso (cas des forages ONEA implantés dans les zones de sources de Nasso-Guinguette), de l'industrie et faiblement de l'agriculture (cas des périmètres irrigués de Bama).

La figure 13 montre que de 1995 à 2007, quelque soit le temps de saison, la piézométrie diminue régulièrement malgré un léger pic en 2000-2001 à la suite d'une bonne saison pluvieuse.

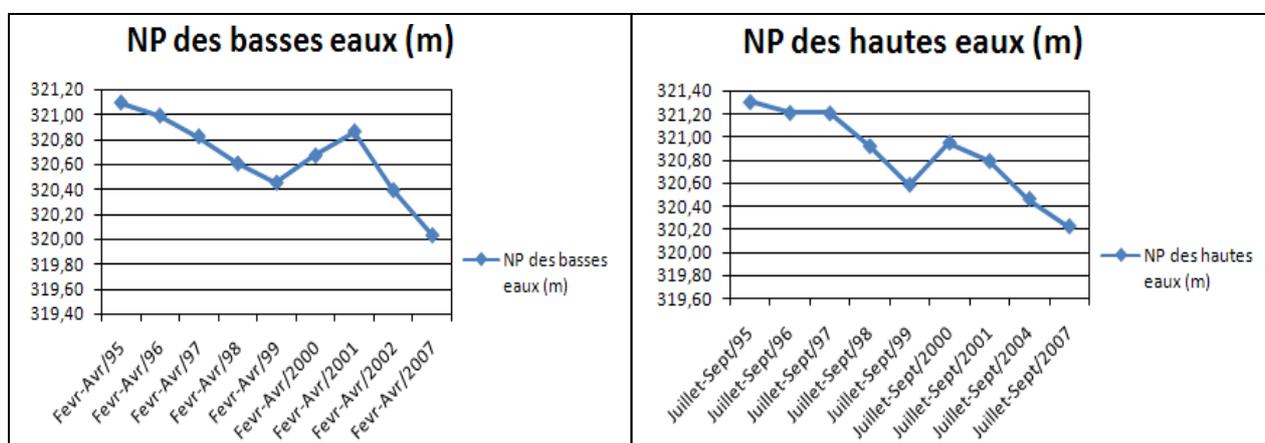


Figure 13. Evolution temporelle de la piézométrie au piézomètre P05*

2.2.5.4. Conclusions

L'étude de la piézométrie de la zone d'étude a permis de constater que les eaux s'écoulent de façon générale du Sud vers le Nord et du SE vers le NW du bassin du Kou. C'est donc un avantage certain pour la modélisation des écoulements souterrains, car elle permet de dégager les grandes directions d'écoulements. Toutefois cette étude présente des lacunes et sa pertinence est discutable. En effet :

- les aquifères investigués restent sujets à des exploitations continues surtout au niveau des périmètres des sources et des domaines agricoles si bien que les profondeurs d'eau relevées ne traduisent pas un état d'équilibre de la surface de la nappe. Cette profondeur correspond au « niveau des eaux en période de sollicitations ou encore niveau dynamique des eaux (Nd) ». Les niveaux piézométriques calculés à partir de cette donnée sont inexacts, ce qui ne permet pas d'apprécier correctement la surface piézométrique et biaise donc le tracé des isopièzes;
- pour pallier à la représentativité spatiale des mesures piézométriques, des mesures moyennées depuis 1982 ont été rajoutées à celles actuelles. La piézométrie des eaux souterraines fluctuant d'une saison à une autre, établir une « carte piézométrique raster » à partir des mesures récentes et moyennées paraît peu rigoureuse comme démarche scientifique.

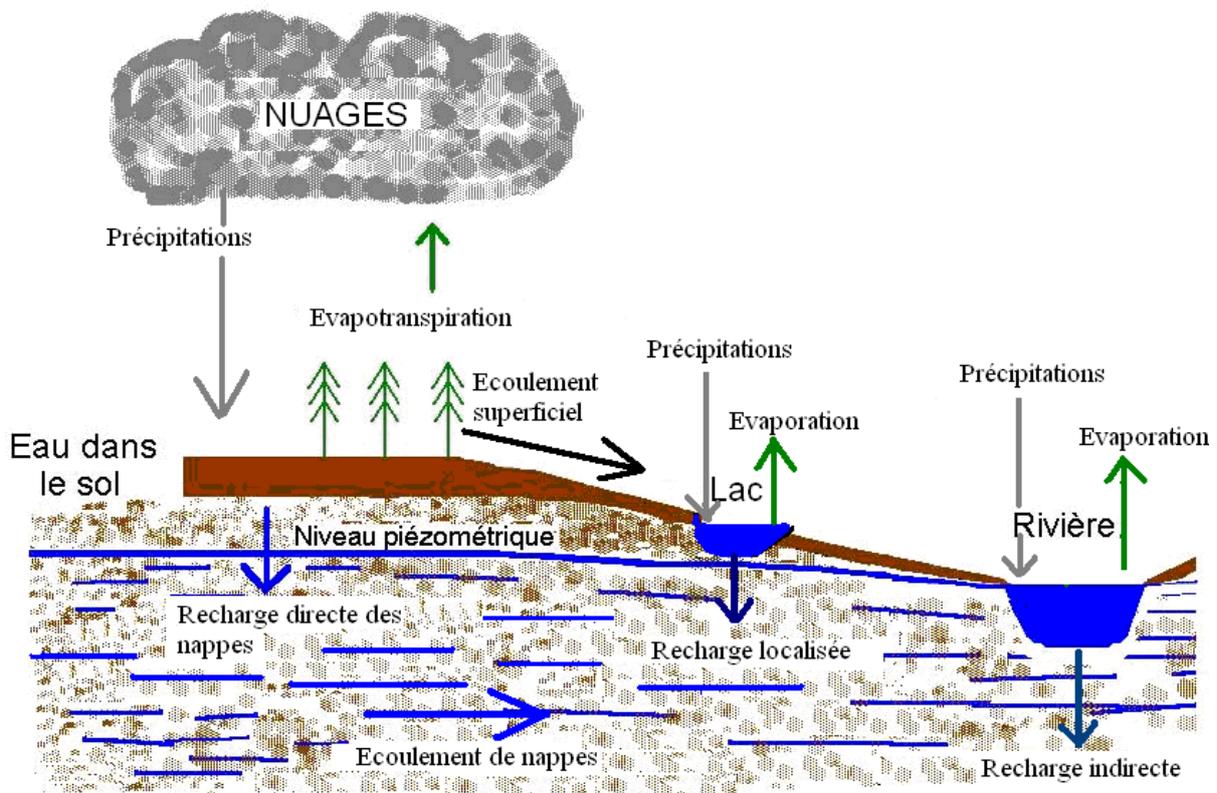
2.3. Quelques éléments d'hydrologie

2.3.1. La recharge des nappes

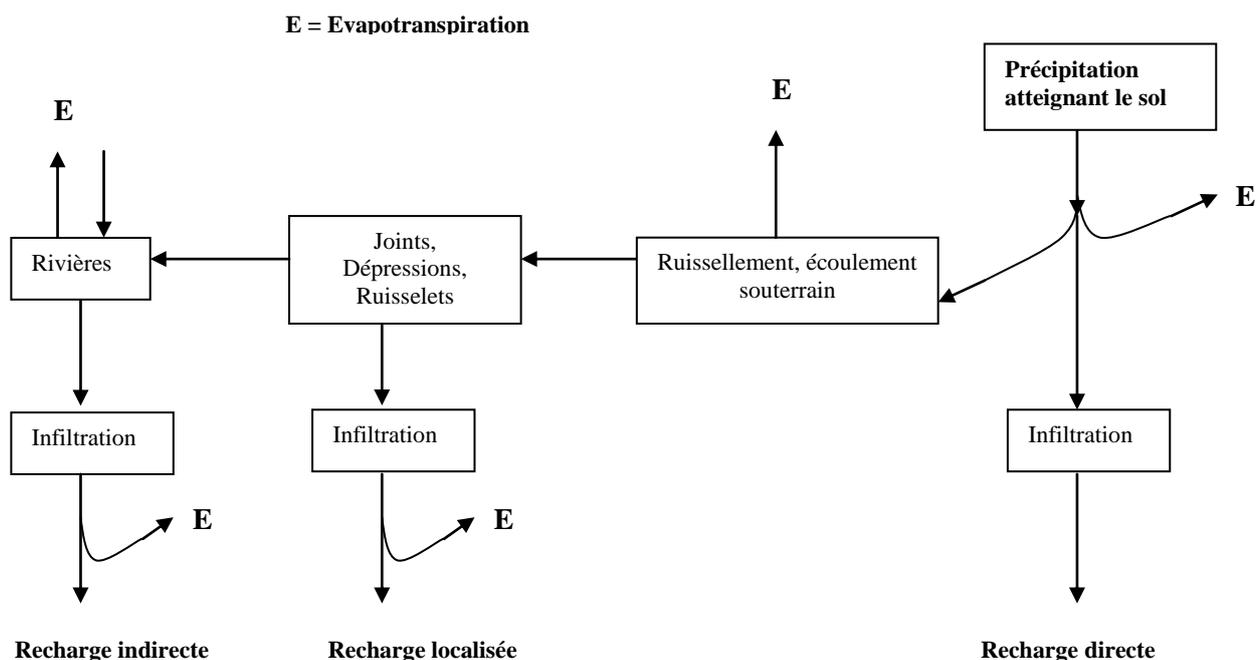
D'après Lerner et al 1990, trois mécanismes de recharge peuvent être identifiés en milieu aride et semi aride (figure 14):

- La recharge directe : Les eaux de pluie s'infiltrent directement dans le sol, une partie s'évapore par respiration physique du sol et/ou transpiration des plantes tandis qu'une autre partie percole et s'écoule vers la zone vadose ;
- La recharge indirecte : L'infiltration se fait dans les points bas (rivières, marigots, vallées alluviales) où les eaux se concentrent après le ruissellement ;
- la recharge localisée : L'infiltration se fait à partir des zones de dépressions temporaires (les mares, les ruisselets, les lacs...) où les eaux se concentrent en absence de canaux d'écoulement bien définis.

La figure 14 est une représentation simplifiée des différents mécanismes de recharge qui se produisent à la surface du sol ou d'un bassin versant.



a)



b)

Figure 14. Illustration (a et b) des différents types de recharge des eaux souterraines dans un milieu semi aride (Lerner, 1990)

En zone aride, la recharge directe se produit mais devient moins importante que la recharge indirecte et localisée favorisée par l’augmentation de l’aridité (Lerner, 1990). En effet, avec l’augmentation de l’aridité, l’évaporation physique du sol est si importante que la recharge directe est si négligeable. Les taux de recharge importants sont enregistrés au niveau des zones de dépressions et des rivières et concernent les composantes indirecte et localisée (Lerner, 1990). Elles pourraient être évaluées le long du Kou et son griffon d’affluents pour la composante indirecte, et pour la composante localisée, dans les quelques mares rencontrées dans la zone d’étude : il s’agit de la mare de *Bama* située dans le lit du marigot *Bongo*, et la mare de *Tumbagama* situé dans le lit du petit affluent du *Kou*.

Pour la région de Bobo-Dioulasso, plusieurs auteurs ont proposé une estimation de la recharge directe basée sur différentes approche à savoir :

- la méthode du bilan de Thornthwaite ;
- le modèle hydrologique à réservoirs ;
- la cubature des variations piézométriques.

En appliquant ces différentes techniques, les valeurs de recharge proposées par les différents auteurs et consignées dans le tableau ci-dessous présentent des différences énormes qu’il conviendrait de discuter.

Tableau 2. Valeurs d'infiltrations par diverses méthodes et auteurs

Auteurs	Méthode	recharge estimée (mm/an)
Dakouré D., 2003	Thornthwaite	75-120
	Modèle hydrologique à réservoirs	0-127
	Cubature des variations piézométriques	<16
Derouane J., 2005	Thornthwaite	26-42
Sogréah Ingénierie., 1994	Thornthwaite	248

2.3.1.1. Estimation de la recharge par la méthode du bilan de Thornthwaite

2.3.1.1.1. Principes

Le calcul est basé sur le schéma physique selon lequel la pluie tombée sur le bassin versant prend quatre destinations (figure 14) :

- l'évapotranspiration : ETR,
- le ruissellement : R,
- la recharge des nappes ou infiltration : I,
- le stockage dans le sol : ΔS

Ceci se traduit par la relation : $P = ETR + R + I + \Delta S$ (1)

On définit l'Eau Utile comme la fraction des précipitations qui participe effectivement au ruissellement et à l'alimentation des nappes.

$$EU = R + I = P - ETR - \Delta S \quad (2)$$

Avec EU, I, R, ΔS , ETR et P en mm

Dans le bassin du Kou, le ruissellement représente en générale 2 à 3% des précipitations, il peut être considéré comme nul (Dénis Dakouré., 2003). De même, pour des périodes de temps très longues, les variations de stocks ΔS sont supposées nulles. Les équations ci-dessus se simplifient comme suit :

$$EU = I = P - ETR$$

La gamme de valeur de recharge ou infiltration proposée sur base de cette méthode par les différents auteurs est : 248mm pour l'année 1994 ; 75mm-120mm pour l'année 2003 et 26m-42mm pour l'année 2005 (tableau 2).

2.3.1.1.2. Critique de la méthode

D'après Dakouré D., 2003, l'application de cette méthode dans le bassin du Kou fournit des résultats acceptables au regard de ceux proposés antérieurement.

En utilisant la méthode du bilan de Thornwaite la recharge des eaux dans le bassin du Kou a été estimée par :

- IWACO, à 166 mm/an pour l'année 1989,
- le BRGM, à 266 mm/an pour 1076 mm de précipitations et pour l'année 1986,
- l'étude régionale menée par le CIEH et portant sur l'exploitation des ressources naturelles du Sahel qui donna pour l'année 1987, des valeurs respectives de 20 à 38 mm pour la plaine du Gondo et 46 à 61 mm pour les grès primaires et infracambriens dans le bassin de Taoudéni.

Toutefois, pour l'estimation de l'ETR les auteurs ont choisi des valeurs arbitraires de Réserve Facilement Utilisable (RFU) allant de 100 à 200mm. Et c'est là, que réside la principale difficulté dans l'application de cette méthode : le choix d'une valeur guide de RFU. Il serait plus judicieux pour les études ultérieures de se baser sur les paramètres morpho-pédologiques des sols pour affiner au mieux les valeurs de la RFU et réduire ainsi les erreurs dans l'estimation de la recharge.

D'après Rénemérias, 1986, la RFU atteindrait 10 à 20 mm par 30 centimètres de sol en terrain sablonneux et plus de 100 mm par 30 centimètres d'épaisseur de sol en terrain limoneux ou argileux.

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

$$RFU = 2/3RU \quad (1)$$

$$RU = (HE - H_{pf}) \times Da \times E \quad (2)$$

HE : humidité équivalente du sol H_{pf} : humidité au point de flétrissement des plantes, da : densité apparente, E : épaisseur du sol en dm, RU : 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.

- ***Estimation de la RFU sur base des formules de Héloïse et Lionel Bargeot***

Des données d'analyses morphologiques d'une bonne partie des sols de l'ensemble sédimentaire de l'Ouest du Burkina ont été recueillies au BuNaSols (Bunasols., 2005). Le calcul de la Réserve en eau utile sur tout le profil pédologique (20cm - 120cm de profondeur) peut être réalisé à partir de valeurs de constantes hydriques (Pf 2,5 ; Pf 3 et Pf 4,2 ; tableau 3) moyennées pour l'ensemble des sols échantillonnés.

Pour cela, la formulation modifiée de la Réserve en eau utile proposée par Pallo F.J. et Thiombiano L., 1989 et inspirée des cycles de croissance des plantes au Burkina Faso a été appliquée:

$$Ru = \frac{(Pf_{2.5} - Pf_{4.2}) \times Da \times E}{100} \quad (3)$$

Avec Pf : Point de flétrissement, Da = Densité apparente et E = Epaisseur du sol en cm

Les équations (1) et (3) permettent de déduire des valeurs approchées de la RFU (tableau 2).

NB : le point de flétrissement permanent d'un sol est la teneur en eau du sol pour laquelle les feuilles des plantes qui poussent sur ce sol commencent à se flétrir d'une façon permanente. Il est établi à partir de la force de succion de la plante, sa capacité à extraire l'eau du sol. Par exemple, pour une succion de 16atmosphère le Pf est de 4.2 ; il est de 2.5 pour une succion de 9.5atmosphère.

Tableau 3. Valeurs moyennes de constantes hydriques de sols de l'Ouest sédimentaire du Burkina Faso (Sauret E., 2005) et RFU correspondant

Profondeur (cm)	Pf _{2,5}	Pf ₃	Pf _{4,2}	RU (mm)	RFU (mm)
20	21,85	14,28	9,546	42	28
40	22,55	15,72	10,11	85	56
60	27,27	15,73	13,21	144	95
80	27,86	17,10	12,26	212	142
100	23,45	17,92	10,45	221	147
120	27,75	19,61	11,43	333	221

Les valeurs de la RFU (tableau 3) s'échelonnent entre 28mm à 222mm environ suivant un profil vertical des sols allant de 20cm à 120cm de profondeur. Dans le bassin du Kou, la profondeur des sols s'inscrit dans cette fourchette. En fonction du type de sols investigué, et la profondeur à laquelle les analyses morpho-pédologiques ont été réalisées un choix de la RFU peut être opéré. Toutefois, les notions de Reserve Utile et de Reserve Facilement Utilisable dépendent de paramètres dont l'estimation exacte est difficile, à savoir : la quantité d'eau stockée dans le sol, et la capacité des racines à l'absorber. La méthode proposée par Héloïse et Lionel Bargeot est donc discutable.

Le GEPPA préconise en l'absence de mesure sur l'humidité au point de flétrissement, la formule suivante :

$$RU = 1/2 \times CSE$$

La Capacité de stockage en eau d'un horizon (CSE) est le volume maximal en eau qu'il retient contre les seules forces de gravité in situ. Elle est donnée par la formule :

$$CSE \text{ (en mm)} = H_v \times E$$

H_v est l'humidité volumique exprimée en pour cent, les mesures in situ étant préférables aux mesures de laboratoire, E est l'épaisseur de l'horizon en décimètre.

- D'une façon générale, au regard de la grande variabilité des paramètres requis dans l'estimation de la recharge, très sensible aux conditions climatiques, la formulation simplifiée du bilan hydrique, paraît inappropriée.

Cette formule est valable pour un intervalle de temps relativement court, par exemple une année ou un mois (Bridget R, Scanlon, Healy R.W, Cook P.G., 2002) si bien qu'il faudrait considérer les variations de stock (ΔS) au lieu de les négliger. Elle reste néanmoins intéressante pour une estimation des contrastes de recharge.

2.3.1.2. Estimation de la recharge par un modèle hydrologique à réservoirs

2.3.1.2.1. Principes

Ce type de modèles considère le bassin versant de façon conceptuelle comme « un assemblage de réservoirs d'humidités interconnectés » qui sont censés représenter plusieurs niveaux de stockage suivant une dimension verticale (Roche, 1971).

Dans ces modèles, on remplit le premier niveau de stockage, on en soustrait les pertes par évaporation et les infiltrations se dirigeant vers le second niveau de stockage et ; on prélève le ruissellement au-dessus d'un seuil de remplissage du réservoir représentant ce niveau, suivant une loi qui est une caractéristique du modèle employé. Le second niveau de stockage se rapporte à la zone de l'écoulement dit de sub-surface ou hypodermique. C'est dans ce second niveau, lorsqu'on le prend en considération, que l'on fait démarrer l'infiltration puis son cheminement à travers les diverses couches perméables.

Employé par Dakouré D., 2003 pour la prédiction des débits de drainage du Kou à Nasso, ce modèle fournit des valeurs de recharge comprises entre 0 à 127mm/an (tableau 2 ci dessus).

2.3.1.2.2. Critique de la méthode

Les valeurs de recharge proposées par cette méthode paraissent élevées au regard des conditions climatiques et hydrologiques du pays. Ce modèle hydrologique à réservoir à l'instar de tous les modèles de type « boîte grise ou boîte noire », sont basés sur des relations totalement empiriques.

Il paraît évident que même au cas où ils sont calibrés de façon très précise, la description physique convertie en données mathématiques l'est moins (Dassargues A., 2007).

2.3.1.3. Estimation de la recharge par cubature des variations piézométriques

2.3.1.3.1. Principes

Les méthodes basées sur les fluctuations de la surface piézométrique supposent que l'élévation du niveau des eaux souterraines est due exclusivement à la recharge parvenant à cette surface (les pompages d'eau sont négligés). Elle est calculée comme suit :

$$R = n_e \frac{dh}{dt} = n_e \frac{\Delta h}{\Delta t}$$

Avec n_e : porosité efficace, h la hauteur du niveau piézométrique, et t le temps.

Cette méthode a été utilisée dans plusieurs études (Meinzer et Stearns 1929, Rasmussen et Andreasen 1959, Gerart 1986, Hall et Risser 1993, Healy et Cook 2002). A l'échelle du bassin du Kou cette méthode appliquée par Dakouré D., 2003 ; fournit des valeurs de recharge inférieures à 16mm/an.

2.3.1.3.2. Critique de la méthode

Cette méthode n'est pas applicable en nappe captive. En effet, les aquifères du bassin du Kou sont captifs même si localement ceux des GFG et une partie des GGQ sont libres dans les sous bassins du yengué, et du farakoba (figures 4 et 6). Son application dans le bassin du Kou paraît peu réaliste.

En considérant une nappe libre, son application demeure néanmoins difficile. La grande contrainte étant la détermination de la porosité efficace où d'une valeur représentative du coefficient d'emmagasinement spécifique garantissant que les fluctuations de la surface piézométriques sont dues à l'importance de la recharge et, non le résultat des changements de pressions atmosphériques, des effets des pompages d'eaux ou autres phénomènes.....

Dans les régions arides souffrant de la faible représentativité des forages l'application juste de cette méthode paraît délicate (Bridget R, Scanlon, Healy R.W, Cook P.G., 2002).

2.3.1.4. Variabilité spatiale de la recharge

En considérant les valeurs de recharge proposée par Derouane J., 2005, sur base du bilan de Thornthwaite, on remarque qu’à l’échelle du bassin du Kou, la recharge varie du simple au double, les valeurs oscillant entre 42mm/an et 26mm/an (figure 15).

Les valeurs sont plus élevées (38-42mm/an) au Sud au niveau du dôme piézométrique de Péni, moyenne (33-36mm/an) au niveau des zones de sources de Nasso/Guinguette et du domaine forestier de Dinderéso. Les recharges les plus faibles (26-31mm/an) vont des bassins rizicoles de Bama à l’exutoire du bassin à la confluence rivière Kou/Mouhoun.

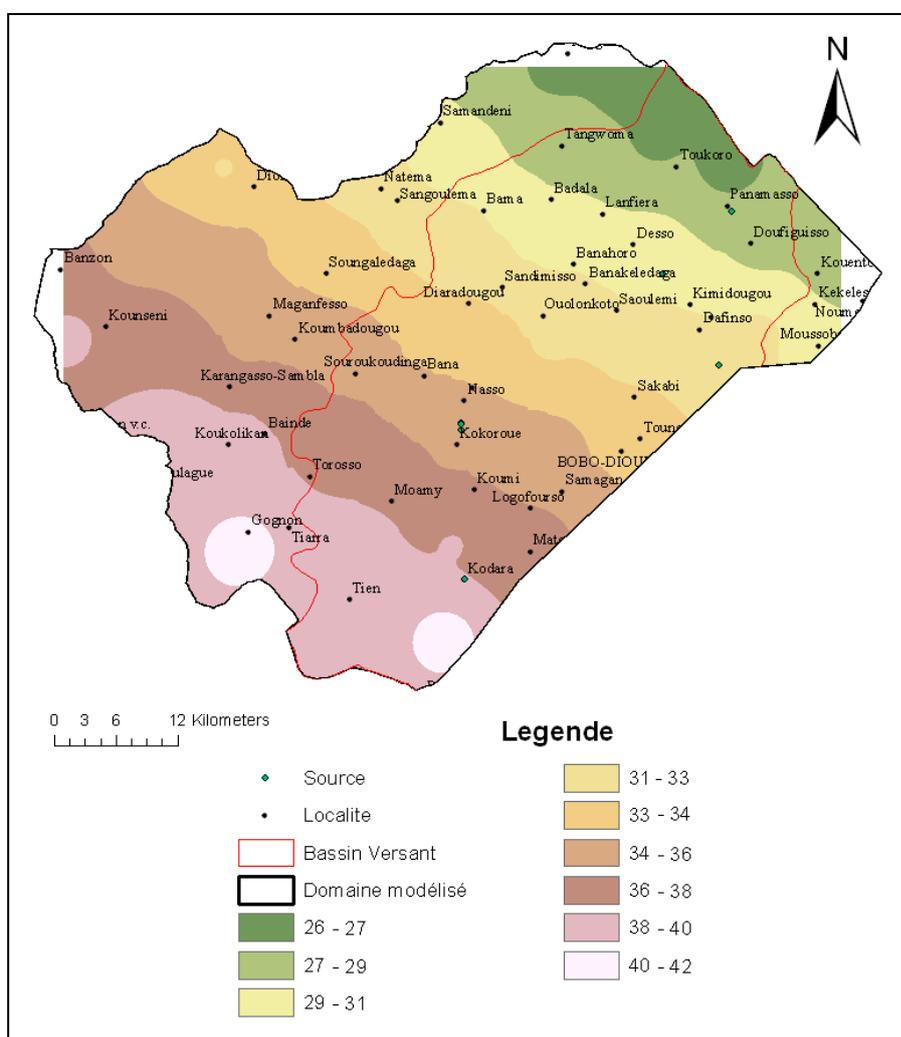


Figure 15. Spatialisation de l’infiltration efficace à l’échelle de la zone d’étude

2.3.1.5. Conclusions

Vouloir estimer la recharge avec exactitude demeure un exercice pénible. Il convient donc de se servir de ces valeurs guides et exploiter d'autres techniques.

A cause de la rareté des données (climatiques, météorologiques...) d'entrées et/ou de leurs imprécisions une quantification rigoureuse et exacte de la recharge paraît difficile. 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 l'Ouest sédimentaire du pays pour la modélisation des écoulements souterrains utilisées.

2.3.2. Les exports

2.3.2.1. Les exploitations pour l'AEP, l'industrie et l'agriculture

Ils comprennent :

- les volumes d'eaux exploités pour l'alimentation en eau potable de la ville de Bobo-Dioulasso par l'ONEA à ses stations de captages : ONEA I, ONEA II et la source ONEA I (figure 16) localisées au niveau des sources de Nasso. Malgré quelques données manquantes sur les prélèvements mensuels, des volumes annuels ont pu être estimés et consignés dans le tableau 4.

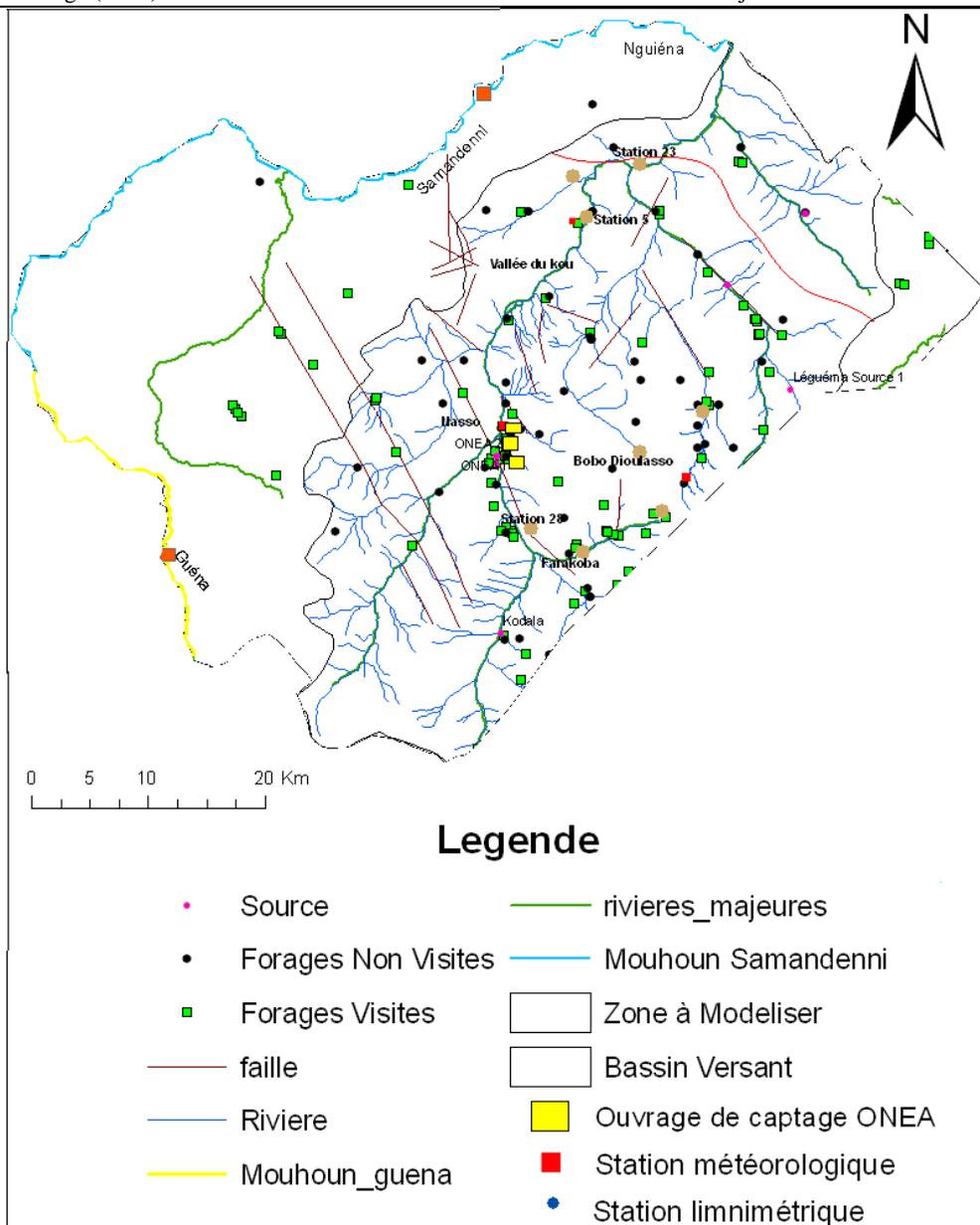


Figure 16. Localisation des différents ouvrages utiles pour l'analyse quantitative

Tableau 4. Volumes prélevés par l'ONEA

Ouvrages	Volumes prélevés (m ³)				
	2001	2002	2003	2004	2005
ONEA I	1019780	1631400	1584690	1247390	1187090
ONEA II	1160490	1486850	1313390	1340460	1396480
Source ONEA I	-	-	5267301	4351569	5441819
Total	2180270	3118250	8165381	6939419	8025389

Du fait des valeurs manquantes pour la source ONEA I il est difficile de conclure sur une tendance à la hausse des prélèvements.

- les volumes prélevés par les industries pour leur propre consommation sont inconnues, les quantités sont gardées confidentielles par les dites structures.
- les volumes exacts prélevés à partir des forages d'hydraulique villageoise et des puits traditionnels sont aussi méconnus.

Actuellement, seul la source ONEA I est en activité. Mais pour la modélisation, les volumes totaux prélevés en 2005 seront utilisés. A côté des volumes d'eaux prélevés pour les besoins de l'AEP et des industries, les quantités d'eaux sortant des eaux souterraines drainées par la rivière et les sources en période d'étiage peuvent être quantifiées en analysant et interprétant des courbes de récession.

2.3.2.2. Estimation des débits de base

2.3.2.2.1. Définitions et résultats

Les débits de base (Q_{base}), qui représentent une estimation de l'apport d'un aquifère (écoulement souterrain) à une rivière, sont calculés à partir de la séparation de l'hydrogramme en formulant certaines hypothèses. Un hydrogramme de rivière est constitué d'eau ayant emprunté quatre chemins différents : a) le ruissellement ou écoulement de surface, b) l'écoulement hypodermique, qui correspond à la partie de l'eau infiltrée qui circule dans les couches supérieures du sol jusqu'à ce qu'elle refasse surface, c) l'écoulement souterrain et, d) les précipitations tombant directement sur le cours d'eau (la surface d'eau étant très petite comparativement à la superficie du bassin versant, ce dernier apport peut être négligé).

D'après Réméniéras., 1986, on admet comme limite de l'hydrogramme de l'écoulement souterrain, la ligne parallèle à l'axe des temps (ligne rouge sur la Figure 17).

En considérant cette hypothèse, les débits ont été déterminés (tableau 5) à partir des hydrogrammes correspondant aux sources de Kodara, Nasso, Pésso /Désso, la rivière du Mouhoun (figures 17, 18 et 19). La localisation des stations limnimétriques ayant servi à l'analyse quantitative de ces sources est illustrée sur la figure 16 ci dessus. Les résultats de mesures de débits sont reportés en annexe 3.

Sachant qu'en période d'étiage, la contribution du ruissellement cesse en premier et l'écoulement souterrain se prolonge après l'arrêt de l'écoulement hypodermique. Il est admis que le débit de base fournit la grande majorité du débit du cours d'eau.

On peut tracer la courbe de récession correspondant aux sources précitées, en admettant que la relative période de basses eaux de la zone d'étude s'échelonne généralement de septembre à avril.

En admettant que les eaux souterraines peuvent être assimilables à un réservoir linéaire, la loi de Maillet permet de calculer le débit de base (Q) qui est une loi exponentielle inverse du temps : $Q = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$ Avec α = pente du logarithme de la courbe, et Q_0 = le débit à l’instant t_0 . D’après Maillet, l’intégrale de la courbe de décrue (calculée entre t_0 et l’infini) donne une estimation par défaut, de la réserve drainable du bassin versant hydrogéologique ou encore réserve en un instant t :

$$W = \int Q \cdot dt = \int Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \cdot dt = Q_0 / \alpha$$

Un programme établi sur Matlab donne directement à partir des courbes de récession de Maillet, les paramètres α , Q_0 et W pour les sources de Nasso, Pésso et Désso (figure 19 et tableau 5).

Pour la source de Kodara l’anachronisme des mesures et leurs fortes similitudes (annexe 4 et figure 17), rendent leur détermination par la méthode de Maillet difficile. Les mesures qui ont servi pour la présente étude, tout comme celle des sources à Nasso et Pésso, sont datées de 1991-1992. Pour le Mouhoun, les mesures journalières et/ou mensuelles détaillées sur deux à trois années consécutives font défaut. Celles utilisées pour la présente étude sont moyennées sur plusieurs années : 1955-1998 pour le Mouhoun à Samandenni et 1975-1995 pour le Mouhoun à Guéna. A cet effet, l’hypothèse de Réménerias est retenue pour la détermination des débits de base de la rivière du Mouhoun (figure 18) et des flux d’eau souterrain alimentant la source de Kodara (figure 17).

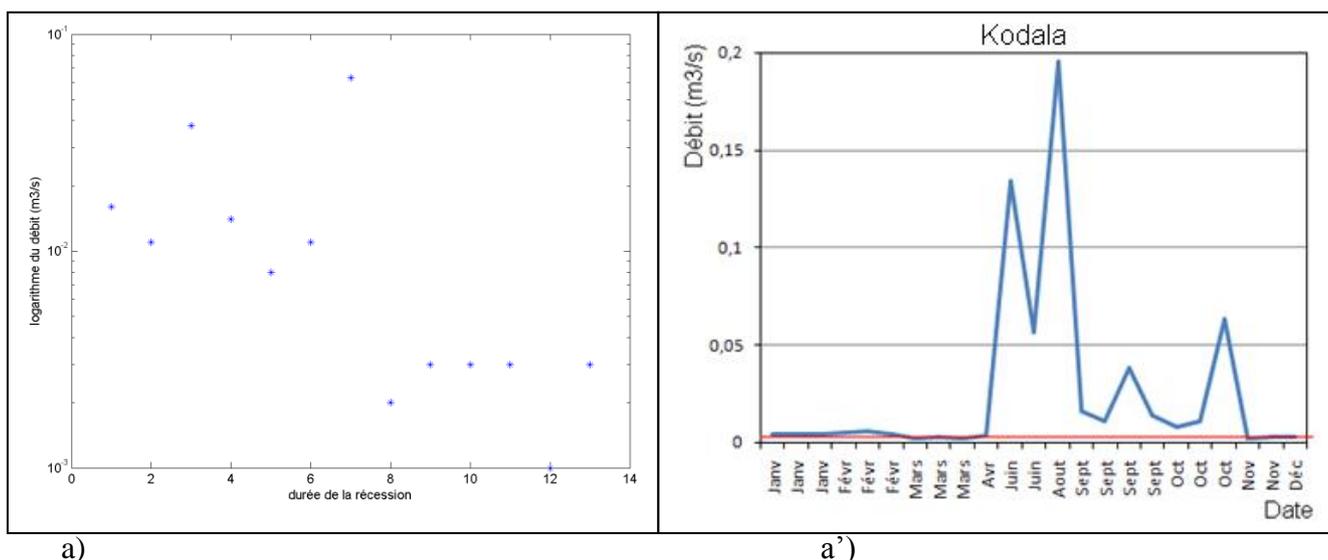
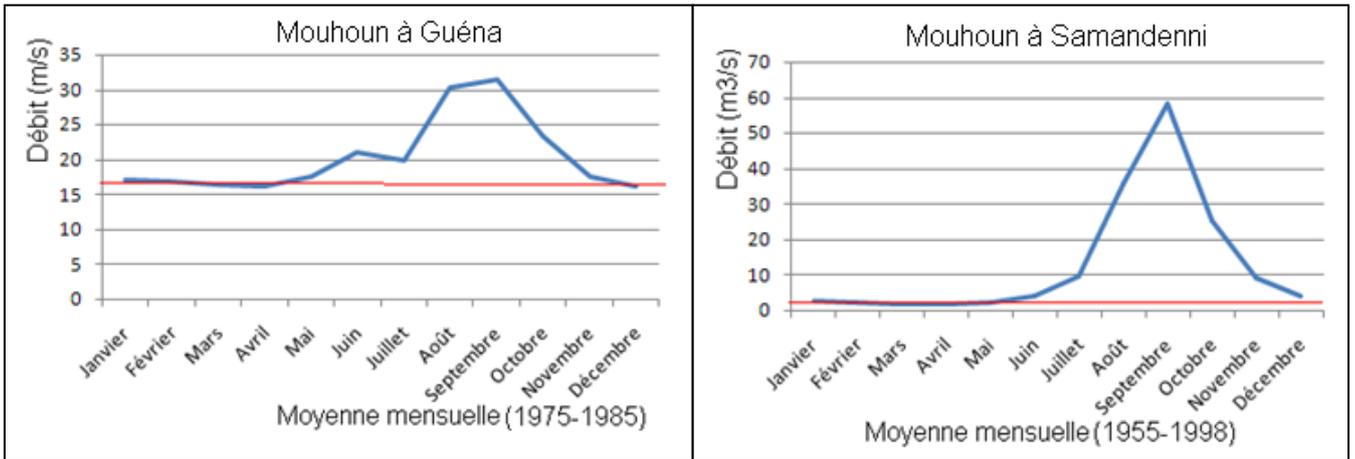


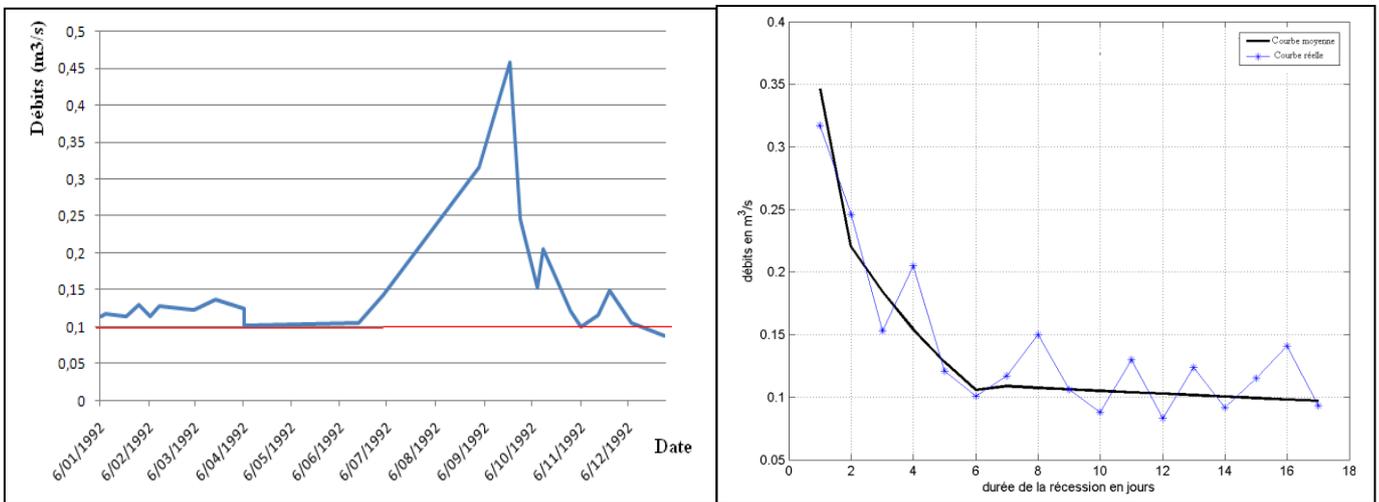
Figure 17. (a) Plot des points représentatifs de la courbe de récession et Hydrogramme (a') de la source de Kodara



b)

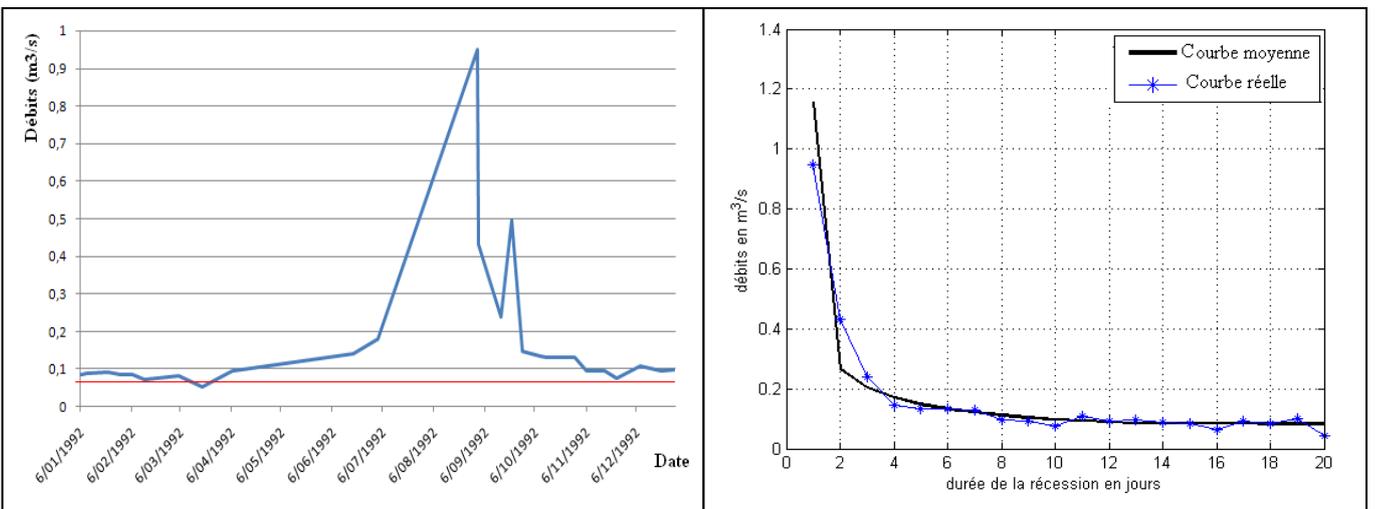
b')

Figure 18. Hydrogrammes du Mouhoun à Guéna (b) et Samandénni (b')



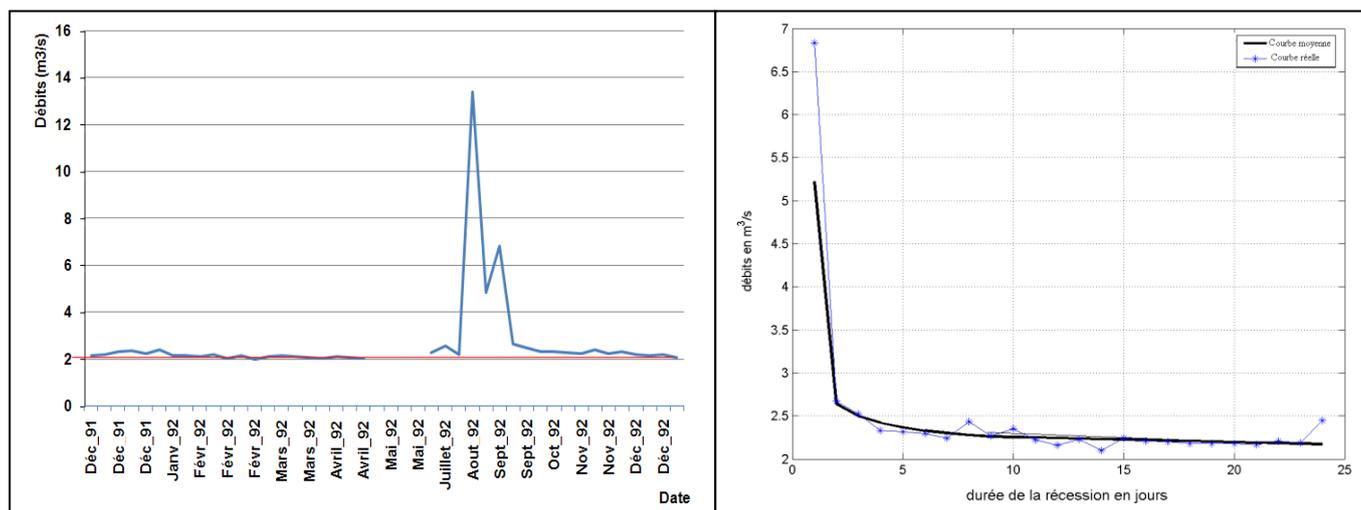
c)

c')



d)

d')



e)

e')

Figure 19. Hydrogrammes (à gauche) et courbes de récession (à droite) pour les sources de Désso (c), Pésso (d) et Nasso (e)

Tableau 5. Débit au niveau des rivières et des sources de Nasso, Pésso et Désso

Sources et rivières	Débit (Q)	Débit (Q)	Capacité de rétention (W)
	Q (10 ⁶ m ³ /an)	Q (m ³ /s)	W (10 ⁶ m ³)
Pésso	3,1536	0,1	0,9
Désso	2.05	0,065	1,5104
Nasso	63.072	2	63,00
Kodara	0.94608	0,003	-
Mouhoun à samandénni	6.3072	2	-
Mouhoun à Guéna	507.72	16,1	-
Kou à Badara	148.219	4,7	-

NB : Le débit de base du Kou à Badara (station 5, figure 15) situé à une quinzaine de kilomètres de l'exutoire du Kou, cumulés aux prélèvements de Diaradougou pour l'AEP et l'irrigation a été estimé à 4,7m³/s environ par la Direction Régionale de l'Hydraulique des Hauts Bassins en 1995.

2.3.2.2.2. Commentaires des résultats

- Au niveau des sources

Le tableau 5, indique que les débits au niveau des sources de Nasso sont largement supérieurs à ceux de Pésso et Désso.

Toutefois, les débits à ces deux sources sont comparables à ceux trouvés par Sogréah Ingénierie (1994) qui avance des débits de l'ordre de $10000\text{m}^3/\text{h}$ au niveau des sources de Nasso/Guinguette et $400\text{m}^3/\text{h}$ au niveau des sources de Pésso.

A la source de Kodara, le débit mesuré est très faible. Située dans les « tout premier petits vallons » à l'amont du Kou, au « pied du supposé dôme piézométrique de Taga au Sud de Péni », les eaux souterraines y sont facilement évacuées vers le centre du bassin, au détriment de cette source. Le gradient piézométrique évalué entre le forage de Péni 06 et le Piézomètre P38 à Kodara reste voisin de 1% largement supérieur au gradient moyen de la nappe qui est de 4‰. La série de failles « en touche de piano » fracturant les aquifères des SAC1 et des GGQ, et situées à l'amont du Kou semblent favorables à un drainage souterrain des eaux vers les sources de Nasso-Guinguette plutôt qu'à leur résurgence en surface au droit de la source de Kodala.

Au niveau des sources de Nasso, la « capacité de rétention ou réserve en un instant t » est du même ordre de grandeur que le débit mesuré. Par contre, elle multiplie par un facteur de 1,5 et 3,5 environ, le débit mesuré respectivement aux sources de Pésso et Déso.

Conjuguée à la diminution de la topographie, l'afflux excédentaire d'eau souterrain au niveau des sources de Pésso et Déso est récolté par le Kou qui s'écoule vers son exutoire à Niéguena (figure 16).

- *Au niveau des rivières*

Le débit de base du Mouhoun à Guéna est plus important que ceux du Mouhoun à Samandéni et de la rivière Kou. À Guéna, le Mouhoun borde l'immense réservoir aquifère des SAC1 dans toute sa largeur et semble recevoir d'importantes quantités d'eaux en provenance du supposé dôme piézométrique à Péni.

2.3.2.2.3. Critiques des résultats

Les débits estimés au niveau des rivières du Kou et des sources de Nasso et Pésso serviront de base pour la calibration en régime permanent du modèle. Toutefois la fiabilité de ces valeurs reste discutable au regard du tracé approximatif des hydrogrammes et des courbes de récession à l'exception de ceux de Nasso ; imputable à la faiblesse des données d'entrées et des pluies éparses (observées généralement en décembre et janvier appelé couramment « pluies de mangue ») qui tronquent leur allure exacte.

Les relations d'échanges entre les rivières et les eaux souterraines auraient été bien mises en évidence si plusieurs mesures de débits avaient été réalisées le long des rivières. Dans le cas actuel, les mesures sont ponctuelles et une telle analyse ne peut être envisagée.

Chapitre 3 : Modélisation des écoulements souterrains du système aquifère du bassin du Kou

3.1. Objectifs

Les objectifs poursuivis à travers une modélisation des écoulements souterrains dans le bassin du Kou 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 des aquifères de l'Ouest sédimentaire du pays).

3.2. Outils

Pour cette modélisation, le code différences finies de MODFLOW, développé en Fortran par l'USGS (McDonald et Harbaugh, 1988) a été utilisé. 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).

3.3. Limites

Pour satisfaire les objectifs, un modèle régional est nécessaire afin de représenter les écoulements souterrains. L'irrégularité des données sur la piézométrie et des données de jaugeage, variant d'une source à une autre, peu spatialisées et peu denses pour le calage du modèle induisent inéluctablement une imprécision sur les résultats obtenus.

3.4. Hypothèses

Le système aquifère du bassin du Kou peut être assimilé par une nappe d'eau souterraine unique hébergée au sein d'un aquifère multicouche (Dakouré D., 2003 ; Sogreah Ingénierie., 1994) constituée par quatre couches aquifères : GFG, GGQ et SAC1, GFR. La modélisation d'une structure monocouche en régime permanent est donc envisagée dans ce présent travail.

3.5. Modèle conceptuel

3.5.1. Extension du modèle

Le domaine modélisé s'étend de la zone située à l'amont de la station de jaugeage du Kou (dans la localité de Péni) jusqu'à la confluence Kou/Mouhoun dans la localité de Niégouma (figure 20b). La zone modélisée a une superficie voisine de 3000km². La figure 19b présente les limites latérales du modèle définies sur base des arguments suivants :

- Les frontières amont (Tracé en violet) et aval (tracé en jaune) permettent de quantifier respectivement, les flux d'eau entrant dans le modèle en provenance des aquifères gréseux de l'Ouest sédimentaire du Burkina Faso, et les flux d'eau sortant du modèle et s'écoulant vers le NW ou le Nord du pays.
- La frontière « GKS » s'étendant du NNE au SSE limite le modèle à sa base et correspond au rebord de la falaise de Banfora (figures 6 et 20a) qui est une frontière naturelle où culmine d'ailleurs le mont le plus élevé du pays : le mont Ténakourou avec 747m d'altitude.
- Les frontières « Mouhoun à Guéna et Mouhoun (tracé en bleu et en rouge) » sont des frontières naturelles qui correspondent au tracé du Mouhoun qui est un cours d'eau pérenne prenant sa source depuis le SSW du pays à la frontière avec la Côte d'Ivoire. Le modèle est donc limité au NW par le fleuve Mouhoun (figure 21).

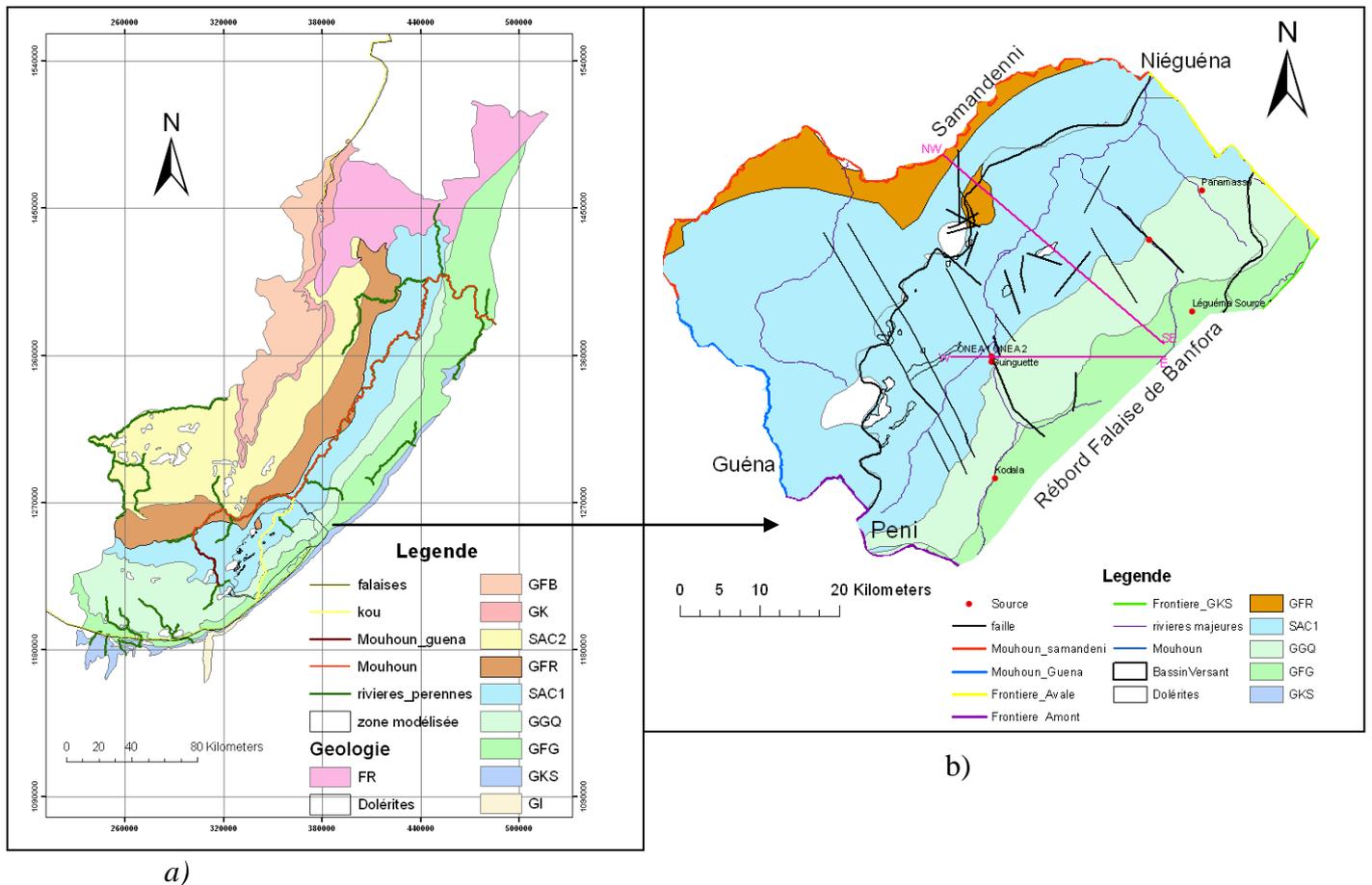


Figure 20. Géologie (a) et limites du domaine modélisé (b)

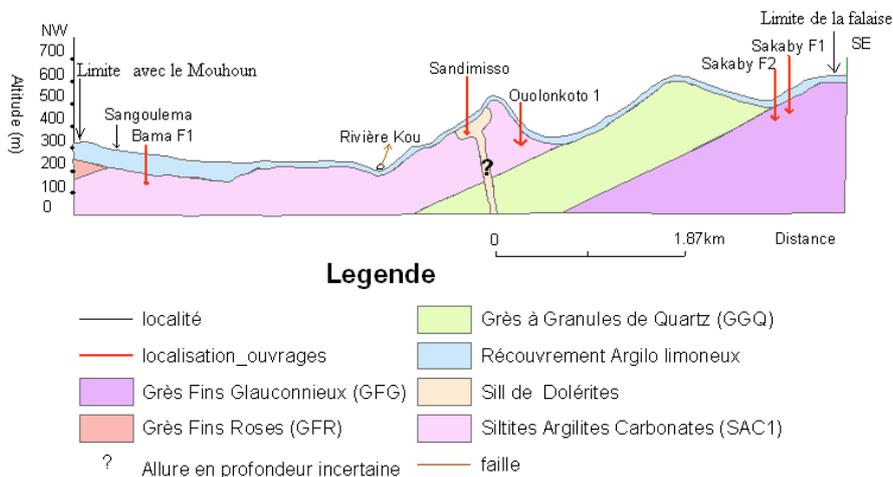


Figure 21. Coupe géologique du domaine modélisé : Mouhoun à Samandenni – Sakaby

3.5.2. Discrétisation du domaine

Le maillage en différences finies est constitué d'une de couche cellules rectangulaires de 1x2km (figure 22). Le maillage est affiné au niveau des sources : 500x1000m. Le domaine est ainsi constitué de 8181 cellules actives.

Une direction principale de maillage est pris parallèlement à la stratification des couches aquifères soit un angle voisin de 45° environ perpendiculaire à la direction des failles.

La variation de l'altitude de la couche aquifère a été reproduite en interpolant le sommet de la couche aquifère par le MNT (figure 22a). Ce qui permet de distinguer la crête topographique de Péni au Sud de la zone modélisée (figure 22a'). Par contre pour la représentation de la base de l'aquifère, elle a été biaisée au regard du nombre limité de « logs de forages ou boreholes » utilisé (figure 22b). Sa morphologie globale (figure 22b') montre que les profondeurs diminuent du Sud-Ouest et l'Ouest vers le Nord Est et l'Est. Ce qui indique bien l'amincissement des couches aquifères du Sud vers le Nord tel que décrit par les études antérieures (Derouane, 2005).

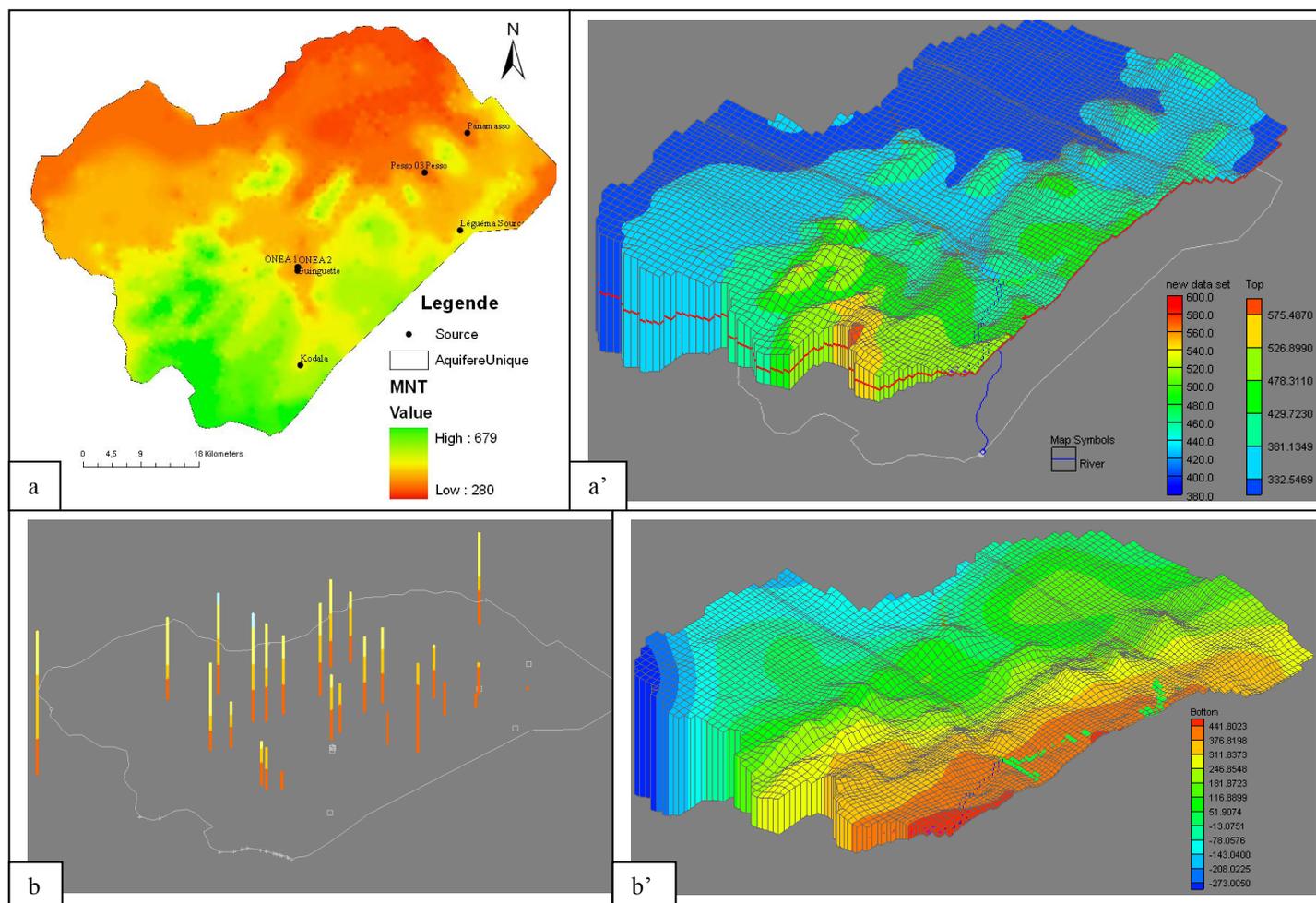


Figure 22. Discretisation de la zone modélisée : (a') Morphologie du sommet de l'aquifère interpolée à partir du MNT (a) et Morphologie de la base (b') interpolée à partir de quelques boreholes (b)

3.5.3. Conditions aux frontières

3.5.3.1. Condition de Neumann ou condition de flux nul

Elle est imposée à la base du modèle et appelée (figure 23) : frontière GKS. Elle correspond au rebord de la falaise de Banfora. Il n’y a donc pas une entrée d’eau à cette frontière naturelle du domaine modélisé.

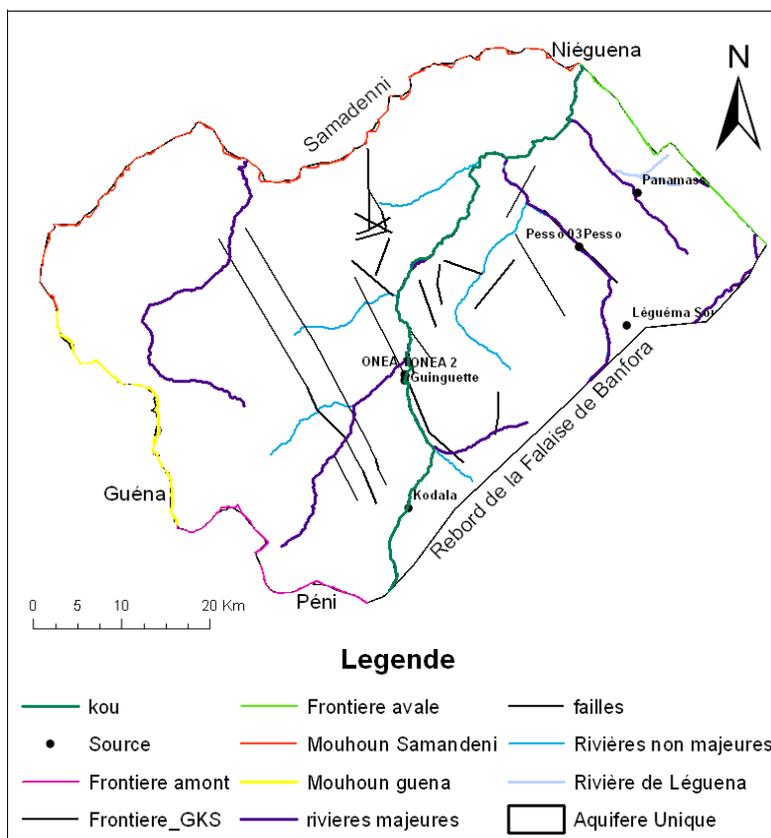


Figure 23. Limites et frontières de la zone modélisée

3.5.3.2. Condition de Dirichlet ou de hauteur piézométrique imposée

Aux frontières amont et aval (figure 23) du modèle, des hauteurs piézométriques sont imposées. Elles correspondent respectivement, à la hauteur de basses eaux dans le Mouhoun à Guéna, qui draine en cet endroit une bonne partie des eaux des aquifères du bassin du Kou (GGQ et SAC1) et, aux niveaux d’eaux mesurés dans le Kou à son exutoire à Niéguema. A défaut de mesures réelles, des hauteurs d’eau du Mouhoun, les hauteurs piézométriques imposées aux nœuds des frontières amont et aval seraient ceux des niveaux piézométriques mesurés dans les aquifères des GGQ et SAC1 dont les eaux transitent par ces frontières.

Dans le souci de quantifier les flux d'eau échangés entre le Mouhoun et les eaux souterraines, il est admis aux bordures SSW à SW et SW à NNW du modèle, correspondant respectivement au Mouhoun à Guéna et au Mouhoun à Samandénni, une condition de Dirichlet.

3.5.3.3. Conditions de Fourier

Le modèle est bordé par le fleuve Mouhoun au NNW-SSW et parcouru de Péni à Niéguema (amont en aval) par le fleuve Kou. Les cours d'eau temporaires sont représentés par des conditions limites de type « drains » (drainage de l'eau souterrain mais absence de recharge). Quant aux Mouhoun et au Kou qui sont pérennes, ils sont représentés par des conditions limites de type « rivières » (échange d'eau possible avec l'aquifère).

MODFLOW calcule les conditions de potentiel de la manière suivante (figure 24):

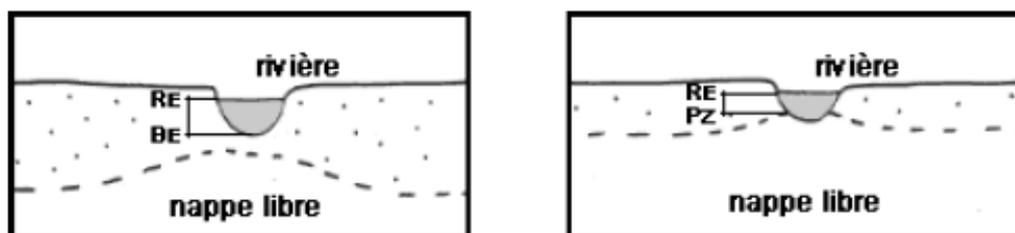


Figure 24. Calcul des conditions de potentiel selon Modflow

$$Q = C (R_E - B_E)$$

$$Q = C (R_E - P_Z)$$

Avec, C: Conductance de la rivière ou du drain (m²/s), R_E : Niveau de la rivière (m) ; B_E : Niveau du fond de la rivière (m) ; P_Z : Niveau statique (m)

Le débit échangé est approché indirectement en fixant la valeur de la conductance. Celle-ci est

approchée de façon empirique par : $C = \frac{K_z}{b} \times A$ K_z: conductivité verticale (m/s), b : épaisseur mouillée (m) et A = surface de contact par maille (m²)

3.5.4. Sollicitations

3.5.4.1. Pompages

Ils correspondent aux volumes prélevés par l'ONEA pour l'AEP de la ville de Bobo-Dioulasso. En absence de données récentes, les volumes totaux annuels, prélevés en 2005 sont utilisés dans le modèle. Ils s'élèvent à 8,025x10⁶m³.

D'après les informations recueillies, les extractions dans forages sont négligeables, et ne représentent que 10% des pompages de l'ONEA. Par conséquent, elles n'ont pas été prises en compte dans le modèle.

3.5.4.2. Recharge

Les valeurs de recharge spatialisée à l'échelle régionale et proposées par Dérouane J., 2005, sont considérées (chapitre 2, paragraphe 2.3.1.4). Elles varient de 41mm au Nord à 26mm au Sud du modèle.

Elles sont 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).

3.5.4.3. Sources et cours d'eau

Les sources constituent des zones d'exhaure naturelle des eaux souterraines. Au total huit (08) sources ont été reconnues dans le modèle (figure 23).

Il n'est pas facile de se faire une idée précise du débit de ces sources, néanmoins l'estimation aux sources de Nasso (Guinguette ONEA I et ONEA II), Péssou, Désso et Kodala donne des valeurs respectives de $2\text{m}^3/\text{s}$, $1\text{m}^3/\text{s}$, $0,65\text{m}^3/\text{s}$ et $0,004\text{m}^3/\text{s}$ (voir chapitre 2, paragraphe 2.3.2.2). Quant aux sources de Léguena et Panamasso, leurs débits sont méconnus.

Une cinquantaine de cours d'eau temporaires sont rattachés au Kou, mais leurs débits sont aussi méconnus. A défaut de critères objectifs de choix, l'extension des cours d'eau a milité au choix de dix (10) dans le modèle (figure 23). Quant aux cours d'eau pérennes, ils sont représentés par le Kou et le Mouhoun, et leurs débits de base estimés équivalent à $4,7\text{m}^3/\text{s}$ et $18\text{m}^3/\text{s}$ respectivement.

3.5.5. Conditions d'écoulement considérées

L'étude de la piézométrie du bassin du Kou a permis de constater que la nappe s'écoule du Sud vers le Nord et du SE vers le NW (Chapitre 2, paragraphe 2.2.5). Ces conditions d'écoulements sont celles admises dans le modèle.

3.6. Développement numérique du modèle

3.6.1. Données utilisées

3.6.1.1. Hauteurs piézométriques

Les valeurs de la piézométrie à l'échelle régionale 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 nœuds des frontières amont et aval du modèle ; les valeurs choisies correspondant aux niveaux piézométriques moyens relevés dans les aquifères des GFG et des SAC1.

Quant aux « points d'observations », les niveaux piézométriques utilisés pour le calage du modèle sont ceux qui ont été relevés dans 102 ouvrages (forages et piézomètres, annexe 4) lors de la campagne piézométrique : 2006-2007.

3.6.1.2. Débits

En plus du Kou et du Mouhoun, les 10 cours d'eau temporaires retenus et admis dans le modèle, sont symbolisés sur la figure 22 précédente, par rivières : légüena, majeures et non majeures. Leurs débits et ceux des sources estimés au chapitre 2 (paragraphe 2.3.2.2) sont utilisés pour le calage des flux d'eau calculés par le modèle.

3.6.1.3. Fractures

Une fracture d'effondrement (figure 25) orientée SW-NE met en contact hydraulique les deux couches aquifères SAC1 et GGQ au niveau des sources de Nasso et de PESSO-DÉSSO. D'autres failles orientées NW-SE (figure 23) sont associées à celles-ci et favorisent un écoulement rapide des eaux à leur voisinage. Par souci de faciliter une évacuation des eaux vers le NW et le centre du modèle, les failles en touches de piano d'orientation NW-SE situées à l'amont du bassin du Kou ont été prolongées (figure 23) vers le SW. On en dénombre au total 22 failles introduites dans le modèle.

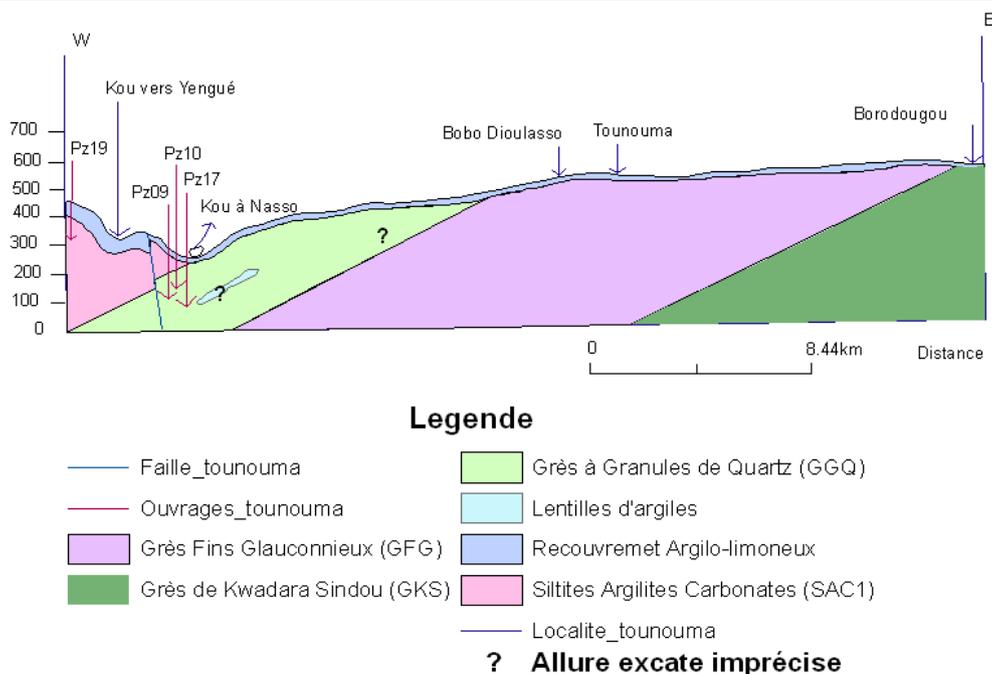


Figure 25. Coupe géologique W-E (Nasso à Borodougou) de la zone modélisée

3.6.2. Paramètres de calibration

Le calage du modèle a été réalisé de sorte à se rapprocher au mieux 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.

3.6.2.1. Conductivité hydraulique

L'ajustement de la conductivité hydraulique de l'aquifère modélisé se fait sur base de la conductivité hydraulique équivalente estimée à $7,5 \times 10^{-5}$ m/s. Toutefois, des fortes variations sont mesurées localement à la foration (annexe 1): $4,2 \times 10^{-4}$ m/s à 7×10^{-4} m/s au droit de la faille d'effondrement de Nasso dans les forages Koumi F2 et Nasso F1, contre 2×10^{-7} m/s et $5,8 \times 10^{-7}$ m/s à moins de 8 kilomètres dans les forages Dindéresso et Diaradougou F1. En se gardant à l'idée qu'en dehors des failles, la nature hétérogène de l'aquifère modélisé décrit au chapitre 1: lentilles inter-stratifiées de sable, d'argile, de schistes, influence la perméabilité, le choix d'une valeur guide de conductivité hydraulique devient arbitraire. Néanmoins il paraît raisonnable de se rapprocher aussi des valeurs de conductivité hydraulique moyennées dans les 04 couches aquifères : GFG, GGQ, SAC1 et GFR, et valant respectivement, 11×10^{-5} m/s, $9,9 \times 10^{-5}$ m/s, $2,2 \times 10^{-5}$ m/s et $1,7 \times 10^{-5}$ m/s afin de pouvoir justifier concrètement, sur le terrain les valeurs choisies.

3.6.2.2. Conductance des lits des cours d'eau

A l'absence de données sur la conductance des cours d'eau de la zone modélisée, les valeurs de conductance proposées dans la littérature, notamment par Massuel (2001) pour le fleuve Chari dans le bassin du lac Tchad sont admises. Ces valeurs sont comprises entre $8 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ à $1,28 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, les valeurs les plus fortes étant appliquées au lit majeur du fleuve.

3.7. Résultats de la calibration

3.7.1. Ajustement de la piézométrie

Un premier constat montre que la restitution de la piézométrie est passable (figure 26).

Il existe un biais, les gradients simulés sont un peu plus haut que les gradients observés (figure 27). A cet effet, quelques observations se dégagent :

Le gradient simulé est trop élevé au niveau de Koumi, du domaine forestier de Dinderesso au centre du modèle, de Nasso et Pésso au niveau des sources, dans la localité de Kodara à l'entrée du modèle, et dans les bas-fonds de maraîchages de Bama non loin de l'exutoire du Kou. Dans ces zones situées dans des dépressions topographiques, à l'exception de Kodara et, bordant le Kou, les niveaux calculés sont 10 à 20 m plus hauts que les niveaux observés.

Le gradient est localement bas au SSW du modèle, les niveaux simulés sont de 15 à 20m plus faibles que ceux observés.

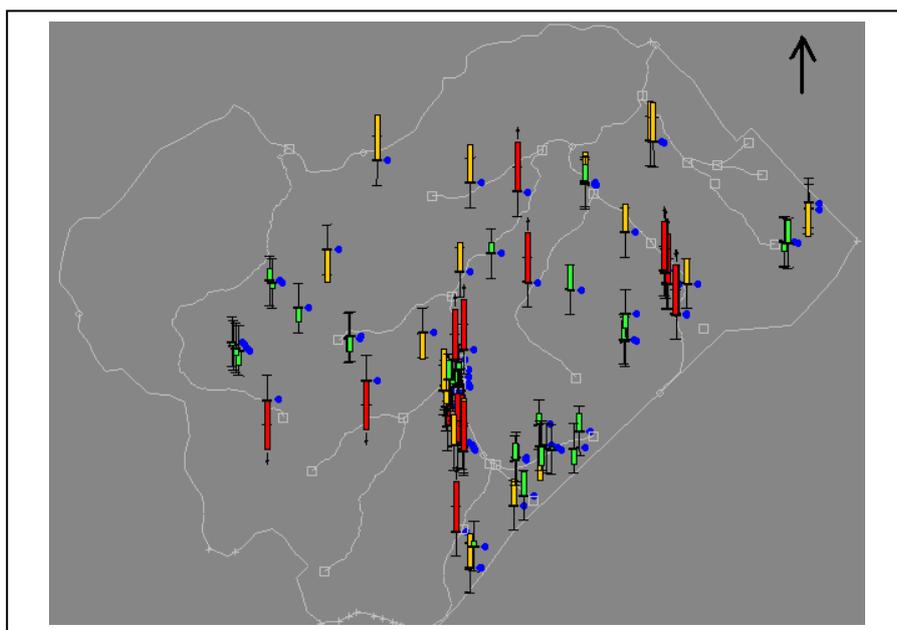


Figure 26. Calage hydrodynamique de la piézométrie en régime permanent

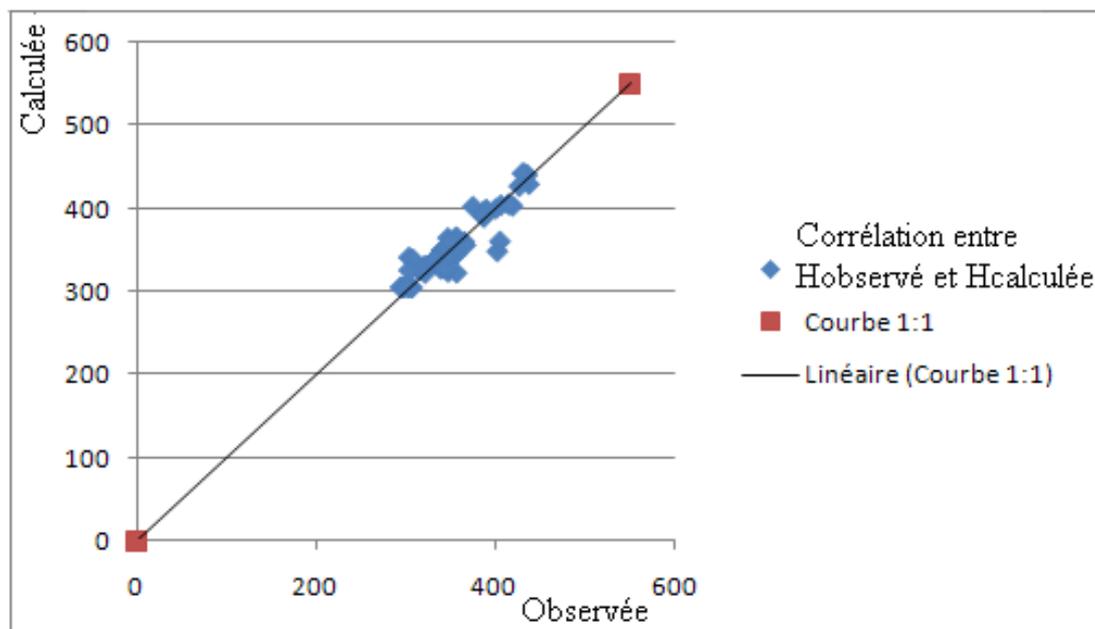


Figure 27 : Droite de corrélation entre piézométrie observée et calculée

En utilisant les outils « vectors de 3D Grid dans Modflow », l’allure générale de la piézométrie calculée par le modèle peut être reproduite (figure 28b). Une comparaison de la piézométrie calculée à celle observée (figure 28) montre que les principales directions d’écoulement des eaux restent orientées du Sud vers le NW et le Nord du modèle. Les écarts entre niveaux simulés et observés n’a pas d’effet notable sur les principales directions d’écoulement des eaux souterraines.

Toutefois, le caractère drainant du Kou, illustré par un resserrement des isopièzes à l’intersection du Kou, de Koumi à Nasso, est moins perceptible avec la piézométrie calculée surtout au niveau de Nasso.

Il est évident que le calage n’a pas suffisamment abouti et le modèle ne simule que 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.

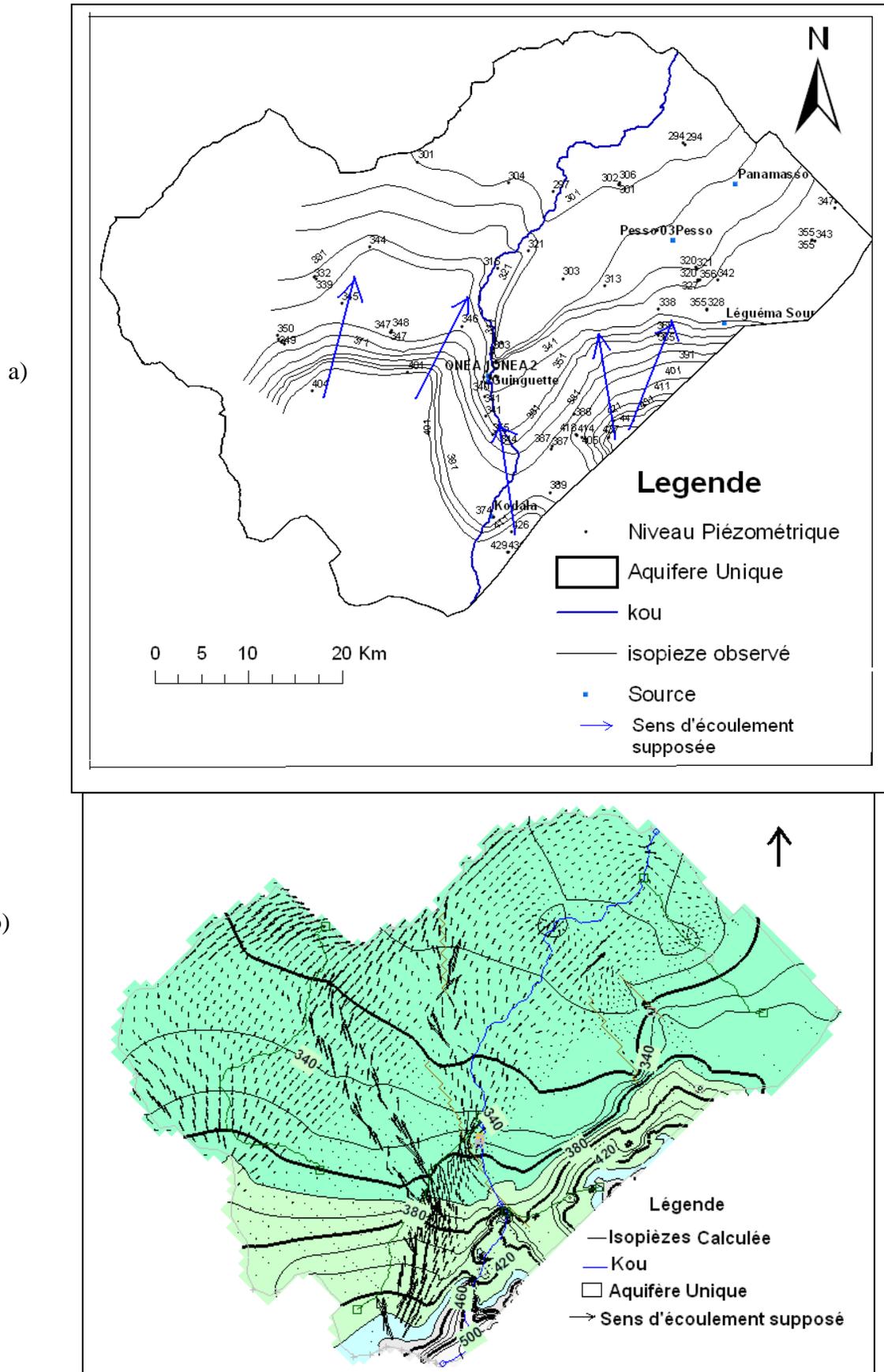


Figure 28. Piézométrie observée (a) et calculée (b)

3.7.2. Concordance des débits mesurés et calculés

3.7.2.1. Débits au niveau des sources

Les coordonnées des sources au niveau de Nasso d'une part, et Pésso d'autre part sont très proches. Les dimensions du maillage raffiné à leur voisinage : 500x1000m demeurent assez larges, empêchant un calcul distinct des flux sortant à chacun de ces sources si bien que les flux calculés englobent d'une part les trois sources de Nasso et, d'autre part celles de Pésso.

Les quantités d'eau alimentant les sources et calculées par le modèle varient entre 0,055 m³/s à 1,5 m³/s contre 7,75 m³/s pour les cours d'eau temporaires (affluents) rattachés au Kou (tableaux 6 et 7).

Tableau 6. Débits globaux échangés dans le modèle

Paramètres	Debit entrant (Flow In en m ³ /s)	Debit sortant (Flow Out en m ³ /s)
Constant heads	9,1	-0,25
Drains	0,0000	-10,15
Rivers	22,6	-24
Wells	0,0000	- 0,2536
Recharge	2,93	0,0000
Total Flow	34,6489	34,6499
Summary	In - Out	% Différence
Total	0,001	0,003

Tableau 7. Bilan de flux sortant au niveau des drains

Sources et affluents		Coordonnées X (en UTM)	Coordonnées Y (en UTM)	Debit sortant (Q Out) calculé (m ³ /s)	Q Out mesuré (m ³ /s)	Difference (m ³ /s)
Pesso/Desso	Pesso	362275	1252466	- 0,14	-0,165	0,025
	Desso	362316	1252441			
Léguéna		367853	1243214	- 0,055	-	-
Panamasso		369033	1258496	-	-	
Kodara		342969	1222269	- 0,7	-0,004	0,696
Nasso	Guinguette	342791	1237372	- 1,5	2	-0,5
	ONEA I	342693	1237576			
	ONEA II	342770	1237487			
Affluents du Kou		-		- 7,75	-	-
Total Flow Out				-10,15		

A défaut de mesures de terrain, le débit de $0.055\text{m}^3/\text{s}$ calculé à la source de Léguéna reste purement indicatif. Néanmoins il faut remarquer qu'elle paraît la moins alimentée. Elle est située dans les dépressions topographiques à l'Est du modèle (Chapitre 2, figure 11b), dans le prolongement aval des falaises de Banfora. Elle bénéficie d'importants gradients piézométriques, mais le manque de fracturation importante pourrait expliquer sa faible alimentation.

Les débits calculés au niveau des sources de Nasso et Pésso (tableau 7) sont légèrement inférieurs à ceux mesurés, respectivement de $0,025\text{ m}^3/\text{s}$ et $0,5\text{ m}^3/\text{s}$. Toutefois, les valeurs calculées par le modèle sont acceptables au regard des grosses approximations dans le tracé des hydrogrammes et/ou des courbes de récession soulignées au chapitre 1, paragraphe 2.3.2.2.

Pour le cas spécifique de la source de Kodala, les écarts entre « débit calculé et mesuré » sont énormes : $0,696\text{ m}^3/\text{s}$ (tableau 7). Ceci reflèterait une sous-estimation des débits jaugés due à l'impossibilité de tracer une courbe de récession assez exacte (paragraphe 2.3.2) avec les valeurs de jaugeage dont nous disposons (chapitre 2, figure 17 et annexe 3). Cette différence pourrait aussi s'expliquer par un mauvais positionnement de la station de jaugeage. Il semblerait se situer à l'aval de la source et des « failles en touche de piano » (chapitre 2, figure 8). Ces failles seraient pourtant favorables à une décharge des eaux de surface et un transfert latéral des eaux souterraines vers le centre et le SW du modèle.

3.7.2.2. Débits de base au niveau des rivières

Les flux d'eaux souterraines alimentant les rivières représentent à $24\text{m}^3/\text{s}$, tandis que les quantités d'eau déchargées par ces eaux de surface au profit des eaux souterraines s'élèvent à $22,6\text{m}^3/\text{s}$ (tableau 8).

Tableau 8. Flux entrant et sortant au niveau du Kou et du Mouhoun

Rivières		Debit en m ³ /s				
		Débit entrant (Q In) calculé	Debit sortant (Q Out) calculé	Debit (Q Out) mesuré	Q effectif (Q out calculé – Q In calculé)	Q out calculé - Q Out mesuré
Kou	Kou	10,15	- 6,65	-4,7	-6,655	-1,95
	Affluents du Kou et sources (drains)	-	-10,155	-		
	Total Q Kou	10,15	-16,805	-4,7		
Mouhoun	Mouhoun_Guena	8,05	- 1,1	-16,2	-4,9	0,85
	Mouhoun_Samandenni et affluent	4,4	- 16,25	-2		
	Total Q Mouhoun	12,45	-17,35	-18,2		

Les eaux du Kou drainées par les eaux souterraines (Q In calculé) sont supérieures au flux d'eau souterrain (Q Out calculé) qui alimente la rivière : 10,165m³/s contre 6,65m³/s. Une bonne partie des eaux du Kou sont « perdues » de l'amont du modèle, à Koumi où le niveau d'eau dans la rivière Kou reste supérieur à celui de la nappe. A Nasso, la nappe est sub-affleurante (figure 29).

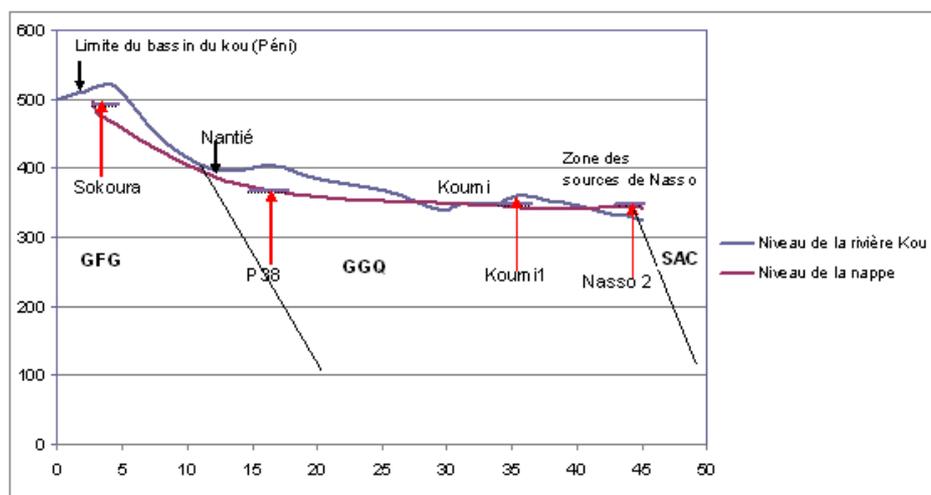


Figure 29. Comparaison entre le niveau d'eau du Kou et la surface de la nappe de Pénî aux sources de Nasso

Dans le bassin du Kou, le Kou, draine les sources et l'ensemble des cours d'eau temporaires qui lui sont rattachés (Sogréah Ingénierie., 1993). Il serait donc logique qu'au débit de base du Kou, on rajoute ceux des sources et des cours d'eau qui lui sont rattachés (10,15m³/s). A l'exutoire du bassin à Niéguena, le « débit effectif » du Kou serait donc de 6,655m³/s. Ce qui lui permet d'être pérenne toute l'année et de drainer la nappe.

Ce débit est légèrement surestimé (tableau 8) par rapport au débit de base mesuré à Badara. Mais si l'on admet que les débits estimés à Badara situé à 13,5km sont sous-évalués et que les nombreux prélèvements des riverains pour l'agriculture influencent les débits jaugés (Dakouré., 2003), le débit de $6,655\text{m}^3/\text{s}$ calculé serait acceptable.

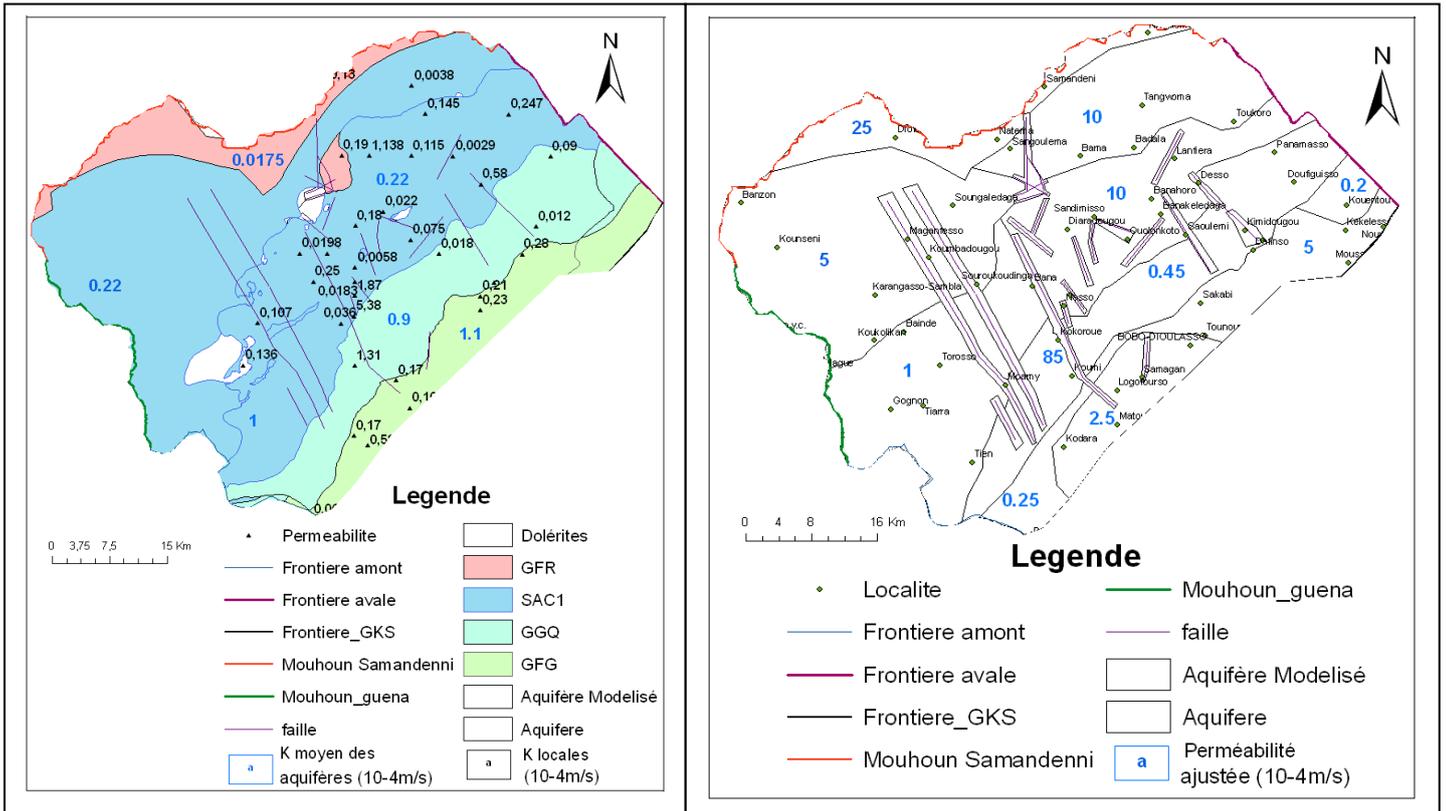
Les quantités d'eau du Mouhoun drainées par les eaux souterraines sont estimées à $12,45\text{m}^3/\text{s}$. A Banzon, Diofoloma et Samandénni, le Mouhoun draine les eaux souterraines ($17,35\text{m}^3/\text{s}$). Ce drainage est facilité par l'intense fracturation des terrains avoisinant ces localités, élément moteur dans la résurgence des eaux et l'alimentation de la rivière. Le « débit de base effectif » du Mouhoun est de $4,9\text{m}^3/\text{s}$ (tableau 8).

3.8. Paramètres résultant de la calibration

3.8.1. Ajustement des conductivités hydrauliques

Les conductivités hydrauliques ajustées sont hétérogènes et varient de 2×10^{-5} m/s à 1×10^{-3} m/s (figure 30b). Les valeurs ajustées à la base du modèle sont du même ordre de grandeur que la conductivité hydraulique équivalente mesurée qui est de $7,5 \times 10^{-5}$ m/s. Par contre au niveau de l'amont du bassin du Kou (au voisinage de la source de Kodara), et à la bordure NW du modèle, les valeurs ajustées diffèrent de la conductivité hydraulique équivalente, de celles mesurées dans les 4 formations aquifères du modèle (et/ou localement à la foration, figure 30 a) d'un facteur de 10 voir 100. Ces valeurs ajustées (figure 30b) paraissent énormes par rapport à celles mesurées (figure 30a), mais elles facilitent d'une part, les échanges d'eau entre le Mouhoun à Guéna et les eaux souterraines, et par ricochet, une assez bonne corrélation entre la piézométrie calculée et celle mesurée surtout au SSW du modèle. D'autres parts, elles facilitent un transfert d'eau plus importants au voisinage des « failles en touche de piano (au niveau de Kodara) » vers Nasso et, une bonne calibration des débits calculés au niveau des sources de Nasso.

Au voisinage des failles, les conductivités hydrauliques varient entre $0,001\text{m/s}$ à $0,05\text{m/s}$. Les valeurs les plus fortes ($0,05\text{m/s}$) ont été assignées à la dizaine de failles (figure 30b) fracturant la partie centrale du modèle et qui se prolonge vers le fleuve Mouhoun à Samandenni. Ces failles constituent à cet effet, d'importants couloirs d'évacuation et de transfert des eaux souterraines vers le Nord et le NW. Il a paru logique donc de leur attribuer les valeurs de conductivités hydrauliques plus élevées. Pour l'ensemble des failles restantes les valeurs ajustées sont de 10^{-3}m/s .



a)

b)

Figure 30. Conductivité hydraulique mesurée (a) et ajustée dans le modèle (b)

3.8.2. Ajustement des conductances des lits des cours d'eau.

Suite à ces ajustements, les valeurs de conductances de $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et $3,5 \times 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ ont été respectivement appliquées au niveau des rivières Kou, Mouhoun et pour l'ensemble des cours d'eau temporaires à l'exception des sources ($10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$). Ces conductances sont du même ordre de grandeur que celles avancées au paragraphe précédent (3.6.2.2) pour le fleuve Chari, et permettent d'ajuster les valeurs de débits échangés entre les cours d'eau et les eaux souterraines.

3.9. Discussion des résultats

3.9.1. Piézométrie

Le calage de la piézométrie a été passable, les niveaux piézométriques calculés étant supérieurs à ceux observés de 10 à 20m. Toutefois, il a été constaté que les piézomètres qui accusent les niveaux élevés sont ceux implantés le long du cours d'eau principal du Kou et de son affluent de Pésso.

A ce titre, la piézométrie calculée au niveau de ces forages et piézomètres est influencée par les flux d'eaux échangées entre le Kou et la nappe. En considérant le tronçon Péni-Koumi, où les eaux du Kou drainées par la nappe représente 30% ($3\text{m}^3/\text{s}$) du débit total du Kou drainé, il est noté, que les piézomètres implantés le long de ce tronçon accusent corrélativement au drainage du Kou, des niveaux piézométriques simulés élevés. C'est le cas du piézomètre P38 à Péni où, les écarts entre piézométrie observée et calculée sont de 30m environ. Les mêmes écarts s'observent aussi dans les bas-fonds de Dinderesso, avec pour cause probable, les pompes régulières opérés à Nasso. Ces sollicitations induiraient une « zone d'appel » très large autour de Nasso et, des zones faillées à forte conductivité hydraulique (de l'ordre de 10^{-2}m/s).

Les forts gradients piézométriques simulés dans les localités sus-citées particulièrement à Nasso et Dindéresso seraient aussi dus à une surenchère du rôle de certaines failles auxquelles des valeurs de conductivités hydrauliques assez élevées ont été affectées. Les piézomètres P23, NassoESO1, NassoESO2, NassoESO5, implantés au droit de la même faille restituent différemment la piézométrie. La précision est de l'ordre de 2,5m pour les trois premiers alors qu'au NassoESO5 voisin, elle est à 33,5m. Cela sous entend que la faille considérée présente par endroits des niveaux de colmatages de matériaux gréseux, argileux ou carbonatés. A ce titre, il faudrait sur base des logs de forages et de coupes géologiques affiner les zones de grandes perméabilités et les valeurs à y affecter dans le modèle. En plus de se situer le long de l'affluent du Kou à Pésso, les piézomètres de Kimidougou ont été apparemment réalisés le long de la faille de Pésso. Mais en première analyse de la sensibilité du modèle aux variations de la conductivité hydraulique, cette faille ne semble pas jouer une influence importante sur les écarts criards de +28,5m enregistrés entre niveaux simulés et observés. Il va s'en dire que l'hypothèse que Badara/Bama définirait jusqu'à Panamasso, Pésso une vaste zone de décharge des eaux souterraines est envisageable. Il y aurait donc un afflux et une concentration d'eau dans ces localités, ce qui affecte les niveaux piézométriques mesurés et calculés.

Quand aux gradients les plus bas, principalement enregistrés au sud du modèle, l'influence du supposé dôme piézométrique de Péni/Tien serait envisageable.

Les niveaux piézométriques observés seraient probablement surestimés en période de hautes eaux et spécifiquement ceux des forages de Bouandé et Samblatoukouro dont le niveau simulé par le modèle demeure inchangé et bas de -40m et -50m respectivement quelque soit les valeurs de conductivités hydrauliques ajustées dans l'aquifère.

Enfin, des erreurs de mesures se seraient peut être glissées dans les mesures piézométriques, surtout que les altitudes topographiques ont été relevés avec « un GPS différentiel et un GPS ordinaire ».

3.9.2. Interactions eaux souterraines-eaux de surface

Les quantités d'eaux entrant dans le modèle et calculées par celui-ci sont de $2.992.000\text{m}^3/\text{jour}$. Elles correspondent à la recharge : 8,5% ; aux flux d'eau en provenance des rivières du Kou et du Mouhoun : 63,5% ; des aquifères de l'Ouest sédimentaire du Burkina (notamment les GFG, les GGQ, les SAC, les GFR et les GKS) : 28%.

Quant aux flux d'eau sortant du système, 50,1% et 39,75% alimentent respectivement le Mouhoun, le Kou et ses affluents, 7% vont aux sources, 0,7% sont extraits par les pompes de l'ONEA, le reste (2,45%) participe au stock des eaux souterraines et s'écoulent hors du modèle par la frontière latérale avale (figure 31).

Dans le modèle, il est important de constater le rôle important des failles dans le transfert et le contrôle des flux d'eau souterrains au droit des sources et des rivières.

« Les failles en touche de piano » situées à l'amont du domaine à 15km environ du dôme piézométrique de Peni/Tien (au Sud du modèle) favoriseraient un important drainage des eaux du Kou ($3\text{m}^3/\text{s}$ soit 3% du débit du Kou drainé par les eaux souterraines) par les eaux souterraines, de l'amont du modèle aux environs de Nasso où le niveau d'eau dans la rivière Kou reste supérieur à celui de la nappe. A Nasso, la nappe est sub-affleurante.

Ces importantes quantités d'eau en provenance des aquifères de l'Ouest sédimentaire du Burkina notamment les GFG, les GGQ, les SAC, les GFR et les GKS (28% du débit entrant) sont évacuées vers le centre et l'Ouest du domaine modélisé. Ces failles faciliteraient, plutôt un transfert des eaux, que leur résurgence au droit des sources de Kodara qui accusent conséquemment des débits de base assez modestes ($0,7\text{m}^3/\text{s}$).

Dans la partie centrale du modèle, une bonne partie des eaux ressurgissent en surface par la faille d'effondrement de Nasso et des failles associées, pour alimenter le stock d'eau en surface de la rivière Kou et les sources de Nasso ($1,5\text{m}^3/\text{s}$).

Le débit de base du Kou initialement négligeable ($0,8\text{m}^3/\text{s}$) commence à s'augmenter en collectant en plus des eaux des sources de Nasso, celles drainées par les cours d'eau qui lui sont rattachés ($7,75\text{m}^3/\text{s}$). A l'exutoire du bassin à Niéguena, le « débit effectif » du Kou serait de $6,655\text{m}^3/\text{s}$ (tableau 6) ce qui lui permet d'être pérenne toute l'année.

À l'aval du modèle au niveau de Pésso, les failles semblent jouer un rôle similaire que celles situées à l'entrée du modèle, elles assureraient au droit des sources de Pésso/Déso qu'elles parcourent, une résurgence modérée des eaux souterraines ($0,14\text{m}^3/\text{s}$).

Le Mouhoun renforce son capital eau à Diofoloma et Samandénni, facilité probablement par une exfiltration des eaux au niveau des nombreuses fractures affectant les aquifères gréseux dans ces dites localités. Le débit de base du Mouhoun demeure néanmoins inférieur à celui du Kou : $4,9\text{m}^3/\text{s}$ contre $6,665\text{m}^3/\text{s}$. A Niégouena, le Mouhoun collecterait l'ensemble du stock d'eau du Kou et ses affluents pour s'écouler ensuite hors du modèle.

On pourrait résumer le fonctionnement du modèle au schéma ci-dessous (figure 30) :

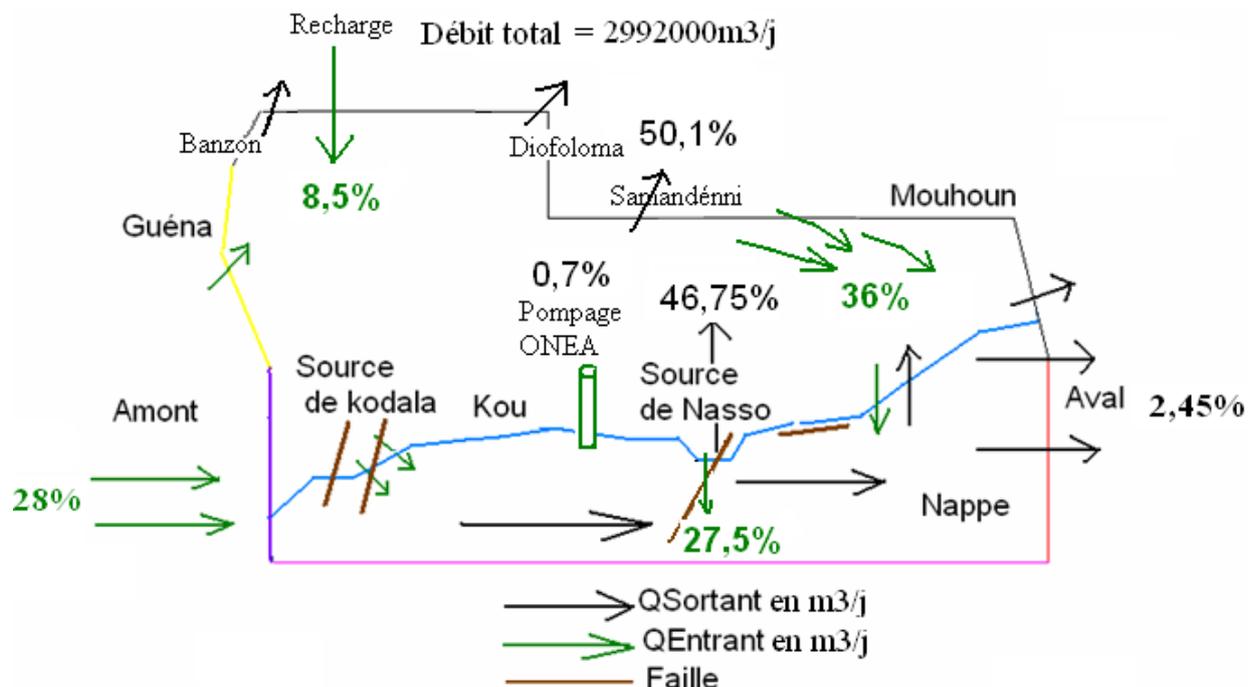


Figure 31. Schéma du bilan d'échange « eaux souterraines-eaux de surface » ; entrées et sorties d'eaux exprimées en en m3/jour

3.9.3. Améliorations possibles du modèle

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.

A propos des données hydrogéologiques et hydrologiques

- *Les paramètres hydrodynamiques*

Une meilleure estimation des épaisseurs réelles des aquifères sur base de carte géologique fiable serait utile pour estimer avec acuité la conductivité hydraulique équivalente de l'aquifère.

- *Les logs de forages*

Afin d'éviter des problèmes de convergence de l'équation de diffusivité :

$$K_{eq} \cdot b \left[\frac{\delta^2 h}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 h}{\delta y^2} \right] - q_{pompage} + I_e \pm q_{drain/rivière} = 0$$

(Avec K_{eq} : conductivité équivalente et $\rho = 1$, b : épaisseur de la nappe, Q : débit, I_e : recharge), exprimant la variation de la fonction niveau piézométrique dans l'espace bidimensionnelle (x, y), il serait mieux que les épaisseurs considérées dans chaque cellule du modèle ou EVR soient fiables. A cet effet, il faudrait recorriger la représentation de la base du modèle par l'apport d'un nombre suffisant de boreholes ou logs de forages.

- *La piézométrie*

Il faudrait vérifier les niveaux piézométriques mesurés dans les localités de Péni, Bouandé, SamablatouKouro, Kimidougou, et le bas-fond forestier de Dindéresso, où les gradients simulés accusent de forts écarts par rapport à ceux observés.

- *Les exports*

Une évaluation fiable des volumes d'eau prélevés par les forages d'hydraulique villageois de même que ceux des industries afin d'introduire dans le modèle des sollicitations plus exactes.

A propos des choix conceptuels

- *Les cours d'eau*

Suivant leur débit et/ou leur extension, les cours d'eau sont qualifiés différemment d'une structure à une autre, de cours d'eau « pérennes ou non pérennes » ; ou de « cours d'eau majeurs ou non majeurs ».

Ne disposant pas d'élément à même de trancher sur cette question, le critère extension a milité au choix de 10 cours d'eau dans le modèle. Il serait bien d'affiner le nombre afin d'optimiser le choix du type de condition de fourrier à imposer et, par ricochet évaluer correctement les débits échangés avec l'aquifère.

3.10. Etude de sensibilité

3.10.1. Sensibilité par rapport à la conductivité hydraulique

Une des principales difficultés rencontrées au cours du calage est l'estimation des conductivités hydrauliques. Pour exemple : une augmentation de 10% entraîne une augmentation de la précision des niveaux piézométriques simulés qui passe de 10m à 5m et de 20 à 15m que ceux observés au niveau des sources de Nasso. A l'inverse une baisse de 10% maintient la précision initiale inchangée, et entraîne une diminution des débits de base des

sources de Nasso qui passent de $1,4\text{m}^3/\text{s}$ à $1\text{m}^3/\text{s}$ et une augmentation de ceux de Pésso/Déso de $0,14\text{m}^3/\text{s}$ à $0,15\text{m}^3/\text{s}$.

Une augmentation de 20% de la conductivité hydraulique diminue la précision des niveaux piézométriques simulés sur l'ensemble du modèle. Ils passent de 10 à 12m et de 20m à 22m. Les débits au niveau des sources de Nasso et Pésso/Déso se révèlent plus exacts ; et valent respectivement $1,9\text{m}^3/\text{s}$ et $0,15\text{m}^3/\text{s}$.

En multipliant par un facteur de 5 les conductivités hydrauliques au voisinage des failles et en rehaussant la conductance locale du Kou de $10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$ à $4 \times 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$, on améliore surtout la précision des débits calculés au niveau de Nasso ($1,96\text{m}^3/\text{s}$). 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 au Kou des valeurs de conductance différentes (figure 32a) : de Péni à Koumi : $10^{-5}\text{m}^2/\text{s}$; de Koumi à Nasso : $10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$; de Nasso à Dindéresso : $2,5 \cdot 10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$; de Dindéresso à l'exutoire du Kou : $10^{-4}\text{m}^2/\text{s}$. Cet exercice permet d'amoinrir au mieux les écarts entre piézométrie calculée et observée surtout dans le centre du domaine modélisé : la précision passe de 10m à 5m et de 20m à 13m ; les isopièzes se resserrent assez mieux au niveau de Koumi à Nasso (figure 32b) mettant en relief le caractère drainant du Kou sur ce tronçon. Toutefois on constate que les débits calculés au niveau des sources de Nasso baissent considérablement soient de $1,5\text{m}^3/\text{s}$ à $0,9\text{m}^3/\text{s}$. Une bonne connaissance des conductances des cours d'eau serait judicieuse pour affiner au mieux le calage de la piézométrie surtout au centre du bassin du Kou.

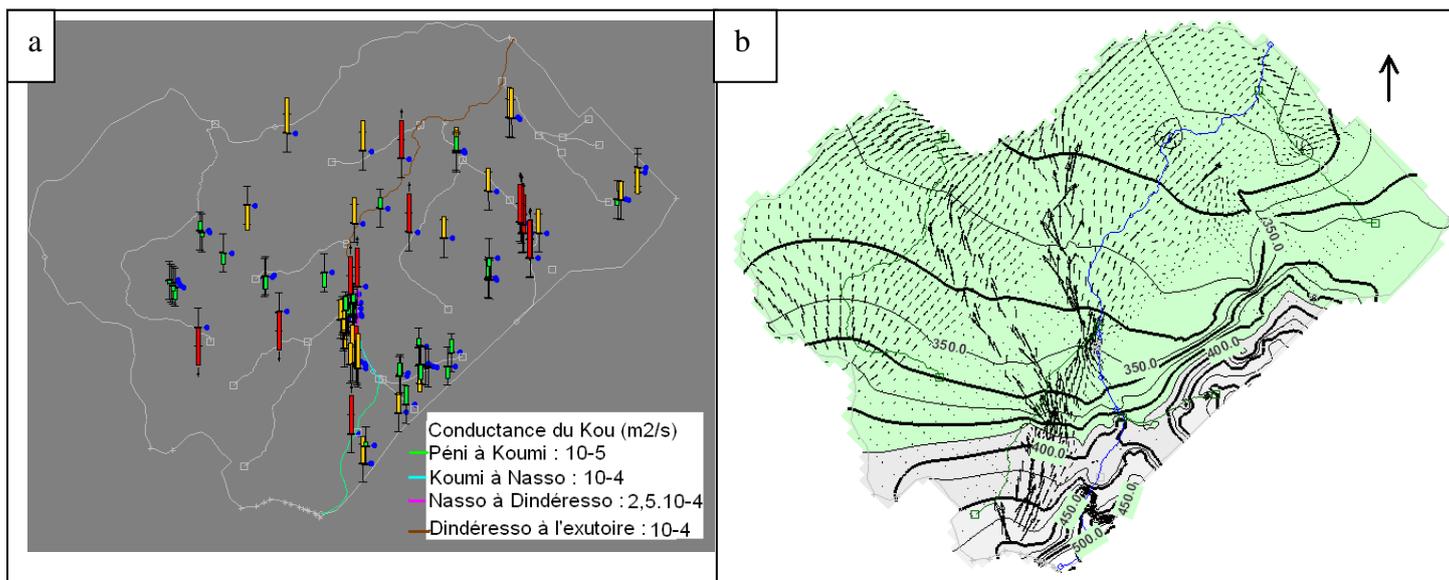


Figure 32. a) Ajustement de la conductance du lit du Kou et b) piézométrie calculée

3.10.2. Sensibilité par rapport à la recharge

Jusqu'ici, la recharge a été maintenue constante dans le modèle. En optant de faire varier la recharge, on remarque qu'une augmentation ou une diminution de 10% n'a pas d'incidence sur les débits et la piézométrie calculés (figure 33). Par contre une augmentation de 20% entraîne une légère hausse des débits au niveau des cours d'eau temporaires, des sources et des rivières. Les débits des sources à Nasso et Pésso passent respectivement de $1,5\text{m}^3/\text{s}$ à $1,55\text{m}^3/\text{s}$ et $0,14\text{m}^3/\text{s}$ à $0,16\text{m}^3/\text{s}$. 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).

Les cours d'eau du bassin du Kou devraient être étudiés avec plus d'attention afin d'évaluer correctement les flux d'eaux échangés avec les eaux souterraines.

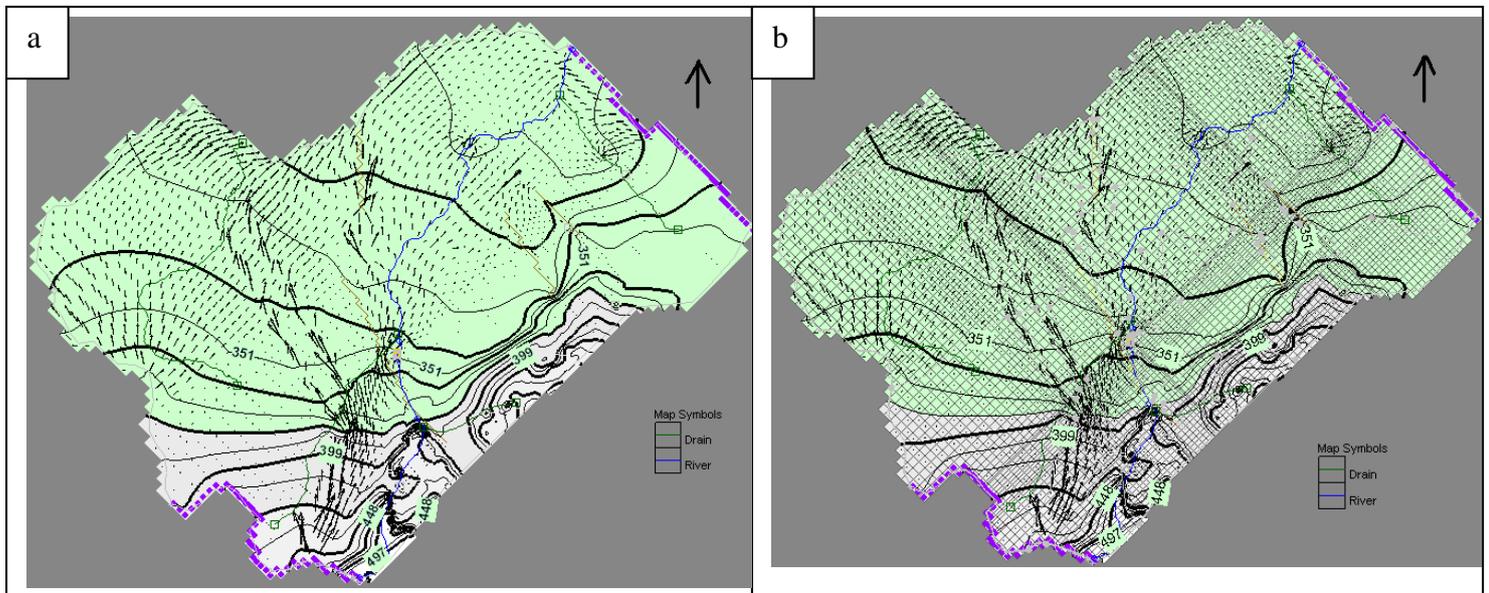


Figure 33. Piézométrie pour une augmentation (a) et une diminution (b) de 10% de la recharge

Conclusion générale et recommandations

Au nombre de quatre formations aquifères constituées dans des terrains gréseux, carbonatés et argilifiés, l'hydrogéologie du bassin du Kou 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 du bassin du Kou nous a permis d'exposer le cadre général de notre zone d'étude et critiquer la pertinence et la validité des données. Ainsi nous avons 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 le bassin du Kou, a montré que $2,99 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ d'eau entreraient dans le modèle. Les eaux souterraines perdraient au profit des sources et rivières $2,95 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$ et gagneraient inversement $1,95 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{j}$. Dans ces processus d'échanges entre « eaux souterraines et eaux de surface », le rôle des failles paraît primordial. A l'amont du modèle elles faciliteraient plutôt, à l'*exfiltration* des eaux vers la surface, un *drainage souterrain* vers l'Ouest et le centre du modèle. Les failles rencontrées à l'Ouest, au centre et au Nord du modèle seraient favorables à un drainage souterrain et une résurgence des eaux au droit des sources et des cours d'eau.

En surface, le Kou renforce véritablement son stock en eau au voisinage de Nasso et s'écoule jusqu'à l'exutoire du modèle au NNW où il se déverse dans le Mouhoun.

Cette étude de modélisation a permis de comprendre le fonctionnement d'ensemble de système aquifère et de quantifier les flux d'eau entrant et sortant du modèle.

Au terme de ce travail, quelques recommandations peuvent être formulées en vue de son amélioration :

- une meilleure collecte des données piézométriques et une validation de celles des « forages non visités » afin d'établir une carte piézométrique plus correcte ;
- une meilleure estimation des épaisseurs des aquifères sur base de carte géologique fiable et/ou d'essai de pompage, afin d'estimer avec acuité les paramètres hydrodynamiques des aquifères ;

- une analyse physico-chimique détaillée des eaux des sources. Cela permettra grâce à des techniques de calculs basés sur des traceurs : End Members Mixing Analysis, d'identifier la contribution des aquifères à la chimie des eaux des sources ;
- envisager une modélisation multicouche en régime transitoire en recherchant et complétant les données de log de forages manquants;
- disposer de chroniques de données (jaugeages, mesures piézométriques,...) afin de concevoir un modèle illustrant le comportement des eaux souterraines et leurs interactions avec celles en surface par « pas annuel ».

Références Bibliographiques

Bicaba K., 1991. Etude hydrologique du bassin du Kou au confluent Niamé-Baoulé. Mémoire de fin d'études d'ingénieur de l'Ecole Inter – Etat de l'Equipement Rural (EIER/ETSHER), Ouagadougou, Burkina Faso. 113p.

Bridget R.S., Richard W.H., Peter G.C., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal.*, (10), 18–39, 22p, 2002.

Calvez R., 1989. Homogénéisation et Analyse des signaux piézométriques des nappes à l'aval des barrages El Haouareb et Sidi Saad. Institut de Recherche pour le Développement (IRD) ex ORSTOM, Commissariat Régional au Développement Agricole de Kairouan, Arrondissement DGRE. 81p.

CIEH., 1987. Contribution à la planification de l'exploitation des eaux souterraines dans une zone de formations gréseuses. Série Hydrogéologie, Ouagadougou, Burkina Faso.

Coulibaly P., Anctil F., Aravena R., Bobe B., 2001. Artificial neural network modeling of water table depth fluctuations. *Water Resources Research.*, 37,(4), 885–896, 12p, 2001.

Courcier R., Bourdin D., 2003. « Les microasperseurs virojets ». Eau et Irrigation. Ambassade de France, Ministère Régionale Eau-Agriculture. 13p.

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. 256p.

Dassargues A., 2007. Hydrogéologie générale. Cours. Université de Liège (Ulg/Belgique).

Dassargues A., 2007. Modélisation des écoulements souterrains. Cours. Université de Liège (Ulg/Belgique). 234p.

Dassargues A., 2006. Caractérisation des nappes aquifères : une nécessité pour leur gestion et leur protection. Jeudis de l'aquapôle, Université de Liège (Ulg/Belgique).

Dérouane J., 2004. Rapport de Modélisation des eaux souterraines de la série sédimentaire dans la zone d'intervention du Programme VREO au Burkina Faso, Assistance Technique Sofreco-Sawes-partie 1. MAHRH/ DGAEP /Programme VREO.

Dérouane J., 2004. Rapport de Modélisation des eaux souterraines de la série sédimentaire dans la zone d'intervention du Programme VREO au Burkina Faso, Assistance Technique Sofreco-Sawes-partie 2. MAHRH/ DGAEP /Programme VREO.

Dérouane J., Dakouré D., 2006. Etude hydrogéologique et modélisation mathématique du système aquifère du bassin sédimentaire de Taoudéni au Burkina Faso. International Symposium Darcy 2006, Aquifers Systems Management. 17p.

- DGACM., 2006.** Bulletin agrométéorologique décadaire n°9, période du 21 au 30 juin 2006. Ministère des Transports du Burkina Faso, Secrétariat Général, Direction Générale de l'Aviation Civile et de la Météorologie (DGACM). Direction de la Météorologie. 14p.
- Dia A., 2002.** Le Précambrien de l'Afrique de l'Ouest. Cours. Institut des Sciences de la Terre (IST), Université Cheikh Anta Diop de Dakar au Sénégal (UCAD).
- Dia A., 2004.** Politiques et Législations minières. Cours. Institut des Sciences de la Terre (IST), Université Cheikh Anta Diop de Dakar au Sénégal (UCAD).
- Diallo M., 2006.** Rapport sur la situation générale d'information et de connaissance sur l'eau au Burkina Faso.
- Diop S., 2003.** Hydrogéologie générale. Cours. Institut des Sciences de la Terre (IST), Université Cheikh Anta Diop de Dakar (UCAD).
- Feuillette S., 2001.** Vers une approche intégrée de la demande sur une nappe en accès libre : exploration des interactions ressources usages par les systèmes multi-agents : Application à la nappe de Kairouan, Tunisie Centrale. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II, Sciences et techniques du Languedoc. 56-58, 82-96, 350 p.
- Gardin N., 2006.** Appui à la gestion et à la protection des ressources en eaux souterraines exploitées dans la région de Bobo-Dioulasso. Rapport d'activité relatif à la subvention 2005 Période : 1er juin 2005 au 31 octobre 2006. MRW/DGRNE/Division de l'eau. 151p.
- Gardin N., 2007.** Piézométrie du bassin du Kou. Appui à la gestion et à la protection des ressources en eaux souterraines exploitées dans la région de Bobo-Dioulasso. MRW/DGRNE/Division de l'eau.
- Grimbert H., Bargot L.,** Potentialités agro-climatiques des sols (Essai de modélisation spatiale du risque de déficit hydrique pour la Bresse). 23p.
- Horriche F.J., 2004.** Contribution à l'analyse et à la rationalisation des réseaux piézométriques. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis, Université de Tunis El Manar. 260p.
- Husam B., 2005.** Using CRD method for quantification of groundwater recharge in the Gaza Strip, Palestine. Institute of Hydraulic Engineering and Water Resources Management, Aachen University of Technology. Environment Geology (48), 889–900, 12p. 2005.
- IWACO., 1989.** Etude du bilan d'eau du Burkina Faso - Tome 2 : Inventaire des ressources en eau, Ministère de l'Eau.
- Jacobus J. V., Ian S., 2002.** Groundwater recharge: an overview of processes and challenges Hydrogeology Journal (10), 5–17, 13p, 2002.

- Lerner D.N., Issar A.S., Simmers I., 1990.** Groundwater recharge: A guide to understanding and natural recharge. Livre. 345p.
- Lorenzini G., 2007.** Etude du bassin d'alimentation des sources de Nasso (Bobo-Dioulasso, Burkina Faso), « Etat des lieux des ressources en eaux souterraines du bassin du Kou ». Mémoire d'ingénieur Civil Géologue. 119p.
- 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.
- Ouédraogo C., 1998.** Cartographie géologique de la région sud ouest du Burkina Faso au 1/200.000-Synthèse géologique, AQUATER/BUMIGEB
- Pallo F.J.P., Thiombiano L., 1989.** Les sols ferrugineux tropicaux lessivés à concrétions du Burkina Faso: Caractéristiques et contraintes pour l'utilisation agricole. BuNaSols (Bureau National des Sols du Burkina), rapport SOLTROP. 21p.
- Peeters L., Baçao F., Lobo V., Dassargues A., 2007.** Exploratory data analysis and clustering of multivariate spatial hydrogeological data by means of GEO3DSOM, a variant of Kohonen's Self-Organizing Map. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, (11), 1309–1321, 13p, 2007.
- Pirard E., 2007.** Analyse Spatiale des Données Géo-Environnementales. Cours. Université de Liège (Ulg/Belgique).
- Poleton J.L., Zysman K., 1993.** Guide des analyses d'eau potable. 155p.
- Quiot F., 2004.** Modélisation de l'impact d'un déversement de composés chlorés sur la qualité des eaux souterraines TRANSPOL - Cas Réel n°3. Rapport final. Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. Unité déchets et Sites Pollués, Direction des Risques Chroniques. 6-12, 28-32. 97p.
- Réménerias G., 1986.** Hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles, Paris. (Non consulté).
- Rivard C., Marion J., Michaud Y., Benhammane S., Morin A., Lefebvre R. et Rivera A., 2003.** Étude de l'impact potentiel des changements climatiques sur les ressources en eau souterraine dans l'Est du Canada. Rapport commission géologique du Canada, Ressources Naturelles Canada, Dossier public 1577. 1-32. 164p.
- Robert L., 2005.** Gestion des ressources hydriques. Cours. Ecole de Technologie Supérieure. 4p.
- Roche M., 1971.** Les divers types de modèles déterministes. *La Houille Blanche*, (02), 111-129, 1971.

Sanon M., Diallo A., Zougrana M., Thanou O., Garani A., Yaméogo A., 2006. Changements Climatiques et Sécurité Alimentaire. Communication présentée à l'occasion de la Journée du CILSS, Ouagadougou 12 Septembre 2006.

Sauret E., 2006. Les processus de recharge des systèmes aquifères en milieu semi-aride : cas de la commune de Bobo-Dioulasso. *Projet Eaux Souterraines*. 32p.

Sauret E., 2005. Caractérisation hydrochimique et qualité des eaux souterraines du projet d'hydraulique villageois 310 forages dans la boucle du Mouhoun : provinces des Banwa, des Balés, du Mouhoun et de la Kossi (Burkina Faso). Mémoire d'ingénieur géologue. Institut des Sciences de la Terre (IST), Université Cheikh Anta Diop de Dakar au Sénégal (UCAD),. 62p.

Société Française d'Ingénierie (BCEOM), Université de Neuchâtel (Chyn), Mauritanian Consulting Group (MCG), 2006. Etude Hydrogéologique de la région de Choum Zerouate. Compte rendu de la modélisation numérique 2D des écoulements régionaux en régime transitoire. République Islamique de Mauritanie, Ministère des Mines et de l'Industrie, Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier (PRISM II). 74p.

Sogreah Ingénierie., 1994. Etude des Ressources en eau souterraines de la zone sédimentaire de la région de Bobo-Dioulasso. Rapport final. Burkina Faso, Ministère de l'Eau, Direction des Etudes et de la Planification (DEP), Direction Régionale de l'Eau des Hauts Bassins.

Thiery D., 1988. Analysis of long duration piezometric records from Burkina Faso used to determine aquifer recharge. Sommers (ed). *Estimation of Natural Groundwater recharge*, 477-489, 13p, 1988.

Tom G., 1999. Self Organizing Maps. [Http: //www.Self-Organizing Maps.mht](http://www.Self-Organizing Maps.mht)

Toth J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins; *Proceedings of Hydrology Symposium*, No. 3: Groundwater, National Research. Council of Canada, 75-96. (Non consulté).

Traoré F., 2007. Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant du Kou au Burkina Faso. Mémoire de DEA en Sciences de Gestion de l'Environnement, Université de Liège. 119p.

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.

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

Yongxin X., Beekman H.E., Groundwater Recharge Estimation in Southern Africa Edited by UNESCO IHP Series No. 64. 206p.

Quelques liens utiles :

<http://hydram.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre5/chapitre5.html>

<http://hydram.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre11/chapitre11.html>

<http://www.ambaburkina.dk/geologie.html>

<http://www.sofitex.bf/contact/contact.htm>

http://books.google.com/books?id=6dL3RK0m_MQC&pg=PA185&lpg=PA185&dq=d%C3%A9finition+du+point+de+fletrissement&source=web&ots=x4XLvYqu4L&sig=7HZ9N46uu hCQSBHiL2Viafw5IAU#PPP1,M1

Annexes

Annexe 1 : Valeurs de transmissivité et de conductivité Hydraulique des aquifères souterrains dans le bassin du Kou

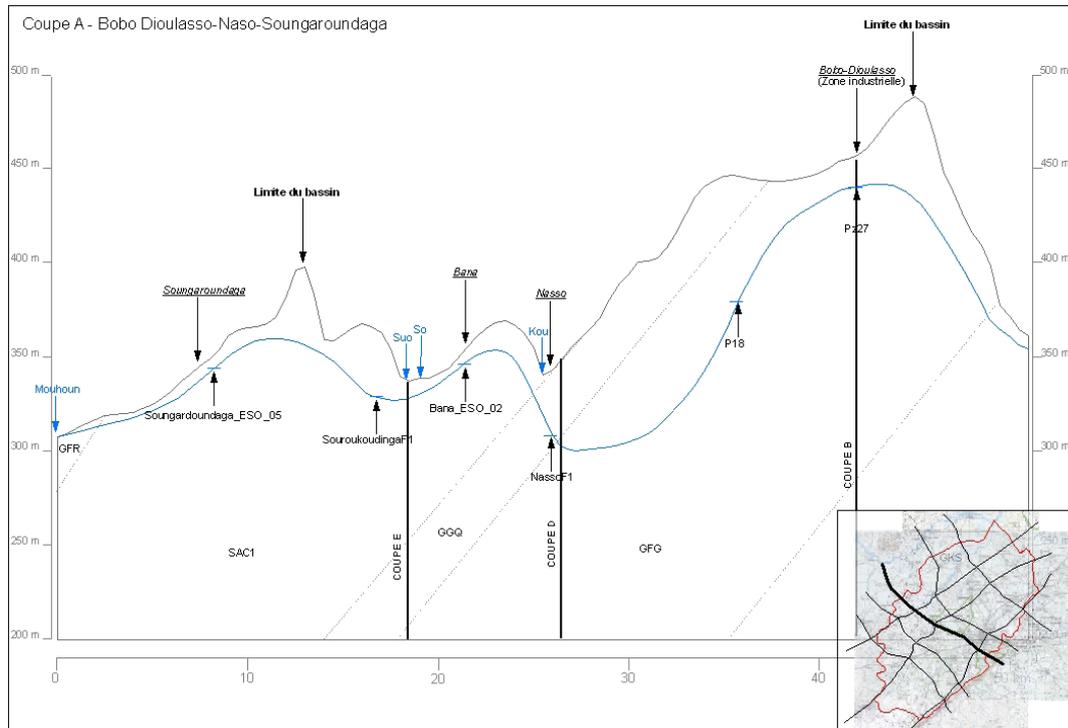
Nom	x	y	T (m ² /s)	Epaisseur de l'aquifère crépînée (m)	K (m/s)	Q pompage (m ³ /s)
Badala F1	350880,246	1258602,95	0,0000257	25,92	9,9151E-07	Q = 0.54
Badala F1	350880,246	1258602,95	0,000092	25,92	3,5494E-06	Q = 1.7
Badala F2	350880,246	1258602,95	0,0000368	11,5	0,0000032	Q = 0.92
Badala F2	350880,246	1258602,95	0,000116	11,5	1,0087E-05	Q = 2.15
Badala F3	350880,246	1258602,95	0,000418	11,5	3,6348E-05	Q = 4,93
Badala F3	350880,246	1258602,95	0,000414	11,5	0,000036	Q = 7,66
Bama F1	345423,631	1258629,11	0,000202	5,73	3,5253E-05	Q = 1,91
Bama F1	345423,631	1258629,11	0,000204	5,73	3,5602E-05	Q = 3,76
Bama F2	345423,631	1258629,11	0,000417	8,56	4,8715E-05	Q = 0,82
Bama F2	345423,631	1258629,11	0,000144	8,56	1,6822E-05	Q = 2,67
Bama F3	345423,631	1258629,11	9,96E-06	8,56	1,1636E-06	Q = 0,92
Bama F3	345423,631	1258629,11	5,04E-06	8,56	5,8879E-07	Q = 1,3
Banankorosso F1	338063,736	1242075,81	0,000247	5,74	4,3031E-05	Q = 1.02
Banankorosso F1	338063,736	1242075,81	0,0000403	5,74	7,0209E-06	Q = 1.8
Dafinso-Bobo F1	365376,168	1245635,94	0,0000425	11,45	3,7118E-06	Q = 1.27
Dafinso-Bobo F1	365376,168	1245635,94	0,0000178	11,45	1,5546E-06	Q = 1.74
Darsalamy F1	350709,17	1221739,01	0,000137	45,94	2,9822E-06	Q = 2.54
Desso F1	359958,096	1254875,12	0,00125	14,29	8,7474E-05	Q = 2,46
Desso F1	359958,096	1254875,12	0,000743	14,29	5,1994E-05	Q = 4,82
Desso F2	359958,096	1254875,12	0,000929	14,29	6,501E-05	Q = 6,39
Diaradougou F1	343559,384	1249421,74	0,0000382	14,29	2,6732E-06	Q = 0,45
Diaradougou F1	343559,384	1249421,74	9,81E-06	14,29	6,8649E-07	Q = 0,80
Diaradougou F1	343559,384	1249421,74	0,0000738	14,29	5,1645E-06	Q = 1.78
Dinderesso F1	343523,34	1242048,73	0,0000125	17,3	7,2254E-07	Q = 0.31
Dinderesso F1	343523,34	1242048,73	0,0000509	17,3	2,9422E-06	Q = 1.37
Dinderesso F1 (groupement Peulh)	343532,331	1243891,98	0,0000113	11,46	9,8604E-07	Q = 0.29
Dinderesso F1 (groupement Peulh)	343532,331	1243891,98	2,21E-06	11,46	1,9284E-07	Q = 0.49
Djirvial F1	341785,827	1258647,08	0,00011	5,73	1,9197E-05	Q = 2,42
Dogona-Bobo F1	359885,438	1238286,8	0,0000257	5,83	4,4082E-06	Q = 1.17
Dogona-Bobo	359885,438	1238286,8	0,0000431	5,83	7,3928E-06	Q = 2.39

F1						
Dogona-Bobo F2	359885,438	1238286,8	0,0000678	5,6	1,2107E-05	Q = 2.16
Dogona-Bobo F2	359885,438	1238286,8	0,000403	5,6	7,1964E-05	Q = 3.72
F3	343422,281	1237507,44	0,074	137,6	0,00053779	Q = 150
F4	352292,321	1222837,73	0,0008	70	1,1429E-05	Q = ---
Farakoba F1	354458,958	1245683,72	0,0000296	11,49	2,5762E-06	Q = 1.27
Farakoba F1	354458,958	1245683,72	0,0000128	11,49	1,114E-06	Q = 1.95
Kokoroue F1	341676,277	1236527,88	0,000239	6,5	3,6769E-05	Q = 1.83
Kokoroue F1	341676,277	1236527,88	0,000212	6,5	3,2615E-05	Q = 3.92
KoKoura F1	348879,697	1219904,2	0,000074	17,15	4,3149E-06	Q = 0.48
KoKoura F1	348879,697	1219904,2	9,23E-06	17,15	5,3819E-07	Q = 1.57
Koumi F1	343469,669	1230989,28	0,000235	6,2	3,7903E-05	Q = 0.74
Koumi F1	343469,669	1230989,28	0,000168	6,2	2,7097E-05	Q = 3.11
Koumi F2	343469,669	1230989,28	0,00275	6,61	0,00041604	Q = 0.54
Koumi F2	343469,669	1230989,28	0,000284	6,61	4,2965E-05	Q = 2.61
Kouroukan F2	334607,095	1277117,66	8,02E-06	5,73	1,3997E-06	Q = 0,26
Kouroukan F2	334607,095	1277117,66	3,47E-06	11,46	3,0279E-07	Q = 0,62
Lanfirera Bobo F2	356336,755	1258577,72	4,43E-06	11,36	3,8996E-07	Q = 0,7
Lanfirera Bobo F2	356336,755	1258577,72	1,97E-06	11,36	1,7342E-07	Q = 0,93
Lorofesso F1	348922,448	1229120,16	0,000099	8,1	1,2222E-05	Q = 2.2
Lorofesso F1	348922,448	1229120,16	0,000177	8,1	2,1852E-05	Q = 3.27
MatourKou F1	350726,052	1225425,37	0,000397	17,19	2,3095E-05	Q = 1.56
MatourKou F1	350726,052	1225425,37	0,000226	17,19	1,3147E-05	Q = 4.18
MatourKou F2	350726,052	1225425,37	0,000031	11,46	2,7051E-06	Q = 1.3
MatourKou F2	350726,052	1225425,37	0,000156	11,46	1,3613E-05	Q = 2.89
MatourKou F3	350726,052	1225425,37	0,0000157	11,46	1,37E-06	Q = 1.29
MatourKou F3	350726,052	1225425,37	0,000117	11,46	1,0209E-05	Q = 2.2
Nantié_ESO_01	345182,142	1220520,84	0,000865	8,56	0,00010105	Q = 0.68
Nantié_ESO_01	345182,142	1220520,84	0,000127	8,56	1,4836E-05	Q = 1.45
Nasso F1	343514,362	1240205,49	0,00397	5,7	0,00069649	Q = 0.78
Nasso F1	343514,362	1240205,49	0,0000739	5,7	1,2965E-05	Q = 1.37
Nasso F2	343514,362	1240205,49	0,000348	11,5	3,0261E-05	Q = 0.82
Nasso F2	343514,362	1240205,49	0,000125	11,5	1,087E-05	Q = 2.32
Natie F1	343425,306	1221773,13	0,000595	17,55	3,3903E-05	Q = 1.52
Natie F1	343425,306	1221773,13	3,85E-06	17,55	2,1937E-07	Q = 3.39
Pala F1	365322,177	1232734,2	0,00966	11,46	0,00084293	Q = 1.9
Pala F1	365322,177	1232734,2	0,00464	11,46	0,00040489	Q = 3.65
Panamasso F1	369068,222	1258522,53	0,0000998	21,02	4,7479E-06	Q = 1.06
Panamasso F1	369068,222	1258522,53	0,000226	21,02	1,0752E-05	Q = 3.99
Panamasso F2	369068,222	1258522,53	0,000174	17,19	1,0122E-05	Q = 1.54
Panamasso F2	369068,222	1258522,53	0,000179	17,19	1,0413E-05	Q = 3.63

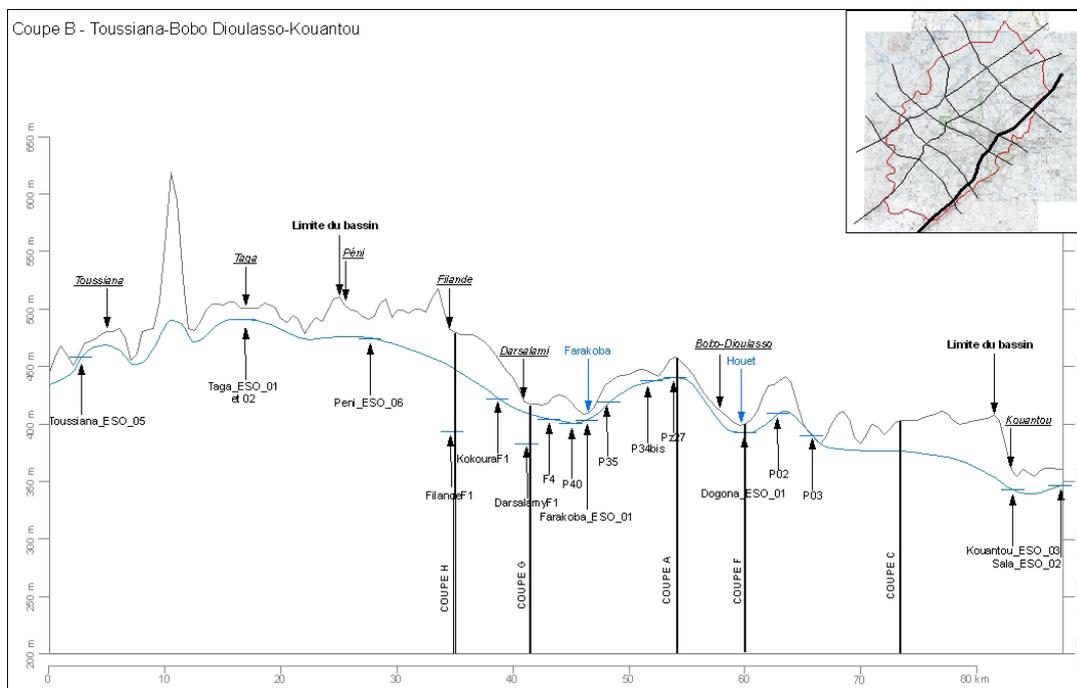
Peni F1	337907,633	1210740,23	0,000003	10,5	2,8571E-07	Q = 0.58
Peni F1	337907,633	1210740,23	2,15E-06	10,5	2,0476E-07	Q = 0.8
Peni F2	337907,633	1210740,23	0,0000844	5,7	1,4807E-05	Q = 1.56
Peni F2	337907,633	1210740,23	0,000171	17,2	9,9419E-06	Q = 3.15
Sagassiamasso F1	361721,24	1241965,19	0,00249	11,46	0,00021728	Q = 1.47
Sagassiamasso F1	361721,24	1241965,19	0,000286	11,46	2,4956E-05	Q = 0.96
Sagassiamasso F2	361721,24	1241965,19	0,000252	11,46	2,199E-05	Q = 0.52
Sakaby F1	359893,464	1240129,94	0,0000446	5,75	7,7565E-06	Q = 2.4
Sakaby F1	359893,464	1240129,94	0,0000319	5,75	5,5478E-06	Q = 3.71
Sakaby F2	359893,464	1240129,94	0,0000907	5,67	1,5996E-05	Q = 3.6
Sakaby F2	359893,464	1240129,94	0,000306	5,67	5,3968E-05	Q = 6.86
Samandeni F1	340013,65	1267872,7	0,000182	11,46	1,5881E-05	Q = 1,18
Samandeni F1	340013,65	1267872,7	0,000125	11,46	1,0908E-05	Q = 2,31
Sandimisso	347207,053	1251247,34	7,49E-06	17,21	4,3521E-07	Q = 0.8
Sandimisso	347207,053	1251247,34	0,0000692	17,21	4,0209E-06	Q = 1.3
Sansogoma F1	339902,031	1245753,23	0,0000145	18,95	7,6517E-07	Q = 0.37
Sansogoma F1	339902,031	1245753,23	5,06E-06	18,95	2,6702E-07	Q = 0.7
Santidougou	367210,983	1249314,55	0,0000218	11,42	1,9089E-06	Q = 0.54
Santidougou	367210,983	1249314,55	6,35E-06	11,42	5,5604E-07	Q = 0.72
Siga F1	350923,799	1267819,06	9,89E-06	17,19	5,7533E-07	Q = 0,48
Siga F1	350923,799	1267819,06	3,18E-06	17,19	1,8499E-07	Q = 0,73
SourouKoudinga F1 (groupement Peulh)	336262,676	1245771,64	0,000362	11,46	3,1588E-05	Q = 0.64
SourouKoudinga F1 (groupement Peulh)	336262,676	1245771,64	0,0000928	11,46	8,0977E-06	Q = 2.48
Taga F1	332423,93	1207080,99	0,0000567	17,19	3,2984E-06	Q = 0.29
Taga F1	332423,93	1207080,99	4,29E-06	17,19	2,4956E-07	Q = 0.73
Tongogoma F1	352724,869	1264124,06	0,000229	11,46	1,9983E-05	Q = 0.9
Tongogoma F1	352724,869	1264124,06	0,000105	11,46	9,1623E-06	Q = 2,94
Torosso F1	328905,47	1231062,92	0,000033	5,73	5,7592E-06	Q = 0.91
Torosso F1	328905,47	1231062,92	0,000124	5,73	2,164E-05	Q = 2.28
Toukoro Bobo F1	363635,809	1264074,98	0,000987	17,19	5,7417E-05	Q = 1,94
Toukoro Bobo F1	363635,809	1264074,98	0,000136	17,19	7,9116E-06	Q = 3,75
Toukoro Bobo F2	363635,809	1264074,98	0,000151	17,19	8,7842E-06	Q = 3,83
Toukoro Sambla F1	330754,999	1236583,35	0,000032	5,84	5,4795E-06	Q = 1.6
Toukoro Sambla	330754,999	1236583,35	0,000094	5,84	1,6096E-05	Q = 2.77

F1						
Wolankoto F1	350828,396	1247543,68	0,0000384	22,92	1,6754E-06	Q = 0,74
Wolankoto F1	350828,396	1247543,68	0,000115	22,92	5,0175E-06	Q = 2.13
Wolankoto F2	350828,396	1247543,68	0,000277	17,21	1,6095E-05	Q = 0,98
Wolankoto F2	350828,396	1247543,68	0,000156	17,21	9,0645E-06	Q = 2,89
Wolankoto F3	350828,396	1247543,68	0,0000603	11,46	5,2618E-06	Q = 0,51

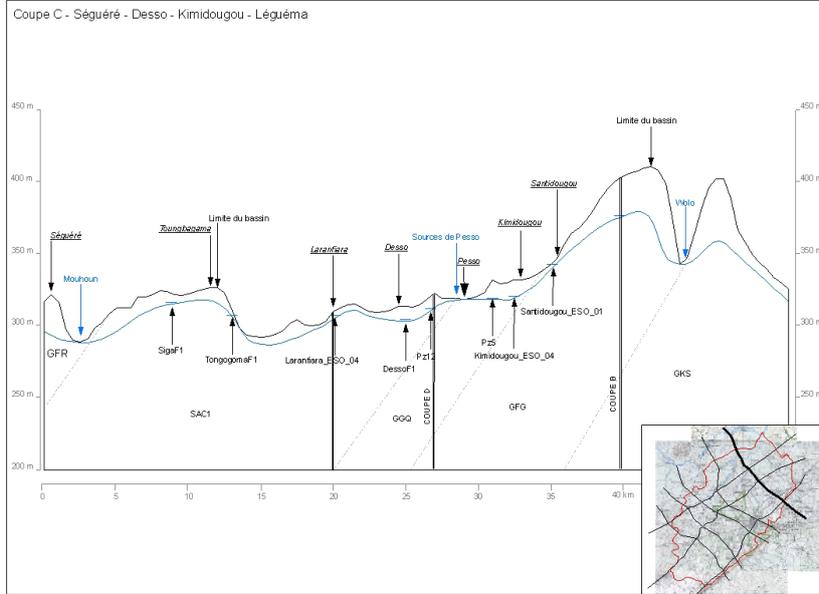
Annexe 2 : Coupes géologiques nécessaires à l'élaboration de la piézométrie du bassin du Kou (Gardin N., 2007)



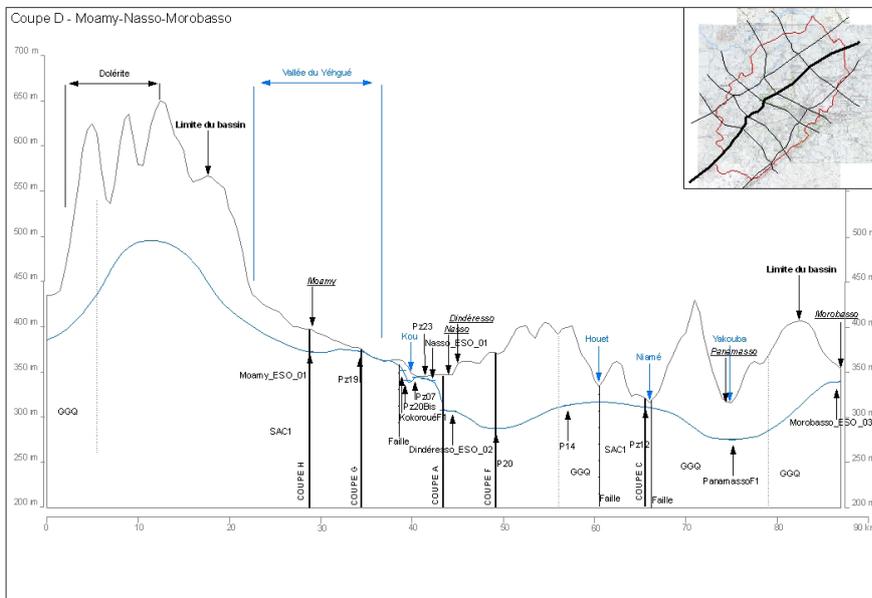
Coupe A : de Bobo-Dioulasso à Soumgaroundaga



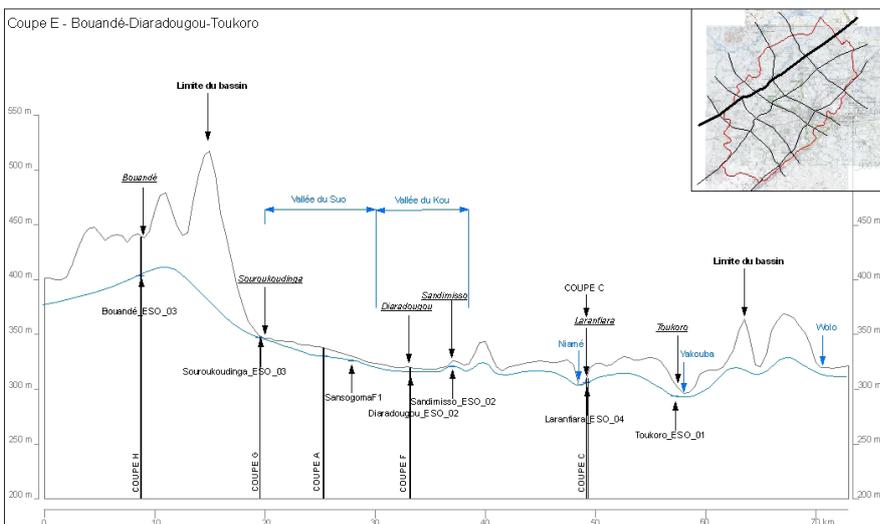
Coupe B : Toussiana à Kouantou



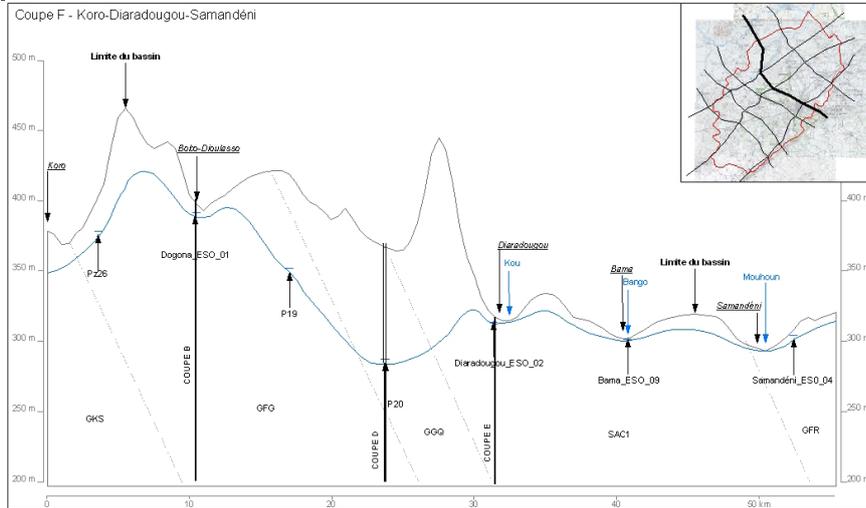
Coupe C : Ségouéré à Léguéma



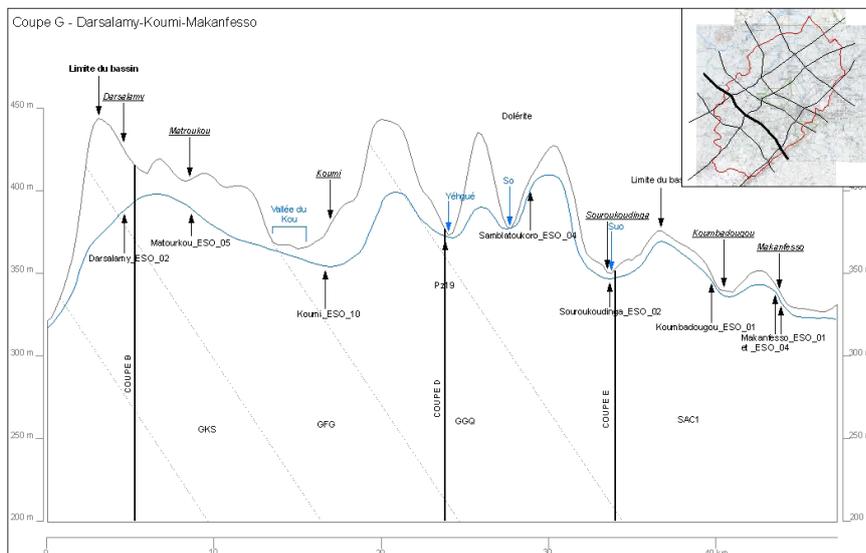
Coupe D : Moamy à Morobasso



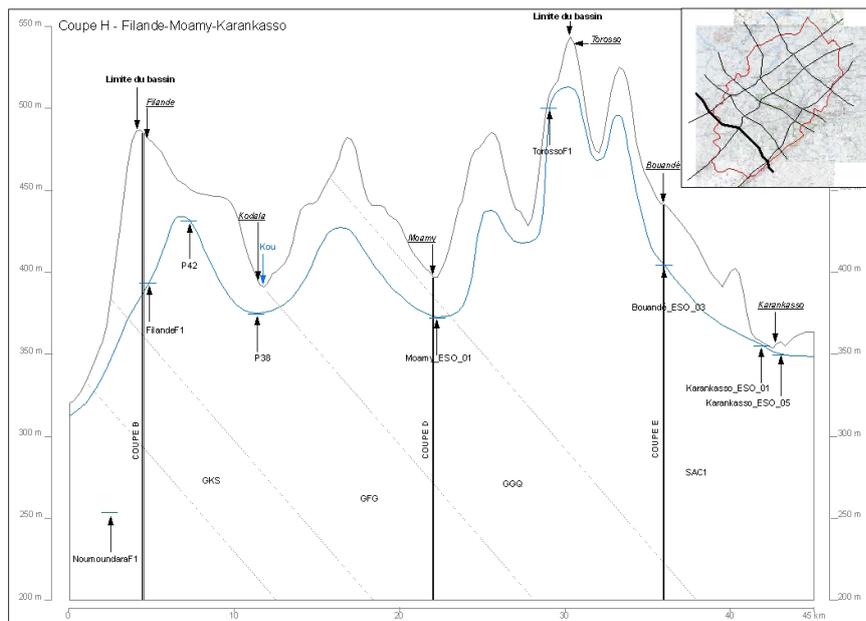
Coupe E : Bouandé à Toukoro



Coupe F : Koro à Samandéni



Coupe G : Darsalamy à Makanfesso



Coupe H : Filande à Karankasso

Annexe 3 : Débits de jaugeages au niveau du Kou et du Mouhoun (Gardin N., 2007 ; Dakouré D., 2003)

Kodala (1991-1992)		Desso (1992)		Pesso (1992)		Nasso (1991-1992)	
Date	Q(m3/s)	Date	Q(m3/s)	Date	Q(m3/s)	Date	Q(m3/s)
Janv	0,004	Jan	0,083	Jan	0,115	Déc	2,16
Janv	0,0044	Jan	0,089	Jan	0,118	Déc	2,21
Janv	0,004	Jan	0,09	Jan	0,114	Déc	2,35
Févr	0,0049	Jan	0,083	Jan	0,131	Déc	2,38
Févr	0,006	Fevr	0,083	Fevr	0,115	Déc	2,24
Févr	0,0042	Fevr	0,072	Fevr	0,128	Jan	2,44
Mars	0,002	Mars	0,08	Mars	0,123	Jan	2,17
Mars	0,003	Mars	0,08	Mars	0,123	Jan	2,17
Mars	0,002	Mars	0,052	Mars	0,137	Fevr	2,12
Avr	0,0033	Avr	0,093	Avr	0,125	Fevr	2,21
Juin	0,134	Avr	0,096	Avr	0,102	Fevr	2,06
Juin	0,057	Juin	0,14	Juin	0,106	Fevr	2,18
Aout	0,195	Juin	0,178	Juil	0,142	Fevr	2,01
Sept	0,016	Sept	0,949	Sept	0,317	Mars	2,15
Sept	0,011	Sept	0,431	Sept	0,459	Mars	2,19
Sept	0,038	Sept	0,239	Sept	0,246	Mars	2,15
Sept	0,014	Sept	0,497	Oct	0,153	Mars	2,08
Oct	0,008	Sept	0,145	Oct	0,205	Avr	2,05
Oct	0,011	Oct	0,132	Oct	0,121	Avr	2,14
Oct	0,063	Oct	0,131	Nov	0,101	Avr	2,1
Nov	0,002	Oct	0,13	Nov	0,117	Avr	2,05
Nov	0,003	Nov	0,096	Nov	0,15	Juin	2,28
Déc	0,003	Nov	0,093	Déc	0,106	Juil	2,6
		Nov	0,074	Déc	0,088	Aout	2,21
		Déc	0,107			Aout	13,4
		Déc	0,094			Sept	4,85
		Déc	0,097			Sept	6,83
MOUHOUN						Sept	2,67
		Samadéni (1955-1998)				Sept	2,52
Janv	17	2,74				Oct	2,33
Févr	16,7	2,04				Oct	2,32
Mars	16,4	1,74				Oct	2,3
Avril	16,1	1,62				Nov	2,24
Mai	17,5	2,28				Nov	2,43
Juin	21	4,08				Nov	2,27
Juil	19,8	9,36				Nov	2,35
Août	30,3	35,5				Déc	2,22
Sept	31,4	58,1				Déc	2,16
Oct	23,3	25,4				Déc	2,23
Nov	17,5	8,89				Déc	2,1
Déc	16,1	3,92					

Annexe 4 : Valeurs de hauteurs piézométriques observées

Nom	x	y	Z	Niveau piézométrique	Profondeur de l'eau
P03	365522	1239709	393,79	390,24	3,55
P14	355106	1247310	399,71	313,23	86,48
P26	342413	1233153	369,37	341,07	28,30
P31	356065	1232561	455,76	434,46	21,30
P35*	354019	1227618	433,95	418,85	15,10
P38	343269	1222102	395,66	374,22	21,44
P42*	344788	1218287	451,17	431,43	19,75
Pz02	353106	1230623	406,2	399,83	6,37
Pz05*	363849	1250411	344,52	331,97	12,55
Pz07	342795	1237484	345,96	344,33	1,63
Pz07Bis	342803	1237475	345,96	343,67	2,29
Pz08	342952	1237236	346,14	345,70	0,44
Pz10	342442	1236744	347,59	343,16	4,43
Pz11	342227	1237362	349,81	340,80	9,01
Pz12	360760	1253341	331,66	311,61	20,05
Pz15	343476	1237467	345,96	340,26	5,71
Pz16	343649	1237233	345,86	338,98	6,88
Pz18	342267	1235206	360,3	340,95	19,35
Pz20Bis	341999	1236856	352,15	340,11	12,04
Pz22	342557	1237967	350,81	341,47	9,34
Pz23	343520	1238272	346,33	342,72	3,61
Pz24	351873	1233300	438,84	386,08	52,76
Pz26	366518	1234250	416,11	378,38	37,73
F3	343422	1237507	346,15	341,12	5,03
F4	352292	1222838	421,48	402,38	19,10
Balan Kongo_ESO_01	344747	1218301	449,86	429,38	20,48
Kimidougou_ESO_01	364862	1249290	334,31	320,03	14,28
Dogona_ESO_01	360278	1237302	399,83	391,99	7,84
Dogona_ESO_02	360278	1237302	399,83	392,03	7,80
P26 Bis	342413	1233153	369,37	340,96	28,41
P34 bis	355514	1230810	444,06	436,70	7,36
Nantié_ESO_01	345182	1220521	448,48	425,83	22,65
Nasso_ESO_02	343465	1238932	346,15	341,44	4,71
Nasso_ESO_01	343532	1239004	346,86	340,18	6,68
Dafinso_ESO_09	365107	1247979	346,58	328,18	18,40
Dafinso_ESO_11	365054	1247891	347,87	328,47	19,40
Dafinso_ESO_12	365105	1247917	346,57	328,27	18,30
Dafinso_ESO_13	365229	1247971	343,81	326,89	16,92
Kimidougou_ESO_05	364952	1249067	337,32	320,82	16,50
Kimidougou_ESO_04	364818	1249298	334,81	320,20	14,61
Farakoba_ESO_01	353503	1225817	408,78	403,89	4,89
SoKourani_ESO_01	341441	1211854	502,41	498,47	3,94

Peni_ESO_06	341038	1212347	491,04	474,68	16,36
Kiri_ESO_01	360816	1241921	372,53	364,66	7,87
Kiri_ESO_02	360657	1242156	371,23	365,55	5,68
Kiri_ESO_04	360843	1244772	360,17	338,20	21,97
Santidougou_ESO_01	367148	1247953	344	342,35	1,65
Laranfiara_ESO_02	356641	1258305	307,56	300,60	6,96
Laranfiara_ESO_03	356675	1258308	308,43	302,03	6,40
Laranfiara_ESO_04	356657	1258567	312,01	306,45	5,56
Nasso_ESO_05	343175	1240063	341,19	302,88	38,31
Dinderesso_ESO_02	344062	1241100	346,78	307,13	39,65
Bana_ESO_02	339847	1242876	354,83	346,13	8,70
Taga_ESO_01	333631	1204934	500,44	487,63	12,81
Taga_ESO_02	333374	1204677	501,13	491,15	9,98
Toussiana_ESO_05	321544	1196962	465,73	458,07	7,66
Darsalamy_ESO_02	351275	1221364	423,76	388,75	35,01
MatourKou_ESO_01	353023	1226400	411,57	392,22	19,35
MatourKou_ESO_03	350291	1225854	395,06	386,31	8,75
Dafinso_ESO_14	366061	1244760	365,24	355,91	9,33
Dafinso_ESO_15	366039	1244725	365,33	355,42	9,91
Toukoro_ESO_01	363425	1262843	304,35	293,87	10,48
Toukoro_ESO_04	363705	1262711	303,04	293,95	9,09
Samblatoukoro_ESO_04	334052	1237857	407,88	401,25	6,63
Bouande_ESO_03	323839	1235831	440,91	404,21	36,70
Karankasso_ESO_01	320861	1240939	357,42	355,11	2,31
Karankasso_ESO_02	320558	1241210	354,73	351,92	2,81
Karankasso_ESO_04	320316	1241533	354,21	348,73	5,48
Karankasso_ESO_05	320154	1241894	356,05	349,80	6,25
MatourKou_ESO_05	349280	1224812	407,25	389,07	18,18
Samogan_ESO_01	352679	1230806	414,29	405,34	8,95
Logofourouso_ESO_01	349499	1229861	409,04	386,88	22,16
Logofourouso_ESO_02	349419	1229546	404,38	386,78	17,60
Samogan_ESO_02	352034	1231075	432,76	418,27	14,49
Samogan_ESO_03	352171	1230996	425,89	413,81	12,08
Diaradougou_ESO_02	343704	1249179	320,44	316,10	4,34
Sandimisso_ESO_02	346909	1251127	326,08	320,97	5,11
Bama_ESO_01	349615	1257551	303,08	296,90	6,18
Bama_ESO_09	344789	1258514	304,85	303,82	1,03
Sala_ESO_02	379713	1255745	360,44	346,65	13,79
Sala_ESO_03	379750	1256397	360,19	355,93	4,26
Morobasso_ESO_03	379648	1262740	357,22	339,04	18,18
Kouantou_ESO_01	377208	1252324	358,54	354,74	3,80
Kouantou_ESO_02	377205	1252326	358,56	355,23	3,33
Kouantou_ESO_03	377601	1252190	355,42	342,57	12,85
Koumbadougou_ESO_01	327001	1245409	348,49	345,18	3,31
Makanfesso_ESO_01	324268	1248014	343,3	339,49	3,81
Makanfesso_ESO_04	324034	1248263	336,99	332,43	4,57

SourouKoudinga_ESO_01	332240	1242288	349,54	346,71	2,83
SourouKoudinga_ESO_02	332248	1242283	349,35	347,06	2,29
SourouKoudinga_ESO_03	332385	1242473	348,68	347,61	1,07
Wolankoto_ESO_03	350654	1248065	357,05	303,00	54,05
Samandeni_ESO_02	339549	1268756	300,69	295,26	5,43
Samandeni_ESO_04	339014	1268657	311,25	304,45	6,80
Natena_ESO_02	335115	1260813	305,05	300,51	4,54
Soungaroundaga_ESO_05	330002	1251539	351,78	343,98	7,80
Koumi_ESO_01	343950	1231122	370,45	344,37	26,09
Koumi_ESO_06	343460	1231339	381,31	346,30	35,01
Koumi_ESO_09	343125	1231093	397,64	355,47	42,17
Koumi_ESO_10	344062	1230840	373,38	354,83	18,55
Koumi_ESO_11	344109	1230520	379,81	350,61	29,20
Moamy_ESO_01	335508	1229795	397,31	372,21	25,10

Résumé

Situé au Sud de la ville de Bobo-Dioulasso, capitale économique du Burkina Faso, le bassin du Kou est constitué de formations gréseuses, carbonatées et argilifiées datées du Précambrien. Ces formations constituent les matériaux de quatre (?) aquifères dont les caractéristiques géométriques et les interactions avec les cours d'eau et les importantes sources de Nasso ($10.000\text{m}^3/\text{h}$) et Pésso ($600\text{m}^3/\text{h}$) demeurent complexes et mal connues. C'est dans le but d'apporter une contribution à la compréhension de l'hydrogéologie de ce bassin vaste de 1860km^2 environ, que la présente étude a été initiée. Pour les besoins de l'étude, les limites du bassin du Kou ont été étendues jusqu'à ses frontières naturelles : le fleuve Mouhoun au Nord-Ouest et la falaise de Banfora au Sud est. Les quatre formations aquifères considérées comme une seule couche hébergeant une même nappe d'eau souterraine, a été modélisé en régime permanent. La modélisation a permis de comprendre les interactions eaux souterraines-eaux de surface en quantifiant les flux d'eaux échangées. Les résultats fournis par le présent modèle paraissent acceptables au regard des hypothèses admises, et des données dont nous avons disposé.

Mots - clés : bassin du Kou, hydrogéologie, recharge, Modélisation.

Abstract

Located at the South of the town of Dioulasso sore, economic capital of Burkina Faso, the basin of the Kou consists of sandy, carbonated and clayed formations dated from the Precambrian one. These formations constitute materials of four (?) aquifers whose geometrical characteristics and the interactions with the rivers and the important sources of Nasso ($10.000\text{m}^3/\text{h}$) and Pésso ($600\text{m}^3/\text{h}$) remain complex and badly known. In order to provide a better comprehension of the hydrogeology of this vast basin of 1860km^2 , the present study was initiated. For the needs for the study, the limits of the basin of the Kou were extended to its natural borders: the Mouhoun river in western north and the cliff of Banfora in the south east. The four aquifers formations considered as only one layer lodging the same groundwater, was modelled in steady operation. Modeling made it possible to understand the interactions groundwater -water of surface by quantifying exchanged water flows. The results provided by this model appear acceptable in comparison of the allowed assumptions, and the data we have used.

Keys-words: basin of the Kou, hydrogeology, recharge, Modeling.