



**HAL**  
open science

# ETUDE HYDROGEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE LA BORDURE SUD-EST DU BASSIN SEDIMENTAIRE DE TAOUDENI (BURKINA FASO - MALI) - ESSAI DE MODELISATION

Denis Dakoure

► **To cite this version:**

Denis Dakoure. ETUDE HYDROGEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE LA BORDURE SUD-EST DU BASSIN SEDIMENTAIRE DE TAOUDENI (BURKINA FASO - MALI) - ESSAI DE MODELISATION. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2003. Français. NNT : . tel-00608860

**HAL Id: tel-00608860**

**<https://theses.hal.science/tel-00608860>**

Submitted on 15 Jul 2011

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**Université Paris VI - Pierre et Marie Curie**

**THESE DE DOCTORAT**

Présentée et soutenue publiquement le 12 Février 2003 pour obtenir le titre de Docteur de  
l'Université Paris VI

Spécialité : Sciences de la Terre  
Ecole Doctorale : Géosciences et Ressources Naturelles

par  
**DENIS DAKOURE**

**ETUDE HYDROGEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE LA  
BORDURE SUD-EST DU BASSIN SEDIMENTAIRE DE  
TAOUDENI (BURKINA FASO - MALI) - ESSAI DE  
MODELISATION**

Devant le jury

<b>M. G. de MARSILY</b>	Université Pierre et Marie Curie	Directeur de thèse
<b>M. M. DRAY</b>	Université Pierre et Marie Curie	Co-Directeur
<b>M. B. BLAVOUX</b>	Université d'Avignon	Rapporteur
<b>M. M. BESBES</b>	Ecole Nationale d'Ingénieurs de Tunis	Rapporteur
<b>M. M. RENARD</b>	Université Pierre et Marie Curie	Examineur
<b>M. H. MACHARD DE GRAMONT</b>	BRGM	Examineur
<b>M. H. SALVAYRE</b>		Invité
<b>M. A.N. SAVADOGO</b>	Université de Ouagadougou	Invité

« Nous étions curieux. Notre curiosité n'était pas limitée mais vaste et sans horizon – tout comme celle de Darwin, d'Agassiz, de Linné ou de Pline. Nous voulions voir tout ce qui était dans nos possibilités d'accommodement, penser ce que nous pourrions et, d'après ce que nous pourrions croire et penser, construire une sorte de modèle, imitation de la réalité observée. Nous savions que ce que nous verrions, noterions et construirions serait faussé, comme le sont toutes les structures du savoir, d'abord par la pression collective et le courant de notre époque ..., ensuite par la poussée de notre personnalité individuelle. Toutefois, le sachant, nous pouvions ne pas sombrer trop souvent dans l'erreur. Nous pouvions maintenir un certain équilibre entre notre gauchissement et les choses distinctes, la réalité extérieure. L'unité de ces deux choses peut bénéficier de leur dualité ».

John Steinbeck in **“The Log from the sea of Cortez”**

# REMERCIEMENTS

Avant d'exposer les résultats de mes travaux de recherches, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont cru en moi en m'accordant leur confiance ainsi que les moyens nécessaires à leur réalisation. Le travail présenté dans le présent mémoire est une initiative du Professeur H. Salvayre qui en 1996 a préconisé les premières investigations isotopiques dans le sud-ouest du Burkina Faso.

Monsieur M. Diallo, alors Directeur régional de l'Hydraulique, m'a accordé sa confiance en autorisant le financement d'une partie des analyses isotopiques.

Ces deux personnes n'ont cessé de m'apporter leurs conseils et soutiens matériels et financiers tout au long du travail.

Qu'ils trouvent à travers ce mémoire, ma profonde reconnaissance.

Mon projet a bénéficié de l'appui financier de diverses institutions a savoir :

- L'Ecole Inter Etat des Ingénieurs de l'Équipement Rural (EIER) qui a bien voulu exceptionnellement m'octroyer une bourse de la coopération française;
- L'AIEA qui a bien voulu supporter mon projet jusqu'à son aboutissement malgré l'abandon de l'Administration;
- Et enfin l'Agence de l'Eau Adour-Garonne et l'Ambassade du Danemark au Burkina Faso, qui ont bien voulu m'aider à faire la promotion des résultats de la recherche auprès des professionnels burkinabé de l'eau.

Ma mutation, car c'en est une, "d'administrateur" vers le "chercheur" auquel j'aspire n'a été possible sans la confiance que m'a accordé Monsieur le Professeur G. De Marsily.

Je tiens à le remercier très vivement pour avoir accepté m'accueillir au sein de l'Ecole Doctorale GRN mais surtout accepté diriger ces travaux.

Malgré ses nombreuses sollicitations, il m'a accordé toute l'attention nécessaire en m'initiant à l'hydrogéologie. Ses nombreux conseils ont permis d'orienter et de valoriser le travail.

- Un grand merci à Monsieur Dray Martial qui a co-dirigé ce travail et qui a eu la patience de m'initier à l'utilisation des techniques isotopiques pendant mes nombreux séjours au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon ; je profite pour dire un grand merci à tous ses collaborateurs (Jusserand, Fehri, Olive, Patrick, Milanka, Sophie, Marie Claude, Nicole) ;
- Un grand merci à Sophie Violette pour son assistance et ses conseil en modélisation; elle a toujours su "débloqué" mes "blocages" quotidiens ;
- Le Professeur Mustapha Besbes a bien voulu m'accueillir pour un séjour scientifique au sein de son laboratoire de modélisation hydraulique à Tunis. Ce séjour a renforcé ma passion pour la modélisation.

Merci à tous d'avoir su être patients et tolérants pour mes humeurs de thésard toujours entre deux avions !

A ma mère et à mes frères, Théodore et Jean qui avez été tout pour moi et qui le demeurez,

A mes "Co-Mousquetaires" (Harouna et Angelbert) et mes co-thésards (Thomas, Julio, Jean-Emmanuel, Edson, Anne, Aurelie, Motelay, Véronique), vous avez été tous formidables pendant ces moments passés ensemble.

Je ne saurai terminer ces remerciements sans un clin d'œil à Nestor F. Compaoré « le Président » pour son assistance constante dans la manipulation des nombreux outils informatiques (SIG, SGBD, etc.).

Je tiens à remercier Messieurs B.Blavoux, M. Besbes, M. Renard, H. Machard de Gramont, H. Salvayre et A.N Savadogo d'avoir accepté de juger ce travail.

# RESUME

La bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudenni, située à cheval entre deux pays (le Burkina Faso et le Mali), est caractérisée par une forte dynamique démographique et économique.

La région sera un pôle de développement des deux pays pour les prochaines décennies. L'essentiel des besoins en eau proviennent et continueront de provenir des eaux souterraines. La question de leur disponibilité se posera de manière accrue.

Les enjeux liés aux ressources en eau sont donc énormes.

Les ressources en eau ont fait l'objet de nombreuses études. Malgré cela, leur situation n'est pas encore connue avec la précision qui est souhaitable, surtout dans le domaine des eaux souterraines, et des questions subsistent à l'échelle locale.

Cette région sud-ouest du Burkina partage avec le sud du Mali un système aquifère transfrontalier, celui de la bordure sud-est de Taoudéni.

La connaissance des écoulements dans ce grand bassin sédimentaire se heurte à l'absence de piézométrie fine indispensable pour une meilleure exploitation et gestion des eaux souterraines. Cette absence est d'autant plus vraie qu'il existe peu ou presque pas de nivellement topographique adapté. Les seules cartes topographiques servant actuellement au tracé des cartes piézométriques sont celles à l'échelle du 1/200.000<sup>e</sup> avec des courbes de niveau équidistantes de 40 mètres. Une telle précision ne permet pas de caractériser correctement les écoulements à grande échelle.

Une approche multicritère combinant entre autres techniques, la géochimie isotopique et l'hydrodynamique couplée à un essai de modélisation est utilisée pour comprendre le fonctionnement hydrogéologique de ce vaste bassin sédimentaire.

Toutes les formations géologiques du bassin sont potentiellement aquifères mais l'absence de forages suffisamment profonds qui ait traversé « toute » la série sédimentaire ne permet pas d'en avoir l'extension verticale.

L'examen des longues séries chronologiques qui remontent au début du siècle, montre une persistance de la baisse des précipitations. Cette baisse a des conséquences non seulement sur le régime des principaux cours d'eau pérennes mais aussi sur les ressources en eau souterraine qui du reste, sont mal connues du fait des connaissances fragmentaires sur la géologie.

L'évolution temporelle de la piézométrie montre une baisse générale des niveaux ; elle montre également des fluctuations communes mais qui sont dues à des variations de pression.

- Les courbes d'évolution de la piézométrie montrent une tendance générale à l'abaissement.
- On constate que certains des piézomètres réagissent immédiatement aux variations pluviométriques ; ce qui semblerait vouloir dire deux choses : ou bien l'eau d'infiltration parvient très rapidement dans la nappe ou bien c'est des variations de pression par suite

d'une infiltration dans la nappe superficielle et d'une mise en charge. Comme on verra par la suite, l'eau analysée ne contient pas de tritium ; ce n'est donc pas une alimentation directe par la pluie mais plutôt une variation de pression ; réaction typique dans toute nappe captive. Nous montrerons cependant que, par effet de mélange, le marquage isotopique au tritium des eaux des aquifères par la recharge annuelle ne peut être mesuré car il est en dessous du seuil de détection.

- Sur une dizaine d'année de suivi piézométrique, la baisse atteint presque 30 centimètres par an pour ce qui concerne la partie Burkinabé du bassin sédimentaire.

La carte iso-piézométrique montre l'importance des reliefs comme pôle d'infiltration des eaux et montre quatre axes de drainage des eaux : le Niger au nord, le Bani au centre, le Mouhoun et le Sourou à l'est.

La conception du réservoir tel que l'on peut l'imaginer est la suivante : spatialement, nous avons l'extension superficielle de ce réservoir qui correspond à la zone couverte par la carte piézométrique ; c'est à dire qu'il existe sur toute la zone sédimentaire, une nappe d'eau.

Pour l'extension verticale, nous ne disposons pas de forages suffisamment profonds qui ait traversé « toute » la série sédimentaire ; le forage le plus profond d'environ 220 mètres se trouve dans la formation des Grès de Kawara Sindou mais il est probable que celle-ci atteigne plusieurs milliers de mètres. Des forages permettant de confirmer ces profondeurs permettraient de se faire une idée des volumes d'eau réels des réservoirs de ces nappes.

La chimie des eaux apporte, incontestablement, beaucoup d'éléments nouveaux dans la connaissance de la nappe et précise, pour l'instant, les données du problème. Elle permet une individualisation des aquifères pour autant que l'équipement des ouvrages isole les différentes formations qui les hébergent, empêchant toute communication hydraulique entre eux.

Il y a donc là une méthode pour mieux comprendre les grands aquifères lorsque leur géologie et leur piézométrie sont moins connues.

A partir de la géochimie, on observe que la quasi-totalité des échantillons examinés est regroupée dans le faciès de type bicarbonaté calcique. Cette homogénéité de faciès hydrochimique ne dégage pas d'éléments convaincants pour envisager l'existence d'une circulation souterraine individualisée entre les différentes formations géologiques.

La géochimie ne peut évidemment pas tout expliquer ainsi pour le cas présent. On ne peut encore affirmer que la nappe s'écoule, qu'elle se renouvelle, ou bien que ses réserves s'épuisent. Il faudra sans doute faire appel à d'autres techniques pour répondre à ces questions, en particulier aux déterminations de l'âge des eaux par les méthodes isotopiques, qui sont maintenant de plus en plus souvent utilisées.

Les études isotopiques montrent que la majorité des eaux stockées dans le réservoir sédimentaire, sont des eaux anciennes. Autrement dit, le bassin sud-est de Taoudenni dans sa grande partie contient des eaux dont le temps de renouvellement est grand.

La prédominance des eaux anciennes dans le bassin a d'une part, l'avantage d'une bonne protection des aquifères profonds pour autant qu'il n'y ait pas d'aménagements pouvant mettre en relation hydraulique ceux-ci avec les nappes de surface. D'autre part, l'équipement des ouvrages de captage surtout de type urbain devrait tenir compte de cet état de fait.

Cependant, l'inconvénient majeur est le risque d'épuisement si on applique une exploitation de type minier.

Cette prédominance des eaux anciennes aura des conséquences sur les modes de gisement futurs des eaux souterraines dans la région. Cela pose pour l'avenir, une autre question : si l'on continue à exploiter ces eaux « non renouvelables », va-t-on vers un tarissement de la ressource en eau souterraine, et dans quel délai ?

Divers modèles ont été utilisés afin d'approcher l'infiltration des nappes souterraines. Les résultats obtenus donnent des recharges n'excédant pas 10% des précipitations brutes dans la région, qui atteignent 1200 mm/an.

L'augmentation significative de la contribution des eaux souterraines à la production d'eau potable dans les centres urbains et semi-urbains est une option d'aménagement et de gestion des ressources en eau qui contribue directement à la maîtrise des coûts d'investissement pour la mobilisation des ressources, et à la réduction des coûts de production d'eau potable (réduction importante des charges liées au traitement, à l'entretien, au fonctionnement et à la gestion des captages). En outre, elle permet une meilleure flexibilité dans les réponses apportées aux demandes en eau des différentes catégories d'usagers urbains.

La mise en œuvre d'un schéma technique pour la recherche et l'exploitation des eaux souterraines, adapté au besoin de production d'eau potable dans les agglomérations urbaines, est donc un des maillons essentiels qui permettra la maîtrise des coûts du service de l'eau.

Des actions concertées en vue d'une meilleure connaissance de ces importants aquifères doivent être entreprises.



# Sommaire

REMERCIEMENTS .....	2
RESUME .....	4
1. INTRODUCTION .....	17
1.1. Justification du projet de recherche .....	17
1.2. Un projet de recherche évolutif .....	18
1.2.1. Les problématiques régionales en matière d'eau .....	18
1.2.2. Les ressources en eau .....	19
1.2.3. La stratégie d'aménagement et de gestion des ressources en eau .....	20
1.3. Objectifs du travail de recherche .....	22
1.4. Méthodologie .....	22
2. LE CONTEXTE GENERAL .....	24
2.1. Contexte socio-économique de la zone d'étude .....	27
2.1.1. Le poids de la région dans les économies nationales.....	27
2.1.2. Un décuplement de la population totale de la région en moins de cent ans. ....	28
2.2. Contexte climatique de la zone d'étude.....	31
2.2.1. Les précipitations.....	31
2.2.2. La température .....	33
2.3. Relief et Hydrographie .....	33
2.3.1. Partie Malienne .....	33
2.3.2. Partie Burkinabé .....	34
2.4. Contexte géologique de la zone d'étude.....	35
2.4.1. Contexte géologique Ouest Africain.....	36
2.4.2. Le bassin de Taoudeni .....	36
2.4.3. Géologie de la partie Burkinabé .....	39
2.4.4. Géologie de la partie Malienne .....	41
2.4.5. Synthèse sur la géologie de la zone d'étude .....	43
2.5. Conclusion partielle .....	45
3. APPROCHE HYDRODYNAMIQUE.....	46
3.1. Les données disponibles et les travaux antérieurs :.....	46
3.1.1. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale.....	46
3.1.2. Le Projet Bilan d'Eau.....	47
3.1.3. Le Projet Etude des ressources en eau souterraine de Bobo-Dioulasso .....	48
3.1.4. Les Programmes RESO et BAD (1994 à 1999).....	49

3.1.5.	Les données hydrogéologiques du Mali .....	50
3.2.	Le contexte hydrogéologique du réservoir fourni par les forages .....	53
3.2.1.	Les caractéristiques hydrogéologiques par formation .....	53
3.2.2.	La géométrie de l'aquifère à modéliser .....	58
3.3.	Esquisse piézométrique .....	59
3.3.1.	Interprétation des variations piézométriques .....	61
3.3.2.	Evolution temporelle .....	61
3.3.3.	L'évolution spatiale de la piézométrie .....	69
3.3.4.	Conclusion partielle sur la piézométrie .....	73
3.4.	Détermination des paramètres hydrodynamiques .....	74
3.4.1.	Les essais par paliers .....	74
3.4.2.	Pompage de longue durée .....	76
3.4.3.	Relation débit spécifique et transmissivité .....	76
3.4.4.	Les transmissivités .....	78
3.4.5.	Les coefficients d'emmagasinement .....	79
3.5.	Conclusion partielle sur l'hydrodynamique .....	80
4.	CARACTERISATION CHIMIQUE DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS .....	81
4.1.	Fiabilité des données disponibles .....	81
4.2.	Faciès hydrochimique .....	83
4.2.1.	Analyse statistique .....	83
4.2.2.	Interprétation par les diagrammes de Piper .....	90
4.2.3.	Analyse en Composantes Principales .....	93
4.2.4.	Caractérisation spatiale de la chimie .....	94
4.3.	Etude de la potabilité des eaux .....	97
4.4.	Conclusion partielle .....	98
5.	APPORT DES ISOTOPES DE L'ENVIRONNEMENT A LA CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE .....	99
5.1.	Introduction à l'utilisation des traceurs isotopiques et revue bibliographique .....	99
5.1.1.	Domaine d'utilisation .....	99
5.1.2.	Les isotopes stables utilisés .....	101
5.1.3.	Les isotopes radioactifs .....	103
5.1.4.	Autres types de traceurs .....	104
5.2.	Caractéristiques du signal «entrée» .....	105
5.2.1.	Les isotopes stables .....	105
5.2.2.	Le tritium dans les précipitations .....	111

5.2.3.	Conclusion sur le signal isotopique d'entrée.....	113
5.3.	Composition isotopique des eaux souterraines.....	114
5.3.1.	Echantillonnage .....	114
5.3.2.	Analyses et résultats.....	115
5.3.3.	Les isotopes radioactifs .....	128
5.4.	Conclusion partielle .....	148
6.	ESSAI DE MODELISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DE LA BORDURE SUD-EST DU BASSIN DE TAOUDENI.....	150
6.1.	Evaluation de la Recharge des Eaux Souterraines :.....	151
6.1.1.	Estimation de la recharge par la méthode du bilan de Thornthwaite .....	152
6.1.2.	Un Modèle Hydrologique à Réservoirs pour le Kou à Nasso.....	161
6.1.3.	Etude de la Recharge par cubature des variations piézométriques.....	176
6.2.	Modélisation hydrodynamique des écoulements souterrains .....	179
6.2.1.	Principe de la modélisation .....	179
6.2.2.	Le Programme de modélisation .....	181
6.2.3.	Mise en œuvre du modèle .....	181
6.2.4.	Le calage en permanent .....	184
6.2.5.	Simulation en régime transitoire de cycles hydrologiques .....	197
6.3.	Conclusion partielle .....	201
7.	LA PROBLEMATIQUE DE L'HYDRAULIQUE URBAINE.....	203
7.1.	Hydraulique urbaine et industrielle dans le sud-ouest du Burkina Faso .....	205
7.2.	L'exploitation intensive en zone de socle cristallin.....	207
7.2.1.	Caractéristiques chimiques des eaux du socle cristallin.....	208
7.2.2.	Agressivité des eaux .....	209
7.2.3.	Caractéristiques isotopiques des eaux du socle cristallin .....	210
7.3.	Conclusion partielle .....	211
8.	CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	212
8.1.	Les résultats .....	212
8.2.	Constats et recommandations .....	214
8.2.1.	La mise en cohérence des données.....	214
8.2.2.	Nécessité d'établir des liens étroits entre l'administration en charge de la gestion des ressources en eau et les universités et les établissements de recherche.....	215
8.2.3.	L'harmonisation des pratiques d'acquisition des données géologiques et hydrogéologiques	216
8.2.4.	Le nivellement piézométrique du bassin est une nécessité impérieuse.....	216

8.2.5.	Pourquoi n'avons nous pas cherché à développer un modèle de gestion ?.....	217
8.2.6.	Quelques scénarios pour compenser le problème de la « non alimentation » ou de la perte de réserves. ....	217
8.3.	Quelles perspectives à ce travail ?.....	217
BIBLIOGRAPHIE.....		219
ANNEXES.....		224

## **LISTE DES FIGURES**

Figure 1 :	Zones prioritaires d'actions de recherche.....	21
Figure 2:	Organigramme d'étude.....	24
Figure 3 :	Localisation de la zone d'étude.....	26
Figure 4 :	Evolution de la population totale et urbaine du Burkina et du Mali.....	30
Figure 5 :	carte des isohyètes de la zone d'étude (Extrait de : Y. L'Hôte et G. Mahé, 1996.....	31
Figure 6 :	Evolution des précipitations à Bobo-Dioulasso (a) et Tougan (b).....	32
Figure 7 :	Déplacement des isohyètes pour le cas du Burkina (source : Direction de la Météorologie Nationale).....	33
Figure 8 :	Carte géologique simplifiée de l'Afrique de l'Ouest (d'après Trompette, 1973).....	37
Figure 9 :	Log stratigraphique du bassin de Taoudenni (d'après Trompette, 1973).....	38
Figure 10:	Carte géologique de la zone sédimentaire du S-W du Burkina Faso (source : Carte géologique de la république de Haute Volta, G. Hottin et O.F. Ouédraogo, 1976).....	41
Figure 11:	Carte géologique du Mali (extrait de A. Z. Traoré, 1985).....	44
Figure 12:	Log stratigraphique de la bordure sud-est du bassin de Taoudenni (Ph. Gombert, 1998).....	45
Figure 13:	Piézométrie de la plaine du Gondo avant 1960 (extrait de J. Archambault, 1960).....	51
Figure 14:	Piézométrie du Delta intérieur du Niger avant 1960 (extrait de J. Archambault, 1960)..	51
Figure 15.a :	Carte géologique synthétique de la région de Bobo-Dioulasso (extrait de SOGREA, 1994).....	52
Figure 16:	Coupe type de forage.....	58
Figure 17:	Evolution temporelle de la piézométrie : (a) dans les GI à Banfora 2 ; (b) dans les GKS à PZ26 et P41 ; (c) dans les GFG à P2 et PZ24 ; (d) dans les GGQ à PZ16 et P14 ; (e) dans les SAC1 à Tia-3, P13 et PZ23 ; (f) dans les SAC2 à Dingasso et Dédougou ; (g) dans les GK à Djibasso-7 et GB à Kira-1 ; (h) dans le CT à Nouna et Di-5.....	68
Figure 18 :	carte de réactions piézométriques (en cercle plein bleu : réaction positive, en cercle creux rouge : réaction négative, en triangle vert : réaction douteuse).....	69
Figure 19:	Localisation des points d'eau ayant servi à l'esquisse piézométrique.....	72

Figure 20: Esquisse piézométrique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni. ....	72
Figure 21: Piézométrie actuelle (trait bleu) comparée à celle de 1960 (trait rouge) de la plaine du Gondo.....	73
Figure 22 : Transmissivités estimées par de essais de débit dans les différentes formations géologiques .....	75
Figure 23: Distribution des valeurs de transmissivité et de débit spécifique.....	77
Figure 24 : Corrélation LogT – LogQ <sub>s</sub> dans le sédimentaire Burkinabé .....	78
Figure 25: Caractéristiques physico-chimiques moyennes des eaux du sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso .....	86
Figure 26 : Faciès des eaux à l'aide des diagrammes de Piper. ....	92
Figure 27: Analyse en composantes Principales des eaux du sédimentaire .....	94
Figure 28: Variabilité spatiale de la chimie de l'eau (a) : Conductivité électrique en $\square$ S/cm ; (b) : Minéralisation totale en meq/l ; (c) : Bicarbonates en mg/l ; (d) chlorures en mg/l. ....	96
Figure 29: Relation entre Oxygène 18 et Deutérium dans les eaux naturelles (d'après (FONTES, 1976) .....	102
Figure 30: Cycle du carbone 14 naturel dissous (extrait de (CLARK et FRITZ, 1999).....	104
Figure 31: Histogramme de répartition des teneurs en $^{18}\text{O}$ (a) et $^2\text{H}$ (b) des précipitations mensuelles à Bamako.....	107
Figure 32: Oxygène 18 en fonction de la hauteur de précipitation à Bamako (absence d'effet de masse).....	108
Figure 33: Variations temporelles des teneurs en $^{18}\text{O}$ .....	108
Figure 34: Corrélation entre $\delta^{18}\text{O}$ et T (a) et entre $\delta^2\text{H}$ et T (b) des pluies à Bamako.....	110
Figure 35: Droites météorologiques de Bobo-Dioulasso (a) et de Bamako (b).....	111
Figure 36: Corrélation entre Bamako et Ottawa en tritium .....	112
Figure 37: Fonction entrée pour le traçage en tritium à Bamako.....	113
Figure 38: Localisation des analyses en isotopes stables.....	118
Figure 39: Variation spatiale des teneurs en isotopes stables : (a) Oxygène 18, (b) : excès en deutérium .....	119
Figure 40: Distribution statistique des teneurs en isotopes stables dans les eaux souterraines : (a) : $\delta^{18}\text{O}$ dans le sédimentaire, (b) : $\delta^2\text{H}$ dans le sédimentaire, (c) : Excès en deutérium dans le sédimentaire, (d) $\delta^{13}\text{C}$ dans le sédimentaire.....	122
Figure 41: Relation $\delta^{18}\text{O}$ vs Carbone 13 dans les eaux souterraines du sédimentaire.....	123
Figure 42: Relation $\delta^{18}\text{O}$ vs Carbone 14 dans les eaux souterraines du sédimentaire.....	123

Figure 43: Modèle théorique de condensation d'une vapeur recyclée issue d'un évènement pluvieux donné. (Repris de A. Akouvi, 2001 d'après J.R. Gat et Matsuo, 1991). .....	124
Figure 44: Relation $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines du bassin de Taoudenni.....	125
Figure 45: Relation entre les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ et bicarbonate dans les eaux souterraines du sédimentaire .....	128
Figure 46: Distribution des teneurs en tritium dans les eaux du sédimentaire Burkinabé.....	129
Figure 47: Type d'équipement de forages admettant des mélanges d'eau. ....	132
Figure 48 : (a) : Modèle piston pour 2002 à Bamako ; (b) : Modèle mélange pour 2002 à Bamako. ....	135
Figure 49: Calage par le signal tritium du taux de renouvellement pour 1980 (a) et 2000 (b).....	136
Figure 50 : Activité en carbone 14 en fonction de l'alcalinité des eaux. ....	137
Figure 51: Evolution de l'activité en $^{14}\text{C}$ du $\text{CO}_2$ atmosphérique (source : AIEA).....	138
Figure 52: Relation carbone 14 et carbone 13 dans les eaux souterraines du sédimentaire. ....	138
Figure 53: Carte des iso-valeurs en activité $^{14}\text{C}$ de l'eau dans le sédimentaire. ....	145
Figure 54: Modèle de dilution de l'élément radioactif. ....	149
Figure 55: Schéma conceptuel du bilan de Thornthwaite.....	152
Figure 56: Décomposition de l'hydrogramme unitaire du Kou à Nasso (1986).....	155
Figure 57: Variation spatiale de la « recharge » en mm/an .....	160
Figure 58: La pluie efficace en fonction de la pluie brute .....	160
Figure 59: Schéma du modèle à réservoirs .....	161
Figure 60 : Evolution des précipitations à Bobo-Dioulasso (1920-1998) .....	168
Figure 61: Evolution comparée de l'ETP et des Précipitations mensuelles .....	168
Figure 62: Courbe d'étalonnage du Kou à Dindéresso.....	170
Figure 63: Courbe d'étalonnage du Kou à Badara.....	170
Figure 64: Evolution des précipitations et des débits mensuels.....	170
Figure 65: Résultat du calage sur quatre années successives.....	173
Figure 66: Evolution comparée de l'infiltration profonde et le débit des sources.....	174
Figure 67: Résultat de calage pour 1986.....	174
Figure 68: Bilan d'eau simplifiée du bassin du Kou (année 1986).....	175
Figure 69: Schéma de principe de la recharge .....	177
Figure 70: Evolution de la recharge au cours de la campagne hydrologique 1997-1998.....	179
Figure 71: Maillage du modèle à grande échelle (coordonnées en UTM).....	182
Figure 72: Carte de localisation des stations de mesures hydrométriques.....	185
Figure 73: Exemple d'hydrogramme type .....	186

Figure 74: Décomposition des hydrogrammes moyens des cours d'eau : a) le Mouhoun à Kouri ; b) le Niger à Koulikoro ; c) le Bani à Douna ; d) le Bani à Sofara. ....	188
Figure 75: Courbes de décrue le long du Mouhoun à différentes stations (le mois « zéro » correspond à Août).....	190
Figure 76: Courbes de décrue aux différentes stations le long du Bani (le mois « zéro » correspond à Septembre) .....	191
Figure 77: Evolution comparée du coefficient de tarissement et du débit d'étiage absolu (a) : le Mouhoun à Samendéni ; (b) : le Bani à Douna ; (c) : le Niger à Koulikoro.....	193
Figure 78: Délimitation des bassins hydrogéologiques .....	194
Figure 79: Piézométrie calée (en trait plein) et Piézométrie observée (en trait discontinu).....	195
Figure 80: Résultat du calage en régime permanent du sous modèle : (a) : Champ de perméabilité, (b) : Recharge.....	196
Figure 81 : Localisation des piézomètres ayant servi au calage en transitoire .....	198
Figure 82: Evolution du rabattement dans des piézomètres témoins.....	200
Figure 83: Piézométrie simulée en permanent pour Q2075 :# 130.000 m <sup>3</sup> /jour.....	200
Figure 84: Résultats du calage en régime transitoire (rabattement en ordonnée).....	202
Figure 85: Traitement des données chimiques du socle cristallin du sud-ouest du Burkina par Analyse en Composantes Principales. ....	209
Figure 86: Relation <sup>2</sup> H versus <sup>18</sup> O dans les eaux du socle cristallin du sud-ouest du Burkina Faso. ....	210

## **LISTE DES TABLEAUX**

Tableau 1 : Informations hydrodynamiques des aquifères des GKS, GFG, GGQ et SAC (SOGREAH, 1994).....	49
Tableau 2 : Caractéristiques moyennes des forages dans le sud-ouest du Burkina Faso et le sud du Mali. ....	57
Tableau 3: Statistiques des valeurs de T et Q <sub>s</sub> .....	78
Tableau 4: Valeur moyenne des transmissivités et de l'emmagasinement.....	79
Tableau 5 : Quelques exemples de forages à gros débit dans la zone sédimentaire autour de Bobo-Dioulasso.....	79
Tableau 6: Fiabilité des résultats d'analyses.....	82
Tableau 7 : Caractéristiques physico-chimiques moyennes des eaux du sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso .....	85

Tableau 8 : Caractéristiques hydrochimiques moyennes selon le faciès lithologique - aquifère de l’Infracambrien tabulaire (source : chapitre 6 de la synthèse hydrogéologique du Mali, 1988). .....	88
Tableau 9 : Faciès prédominants dans les différentes formations géologiques. ....	92
Tableau 10: Domaine d’application des techniques isotopiques en hydrologie .....	99
Tableau 11: Valeurs moyennes pondérées des isotopes dans les pluies de Bamako (Extrait de AIEA, 1962-1998). ....	106
Tableau 12: Valeurs moyennes pondérées des isotopes dans les pluies de Bamako (campagne 1997 – 1998) .....	106
Tableau 13: Quantité de précipitations et teneurs isotopiques pour les années sèches et humides (données AIEA) .....	108
Tableau 14: Teneurs isotopiques moyennes annuelles comparées entre Bobo-Dioulasso, Bamako et Niamey. ....	110
Tableau 15 : Teneurs en Tritium des pluies à Bamako et autres stations de l’AIEA (de 1980 à 1997, on ne dispose pas de mesures en tritium).....	112
Tableau 16: Répartition des échantillons dans la zone d’étude .....	116
Tableau 17: Classe de teneurs en tritium dans les eaux du sédimentaire du Burkina.....	130
Tableau 18: Evolution des teneurs en tritium des eaux des forages « industriels ».....	131
Tableau 19 : Age moyen des eaux du sédimentaire.....	140
Tableau 20: Vitesse radiométrique et vitesse hydraulique en mètre par an.....	147
Tableau 21 : Evaluation de la lame d’eau ruisselée .....	156
Tableau 22 : Evaluation de l’infiltration à Bobo-Dioulasso (décennie 1981-1990). ....	157
Tableau 23: Surface théorique du bassin versant hydrogéologique.....	158
Tableau 24 : Bilan simplifié par comparaison entre pluie brute et débit de base .....	158
Tableau 25: Pluie efficace en fonction de la pluie brute (d’après Lelong, 1966).....	159
Tableau 26: Evolution des précipitations décennales moyennes .....	167
Tableau 27: Répartition mensuelle des précipitations et de l’ETP à Bobo-Dioulasso .....	167
Tableau 28: résultats de jaugeage à la station du Kou à Nasso (source : SOGREAH, 1994). ....	169
Tableau 29 : Plage de variation des paramètres du modèle hydrologique (*paramètre très sensible) .....	172
Tableau 30: Valeur finale des paramètres après calage .....	175
Tableau 31 : Caractéristiques des stations de mesures hydrométriques .....	186
Tableau 32: Paramètres des courbes de tarissements des cours d’eau. ....	189
Tableau 33 : Bilan des échanges entre zone .....	194



Tableau 34: Projection des besoins en eau potable des centres urbains et semi-urbains du sud-ouest du Burkina Faso. ....	199
Tableau 35: Récapitulatif des valeurs d'infiltration par diverses méthodes. ....	201
Tableau 36: Résultats d'analyse isotopiques de l'eau des forages exploités à des fins d'hydraulique urbaine et industrielle.....	206
Tableau 37: Analyses chimiques des eaux du socle cristallin du sud-ouest du Burkina Faso (valeurs moyennes).....	208
Tableau 38 : Evaluation de la recharge selon diverses méthodes .....	214



## 1. INTRODUCTION

### 1.1. Justification du projet de recherche

Ingénieur du Génie rural, nous avons eu ainsi l'occasion d'être en contact avec des problèmes relatifs aux eaux souterraines et notre intérêt s'est développé sur ce sujet à la suite d'une rencontre avec le Professeur Henri Salvayre.

Celui-ci était venu en tant qu'expert en 1996, pour s'occuper de problèmes d'hydrogéologie dans le cadre d'un projet de développement et de valorisation des ressources en eau dans le sud-ouest du Burkina Faso.

C'est à ce moment que nous avons été mis directement en contact avec la réalité du problème.

Lorsqu'en 1993, on nous a confié la mission de réaliser des mini-réseaux d'adduction d'eau potable alimentés par des forages, notre objectif premier a été de « dimensionner » des ouvrages pouvant être gérés durablement par les bénéficiaires à des coûts supportables. Nous n'avions pas de contraintes de ressources en eau pour ce qui concerne le sédimentaire car nos besoins étaient limités à quelques  $5 \text{ m}^3/\text{h}$  que nous trouvions presque partout.

Dans le cristallin par contre, nous avons été obligés de priver des localités pour manque de ressources.

Nous avons été également confrontés à des problèmes de pollution de certains captages dont pourtant on ne suspectait pas une telle éventualité.

Cela nous a amené à nous poser la question suivante : à quoi serviraient nos réalisations s'il venait à manquer d'eau dans les forages ou que celle-ci était polluée et occasionnait des surcoûts de traitement ? Nos tests d'aquifères de quelques heures pratiqués localement sur les forages captés nous renseignent-ils suffisamment sur la pérennité et la protection de la ressource captée ?

Pour ce qui concerne la pérennité de la ressource sur le long terme, nous ne disposons pas des arguments scientifiques nécessaires.

Pour ce qui concerne la protection qualitative de la ressource, que faire ?

Si on considère la vulnérabilité potentielle de la ressource et la façon dont elle peut être polluée, on trouve deux points d'accès :

- par la zone d'alimentation
- par les captages eux-mêmes.

On ne sait pas grand chose sur la façon dont s'alimente la nappe ; vraisemblablement uniquement par les eaux de pluie qui s'infiltrent directement à travers la zone altérée. Il convient donc de se poser la question : comment et par où s'alimente la nappe ?

Toutes ces questions nous ont conduit à entreprendre des investigations isotopiques dont les premiers résultats nous ont amené à nous poser encore des questions sur la notion de durabilité de nos investissements ! Nous exploitons des eaux dont le renouvellement est très faible.

## **1.2. Un projet de recherche évolutif**

Parti de préoccupations ponctuelles localisées dans la région dite des Hauts Bassins, nous nous sommes très vite rendu compte que la compréhension des problèmes ne peut se faire qu'à une échelle beaucoup plus grande. L'unité hydrologique, c'est à dire le bassin versant, nous a semblé cohérente à cet égard ; à cette échelle, les interactions entre les divers phénomènes physiques sont perceptibles.

Cela nous a conduit à étendre nos investigations et nos réflexions à l'ensemble du bassin versant du Mouhoun supérieur. Cette zone correspond à la totalité du bassin sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso.

Lorsqu'est venu le moment d'aborder la modélisation des écoulements souterrains, le choix des conditions limites correspondant à des limites naturelles, nous a amené à repousser nos « frontières » jusqu'au fleuve Niger et son affluent le Bani.

Ces limites correspondent à des préoccupations réelles actuelles : le problème semble être un problème général relatif à l'Afrique de l'Ouest à savoir que les eaux souterraines qui sont exploitées ont une moyenne d'âge élevée. Nous avons donc pensé qu'il pouvait en être de même au sud-ouest du Burkina Faso et du Mali et plus particulièrement dans la zone sédimentaire qui s'étend sur la bordure sud-est du Bassin de Taoudenni.

Ces entités géographiques sont sous tutelle de différentes administrations ayant chacune sa logique de gestion des données sur les ressources en eau.

La difficulté de trouver et d'acquérir des données afin de constituer une base de données unique s'est donc révélée à ce stade.

De manière plus spécifique et pour ce qui concerne la partie Burkinabé du bassin, la problématique et les enjeux liés aux ressources en eau ont été clairement identifiés lors du diagnostic stratégique et prospectif du secteur (DRH-HB, 1998) et la proposition d'un schéma directeur d'aménagement et de gestion (SDAGRESO) (DRH-HB, 1999) qui met en priorité l'amélioration des connaissances, la gestion et la protection des ressources en eau :

### **1.2.1. Les problématiques régionales en matière d'eau**

Le Sud-Ouest du Burkina est une région en voie de peuplement accéléré et en quête de facteurs de structuration et de libération de son potentiel de croissance.

La région recoupe les bassins burkinabé des fleuves Comoé et Mouhoun (Volta noire) qui sont les deux cours d'eau permanents du pays et une partie du bassin du Niger.

Cette région possède encore des ressources en eau et en terres favorables. Elle est, du reste, considérée sur ce plan comme la région la plus riche du Burkina. En effet, les opportunités pour l'agriculture et l'élevage y sont importantes. Cette situation est à la base d'une puissante dynamique migratoire qui met en mouvement un flux continu de migrants venant des régions moins favorisées du pays à la recherche d'espaces de survie. Une réorganisation du peuplement est en train de s'opérer dans le Sud-Ouest et contribue puissamment à y affirmer une spécialisation régionale.

Par ailleurs, la région abrite Bobo-Dioulasso, ville carrefour et historique où un potentiel d'emploi de ressources existe dans l'industrie, les services et l'administration.

La valorisation économique des productions et des services liés à la mobilisation des ressources en eau est donc un champ d'action spécifique d'une politique de l'eau au service de la croissance et du développement.

### **1.2.2. Les ressources en eau**

Les ressources en eau ont fait l'objet de nombreuses études. Malgré cela, leur état n'est pas encore connu avec la précision qui est souhaitable, surtout dans le domaine des eaux souterraines, et des questions subsistent à l'échelle locale.

#### **1.2.2.1. La répartition spatiale des ressources en eau n'est pas homogène.**

L'eau de surface est assez bien répartie dans la région, en raison de la bonne pluviométrie (entre 800 et 1200 mm) et de l'existence de sources nombreuses, surtout dans la zone sédimentaire. Les lacs et barrages sont également bien répartis.

L'eau souterraine par contre présente de fortes disparités en terme de potentiel exploitable.

La zone géologique sédimentaire dispose de loin des ressources les plus abondantes. Les roches aquifères y sont épaisses (plusieurs centaines de mètres) et productives : de nombreuses sources pérennes à gros débit sont alimentées par ces aquifères, dont la célèbre Guinguette qui débite 6000 m<sup>3</sup>/h, et certains forages produisent plus de 500 m<sup>3</sup>/h. Une région particulièrement intéressante de ce bassin sédimentaire est la zone artésienne, où les forages naturellement jaillissants permettent des coûts d'exploitation et un entretien quasi nuls. Dans la zone sédimentaire, il existe aussi quelques régions restreintes moins favorisées où les débits sont plus faibles ou le niveau d'eau très profond ; dans quelques cas, les forages d'hydraulique villageoise ne sont pas exploitables ; il est probable que des forages plus profonds (plusieurs centaines de mètres), donc plus coûteux, capteraient un aquifère plus productif et en charge, mais cela n'a encore jamais été testé.

La zone du socle cristallin à dominante granitique, comme l'essentiel du Burkina Faso, recèle des ressources souterraines moins abondantes, très variables et plus difficiles à localiser, d'où un taux d'échec des forages qui atteint 20%. Dans cette région, les gros besoins ponctuels en eau (centres urbains, industries) sont plus difficiles à couvrir, et il est en particulier illusoire d'envisager l'irrigation à grande échelle à partir des eaux souterraines, du simple fait de la limitation de la ressource.

Les débits moyens des forages dans le socle du Sud-Ouest sont de 5 m<sup>3</sup>/h et les forages dépassant les 30 m<sup>3</sup>/h sont exceptionnels. L'emploi intensif de la prospection géophysique n'a pas apporté les résultats espérés pour l'implantation de forages à gros débits et il n'existe pas encore vraiment d'autre technique de prospection et d'implantation franchement satisfaisante.

#### **1.2.2.2. Les ressources environnementales**

L'environnement lié aux ressources en eau est riche dans le Sud-Ouest. De nombreux sites présentent un intérêt réel sur le plan environnemental et touristique : la mare aux hippopotames, la forêt aux chauves-souris de Loumana, le lac de Tengréla, les barrages de Moussobadougou, Lobi, Toussiana, les chutes de Karfiguéla, de la Comoé, de Tourni, de Niofila, les forêts-galeries de la Comoé, les plaines inondables du Banifing, la Guinguette.

Ces ressources environnementales subissent cependant la pression croissante des activités humaines. Les dégradations se situent à plusieurs niveaux :

- La dégradation liée à l'accroissement démographique implique surtout la déforestation pour les cultures et le bois de chauffe, la disparition progressive des forêts-galeries.
- La dégradation liée aux centres urbains et industriels met en péril la qualité des cours d'eau et des lacs, leur richesse biologique, et la qualité des eaux souterraines.
- La déforestation réduit aussi l'infiltration et la recharge des aquifères.
- La dégradation liée aux grandes zones agricoles, en particulier la zone cotonnière et les grands périmètres irrigués, est susceptible de mettre en péril la qualité des eaux de surface et souterraine par les divers intrants utilisés par ces activités.
- La modification profonde des conditions environnementales sur les sites des grands barrages réalisés (Moussodougou, Lobi, Toussiana, Tourni, Douna, Navrinkpé) ou en projet (Diébougou, Samendéni, Folonzo, Noumbiel) a des impacts positifs et négatifs qu'il faut évaluer dans tous les secteurs environnementaux et socio-économiques.

#### **1.2.3. La stratégie d'aménagement et de gestion des ressources en eau**

Le Schéma Directeur doit s'attacher à proposer des actions concrètes pour améliorer les connaissances sur le fonctionnement naturel de cet environnement, sur les menaces qui pèsent sur

lui, sur les mesures de protection et de restauration économiquement réalistes, sur les acteurs qui doivent s'impliquer dans ces actions, et sur leurs modes de financements.

Dans la stratégie globale d'élaboration du Schéma Directeur, un des principaux objectifs retenus est l'amélioration des connaissances, la gestion et la protection des ressources en eau.

Les zones prioritaires d'action pour cet objectif sont : les foyers urbains, les zones d'action des grands aménagements hydroagricoles et hydroélectriques et de grande exploitation minière, les zones industrielles.

Comme le montre la figure 1, c'est dans la zone sédimentaire que se joueront les grands enjeux économiques.

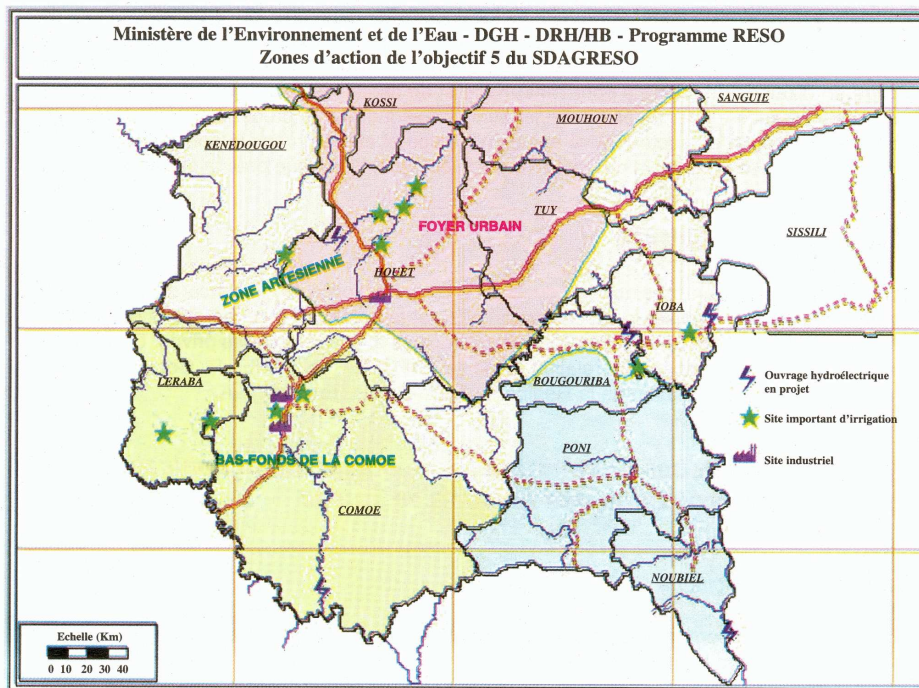


Figure 1 : Zones prioritaires d'actions de recherche

Les nombreuses études menées jusqu'à présent, si elles permettent de localiser certains aquifères, n'indiquent pas par contre leur extension, ni leur fonctionnement, ni leur vulnérabilité.

Globalement, deux conceptions hydrogéologiques sont confrontées (SALVAYRE, 1996); (DRAY, 1998) :

- l'existence d'un seul et même aquifère circulant depuis la bordure sud-est du bassin de Taoudéni vers le centre de ce bassin en direction nord-ouest. Cette unicité résulterait de la fracturation existant dans la zone à tous les niveaux d'échelle ce qui favoriserait le mélange entre les différents niveaux producteurs de sorte qu'il ne reste plus qu'un seul aquifère.
- l'individualisation d'un système multicouche avec des nappes individualisées dans les zones poreuses des différentes unités géologiques.

Outre cette interrogation, une autre question se pose au sujet des conditions d'existence d'un artésianisme localisé dans une zone (Kolokaka - Fon) à l'est et Banankoro à l'ouest, se prolongeant en territoire malien jusqu'à Sikasso.

### **1.3. Objectifs du travail de recherche**

Le but de notre travail est d'apporter une contribution à ces efforts d'approfondissement de la connaissance des problèmes qui se posent aujourd'hui dans cette région, sous le rapport commun de la gestion des ressources en eau et le développement socio-économique. Mais il est surtout pratique, avant d'être théorique : *« il s'agit de pouvoir anticiper l'avenir, en sachant prévenir les difficultés, les supprimer ou en réduire les effets dans cette région en forte croissance qui se prépare à y être confrontée ».*

Les objectifs poursuivis peuvent se résumer comme suit :

- Faire le point sur l'état de l'art en matière de collecte des données dites hydrogéologiques.
- Apporter une analyse critique et une interprétation des diverses données existantes (chimie, données de forages, hydrométrie, piézométries).
- Intégrer les techniques isotopiques dans les schémas classiques d'investigations hydrogéologiques.
- Intégrer les résultats chimiques et isotopiques dans le schéma de compréhension du fonctionnement des aquifères.
- Donner des orientations pour l'élaboration de modèle de gestion des nappes.

### **1.4. Méthodologie**

Pour cela nous abordons la recherche selon trois principales approches dont la démarche peut être illustrée par l'organigramme ci-après (figure 2) :

➤ **une approche classique dite hydrodynamique basée sur l'existence des nombreuses données sur les forages :**

- des mesures de niveaux d'eau au droit des forages sur toute l'étendue de la zone d'étude,
- des essais de débit par paliers sur la majorité des forages,
- des pompages d'essai de longue durée (48 à 72 heures) ont été réalisés sur quelques ouvrages lors des récents programmes d'hydraulique ;

➤ **une approche géochimique et isotopique :**

La chimie de l'eau et la géochimie isotopique permettent de contourner le problème de limitation des données d'observations, en reconstituant entre deux points, l'évolution de la qualité le long d'une ligne d'écoulement (RAOULT, 1998).



➤ **une esquisse de modélisation hydrogéologique des écoulements visant à valider les deux approches précédentes :**

La zone sédimentaire étudiée est délimitée par :

- le socle cristallin dans la partie allant de l'est au sud,
- le fleuve Niger et son affluent le Bani au sud-ouest et au nord car il existerait une continuité de (s) aquifère (s) au-delà de la frontière administrative au Mali.

Ces deux limites naturelles constituent des conditions aux limites « facilement » imposables.

Après avoir justifié et situé notre zone travail de recherche dans son contexte général à travers le chapitre 2, l'ensemble des approches est structuré à travers quatre principaux chapitres.

Dans le chapitre 3, il nous a semblé utile de passer en revue les travaux antérieurs ayant porté sur une connaissance des ressources en eau souterraine de la région d'étude. Cette revue bibliographique poursuit essentiellement deux objectifs :

- dans un premier temps, vérifier la cohérence des approches et des résultats,
- et dans un deuxième temps, apprécier l'évolution de certains phénomènes observés il y'a de cela une cinquantaine d'années.

Sur la base des données disponibles sur les points d'eau, une conception du réservoir ainsi que l'étude de sa dynamique seront faites.

Dans le chapitre 4, il s'agira pour nous de :

- caractériser les eaux sur la base de l'hydrofaciès à l'échelle régionale ;
- caractériser les eaux sur la base de leur potabilité et de leurs paramètres hydrochimiques à l'échelle locale dans le but d'adapter les caractéristiques techniques aux ouvrages d'exploitation.

Cela apporte surtout des informations précieuses sur l'identification des unités aquifères et sur la circulation des eaux souterraines ainsi que sur les conditions de recharge.

Dans le chapitre 5, nous abordons l'apport des isotopes de l'environnement à la caractérisation hydrogéologique grâce aux résultats d'investigations isotopiques entreprises depuis 1996.

Le chapitre 6 constitue un essai de modélisation du fonctionnement hydrogéologique de la bordure sud-est du bassin de Taoudéni pour nous assurer non seulement d'une certaine cohérence des approches antérieures mais aussi amorcer la réflexion sur la construction ultérieure de modèles de gestion.

Un chapitre spécifique est consacré à la problématique de l'hydraulique urbaine et de l'exploitation intensive des eaux souterraines en zone de socle cristallin, qui constitueront, pour les prochaines décennies, des préoccupations majeures à l'échelle du Burkina Faso dont les 4/5 du territoire appartiennent à la zone de socle cristallin.

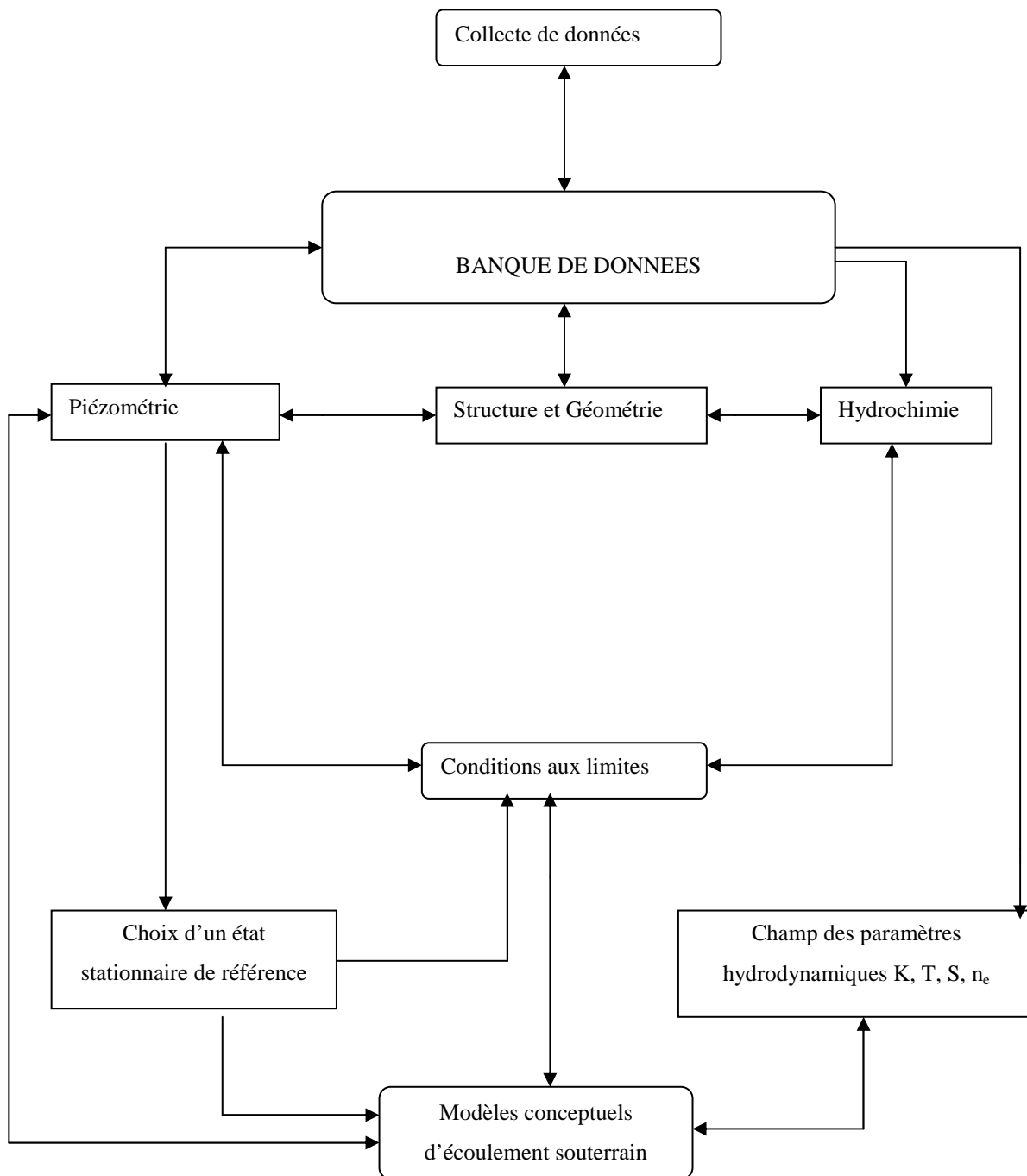


Figure 2: Organigramme d'étude

## 2. LE CONTEXTE GENERAL

La zone d'étude intéresse la partie sud-est du bassin de Taoudenni située entre les latitudes 11° et 15° et les longitudes 3° et 8° (voir figure 3 pour la localisation d'ensemble). La superficie est d'environ 180.000 km<sup>2</sup>. Cette zone se caractérise par deux aspects géologiques : la présence à l'est, du cristallin, au centre et au nord, du sédimentaire.

Le relief est modéré, aux environs de 300 mètres d'altitude. C'est une zone relativement plate ; on passe sans difficulté du cristallin au sédimentaire sauf dans la partie sud où la falaise de Banfora crée un relief important. On retrouve ce même type de relief au nord dans la falaise de Bandiagara.

Cette zone correspond à ce que l'on qualifie au Burkina de « grenier du Faso » et au Mali de « triangle de prospérité ».

Cette zone est drainée à l'est par le Mouhoun (ex-Volta Noire) et au nord-ouest par le Niger et son affluent le Bani.

Nos travaux ont porté sur deux pays : le Burkina et le Mali. On ne peut d'ailleurs pas séparer cette zone de l'ensemble des problèmes hydrogéologiques liés puisque le bassin sédimentaire de Taoudenni s'étend largement jusqu'en Mauritanie. A ce propos, il serait intéressant que l'on puisse faire la liaison entre nos travaux et ceux éventuellement effectués ailleurs dans le bassin.

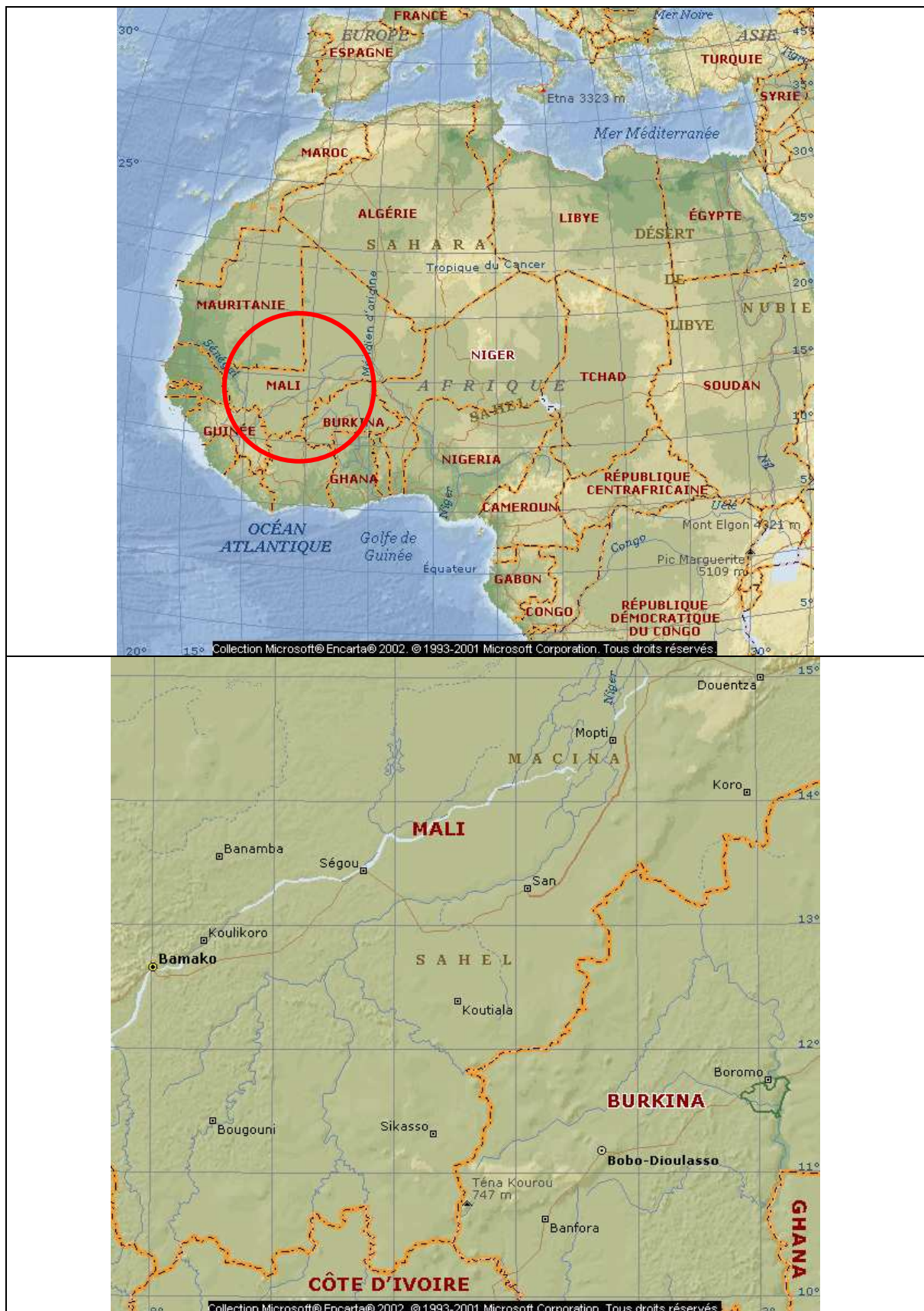


Figure 3 : Localisation de la zone d'étude

## **2.1. Contexte socio-économique de la zone d'étude**

### **2.1.1. Le poids de la région dans les économies nationales**

L'eau et sa valorisation sont un facteur primordial de développement, et la stratégie de son exploitation et de sa gestion doit absolument s'intégrer de façon cohérente au développement global de la région.

La zone d'étude est située dans la zone intermédiaire entre la partie sahélienne et les pays côtiers. Elle se caractérise par une occupation de l'espace plutôt lâche avec une dotation naturelle relativement plus riche que le reste des deux pays.

Cette différence de potentiel entre cette zone intermédiaire et l'espace central et sahélien de la région explique les mouvements de populations agricoles et pastorales en direction de ce pôle de concentration par un comblement progressif des espaces sous-occupés.

L'économie de la région repose principalement sur les activités agricoles et les activités urbaines situées en amont et en aval de l'agriculture.

Dans l'histoire des peuplements dans la région, l'eau a joué un rôle décisif lors de la fondation ou à des étapes importantes du développement desdites localités.

Les villes se sont établies à proximité de sources superficielles ou souterraines facilement accessibles pour répondre à leurs besoins courants comme l'atteste cette citation tirée de l'étude ECOLOC (PDM-CSAO-OCDE, 2002) « migrer pour aller à la recherche de nourriture et d'eau... quand le puits, premier facteur de bien-être, ne remplissait plus sa fonction, le village se déplaçait pour se reconstituer autour d'un autre point d'eau. Quand la nourriture venait à manquer, la situation était encore plus dramatique... »

#### **Au Burkina**

La superficie aménagée et actuellement mise en valeur totalise environ 5 360 ha dont 3 315 ha pour les aménagements divers au Sourou mais aussi la Vallée du Kou et Bazon.

Aujourd'hui environ 80 % de la production cotonnière est localisée dans les trois provinces du Houet, de la Kossi et du Mouhoun.

La région contribue fortement à la création de la richesse nationale. Elle dégage 53 % des revenus agricoles à travers principalement les productions fruitières, les cultures de rentes et de tubercules et dans une moindre mesure dans les productions de céréales et de légumes (Bro-DHI-IWACO, 2001).

Les industries les plus importantes du pays se trouvent dans ce bassin, plus particulièrement à Bobo-Dioulasso où on comptait 23 entreprises industrielles en 1997 dont 7 sont dans la sous-branche agroalimentaire et 7 dans l'industrie chimique.

## **Au Mali**

La partie Malienne appartient à la zone dite « triangle de prospérité ». Ce triangle dont la superficie est d'environ 100.000 km<sup>2</sup> est peuplé par 5.3 millions d'habitants. Autrement dit presque 60% de la population malienne est rassemblée dans 8% de la superficie du pays. Le triangle de prospérité rassemble près de 75% de la population urbaine du Mali car y sont localisées outre la capitale Bamako, les quatre plus importants chefs-lieux de régions (Koulikoro, Mopti, Ségou et Sikasso) sur les huit que comprend le pays.

La région a une vocation essentiellement agro-pastorale. Les sécheresses répétées et les famines d'origine climatique et historique et la recherche d'horizons plus favorables à l'activité et à la vie humaine, sont à l'origine de différentes formes de mouvements migratoires affectant la région.

### **2.1.2. Un décuplement de la population totale de la région en moins de cent ans.**

Après avoir longtemps stagné autour de 30 millions d'habitants, la population de la région s'est mise à doubler tous les 25 à 30 ans : de 40 millions d'habitants en 1930, cette population est passée à 87 millions en 1960, 194 millions en 1990 et près de 220 millions aujourd'hui. Les projections les plus récentes indiquent que la population totale de la région devrait atteindre quelque 430 millions d'habitants en 2020. En moins d'un siècle (1930-2020), c'est-à-dire en l'espace de quatre générations, la région aura donc vu sa population totale décupler.

#### **2.1.2.1. La dynamique urbaine - la région est en voie d'urbanisation rapide**

La dynamique urbaine est résumée à travers l'image suivante extraite d'un rapport de l'Académie de l'eau (Anonyme, 1997) : « l'émergence des métropoles que nous connaissons aujourd'hui s'inscrit dans une échelle de temps relativement réduite et, de plus en plus réduite. Bordeaux a aujourd'hui à peu près le même nombre d'habitants que Ouagadougou, mais la capitale burkinabé n'a que quelques décennies d'existence et risque de devenir une métropole encore plus importante dans les années à venir. Les délais de prise de conscience des problèmes et de réaction sont donc aujourd'hui beaucoup plus courts et nécessitent une action plus rapide que par le passé. »

Certaines villes aujourd'hui en transition - démographique et économique - sont en train de devenir les très grandes villes de demain.

Dès la fin de la deuxième guerre mondiale et jusqu'en 1975, la région a connu une phase d'urbanisation intense, sous l'effet combiné d'une ouverture de la région à l'économie de marché, du quadrillage administratif et de l'équipement du territoire, et d'une croissance démographique en accélération. En 1960, le nombre des centres de plus de 5 000 habitants atteignait 600 et la population urbaine totalisait près de 13 millions d'habitants, soit un niveau d'urbanisation moyen de

14 %. En 1980, on dénombrait quelque 2 300 centres de plus de 5 000 habitants et une population urbaine totale de 51 millions, soit un niveau moyen d'urbanisation de 34 %.

Ce processus d'urbanisation est un trait majeur des évolutions des trente dernières années dans la région. Ce passage d'une société essentiellement rurale à une société qui sera prochainement à dominante urbaine est probablement la transformation principale des sociétés ouest-africaines dans cette deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. Il modifie profondément la nature des enjeux de l'avenir de la région.

#### **2.1.2.2. Quelle image du peuplement à l'horizon 2020 ?**

Les chiffres de la démographie urbaine situent le défi qui se présente aux responsables africains : d'une civilisation essentielle rurale au moment des indépendances, ils doivent faire face à des concentrations urbaines qui rattrapent les métropoles mondiales. Avec un rythme global de croissance urbaine estimé à 5%, les études de prospective à long terme pour l'Afrique de l'Ouest annoncent que les 80 millions d'urbains actuels seront aux alentours de 250 millions dans les vingt-cinq prochaines années (COUR, 1993). La figure 4 illustre l'évolution de la démographie pour le Burkina Faso et le Mali.

Selon l'esquisse du peuplement, la région compterait en 2020 une trentaine de villes millionnaires, contre 6 en 1990.

Les villes de 500 000 à un million d'habitants, qui étaient 2 en 1960 et 11 en 1990, seraient sans doute 25 en 2020. La cinquantaine de grandes villes de plus de 500 000 habitants rassemblerait donc alors près de 100 millions d'habitants, soit près du quart de la population totale régionale.

Le niveau intermédiaire du système urbain régional comprendrait un millier de villes d'une certaine importance numérique - de 50 000 à 500 000 habitants -. Ces "centres sous-régionaux" abriteraient également au total environ 100 millions de personnes en 2020. Enfin, la base du réseau urbain serait constituée d'un semis de quelque six mille centres de 5 000 à 50 000 habitants, dont la localisation a été déterminée en tenant compte de la densité de la population rurale desservie, du niveau d'urbanisation du pays et de son niveau de développement.

Jean M. Cour (COUR, 2000) dans une note intitulée « Population dynamics, urban-rural linkages and local development in west Africa : a demo-economic and spatial conceptual framework » attire l'attention en ces termes :

- la transition démographique étant pratiquement achevée dans les pays classés comme développés, c'est dans les pays en voie de développement, que l'on devrait plutôt appeler pays en voie de peuplement, que se concentre plus de 95 % de la croissance démographique actuelle ;

- dans ces pays en voie de peuplement, le milieu urbain accueille plus de 80 % de la croissance démographique totale. La population urbaine de ces pays est aujourd'hui dix fois plus nombreuse que dans les années 1940, et elle doublera encore d'ici 2020.

Ces données suffisent à mettre en évidence l'importance et la rapidité des changements structurels dans ces pays en voie de peuplement et l'importance fondamentale de la variable démographique, ou plutôt des dynamiques de peuplement.

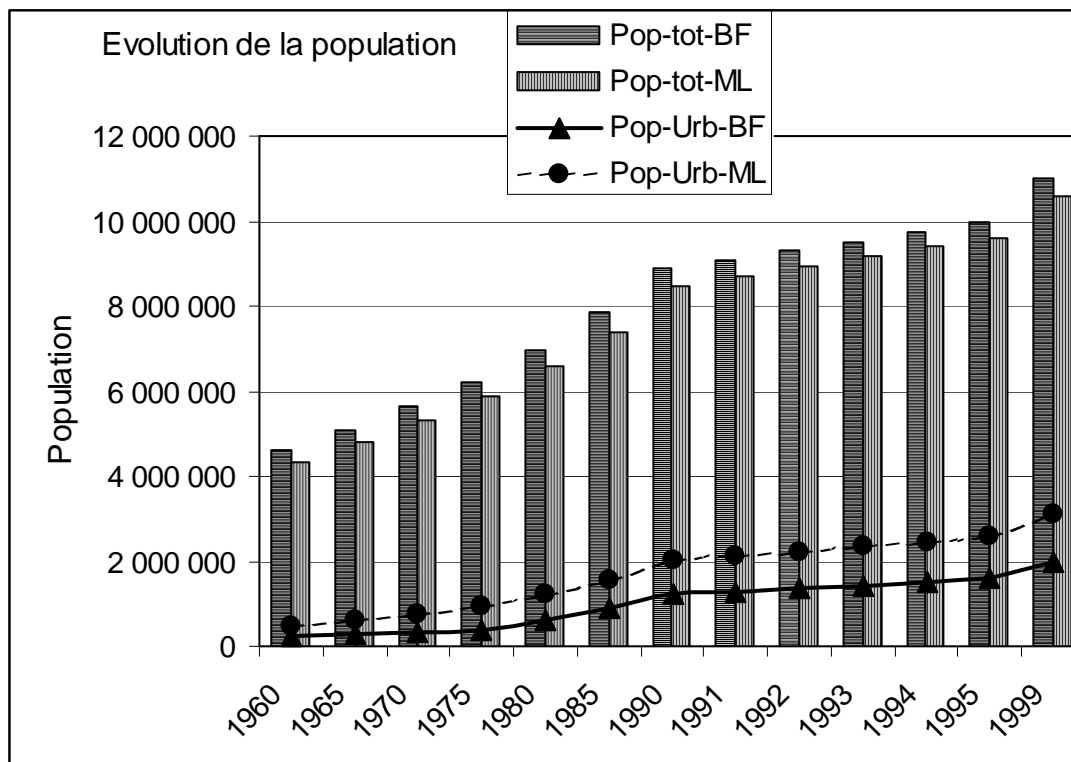


Figure 4 : Evolution de la population totale et urbaine du Burkina et du Mali

### 2.1.2.3. Les conséquences de cette urbanisation galopante !

« L'urbanisation entraînera une augmentation spectaculaire de l'emploi de l'eau. Par exemple, en 1900, le ménage américain moyen utilisait à peine 10 mètres cubes d'eau par an, contre plus de 200 aujourd'hui. Pourquoi ? Il y a un siècle, la plupart des américains tiraient l'eau de puits ou de bornes-fontaines publiques. La plupart des ménages ne disposaient pas d'eau courante, sauf dans les villes, et la plupart des habitants vivaient dans les zones rurales. Par contre, la quasi-totalité des ménages américains d'aujourd'hui ont l'eau courante et cette eau est très bon marché » (extrait de « la prochaine crise de l'eau », (HINRICHSEN, 1998).

Cette image avec un siècle de décalage peut être comparée à la situation actuelle de notre zone étude !



La préoccupation la plus évidente est : quelles ressources en eau pour ces villes en 2030 ? Et plus généralement, quelles ressources en eau pour les prochaines générations urbaines dont les lieux d'agglomération sont perceptibles ?

## 2.2. Contexte climatique de la zone d'étude

L'Afrique de l'Ouest en général connaît un climat de type sahélo-soudanien caractérisé par l'alternance de deux saisons très contrastées : une saison sèche et une saison de pluie. Le rythme saisonnier est commandé par une influence alternée de l'harmattan et de l'alizé boréal, vents secs soufflant du nord et vent des moussons océaniques.

### 2.2.1. Les précipitations

La répartition saisonnière des précipitations est bi-modale dans les pays du golfe de Guinée et devient uni-modale vers le nord (dans notre zone d'étude).

Les précipitations annuelles diminuent du sud vers le nord, passant de 1200 mm dans la partie sud-ouest à moins de 500 mm dans la partie nord-est (voir figure 5).

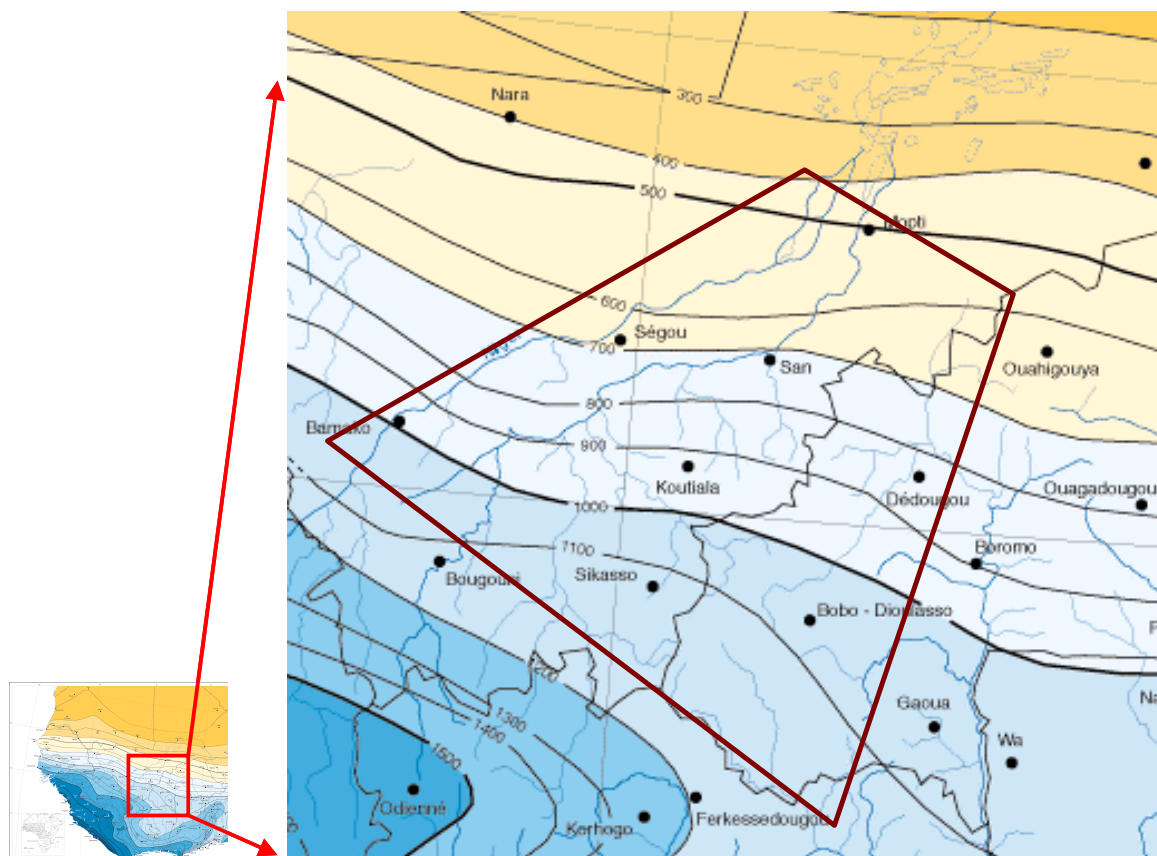


Figure 5 : carte des isohyètes de la zone d'étude (Extrait de : Y. L'Hôte et G. Mahé, 1996)

Durant les trois dernières décennies, la région a été affectée par une baisse généralisée des précipitations annuelles (L'HÔTE, 2002) avec des années de sécheresse record 1973, 1974, 1983 et 1984.

Ceci est illustré par les figures ci-dessous qui donnent l'évolution des précipitations à deux stations extrêmes de la zone d'étude (Bobo et Tougan).

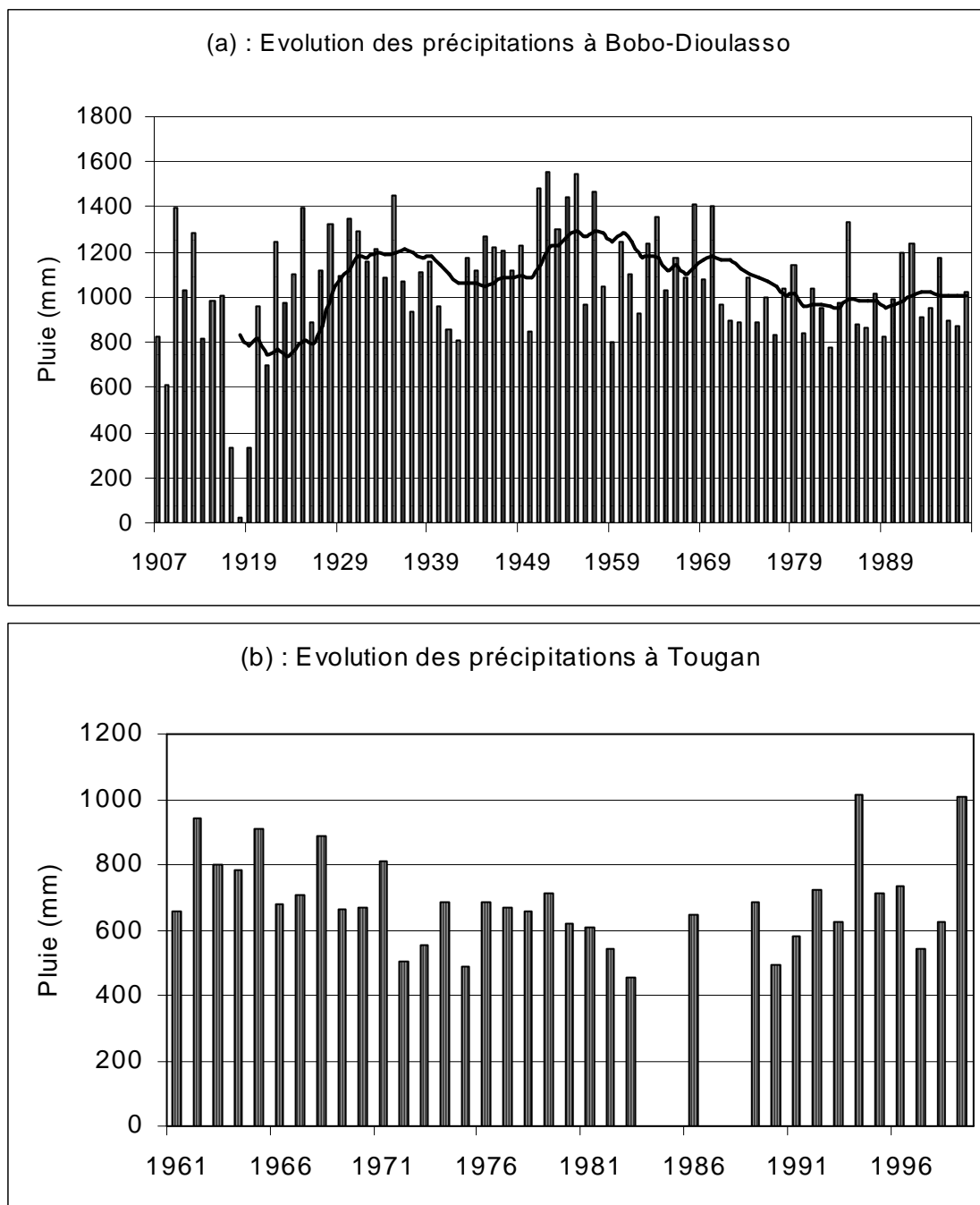


Figure 6 : Evolution des précipitations à Bobo-Dioulasso (a) et Tougan (b)

L'examen de ces longues séries chronologiques, qui remontent au début du siècle pour le cas de Bobo-Dioulasso, montre que des périodes sèches et humides se sont succédé à plusieurs reprises, sans que l'on puisse, toutefois, parler de cycles.

La cartographie des résultats de l'analyse des séries chronologiques (figure 7) montre une tendance générale au glissement des isohyètes vers le sud/sud-ouest, de la décennie 1950 à la décennie 1980.

Cette évolution traduit une diminution nette et généralisée de la pluviométrie annuelle sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest et centrale non sahélienne.

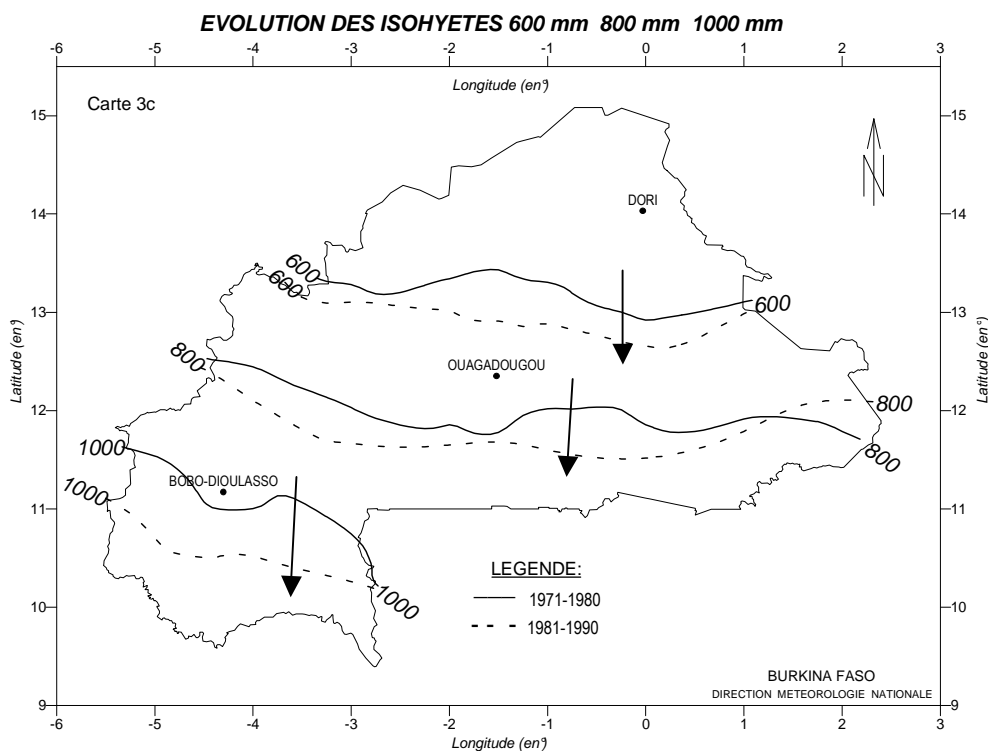


Figure 7 : Déplacement des isohyètes pour le cas du Burkina (source : Direction de la Météorologie Nationale)

Dès la décennie 1970, la zone à pluviométrie inférieure à 1200 mm s'est étendue vers le sud, signe d'un important déficit pluviométrique. Cette tendance s'est encore accrue durant la décennie 1980 au cours de laquelle cette zone couvrait alors près des deux tiers de la région étudiée.

Cette baisse de la pluviométrie a, bien entendu, comme on le verra plus loin, des conséquences importantes sur la disponibilité des ressources en eau dans la région.

### 2.2.2. La température

La température de l'air varie entre la saison sèche et la saison humide. Les températures mensuelles maximales sont enregistrées en mai-juin et les minimales en janvier-février. La moyenne annuelle est variable entre 28° et 30° sans pour autant mettre en évidence un effet de continentalité.

## 2.3. Relief et Hydrographie

L'essentiel de ce qui est présenté ci-dessous est tiré des Monographies hydrologiques des bassins du Niger supérieur (BRUNET-MORET et al, 1986), et de la Volta (MONIOD, 1977).

### 2.3.1. Partie Malienne

La zone d'étude dans la partie Malienne comprend une partie du bassin du Niger et presque la totalité du bassin du Bani qui est formé par la réunion des rivières Baoulé et Bagoué. Ces deux

cours d'eau, dont la direction générale est sud-nord, prennent tous deux naissance dans la série des collines séparant le bassin du Niger des fleuves côtiers de Côte d'Ivoire. Le réseau hydrographique du Bani présente des caractéristiques très homogènes. Nés à faible altitude et drainant des régions très plates, ces cours d'eau à très faible pente forment d'innombrables méandres au milieu des plaines d'inondation.

La source du Baoulé est à la cote 450 mètres environ donc presque à l'altitude de la plaine qui descend en pente douce de cette région vers le nord.

Le Bagoué prend sa source au sud de Boundiali vers la cote 600 mètres et descend en plaine vers le nord.

La superficie du bassin versant du Bani au confluent avec le Niger s'élève à 129.400 km<sup>2</sup>. Aux stations de Douna et Bénény-Kégnny (San), les superficies sont respectivement de 101.600 km<sup>2</sup> et 116.000 km<sup>2</sup>.

La majeure partie du bassin descend en pente douce vers le nord-est entre 400 et 300 mètres, constituant une pénéplaine. La courbe hypsométrique du Bani montre que près de 85% de la superficie est comprise entre 300 et 400 mètres.

Le Niger lui-même prend sa source vers l'altitude 800 à la frontière de la Guinée et de la Sierra-Léone. A l'aval de Bamako, après un parcours de près de 800 km, le fleuve coule au milieu d'un plateau de grès sous forme d'une immense nappe d'eau, à la surface plus ou moins tourmentée, appelée le delta intérieur du Niger.

### **2.3.2. Partie Burkinabé**

Dans la partie Burkinabé, il s'agit essentiellement des bassins du Mouhoun supérieur (ex-Volta Noire), du Sourou, du Banifing et de la Comoé.

#### **Le Banifing**

Le Banifing est un affluent du Niger, qui coule dans la partie Nord-Ouest du Burkina Faso, contre la frontière malienne. La superficie du bassin versant est de presque 5.000 km<sup>2</sup>. L'intégralité du bassin versant est situé sur la série sédimentaire.

Aucun cours d'eau n'y est pérenne, toutefois le bassin versant comprend des chapelets et des bas-fonds marécageux, contenant de l'eau toute l'année ainsi que plusieurs sources pérennes.

#### **Le Mouhoun Supérieur**

Le Mouhoun Supérieur est la partie du Mouhoun en amont de sa confluence avec le Sourou. Le bassin versant du Mouhoun Supérieur a une surface totale de presque 20.000 km<sup>2</sup>.

L'ensemble du bassin versant appartient à la série sédimentaire du bassin de Taoudéni.

Le bassin compte plusieurs cours d'eau pérennes, dans les environs de Bobo Dioulasso; ce sont entre autres le Kou, le Houet, le Bingbéle et le Niamé.

Dans le bassin versant on a recensé 86 sources, dont 77 pérennes. Les plus importantes parmi elles sont :

- les sources de la Guinguette à 15 km à l'est de Bobo-Dioulasso avec un débit actuel d'environ 1820 l/s, et les deux sources de l'ONEA, avec un débit total d'environ 400 l/s ;
- les sources de Pessa à 15 km au Nord de Bobo-Dioulasso, débit d'environ 100 l/s ;
- les sources du Tinamou et de la mare aux hippopotames, d'environ 250 l/s, localisées 50 km au Nord de Bobo-Dioulasso. Notons ici que la mare aux hippopotames est une réserve naturelle reconnue par l'UNESCO, qui est alimentée principalement par des sources. La mare reçoit également de l'eau du Mouhoun en période de crue.

La ville de Bobo-Dioulasso (avec sa zone industrielle) est située dans ce bassin versant. De plus, les grands périmètres irrigués de Bama/Vallée du Kou et de Banzon y sont localisés, ainsi que de nombreux petits périmètres informels.

### **La Comoé**

Le bassin versant de la Comoé est situé au Sud-Ouest de la zone d'étude et est d'une superficie d'à peu près 18000 km<sup>2</sup>.

Environ 20 % du bassin versant est situé sur la série sédimentaire, le reste étant sis sur le socle. Dans le bassin versant on trouve plusieurs cours d'eau pérenne, dont les principaux sont la Comoé, la Léraba et la Tiao. Plus de 100 sources pérennes ont été recensées, dont celles du Koba (Lougoua) qui ont un débit supérieur à 100 l/s.

### **Le Sourou**

Le Sourou draine, du nord vers le sud, la plaine du Gondo qui s'étend au nord de la boucle du Mouhoun. En remontant le Sourou sur près de 185 km depuis le confluent, on ne note pas de dénivelée sensible. La superficie du bassin versant est estimée à 15.256 km<sup>2</sup>.

## **2.4. Contexte géologique de la zone d'étude**

Le présent chapitre est une synthèse de divers rapports et supports cartographiques traitant de la géologie ouest-africaine en général et de la zone d'étude à cheval entre le Burkina Faso et le Mali en particulier :

- Lexique stratigraphique international - Afrique de l'Ouest,
- Carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5.000.000 (1988),
- Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 500.000<sup>e</sup> - Notice explicative sur la Feuille de Bobo-Dioulasso Est (1950 – J. Sagatzky),

- Carte géologique de reconnaissance de l'AOF au 500.000<sup>e</sup> – Notice explicative sur la Feuille de San-Ouest (1959, Guy Palausi),
- Carte géologique de reconnaissance de l'AOF au 500.000<sup>e</sup> – Notice explicative sur la Feuille de Mopti-Est (1959, Guy Palausi),
- Rapport final du projet Mali sud II (1988, SOGREAH)
- Atlas hydrogéologique du Mali (diverses feuilles de la taille du degré carré), 1988,
- Cartographie géologique de la région sud-ouest du Burkina Faso au 1/200.000 - Synthèse géologique (1998, C. Ouédraogo)

Cette synthèse ne prétend pas décrire la géologie dans le détail mais est plutôt faite dans le but de circonscrire la zone d'étude dans son contexte général.

#### **2.4.1. Contexte géologique Ouest Africain**

L'Ouest africain est constitué schématiquement par un vaste craton précambrien stable depuis environ 1600 Ma, ceinturé par des zones mobiles qui furent le siège, au Précambrien supérieur, et au Paléozoïque, de phénomènes tectoniques importants: chaîne pan-africaine des Rokelides et chaîne calédonno-hercynienne des Mauritanides à l'Ouest, chaîne hercynienne de la Meseta marocaine, de l'Anti-Atlas et d'Ougarta au Nord et au Nord-Est, chaînes pan-africaines des pharusides et des Dahomeyides à l'Est (figure 8).

La couverture Précambrienne supérieure et paléozoïque de ce craton, qui débute autour de 1000 Ma et se termine au Carbonifère, se répartit en trois bassins, les bassins de Tindouf, de Taoudeni et de la Volta, dont les limites d'érosion actuelles ne donnent qu'une vague idée de l'extension initiale.

#### **2.4.2. Le bassin de Taoudeni**

Le bassin de Taoudeni constitue le plus vaste bassin sédimentaire précambrien supérieur et paléozoïque d'Afrique. Il s'étend largement au Mali, en Mauritanie et dans les deux Guinées et déborde légèrement en Algérie, Burkina Faso, Sénégal et Sierra Leone. Sa structure est simple dans l'ensemble : les terrains les plus récents affleurent vers son centre ensablé et les pentes centripètes excèdent rarement 1°. Au Nord et au Sud, on le voit reposer en discordance majeure sur le socle Précambrien moyen et inférieur de la dorsale Réguibat et de la dorsale de Léo; à l'Ouest il est bordé par la chaîne calédonno-hercynienne des Mauritanides, au contact de laquelle il se plisse et se fracture selon une bande étroite; au Sud-Ouest, sa partie supérieure recouvre en discordance la chaîne des Rokelides; enfin à l'Est sa partie inférieure se plisse en direction de la chaîne pharusienne, ces deux dernières chaînes étant rattachées à l'orogénèse pan-africaine.

Les grandes lignes de la géologie du bassin de Taoudeni ont été établies durant la période 1945-1960 par la Direction fédérale des mines et de la géologie (D.F.M.G.) et le Bureau minier de la

France d'Outre-mer (BUMIFOM), par le Bureau de Recherche du Pétrole (B.R.P.) et par quelques géologues isolés comme Th. Monod de l'Institut Français d'Afrique Noire (I.F.A.N). Après 1960, le Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B.R.G-M.), les géologues universitaires et des compagnies pétrolières comme l'AGIP et la TEXACO ont le plus souvent effectué des études de détail sur des zones restreintes.

Actuellement, la stratigraphie de l'Adrar de Mauritanie (figure 9) proposée par TROMPETTE (TROMPETTE, 1973) sert de coupe type pour l'ensemble du bassin.

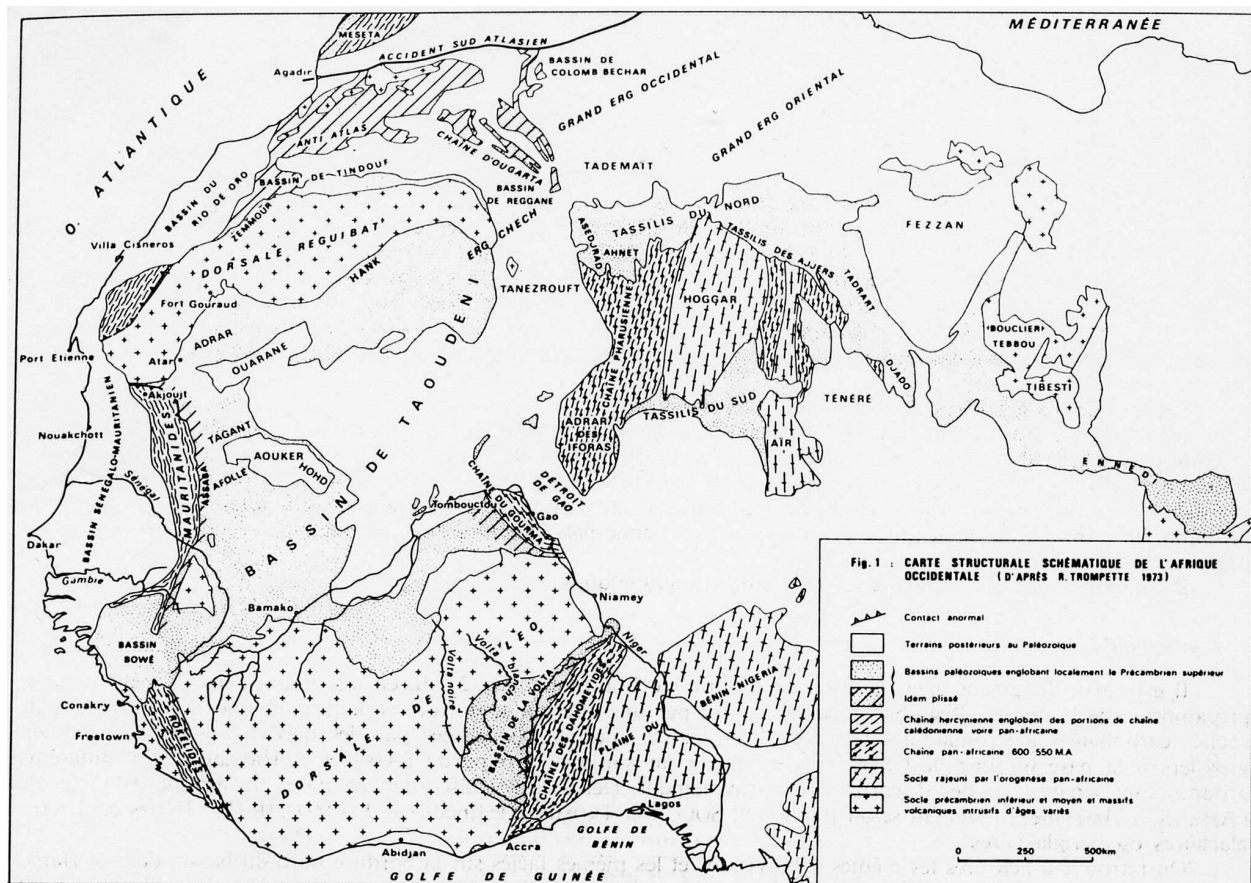


Figure 8 : Carte géologique simplifiée de l'Afrique de l'Ouest (d'après Trompette, 1973)

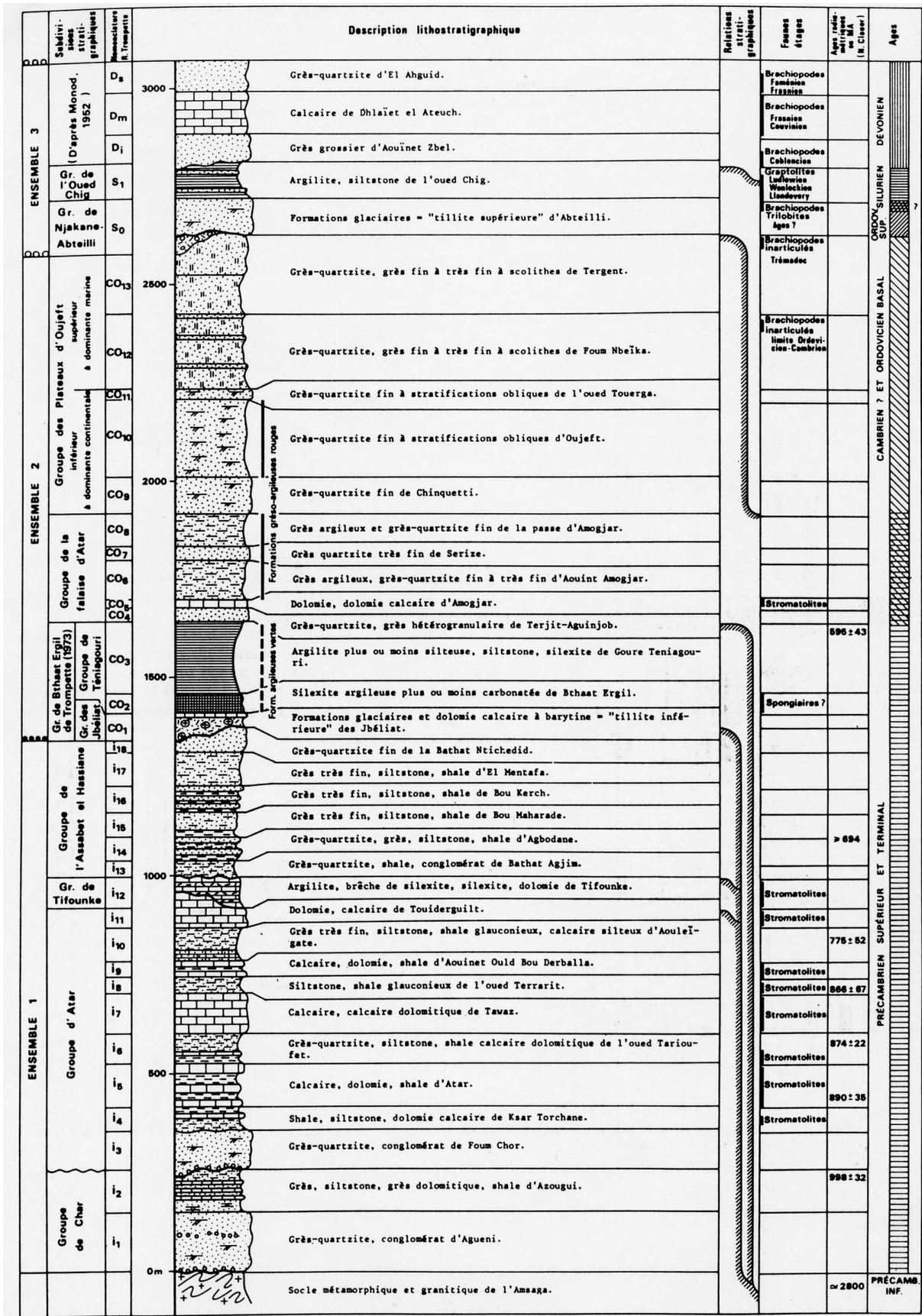


Figure 9 : Log stratigraphique du bassin de Taoudenni (d'après Trompette, 1973)



### 2.4.3. Géologie de la partie Burkinabé

L'ensemble sédimentaire à l'Ouest du Burkina constitue la bordure Sud-Est du vaste bassin de Taoudéni centré sur le craton Ouest africain.

Du fait de la rareté des affleurements, les études qui ont porté sur cette partie du bassin, se sont heurtées à la difficulté d'établir une lithostratigraphie précise. Les limites de formation ont souvent varié ; des regroupements et subdivisions ont été proposés par différents auteurs depuis 1954 (Sagatzky J.) jusqu'en 1977 (Trompette R.).

Dans la partie Burkinabé, neuf formations ont été reconnues de la base au sommet (OUEDRAOGO, 1998): Les Grès inférieurs, les grès de Kawara-Sindou (« grès de base »), les grès fins glauconieux (« grès de Sotuba »), les grès à granules de quartz, les Siltstones, Argilites et Carbonate de Guena-Souroukoundinga (« greso-schisto-dolomitique »), les grès fins roses, les Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiébani (« schiste de Toun »), les Siltstones et quartzites de la passe de Fo (« grès de Koutiala ») et les grès de Fo-Bandiagara.

Les différentes formations s'empilent régulièrement les unes sur les autres en couches subhorizontales affectées d'un léger pendage vers le Nord-Ouest (2° environ). Ces formations, notamment les formations inférieures, s'épaississent vers l'Ouest en relation avec l'existence d'anomalies gravimétriques positives qui s'alignent suivant un axe NNE-SSW matérialisé par le plateau de Fo-Bandiagara.

Au Sud dans la région de Banfora, le panneau de terrains sédimentaires qui constituent la formation des grès inférieurs est plissé.

Les formations gréseuses qui constituent la falaise de Banfora sont intensément diaclasées. Cette diaclasation qui s'amplifie vers l'Ouest est moins visible dans le groupe moyen plus argileux. Elle affecte également les grès de Fo-Bandiagara.

Cette diaclasation est en relation avec un réseau de grandes fractures qui affecte l'ensemble des formations. Dans la région de Banfora, Une importante faille subméridienne limite l'extension vers l'Ouest des dépôts sédimentaires. Cette faille semble se prolonger dans la région de Guéna et plus au Nord, en tronçons alignés, passant par Banzon, Kourouma et Ngorolani à l'Ouest du plateau de Fo. Cette faille majeure qui semble avoir joué à plusieurs reprises au cours de la sédimentation, affecte également le socle.

D'autres failles ont été mises en évidence dans la région de Bobo. Ces failles de moindre ampleur, et orientées NW-SE, découpent le secteur en compartiments grossièrement parallèles, affaissés ou relevés les uns par rapport aux autres, en touche de piano (OUEDRAOGO, 1998). Le rejet de ces failles est estimé à moins de 100 mètres.

### **Les dolérites dans les grès du Précambrien Supérieur**

Elles affleurent abondamment, notamment dans la partie centrale où elles jalonnent les failles sub-méridiennes. Elles se présentent en dykes d'extension kilométrique à pluri-kilométrique, recoupant l'ensemble des formations.

Le faciès courant est une roche sombre à cassure esquilleuse qui se débite en boules. La structure doléritique est nette sur certains affleurements. Sur d'autres par contre, on observe une différenciation plus grenue, gabbroïque.

Marcelin et Serre (1971) signalent également la présence de microsyénites, basaltes, diorites et andésites parmi ces roches que l'on a globalement désignées sous le terme de « dolerites ».

A l'Ouest de Banfora, un échantillon de dolérite recoupant à la fois le socle et les grès du GKS, aurait donné un âge de 250 +/- 13 Ma, par la méthode K/A sur roche totale. D'autres résultats comparables auraient été obtenus au Mali. Nous rattachons donc toutes ces manifestations magmatiques au Permien et plus jeune probablement.

### **Les formations superficielles du quaternaire et du tertiaire**

Les formations superficielles du quaternaire sont représentées par les latérites et les alluvions argileuses :

- le recouvrement latéritique est très important dans la région. Il se présente sous forme de plateau à surface indurée, horizontale ou pentée, ou sous forme de collines à morphologie douce. Le recouvrement latéritique est un caractère dominant des paysages pénéplaines ou tabulaires qui caractérisent la plus grande partie du secteur d'étude. Ces latérites, qu'on observe partout se présentent sous forme de plateaux étendus, buttes témoins, cuirasses indurées. L'épaisseur de ces latérites varie selon la nature des formations sur lesquelles elles se reposent (socle ou formations sédimentaires). Ces formations sont très diverses. Les auteurs y distinguent plusieurs phases d'induration qui jalonnent l'histoire géologique très récente depuis l'éocène jusqu'à l'époque actuelle.
- Les alluvions argileuses récentes et actuelles se rencontrent le long des principaux cours d'eau.

La formation Tertiaire dite du Continental Terminal est une formation argilo-sableuse plus ou moins bariolée, souvent rubéfiée, discordante et transgressive sur le Précambrien inférieur. Les différents auteurs lui attribuent une épaisseur allant de 10-30 mètres à 100 mètres.

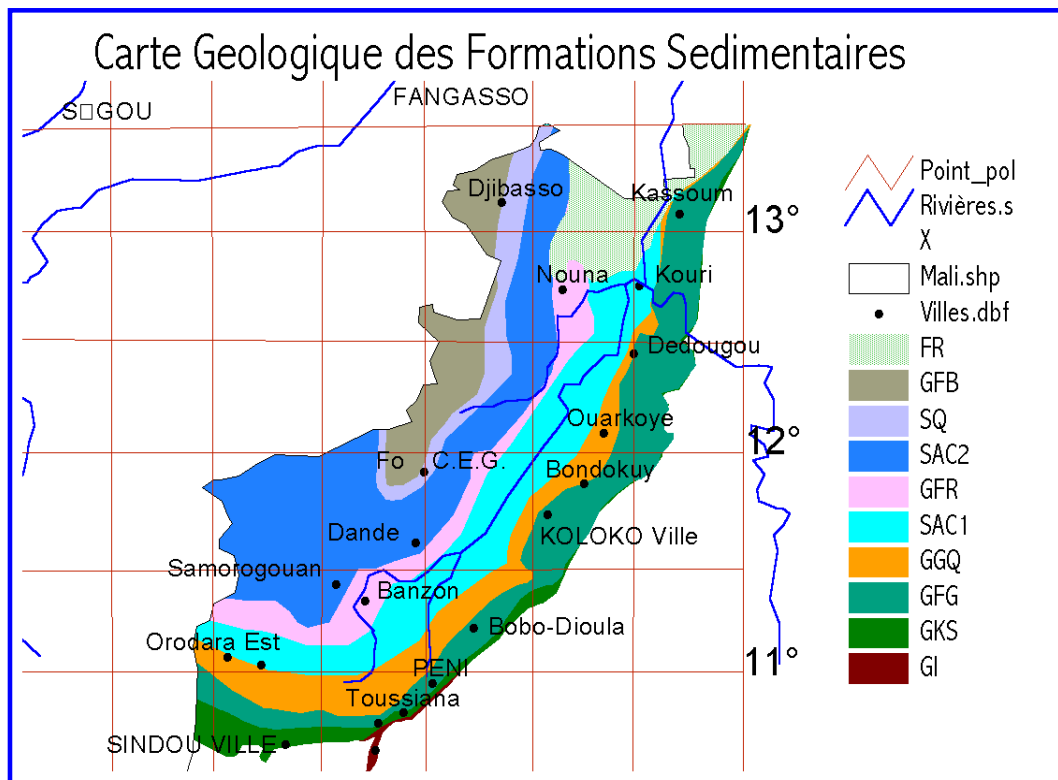


Figure 10: Carte géologique de la zone sédimentaire du S-W du Burkina Faso (source : Carte géologique de la république de Haute Volta, G. Hottin et O.F. Ouédraogo, 1976).

Les abréviations renvoient aux noms des différentes formations géologiques : FR : Formations Récentes du Continental Terminal ; GFB : Grès de Fo–Bandiagara ; SQ : Siltstones et gres-quartzite de la passe de Fo ; SAC2 : Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiébani ; GFR : Grès Fins Roses ; SAC1 : Siltstones, Argilites et Carbonates de Guena-Souroukoundinga ; GGQ : Grès à Granules de Quartz ; GFG : Grès Fins Glauconieux ; GKS : Grès de Kawara Sindou ; GI : Grès Inférieurs.

#### 2.4.4. Géologie de la partie Malienne

Les formations géologiques reconnues, peuvent se regrouper en trois grands étages géologiques mais seulement celui du Précambrien A intéresse notre zone d'étude :

##### Les formations du Précambrien A

Deux grands ensembles pétrographiques constituent l'essentiel de la zone d'étude :

- les formations à prédominance gréseuse (grès inférieurs de Massigui-Faya, grès de Sikasso, Sotuba, Kignan, grès de Koutiala et de Bandiagara),
- les formations des schistes de Toun, présents au sud de Koutiala.

L'Infracambrien affleure en une large auréole sur la bordure sud du bassin de Taoudéni, en discordance majeure sur les formations du socle. Il est représenté par des formations à dominante gréseuse. L'épaisseur est très variable, de 600 m au Sud et Sud-Est, elle augmente vers l'Est pour

dépasser 8000 m au Gourma où les faciès deviennent plus schisteux avec des intercalations grés-quartzitiques et calcaires.

### **Les grès inférieurs (GI)**

Ils sont formés de grès de base, de grès inférieurs de Massigui, Faya avec des épisodes silto-pélitiques.

- Grès de Kebeni : Ce sont des grès bruns à rouges, présents au Sud de Sikasso, entre Kebeni, Loulouni et Fotorasso.
- Grès de Ningoni, Monkokoro : Grès siliceux à grains grossiers, blancs et rouges, parfois rouges violacés (Nord de Massigui, Diougouna).
- Grès de Niamakina, Baba, Zana : Ce sont des grès schisteux mauves et rouges formant une large bande Nord-Ouest/Sud-Est de 25 km de largeur au Nord de Niéna.
- Grès de Sekeyet, Tebena : Ces grès schisteux quartzitiques roses et rouges sont présents dans la partie Sud-Ouest de la feuille 1/200 000è de Dioila.
- Grès de Banco, Bao-Flala : Ce sont des grès ferrugineux à gros grains, parfois schisteux, beiges, jaunes à roses.

### **Les formations Gréseuses et Silto-Dolomitiques (GSD)**

- Les grès de Sikasso : Grès rouges à bruns rouges, parfois roses, présents entre Sikasso, Kignan au sud et à l'ouest, et Sougoula, au nord.
- Les formations pélitiques de Fana : Formées de grès schisteux fins, pélitiques, rouges à bruns à niveaux quartzitiques, s'étendant de l'ouest de Fana au sud de Dioila.
- Les argiles gréseuses : Elles s'étendent de Marka-Coungo à l'ouest de Fana, formées de grès fins schisteux bruns rouges à violacés.
- Les argilites rouges et jaspes jaunes : Présents à Wakoro, à l'Ouest de Nangola (Nord—Ouest de Dioila), formations tendres.
- Les grès fins schisteux, argilites, calcaires et jaspes : Présents à l'Est de Bao-Flala, traversés par la rivière Bagoé.
- Les grès fins schisteux roses et rouges et argilites micacées : Ces terrains constituent le substratum de la région de Nangola (Nord-Est de Dioila)
- Les argilites calcaires, jaspes
- Les grès fins quartzitiques bruns et roses : Ces deux dernières formations constituent l'extension la plus Nord-Est du GSD et sont limitées par les grès de Koutiala.
- Les grès de Ména : Constitués de grès siliceux à grains fins, avec conglomérat de base. Ils s'étendent du Sud de Beleko - Soba à Ména et Dougouni au Sud. Ils sont injectés dans leur

partie Nord et Centre de dolérites intrusives.

**Les schistes de Toun (ST) :** Ces schistes noirs à intercalation de jaspes bruns, jaunes et gris noirs siliceux, de calcaires et marbres et de niveaux gréseux, sont présents sous forme de demi-lune entre les régions de Sikasso et de Koutiala (Sangasso, Sanguela).

Ces formations sont injectées de dolérites.

**Les grès de Koutiala (GK) :** Ce sont des formations à prédominance gréseuse, grès blancs, bruns, jaunes, roses et rouges à grains grossiers, parfois quartzitiques, parfois feuilletés mauves.

**Les grès de Bandiagara :** Ces grès se présentent sous forme massive, à stratifications obliques et entrecroisées, grès grossiers, bruns roses, quartzitiques à inclusion de galets de quartz. Ils sont présents au Nord de Marka COUNGO et dans la zone de Molobala et de Yorosso où ils constituent l'essentiel des collines et reliefs de la région.

**Les dolérites post-paléozoïques :** il s'agit d'injections de dolérites présentes sous forme de sills ou de dikes dans les différentes formations sus-citées.

On les retrouve, injectées dans toutes les formations géologiques, sous forme de silts (coulées) ou de dykes (batholites) d'épaisseur variable (quelques mètres à plus de 40 mètres).

Les filons sont généralement peu puissants (1 à 20 mètres), il est parfois possible de les suivre sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Dans la plupart des cas, les dolérites apparaissent à la faveur de fractures majeures affectant les terrains gréseux et schisteux (terrains compétents à la mise en place des dolérites).

Ces formations peuvent constituer les reliefs observés à l'Est de la route de Sikasso-Koutiala et à l'Est de la route Kignan-Beleko Soba.

Leur structure est parfois massive et saine.

Dans certains cas, les premiers mètres de ces formations sont altérés sous forme d'argile verte ou feuilletées et friables.

Ces terrains sont faiblement fracturés, l'eau apparaissant souvent à la faveur du feuilletage observé dans les premiers mètres ou dans les rares cassures franches de la roche.

#### **2.4.5. Synthèse sur la géologie de la zone d'étude**

La succession stratigraphique subdivisée en 3 groupes par C. Ouédraogo (OUEDRAOGO, 1998) peut être retenue et la figure 12 en donne un log simplifié :

- 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) qui regroupent actuellement les anciennes appellations des grès de Sikasso, des grès de Sotuba et, pour partie à leur base, des grès de Bobo-Dioulasso. Ce groupe présente dans l'ensemble les

caractères d'une sédimentation marine peu profonde (glauconie, ripple-marks symétriques,...) de type épicontinental, avec des épisodes fluviatiles qui suggèrent un environnement deltaïque. Les courants de transport sont généralement dirigés du Sud vers le Nord. L'aire source correspond alors à la dorsale de Léo probablement recouverte à cette époque de roches sédimentaires dont la formation GI serait le témoin résiduel.

- Un groupe moyen constitué des 5 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. Ce groupe débute par une sédimentation de type fluvatile (Ggq) à laquelle succède une sédimentation marine peu profonde (glauconie, stromatolite,..) de type « tidal flat » avec des périodes d'émersion (niveaux brêchiques dans les roches carbonatées, fentes de dessiccation,...) sous un climat probablement chaud et aride (stromatolite, fente de dessiccation,...). Les apports se font également du Sud vers le Nord.
- Un groupe supérieur constitué par une seule formation (les Grès de Bandiagara) grossière qui correspond à des dépôts fluviatiles à courant assez fort dirigé du Sud vers le Nord et probablement sous climat aride (galets à facettes éoliens).

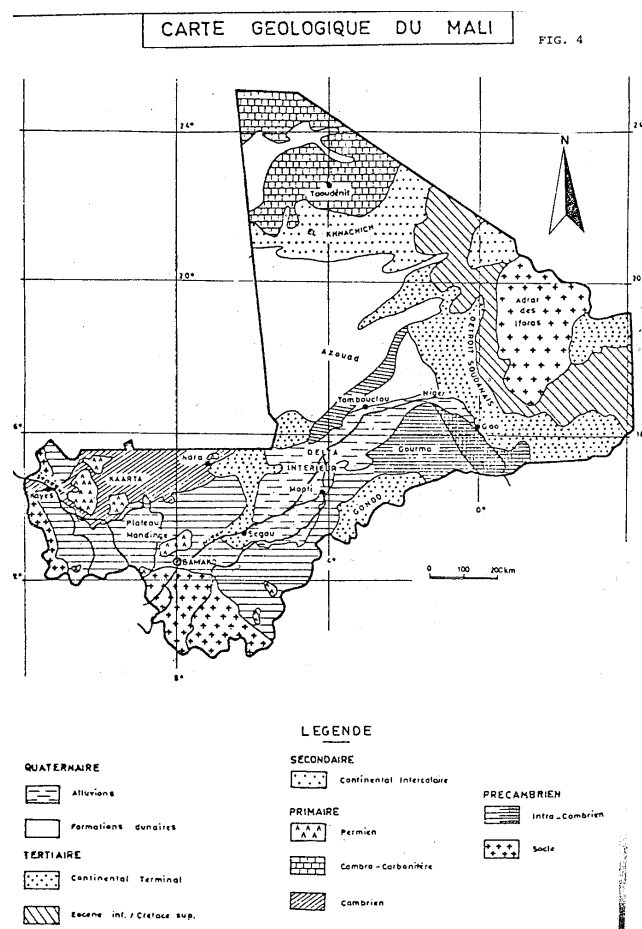


Figure 11: Carte géologique du Mali (extrait de A. Z. Traoré, 1985)

## 2.5. Conclusion partielle

La zone d'étude, située à cheval entre deux pays (le Burkina Faso et le Mali), est caractérisée par une forte dynamique démographique et économique. Les enjeux liés aux ressources en eau sont donc énormes.

L'examen des longues séries chronologiques qui remontent au début du siècle, montre une persistance de la baisse des précipitations. Cette baisse a des conséquences non seulement sur le régime des principaux cours d'eau pérennes mais aussi sur les ressources en eau souterraine qui du reste sont mal connues du fait des connaissances fragmentaires sur la géologie.

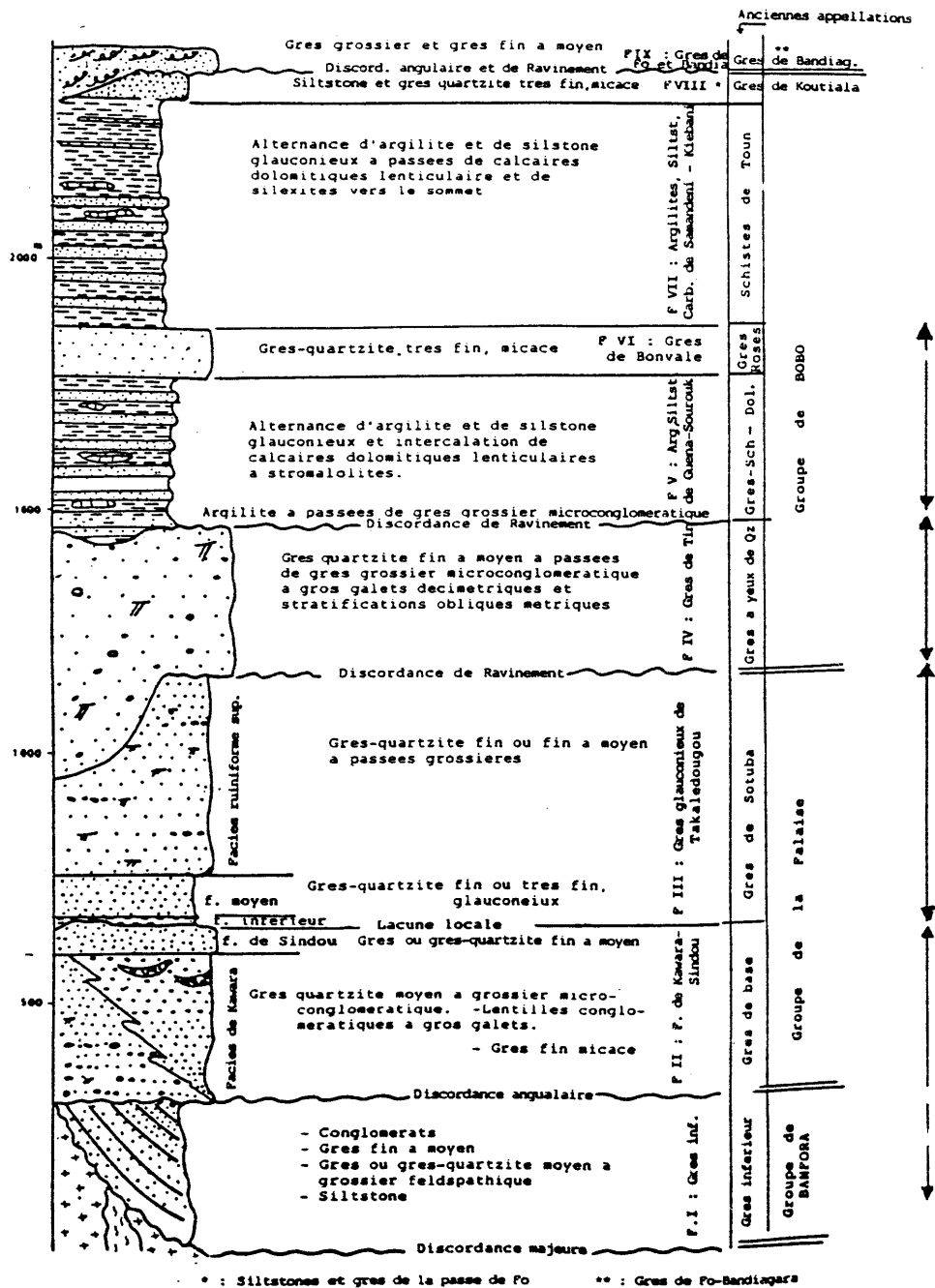


Figure 12: Log stratigraphique de la bordure sud-est du bassin de Taoudenni (Ph. Gombert, 1998)

### 3. APPROCHE HYDRODYNAMIQUE

#### 3.1. Les données disponibles et les travaux antérieurs :

Il nous a semblé utile, avant d'aborder ce chapitre, de passer en revue les travaux antérieurs ayant porté sur une connaissance des ressources en eau souterraine de notre région d'étude. Cette revue bibliographique poursuit essentiellement deux objectifs :

- dans un premier temps vérifier la cohérence des approches et des résultats,
- et dans un deuxième temps apprécier l'évolution de certains phénomènes observés il y a de cela une cinquantaine d'années (source du Kou et Plaine du Gondo).

##### 3.1.1. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale

Parlant des traits généraux qui lui confèrent son originalité à la « province hydrogéologique » de l'Afrique Occidentale, Archambault précisait que « *la quasi-totalité des roches aquifères sont des sables ou des grès siliceux et silico-argileux mal cimentés. Le grès franc n'est guère représenté que par des grès siliceux extrêmement durs. Dans l'ensemble, la grande pauvreté en calcaire des séries sédimentaires est caractéristique. Ces nappes sont soumises en permanence à une évaporation intense et l'absence presque totale de pente hydraulique a pour corollaire un écoulement extrêmement lent, sinon même tout à fait nul.* »

Des travaux d'Archambault (ARCHAMBAULT, 1960), nous avons retenu trois paragraphes qui méritent d'être repris ici car concernant directement notre zone d'étude : les sources du Kou, la nappe du Gondo et le Delta intérieur du Niger :

- **les sources du Kou :** « Bien qu'il ne semble pas que des nappes karstiques d'importance notable aient été nettement caractérisées en Afrique occidentale, c'est à ce type de circulation qu'il convient de rattacher les sources du Kou. ***Le débit de ces émergences est tout à fait insolite***, puisqu'il atteindrait  $4 \text{ m}^3/\text{s}$  au total, dont  $3 \text{ m}^3/\text{s}$  pour une vasque dont les dimensions ne dépassent pas  $100 \text{ m}$  sur  $200 \text{ m}$  ! ». Quarante ans après que sait-on du fonctionnement de cette curiosité hydrogéologique ?
- **la plaine du Gondo :** La dépression du Gondo offre un exemple parmi bien d'autres des nappes en bassin fermé. Elle recèle une nappe continue illustrée par la figure 13. Les courbes de niveau se fermant dans la partie centrale (courbes 200 à 160 entièrement closes) montreraient que l'essentiel de l'alimentation se produit sur les bordures, à partir de ruissellements issus de la falaise gréseuse de Bandiagara, ou du massif cristallin du Burkina Faso. L'alimentation directe de la nappe par les eaux météoriques est faible et la présence de la dépression donne à penser que celle-ci se vidange au loin par l'intermédiaire des calcaires dolomitiques karstifiés d'Irma. L'hypothèse plausible pour expliquer la dépression serait un



déséquilibre entre l'alimentation et les pertes par évaporation (ALBERGEL, 1978) que nous essaierons de mettre en évidence par les analyses isotopiques.

- **Le delta intérieur du Niger** : le delta intérieur du Niger entre Tombouctou et Ségou, est une vaste plaine comblée en surface par les alluvions du fleuve, en profondeur par le Continental Terminal et bordée par des grès siluriens (plateau de Bandiagara au sud, massifs du Ména et de Bassikounou au nord). La figure 14, extraite d'Archambault (1960), donne une idée de la piézométrie à l'époque. En période de crue, le delta intérieur consommerait plus de la moitié de l'eau venant du Niger et du Bani et le facteur prépondérant de cette déperdition serait l'évaporation.

### **3.1.2. Le Projet Bilan d'Eau**

Dans le cadre du projet « Bilan d'Eau » (IWACO, 1989), trois types d'aquifère avaient été définis sur la base des données lithologiques, géomorphologiques, tectoniques et géologiques ; ces 3 types d'aquifères sont classés en fonction de leur porosité :

- l'aquifère discontinu; la ressource est localisée et circule uniquement dans les fractures de roches massives du socle, dolérites, calcaires, silexites, grès ou dans les roches plastiques, argilifiées;
- l'aquifère semi-continu; la ressource est localisée dans le milieu poreux et circule dans les fractures et les joints de liage de grès, roches carbonatées, cuirasses, schistes;
- l'aquifère continu : la ressource est localisée dans le milieu poreux ou intensivement fissuré, associé à l'altération: altérites sur socle, alluvions, sables, grès friables.

Ces trois types d'aquifères se rencontrent aussi bien dans la zone du socle cristallin que dans la zone sédimentaire.

#### **3.1.2.1. La zone du socle**

On distingue trois systèmes aquifères superposés :

- les aquifères du milieu fissuré;
- les aquifères de la zone altérée;
- les aquifères des latérites.

Généralement les aquifères des altérites sont en contact hydraulique avec les aquifères des roches fracturées sous-jacentes; ils forment le système bi-couche avec la zone altérée, surtout capacitive et le milieu fissuré surtout conducteur. La zone altérée peut être décrite comme un milieu homogène à porosité d'interstices.

Le milieu fissuré sous-jacent par contre est hétérogène; ses caractéristiques hydrauliques sont plutôt déterminées par la densité et la géométrie des fissures qui se ferment progressivement avec la profondeur.

La continuité hydraulique des systèmes hydrogéologiques n'est pas encore bien claire. On remarque que :

- la zone altérée à porosité d'interstices peut assurer la continuité hydraulique ;
- en milieu fissuré, la continuité dépend de l'interconnexion des fissures.

### **3.1.2.2. Le système aquifère de la zone sédimentaire**

A part la formation du Continental Terminal on distingue en milieu sédimentaire la même superposition des niveaux aquifères que dans le milieu du socle :

- la roche dure,
- la zone altérée,
- les latérites.

La roche dure est représentée par les grès, calcaires, silicites et schistes traversés par des réseaux de failles.

Sur l'ensemble gréseux du bassin sédimentaire, les grès à galets de quartz (grès de Bobo) et les grès de base s'avèrent de très bons aquifères; la transmissivité est comprise entre 1,4 et  $2,8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$  et les débits spécifiques voisins à  $1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ .

Les calcaires et les silicites des séries grésos-schisto-dolomitique et schistes de Toun forment un horizon continu et sont considérés comme un gigantesque drain dans les formations encaissantes.

Le complexe fluvio-lacustre du Continental Terminal forme une nappe très régulière de grande envergure située au nord du bassin sédimentaire. Son épaisseur varie de 10 à 30 m.

Les aquifères des latérites ont une importance locale et souvent temporaire (aquifères perchés).

Par ordre croissant des meilleures conditions de transmissivité pour les séries sédimentaires, on a selon cette étude :

1. calcaires, dolomites ;
2. grès ;
3. Continental Terminal.

### **3.1.3. Le Projet Etude des ressources en eau souterraine de Bobo-Dioulasso**

Cette étude n'a concerné que le bassin versant du Kou et couvrait une superficie de l'ordre  $1500 \text{ km}^2$ . Sur le plan stratigraphique, quatre formations affleurant en bandes parallèles, ont été reconnues dans le secteur. Ce sont, de la base au sommet, les grès de Kawara-Sindou (ou « grès de base »), les grès glauconieux de Takalédougou (ou « grès de Sotuba »), les grès à granules de quartz

(« grès à yeux de quartz ») et les silstones, argilites et carbonates de Guéna-Sourkoudinga (« grésoschisto-dolomitique »).

Ces différentes formations s'empilent les unes sur les autres en couches subhorizontales affectées d'un léger pendage de 2° environ vers le nord-ouest (figure 15).

De nombreux ouvrages de reconnaissance ont permis d'une part, d'avoir des informations sur l'hydrodynamique des aquifères qu'hébergent ces formations et d'autre part d'apporter quelques éléments de réflexion sur le fonctionnement des sources du Kou et de Pessô. Le tableau 1 ci-dessous récapitule ces informations :

Tableau 1 : Informations hydrodynamiques des aquifères des GKS, GFG, GGQ et SAC (SOGREAH, 1994)

Formation	Ouvrages de reconnaissance	Q <sub>moyen</sub> (m <sup>3</sup> /h)	Q <sub>spéc.</sub> (m <sup>3</sup> /h/m)	T (m <sup>2</sup> /s)	S
GKS	F4, PZ13, PZ26	65	5	10 <sup>-3</sup>	10 <sup>-4</sup>
GFG	PZ2, PZ25	40 à 70		7.10 <sup>-4</sup>	
GGQ	F3, PZ1, PZ5, PZ10, PZ14, PZ15, PZ16, PZ17, PZ18, PZ21	200 à 320	350	6.10 <sup>-2</sup>	5,5.10 <sup>-4</sup>
SAC	PZ1, PZ3, PZ6, PZ7, PZ8, PZ9, PZ11, PZ12, PZ19, PZ20BIS, PZ21, PZ22, PZ23	# 200		1,1.10 <sup>-2</sup> à 5,6.10 <sup>-4</sup>	

L'important débit d'étiage des sources du Kou et leur contribution à l'AEP de la ville de Bobo-Dioulasso et à divers périmètres irrigués font qu'il a été jugé utile de revoir les diverses interprétations au sujet de leur fonctionnement hydrogéologique ; plusieurs hypothèses ont été avancées :

- la première hypothèse émise par Archambault est un écoulement d'origine karstique,
- la deuxième est la présence d'une faille le long du Kou,
- la troisième est la présence de drains à fort écoulement.

De ces hypothèses, la deuxième semble être la plus probable (SALVAYRE, 1997) : les coupes géologiques d'une douzaine de piézomètres qui encadrent le secteur des sources de la GUINGUETTE montrent la possibilité de l'existence d'une zone fracturée de 750 m de largeur Est-Ouest placée entre deux failles Ouest et Est ayant peut être un rejet de 50 et 80 m qui peut expliquer la localisation des venues d'eau.

### 3.1.4. Les Programmes RESO et BAD (1994 à 1999)

Ces deux programmes, au-delà des réalisations physiques importantes, sont une extension de l'étude ERES. Ils ont permis des avancées méthodologiques décisives dans le domaine de la connaissance

quantitative et qualitative des ressources en eau ainsi que de leurs usages socio-économiques. De septembre 1995 à avril 1997, un inventaire des ressources en eau a été entrepris et a touché près de 2000 villages. Un des produits de cet inventaire parmi tant d'autre, est une base de données géo-référencées informatisées et des données cartographiques digitalisées sur la base des données de terrain et d'analyse de photos satellite et aériennes.

### **3.1.5. Les données hydrogéologiques du Mali**

Sur la partie concernée par notre étude, nous avons pu obtenir l'inventaire des points d'eau effectué en 1988 ainsi que différentes « cartes hydrogéologiques » extraites de l'atlas hydrogéologique (Ministère des Mines, 1992) à l'échelle du degré carré soit au total 18 feuilles !

De l'inventaire nous avons pu extraire près de 1400 points d'eau dont les caractéristiques (localisation, altitude estimée, profondeur, niveau statique) sont connues.

Les transmissivités des aquifères, mesurées lors du projet Mali Sud II (SOGREAH, 1988) s'échelonnent entre  $3,9.10^{-2}$  et  $1,6.10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s et la distribution par formations aquifères est la suivante :

- Schistes de Toun (ST) : bonne transmissivité :  $10^{-4}$  à  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s
- Dolérites (DOL) : transmissivités assez variées, surtout comprises entre  $5.10^{-5}$  à  $5.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s
- Grès de Koutiala et de Bandiagara (GB+GK), Grès Inférieurs (GI) et Grès Silto-Dolomitiques (GSD) : Transmissivités assez variées, entre  $10^{-6}$  et  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s, les transmissivités les plus fréquentes se situent dans la gamme  $10^{-6}$  à  $5.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s.

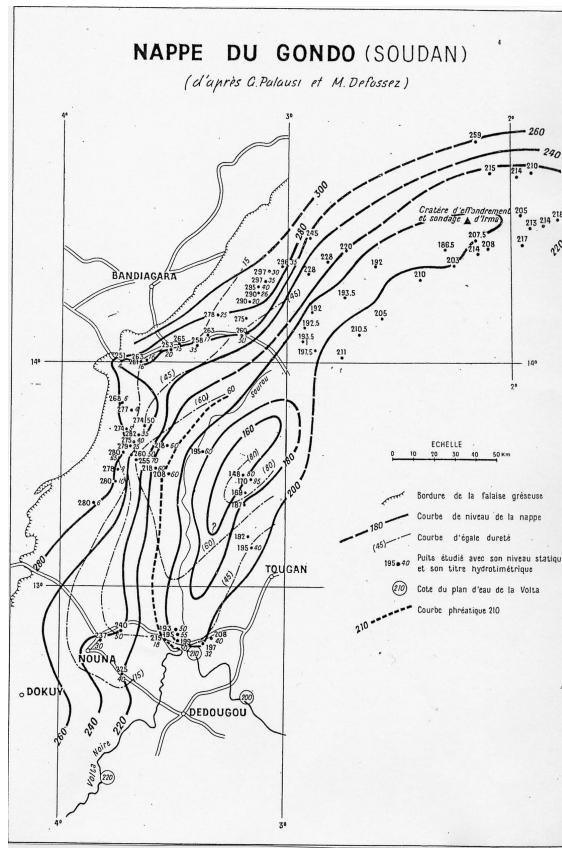


Figure 13: Piézométrie de la plaine du Gondo avant 1960 (extrait de J. Archambault, 1960)

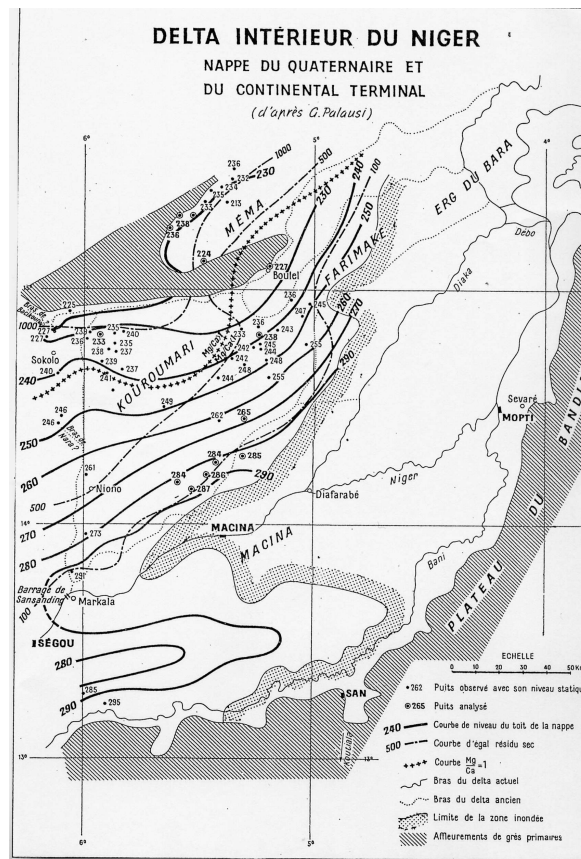


Figure 14: Piézométrie du Delta intérieur du Niger avant 1960 (extrait de J. Archambault, 1960)

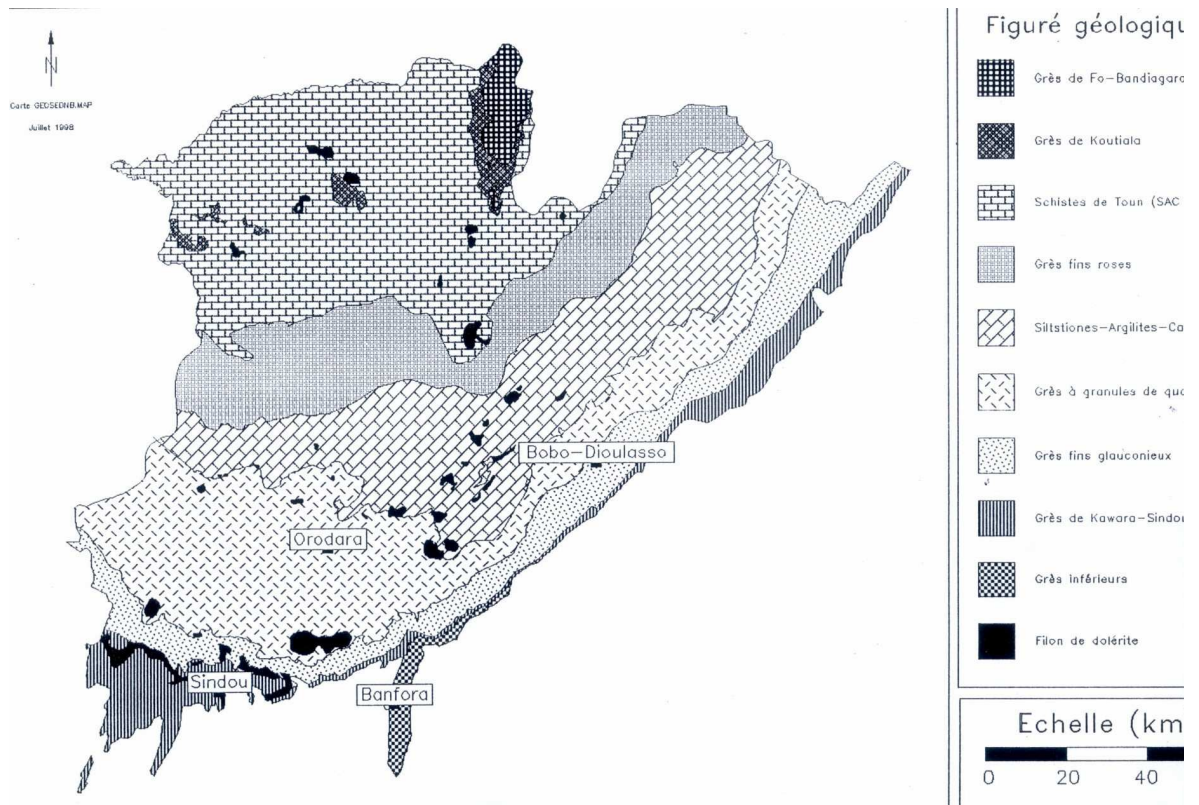


Figure 15.a : Carte géologique synthétique de la région de Bobo-Dioulasso (extrait de SOGREA, 1994)

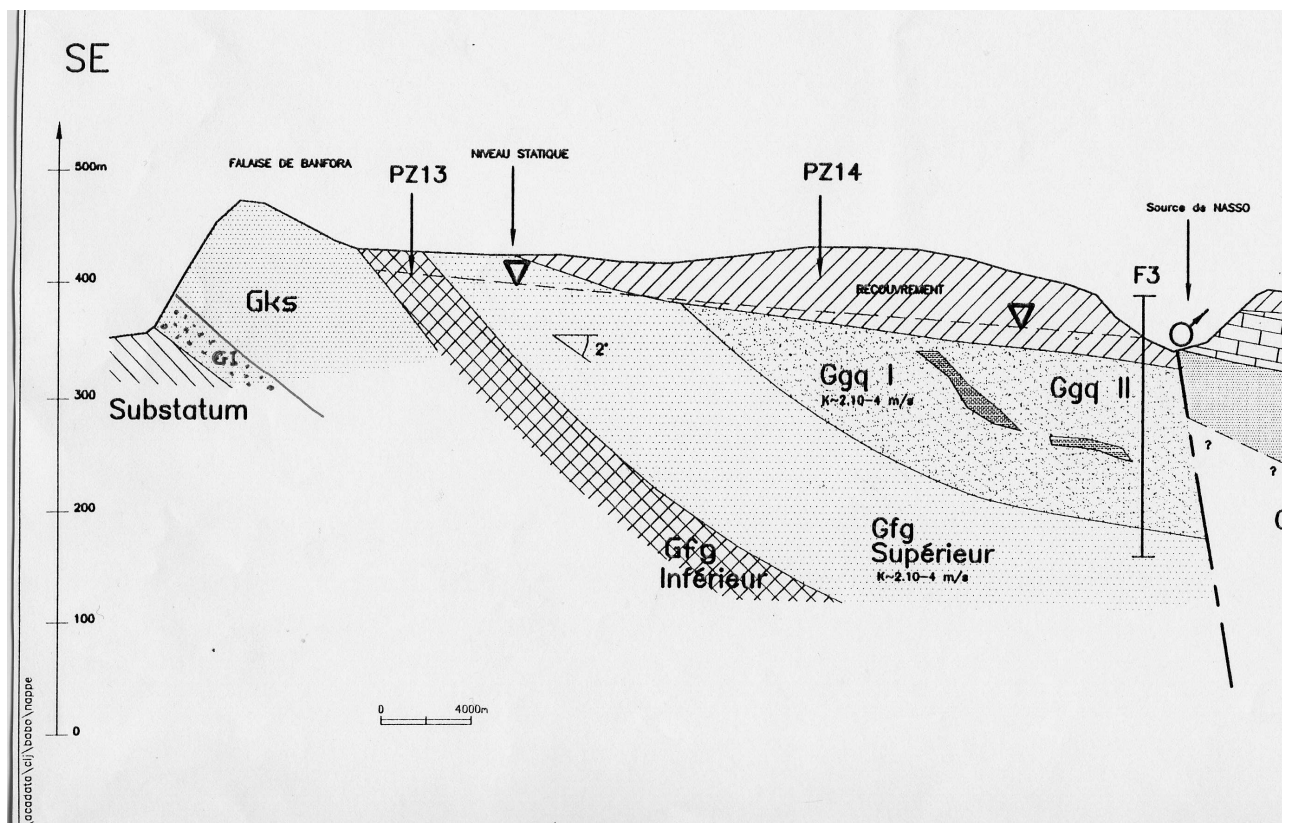


Figure 15-b : Coupe géologique synthétique de la région de Bobo-Dioulasso (extrait de SOGREA, 1994)

### **3.2. Le contexte hydrogéologique du réservoir fourni par les forages**

Les paramètres hydrogéologiques traités ci-après proviennent de l'analyse statistique des données de près de 2600 points d'eau dont 1400 pour la partie malienne : il s'agit tantôt d'anciens ouvrages recensés dans un inventaire en 1996 (inventaire du Programme RESO) et en 1988 (Répertoire des forages du Mali), tantôt extraits de la banque nationale de données sur les ressources en eau (BEWACO), tantôt d'ouvrages récents forés par les programmes RESO et BAD dont nous avons eu la chance de suivre l'exécution.

Cette multitude de sources implique une analyse critique des données pour assurer la cohérence d'ensemble de l'information recueillie.

**Niveau statique** : Le niveau statique de l'eau représente la profondeur du plan d'eau mesurée par rapport à la surface du sol. Ces mesures ont été réalisées à diverses périodes. Les valeurs annoncées doivent donc être considérées avec beaucoup de prudence.

**Niveau piézométrique** : Le niveau piézométrique représente l'altitude absolue de la surface de la nappe. On l'a calculé en soustrayant, pour chaque point d'eau, le niveau statique à l'altitude de la surface du sol. Cette dernière donnée est une estimation faite à partir des cartes topographiques au 1/200.000<sup>e</sup> avec des équidistances de 40 mètres. Cette méthode présente l'inconvénient de cumuler les incertitudes absolues provenant des deux mesures, d'où une incertitude résultante de l'ordre d'une vingtaine de mètres : en fait, cela ne représente qu'une incertitude relative d'environ 5 % du niveau piézométrique moyen mesuré dans l'ensemble de la série sédimentaire, par rapport au niveau de la mer.

Deux facteurs viennent néanmoins réduire l'incertitude sur les valeurs moyennes calculées :

- d'une part, le niveau statique au droit des sources correspond à la surface du sol, c'est-à-dire à une profondeur nulle,
- d'autre part un certain lissage statistique doit exister compte tenu du grand effectif de forages pris en compte avec probablement une égale représentation des données de basses eaux et de hautes eaux, ce qui concourt à stabiliser la valeur moyenne.

#### **3.2.1. Les caractéristiques hydrogéologiques par formation**

Nous les décrivons en remontant la série depuis le socle.

##### **3.2.1.1. Les Grès inférieurs (GI)**

Cette formation géologique d'extension limitée se trouve au pied de la falaise de Banfora en bordure du socle : on l'observe sur 10 à 15 km de part et d'autre de Banfora. Pour R. Trompette (TROMPETTE, 1973), il s'agit de grès lenticulaires renfermant des shales (argilites) et des grès fins rouges arkosiques, localement conglomératiques avec des galets de grès quartzite et de granite.

Le tableau 2 montre que par rapport aux deux formations géologiques encaissantes, le socle et les grès de Kawara-Sindou, la nappe des grès inférieurs se trouverait en moyenne à un niveau piézométrique intermédiaire. L'écoulement général de la nappe aquifère serait donc logiquement dirigé, dans cette zone, des affleurements de grès de Kawara-Sindou de la falaise de Banfora en direction du socle via les grès inférieurs.

### **3.2.1.2. Les Grès de Kawara Sindou (GKS)**

Les grès de Kawara-Sindou (GKS) se présentent sous la forme d'une mince bande qui s'élargit à l'Ouest, dans la région de Loumana.

Sur le plan géomorphologique, ces grès forment l'essentiel de la falaise de Banfora. A l'Ouest de Douna, leur largeur d'affleurement augmente significativement pour atteindre près de 25 km à Baguéra : ils forment alors une zone de petits plateaux hachés de nombreux escarpements et de canyons et débordent même sur la plaine vers Sindou, Kangoura et Baguéra. C'est dans ces grès que se trouve le mont Ténakourou, point culminant du Burkina Faso avec 747 mètres.

Le faciès le plus représenté est un grès fin à moyen, de couleur blanchâtre à rose.

L'épaisseur moyenne de cette formation varie de 350 m vers Kawara à environ 60 m à l'Est de Toussiana selon les estimations de C. Ouédraogo (OUEDRAOGO, 1998).

Le niveau statique de la nappe a une valeur moyenne de l'ordre de 10 mètres sous le sol.

La nappe des grès de Kawara-Sindou est fortement captive aux forages PZ13 et F4 de Darsalamy : après la foration, le niveau statique s'est établi à 16,61 m alors que la première venue d'eau n'a été recoupée que vers 70 mètres de profondeur.

Cette captivité de la nappe est confirmée par deux autres types de mesures :

- le résultat du pompage d'essai réalisé en 1994 sur le forage F4, distant de 40 mètres du PZ13,
- les analyses isotopiques effectuées sur un ensemble de points d'eau.

Le pompage d'essai a permis de calculer un coefficient d'emmagasinement de  $1,5 \cdot 10^{-4}$  qui traduit effectivement une nappe captive. Les analyses isotopiques indiquent par ailleurs une eau ancienne, sans trace de tritium, avec un âge moyen de 500 ans d'après le carbone 14 au piézomètre PZ13. Une vérification de l'extension de la captivité de cette nappe vers le Nord-Est ainsi que le Sud-ouest est fournie par les analyses isotopiques des forages respectivement de Léguéma Peulh et Moussobadougou et Péni, Négouéni et Takalédougou dont les résultats indiquent aussi l'absence de tritium.



### **3.2.1.3. Les Grès fins glauconieux (GFG)**

Les grès fins glauconieux forment le rebord supérieur de la falaise de Banfora : ils affleurent sur une bande d'une dizaine de kilomètres de largeur en retrait de la ligne de crête. Le contact avec la formation sous-jacente semble progressif. On passe en effet du niveau grossier conglomératique du sommet de la formation de Kawara-Sindou, à une alternance de grès grossier conglomératique glauconieux et de minces niveaux de grès très fin, silteux, rougeâtre, à débit schisteux.

Au total, l'épaisseur de la formation varierait donc de 160m à 500 mètres environ.

Sur le plan hydrogéologique, ils renferment un aquifère capté notamment par de nombreuses industries de Bobo-Dioulasso ainsi que par les usines d'embouteillage de Lafi et de Brakina.

L'inventaire RESO de 1996 a noté l'existence de nombreuses sources qui soulignent le tracé de la falaise et qui se trouvent assez haut en altitude.

### **3.2.1.4. Les Grès à granules de quartz (GGQ)**

Les grès à granules de quartz affleurent en une bande, située au nord de la falaise de Banfora. Autour de Bobo-Dioulasso, la largeur de cette bande est d'une dizaine de kilomètres alors qu'elle atteint 25 km à l'ouest du méridien de Banfora.

Les grès à granules de quartz sont formés d'un seul faciès relativement homogène de grès fin à grossier localement chargé de graviers de quartz.

L'épaisseur de la formation ne semble pas dépasser 200 mètres dans la zone Est

Il existe de nombreuses sources qui traduisent un niveau piézométrique élevé: sources de la Koba, de Diolé, de Diéri, ...

Par rapport aux formations encaissantes, le tableau 2 montre que les grès à granules de quartz possèdent le niveau piézométrique le plus haut de toute la série sédimentaire.

### **3.2.1.5. Les Siltstones-Argilites-Carbonates (SAC1)**

Les siltstones-argilites-carbonates affleurent en une large bande parallèle à la falaise de Banfora. Cette bande, qui mesure une vingtaine de kilomètres de largeur autour de Bobo-Dioulasso, se rétrécit de moitié à l'ouest du méridien de Banfora.

Leur caractéristique principale est leur grande hétérogénéité par rapport aux faciès précédents, essentiellement gréseux : on y trouve plusieurs alternances de niveaux gréseux plus ou moins fins (siltstones), d'argilites parfois épaisses et de quelques bancs carbonatés, localement silicifiés. La glauconie accompagne souvent les faciès gréseux de cette formation.

Le passage d'une formation à l'autre se ferait progressivement par une augmentation de la granulométrie des sédiments et par une disparition des couches les plus fines (schistes et calcaires).

L'épaisseur totale de la formation pourrait dépasser 300 mètres.

Le niveau statique de la nappe des siltstones-argilites-carbonates est en moyenne de l'ordre de 12 mètres.

#### **3.2.1.6. Les Grès fins roses (GFR)**

Les grès fins roses affleurent en une bande d'une dizaine de kilomètres de large, parallèle à la falaise de Banfora.

Sur le plan géomorphologique, la formation des grès fins roses et son contact avec les siltstones-argilites-carbonates sont occupés par le thalweg du Mouhoun supérieur. C'est une zone fréquemment recouverte d'alluvions ou de colluvions où le sous-sol n'affleure que difficilement à l'exception des niveaux de grès quartzite durs.

L'épaisseur totale de cette formation est estimée à une centaine de mètres. Leur caractéristique principale est leur grande homogénéité par rapport aux faciès précédents: il s'agit en effet essentiellement d'un grès quartzite très fin, micacé et glauconieux, de couleur rose dominante.

Selon le même auteur, le niveau des grès fins roses ne représenterait qu'un épisode de sédimentation temporairement plus grossière au sein d'une vaste série regroupant les deux formations de "siltstones-argilites-carbonates" car l'étude pétrographique et morphoscopique ne montre pas de différences entre ceux-ci.

Le niveau statique de la nappe des grès fins roses est en moyenne de l'ordre de 11 mètres.

On constate que la piézométrie moyenne continue de décroître logiquement au fur et à mesure que l'on remonte la série sédimentaire.

#### **3.2.1.7. Les schistes de Toun (SAC2)**

Les schistes de Toun sont formés d'une alternance irrégulière d'argilites et de siltstones intercalés de bancs carbonatés et gréseux.

L'épaisseur totale de cette formation est estimée à 450 mètres.

Le niveau statique de la nappe des schistes de Toun est de l'ordre de 10 mètres.

Par rapport aux deux formations géologiques encaissantes, la nappe des schistes de Toun se trouverait globalement à un niveau piézométrique intermédiaire.

#### **3.2.1.8. Les Grès de Koutiala (GK) et Fo-Bandiagara (GB)**

Les grès de Koutiala et de Fo-Bandiagara affleurent en une zone ovale, d'axe grossièrement Nord-Sud, dans la région de Fo.

En forage, les grès de Koutiala et de Fo-Bandiagara montrent les mêmes faciès gréseux, assez difficiles à individualiser. Ils sont formés de grès fins à très fins pour les premiers (avec présence de siltstones) et moyens à conglomératiques pour les seconds.

L'épaisseur cumulée ne dépasserait pas 100 mètres.

La formation des grès de Koutiala se trouve à un niveau piézométrique plus bas par rapport à l'ensemble de la série sédimentaire (exception faite des grès inférieurs).

L'écoulement général de la nappe aquifère se ferait donc dans deux sens opposés avec les grès de Koutiala comme exutoire.

### 3.2.1.9. L'Infracambrien Tabulaire (ICT)

Nous ne disposons pas d'assez d'éléments pour décrire cette partie du bassin. On peut simplement retenir que le niveau statique est du même ordre de grandeur que dans les formations antérieures.

### 3.2.1.10. Le Continental Terminal (CT)

Le Continental Terminal est une formation argilo-sableuse plus ou moins bariolée, souvent rubéfiée, discordante et transgressive sur le Précambrien inférieur. Les différents auteurs lui attribuent une puissance allant de 10-30 mètres à 100 mètres. Le niveau statique dans cette formation est plus profond (24 mètres) et le niveau piézométrique plus bas (autour de 250 mètres). Le recouvrement latéritique est un caractère dominant des paysages pénéplaines, mollement ondulés ou tabulaires. Leur épaisseur varie beaucoup (de 1 à plus de 20 mètres). La figure 16 illustre une coupe type de forage.

Tableau 2 : Caractéristiques moyennes des forages dans le sud-ouest du Burkina Faso et le sud du Mali.

Formation	Nbre	Prof-mini	Prof-maxi	Prof-moy	NS-moy	Qmoyen	Qs	NPmoyen
GI	6	76	196	129	8	9		293
GKS	67	37	196	83	10	6	0.43	342
GFG	134	41	196	94	16	8	0.78	405
GGQ	269	37	142	70	14	12	1.31	434
SAC1	158	43	190	82	12	10	0.51	345
GFR	44	43	122	71	11	14	0.91	328
SAC2	135	25	147	71	10	17	9.73	326
GK	50	49	68		14	9	0.68	305
GB	12				12			332
ICT	1074	20	209	64	12			345
CT	629				24			249
Total	2578							

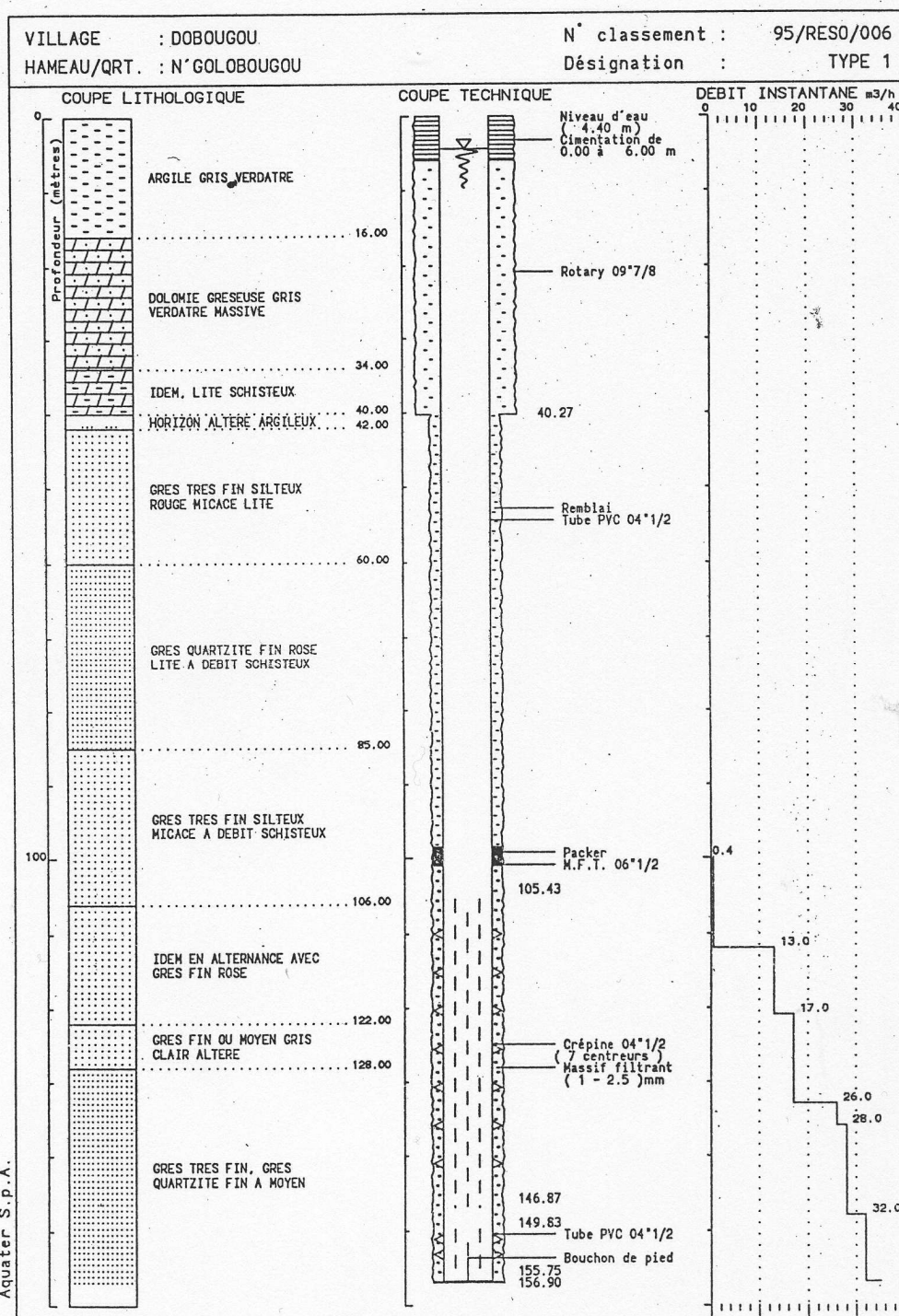


Figure 16: Coupe type de forage

### 3.2.2. La géométrie de l'aquifère à modéliser

Comme on l'a constaté, on ne dispose que d'assez peu de données sur l'environnement lithologique. Les quelques rares forages profonds ne dépassent guère 200 mètres (le piézomètre PZ13 au pied de la falaise de Banfora à Darsalamy a une profondeur de 219 mètres contre 208 mètres pour le forage artésien de Sikasso).

La principale question qui se pose concerne le nombre et l'extension des aquifères.

A vrai dire, les arguments qui permettraient de trancher cette question ne sont pas en notre possession. Il n'existe par exemple aucun forage assez profond pour avoir recoupé plusieurs terrains, pour avoir visualisé leur contact et pour pouvoir confirmer ou infirmer la continuité d'une couche géologique vers l'intérieur de la zone sédimentaire. Il n'existe pas non plus de prospection géophysique profonde de type sismique qui pourrait également répondre à cette question. Il n'existe pas, enfin, de relevés piézométriques fiables et suivis permettant d'avoir une idée des directions d'écoulement des eaux souterraines et de proposer ainsi une carte piézométrique correcte.

Faut-il considérer que l'on a à faire à un ou plusieurs niveaux aquifères ? L'absence de niveaux imperméables entre les différentes formations géologiques et leur nature équivalente (sables et grès) laisse penser à des formations sédimentaires de type alluvial en stratification entrecroisée sans argile. Ce qui voudrait dire que l'on a à faire à un seul bassin avec des perméabilités différentes suivant que l'on a des sables, des graviers plus ou moins consolidés sous la forme de grès. Nous optons pour cette conception à savoir un réservoir multicouche ou multi-strate mais unique.

Ceci serait en parfait accord avec l'idée que l'on peut se faire de la conception de ce réservoir : ce réservoir est essentiellement constitué de sables, de graviers qui sont des matériaux surtout siliceux. Il y'a peu de calcaire ou quelques niveaux de calcaire représentés essentiellement par les stromatolites qui sont des formations organiques calcaires.

Ceci est par ailleurs corroboré, comme on le verra au chapitre suivant, par l'évolution du chimisme de l'eau au sein de la série sédimentaire : sur le plan hydrogéochimique, il n'existe en tout et pour tout qu'une seule famille d'eau de faciès bicarbonaté calcomagnésien. L'analyse en composantes principales montre une évolution de ce faciès vers un enrichissement en bicarbonates d'amont en aval, depuis les grès fins glauconieux ou les grès à granules de quartz vers les schistes de Toun. Ce schéma de fonctionnement hydrogéochimique corrobore donc l'hypothèse d'une nappe unique et continue où viennent se mélanger les divers types d'eau souterraine.

Par ailleurs, les résultats d'analyses isotopiques sont conformes à ce que l'on attendrait d'un aquifère unique. Le temps moyen de séjour de l'eau passe de moins de 50 ans dans les grès fins glauconieux (Bobo-Dioulasso) à près de 500 ans au toit des grès à granules de quartz (Nasso) jusqu'à plus de 4 000 ans au sein des siltstones-argilites-carbonates (Fon). Cette évolution corroborerait l'hypothèse d'un écoulement lent et continu globalement dirigé du sud vers le nord.

### **3.3. Esquisse piézométrique**

Pour réaliser une carte iso-piézométrique, il est nécessaire de réaliser avec exactitude un nivellement de la tête des forages. Ce fut pour nous un problème car nous ne disposions pas du matériel nécessaire. Nous avons à cet effet, soumis un projet de nivellement à la société nationale de distribution d'eau potable (ONEA) qui a bien voulu accepter de le financer.

La justification de notre projet a été la suivante :

- Les principaux cours d'eau pérennes (Mouhoun, Comoé) y prennent leur source et leur débit d'étiage est soutenu par les eaux souterraines.
- Les grands aménagements hydroagricoles de la région (Banzon, Vallée du Kou, Vallée du Sourou) doivent leur survie à l'importance des eaux souterraines.
- L'alimentation en eau potable des agglomérations urbaines se fait à partir des eaux souterraines.

Toutes ces exploitations d'eau souterraines induisent un certain nombre de perturbations dans le régime hydrodynamique de (s) nappe (s) qu'il est important de connaître parfaitement pour une meilleure gestion des ressources.

Toutefois, avant d'étudier l'effet de ces perturbations, il convient d'élucider aussi complètement que possible un régime de référence. Ceci exige au préalable une connaissance de la surface piézométrique.

Un réseau piézométrique couvrant une bonne partie du bassin versant du Kou existe et est suivi pour la plupart depuis 1992. Mais le manque de nivellement topographique adéquat ne permet pas l'établissement d'une bonne piézométrie, nécessaire à une meilleure planification de l'exploitation des ressources en eau souterraine.

Le projet qui consistait en un nivellement topographique à l'aide de récepteur GPS en mode différentiel de points d'eau représentatifs du Bassin sédimentaire du Sud-Ouest du Burkina Faso, permettra de combler cette lacune.

Entre temps, nous avons pu nous équiper d'un GPS Différentiel grâce à un soutien financier de l'AIEA mais nous n'avons pas eu le temps matériel et financier pour réaliser une campagne de nivellement.

Nous avons donc utilisé les indications à notre disposition (carte topographique au 1/200000<sup>e</sup> avec des équidistances de 40 mètres). Avions-nous le droit de faire ça ?

Le relief topographique n'est pas accentué ; les erreurs que nous pouvions introduire en raison du manque de précision du nivellement étaient moindres. Nous sommes donc conscients des incertitudes de la carte que nous fournissons actuellement car la précision d'une carte piézométrique est fonction de l'exactitude de la topographie. Nous pensons qu'elle reste tout de même valable en ce qui concerne la détermination du sens général de l'écoulement des eaux souterraines.

Nous avons mis « esquisse piézométrique » pour la raison suivante : nous disposons pour tracer cette carte de très nombreuses données de forages réparties sur une grande surface.

Dans un premier temps, nous avons tenté de faire une carte piézométrique générale de notre zone d'étude rattachée à l'ensemble du bassin sédimentaire de Taoudenni en espérant qu'il y'ait des recoupements par la suite...

Dans un deuxième temps, nous nous sommes intéressés à l'évolution temporelle de la piézométrie sur un certain nombre de piézomètres qui ont fait l'objet de suivi dans le temps.

### **3.3.1. Interprétation des variations piézométriques**

L'interprétation des variations du niveau des nappes, dont on reviendra plus loin avec la figure 20, peut donner accès à des paramètres se rapportant à des phénomènes non seulement de courte période, mais aussi de grande période, pouvant dépasser l'année.

Ainsi l'interprétation de leur comportement sous l'effet des phénomènes variés qu'elles subissent, mène à de nombreuses applications pratiques (DEGALLIER, 1969), notamment :

- la prévision de l'évolution naturelle du niveau d'une nappe,
- la mesure de l'alimentation des nappes par les pluies,
- la mesure des caractéristiques hydrauliques des nappes, telles que le coefficient de tarissement, fonction de T/S,
- la mesure de la compressibilité de l'aquifère et surtout du coefficient d'emmagasinement « S ».

Avant toute interprétation, il a fallu s'assurer de la qualité des données par une critique de celles-ci et l'élimination des données aberrantes.

Quelles sont les causes possibles de variations ? Les causes peuvent être des phénomènes très variés : géologiques, géomorphologiques, climatiques, anthropiques, météorologiques ou hydrologiques.

On peut distinguer les variations transitoires, ajustements du niveau à un changement définitif des conditions, et les variations périodiques ou fluctuations, ajustements à des changements alternés.

Quelles que soient leur durée et leur période, ces variations diverses résultent de deux termes inégaux : la recharge (commandée par la pluie) et la vidange (commandée par les conditions du parcours souterrains).

L'allure des courbes permet de définir quelles lois physiques expliquent le comportement de la nappe.

### **3.3.2. Evolution temporelle**

Il faut noter que d'une façon générale, la collecte des données est à la base de la connaissance et d'une bonne gestion des ressources en eau. Or cette étape importante, qui précède le stockage, le traitement et la diffusion des données, est de loin la plus onéreuse (Bro-DHI-IWACO, 2001).

La zone, objet de la présente étude, est la plus dotée en infrastructures de suivi quantitatif de la ressource. Deux directions régionales de l'hydraulique (Hauts-Bassins et Boucle du Mouhoun) sont en charge de ce suivi avec un parc de 117 piézomètres.

A l'échelle locale, la région de Bobo-Dioulasso est la plus équipée ; on y dénombre 59 piézomètres sur une superficie de moins de 1500 Km<sup>2</sup>.

Nous avons examiné l'évolution temporelle du niveau piézométrique pour un certain nombre de piézomètres témoins. Les différentes réactions enregistrées sont illustrées dans la figure 17.

**Les Grès Inférieurs (GI) :** Deux piézomètres permettent de suivre le comportement de cet aquifère. Les variations temporelles montrent que ceux-ci sont soumis à des fluctuations saisonnières annuelles avec des amplitudes autour de 2.50 mètres. Les niveaux extrêmes sont atteints pendant les mois d'octobre à décembre et juillet à août respectivement pour les hautes eaux et basses eaux (voir figure 17.a). Cela correspond à un déphasage de 1 à 3 mois par rapport aux périodes de fortes précipitations dans la région (juillet à septembre). La réaction de la nappe n'est donc pas instantanée comme on pourrait le penser.

Une tendance à la baisse est observée pour les 2 piézomètres. Cette baisse pourrait être mise en relation d'une part avec les précipitations qui sont passées de 1150 mm en 1988 à 800 mm en 1992 et d'autre part avec l'accroissement certain des pompages d'eau pour l'AEP de la ville de Banfora.

**Les Grès de Kawara Sindou (GKS) :** Les chroniques disponibles concernent cinq piézomètres dont la durée du suivi est de 5 ans (1995 à 2000) mais seules les données de 4 d'entre eux sont exploitables car le 5<sup>e</sup> (PZ13) a été perturbé par une exploitation à des fins d'AEP.

Deux types de réactions sont observés (voir figure 17.b) :

- variations annuelles : les piézomètres PZ26 et F4 situés au nord-ouest des affleurements sont soumis à des fluctuations annuelles avec des amplitudes restant inférieures à 1 mètre.
- Faible ou absence de variation saisonnière et baisse continue de la nappe dans la partie sud-ouest des affleurements ; l'amplitude de fluctuations, si elles existent, ne dépasse pas 0,50 mètre. En six ans, le piézomètre P42 a connu une baisse de 1,50 mètres contre 1,80 mètres pour P41 ; soit une baisse annuelle de l'ordre de 30 cm.

La vidange de la nappe est nettement mise en évidence par la relativement forte corrélation existante si l'on applique les lois classiques de vidange de type exponentiel. On obtient :

- pour P42 :  $h = 475e^{-9.10^{-7}t}$  avec R2 = 0,88
- pour P41 :  $h = 431e^{-3.10^{-6}t}$  avec R2 = 0,97

**Les Grès Fins Glauconieux (GFG) :** L'évolution temporelle est suivie à l'aide de 15 piézomètres mais seuls 10 sont régulièrement suivis. L'ensemble de ces piézomètres réagit plus ou moins bien aux précipitations avec un décalage dans le temps. Les amplitudes de fluctuations saisonnières varient de 0,50 à près de 2 mètres (voir exemples sur figures 17.c).

Les fortes fluctuations concernent les piézomètres P2, P4, PZ2 et P35 dans la partie nord-est.



Les faibles fluctuations s'observent dans le secteur sud-ouest des affleurements et concernent les piézomètres P36, P38, et PZ24.

Les piézomètres P3, P39, P40 ont des réactions douteuses c'est à dire qu'on ne note pas de variation du niveau de la nappe suite aux évènements pluvieux.

Une baisse généralisée est également observée ; en l'espace de six ans celle-ci a atteint 0,30 à 1 mètre par endroits soit de 5 à 20 cm par an.

**Les Grès à Granules de Quartz (GGQ) :** Trente cinq (33) piézomètres permettent de suivre les fluctuations dans cette formation. Trois types de réactions sont observées (voir figures 17.d) :

- Réaction « positive » sensible à la recharge directe par les pluies avec des amplitudes de fluctuations annuelles ne dépassant guère 50 cm. Exceptionnellement, quatre piézomètres (P10, P22, P23 et PZ1) dépassent un mètre de fluctuation ; ceci pourrait être dû aux pompages de l'école forestière de Dindéresso ainsi que du Centre universitaire polytechnique pour l'AEP. La majorité des piézomètres est concernée par ce type de réaction.
- Réaction « négative » : les piézomètres de ce groupe ne sont pas sensibles aux précipitations ; aucune fluctuation n'est donc enregistrée mais la baisse de la nappe est continue. Ce phénomène est surtout observé aux piézomètres situés à proximité de Bobo-Dioulasso et de Orodara où la recharge par les pluies, si elle existe, ne semble pas compenser les pompages d'eau.
- Réaction douteuse ou perturbée par des pompages : on ne note pas de variation de la nappe, ou on constate que celle-ci fluctue énormément sans commune mesure avec une éventuelle recharge directe.

**Le premier niveau de Silstones Argilites Carbonatées (SAC1) :** Dix-sept piézomètres permettent de suivre le comportement de la nappe.

- La réaction de deux d'entre eux est douteuse ; il s'agit de PZ12 et Tia2.
- Cinq piézomètres (PZ3, PZ8, PZ20bis, Mokouna3 et Mokouna4) réagissent peu ou presque pas aux précipitations.
- Les piézomètres situés dans la région de la Boucle du Mouhoun au nord de Bobo (Tia3, Ouakara3 et Ouakara4), sont fortement influencés par les pompages car on observe plusieurs basses et hautes eaux pendant une même saison.
- Les piézomètres PZ19, PZ6 et P13 connaissent des fluctuations exceptionnellement élevées (respectivement 1,5 ; 2 et 5 mètres). Ceux-ci sont, avec le piézomètre P22 de la formation des grès à granules de quartz, situés sur un même alignement orienté sud-ouest/nord-est. Ce phénomène pourrait être mis en relation avec la présence d'une faille majeure.

- Le reste des piézomètres connaît des fluctuations saisonnières avec des amplitudes allant de 0,20 à 0,90 mètre.

La figure 17.e illustre ces types de réaction.

La baisse généralisée dans le temps est également observée : de 5 à 50 cm par an.

**Deuxième niveau des Silstones Argilites Carbonatées (SAC2) :** Vingt-sept piézomètres permettent le suivi des fluctuations des niveaux de cette formation, mais tous sont concentrés dans deux zones principalement : Dédougou au nord-est et Dingasso/N'Dorola au sud-ouest.

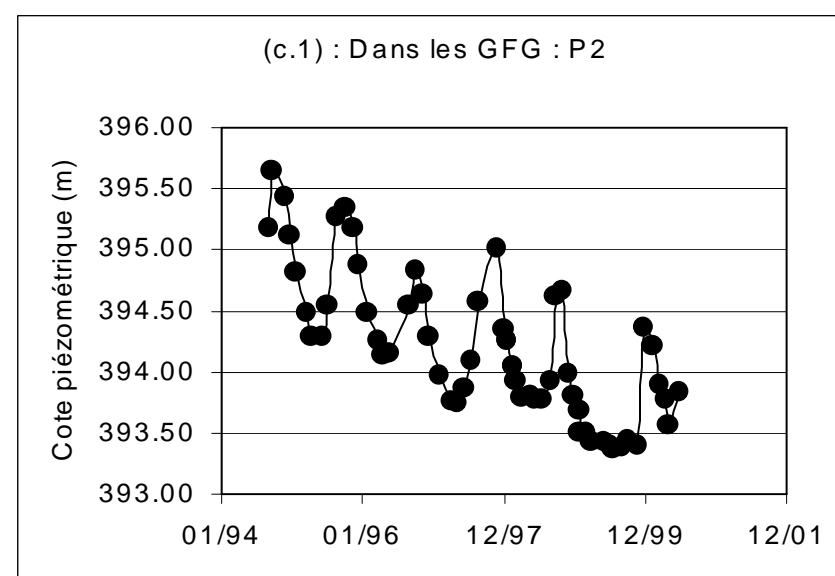
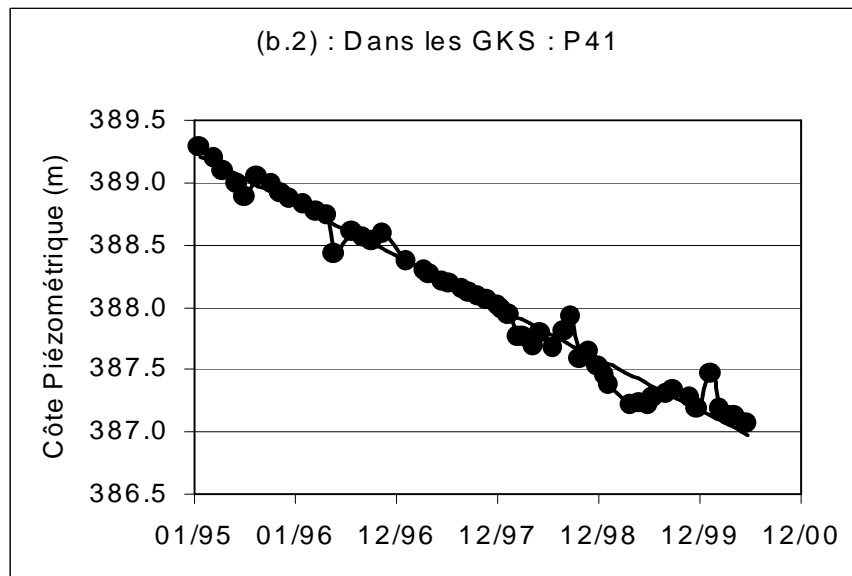
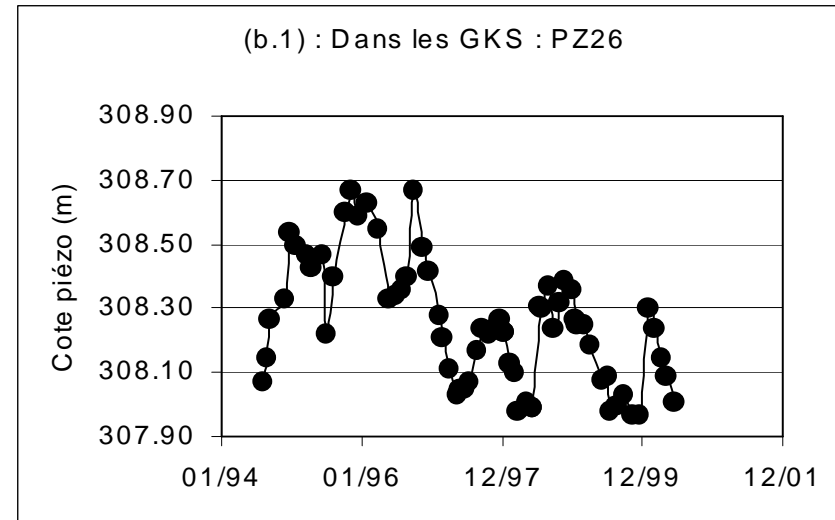
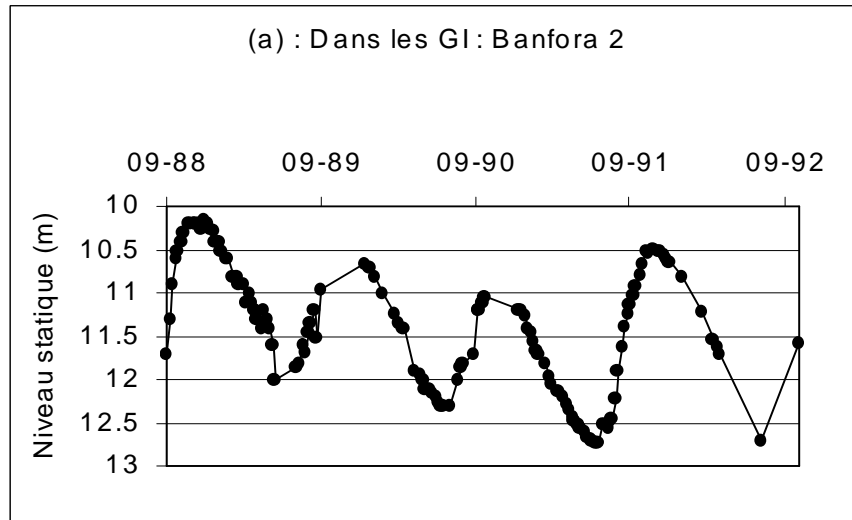
La presque totalité des piézomètres à l'exception de ceux de Dédougou réagissent aux précipitations avec un décalage de près de deux mois (voir un exemple sur la figure 17.f.1).

Le niveau des trois piézomètres de Dédougou ne fait que baisser depuis le début du suivi : en six ans, le niveau a baissé de 1.50 à 2.50 mètres, soit en moyenne de 30 à 40 cm/an (voir un exemple sur la figure 17.f.2). Les seules « perturbations » semblent plutôt liées au pompage.

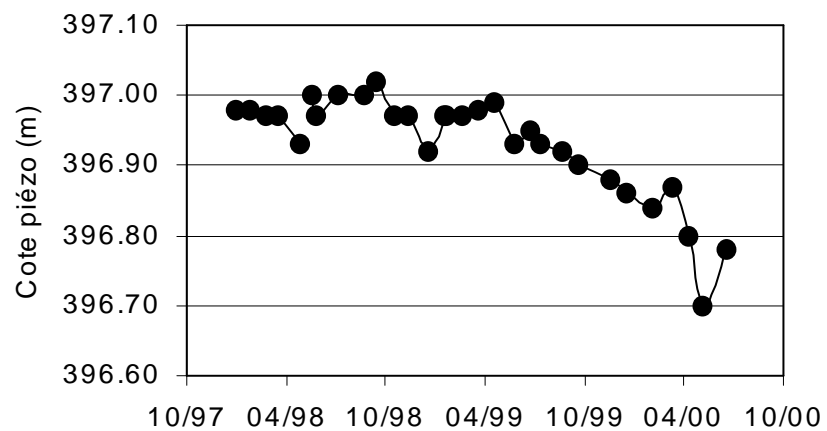
**Les Grès de Koutiala (GK) et Bandiagara (GB) :** Dans ces deux formations l'ensemble des piézomètres (au nombre de 18) réagit aux impulsions pluviométriques mais beaucoup plus aux sollicitations des pompages. Contrairement aux autres formations, ici on n'observe pas de baisse piézométrique et même curieusement certains piézomètres montrent des tendances à la hausse (voir figure 17.g pour les cas de Djibasso-7 et Kira-1). Ces fluctuations laisseraient croire que la recharge dans cette partie du bassin est annuelle. En réalité, comme on le verra plus loin à l'aide des analyses isotopiques, il n'y a pas de recharge actuelle et les fluctuations sont plutôt le résultat de transfert de pression.

**Le Continental Terminal :** Seize piézomètres sont suivis, mais seulement les données de la moitié sont exploitables. Ces derniers réagissent tous aux précipitations et sont très influencés par les pompages (voir exemple du piézomètre de Nouna sur la figure 17.h.1).

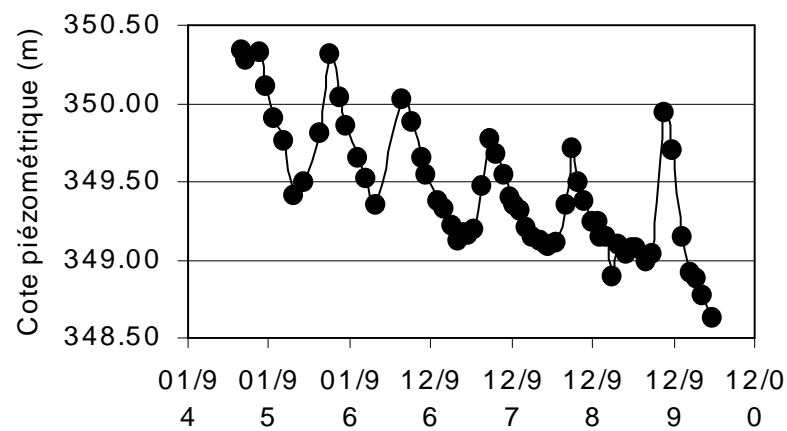
Une hausse est observée sur un des piézomètres (voir figure 17.h.2) : il s'agit de celui de Di-5 qui se trouve au cœur même de la dépression dite de Gondo ! Serait-ce donc là une zone d'accumulation des eaux de la plaine du Gondo ? La géochimie devrait montrer en principe une minéralisation plus élevée dans ce secteur ainsi que des âges isotopiques plus élevés.



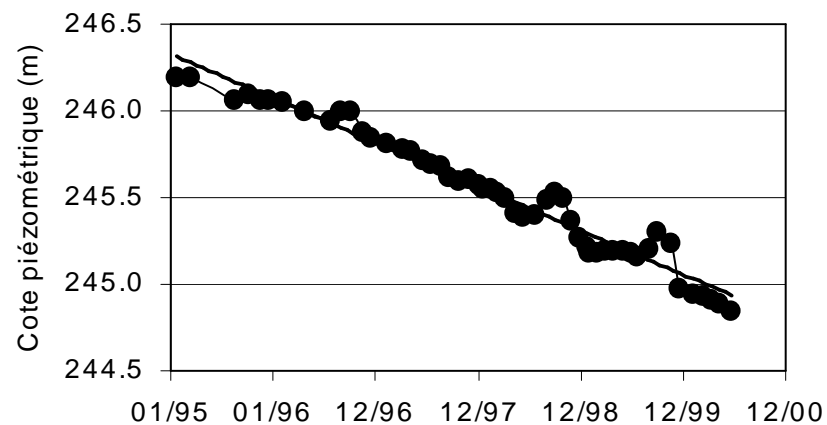
(c.2) : Dans les GFG : PZ24



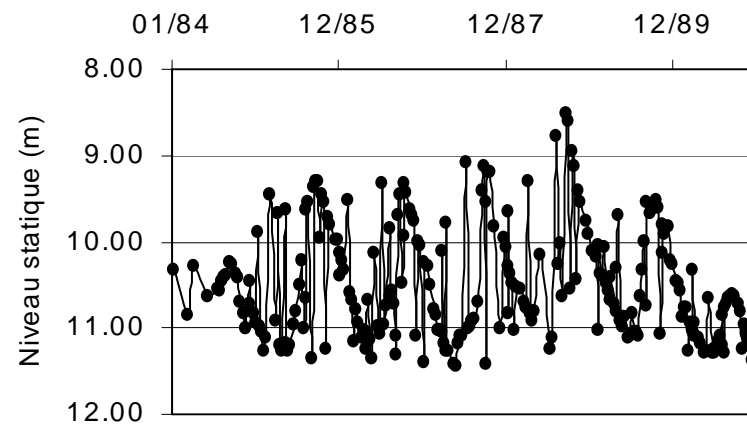
(d.1) : Dans les GGQ : PZ16



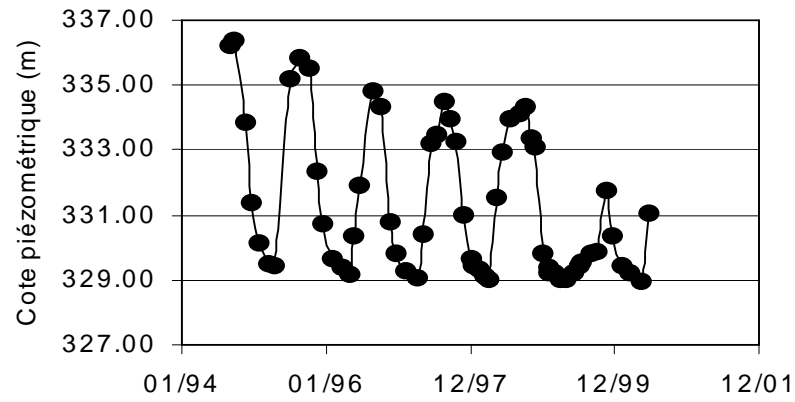
(d.2) : Dans les GGQ : P14



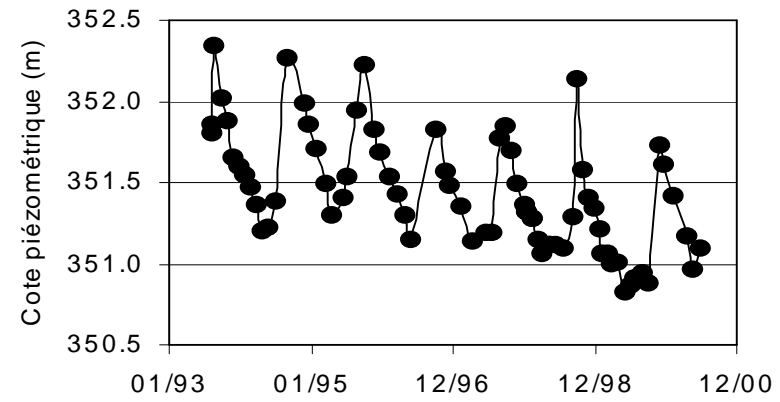
(e.1) : Dans les SAC1 : Tia-3



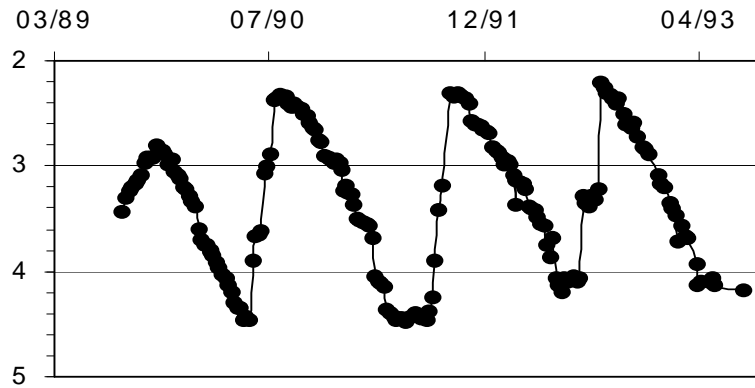
(e.2) : Dans les SAC1 : P13



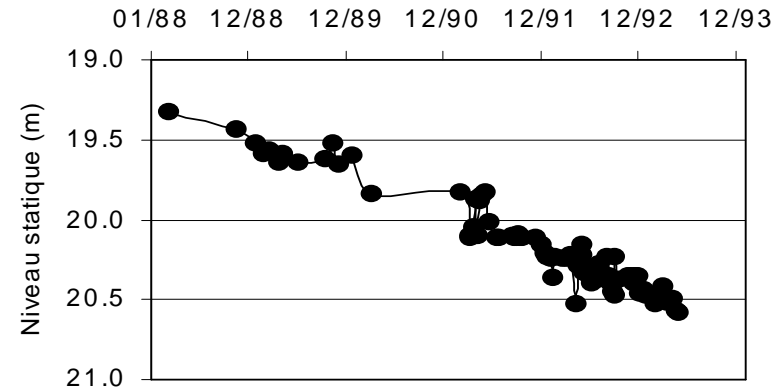
(e.3) : Dans les SAC1 : PZ23



(f.1) : Dans les SAC2 : Dingasso 10



(f.2) : Dans les SAC2 : Dédougou-13



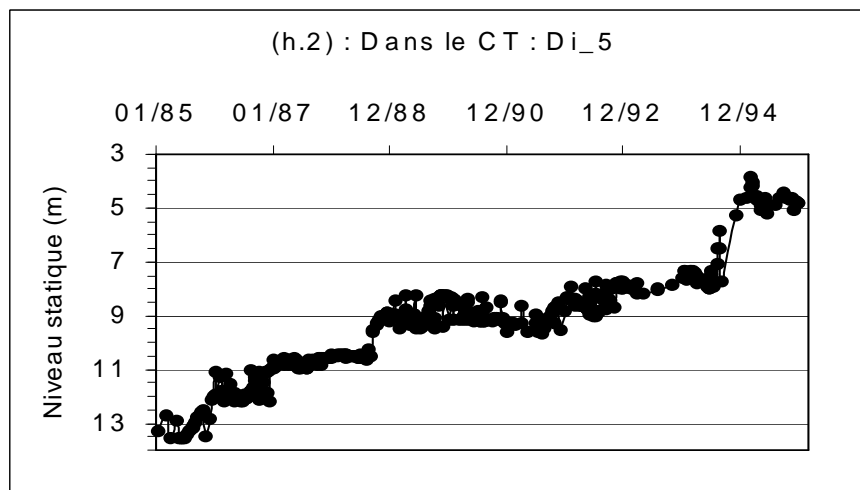
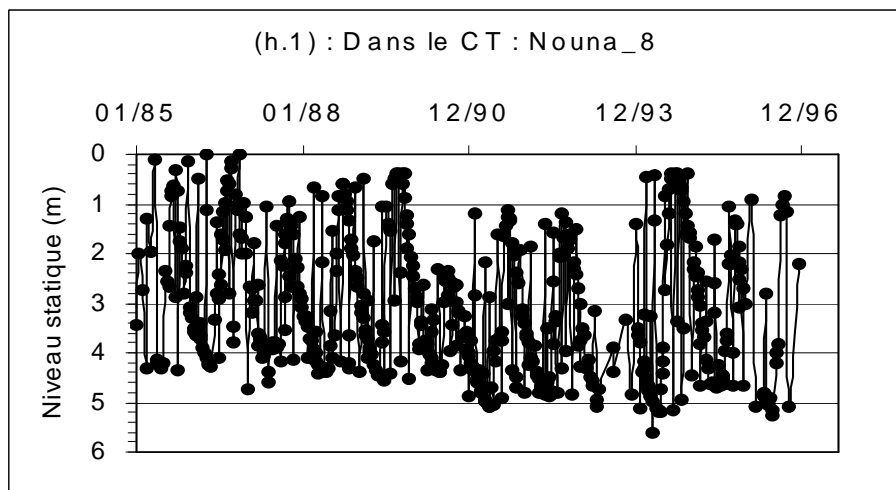
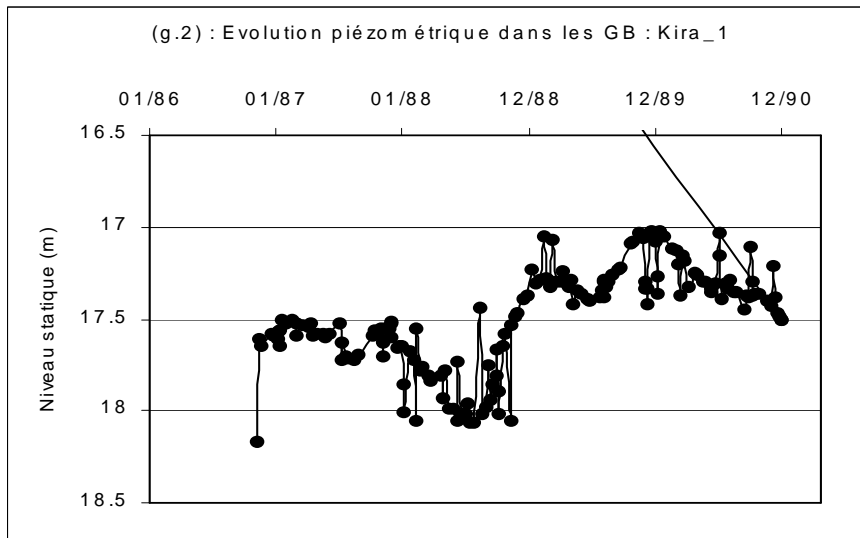
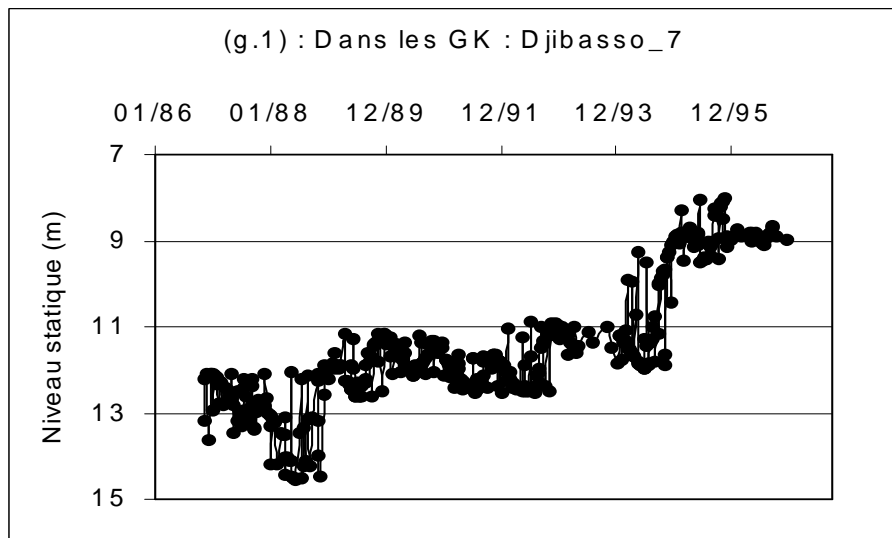


Figure 17: Evolution temporelle de la piézométrie : (a) dans les GI à Banfora 2 ; (b) dans les GKS à PZ26 et P41 ; (c) dans les GFG à P2 et PZ24 ; (d) dans les GGQ à PZ16 et P14 ; (e) dans les SAC1 à Tia-3, P13 et PZ23 ; (f) dans les SAC2 à Dingasso et Dédougou ; (g) dans les GK à Djibasso-7 et GB à Kira-1 ; (h) dans le CT à Nouna et Di-5.

La carte ci-dessous résume le type de réaction des piézométriques. Les réactions dites « négatives » ou « douteuses », se rencontrent surtout dans la formation des grès à granules de quartz traduisant ainsi la captivité de l'aquifère qu'elle renferme.

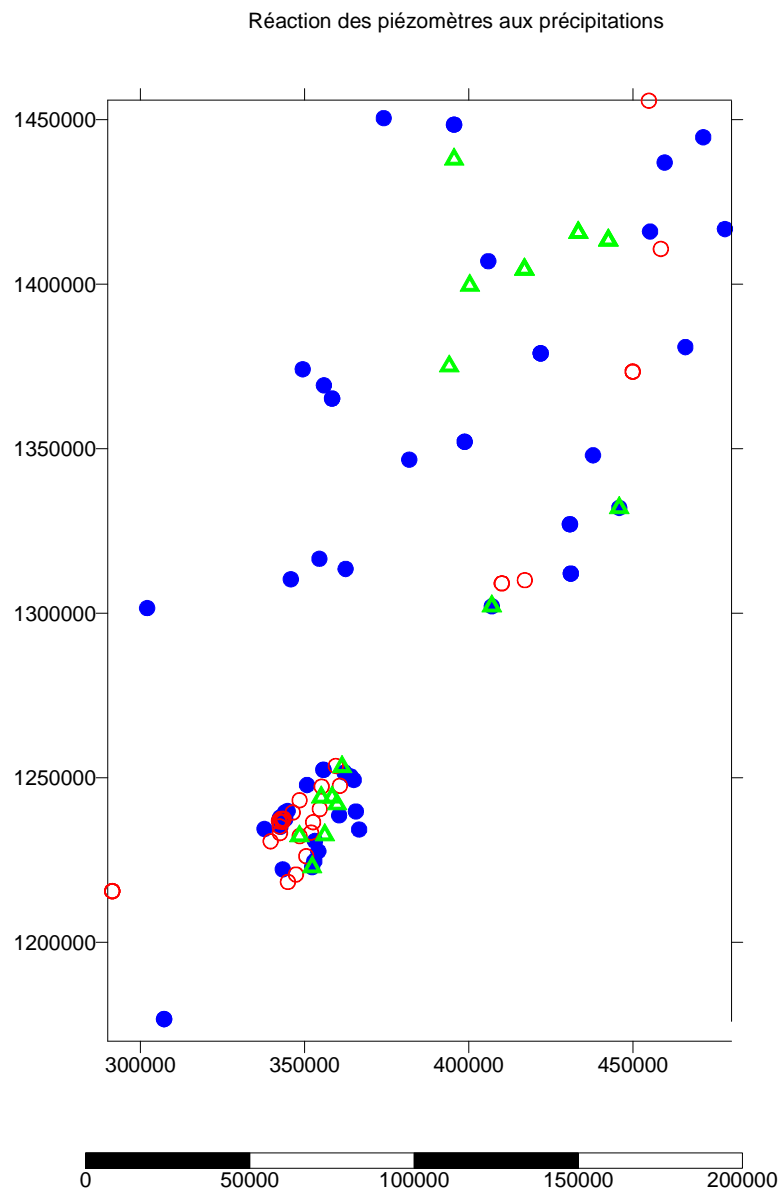


Figure 18 : carte de réactions piézométriques (en cercle plein bleu : réaction positive, en cercle creux rouge : réaction négative, en triangle vert : réaction douteuse)

### 3.3.3. L'évolution spatiale de la piézométrie

Nous avons pris le parti de considérer, faute de mieux, l'ensemble des formations aquifères comme constituant un ensemble communicant unique, pour lequel nous allons tenter d'identifier les déterminants hydrodynamiques de la circulation générale en nous fondant sur la piézométrie. Nous disposons pour ce faire de toutes les valeurs de niveaux piézométriques relevées lors d'investigations menées sur l'ensemble des documents existants, aussi bien pour le bassin

sédimentaire du SW Burkinabé proprement dit, que pour la poursuite du bassin du Taoudéni au Mali, la limite Nord de cette investigation ayant été fixée au cours du Fleuve NIGER.

Nous disposons de la sorte, toutes formations confondues et toutes dates confondues, de 2612 valeurs de niveaux piézométriques, couvrant un territoire d'environ 180.000 km<sup>2</sup>, réparties à raison de 1/3 au Burkina, et 2/3 au Mali (Cf. figure 19). Notons bien que les niveaux piézométriques déterminés sur cette base purement documentaire répercutent intégralement les erreurs de lecture des altitudes sur des documents généralement à l'échelle 1/200.000. On peut estimer que l'erreur commise sur le report des valeurs de niveaux piézométriques pourrait être de 10 à 20 mètres. On peut en contre-partie compter sur le très grand nombre des valeurs enregistrées pour que les valeurs localement erronées ou « anormales » puissent être spatialement lissées par la cartographie. Nous avons construit une surface piézométrique en utilisant un interpolateur linéaire pondéré par l'inverse des distances. Le résultat est présenté sur les figures 20.

Le tracé d'une carte piézométrique régionale permet de mettre en évidence et d'attribuer des limites de nature hydraulique à un système aquifère dont on puisse envisager une représentation cohérente. Ces limites sont bien entendu à l'Est et au Sud, celles du bassin sédimentaire avec le socle cristallin. Au Nord Ouest, les falaises de Bandiagara constituent très manifestement, cela est très bien dessiné par les courbes isopièzes, une limite de partage des eaux aussi bien superficielles que souterraines. Le tracé de cette limite de bassin versant peut être facilement poursuivi en direction du sud-ouest, suivant approximativement le tracé de la frontière Burkina-Mali.

Au Nord, on peut hydrauliquement délimiter le système à l'aide d'un parallèle immédiatement au Nord de la boucle de la Volta Noire.

L'allure des courbes piézométriques offre par ailleurs de bonnes indications pour l'identification des zones d'alimentation, des axes d'écoulement, et des exutoires naturels. Parmi ces derniers, la source de la Guinguette et plus généralement le Kou et tous ses griffons, rassemblés par le Kou à Nasso constituent le plus important des exutoires : émergence de la nappe des grès à granules de quartz à la faveur d'un point bas barré par les siltstones. Plus à l'aval, l'axe de drainage général de la nappe est constitué par le cours du Mouhoun (Volta Noire).

Quant aux aires principales d'alimentation de la nappe, elles semblent en première lecture, être constituées essentiellement par les affleurements méridionaux des GGQ sur les hauteurs de la région d'Orodara (courbes isopièzes 450 m et 500 m), qui expliquent aisément une mise en charge vers le Nord et la ligne E-W des forages artésiens (Fon, Djissara ...).

On peut voir deux pôles d'alimentation situées au sud-est et au nord-ouest correspondant respectivement aux falaises de Banfora et de Bandiagara. Ce qui semble indiquer que ces deux falaises constituent des pôles d'infiltration des eaux.



A partir de la falaise de Banfora et du sud-est au nord-ouest, on a une dorsale piézométrique bien marquée qui partage les eaux entre les bassins du Niger (partie nord-ouest), de la Comoé (sud) et du Mouhoun.

Les eaux tombant sur la falaise de Banfora coulent pour une grande partie vers le bassin du Bani et de la Comoé.

La falaise de Bandiagara constitue également une ligne de partage des eaux : une partie est drainée vers le nord-ouest par le Niger et une autre par le Sourou vers le sud-est. Cela semble indiquer un rôle important joué par ces reliefs.

Les principaux axes d'écoulement se présentent comme suit :

- un axe majeur orienté Sud-Ouest/Nord-Est dont le Mouhoun (Volta Noire) constitue le drain principal. Les gradients hydrauliques sont plus élevés en tête de bassin et plus faibles dans la grande partie aval.
- un second axe orienté sud-est/nord-ouest dont le drain est constitué par le Bani (affluent du Niger).
- Du sommet de la falaise de Bandiagara vers la plaine du Gondo qui constitue une dépression piézométrique déjà mise en évidence depuis les années 1960 par J. Archambault et dont le drain est constitué par le Sourou.

La particularité de cette dépression nous a amené à esquisser la piézométrie de ce secteur sur la base des données « actuelles ». Alors qu'en 1960, la fermeture ne concernait que l'isopièze 200, maintenant celle-ci atteint la courbe 220 (voir figure 21). Le remplissage du bassin évoqué par B. Dieng (DIENG, 1987) est à nuancer car il semble être localisé dans la partie sud.

La piézométrie met en jeu deux types de fonctionnement hydraulique :

- dans la moitié sud, on observe une hausse du niveau piézométrique ; c'est ainsi qu'en une quarantaine d'années, on a enregistré une hausse de près de 20 mètres confirmant les observations déjà citées par B. Dieng (DIENG, 1987).
- Tandis que la partie nord est caractérisée par une baisse continue qui ne peut s'expliquer par les pompages d'eau dans la région. Les seuls prélèvements sont de type hydraulique villageoise c'est à dire avec des débits de l'ordre du mètre cube par heure qui sont sans incidence sur la nappe. En de nombreux endroits la baisse a atteint une vingtaine de mètres. Cette baisse dans le secteur nord pourrait être le résultat d'un déséquilibre entre infiltration et évaporation comme on le verra par la suite à l'aide des analyses isotopiques.

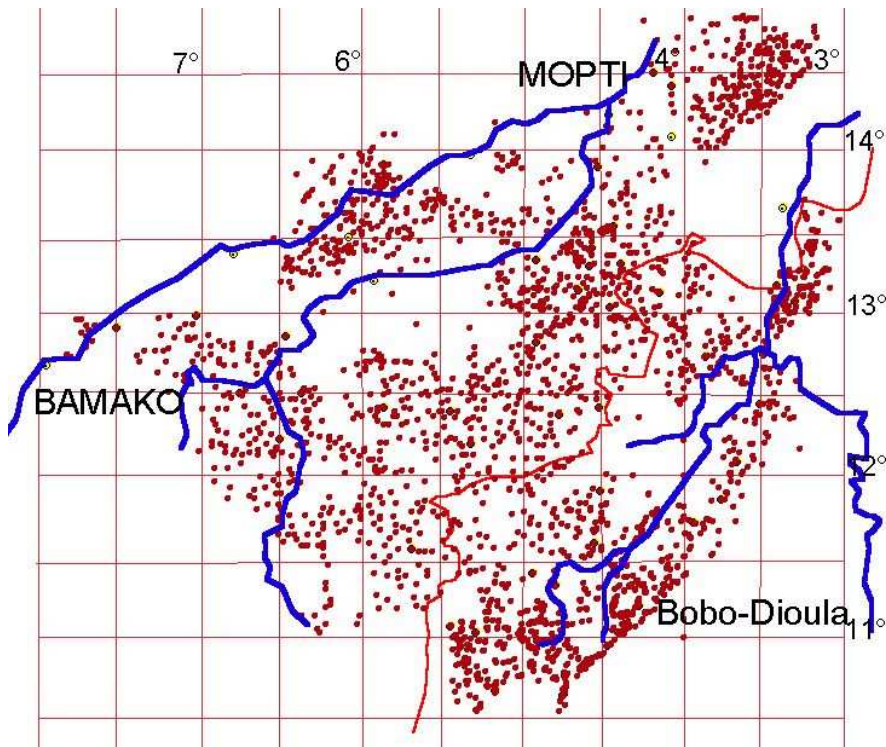


Figure 19: Localisation des points d'eau ayant servi à l'esquisse piézométrique

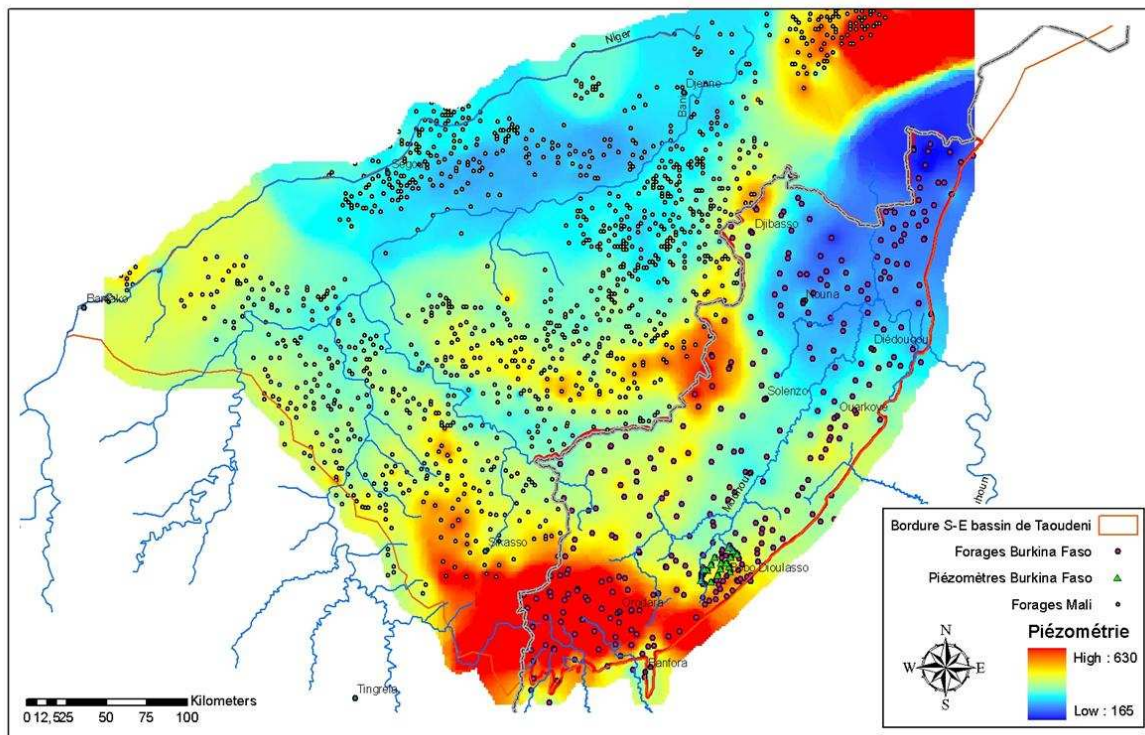


Figure 20: Esquisse piézométrique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni.

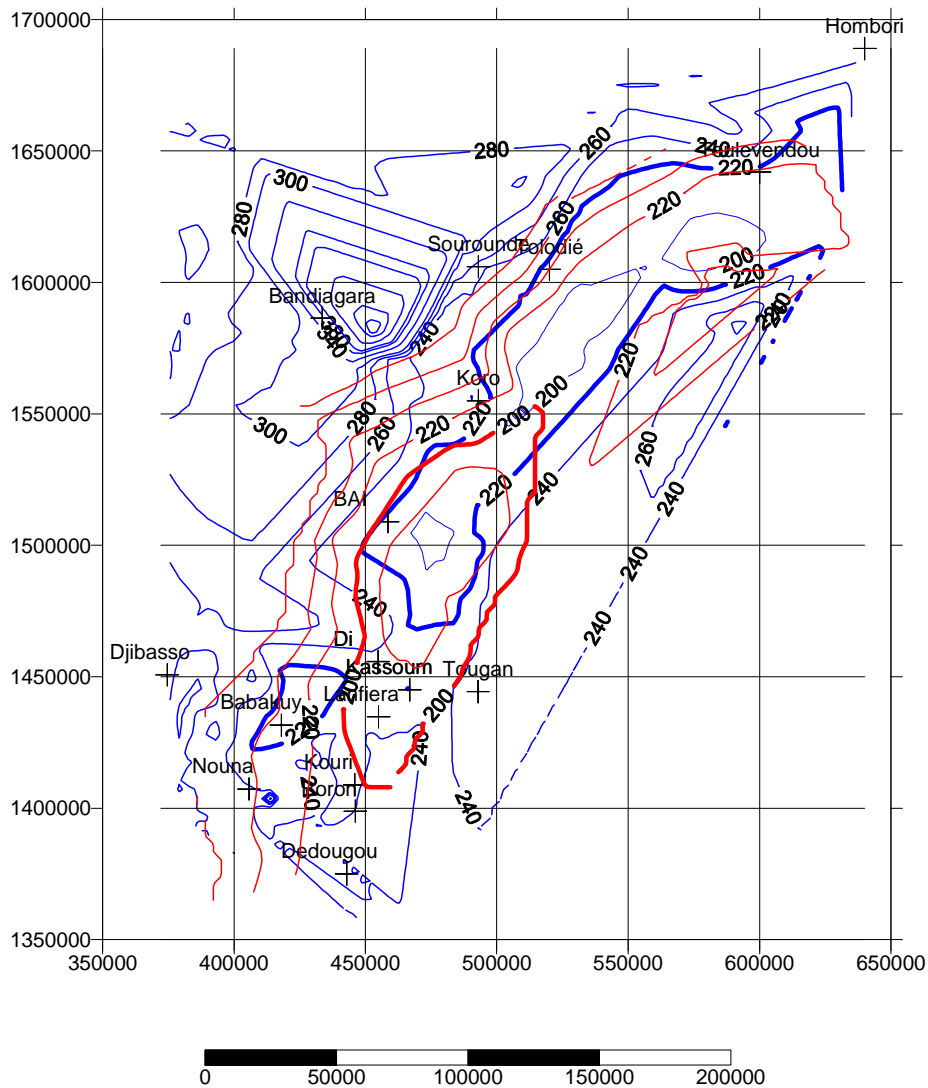


Figure 21: Piézométrie actuelle (trait bleu) comparée à celle de 1960 (trait rouge) de la plaine du Gondo

### 3.3.4. Conclusion partielle sur la piézométrie

L'évolution temporelle de la piézométrie montre une baisse générale des niveaux ; elle montre également des fluctuations communes mais qui sont dues à des variations de pression.

- Les courbes d'évolution de la piézométrie montrent une tendance générale à l'abaissement,
- On constate que certains des piézomètres réagissent immédiatement aux variations pluviométriques ; ce qui semblerait vouloir dire deux choses : ou bien l'eau d'infiltration parvient très rapidement dans la nappe ou bien c'est des variations de pression par suite d'une infiltration dans la nappe superficielle et d'une mise en charge. Comme on verra par la suite, l'eau analysée ne contient pas de tritium ; ce n'est donc pas une alimentation par la pluie mais plutôt une variation de pression ; réaction typique dans toute nappe captive.
- Sur une dizaine d'année de suivi piézométrique, la baisse atteint presque 30 centimètres par an pour ce qui concerne la partie Burkinabé du bassin sédimentaire.

La carte iso-piézométrique montre l'importance des reliefs comme pôle d'infiltration des eaux et montre quatre axes de drainage des eaux : le Niger au nord, le Bani au centre, le Mouhoun et le Sourou à l'est.

La variation spatiale montre des axes de drainage principaux constitués par les rivières et des pôles d'alimentation constitués par les reliefs. Reliefs qui seront remis en cause lorsque nous aborderons l'origine des eaux par les mesures isotopiques !

### **3.4. Détermination des paramètres hydrodynamiques**

Les éléments relatifs aux paramètres hydrodynamiques que nous allons décrire n'intéressent que la partie Burkinabé. Pour les autres régions, nous ne disposons pas de toutes les données nécessaires à cette description.

Deux types d'essai sont réalisés dans le cadre des programmes d'hydraulique villageoise :

- Des essais de puits (pompage par paliers) systématiquement sur l'ensemble des ouvrages afin de déterminer les caractéristiques du complexe aquifère/ouvrage de captage : rythme d'exploitation, profondeur d'installation de la pompe,
- Des essais de nappe sur les ouvrages de type hydraulique urbaine afin de déterminer d'une part, les paramètres hydrodynamiques de la nappe (transmissivité et coefficient d'emmagasinement) et d'autre part, de simuler les pompages prévisionnels en « vraie grandeur ».

Le logiciel ISAPE (ANTEA, 1996) a été utilisé pour l'interprétation des données.

ISAPE est un logiciel qui permet l'interprétation semi-automatique des pompages d'essai et la simulation prévisionnelle de pompages dans des contextes hydrogéologiques variés. ISAPE reconstitue l'évolution théorique des niveaux piézométriques, calculés à partir des paramètres hydrogéologiques et de la méthode d'interprétation proposée par l'opérateur, en tenant compte d'effets perturbateurs que ce dernier aura choisi (effet de limite(s), effet de capacité, effet de vidange, pertes de charge). Le principe de l'interprétation consiste à minimiser graphiquement les écarts entre la courbe expérimentale des rabattements mesurés lors du pompage d'essai et la courbe théorique calculée par ISAPE.

#### **3.4.1. Les essais par paliers**

Ce type d'essai dit de puits, ne permet pas d'obtenir une valeur représentative de la transmissivité de l'aquifère capté. En effet, les durées de pompage trop courtes ne permettent pas de mobiliser un volume d'aquifère suffisant. La transmissivité calculée à partir de ce type d'essai correspond donc à une « *transmissivité ponctuelle* ». Cette approche a été abordée afin de combler les lacunes de valeurs de transmissivités et d'avoir une comparaison avec la méthode de corrélation qui sera présentée par la suite.

L'estimation de la transmissivité se fait en interprétant la courbe de remontée de l'eau dans l'ouvrage, après arrêt du dernier palier de pompage à condition que les couples expérimentaux ( $t/t'$ ,  $s$ ) tracés sur un papier semi-logarithmique s'alignent sur une droite.

Deux types d'essai par paliers ont été réalisés :

- Essai à débits multiples avec remontée à chaque cycle,
- Essai à débits multiples sans remontée.

#### 3.4.1.1. Essai à débits multiples avec remontée à chaque cycle.

Dans ce cas de pompages par paliers non enchaînés, un temps d'observation de la remontée du niveau de l'eau est respecté après chaque palier. Ce temps de repos est d'une durée au moins égale à celle du palier de pompage de manière à retrouver approximativement le niveau d'eau initial dans le forage.

Le nombre de paliers va de 3 à 5 suivant l'importance du débit et la durée varie de 45 à 60 minutes.

#### 3.4.1.2. Essai à débits multiples sans remontée

Dans ce cas, les pompages sont enchaînés sans interruption avec une seule remontée en fin d'essai. L'interprétation se fait de la même façon que celle des essais par paliers de débits non enchaînés, mais en utilisant les *rabattements corrigés*. Chacun des paliers ayant une influence sur les rabattements des paliers suivants, une correction s'avère nécessaire afin d'obtenir des rabattements comparables entre eux.

Pour les ouvrages dont le débit est faible ( $\# 2 \text{ m}^3/\text{h}$ ), il est exécuté un ou deux paliers uniquement avec des temps de pompage suffisamment long (environ 180 minutes) afin d'effacer l'effet de capacité. Les résultats sont synthétisés dans la figure 22 ci-dessous :

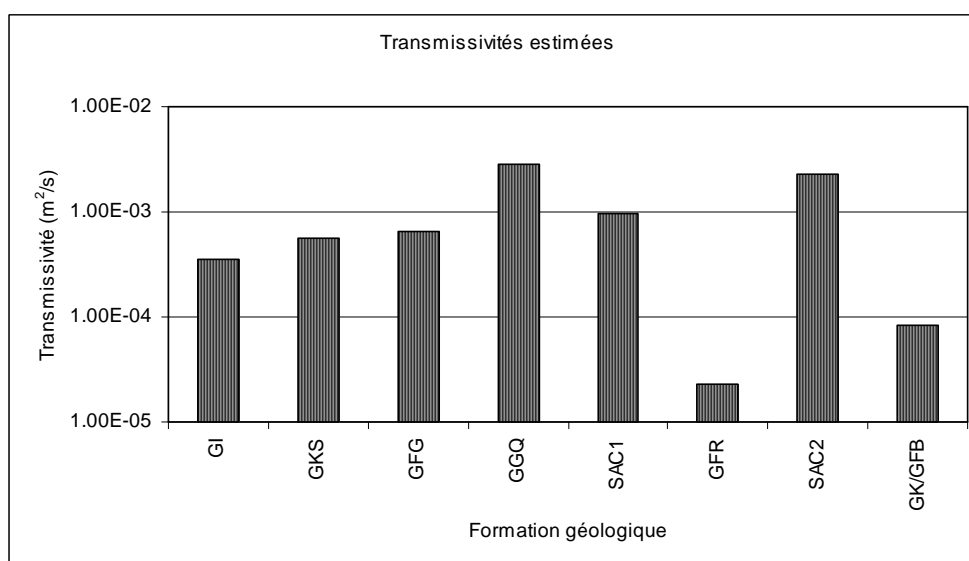


Figure 22 : Transmissivités estimées par de essais de débit dans les différentes formations géologiques

Les valeurs moyennes des transmissivités varient entre  $10^{-4}$  et  $10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s et aucun contraste n'est observé entre les différentes formations aquifères à l'exception des grès fins roses et les grès de Koutiala et de Bandiagara où le nombre limité d'ouvrages ne permet pas tirer des conclusions.

### 3.4.2. Pompage de longue durée

Les paramètres hydrodynamiques (T et S) sont déterminés à partir de pompages d'essai de longue durée (72 heures) à débit constant.

En régime transitoire, le rabattement en tout point de la nappe, est donné par la formule de Theis :

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u) ; u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

Avec Q : le débit (m<sup>3</sup>/s)

T : la transmissivité (m<sup>2</sup>/s)

R : la distance du point considéré à l'axe du puits de pompage (m)

S : le coefficient d'emménagement (adimensionnel)

T : la durée du pompage (s)

W(u) une fonction connue et tabulée

Lorsque t devient suffisamment grand ( $t > \frac{100r^2 S}{4T}$ ), cette équation admet une approximation logarithmique appelée approximation de Jacob :

$$s = \frac{0,183Q}{T} \log \left[ \frac{2,25Tt}{r^2 S} \right]$$

Les couples expérimentaux (s, t) portés sur un papier semi-logarithmique, permettent de déterminer T ou T et S selon que le suivi a lieu dans le puits de pompage ou un piézomètre.

Au total, ce sont 53 ouvrages qui ont fait l'objet de pompage de longue durée dans la zone sédimentaire. Treize (13) étaient munis de piézomètres pendant le pompage.

### 3.4.3. Relation débit spécifique et transmissivité

La couverture spatiale des informations hydrodynamiques n'étant pas optimale (une cinquantaine de valeurs pour une si grande superficie), les débits spécifiques ont été utilisés afin d'estimer les transmissivités dans les zones dépourvues.

En effet ces deux paramètres semblent être corrélés comme l'ont déjà vérifié certains auteurs (SHAKEEL, 1987).

Les points de mesures communs aux deux paramètres ont donc servi à établir ces corrélations. Pour les propriétés physiques et hydrodynamiques (notamment la transmissivité et le débit spécifique), il est admis que leurs lois de probabilité suivent généralement une loi log normale. Ceci est vérifié

dans notre cas où les histogrammes des variables logT et logQs montrent une distribution normale (voir figure 23). Par conséquent, une transformation logarithmique peut être appliquée à ces deux variables.

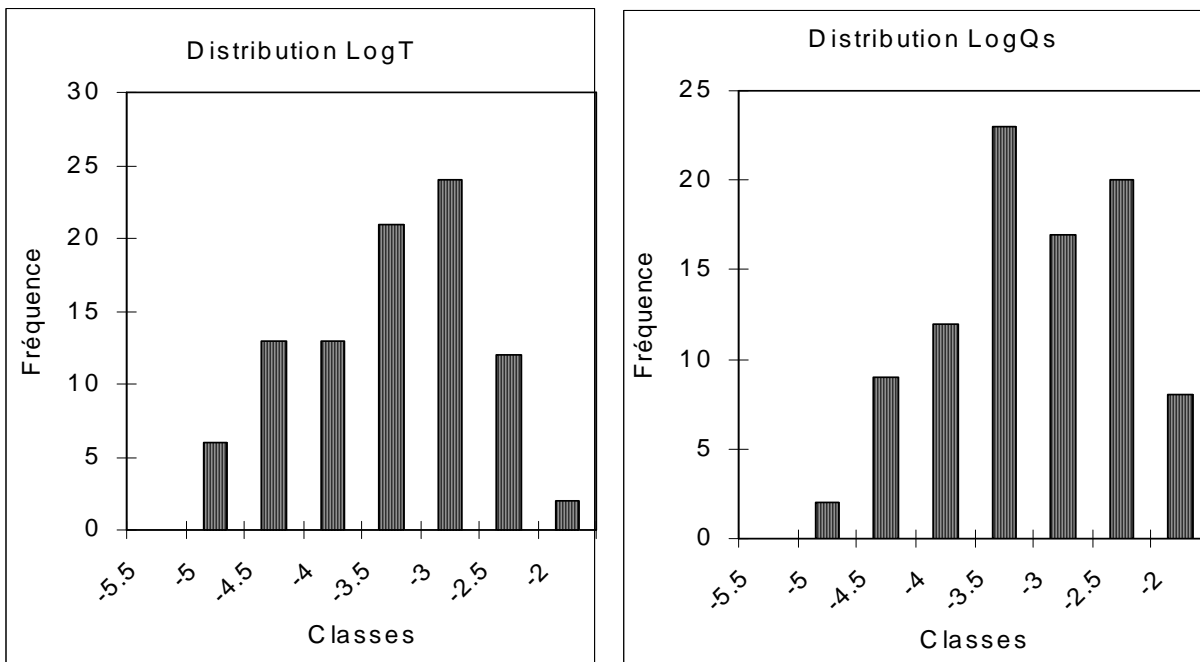


Figure 23: Distribution des valeurs de transmissivité et de débit spécifique

On rappelle que le débit spécifique est donné par la pente moyenne de la courbe débit (Q) en fonction du rabattement (s).

En régime permanent, le débit dans un puits peut être exprimé en fonction du rabattement par la relation :

- En nappe captive :  $Q = \frac{2\Pi T}{\ln(R/r_0)} (h_i - h)$
- En nappe libre :  $Q = \frac{\Pi k}{\ln(R/r_0)} (h_i^2 - h^2)$

où  $h_i$  et  $h$  sont les niveaux piézométriques initiales et stabilisés respectivement,  $r_0$  le rayon du puits,  $R$  le rayon d'action,  $T$  la transmissivité et  $k$  la conductivité hydraulique.

Les transformations logarithmiques donnent les résultats synthétiques du tableau et la régression linéaire obtenue pour l'ensemble de la zone sédimentaire est de la forme :

$\text{LogT} = 0,87\text{LogQ}_s - 0,70$  avec un coefficient de corrélation de 0,79 (voir figure 24).

Tableau 3: Statistiques des valeurs de T et Q<sub>s</sub>

Variable	Minimum	Maximum	Moyenne
T (m <sup>2</sup> /s)	3.7x10 <sup>-6</sup>	3.3x10 <sup>-3</sup>	5.8x10 <sup>-4</sup>
Q <sub>s</sub> (m <sup>3</sup> /s/m)	7.6x10 <sup>-6</sup>	7.3x10 <sup>-2</sup>	1.9x10 <sup>-3</sup>
LogT	-5.43	-2.48	-3.75
LogQ <sub>s</sub>	-5.12	-2.04	-3.52

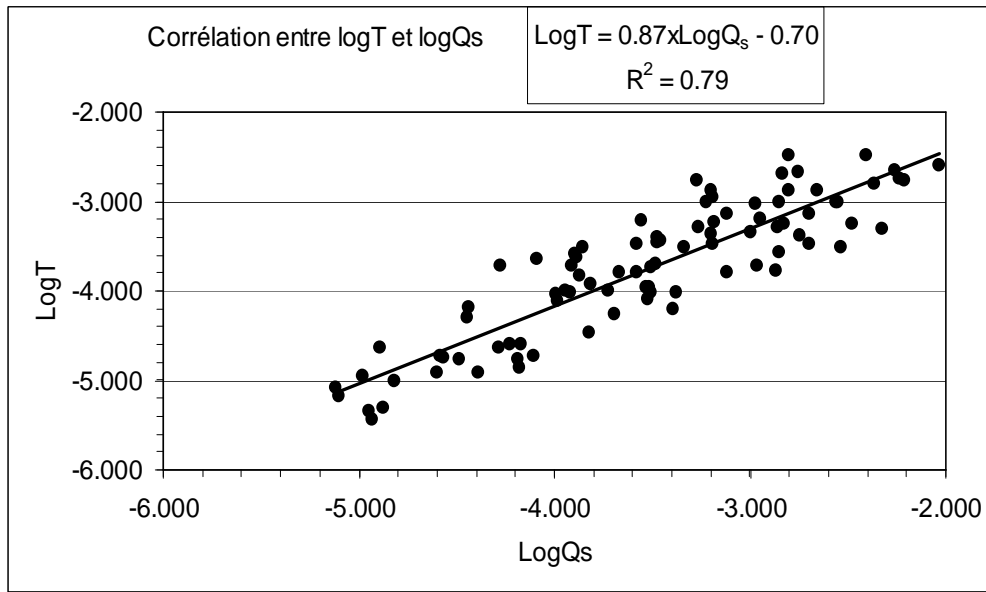


Figure 24 : Corrélation LogT – LogQ<sub>s</sub> dans le sédimentaire Burkinabé

#### 3.4.4. Les transmissivités

Les transmissivités déduites par interprétation des pompages d'essais de longue durée, complétées par un certain nombre d'investigations documentaires ont permis d'identifier une centaine de valeurs dont la distribution montre que 66% des valeurs sont inférieures à  $5.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s, et que le maximum se situe à  $3.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s.

Les essais de réception en paliers de courte durée fournissent des valeurs de T, certes plus approximatives, mais en plus grand nombre (plus de 400 valeurs). Leur distribution confirme pourtant les résultats précédents : la valeur médiane se situe à  $1.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s.

Les plages de variation des valeurs de transmissivité par formation géologique sont les suivantes :



Tableau 4: Valeur moyenne des transmissivités et de l'emmagasinement

Formation		GI	GKS	GFG	GGQ	SAC1	SAC2	GK
Transmissivité (m <sup>2</sup> /s)	Minimum	9,4x10 <sup>-4</sup>	2,3x10 <sup>-4</sup>	9,7x10 <sup>-5</sup>	3,7x10 <sup>-6</sup>	6,4x10 <sup>-5</sup>	2,0x10 <sup>-4</sup>	5,5x10 <sup>-5</sup>
	Maximum	9,4x10 <sup>-4</sup>	1,0x10 <sup>-3</sup>	7x10 <sup>-4</sup>	3,3x10 <sup>-3</sup>	2x10 <sup>-2</sup>	2,6x10 <sup>-4</sup>	5,5x10 <sup>-5</sup>
Coefficient Emmagasinement S			10 <sup>-4</sup> à 3,81x10 <sup>-3</sup>	6,3x10 <sup>-6</sup>	2,92x10 <sup>-5</sup> à 3,68 x10 <sup>-2</sup>			

### 3.4.5. Les coefficients d'emmagasinement

Les valeurs sont toutes très faibles (en moyenne autour de 10<sup>-3</sup>) mettant en évidence le caractère captif de certains aquifères du bassin sédimentaire. Les valeurs trouvées sont de l'ordre de 1,5.10<sup>-3</sup> pour les formations des grès de Kawara Sindou, 6,61.10<sup>-3</sup> pour les grès à granules de quartz.

Les plus faibles valeurs se rencontrent dans les formations des grès fins glauconieux avec une moyenne de 6,3.10<sup>-6</sup>.

Dans les aquifères à nappe libre (CASTANY, 1982), le coefficient d'emmagasinement est égal en pratique, à la porosité efficace et peut atteindre, voire dépasser 0,3. Par contre dans les aquifères à nappe captive, il est de 100 à 1000 fois (voir 10 000) fois plus petit (BANTON et BANGOY, 1997). Tous ces résultats, relativement pessimistes pour ce qui concerne les capacités de production, mais également les capacités « d'ingestion » du système aquifère, doivent pourtant être tempérés par l'existence de forages à gros débits lorsque le besoin s'en fait sentir. Le tableau suivant, permet donc de nuancer sensiblement les résultats relatifs aux valeurs de transmissivités :

Tableau 5 : Quelques exemples de forages à gros débit dans la zone sédimentaire autour de Bobo-Dioulasso

Forage	Aquifère	Profondeur (m)	Débit (m <sup>3</sup> /h)
ONEA	GGQ	200	800
F3	GGQ	200	> 300
PZ8	SAC/GGQ	76	200
PZ10	SAC/GGQ	78	160
PZ15	GGQ	156	> 150
PZ 13	GFG/GKS	220	> 150
PZ1	SAC/GGQ	180	130
PZ9	SAC	66	120
PZ7	GGQ	37	> 100
PZ21	GGQ	131	120
F4	GFG/GKS	200	100

### **3.5. Conclusion partielle sur l'hydrodynamique**

La conception du réservoir tel que l'on peut l'imaginer est la suivante : spatialement, nous avons l'extension superficielle de ce réservoir qui correspond à la zone couverte par la carte piézométrique ; c'est à dire qu'il existe sur toute la zone sédimentaire, une nappe d'eau.

Pour l'extension verticale, nous ne disposons pas de forages suffisamment profonds qui ait traversé « toute » la série sédimentaire ; le forage le plus profond d'environ 220 mètres se trouve dans la formation des GKS mais il est probable que celle-ci atteigne plusieurs milliers de mètres. Des forages profonds permettant de confirmer ces profondeurs ou encore une campagne de reconnaissance géophysique, sismique ou électromagnétique par exemple, permettraient de se faire une idée des volumes d'eau réels du réservoir.

## 4. CARACTERISATION CHIMIQUE DES ECOULEMENTS SOUTERRAINS

L'étude géochimique que nous entreprenons, a un double objectif :

- A l'échelle régionale, caractériser les eaux sur la base de l'hydrofaciès : cela apporte des informations précieuses sur l'identification des unités aquifères et sur la circulation des eaux souterraines ainsi que les conditions de recharge.
- A l'échelle locale, caractériser les eaux sur la base de leur potabilité et des problèmes pratiques que certains paramètres hydrochimiques donnent sur chaque point d'eau (nature corrosive et agressive de l'eau, afin de déterminer le type de matériaux à choisir pour les pompes à installer).

L'étude de la chimie des eaux souterraines est une méthode de prospection hydrogéologique qui permet la caractérisation des aquifères. En effet, la composition chimique des eaux souterraines dépend en grande partie du type de roche encaissante, des évolutions hydrodynamiques des écoulements de la nappe, de la profondeur de la circulation et de la zone climatique.

La base de l'étude hydrochimique est la classification des eaux souterraines en faciès hydrochimiques.

### 4.1. Fiabilité des données disponibles

La caractérisation des eaux souterraines concerne essentiellement l'analyse des paramètres de base (pH, température et conductivité), des éléments « majeurs » et d'éventuels éléments traces.

Dans tous les dossiers techniques des programmes d'hydraulique « villageoise », il est fait obligation actuellement aux entreprises de fournir un résultat d'analyse attestant de la potabilité et/ou de l'agressivité de l'eau. En consultant les archives, nous nous sommes rendus compte que de 1965 à 1986, n'étaient analysés que les paramètres physico-chimiques de l'eau (température, pH et conductivité électrique). Ce n'est qu'à partir de 1987, qu'a été intégré le dosage de quelques ions majeurs mais pas systématiquement sur tous les forages. Pour la période 1965 à 1996, sur près 2100 points d'eau réalisés, seulement 150 ont fait l'objet d'analyses chimiques partielles. A partir de 1996, la Direction Régionale de l'Hydraulique des Hauts-Bassins a intégré la géochimie dans son schéma d'investigations hydrogéologiques en systématisant les analyses chimiques dans toute exécution d'ouvrage de captage (Programmes 7è FED et BAD). C'est ainsi qu'une quantité appréciable d'analyses chimiques a donc été réalisée dans le secteur d'étude. Les données ont été complétées par celles du Programme d'Hydraulique Rurale du Sourou-Nayala ainsi que d'autres issues de la thèse de I. Ouédraogo portant sur la partie nord du secteur d'étude.

Les paramètres suivants ont été mesurés in situ ou analysés au laboratoire :

- Sur le terrain sont systématiquement mesurés la température, le pH, la conductivité électrique à 25°C. Ces paramètres permettent de définir les caractéristiques fondamentales de l'eau. La

recherche de contrastes de ces paramètres entre différents points de mesures facilite la mise en évidence de zones d'alimentation, de pollution ou de géologie différente.

- Au laboratoire sont analysés les ions majeurs ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ). Les éléments « majeurs » permettent d'affiner l'approche de terrain.

Le contrôle de la validité des résultats d'analyse chimique est fait à l'aide de la balance ionique. Ce contrôle est fait uniquement sur nos analyses, celles provenant des travaux de I. Ouédraogo l'ayant déjà été.

$$BI = \frac{(\sum A - \sum C)}{(\sum A + \sum C)} * 100 \text{ en \%}. \text{ L'analyse est déclarée acceptable si } -5 \leq BI \leq 5 \text{ \%}.$$

Avec :  $\sum A$  = la somme des anions en milliéquivalents par litre

$\sum C$  = la somme des cations en milliéquivalents par litre.

Au total 463 analyses aussi bien du sédimentaire que du socle sont disponibles et vis à vis de la balance ionique, la répartition révèle que près de 34% des analyses devraient théoriquement être déclarés « non recevables » (Tableau 6).

L'ensemble des résultats analytiques se trouvent en annexe 1.

Tableau 6: Fiabilité des résultats d'analyses

Formation	Nombre d'analyse	BI acceptable	Non acceptable
GI	13	12	1
GKS	26	18	8
GFG	24	18	6
GGQ	67	41	26
SAC1	46	37	9
GFR	10	7	3
SAC2	32	21	11
GK	2	2	0
CT	24	16	8
Socle	219	133	86
Total	463	305	158

Pour la suite, nous n'utiliserons que les résultats d'analyses équilibrées à plus ou moins 5% soit un échantillon de près de 500 données pour le sédimentaire, si l'on ajoute celles de I. Ouédraogo (OUEDRAOGO, 1994), et 200 pour le cristallin.

## **4.2. Faciès hydrochimique**

Pour apprécier le faciès chimique des eaux, plusieurs techniques de traitement existent : en plus de la classification par les diagrammes de Piper, il est d'usage d'appliquer les méthodes de traitement statistique aussi bien simples que multidimensionnelles lorsqu'on dispose de plusieurs paramètres, comme c'est le cas en géochimie.

### **4.2.1. Analyse statistique**

La répartition par unité géologique des analyses est suffisamment dense, à quelques exceptions près, pour définir des valeurs statistiques moyennes significatives.

Toute série de données peut donner lieu au calcul d'une moyenne  $m$ . Pour que cette moyenne soit réellement représentative de l'ensemble de la série, il faut que les données ne s'écartent pas trop de sa valeur. La dispersion autour de la moyenne est mesurée par le coefficient de variation (CV) qui représente le rapport de l'écart-type à la moyenne :  $CV = \sigma/m$ . Par convention, on estime que la série est homogène lorsque  $CV < 50\%$ .

Pour l'ensemble des formations et quel que soit le paramètre analysé hormis le pH, le coefficient de variation reste supérieur à 50 % caractérisant ainsi l'hétérogénéité des séries de données.

Comme le montrent les valeurs moyennes des caractéristiques physico-chimiques synthétisées dans le tableau 7 ainsi que la figure 25, il existe des relatifs contrastes entre les différentes formations aquifères. Seule la température ne semble pas être un paramètre discriminant dans l'individualisation des aquifères.

#### **4.2.1.1. La température**

Les températures de l'eau varient entre 29 et de  $32 \pm 5$  °C. Ces températures élevées, comparables à la température ambiante, s'expliquent par le fait que le sol est presque toute l'année soumis à une insolation intense et emmagasine de ce fait une chaleur considérable.

#### **4.2.1.2. Le pH**

Le pH présente un léger contraste :

- il est généralement acide ( $< 7$ ) dans les séries gréseuses et proche de celui de l'eau de pluie dans les formations des grès inférieurs (5,4) et des grès de Kawara Sindou (6,4). Cela laisse supposer que les affleurements des GI et GKS sont des zones potentielles de recharge.
- il est légèrement plus élevé dans les formations sablo-argileuses,

#### **4.2.1.3. La minéralisation des eaux souterraines**

La minéralisation de l'eau peut être déterminée soit par la conductivité électrique (méthode rapide), soit par la teneur en ions dissous obtenus par sommation des concentrations des anions et des

cations car celles-ci sont fortement corrélées dans toutes les formations aquifères (en première approximation on peut lier la force ionique à la concentration ionique).

La conductivité électrique est un paramètre important en hydrogéologie ; sa variation est liée, à température constante, aux modifications de la minéralisation des eaux souterraines.

La conductivité électrique de l'eau est généralement mesurée sur le terrain à l'aide d'appareils portatifs qui nécessitent un étalonnage fréquent et précis mais cependant moins que pour le pHmètre. Lorsque tel n'est pas le cas, la dérive de ces instruments peut devenir importante et fausser ainsi les mesures. Néanmoins, il s'agit là d'un paramètre simple à mesurer, synthétique, et qui fournit généralement de bonnes informations sur la minéralisation de l'eau.

Les valeurs de conductivité et de la minéralisation totale, montrent des contrastes entre les différentes formations aquifères :

- a) Dans les Grès Inférieurs (GI), la conductivité électrique varie de 20 à 130  $\mu\text{S}/\text{cm}$  avec une moyenne de 60  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La minéralisation totale reste inférieure à 1.5 meq/l.
- b) Dans les Grès de Kawara Sindou (GKS), la minéralisation reste du même ordre de grandeur que dans la formation précédente sauf à Léguéma Peulh où on observe une minéralisation « anormalement » plus élevée en bicarbonate.
- c) Dans les Grès Fins Glauconieux (GFG), la conductivité électrique varie de 70 à près de 600  $\mu\text{S}/\text{cm}$  avec une prédominance des valeurs inférieures à 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (75%). Les plus fortes valeurs se rencontrent dans la partie nord-est du bassin. Elles sont vraisemblablement liées à la pollution (cf nitrates et chlorures et dans un moindre degré, le potassium). La minéralisation moyenne est inférieure à 4 meq/l.
- d) Dans les Grès à Granules de Quartz (GGQ) la majorité des conductivités est en dessous de 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (73%). La minéralisation est en majorité (72%) inférieure à 4 meq/l.
- e) La conductivité électrique du premier étage schisto-grésodolomitique (SAC1) est en moyenne de 360  $\mu\text{S}/\text{cm}$  avec des extrêmes de 100 et 780  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La minéralisation est en majorité supérieure à 7 meq/l.
- f) Avec 294  $\mu\text{S}/\text{cm}$  de conductivité électrique moyenne, les eaux des Grès Fins Roses (GFR) ont une minéralisation similaire aux deux formations qui l'encadrent (SAC1 et SAC2). Du reste, sur le plan lithologique, il est très difficile de les différencier car l'étude pétrographique et morphoscopique ne montre pas de différence entre eux. Selon C. Ouédraogo (1998) le niveau des grès fins roses ne représenterait qu'un épisode de sédimentation temporairement plus grossière au sein d'une vaste série regroupant les deux formations de "siltstones-argilites-carbonates". Donc on comprend aisément qu'elles aient le même chimisme.

- g) Le deuxième étage schisto-grésodolomitique (SAC2), plus communément appelé Schistes de Toun, a un comportement similaire au SAC1.
- h) Dans les Grès de Koutiala (GK) et de Fo-Bandiagara (GFB), près de 80% des eaux ont une conductivité électrique inférieures à 150  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . La minéralisation reste majoritairement (80%) inférieure à 3 meq/l.
- i) Les eaux du Continental Terminal (CT) sont plus minéralisées que les eaux de la série sédimentaire du Précambrien A : plus de 75% des eaux ont des conductivités supérieures à 400  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et des minéralisations totales supérieures à 7 meq/l. Ces minéralisations relativement fortes témoignent d'un temps de contact plus élevé avec la matrice encaissante traduisant soit des circulations très lentes ou des temps de séjour prolongés, soit une contamination ce qui est plus vraisemblable.

Tableau 7 : Caractéristiques physico-chimiques moyennes des eaux du sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso

Formation	Valeur guide	GI	GKS	GFG	GGQ	SAC1	GFR	SAC2	GK	GFB	CT	Pluie
Nombre	OMS ou CEE	12	12	67	116	104	20	55	16	21	82	
Température (°C)		30.4	30.2	30.6	29.5	30.8	31.3	31.9	31.9			
pH	6.5 à 8.5	5.4	6.4	6.9	6.4	7.3	7.3	7.3	6.8	6.8	7.5	5.5
Conduct. ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ )	400	59	36	183	144	359	294	347	154	118	413	15
HCO <sub>3</sub> (mg/l)		26	19	102	95	229	188	213	70	49	234	16
Cl (mg/l)	250	2.3	0.7	2.9	1.9	2.9	2.7	0.8	2.2	4.5	4.7	0.0
NO <sub>3</sub> (mg/l)	50	7.7	1.5	11.0	5.6	5.3	7.1	1.8	13.5	4.4	17.7	0.8
SO <sub>4</sub> (mg/l)	250	0.0	0.1	6.0	3.5	17.6	6.7	11.0	4.3	4.3	14.5	0.9
Ca (mg/l)	100	4.8	3.1	19	17.1	37.7	22.0	34.4	14.8	7.4	43.3	1.6
Mg (mg/l)	30	2.1	1.1	8.0	7.7	21.0	17.5	20.6	5.9	2.6	22.7	0.2
Na (mg/l)	200	1.2	1.3	5.0	2.7	9.4	12.3	19	3.9	6.7	6.9	0.3
K (mg/l)	10	5.5	2.7	6.0	4.7	6.6	9.2	3.8	4.0	7.3	5.7	0.3
TDS (meq/l)		1.2	0.7	4.1	3.5	8.5	6.7	7.6	3.0	2.2	9.1	0.4
Fe (mg/l)	0.3	0.20	0.39	0.27	0.14	0.30	0.42	0.42			0.08	

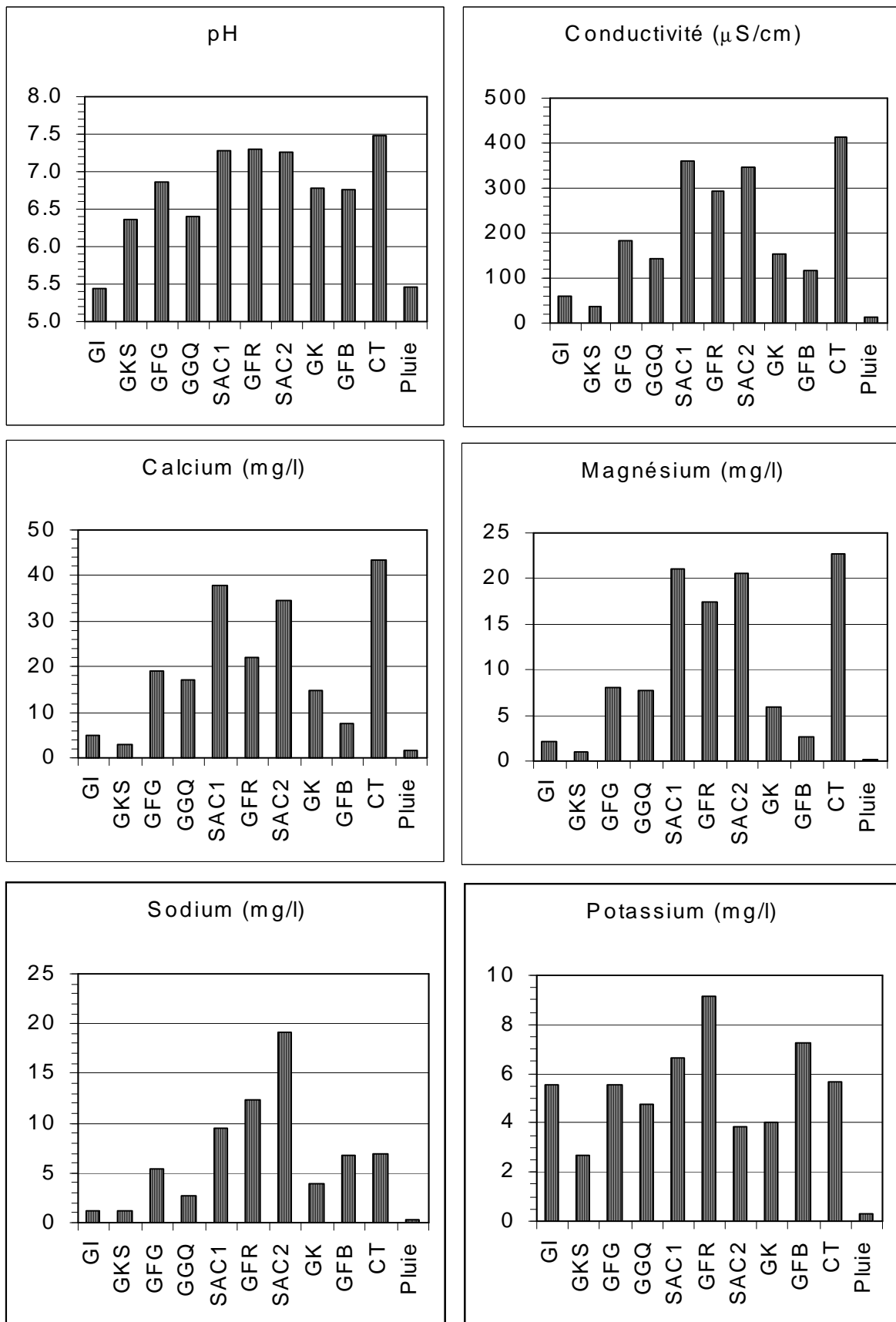


Figure 25: Caractéristiques physico-chimiques moyennes des eaux du sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso



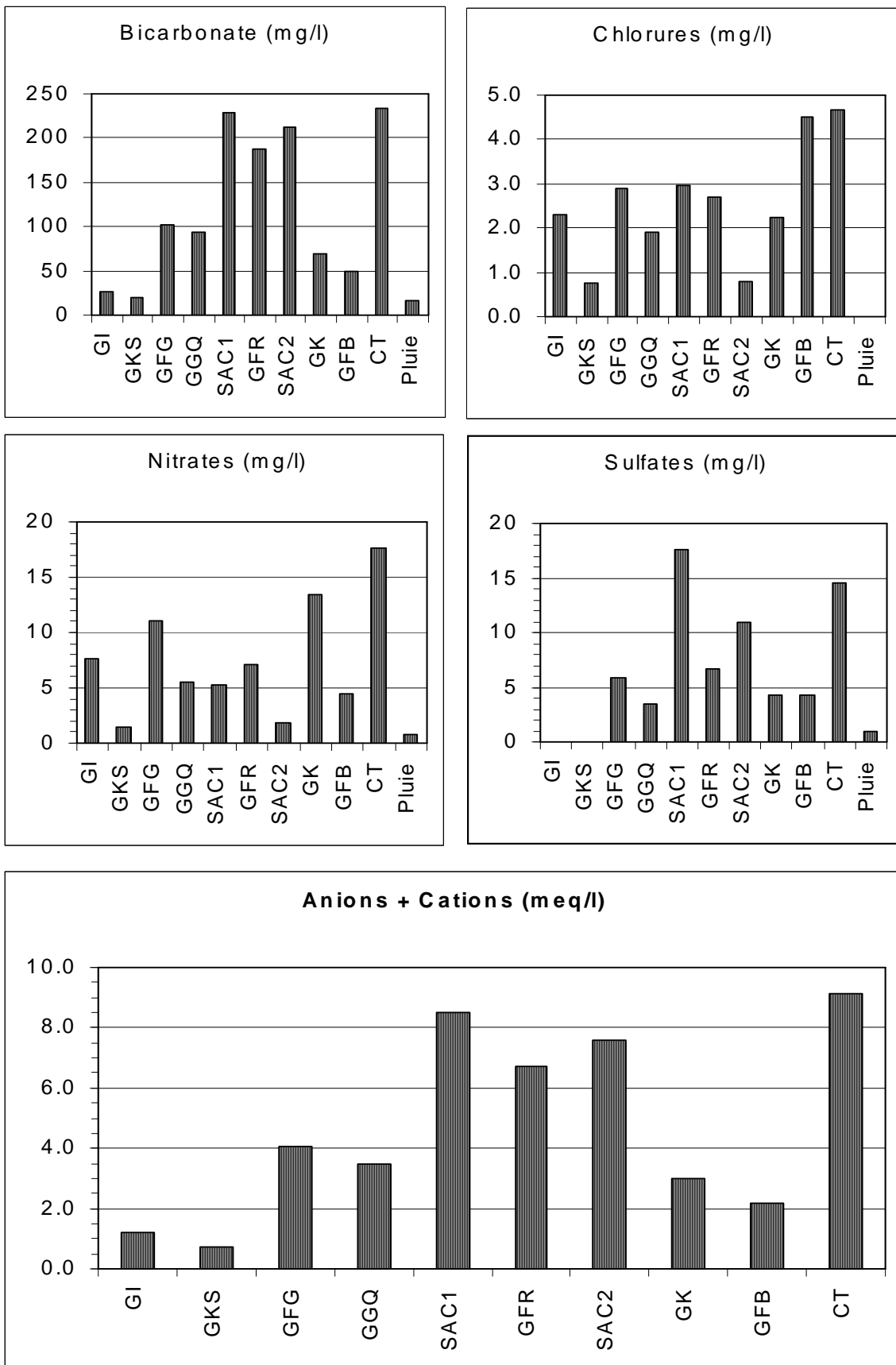


Figure 25 (suite).

Parmi les facteurs contrôlant la composition chimique des eaux souterraines, la lithologie joue un rôle déterminant, soit directement comme source de minéraux mis en solution dans l'eau, soit indirectement en favorisant ou en limitant, selon la perméabilité, les écoulements.

Globalement, les terrains renfermant des grès en majorité siliceux fournissent des eaux très peu minéralisées, donc à faible conductivité électrique, car ces roches réservoirs sont très peu solubles: Grès Inférieurs, Grès de Kawara-Sindou, Grès Fins Glauconieux, Grès à Granules de Quartz, Grès Fins Roses, Grès de Koutiala et de Fo-Bandiagara.

En revanche les formations renfermant des roches plus solubles (argilites et surtout carbonates et sablo-argileux) sont beaucoup plus minéralisées donc conductrices : Siltstones-Argilites-Carbonates (SAC1), Schistes de Toun (SAC2) et Continental Terminal.

Ces résultats sont comparables à ceux de la partie malienne comme en attestent les caractéristiques hydrochimiques moyennes selon le faciès lithologique fournies dans la synthèse hydrogéologique du Mali (tableau 8) :

Tableau 8 : Caractéristiques hydrochimiques moyennes selon le faciès lithologique - aquifère de l'Infracambrien tabulaire (source : chapitre 6 de la synthèse hydrogéologique du Mali, 1988).

Faciès lithologique	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Fe	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	pH	Cond.
Grès	22		9.9	6.8	1.1	16	25	113	4.5	6.7	271
Schistes/grès	29		14	4.8	0.9	31	28	181	4.8	7.0	412
Schistes/grès/dolérites	40		16	4.7	0.7	34	42	182	8.9	7.2	437
Schistes/jaspes/calcaires	39		8	4.9	1.3	21	51	170	2.2	7.0	542

#### 4.2.1.4. Les chlorures et les nitrates dans les eaux souterraines

Les eaux des formations du Continental Terminal et dans une moindre mesure celles des Grès fins glauconieux et de Koutiala, présentent des teneurs en chlorures et nitrates plus élevées par rapport aux autres formations.

Ces pollutions semblent être localisées à l'environnement immédiat des forages en relation probablement avec leur mauvaise protection.

Des travaux de synthèse réalisés dans la sous-région ouest africaine par Y. Travi et J. Mudry (TRAVI, 1997) ont pu quantifier et préciser l'origine de ce type de pollution.

Ces teneurs élevées auraient pour origine des réactions d'oxydo-réduction de matières organiques liées aux activités humaines ou la production animale ou végétale.

A l'issue de cette première analyse, quatre grandes familles d'eau peuvent être mises en évidence :

**Famille 1 :** La première grande famille regroupe les eaux des formations essentiellement gréseuses (GI et GKS). Ces eaux sont caractérisées par une faible minéralisation avec des conductivités électriques inférieures en moyenne à 50  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

- Conductivité électrique < 50  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ,
- Minéralisation totale < 2 meq/l
- [Mg] < 5 mg/l
- [Ca] < 5 mg/l
- [HCO<sub>3</sub>] < 50 mg/l

La minéralisation des eaux de cette partie du bassin est proche de celle des eaux de pluie et laisse présager que les affleurements de ces formations constituent des aires potentielles de recharge de la nappe.

**Famille 2 :** Cette classe concerne les eaux issues des formations des grès fins glauconieux (GFG), des grès à granules de quartz (GGQ). Ces eaux se caractérisent par une minéralisation moyenne.

- $100 \leq$  Conductivité électrique < 200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ,
- $2 \leq$  Minéralisation totale < 5 meq/l
- $5 \leq$  [Mg] 10 mg/l
- $10 \leq$  [Ca] < 20 mg/l
- $50 \leq$  [HCO<sub>3</sub>] < 100 mg/l

**Famille 3 :** Cette famille concerne en majorité, les eaux issues des formations des silstones argilites carbonatés (SAC1, GFR et SAC2) ainsi que les formations sablo-argileuses du Continental Terminal. Ces eaux de ces formations sont caractérisées par une minéralisation plus forte (> 5 meq/l) avec des conductivités électriques plus élevées (> 200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ).

- Conductivité électrique > 200  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ,
- Minéralisation totale > 5 meq/l
- [Mg] > 10 mg/l
- [Ca] > 20 mg/l
- [HCO<sub>3</sub>] > 200 mg/l

**Famille 4 :** Cette classe concerne essentiellement les eaux des dernières formations gréseuses de Koutiala (GK) et de Bandiagara (GB). Les caractéristiques chimiques sont intermédiaires à celles des première et deuxième familles.

Les fortes minéralisations se rencontrent beaucoup plus dans la partie nord-est que la partie sud-ouest du bassin sédimentaire.

Dans les différentes formations, on rencontre des eaux ayant des caractéristiques intermédiaires à ces différentes classes mettant ainsi en évidence la communication hydraulique qui existerait entre elles.

#### **4.2.2. Interprétation par les diagrammes de Piper**

Pour affiner et faciliter l'interprétation, les faciès hydrochimiques correspondant aux différentes formations géologiques et/ou subdivisions lithologiques, ont été déterminés par le diagramme de Piper.

Le diagramme de Piper classe les eaux en quatre (4) faciès type :

- Faciès Bicarbonaté alcalino-terreux,
- Faciès Chloruré et/ou sulfaté alcalino-terreux,
- Faciès Chloruré et/ou sulfaté alcalin,
- Faciès Bicarbonaté alcalin.

Pour chaque formation géologique, un diagramme de Piper a été réalisé et les principaux résultats obtenus, synthétisés dans la figure 26, sont les suivants :

##### **a) Grès Inférieurs (GI)**

Douze (12) analyses sont disponibles et permettent d'individualiser deux principaux faciès :

- 7 sont de type bicarbonaté alcalino-terreux (essentiellement calcique)
- 4 sont de type chloruré et/ou sulfaté alcalino-terreux.

Un (1) échantillon présente particulièrement un faciès chloruré potassique : il s'agit de l'échantillon n° BAN-096 de Siniéna qui est caractérisé par des teneurs exceptionnelles en chlorures (7,5 mg/l), en nitrates (25 mg/l) et en potassium (21 mg/l) provenant probablement d'une pollution d'origine agricole.

##### **b) Grès de Kawara Sindou (GKS)**

Le faciès dominant est de type bicarbonaté alcalino-terreux. Sur quinze échantillons, seulement 1, celui de Dinaoro (RESO/193) présente un faciès bicarbonaté potassique.

##### **c) Grès Fins Glauconieux (GFG)**

Sur les soixante dix (70) échantillons disponibles, 60 sont de type bicarbonaté calcique, 7 sont de type chloruré et/ou sulfaté alcalino-terreux et 3 présentent un faciès bicarbonaté potassique.

##### **d) Grès à Granules de Quartz (GGQ)**

Sur cent seize (116) échantillons, 104 sont de type bicarbonaté calcique.

Douze (12) échantillons sont de type bicarbonaté sodique ou chloruré et sulfaté calcique et magnésien caractérisés soit par des teneurs élevées en sulfates et en sodium, soit par de fortes teneurs relatives en chlorures et en sodium (12,48 mg/l).

**e) Silstones Argilites Carbonatés 1 (SAC1)**

Le faciès dominant est de type bicarbonaté calcique. Treize (13) échantillons sur 104 sont d'un autre faciès.

**f) Grès Fins Roses (GFR)**

Quinze (15) échantillons tombent dans la classe des eaux bicarbonatées calciques tandis que cinq (5) sont bicarbonatés sodiques.

**g) Silstones Argilites Carbonatés 2 (SAC2)**

Le faciès dominant est de type bicarbonaté calcique pour l'ensemble des 21 échantillons disponibles.

**h) Grès de Koutiala (GK) et de Fo-Bandiagara (GFB)**

Trente deux (32) échantillons sur trente sept sont de type bicarbonaté calcique.

**i) Continental Terminal**

La majorité des échantillons (78 sur 82), sont de type bicarbonaté calcique.

Comme le montre le tableau de synthèse 9, on observe que la majorité des échantillons examinés est regroupée dans le faciès de type bicarbonaté calcique (86%). Les autres faciès, comme on le verra par l'analyse en composantes principales, sont généralement le résultat de contamination d'origine anthropique.

Cette unicité de famille hydrochimique est confirmée par le diagramme de Schöeller qui présente les valeurs moyennes des différentes formations géologiques.

A l'échelle régionale cette homogénéité de faciès hydrochimique ne dégage pas d'éléments convaincants pour envisager l'existence d'une circulation souterraine individualisée entre les différentes formations géologiques.

Tableau 9 : Faciès prédominants dans les différentes formations géologiques.

	Bicarbonaté alcalino-terreux	Chloruré et/ou sulfaté alcalino-terreux	Chloruré et/ou sulfaté alcalin	Bicarbonaté alcalin
GI	7	4	1	-
GKS	14	-	-	1
GFG	60	-	7	3
GGQ	104		7	5
SAC1	91		10	3
GFR	15			5
SAC2	37	7	2	9
GK	14		2	
GFB	18	1		2
CT	78		4	
Total	438	12	33	28
	86 %	3 %	6 %	5 %

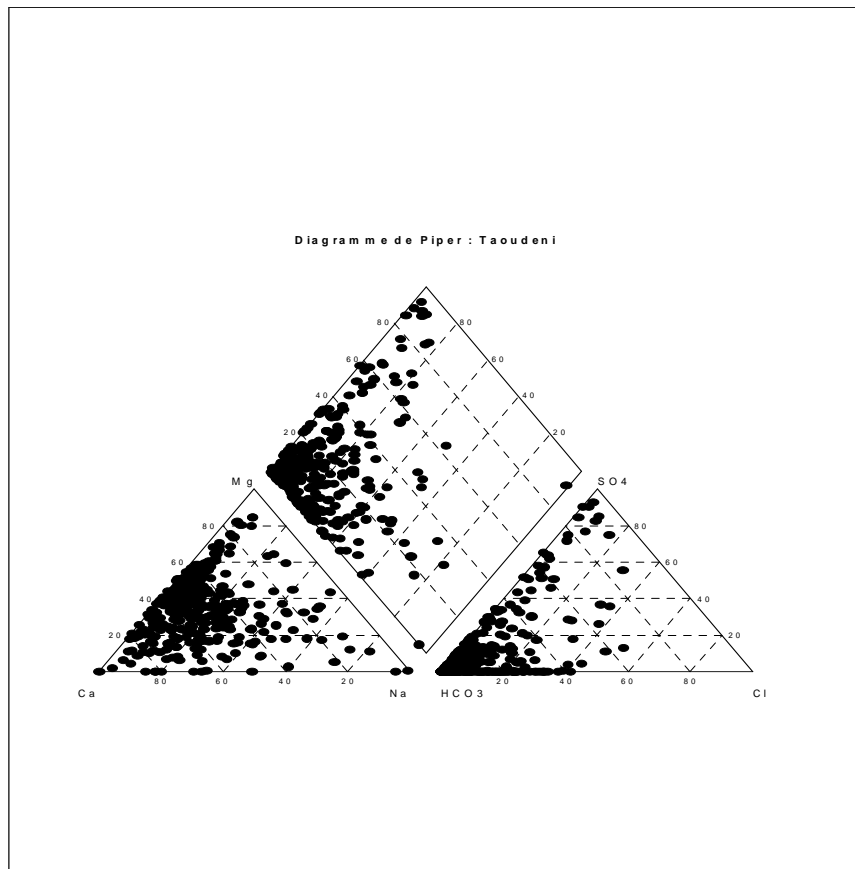


Figure 26 : Faciès des eaux à l'aide des diagrammes de Piper.

### 4.2.3. Analyse en Composantes Principales

La méthode d'analyse multidimensionnelle utilisée est l'analyse en composante principale (ACP).

« L'analyse en composantes principales (ACP) consiste à exprimer un ensemble de variables en un ensemble de combinaisons linéaires de facteurs non corrélés entre eux, ces facteurs rendant compte d'une fraction de plus en plus faible de la variabilité des données. Cette méthode permet de représenter les données originelles (individus et variables) dans un espace de dimension inférieure à l'espace originel, tout en limitant au maximum la perte d'information. La représentation des données dans des espaces de faible dimension (ici 2 dimensions) en facilite considérablement l'analyse. »  
Extrait de : XLSTAT (<http://www.xlstat.com>).

Le but de l'ACP est de permettre une visualisation de données multidimensionnelle et l'étude de la structure des variables. Il s'agit de proposer une représentation simple des paramètres analysés sur les points d'eau de chaque formation géologique sur un graphique en deux dimensions. La clé d'interprétation est simple :

- chacun des axes résulte d'une composition des n éléments analysés ; ainsi les coordonnées X et Y de chaque point d'eau projeté sur le graphique sont calculées par les formules :  
$$X = a1 + b1.[Ca] + c1.[Mg] + d1.[Na] + e1.[K] + f1.[HCO3] + g1.[Cl] + h1.[SO4] + i1.[NO3] + j1.[CE] + k1.[TDS]$$
$$Y = a2 + b2.[Ca] + c2.[Mg] + d2.[Na] + e2.[K] + f2.[HCO3] + g2.[Cl] + h2.[SO4] + i2.[NO3] + j2.[CE] + k2.[TDS]$$
- les similitudes de faciès physico-chimiques vont se traduire graphiquement par la proximité des points représentatifs de chaque échantillon.

Le traitement de nos données par analyse en composantes principales (ACP) a donc été réalisé à l'aide de XLSTAT Version 5.2 (version démo) : le plan factoriel 1-2 permet d'extraire majoritairement la variance totale des échantillons.

L'axe 1 correspond classiquement aux principaux éléments responsables de la minéralisation de l'eau : calcium, magnésium et bicarbonates.

L'axe 2 oppose quant à lui les éléments majeurs secondaires: chlorures, nitrates et potassium. La figure 27 ci-dessous donne un exemple de résultat obtenu.

Globalement, on constate l'existence d'une seule famille d'eau, de faciès bicarbonaté calco-magnésien, dont les points représentatifs s'étirent tout au long de l'axe 1 :

- vers la gauche se trouvent les eaux peu minéralisées des faciès gréseux (série des grès inférieurs aux grès à granules de quartz et ensemble siltstones-quartzites de Fo/grès de Fo-Bandiagara),

- à droite sont regroupées les eaux plus minéralisées et bicarbonatées calco-magnésiennes du fait de leur séjour dans des terrains carbonatés (siltstones-argilites-carbonates, grès fins roses, schistes de Toun).

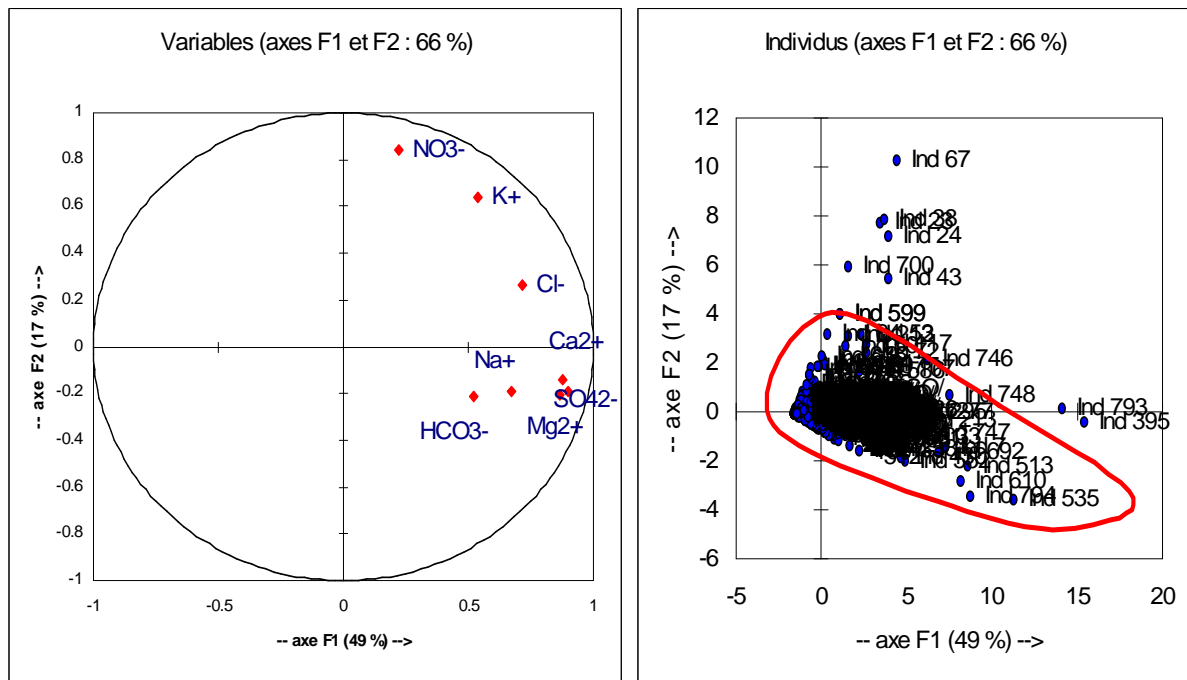


Figure 27: Analyse en composantes Principales des eaux du sédimentaire

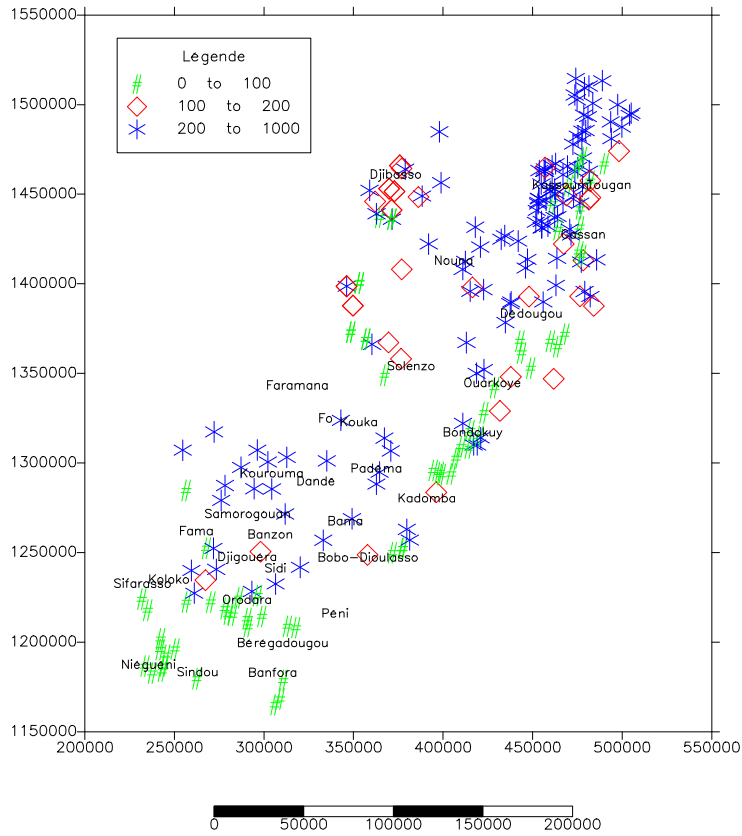
#### 4.2.4. Caractérisation spatiale de la chimie

Diverses cartes (figure 28) ont été esquissées afin d'apprécier la variabilité spatiale du chimisme des eaux (carte de la minéralisation totale, carte des iso-teneurs en chlorures et en bicarbonates).

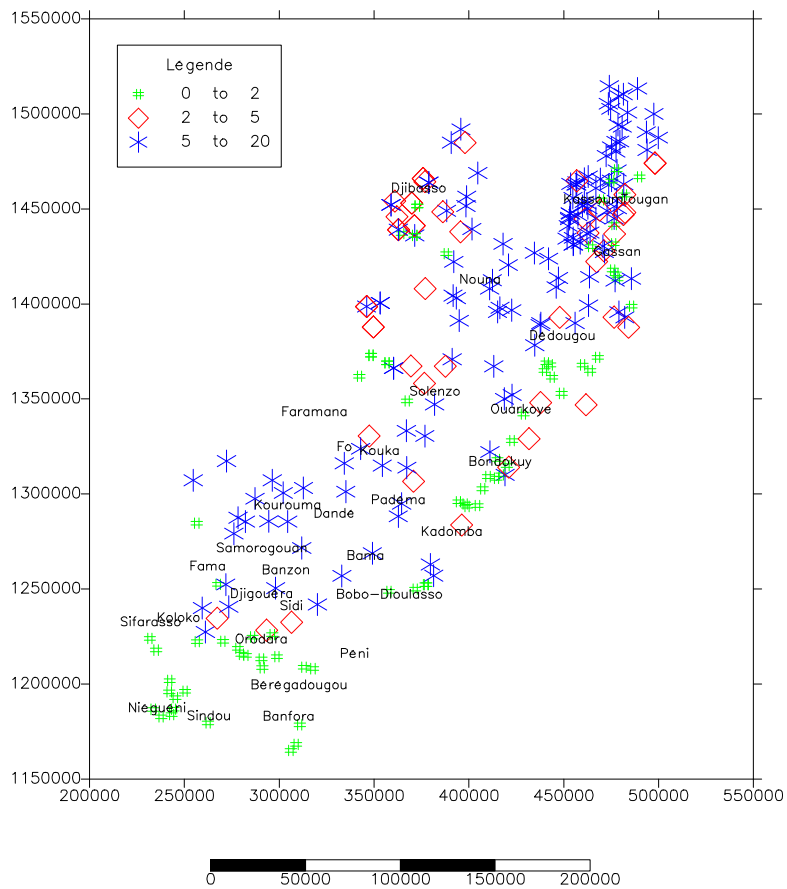
Celles-ci, au-delà du fait qu'elles permettent de matérialiser les zones d'alimentation potentielles, ne révèlent pas d'organisation spatiale permettant d'attribuer une quelconque individualisation.



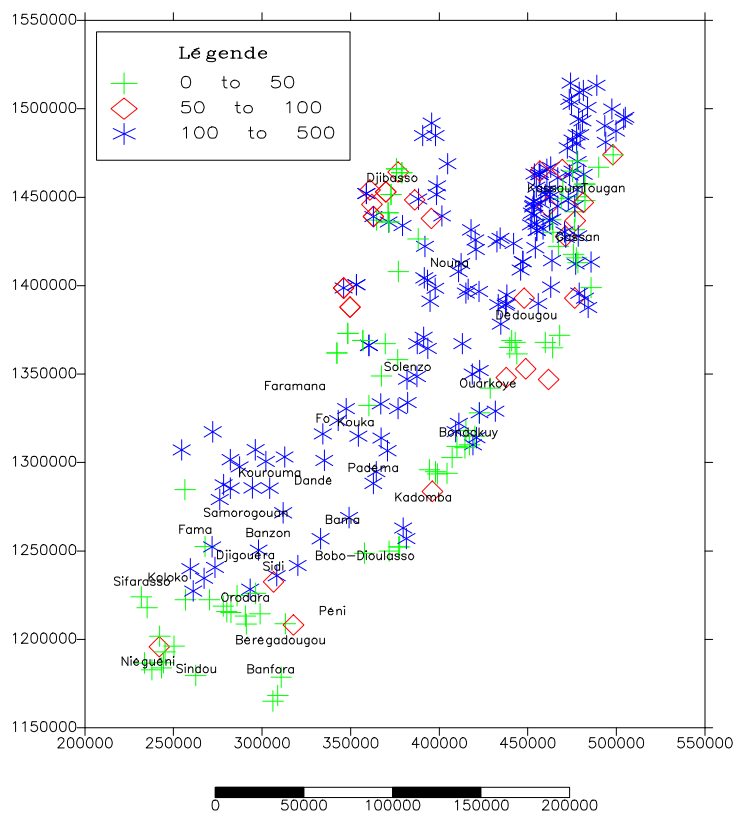
(a) : Carte de Conductivité électrique



(b) : Carte de Minéralisation totale (Anions + Cations)



(c) : Carte des bicarbonates



(d) : Carte des teneurs en chlorures

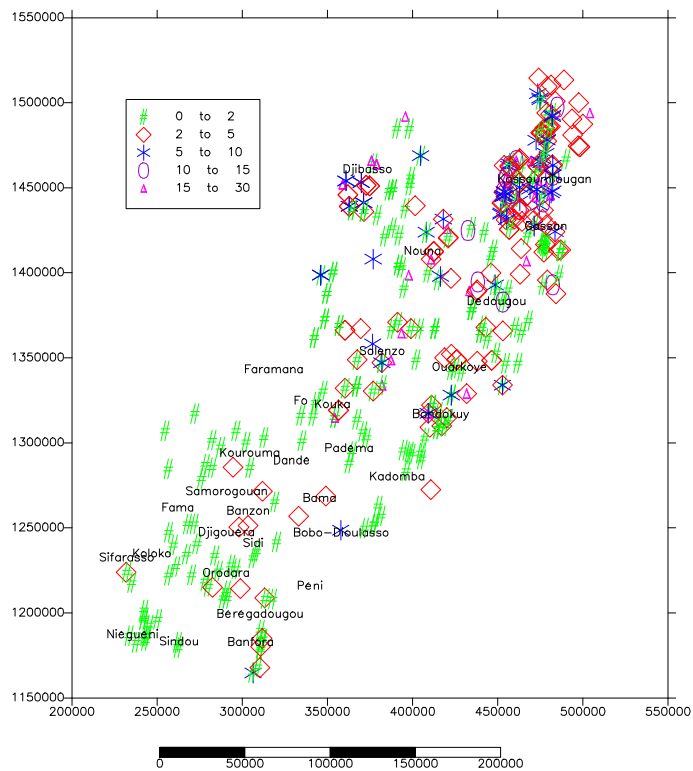


Figure 28: Variabilité spatiale de la chimie de l'eau (a) : Conductivité électrique en  $\square$ S/cm ; (b) : Minéralisation totale en meq/l ; (c) : Bicarbonates en mg/l ; (d) chlorures en mg/l.

### 4.3. Etude de la potabilité des eaux

La potabilité de l'eau est définie par des paramètres physiques, chimiques et biologiques, mais surtout en fonction de son usage.

Pour ce qui concerne l'eau de boisson, en l'absence de normes nationales, il est fait référence aux valeurs guides de l'OMS ou celles de la CEE données d'après les *directives de qualité pour l'eau de boisson*.

Par rapport à ces normes, la qualité des eaux souterraines en majorité, est jugée bonne.

Quelques analyses cependant dépassent les limites de potabilité pour un, deux ou trois paramètres (essentiellement le potassium, les nitrates et le fer total) mais les teneurs observées ne présentent pas de risque sanitaire.

La répartition numérique est la suivante :

Paramètre	GI	GKS	GFG	GGQ	SAC1	GFR	SAC2	GK	GB	CT	Total
K <sup>+</sup>	1	0	15	19	21	3	8	2	6	18	93
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0	0	6	4	4	1	1	1	2	11	30
Fe <sub>tot</sub>	2	6	6	10	12	3	8	1	0	3	51

Ces teneurs anormalement élevées surtout en nitrates et en potassium rencontrées dans quelques échantillons isolés dans toutes les formations, doivent être le fait de pollution d'origine anthropique.

La présence de fer dans les eaux dans certaines localités entraîne l'abandon des ouvrages. En effet, présent sous forme réduite (Fe<sup>2+</sup>), le fer est oxydé par l'oxygène de l'air et précipite sous forme ferrique lorsque l'eau est pompée :  $Fe^{2+} \leftrightarrow Fe^{3+} + e^{-}$ .

Les dalles de forages sont alors colorées en brun/rouille et les populations se désintéressent de la ressource.

Le fer peut être éliminé soit biologiquement, soit à partir d'un traitement physico-chimique. Deux procédés d'élimination du fer excluant toute utilisation de produits chimiques ont été expérimentés avec succès dans des zones périurbaines et rurales de Ouagadougou (Burkina Faso) et de Bamako (Mali) par le CREPA (CREPA, 1996) : Il s'agit de :

- du procédé Aération-Filtration sans décantation,
- du procédé Aération – Décantation – Adsorption – Filtration qui n'est autre qu'une modification du premier, en intercalant les processus de décantation et d'adsorption.

Le principe de fonctionnement des unités de déferrisation repose essentiellement sur les propriétés chimiques du fer dans l'eau d'une part, et d'autre part, sur les caractéristiques physiques des granulats utilisés pour le traitement.

Les deux procédés ont deux étapes en commun : l'aération et la filtration.

L'aération constitue le premier stade du traitement. Elle est basée sur l'oxydation du fer divalent par l'oxygène de l'air.

La filtration est un procédé de séparation physique utilisant le passage d'un mélange solide-liquide à travers un milieu poreux (filtre) qui retient les particules solides et laisse passer le liquide.

La décantation et l'adsorption ne sont nécessaires que lorsque la teneur en fer est élevée.

#### **4.4. Conclusion partielle**

La chimie des eaux apporte, incontestablement, beaucoup d'éléments nouveaux dans la connaissance de la nappe et précise, pour l'instant, les données du problème. Elle permet une individualisation des aquifères pour autant que l'équipement des ouvrages isole les différentes formations qui les hébergent, empêchant toute communication hydraulique entre eux.

Il y a donc là une méthode pour mieux comprendre les grands aquifères lorsque leur géologie et leur piézométrie sont moins connues.

La géochimie ne peut évidemment pas tout expliquer, pour le cas présent. On ne peut encore affirmer que la nappe s'écoule, qu'elle se renouvelle, ou bien que ses réserves s'épuisent. Il faudra sans doute faire appel à d'autres techniques pour répondre à ces questions, en particulier aux déterminations de l'âge des eaux par les méthodes isotopiques, qui sont maintenant de plus en plus souvent utilisées. L'articulation étroite de ces techniques permettra une meilleure approche des connaissances hydrogéologiques d'un ensemble aquifère.

## 5. APPORT DES ISOTOPES DE L'ENVIRONNEMENT A LA CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE

Les circuits hydrogéologiques sont souvent longs, complexes et quelquefois profonds. La connaissance détaillée de ces circuits et de leur fonctionnement est indispensable pour en assurer une gestion optimale.

Une bonne connaissance du circuit nécessite de répondre aux interrogations sur l'origine de l'eau dans l'espace (où ?), et dans le temps (quand ?).

Les méthodes isotopiques se prêtent remarquablement bien à ce genre d'études.

En hydrogéologie, l'utilisation des isotopes repose sur leurs qualités de traceurs des espèces chimiques auxquelles ils sont intrinsèquement liés.

Les différents isotopes utilisés en hydrogéologie sont d'une part les isotopes de la molécule d'eau (l'oxygène 18, le tritium et le deutérium) et d'autre part les isotopes des espèces dissoutes (le carbone 14 et le carbone 13) du carbone inorganique.

Les isotopes stables nous permettront de connaître une caractéristique spatiale (altitude de recharge, ...) et les isotopes radioactifs, un facteur temporel (âge, ...).

### 5.1. Introduction à l'utilisation des traceurs isotopiques et revue bibliographique

#### 5.1.1. Domaine d'utilisation

Les applications des traceurs environnementaux se sont diversifiées durant ces trois dernières décennies. Parmi celles-ci, on peut noter l'analyse de la recharge des nappes d'eaux souterraines, leur datation ainsi que l'estimation de leur contribution au débit des rivières et leurs interactions avec l'eau provenant d'autres sources. Les principaux domaines d'application des techniques isotopiques peuvent être résumés dans le tableau 10 ci-dessous :

Tableau 10: Domaine d'application des techniques isotopiques en hydrologie

	Précipitations et eaux de surface	Eaux souterraines
Domaines d'application	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Origine et mode de formation des précipitations,</li> <li>- Décomposition d'hydrogramme</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Recharge (qualitative et quantitative)</li> <li>- Localisation des zones de recharge</li> <li>- Relations entre eaux de surface et eaux souterraines</li> <li>- Drainance et mélange entre aquifères</li> <li>- Mécanisme de salinisation</li> <li>- Estimation des temps de transit (« âge » des eaux)</li> <li>- Information paléoclimatique</li> </ul>

### 5.1.1.1. Les isotopes stables dans les précipitations

L'étude des teneurs en isotopes stables ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) des pluies permet d'en déterminer l'origine et le mode de formation. En effet les variations de teneur dépendent des facteurs météorologiques et climatologiques.

La composition isotopique des précipitations mesurée au sol résulte (CLARK et FRITZ, 1999) :

- de conditions environnementales tel l'effet de continentalité, la latitude, l'altitude ;
- de paramètres météorologiques locaux, tels la température, l'humidité relative,
- de caractéristiques du système pluvio-gène, telles l'effet de masse et la structure et le type de nuage.

### 5.1.1.2. L'identification de l'origine des eaux souterraines, de leurs mélanges et des causes de leur salinité

Les aires de recharge des nappes sont déterminées grâce à l'effet d'altitude que subissent les teneurs en isotopes stables. On part du principe de l'existence de gradient de température et de gradient isotopique (OLIVE, 1996) : la température diminue avec l'altitude et le milieu aqueux s'enrichit en isotopes stables avec la température.

En définissant le gradient de température ( $a$ ) comme la variation de température avec l'altitude et ( $b$ ) la variation de la teneur en  $^{18}\text{O}$  avec la température, on a :

$$\Delta t / \Delta h = -a$$

$$\Delta ^{18}\text{O} / \Delta t = b$$

De ces deux relations on tire un gradient d'altitude  $\Delta ^{18}\text{O} / \Delta h = -a * b$

On peut établir le gradient d'altitude régional à l'aide de stations pluviométriques ou de petites sources étagées en altitude dont on a déterminé l'altitude moyenne du bassin versant. Cette dernière approche est d'autant plus intéressante qu'elle permet d'intégrer la pluviométrie moyenne annuelle.

Les systèmes multicouches complexes soumis à des champs de potentiels verticaux favorables aux mélanges par drainance descendante ou ascendante, peuvent être connus grâce aux isotopes stables à condition que chaque niveau aquifère soit bien individualisé et nettement différencié isotopiquement.

Le rôle hydraulique des accidents structuraux et notamment des failles, est facilement mis en lumière : c'est le cas par exemple des aquifères superposés de la région de Ouargla (Sahara septentrional) : au droit des grands accidents méridiens qui recoupent toutes les séries, on retrouve exactement les mêmes teneurs en isotopes stables dans la nappe profonde artésienne, que dans la nappe intermédiaire et dans la nappe phréatique (FONTES, 1989).

Ces méthodes isotopiques ont aussi donné la possibilité d'effectuer des études qualitatives de contamination des nappes souterraines ainsi que de l'origine de leur salinisation.

### 5.1.1.3. L'estimation du temps de séjour hydrogéologique

L'hydrogéologue peut mesurer ou estimer assez précisément les précipitations P, l'écoulement Q ou l'évapotranspiration E. Par contre l'estimation du volume souterrain V n'est pas chose aisée. La mesure du temps de séjour T par un radioélément comme le tritium et le carbone 14 permet d'estimer celui-ci.

Dans l'hypothèse d'un régime permanent, le bilan hydrique peut s'exprimer comme suit :

$$Q = P - E \text{ (en } L^3 \cdot T^{-1}\text{),}$$

avec Q : le débit d'écoulement ; P : la hauteur de précipitations et E l'évapotranspiration.

En divisant par le volume V (en L<sup>3</sup>), on obtient :

$$\frac{Q}{V} = \frac{P - E}{V} = \alpha \text{ qui n'est rien d'autre que le taux de renouvellement des eaux souterraines lié au}$$

temps de séjour moyen T par  $T = \frac{1}{\alpha}$  (en T) (OLIVE, 1996).

### 5.1.2. Les isotopes stables utilisés

Les isotopes naturels les plus utilisés sont les isotopes stables : hydrogène lourd ou deutérium (<sup>2</sup>H) et l'oxygène 18 (<sup>18</sup>O) qui sont des constituants de l'eau naturelle et sont de ce fait de bons éléments pour l'analyse du cheminement de l'eau. Principalement, les méthodes de traçages isotopiques se basent sur le fait que la composition isotopique de l'eau contenue dans les aquifères est différente de celle de l'eau de pluie. On considère alors que l'eau contenue dans les sols est de l'eau "ancienne" tandis que l'eau de pluie est dénommée eau "nouvelle". Il est alors possible de déterminer les contributions d'eau ancienne et d'eau nouvelle d'un débit mesuré Q en rivière à l'aide d'un système de deux équations à deux inconnues :

$$Q = Q_a + Q_n$$

$$\delta \cdot Q = \delta_a \cdot Q_a + \delta_n \cdot Q_n$$

Avec ( $\delta_n$ ) teneurs en isotopes de la pluie ; ( $\delta_a$ ) celles de l'eau du sol ; ( $\delta$ ) celle de l'eau de la rivière ; Q le débit de la rivière. En mesurant les différentes concentrations ainsi que le débit total, il est alors possible de déterminer la part contributive de chaque compartiment (exemple de la décomposition de l'hydrogramme):

$$Q_a = Q \cdot \frac{\delta - \delta_n}{\delta_a - \delta_n}$$

$$Q_n = Q - Q_a$$

On étudie la concentration en isotopes stables par rapport à une référence qui est la teneur moyenne de l'isotope considéré dans les eaux océaniques nommée SMOW (Standard Mean Ocean Water). On calcule ainsi le « delta », pour un élément donné, entre le rapport isotopique d'un échantillon et celui d'un standard (SMOW), exprimé en pour mille (exemple pour  $^{18}\text{O}$ ) ; actuellement on utilise le standard de l'AIEA de Vienne ou VSMOW :

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] 10^3$$

Pour les pluies, il existe une relation linéaire entre la concentration en Oxygène 18 et la concentration en deutérium (Figure 29). Cette relation exprime la droite des eaux météoriques, qui à l'échelle mondiale (Craig, 1961), s'établit comme suit :  $\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10$

L'analyse au niveau local de la relation entre oxygène 18 et deutérium permet de mettre en évidence des eaux qui ont subi un processus d'évaporation. L'intersection de cette droite avec la droite des eaux météoriques donne ainsi la possibilité de déterminer la composition isotopique de l'eau avant son évaporation.

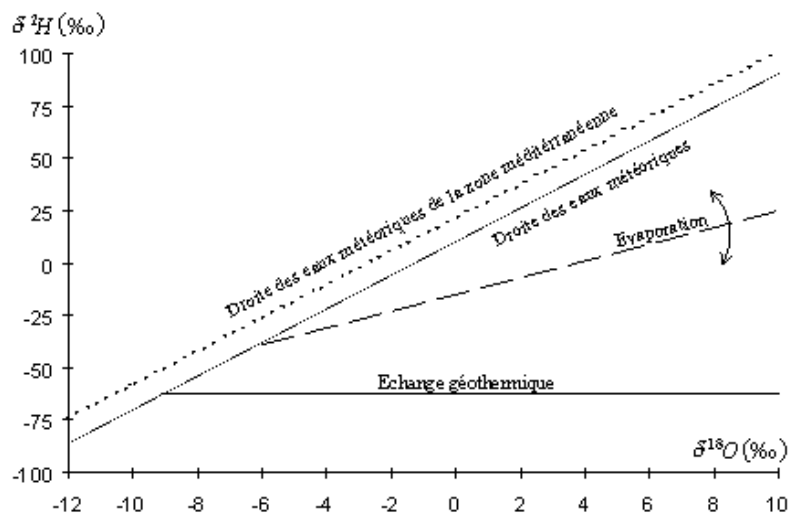


Figure 29: Relation entre Oxygène 18 et Deutérium dans les eaux naturelles (d'après (FONTES, 1976))



### 5.1.3. Les isotopes radioactifs

L'hydrogène 3 (tritium) et le carbone 14 sont des isotopes radioactifs, c'est à dire qu'ils se désintègrent selon une cinétique exponentielle constante. Leurs temps de demi-vie (temps nécessaire à la désintégration de 50% de la masse initiale) sont respectivement de 12,35 ans et 5730 ans permettant de dater des eaux dont l'âge est postérieur ( $^3\text{H}$ ) et antérieur ( $^{14}\text{C}$ ) à l'ère nucléaire.

#### 5.1.3.1. Le Tritium

Le tritium est un excellent dateur des eaux souterraines récentes. L'unité tritium (UT) représente la présence d'un atome de  $^3\text{H}$  pour  $10^{18}$  atomes d'hydrogène  $^1\text{H}$  soit  $3,193 \text{ pCi.l}^{-1}$  ou  $0,118 \text{ Bq.l}^{-1}$ .

Le tritium est produit naturellement dans la haute atmosphère par la composante neutronique du rayonnement cosmique sur l'azote atmosphérique. Sa production moyenne est de l'ordre de  $0,25 \text{ atomees/cm}^2/\text{sec}$ .

Suite aux nombreux essais thermonucléaires aériens de 1952 à 1963, les teneurs des précipitations ont atteint quelques milliers d'UT (pic de 3000 UT en 1963 à Thonon et 790 UT à Bamako).

Actuellement (2002) le déstockage du réservoir stratosphérique aboutit à des concentrations à Thonon de l'ordre de 10 UT et de 5 UT à Bamako comme à Bobo Dioulasso.

Pour les eaux souterraines, le  $^3\text{H}$  thermonucléaire permet de différencier des eaux antérieures à 1952 dont la teneur, actuelle, est inférieure à 0,5 UT de celles infiltrées après 1952 où la teneur est supérieure à 0,5 UT sous les latitudes de l'hémisphère nord.

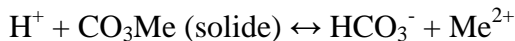
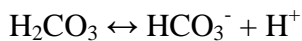
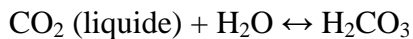
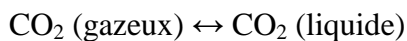
#### 5.1.3.2. Le Carbone 14

Pour une eau ayant une teneur inférieure à 0,5 UT, on peut affirmer, mais sans pouvoir aller plus loin avec le  $^3\text{H}$ , que l'âge est antérieur à 1952. On fait alors recours au carbone 14 qui est naturellement produit dans l'atmosphère (figure 30) et se trouve intégré dans le cycle hydrologique.

Après sa production par les rayons cosmiques, le carbone 14 est brassé dans la troposphère sous forme de gaz carbonique. Il pénètre ensuite dans les autres portions du cycle selon la voie directe par réalisation des équilibres  $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{CO}_3 - \text{HCO}_3^-$  à la surface des eaux libres (ou encore, pour mémoire, par infiltration directe des eaux chargées en  $\text{CO}_2$  dissous) ou bien, et c'est la voie préférentielle pour la partie continentale du cycle, le  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère est assimilé par les végétaux chlorophylliens et se trouve ensuite cédé à nouveau à l'hydrosphère par oxydation ou décarboxylation de la matière organique.

L'eau agressive chargée en acide carbonique est ensuite saturée par des cations, le plus souvent alcalino-terreux ( $\text{Me} = \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}$ , et éventuellement  $\text{Na}^+$ ), pour donner les bicarbonates ou hydrogénocarbonates qui circulent dans la zone noyée.

Le  $\text{CO}_2$  qui se dissout dans l'eau des sols donne le départ à une chaîne de réactions du type :



qui reviennent à la mise en solution d'un carbonate solide.

La réaction de l'acide carbonique actif (= chargé en  $^{14}\text{C}$ ) qui provient du sol sur le carbone « mort » (= dépourvu de  $^{14}\text{C}$ ) peut se résumer à une dilution de l'activité du  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère dans le carbone dissous. La détermination des termes de cette dilution, c'est à dire de l'activité initiale  $A_0$  du carbone dissous, représente le problème crucial dans l'estimation des « âges » des eaux anciennes.

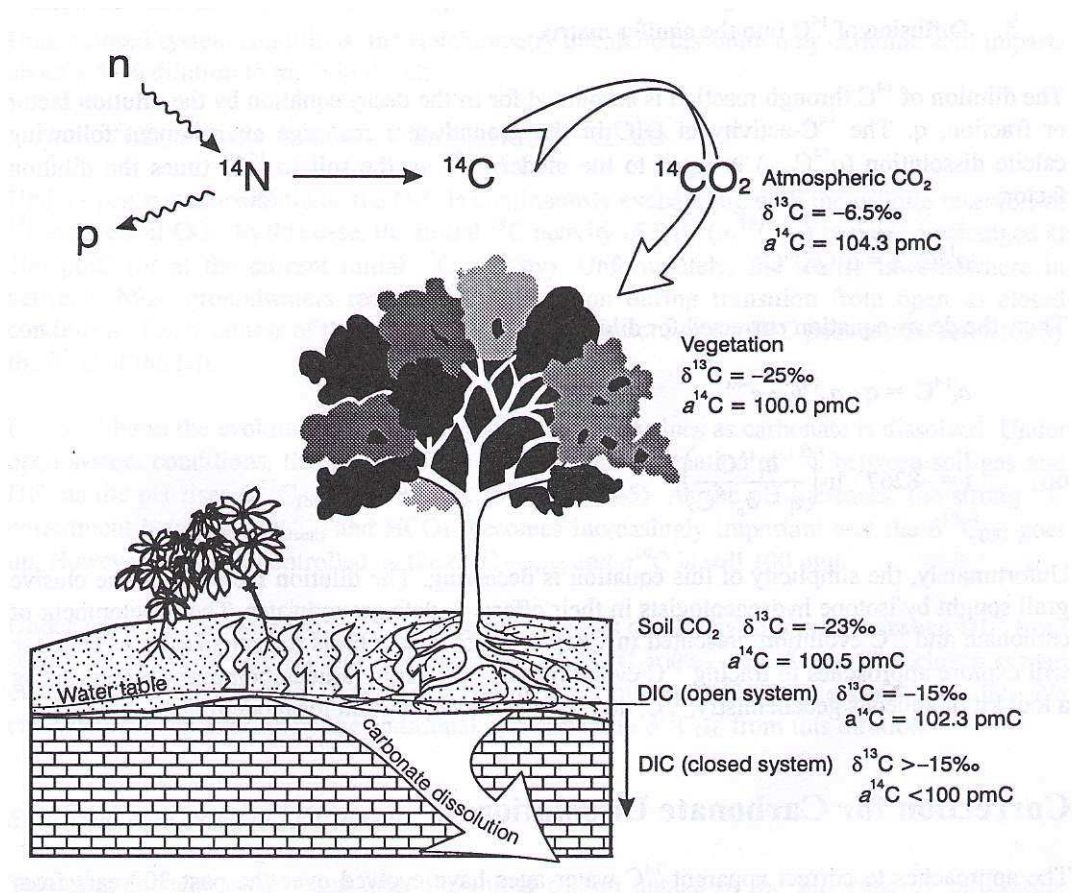


Figure 30: Cycle du carbone 14 naturel dissous (extrait de (CLARK et FRITZ, 1999))

#### 5.1.4. Autres types de traceurs

Pour déterminer le cheminement de l'eau, il est aussi possible de recourir à d'autres types de traceurs naturels ou artificiels, chimiques et isotopiques. Les traceurs artificiels (rhodamine, fluorescéine) sont bien adaptés à des études locales sur de petites surfaces mais présentent différents inconvénients à l'échelle du bassin versant. Les traceurs chimiques ont été relativement utilisés

avant la généralisation des méthodes isotopiques mais ont toutefois le très grand inconvénient de ne pas être conservatifs.

## **5.2. Caractéristiques du signal «entrée»**

Pour la caractérisation du signal entrée, nous disposons des données de deux stations :

- celle de Bobo-Dioulasso, installée par nos soins pour les campagnes pluviométriques 1997 et 1998,
- celle de Bamako, une station de l'AIEA où il existe une relativement longue chronique de mesures isotopiques (1962 à 1979 et 1991 à 1998).

### **5.2.1. Les isotopes stables**

#### **5.2.1.1. Station de Bobo-Dioulasso**

Pour la station de Bobo-Dioulasso, située à la latitude 11°17 N et à la longitude 4°32 W, les échantillons des eaux de pluie ont été collectés à l'échelle de l'épisode pluvieux et à l'échelle mensuelle. C'est ainsi que pour les campagnes 1997 et 1998, près d'une centaine d'échantillons ont été analysés en  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$  et  $^3\text{H}$ .

Nous (DAKOURE, 1999) avons pu montrer qu'il existe une différence notable entre les moyennes pondérées obtenues par les deux types d'échantillons - journaliers et mensuels - ( $0.6 \delta$  au plus). Globalement les moyennes journalières sont moins enrichies que les mensuelles ; cela se comprend aisément si l'on tient compte des conditions de prélèvements : pour les teneurs mensuelles, une certaine homogénéisation des différents épisodes pluvieux est obtenue tandis que pour les chroniques journalières, on note l'influence des teneurs des faibles pluies (de l'ordre de 2 mm) généralement très évaporées. On préférera donc les valeurs mensuelles aux valeurs journalières pour caractériser le signal entrée.

Les teneurs moyennes journalières en oxygène 18 sont  $-3.00$  et  $-4.50 \delta \text{‰}$  respectivement pour 1997 et 1998. Pour les teneurs mensuelles, on trouve respectivement  $-2.63$  et  $-3.91 \delta \text{‰}$  pour 1997 et 1998.

Comme pour l'oxygène 18, on observe une grande variabilité dans les teneurs en deutérium dans les eaux de pluies des deux campagnes. Elles sont respectivement de  $-14,82$  et  $-21,89 \text{‰}$  pour 1997 et 1998.

#### **5.2.1.2. Station de Bamako**

La station de Bamako est située à la latitude 12°63 N et à la longitude 8°03W.

Pour cette station, on dispose des données isotopiques de 1962 à 1998 avec une rupture pendant la période 1980–1990 (base de données AIEA).

Le traitement statistique des analyses, donne les résultats synthétisés dans les tableaux 11 et 12.

Pour le traitement des données, nous n'avons tenu compte que des valeurs isotopiques des précipitations mensuelles non évaporées, c'est à dire dont la hauteur de pluie dépasse 5 mm et dont la teneur en oxygène 18 reste négative (TAUPIN, 2002).

Tableau 11: Valeurs moyennes pondérées des isotopes dans les pluies de Bamako (Extrait de AIEA, 1962-1998).

Mois	Pluie (mm)	Température (°C)	<sup>18</sup> O (‰)	<sup>2</sup> H (‰)
Janvier	0	25.1		
Février	0	28.0	8.20	49.40
mars	5	30.3	4.78	22.75
Avril	33	31.8	2.26	16.66
Mai	61	31.1	-0.05	2.99
Juin	131	28.7	-2.29	-8.88
Juillet	231	26.5	-4.90	-32.86
Août	264	25.8	-6.58	-43.47
Septembre	168	26.3	-3.69	-28.02
Octobre	62	27.4	-2.47	-15.74
Novembre	3	26.5	2.70	12.76
Décembre	1	24.9	-0.30	6.80
Moyenne pondérée			-5.07	-33.27

Tableau 12: Valeurs moyennes pondérées des isotopes dans les pluies de Bamako (campagne 1997 – 1998)

Mois	Pluie		Température (°C)		Oxygène 18 (‰)		Deutérium (‰)		Tritium (UT)	
	1997	1998	1997	1998	1997	1998	1997	1998	1997	1998
Janvier	0	0	27.4							
Février	0	0	27.8							
mars	0	7	29.5							
Avril	10	22	31.5			4.00		28.9		
Mai	66	128	30.6		-6.20	-1.60	-41	-2		5.1
Juin	120	112	28.3		-3.30	-2.10	-16.9	-4.6		6
Juillet	129	324	26.2			-5.70		-32.6		5.4
Août	165	326	26.3							
Septembre		54			-2.30	-7.50	-9.8	-47		5.3
Octobre	36	0			-0.90	-3.40	10.1	-16.8		4.7
Novembre	0	0								
Décembre	0									
Moyenne pondérée					-3.77	-5.56	-19.69	-31.95		5.4

Pour la longue série, la moyenne pondérée pour près de 110 analyses mensuelles donne une valeur de  $-5,07\text{ ‰}$  pour l'oxygène 18 avec près de 90% des valeurs comprises entre  $-8$  et  $0\text{ ‰}$  (voir histogramme sur figure 31.a).

Pour ce qui concerne le deutérium, la moyenne pondérée est de  $-33,27\text{ ‰}$  avec près de 90% des valeurs comprises entre  $-40$  et  $+10\text{ ‰}$  (Voir histogramme sur figure 31.b).

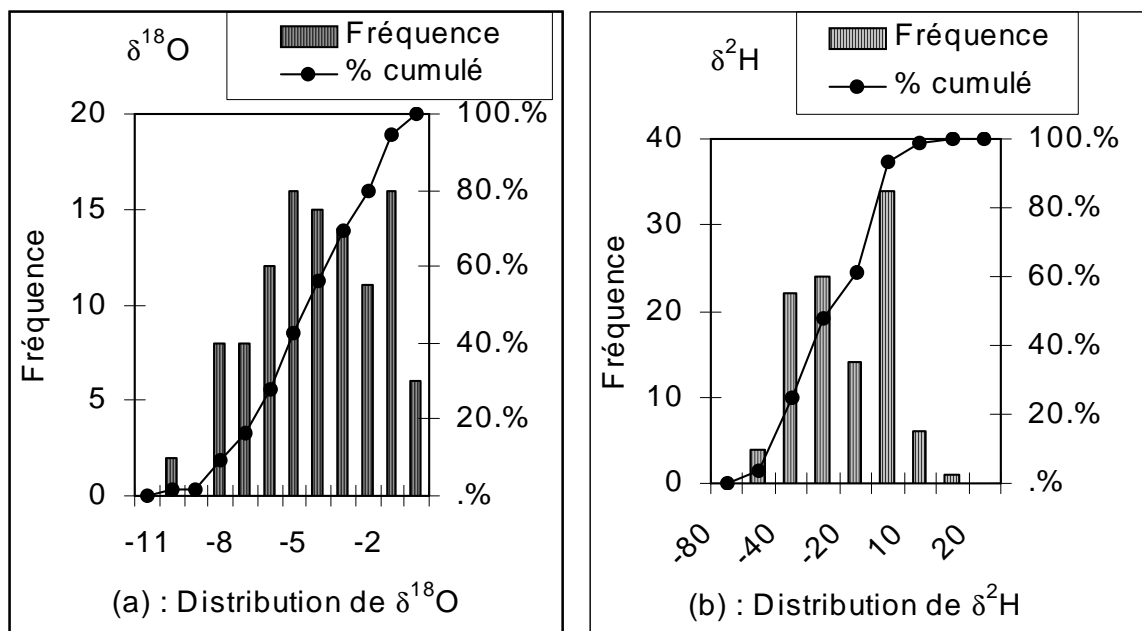


Figure 31: Histogramme de répartition des teneurs en  $^{18}\text{O}$  (a) et  $^2\text{H}$  (b) des précipitations mensuelles à Bamako.

La composition isotopique moyenne annuelle pondérée varie énormément sur la longue période (1962-1998) de  $-10,70$  à  $-0,30\text{ ‰}$ .

Les trois dernières décennies ont été caractérisées par l'alternance d'années sèches, humides et moyennes. Aussi nous avons examiné le comportement isotopique des situations suivantes :

- Années sèches : année avec  $P < 800\text{ mm}$
- Années humides : année avec  $P > 1000\text{ mm}$
- Années moyennes : année avec  $800 < P < 1000\text{ mm}$ .

Des années sèches montrent des teneurs isotopiques très variées tandis que pour les années à teneurs isotopiques appauvries, aucun effet de masse n'apparaît ; tous les cas de figures se rencontrent comme l'illustre le tableau 13.

Comme le montrent les graphiques de variations annuelles des teneurs en oxygène 18 et deutérium, aucune relation n'apparaît entre teneur isotopique et hauteur de précipitations (figure 32).

A l'échelle mensuelle, les variations des teneurs isotopiques sont très importantes. L'évolution temporelle décrit une « sinusoïde », avec des valeurs plus négatives pendant la saison pluvieuse (juillet-août et septembre) que pendant la saison moins pluvieuse traduisant à cette échelle l'effet de

masse avec une évaporation en début et fin de saison des pluies, caractéristique des régions tropicales (figure 33).

Tableau 13: Quantité de précipitations et teneurs isotopiques pour les années sèches et humides (données AIEA)

Année	Pluie	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	Observation
1964	1251	-6,68	-47,86	humide
1974	1233	-5,35	-34	humide
1972	728	-0,31		sèche
1993	715	-4,97	-26,20	sèche

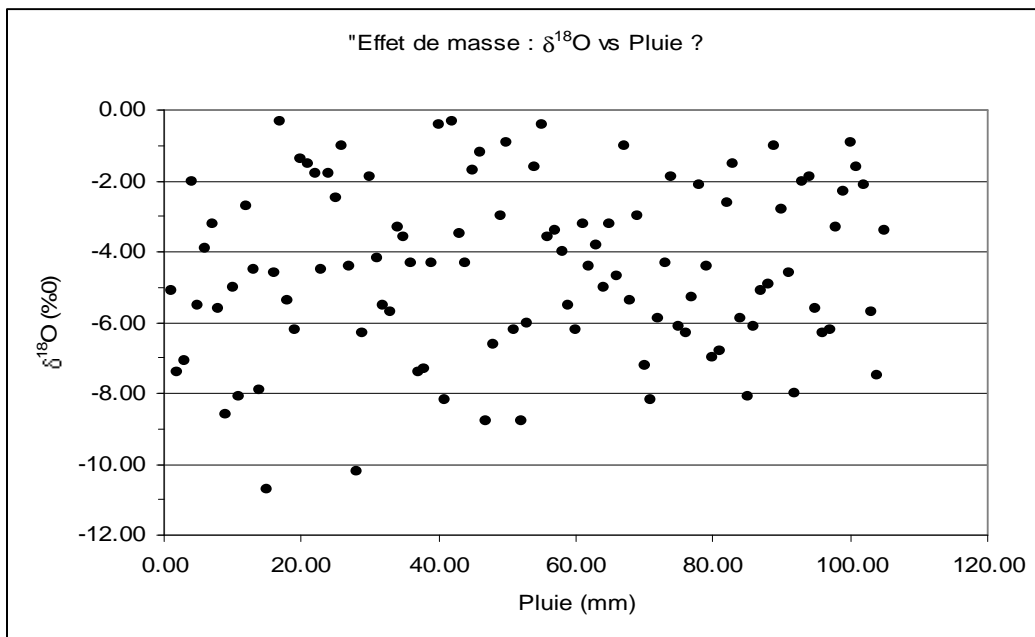


Figure 32: Oxygène 18 en fonction de la hauteur de précipitation à Bamako (absence d'effet de masse).

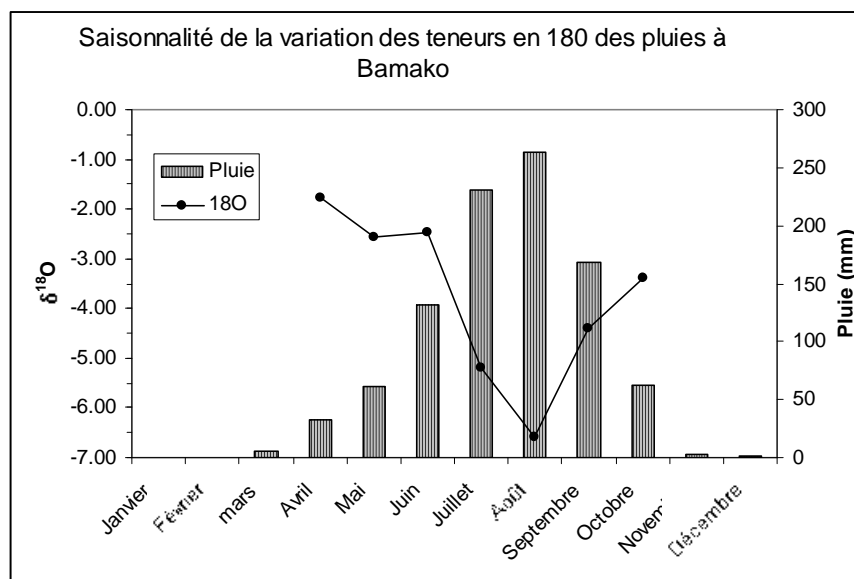


Figure 33: Variations temporelles des teneurs en  $^{18}\text{O}$

En début de saison, l'atmosphère sous influence de l'harmattan, montre une température élevée et reste désaturée. Cette désaturation de l'air entraîne l'évaporation des gouttes d'eau pendant leur chute, soit un enrichissement des teneurs en isotopes (voir tableau 12).

En milieu de saison pluvieuse, les flux de mousson prédominent et les masses précipitées sont importantes avec des teneurs isotopiques très appauvries conformément aux lois régissant le fractionnement (distillation de Raileygh) (FONTES, 1976).

En fin de saison, le retrait de la mousson ramène au schéma initial avec des teneurs marquées par l'évaporation.

Au-delà de ce schéma classique, on peut rencontrer des teneurs moins appauvries pendant les mois de juillet, août et septembre qui sont la conséquence des faibles volumes précipités pendant cette période subissant l'évaporation des gouttes de pluie au cours de leur chute dans une atmosphère très sèche.

A la lecture de ce tableau, il apparaît que la température gouvernerait la teneur isotopique des pluies. Il semble donc y avoir une thermo-dépendance du signal isotopique se traduisant par un enrichissement des précipitations en période chaude (supérieur à  $-2,50$  ‰ en été) et un appauvrissement en plein hivernage (entre  $-4,40$  et  $-6,60$  ‰).

Des tentatives ont été faites pour quantifier ces relations de dépendance entre la température au sol et la teneur en isotopes lourds des eaux de précipitations. A l'échelle mondiale, et pour des stations océaniques généralement froides, Dansgaard (1964) a proposé la relation :

$\delta^{18}\text{O} = 0,69 * T - 13,6$  mais qui ne s'applique pas pour une station de type continental n'obéissant pas à ce type particulier de condensation.

Pour la période d'avril à octobre, nous avons pu établir à Bamako une corrélation significative entre les températures moyennes mensuelles et les valeurs moyennes mensuelles des teneurs en isotopes lourds (figure 34) :

$$\delta^{18}\text{O} = 1,18 * T - 35,71 \text{ avec } n = 7 \text{ } r^2 = 0,91$$

$$\delta^2\text{H} = 8,52 * T - 256 \text{ avec } n = 7 \text{ } r^2 = 0,94 \text{ températures exprimées en } ^\circ\text{C}.$$

La relation  $\delta^{18}\text{O}$ -Température s'apparente à celles trouvée par J.D. Taupin et al. (TAUPIN, 1997) au Niger et R. Mathieu et al. (MATHIEU, *et al.*, 1993) à Barogo au Burkina Faso.

Ces derniers trouvaient :

- au Niger  $\delta^{18}\text{O} = 1,03 * T - 34,50$  avec  $r^2 = 0,63$

- à Barogo :  $\delta^{18}\text{O} = 1,01 * T - 32,50$  avec  $n = 12$  et  $r^2 = 0,90$

Le tableau 14 donne un aperçu comparatif des valeurs obtenues pendant la période commune 1997 et 1998.

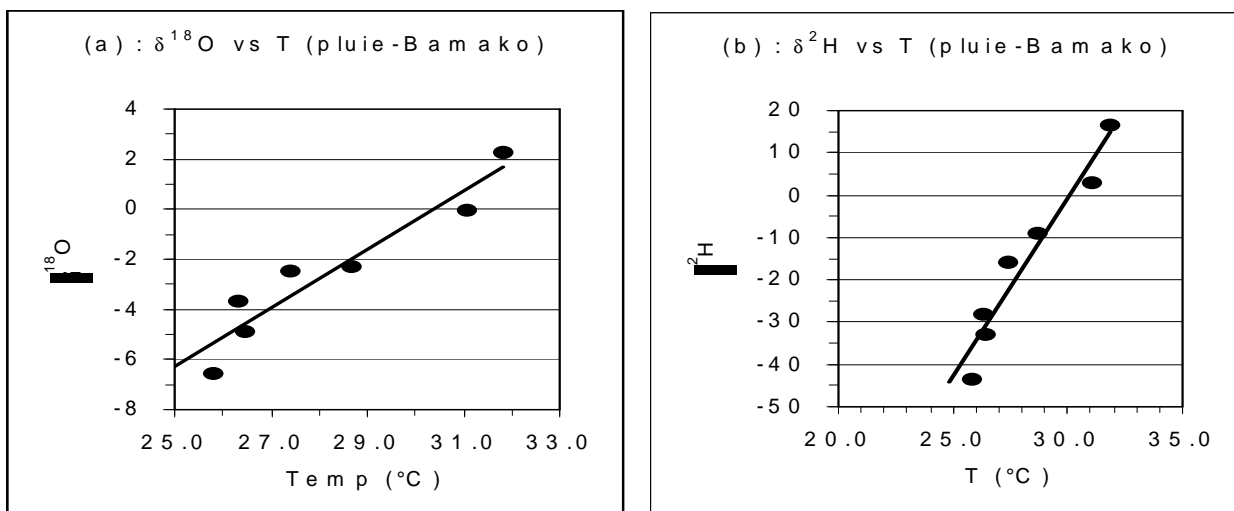


Figure 34: Corrélation entre  $\delta^{18}\text{O}$  et T (a) et entre  $\delta^2\text{H}$  et T (b) des pluies à Bamako

Tableau 14: Teneurs isotopiques moyennes annuelles comparées entre Bobo-Dioulasso, Bamako et Niamey.

Station	Latitude	Longitude	$\delta^{18}\text{O}_{\text{moy}}$	$^2\text{H}$	$^3\text{H}$	Temp
Bamako (1997)	12°63 N	8°03 W	-3,77	-19,69		
Bamako (1998)			-5,56	-31,95	5,4	
Bobo-Dioulasso (1997)	11°17 N	4°32 W	-2,63	-14,82	5,4	
Bobo-Dioulasso (1998)			-3,91	-21,89	5,1	
Niamey (1997) H = 450 mm	13°36N	2°08E	-3,2	-19		
Niamey (1998) H = 978 mm			-4,4	-26		

Ces valeurs particulières des campagnes 1997 et 1998 restent comparables à celles obtenues pendant la même période à Niamey (TAUPIN, 2002).

### 5.2.1.3. La droite météorologique locale et/ou régionale

Les couples disponibles afférents à des périodes différentes (Bobo-Dioulasso : 2 ans ; Bamako : 17 ans) permettent de dresser la droite météorologique locale de Bobo-Dioulasso et Bamako.

Sur le diagramme  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  (figures 35), on peut théoriquement voir trois groupes de points.

Les premiers, sur la droite météorologique, indiquent que les précipitations n'ont subi aucune modification après les condensations qui les ont générées, tandis que les seconds en-dessous traduisent une condensation partielle des gouttelettes en cours de chute. Ces deux catégories présentant généralement des teneurs en isotopes lourds plus appauvries, caractérisent les précipitations de pleine saison pluvieuse.

Les derniers, au dessus de la droite météorologique, plus enrichies en  $^2\text{H}$ , caractérisent les débuts et fins de saison humide.



Globalement, les droites de corrélation obtenues, sont parallèles à la droite météorique mondiale et très voisines. Les droites de corrélation, significatives au seuil de 1%, ont pour équation :

$$\delta^2\text{H} = 8,04 * \delta^{18}\text{O} + 10,27 \text{ avec } n = 19 \text{ et } r^2 = 0.96 \text{ pour Bobo-Dioulasso.}$$

$$\delta^2\text{H} = 7,91 * \delta^{18}\text{O} + 9,82 \text{ avec } n = 105 \text{ et } r^2 = 0.97 \text{ pour Bamako.}$$

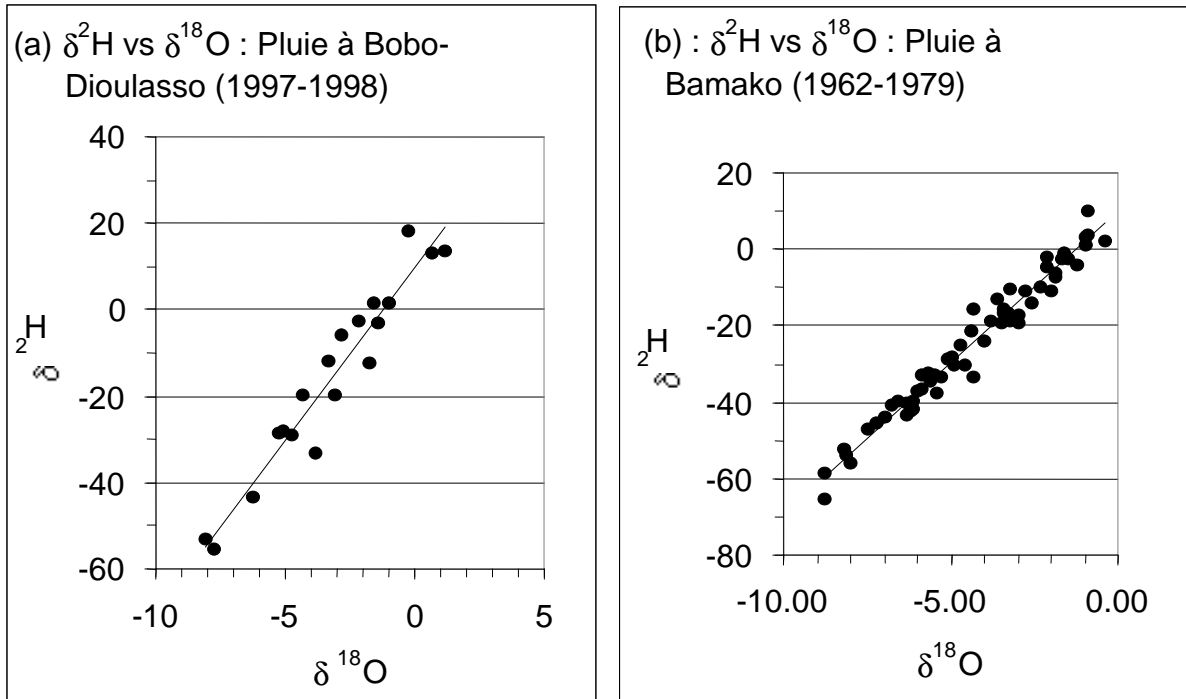


Figure 35: Droites météorologiques de Bobo-Dioulasso (a) et de Bamako (b)

### 5.2.2. Le tritium dans les précipitations

Les valeurs moyennes des teneurs en tritium des précipitations de Bobo-Dioulasso pour les campagnes 1997 et 1998 sont respectivement de 5,4 et 5,1 UT. Ces valeurs sont « identiques » à celles mesurées dans les précipitations de Bamako pour la même période (Tableau 15).

Finalement, on se rend compte de la similitude de comportement isotopique des pluies à l'échelle de la zone d'étude. Du fait de l'importance numérique des données à Bamako (1962 à 1979), cette station sera donc retenue pour caractériser le signal « entrée ».

Pour les pluies à Bamako, on dispose d'une chronique des teneurs en tritium de 1963 à 1979. Celle-ci peut être complétée à partir des données d'Ottawa, la station de l'AIEA dont les données semblent être bien corrélées avec les autres stations continentales de l'hémisphère nord (IAEA, 2001).

La meilleure corrélation pouvant être retenue entre ces deux stations est de type logarithmique et est de la forme (figure 36) :  $\text{Log}({}^3\text{H}_{\text{Bamako}}) = 0,80 \times \text{Log}({}^3\text{H}_{\text{Ottawa}}) + 0,39$  avec  $n = 16$  et  $r^2 = 0,95$

Tableau 15 : Teneurs en Tritium des pluies à Bamako et autres stations de l'AIEA (de 1980 à 1997, on ne dispose pas de mesures en tritium)

Années	Ottawa (UT)	Thonon (UT)	Bamako (UT)	N'Djaména (UT)
1963	2940	2799	789	1213
1964	1561	1504	703	
1965	865	446	331	370
1966	561	263	300	274
1967	324	226	118	137
1968	217	209	109	123
1969	244	197	100	139
1970	191	191	100	106
1971	194	212	96	148
1972	92	149	81	83
1973	90	122	58	38
1974	98	117	57	56
1975	78	354	51	49
1976	59	170	48	
1977	74	71	38	39
1978	75	84	28	39
1979	50	64	44	
1998			5.4	

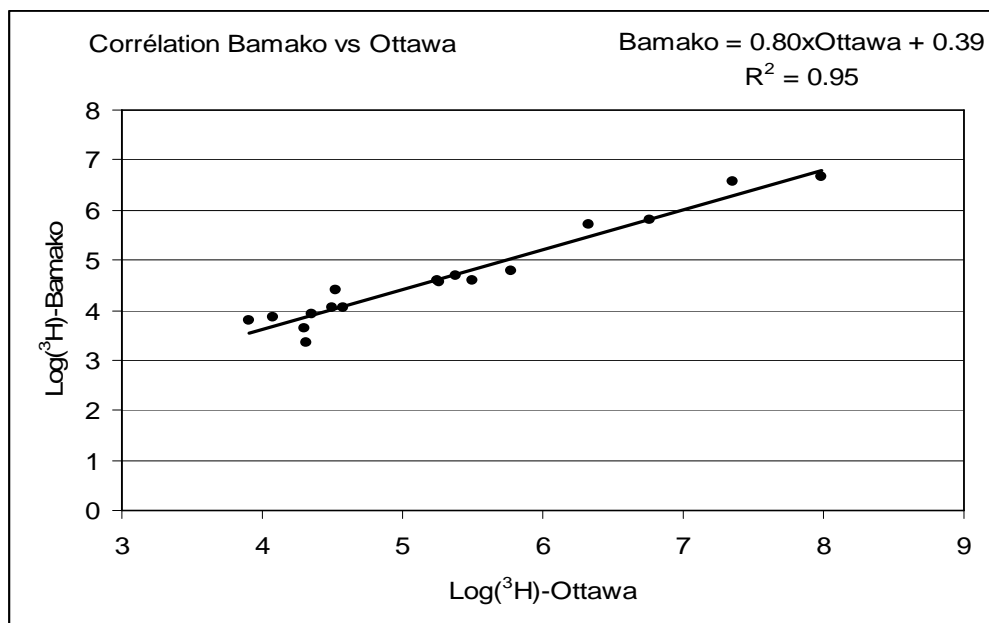


Figure 36: Corrélation entre Bamako et Ottawa en tritium

La courbe de variation des teneurs des précipitations ainsi obtenue en fonction du temps, représente alors la fonction « entrée » pour le traçage en tritium (figure 37).

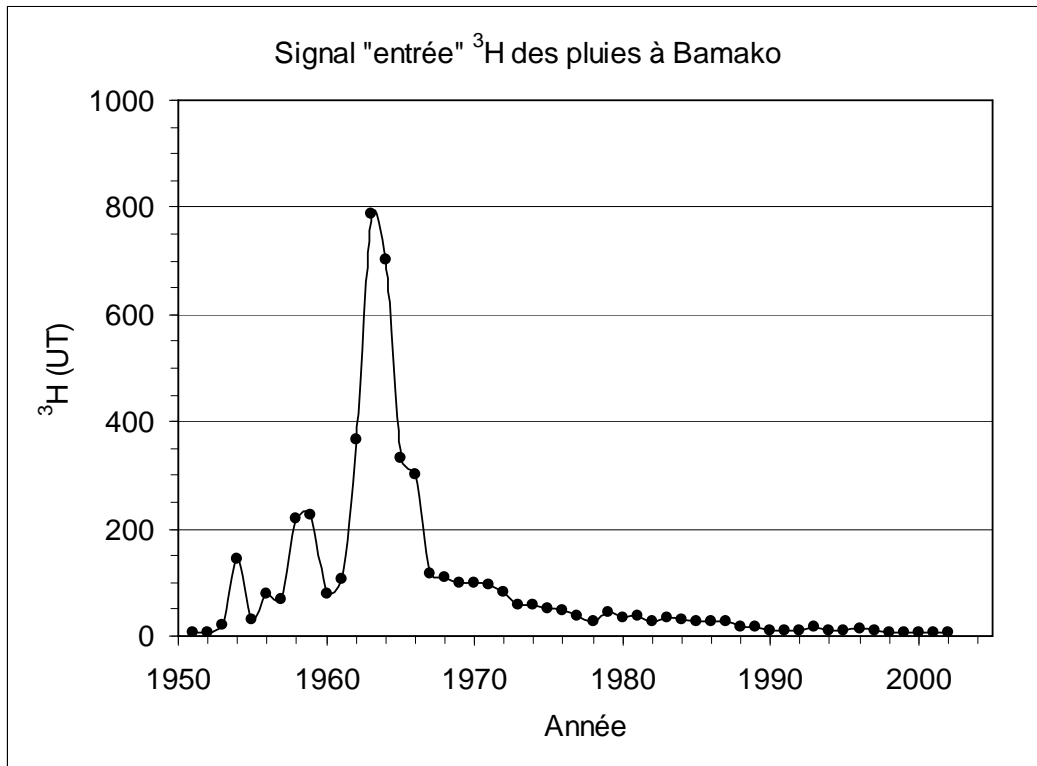


Figure 37: Fonction entrée pour le traçage en tritium à Bamako

Avec cette variation dans le temps du signal entrée ( $C_i(t)$ ) correspondra une sortie ( $C_o(t)$ ) que l'on obtient par convolution (FONTES, 1976), (HUBERT et OLIVE, 1995); (MALOSZEWSKI et ZUBER, 2001) :

$$C_o(t) = \int_0^{\infty} \varphi(t') C_i(t-t') e^{-\lambda t'} dt'$$

où  $\lambda$  est la constante de décroissance radioactive du traceur et égale à 12,35 pour le tritium,

$t'$  est la date à laquelle la molécule d'eau est entrée dans le système,

$t-t'$  est le temps de séjour,

et  $\varphi(t')$  est la fonction de production.

### 5.2.3. Conclusion sur le signal isotopique d'entrée

Le signal entrée de notre zone d'étude se caractérise par des teneurs moyennes en isotopes lourds de  $-5,07 \text{ ‰}$  et  $-33,27 \text{ ‰}$  respectivement pour l'oxygène 18 et le deutérium. Pendant la période présumée de recharge (juillet à septembre), les amplitudes de variation sont respectivement de l'ordre de 4,80 et 34,20 ‰ pour l'oxygène 18 et le deutérium.

L'excès en deutérium pour ces teneurs est de l'ordre de 6.

La droite météorologique « locale » est de la forme  $\delta^2\text{H} = 7,91 * \delta^{18}\text{O} + 9,82$  très voisine de la droite météorologique mondiale.

Pour ce qui concerne les teneurs en tritium des pluies actuelles, elles sont de l'ordre de 5 UT. Connaissant ces teneurs actuelles et avec la chronique reconstituée de la station de Bamako, un modèle adapté au mode de recharge des aquifères peut être esquissé.

### **5.3. Composition isotopique des eaux souterraines**

#### **5.3.1. Echantillonnage**

Un programme d'échantillonnage étalé sur presque sept ans (1996 à 2002) a été entrepris afin de dresser une image isotopique généralisée des différents aquifères sur le sédimentaire et sur le socle du sud-ouest du Burkina Faso.

Trois phases essentielles ont marqué cet ambitieux « programme isotopique » qui a vu jour grâce aux constats du Professeur H. Salvayre (SALVAYRE, 1996) : « *Bobo-Dioulasso se trouve dans une situation comparable à celle d'une grande cité européenne en partie industrialisée dans laquelle on a oublié de gérer l'environnement afin d'éviter la dégradation ! Mais, au fur et à mesure de notre travail, nous avons découvert que la situation climatologique, édaphique et le comportement anthropo-écologique la rendaient acceptable dans un futur proche à la condition de réaliser un certain nombre de travaux élémentaires et d'envisager dans un avenir plus ou moins court un programme rationnel...* ».

#### **Première phase (1996 à 1998) :**

Grâce à un soutien financier du Programme RESO (financement du 7<sup>e</sup> Fond Européen de Développement), une première série d'échantillonnages a eu lieu pour répondre :

- soit à des préoccupations ponctuelles concernant le fonctionnement des aquifères exploités (ou susceptibles de le devenir) pour l'hydraulique urbaine et industrielle (sources de Nasso et de Pessou pour l'AEP de la ville de Bobo-Dioulasso, forages d'exploitation de quelques unités industrielles)
- soit à une « simple curiosité » sur l'existence de forages artésiens dans la région de Orodara (Fon, Banankoro, Dissanga).

#### **Deuxième phase (1999 – 2000) :**

Au vu des résultats de la première phase, nous avons cherché à approfondir les investigations par une généralisation des échantillonnages sur l'ensemble du Sud-ouest du pays (Provinces du Houet, de la Comoé, du Kéné Dougou, de la Léraba, du Tuy, du Poni, de la Bougouriba, du Mouhoun et du Sourou) et ceci grâce à un soutien financier du Ministère Français des Affaires Etrangères.

Le fonctionnement hydrogéologique de certains aquifères sédimentaires gréseux de la région de Sikasso (Mali) qui ont de fortes similitudes avec ceux du Sud-Ouest du Burkina Faso et en particulier la (ou les) aquifère(s) artésien(s) a attiré notre attention et a motivé l'extension des investigations en « extra-muros ».

D'autre part des préoccupations particulières liées à la problématique de l'AEP de villes moyennes en zone de socle cristallin gérées par l'ONEA ont été intégrées dans le champ d'investigations (Niangoloko, Gaoua, Diébougou).

### **Troisième phase (2001-2002) :**

Cette phase, soutenue par l'Agence internationale de l'Energie Atomique à travers un projet de coopération technique (BKF-8002), visait comme objectifs le comblement des zones déficitaires en informations isotopiques, la vérification de la continuité de(s) l'aquifère(s) vers le nord-est (Burkina Faso) et le nord-ouest (Mali) de la région de Bobo-Dioulasso et la prise en compte de la problématique plus général de l'AEP semi-urbaine.

Globalement on peut retenir ce qui suit :

- En zone sédimentaire, l'échantillonnage a été effectué suivant des transversales dans le sens d'écoulement souterrain afin de contrôler à la fois l'origine à l'aide des isotopes stables ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ), et « l'âge » de l'eau à l'aide des isotopes radioactifs ( $^3\text{H}$  et  $^{14}\text{C}$ ).
- En zone de socle, les prélèvements ont été effectués en tenant compte des types d'encaissements pétrographiques rencontrés.

Les résultats de ces campagnes ont été complétés par une recherche bibliographique sur les études isotopiques antérieures (échantillons prélevés entre 1980 et 2001) dans la partie malienne.

### **5.3.2. Analyses et résultats**

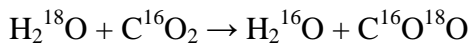
Pour ce qui concerne nos propres échantillons, deux laboratoires ont été sollicités pour les analyses : le Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon (France) pour les échantillons de 1996 à 1999 et Hydroisotop GmbH (Allemagne) de 2000 à 2002.

Les techniques d'analyse ainsi que les précisions analytiques, peuvent être décrites comme suit :

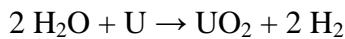
#### **Dosage des isotopes stables :**

Les mesures des rapports isotopiques sont effectuées sur le  $\text{CO}_2$  et l'hydrogène au moyen d'un spectromètre de masse par comparaison avec un étalon dont on connaît les valeurs par rapport à un étalon international, le SMOW défini par H. CRAIG (1961) et qui par définition est égal à 0 ( $\delta^{18}\text{O}$  vs SMOW et  $\delta^2\text{H}$  vs SMOW).

Pour l'oxygène 18, l'équilibre isotopique est réalisé entre l'eau de l'échantillon préalablement dégazé et le  $\text{CO}_2$  provenant d'une bouteille du commerce, selon la réaction :



Pour le deutérium, l'eau est réduite par passage sur de la tournure d'uranium à 600–800 °C selon la réaction :



En routine, l'incertitude expérimentale va de  $\pm 0,1$  à  $\pm 0,15$  ‰ pour l'oxygène 18 et de  $\pm 1,5$  ‰ pour le deutérium.

#### **Dosage du tritium et du carbone 14 :**

Plusieurs méthodes de détection existent : compteur Geiger, spectromètre de masse, chromatographie en phase gazeuse, compteur à gaz, compteur à scintillation liquide. C'est la méthode du compteur à scintillation liquide qui est le plus couramment utilisée et qui a été appliquée à nos échantillons.

Le principe de mesure est basé sur la radioactivité des éléments :

Le tritium émet un rayonnement  $\beta^-$  lors de sa désintégration :  ${}^3\text{H} \rightarrow {}^3\text{He} + \beta^-$

Le radiocarbone se désintègre en émettant des rayons  $\beta^-$  :  ${}^{14}\text{C} \rightarrow \beta^- + {}^{14}\text{N}$ .

Pour le tritium, le dosage est effectué après enrichissement électrolytique (entre x10 et X15) de l'eau du fait des teneurs de plus en plus faibles du tritium dans les eaux naturelles; la précision varie pour chaque échantillon, en fonction du temps de comptage et du bruit de fond analytique ; pour les teneurs inférieures à 10 UT, la précision varie entre  $\pm 0,3$  à  $\pm 2$  UT.

Pour le carbone 14, l'activité de celui-ci est déterminée sur du benzène synthétisé à partir du  $\text{CO}_2$  issu de l'attaque acide des carbonates de l'eau précipitée, avec une incertitude expérimentale ne dépassant pas  $\pm 3,5$  % de carbone moderne. Le protocole de précipitation des carbonates est décrit en annexe 2.

Au total ce sont près de trois cent points d'eau qui ont fait l'objet d'échantillonnages en vue d'analyses des isotopes stables et radioactifs répartis comme suit dans le tableau 16) :

Tableau 16: Répartition des échantillons dans la zone d'étude

	$^{18}\text{O}$	$^2\text{H}$	$^3\text{H}$	$^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$
Socle Burkina Faso	85	62	90	16
Sédimentaire Burkina Faso	102	41	138	31
Bibliographie sur le sédimentaire malien	55	53	78	26
Total	242	156	306	73

L'ensemble des résultats se trouve en annexe 3.

### 5.3.2.1. Les isotopes stables

Le premier indicateur de la présence d'eau ancienne dans les zones arides et semi-arides est la teneur en isotopes stables. Le « cachet isotopique » très appauvri de certains échantillons d'eau souterraine par rapport aux teneurs mesurées dans les eaux actuelles correspond en effet à des épisodes de recharge des nappes survenus sous des conditions climatiques plus froides et plus humides que celles régnant actuellement dans les régions considérées (CONRAD et FONTES, 1972).

La distribution géographique des teneurs en isotopes stables des eaux souterraines peut fournir des indications sur les conditions de recharge, les caractéristiques hydrauliques, la continuité et/ou la discontinuité hydraulique des systèmes aquifères.

Dans les grands aquifères, l'homogénéisation spatiale de la composition isotopique des eaux souterraines témoigne souvent d'un temps de résidence prolongé, ce qui permet aux processus de mélange et de diffusion d'effacer toutes traces de variations éventuelles dues à des épisodes successifs de recharge.

L'hétérogénéité spatiale des teneurs en isotopes stables peut être en revanche le témoin, soit de recharges directes dont les empreintes isotopiques n'ont pas été « tamponnés » par les processus de diffusion et de mélanges en relation avec des temps de résidence très courts ; soit de discontinuités hydrauliques qui ne favorisent pas les processus de mélanges, maintenant ainsi constants les signaux isotopiques même dans le cas de temps de séjour prolongés des eaux (ARANYOSSY, 1995).

Ce sont ces règles qui vont guider les interprétations qui vont suivre.

#### 5.3.2.1.1. Distribution spatiale

La figure 38 présente la localisation des points où des analyses des isotopes stables sont disponibles. Comme on peut le constater, les secteurs ouest et central sont pauvres en information.

L'esquisse de la répartition spatiale des teneurs en oxygène 18 (figure 39.a), fait apparaître une certaine organisation spatiale de l'information. Ainsi nous arrivons à mettre en relief deux grands secteurs « homogènes » :

- Un premier secteur avec des teneurs en  $^{18}\text{O}$  supérieures à -4,50 ‰ et proche de celles des précipitations et qui correspondrait aux aires de recharge des nappes. Ce secteur coïncide d'une part, avec la zone d'affleurement des formations dites inférieures (GKS, GFG et GGQ) et d'autre part, avec la vallée alluviale de la Volta Noire. Cette zone semble se prolonger au nord-est dans la plaine du Gondo.
- Un deuxième secteur avec des teneurs appauvries en  $^{18}\text{O}$  (valeurs inférieures à -4,50 ‰ qui correspond à la zone captive de l'aquifère qui est isolée de tout apport, échange ou dilution

isotopique avec les précipitations actuelles. Ce « cachet isotopique » appauvri par rapport aux teneurs mesurées dans les eaux actuelles correspond à des épisodes de recharge anciens survenus sous des conditions climatiques plus froides.

Cette zonation est précisée et confirmée par la carte de répartition spatiale de l'excès en deutérium (figure 39.b) qui permet de distinguer un troisième groupe d'eau avec des excès en deutérium au-dessus de 10. Ce dépassement se produit lorsque la vapeur condensante provient de l'évaporation continentale (FONTES, 1976). Ce troisième groupe correspondrait aux eaux des nappes affleurantes du delta du Niger qui doivent être soumises à de fortes évaporations. Dans le premier secteur, l'excès en deutérium est compris entre 8,5 et 10 tandis qu'il ne dépasse guère la valeur de 8,5 dans le deuxième secteur. Le seuil de 8,5 correspond à l'excès en deutérium des pluies locales.

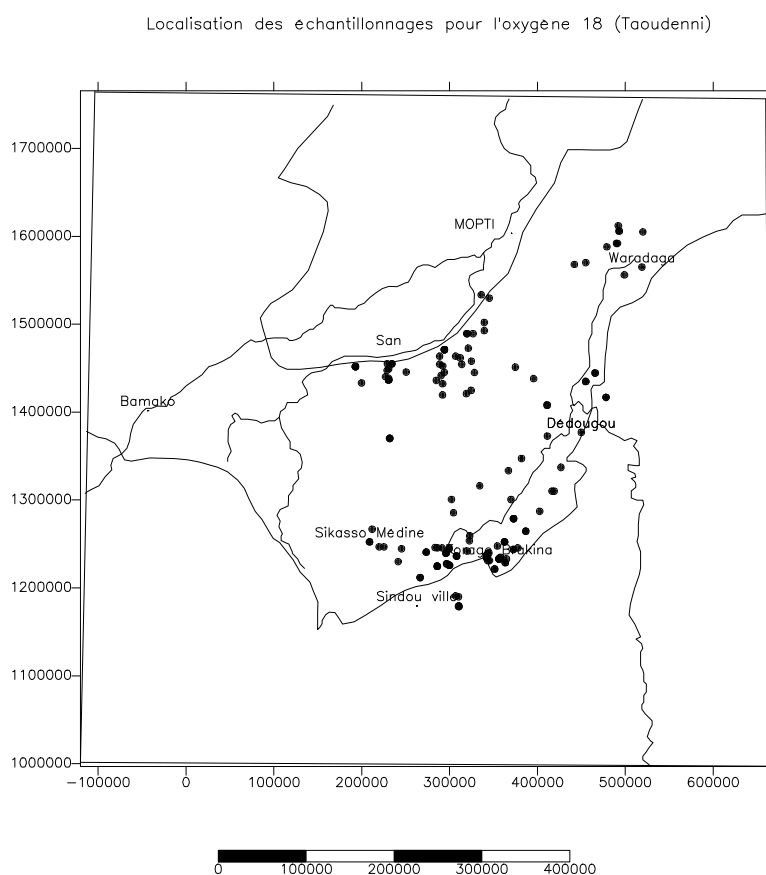
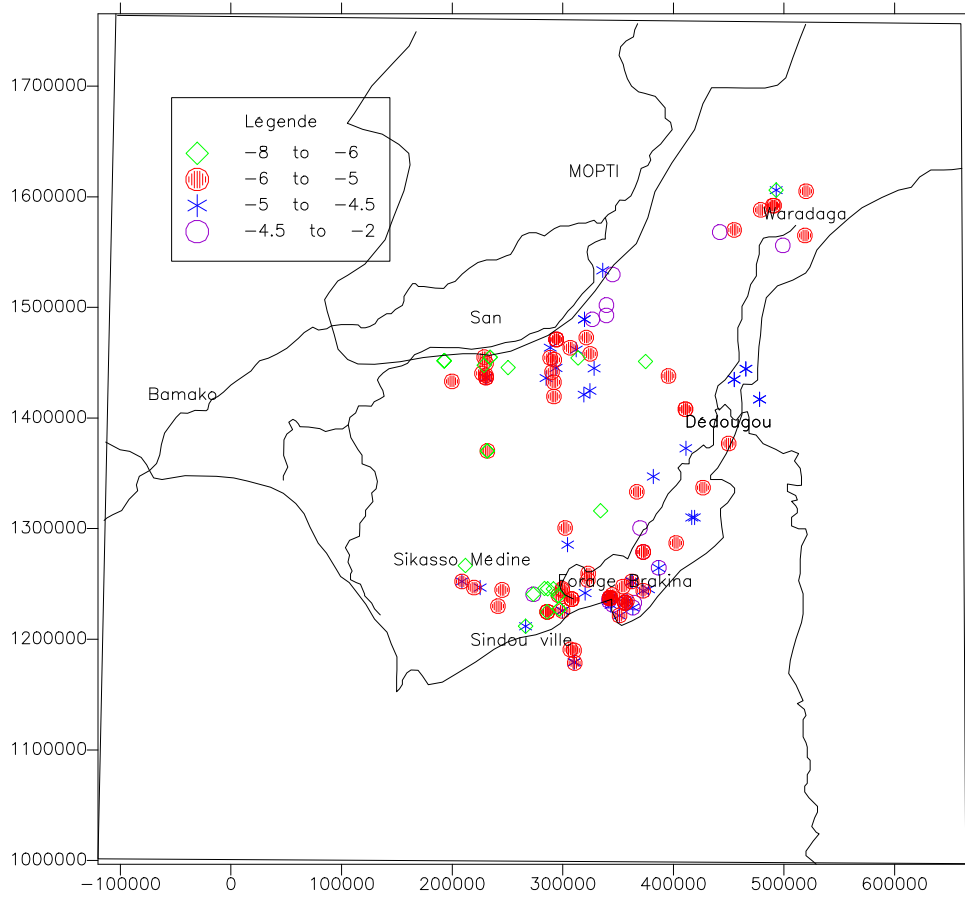


Figure 38: Localisation des analyses en isotopes stables



(a) : Variation spatiale des teneurs en oxygène 18 dans les eaux souterraines



(b) : Variation spatiale de l'excès en deutérium

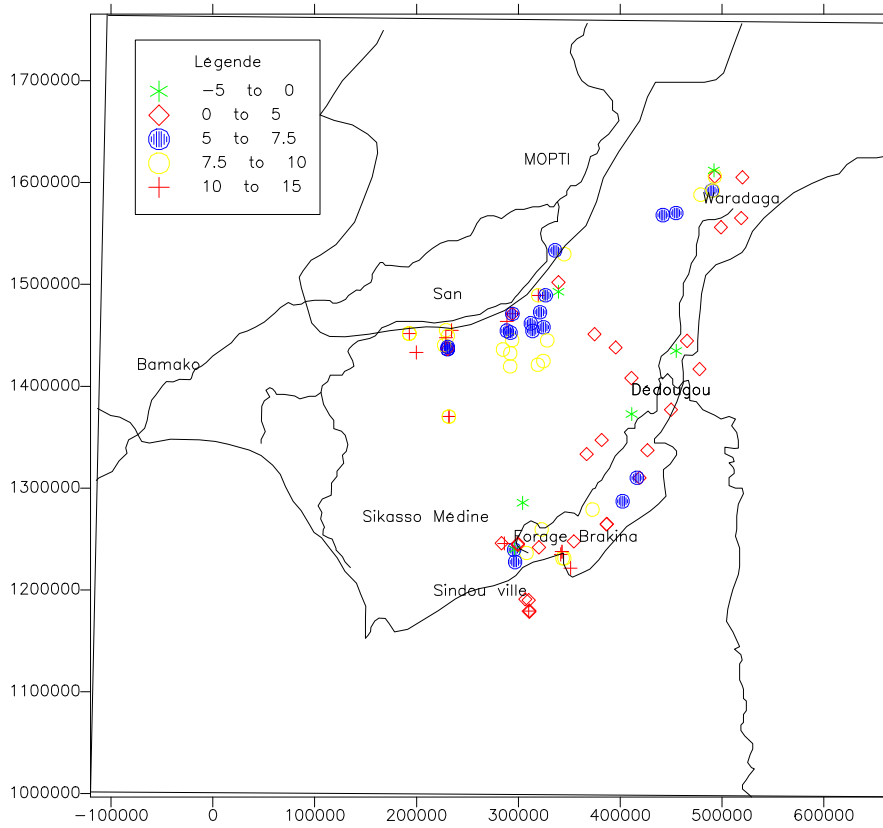


Figure 39: Variation spatiale des teneurs en isotopes stables : (a) Oxygène 18, (b) : excès en deutérium

### 5.3.2.1.2. Distribution statistique

La distribution statistique des teneurs en isotopes dans les eaux souterraines est présentée sous la forme d'histogrammes (figure 40).

#### Dans le Sédimentaire :

Pour toutes formations géologiques confondues du sédimentaire, les teneurs en oxygène 18 présentent une forte dispersion et se répartissent entre  $-7,09$  et  $-2,55$  ‰ et entre  $-48,80$  et  $-20,30$  ‰ pour le deutérium. Les valeurs moyennes sont respectivement de  $-5,22$  ‰ et  $-35,55$  ‰ pour  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ . Près de 80% des teneurs en oxygène 18 sont comprises entre  $-6$  et  $-4$  ‰ et près de 75% des teneurs en deutérium entre  $-40$  et  $-25$  ‰.

Globalement on peut distinguer trois grandes familles d'eaux bien que les frontières ne soient pas nettes. Celles-ci ont été définies par rapport aux teneurs moyennes en oxygène 18 des pluies actuelles et confortées par l'existence de certaines relations entre l'oxygène 18 et le carbone 13 d'une part et le carbone 14 d'autre part (figures 41 et 42) :

- Un groupe d'eaux appauvries en  $^{18}\text{O}$  avec des teneurs inférieures à  $-5,50$  ‰ (29 % des valeurs sont dans cette plage). Ce groupe d'eaux correspond aux eaux des forages de la zone artésienne du Burkina Faso et des forages captant la nappe profonde au Mali. Les conductivités électriques des eaux restent supérieures à celle de l'eau de pluie mais avec une large gamme de variation (40 à 500  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Par rapport aux précipitations, ces eaux sont appauvries d'environ 1 à 1,5 ‰ qui correspondrait à une recharge à partir d'eaux situées à près de 600 mètres au-dessus de la zone soit à une altitude de près de 1000 mètres, si l'on considère un gradient isotopique de 0,25 delta par 100 mètres, valeur habituellement admise (BLAVOUX, 1978). Ce type de dénivelé ne se rencontre qu'en tête du bassin versant du fleuve Niger en Guinée. On rappelle que l'altitude moyenne dans la région ne dépasse pas 400 mètres et le point culminant se trouve à 749 mètres au sud-ouest de Bobo-Dioulasso. La morphologie piézométrique n'autorise pas de tels écoulements. L'hypothèse de recharge « sélective » à partir des pluies de milieu de saison ou d'effet de masse est à écarter (DRAY, 1996), (DRAY, 1998). Il ne reste donc que l'effet paléoclimatique qui reflète une recharge des aquifères lors de conditions climatiques plus froides que l'actuel. Ceci, comme on le verra plus loin, est confirmé par les âges carbone 14 pour la presque totalité des forages situés dans la zone d'artésianisme de la formation des SAC (Fon, Banankoro, Djissara, Djissanga, Pindja Madina, Salamtinga et Pindja 1). Ces eaux ont des teneurs en carbone 13 du carbone minéral total dissous supérieures à  $-14$  ‰ PDB ; ce qui correspond à un échange probable avec l'encaissant.

- Un deuxième groupe d'eaux avec des teneurs en oxygène 18 comprises entre  $-5.50$  ‰ et  $-4$  ‰ (68 % des analyses appartiennent à cette gamme). Cette famille est caractérisée par une large gamme de variation des conductivités électriques (10 à plus de 800  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Le schéma ressemble à un écoulement avec enrichissement chimique sans échange isotopique qui correspondrait au schéma hydraulique suivant : l'eau se minéralise au contact des roches encaissantes pendant son trajet dans un milieu confiné. Ce groupe correspond à des eaux rechargées sensiblement à partir de la même altitude. Mais bien que la signature isotopique soit proche de celle des eaux météoriques, on ne peut conclure systématiquement quant à la contribution des eaux actuelles à la recharge car les eaux en majorité ne contiennent pas de tritium ! Comme le montre la figure 41, ces eaux ont des teneurs en carbone 13 inférieures à  $-14$  ‰ PDB et les activités en carbone 14 restent supérieures à 60 % de carbone moderne.
- Un troisième groupe qui montre des teneurs plus enrichies (teneur au-dessus de  $-4$  ‰ (seulement 3% des valeurs). Ce groupe comprend les eaux superficielles évaporées (sources au pied de la falaise, sources de Nasso, rivières, puits captant la nappe des altérites).

Cette distinction des familles est confirmée également par l'excès en deutérium. En effet, en imposant la pente 8 à la droite  $^2\text{H}$  vs  $^{18}\text{O}$ , on obtient un excès moyen en deutérium de 6.8 pour l'ensemble des eaux de la série sédimentaire (Voir distribution de l'excès en deutérium) distribué comme suit :

- 57 % des valeurs de l'excès en deutérium sont en dessous de 10, caractéristiques d'eaux évaporées,
- 34 % des valeurs sont autour de 10 (de 9 à 11) signifiant que les eaux sont rechargées par des précipitations n'ayant pas subi d'évaporation,
- 9 % des données appartiennent à des eaux issues de vapeurs continentales recyclées.

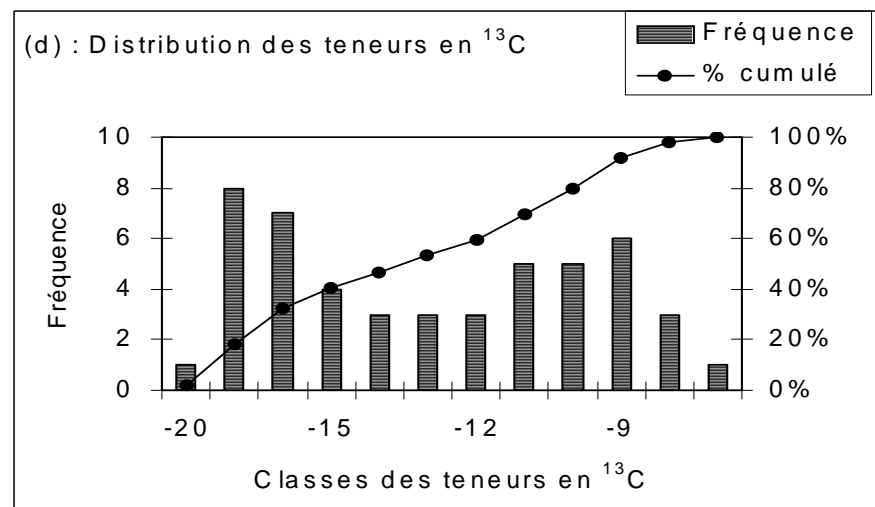
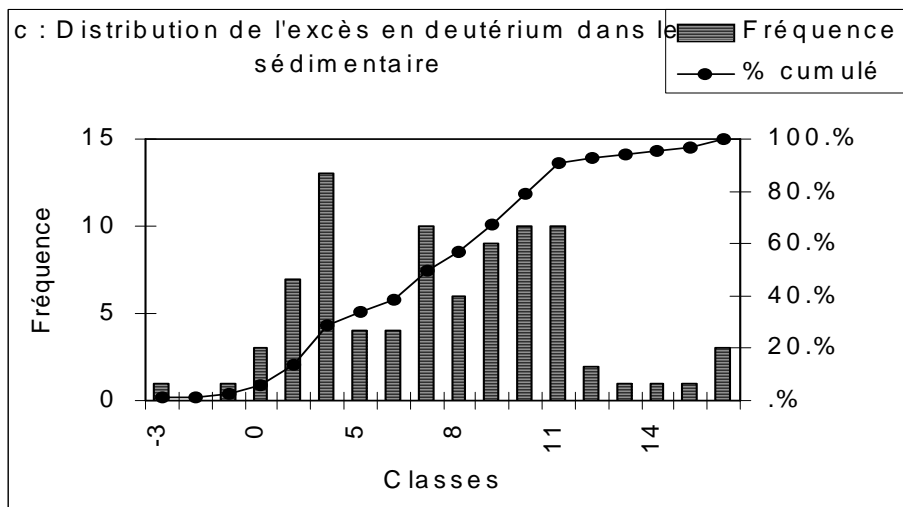
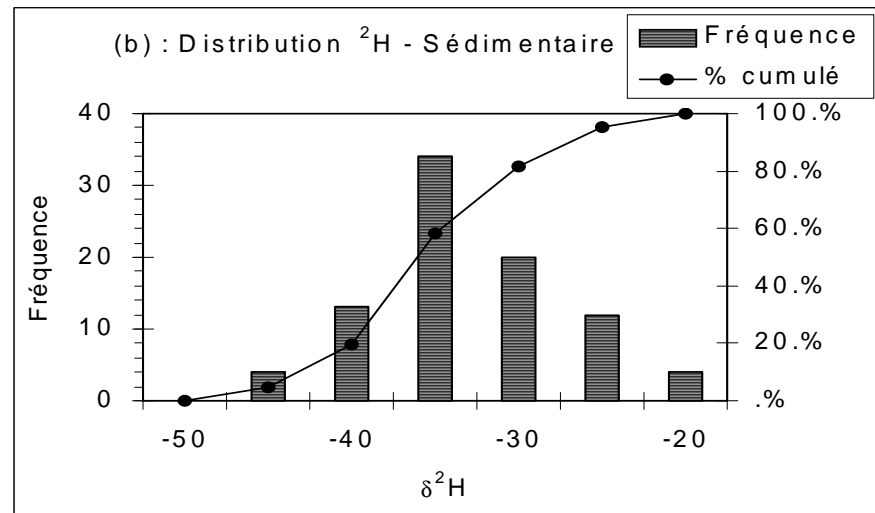
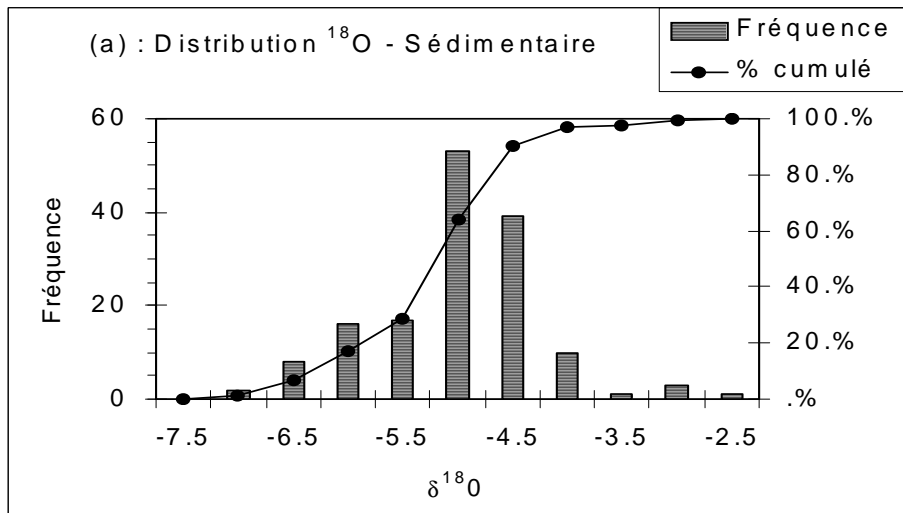


Figure 40: Distribution statistique des teneurs en isotopes stables dans les eaux souterraines : (a) :  $\delta^{18}\text{O}$  dans le sédimentaire, (b) :  $\delta^2\text{H}$  dans le sédimentaire, (c) : Excès en deutérium dans le sédimentaire, (d)  $\delta^{13}\text{C}$  dans le sédimentaire.

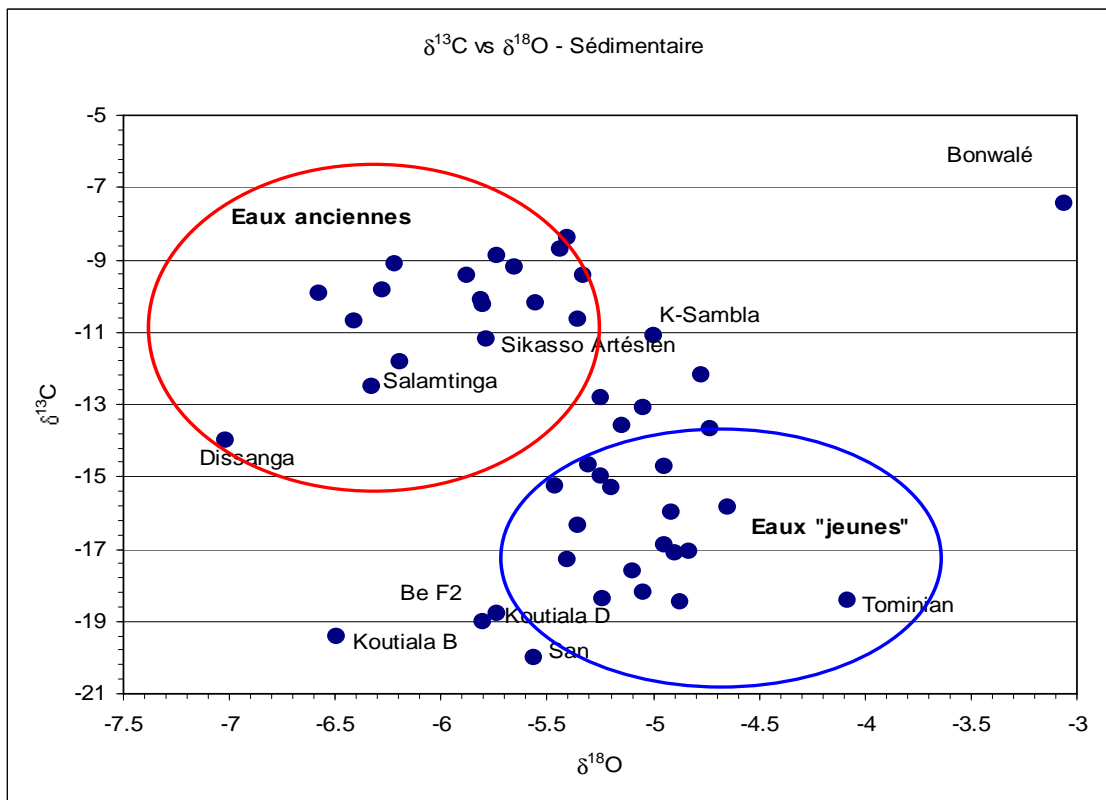


Figure 41: Relation  $\delta^{18}\text{O}$  vs Carbone 13 dans les eaux souterraines du sédimentaire

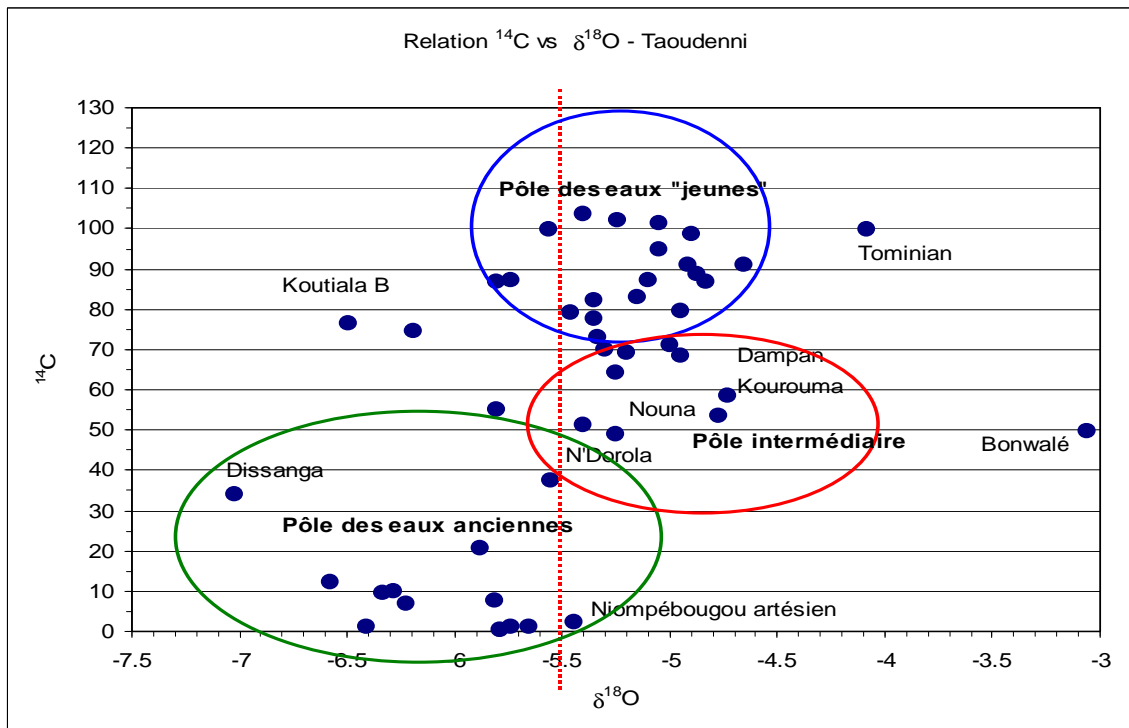


Figure 42: Relation  $\delta^{18}\text{O}$  vs Carbone 14 dans les eaux souterraines du sédimentaire

### 5.3.2.1.3. Relation $\delta^{18}\text{O}$ versus $\delta^2\text{H}$ dans les eaux souterraines du sédimentaire

Pour cerner l'origine de ces trois groupes, nous nous inspirons du modèle théorique de Martinelli adapté par Akouvi (AKOUVI, 2001) qui illustre l'évolution le long de la droite météorologique mondiale, de la composition isotopique d'une eau de pluie formée par une masse de vapeur donnée. En effet d'après ce modèle (Figure 43),

- les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et en  $^2\text{H}$  des précipitations ayant subi une évaporation sont corrélées suivant la droite d'équation :

$$\delta^2\text{H} = b \delta^{18}\text{O} + d$$

$$\text{avec } d < +10 \text{ ‰ et } 5 \leq b \leq 6$$

- Les précipitations issues d'un mélange de vapeurs recyclées et de vapeurs atmosphériques s'alignent dans un diagramme  $\delta^2\text{H}$  en fonction  $\delta^{18}\text{O}$  sur une droite située au-dessus de la droite météorique mondiale et d'équation :

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + d$$

$$\text{avec } d > +10 \text{ ‰}$$

Ce modèle peut être adapté aux eaux souterraines en comparant les signatures isotopiques à celle des précipitations locales.

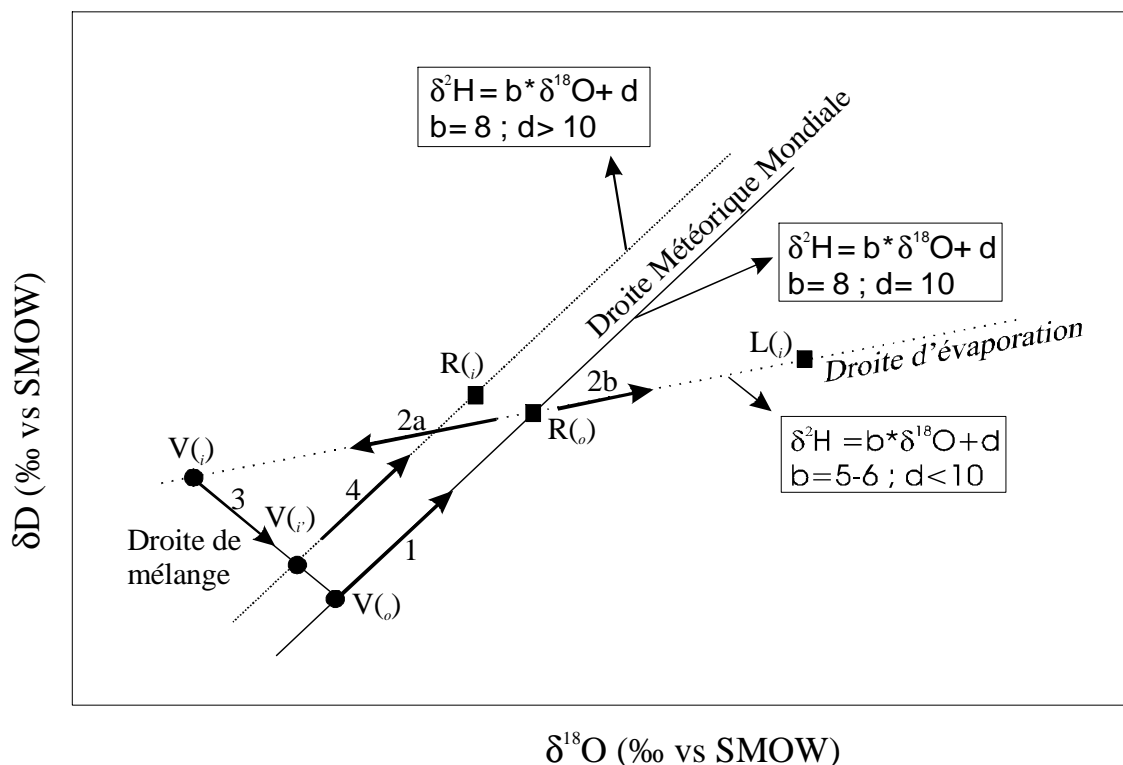


Figure 43: Modèle théorique de condensation d'une vapeur recyclée issue d'un événement pluvieux donné. (Repris de A. Akouvi, 2001 d'après J.R. Gat et Matsuo, 1991).

Soit  $R(o)$ , un événement pluvieux donné issu d'une vapeur d'eau de composition  $V(o)$  :  $R(o)$  et  $V(o)$  évoluent sur la Droite Météorique Mondiale suivant la droite 1.  $R(o)$  en s'évaporant suivant la ligne 2b donne une phase liquide  $L(i)$  plus enrichie en isotopes lourds ; en se vaporisant suivant la ligne 2a, il donne une vapeur  $V(i)$  plus appauvrie. La vapeur  $V(i)$  par mélange avec la vapeur présente dans l'atmosphère acquiert une composition isotopique  $V(i')$  suivant la droite 3. La vapeur  $V(i')$  se condense suivant la droite 4 pour engendrer la précipitation  $R(i)$  :  $R(i)$  suit une droite parallèle à la Droite Météorique Mondiale avec un excès en deutérium supérieur à 10 ‰.

Sur un diagramme deutérium/oxygène 18 (figure 44) l'ensemble des points échantillonnés dans le bassin sédimentaire à l'exception d'une demi-douzaine, sont situés soit sur, soit sous la droite météorologique locale définie antérieurement :

- Ceux situés le long de la droite sont issus d'une masse d'air n'ayant subi aucun phénomène évaporatoire et correspondrait à des eaux rechargées à la même altitude.
- Ceux situés sous la droite correspondent à des eaux qui ont subi une évaporation pendant l'événement pluvieux ayant engendré la recharge ou à des eaux souterraines qui ont subi une évaporation après leur entrée dans le système.
- La demi-douzaine de points situés au-dessus de la droite correspond à des eaux issues de vapeurs atmosphériques recyclées. Certains auteurs (DINCER, 1983) attribuent cet enrichissement à une contribution non négligeable des pluies de début et de fin d'hivernage, période où l'humidité relative est nettement plus faible.

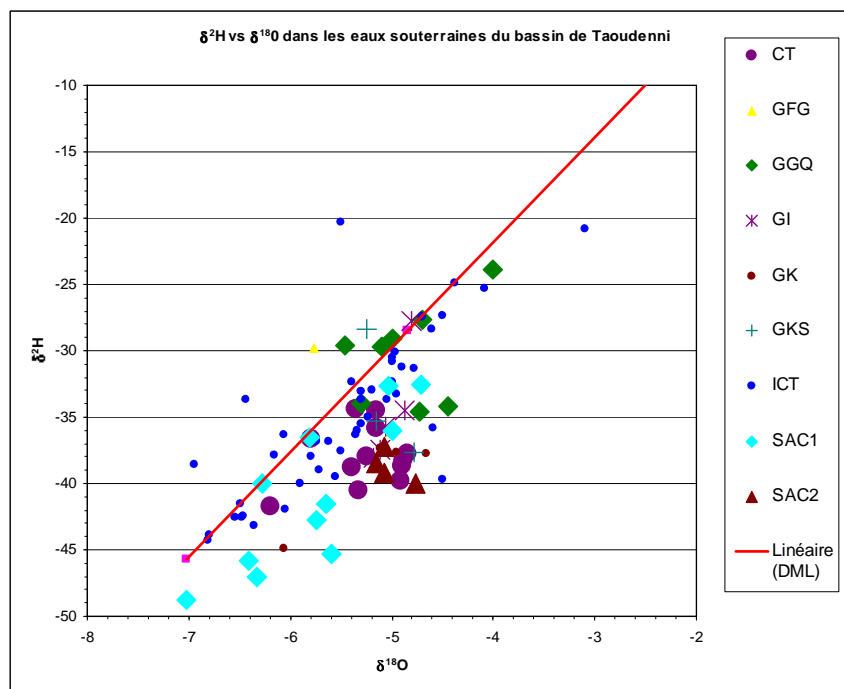


Figure 44: Relation  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  dans les eaux souterraines du bassin de Taoudenni.

L'examen dans le détail par formation géologique permet de comprendre les disparités observées :

- Dans les grès inférieurs (GI), sur les 4 points, un est sur la droite et les trois autres s'alignent sur une droite presque parallèle à la droite météorologique locale.
- Dans les grès de Kawara Sindou (GKS), 2 points sont en-dessous contre un au-dessus de la droite. Ce dernier point PZ13 est sans tritium et ne saurait donc être expliqué par une recharge actuelle par des précipitations de début ou de fin de saison.
- Dans les grès fins glauconieux (GFG), deux points seulement sont disponibles dont un au-dessus. Cet échantillon en question provient d'un forage d'exploitation industrielle avec de forts débits de pompage. Le suivi isotopique de 1993 à 1999 montrent une hausse des teneurs en tritium ; ce qui est contraire à ce que l'on attendrait d'une décroissance radioactive dans le cas d'un aquifère captif. Les forts pompages induiraient donc une drainance per-descensum d'où la présence de tritium et par conséquent une « contamination » par les eaux superficielles actuelles.
- Dans les grès à granules de quartz (GGQ), sur les huit points, trois sont sur la droite météorique locale (source de la guinguette, source ONEA1, et forage du séminaire de Koumi), un (ONEA F2) est au-dessus de la droite. Tous ces points sont sans tritium !
- Dans le premier niveau des silstones argilites carbonatés (SAC1), les 11 points disponibles sont en-dessous de la DML et s'alignent suivant une droite d'équation  $\delta^2\text{H} = 6,93 \cdot \delta^{18}\text{O} - 0,73$  ( $R^2 = 0,71$ ).
- Dans le second niveau des silstones argilites carbonatés (SAC2), les 4 points sont tous regroupés autour du couple (-5 ; -38) et au-dessous de la DML. Leurs aires d'alimentation se situeraient à la même altitude mais un (Dédougou) est contaminé par les eaux actuelles sous l'effet des pompages pour l'AEP (5,8 UT en tritium).
- Dans les grès de Koutiala (GK), les 4 points sont en-dessous de la DML et s'alignent suivant une droite d'équation  $\delta^2\text{H} = 5,64 \cdot \delta^{18}\text{O} - 10$  ( $R^2 = 0,87$ ).
- Dans les eaux du Continental Terminal (CT), les 4 points du côté Burkinabé plus la dizaine de points du côté Malien sont tous regroupés autour du couple (-5 ; -38) et en-dessous de la DML. Leurs aires d'alimentation se situeraient à la même altitude. Un seul point s'écarte de cette concentration ; il s'agit de l'échantillon de Sourroundé qui présente un appauvrissement en isotopes stables et qui proviendrait d'une eau plus ancienne comme l'atteste son activité en carbone 14 (49%) faible par rapport aux autres points dont les valeurs s'étalent entre 55 et 100%.



- Dans les eaux de l'Infracambrien tabulaire (ICT) de la partie Malienne, sur 46 points 3 sont au-dessus de la DML. Pour ces derniers (Be2, Yangasso et Nenessou), nous ne disposons pas de toutes les caractéristiques des forages captés, ce qui rend difficile l'interprétation de telles « anomalies ». Pour le reste des points situés en-dessous de la DML, les distributions sont beaucoup plus étalées ; les points s'alignent suivant une droite d'équation  $\delta^2\text{H} = 6,66 \cdot \delta^{18}\text{O} + 0,58$  ( $R^2 = 0,82$ ).

Globalement les teneurs en  $^{18}\text{O}$  inférieures à  $-5,50$  ‰ correspondent à des échantillons dépourvus de tritium avec des activités en carbone 14 inférieures à 60%. Ces échantillons sont représentatifs d'eaux anciennes rechargées dans des conditions climatiques plus humides et plus froides que celles prévalant actuellement, probablement vers la fin de l'Holocène.

L'origine des eaux enrichies en isotopes stables par rapport aux pluies actuelles peut être expliquée par trois hypothèses :

- une recharge importante rapide par les pluies en début et en fin de saison pluvieuse, ces pluies étant naturellement enrichies par rapport à celles du milieu d'hivernage,
- une recharge différée par infiltration des zones marécageuses et des mares créées à la fin de la saison des pluies et fortement évaporées,
- un fractionnement isotopique par évaporation directe des nappes.

L'esquisse du bilan hydrique ainsi que les données piézométriques ne militent pas en faveur de la première hypothèse car l'essentiel de la recharge des nappes – s'il y'a recharge ! – se produit en juillet, août et septembre. La relation Oxygène 18/Deutérium confirme que l'enrichissement en isotopes stables provient principalement de l'évaporation (les droites représentatives ont des pentes inférieures à celle de la droite météorique).

Des études théoriques et expérimentales (SONNTAG, *et al.*, 1985); (ALLISON et BARNES, 1985) et (FONTES, 1986) ont démontré que les isotopes stables se concentrent par évaporation dans la zone non saturée.

On observe une certaine homogénéisation dans la composition en isotopes stables dans l'ensemble des formations aquifères à l'exception du premier niveau des silstones argilites carbonatés (SAC1) et des formations supérieures dites de l'infra cambrien terminal du Mali, ce qui témoignerait de temps de résidence prolongés ou de circulation lente.

#### **5.3.2.1.4. Le carbone 13 dans les eaux du sédimentaire**

La distribution des teneurs en  $^{13}\text{C}$  mesurées dans le carbone minéral total dissous des eaux montrent une prédominance des valeurs supérieures à  $-14,0$  ‰ vs PDB avec des valeurs extrêmes de  $-20$  et  $-7,4$  ‰ vs PDB (voir figure 40.d).

Les valeurs les plus négatives correspondent aux formations gréseuses où l'origine des bicarbonates proviendrait de l'hydrolyse des silicates. Dans d'autres contextes au Brésil, Gallo a trouvé des valeurs entre 18 et  $-20\text{‰}$  (GALLO, 1977). D'autres auteurs (communication personnelle de G.M Zuppi) pensent que ces valeurs pourraient correspondre à un carbone dissous lié à la matière organique accumulée dans les dépressions par les eaux de pluie ; Cela rejoint les observations faites par G. Favreau (FAVREAU).

Les valeurs les plus positives correspondent aux formations « carbonatées » où le fractionnement isotopique  $\text{CO}_2\text{aq} - \text{HCO}_3\text{aq}$  est effectif ( $10 \text{‰}$  à  $15^\circ\text{C}$ ) avec probablement aussi une légère dissolution des carbonates de l'encaissant (cf. alcalinité plus forte : figure 45).

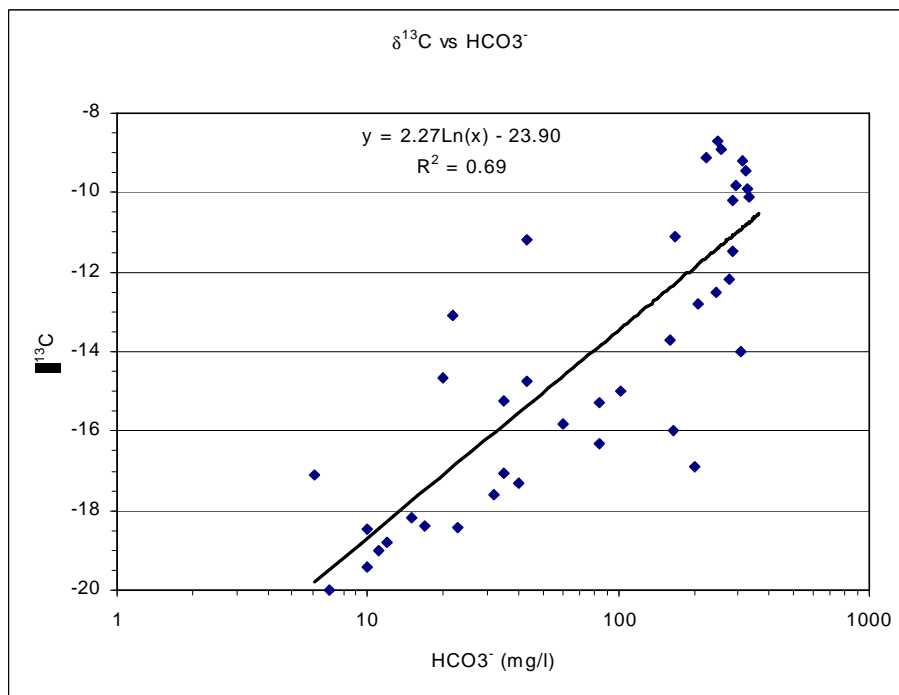


Figure 45: Relation entre les teneurs en  $\delta^{13}\text{C}$  et bicarbonate dans les eaux souterraines du sédimentaire

### 5.3.3. Les isotopes radioactifs

#### 5.3.3.1. Le tritium

Les résultats sur les analyses du tritium pour toute formation confondue, montrent que près de 90% des eaux du sédimentaire Burkinabé ainsi que ceux du Mali récemment échantillonnés ont moins de 5 UT (figure 46).

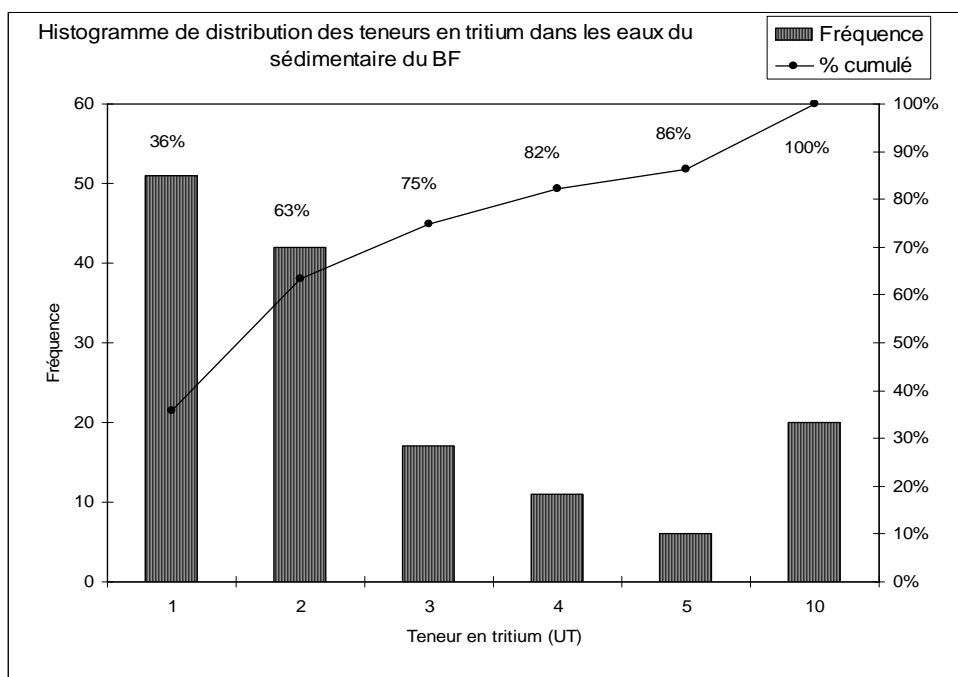


Figure 46: Distribution des teneurs en tritium dans les eaux du sédimentaire Burkinabé

Les teneurs en tritium observées permettent de distinguer sur la base de celles des précipitations actuelles, trois (3) catégories de résultats :

**i) Teneurs inférieures à 2 UT :** Il s'agit essentiellement d'eaux provenant d'aquifères profonds indiquant que l'on est en présence d'eaux anciennes dont l' « âge » pourra être confirmé par la datation au carbone 14.

**ii) Teneurs comprises entre 2 et 5 UT :** Il s'agit soit d'eaux issues d'un mélange entre une eau ancienne (< 2 UT) et une eau de surface actuelle (# 5 UT). Ce mélange d'eaux est fréquent dans les aquifères (MAZOR et Ronit, 1992) et résulterait de remontées d'eaux le long d'accidents géologiques ou d'un tubage défectueux.

**iii) Teneurs supérieures ou égales à 5 UT.** Celles-ci correspondent à des eaux de recharge actuelles ou à des eaux souterraines peu profondes marquées par le pic de 1963. Leur temps de séjour serait donc de quelques années à quelques dizaines d'années voire centaines en fonction de la captivité de l'aquifère. Les temps de séjour peuvent être précisés par les modèles de type mélange ou piston (MALOSZEWSKI et ZUBER, 2001).

Le tableau ci-dessous donne les résultats par formation géologique. Le tableau met en évidence la prédominance des eaux anciennes dans les formations dites du groupe moyen (GGQ, SAC1, SAC2 et GK+GB).

Tableau 17: Classe de teneurs en tritium dans les eaux du sédimentaire du Burkina

Formation	Nombre	Teneur < 2 UT	2<Teneur<5 UT	Teneur ≥ 5 UT
GI	2	2 (100%)		
GKS	12	6 (50%)	3	3
GFG	10	4 (40%)	2	4
GGQ	38	32 (84%)	3	2
SAC1	29	26 (90%)	2	1
GFR	5	3 (60%)	2	
SAC2	10	8 (80%)	2	
GK+GB	6	5 (83%)	1	
CT	12	6 (50%)	3	3
Total	124	92 (74%)	18 (15%)	13 (11%)

**Dans les Grès de Kawara Sindou (GKS)**, les trois forages avec des eaux au-dessus de 5 UT (Kouroudiokoro, Tounfi et Sindou) sont situés le long de la falaise de la Banfora !

**Dans les Grès Fins Glauconieux (GFG)**, deux types d'exploitations sont pratiqués : Une exploitation intensive essentiellement à des fins d'hydraulique urbaine ou industrielles (BRAKINA, LAFI, SAVANA, RAN-Hôtel), les eaux de ces ouvrages ont des teneurs au-dessus de 2 UT sauf au forage RAN-Hôtel peu exploité qui est à 1 UT. Ce dernier forage n'est exploité qu'en cas de baisse de pression du réseau urbain de distribution d'eau.

Les autres forages « d'hydraulique villageoise », ont des eaux faiblement tritiées (1,4 UT pour Oumardiassa et 1,5 UT pour Djionso Zouhairi, 0,5 UT pour Darsalamy, 4 UT pour Kagnagara M.).

Cela nous laisse penser que cet aquifère n'est naturellement pas ou très faiblement tritié mais que les pompages induisent une drainance per descensum d'où la présence de tritium. Cela est mis en évidence par les résultats des teneurs en tritium des eaux des forages industriels (BRAKINA et LAFI) qui ont bénéficié d'un suivi « temporel » : les teneurs en tritium ont plutôt une tendance à la hausse contrairement à ce que l'on pourrait s'y attendre s'ils ne subissaient que le seul effet de la décroissance radioactive (voir tableau ci-dessous).

On peut à partir de ce résultat, apprécier le degré de « contamination » par les eaux de surface sous l'effet du pompage. En partant de l'hypothèse que l'eau pompée est un mélange d'eau ancienne profonde et d'eau superficielle actuelle, on voit que la part d'eau profonde diminue au dépend de la part supérieure plus vulnérable à la pollution.

Ce résultat bien localisé, montre que la formation des grès fins glauconieux est exposée à un risque de pollution très élevé pour des pompages de type industriel.

Toute l'activité urbaine et industrielle y étant concentrée, la prudence est à conseiller pour son exploitation.

Tableau 18: Evolution des teneurs en tritium des eaux des forages « industriels »

Année	Teneur en tritium des eaux (UT)	
	Forage LAFI	Forage BRAKINA
1993	2.5	
1996	3.4	
1997	3.5	6.6
1999	4	7.7

**Les eaux issues des formations des GGQ, des SAC1** s'individualisent aisément à l'exception de PZ10, PZ21, les forages de Koumi, Guéna, Diassaga, Handromana et PZ11. Les teneurs en tritium restent en majorité inférieures à 2 UT.

Les teneurs supérieures à 2 UT seraient le résultat d'une contamination par des eaux de surfaces ou de pluies actuelles. Cette contamination peut se comprendre si l'on tient compte du type de tubage couramment rencontré (crépine au droit des venues d'eau sans distinction d'aquifère). L'exemple du tubage du forage de Diassaga en est une preuve (Figure 47)

**Dans les eaux des formations des GFR**, on a aussi bien des eaux tritiées (2 échantillons avec des teneurs autour de 5 UT) que non tritiées (3 échantillons en dessous de 2 UT).

**Les eaux des SAC2 et des Grès de Koutiala** semblent être non tritiées. Sur les 16 analyses disponibles, seules 3 ont des teneurs en tritium proche de 5 UT qui s'expliqueraient surtout par la faible profondeur des forages (Tigan et Sokoro ont des profondeurs de l'ordre de 50 m et Dédougou est profond de 36 mètres) ainsi que le niveau statique plus proche du sol (inférieur à 10 mètres). De plus, celui de Dédougou est soumis à des gros pompages qui induiraient comme on l'a déjà évoqué plus haut, des drainances per-descensum.

**Pour ce qui concerne les eaux du Continental Terminal (CT)**, la majorité des échantillons sont en dessous de 5 UT. Le forage de Nouna qui présente 6.6 UT, est actuellement exploité par l'ONEA (la société de distribution d'eau potable) ; on pourrait alors penser que le pompage induit une migration per descensum des eaux superficielles dans le forage bien que son niveau statique soit à 33 mètres. Pour les deux autres forages avec des teneurs de l'ordre de 6 UT, nous ne disposons pas des données sur leur équipement nous permettant d'en donner une explication.

Ces résultats (teneurs en tritium faibles) confirment le fait que l'alimentation de ce type de nappe en creux mis en évidence depuis les années 1960 (Archambault, 1960) par les eaux météoriques est faible.

**Pour les formations dites de l'Infracambrien Tabulaire (ICT) de la partie Malienne,** les résultats proviennent d'analyses effectuées entre 1980 et 1982. Toute comparaison devrait donc se faire avec les teneurs en tritium des précipitations de ladite période. La reconstitution des chroniques des teneurs en tritium des précipitations de Bamako montre que celles-ci devraient se situer entre 30 et 35 UT.

Sur cette base, on constate que seulement 12 % des points d'eau analysés seraient de recharge actuelle. Le reste se serait rechargé antérieurement à l'ère nucléaire ou ayant des âges de l'ordre de quelques dizaines d'années comme on le verra par les modèles tritium plus loin.

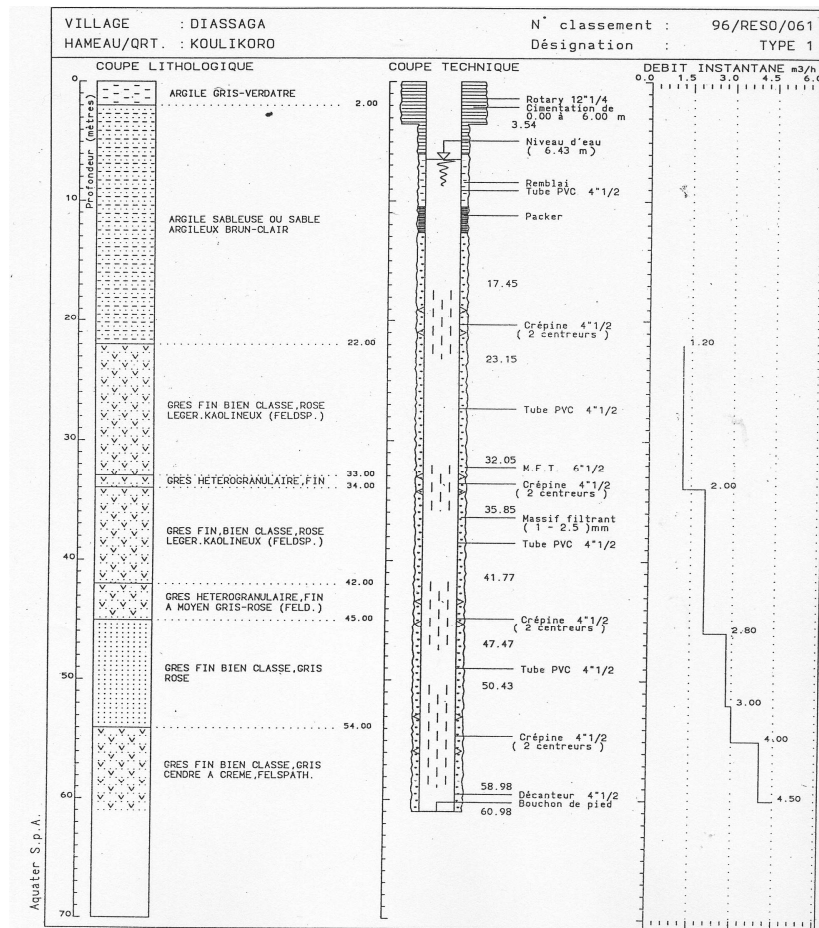


Figure 47: Type d'équipement de forages admettant des mélanges d'eau.

### 5.3.3.2. Détermination des temps de séjours et des taux de renouvellement par le signal tritium.

Emetteur radioactif de courte durée ( $T_{1/2} = 12.35$ ), le tritium est l'indicateur privilégié pour caractériser les recharges récentes et les transits rapides dans les aquifères. Il permet de

déterminer la présence d'eau post-nucléaire c'est à dire correspondant à des recharges effectuées durant les quarante dernières années.

La majorité de nos échantillons d'eau affichent des teneurs en tritium inférieures à 5 UT. Pour ceux autour de 5 UT, la recharge serait actuelle. La difficulté de détermination des temps de séjour s'affiche pour les eaux dont les teneurs en tritium sont comprises entre 2 et 5 UT ou strictement au-dessus de 5 UT. Nos analyses sont en majorité dans ces gammes de teneurs.

La façon probablement la moins critiquable de déterminer une fonction - temps consiste à ajuster par déconvolution une chronique de sortie d'un système aquifère à la chronique d'entrée que représente l'apport météorique et /ou atmosphérique.

Les variations de teneurs en tritium thermonucléaires permettent de proposer des valeurs raisonnables de temps de séjour (FONTES, 1989).

Les études isotopiques distinguent classiquement trois types principaux de modèles selon la façon dont les eaux s'écoulent en traversant un milieu poreux (HUBERT et OLIVE, 1995) (MALOSZEWSKI et ZUBER, 2001) :

#### **5.3.3.2.1. Modèle Piston (« Piston Flow Model »)**

Dans ce modèle, la pluie efficace (P-E) traverse l'aquifère à vitesse constante comme un écoulement d'eau dans un tuyau et toutes les molécules d'eau ont le même temps de séjour : la sortie à un instant  $n$  donné ( $S_n$ ) est égale à l'entrée de l'instant antérieur ( $E_{n-t}$ ) affectée uniquement de la décroissance radioactive :

$$S_n = E_{n-t} \cdot e^{-\lambda t}$$

#### **5.3.3.2.2. Modèle mélange (« Exponentiel Model »)**

Dans ce modèle, la pluie efficace (P-E) se mélange complètement à l'eau de l'aquifère et la teneur en  $^3\text{H}$  à la sortie du système est identique à celle répartie uniformément dans tout l'aquifère ; la recharge  $E_n$  de l'année  $n$  se mélange à l'eau des années antérieures dans un rapport  $\alpha$  dit coefficient de mélange. La sortie que l'on attendrait théoriquement de la nappe s'établit comme suit :

$$S_n = \sum_0^p \alpha(1-\alpha)^p \cdot \lambda^p \cdot E_{n-p}$$

avec  $E_n$  et  $S_n$  les teneurs moyennes en  $^3\text{H}$  dans l'entrée E et à la sortie S du système aquifère durant l'année  $n$ ,  $\alpha$  coefficient de mélange,  $\lambda$  la constante radioactive du  $^3\text{H}$ .

### 5.3.3.2.3. Modèle dispersif (« Dispersion Model »)

Le schéma de base est analogue à celui du modèle piston mais l'hétérogénéité du milieu entraîne une dispersion du signal isotopique véhiculé par la pluie efficace :

$$C = C_0 \exp\{(2P_D)^{-1}x[1 - (1 + 4P_D\lambda t)^{1/2}]\}$$

avec C : teneur en tritium à la sortie du système ;  $C_0$  la teneur du signal entrée et  $P_D$  la constante de dispersion dans le milieu aquifère.

En ajustant ces modèles par un choix judicieux des paramètres, on pourra déterminer le temps de séjour moyen des eaux souterraines ainsi que le mode de circulation dans un système hydrogéologique.

A partir des chroniques  $^3\text{H}$  dans les pluies de Bamako, les sorties théoriques en  $^3\text{H}$  de 1952 à 2002 ont été estimées selon les modèles « piston » et « mélange » les plus couramment utilisés pour des temps de séjour variés (Figure 48) : on constate actuellement que la mémoire du pic de 1963 se situerait respectivement autour de 30 UT et de 10 UT (temps de séjour de 40 ans). Pour la période 1980-1982, période à laquelle ont été analysés les échantillons maliens, la mémoire du pic se situait autour de 140-90 et 60-40 UT respectivement pour le modèle piston et le modèle mélange.

Sur l'ensemble de nos récentes analyses, on n'enregistre aucune valeur dépassant les 10 UT. Il en est de même pour celles des années 1980-1982 où aucune valeur ne dépasse 60 UT. Fort de ce constat, on peut émettre l'hypothèse que l'écoulement des eaux est principalement de type mélange et l'âge moyen T des eaux souterraines est lié au coefficient de mélange par

$$T = \frac{2 - \alpha}{\alpha} \text{ (en année).}$$

Le modèle mélange ainsi retenu permet de calculer les valeurs théoriques des « sorties » pour les diverses périodes d'échantillonnages (1980, 1982, 1984, 1993, 1996, 1997, 1998, 1999 et 2000). Par comparaison aux valeurs mesurées, on déduira l'âge moyen des eaux donc le coefficient de mélange. La figure 49 donne en exemple les résultats de calage pour les échantillons de 1980 et 1998. Pour les autres années, il faudra se référer à l'annexe 4.

Les résultats de ce modèle révèle que sur 230 points d'eau échantillonnés, moins de 10% ont un taux de renouvellement inférieur à 10 ans ; 20% ont un âge moyen compris entre 10 et 100 ans et le reste au-delà de quelques centaines voire quelques milliers d'années.

En conséquence, la classification suivante peut être proposée :

- Teneur < 2 UT : eaux anciennes dont le temps de séjour est  $\geq 500$  ans,



- Teneur comprise entre 2 et 5 UT : mélange entre des eaux récentes et des eaux anciennes, l'âge moyen est compris entre quelques dizaines et quelques centaines d'années,
- Teneur  $\geq 5$  UT : eaux récentes dont le temps de séjour est compris entre 1 et quelques dizaines d'années.

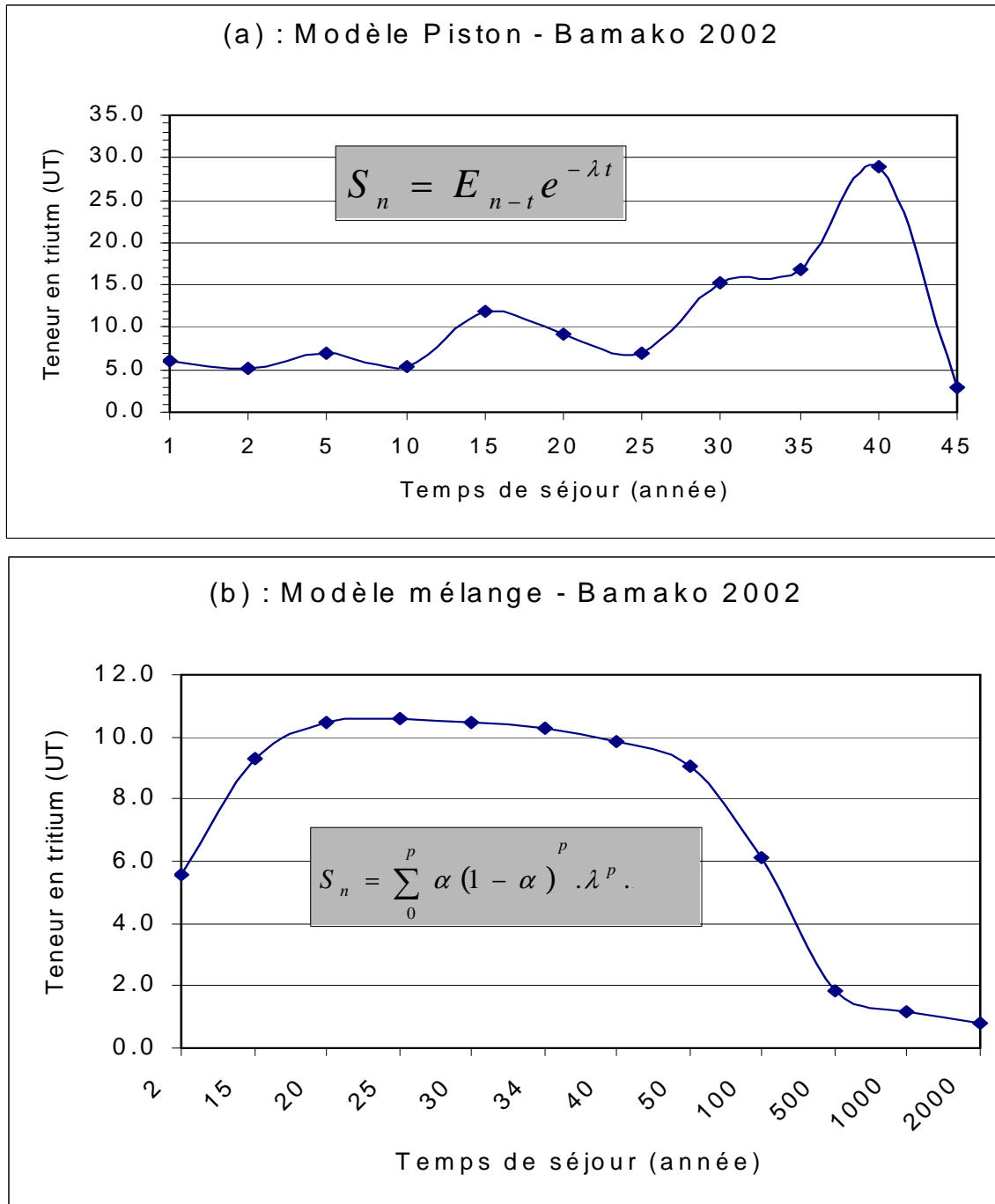


Figure 48 : (a) : Modèle piston pour 2002 à Bamako ; (b) : Modèle mélange pour 2002 à Bamako.

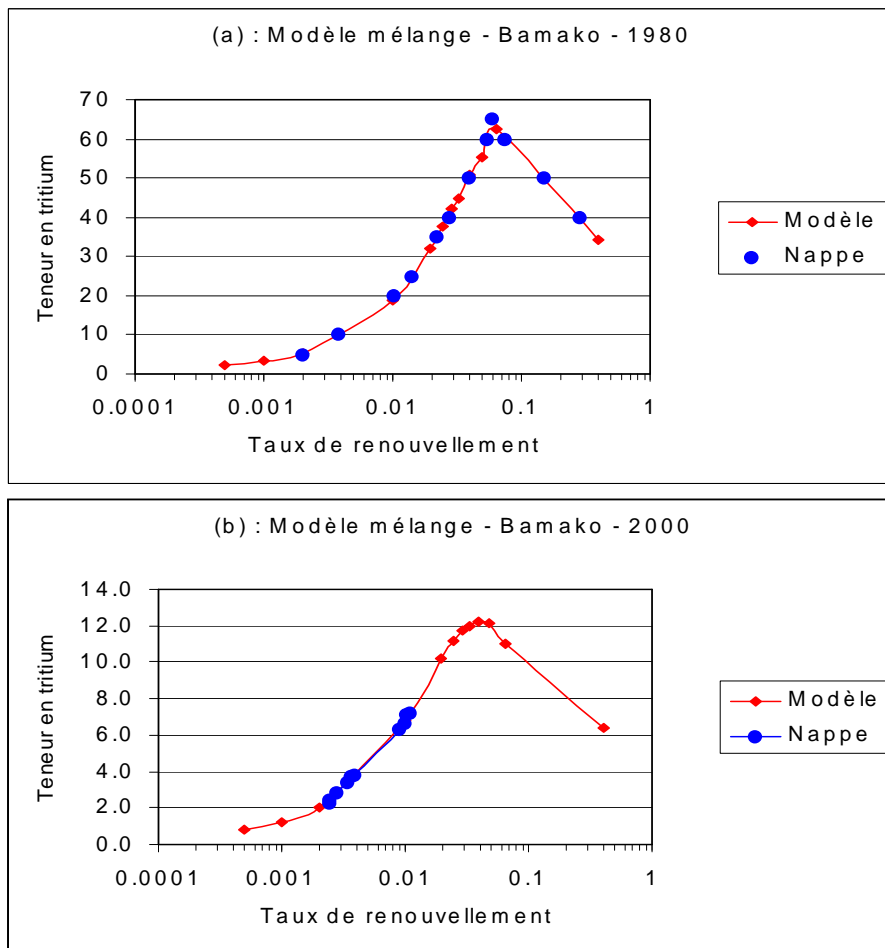


Figure 49: Calage par le signal tritium du taux de renouvellement pour 1980 (a) et 2000 (b).

### 5.3.3.3. La datation des eaux souterraines par le radiocarbone

Rappelons que ce sont les mesures d'activités du Carbone 14, autorisant d'estimer le temps de séjour des eaux dans la nappe, qui sont les plus susceptibles d'une intégration dans le schéma hydrodynamique d'un système aquifère, notamment par la mise en évidence, ou la confirmation, du sens des écoulements souterrains. En supposant la pérennité des écoulements et des conditions hydrodynamiques, les « âges » carbone 14 offrent également la possibilité d'estimation des vitesses réelles d'écoulement des particules fluides et moyennant une bonne connaissance des porosités efficaces, une estimation des vitesses de Darcy puis des perméabilités.

Nos datations au carbone 14 ont porté sur 31 points d'eau Burkinabé du sédimentaire et pour la partie Malienne, 16 points ont été pris en compte.

Les teneurs en carbone 14 exprimées en pour cent de carbone moderne (pcm), varient fortement : entre 1 % et presque 97 % pour la partie Burkinabé du bassin et entre 2 % et 122 % dans les formations de l'Infracambrien tabulaire et de la plaine du Gondo. Les eaux échantillonnées seraient donc le résultat de mélanges en proportions variables d'eaux anciennes et actuelles.

Les résultats d'analyses montrent que les eaux des formations gréseuses (GKS, GGQ, ICT) ont des activités en carbone 14 plus fortes que celles issues des formations carbonatées (SAC1, SAC2). Dans les eaux des séries gréseuses, les activités descendent rarement en-dessous de 60% de carbone moderne (voir figure 50 ci-dessous) tandis que dans les eaux des séries carbonatées, elles restent inférieures à 60 %.

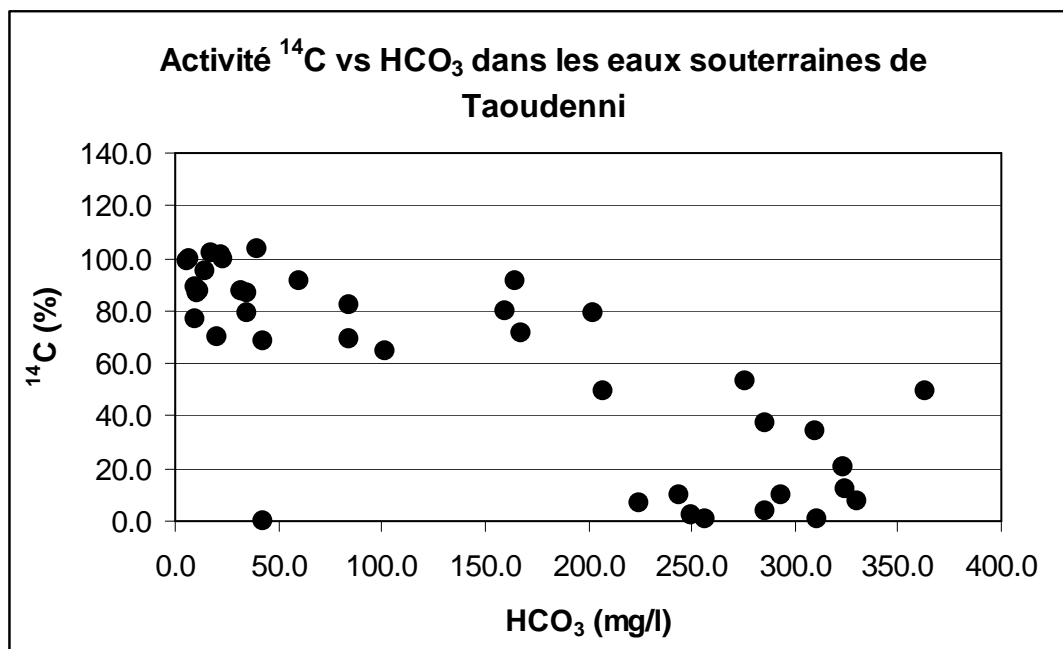


Figure 50 : Activité en carbone 14 en fonction de l'alcalinité des eaux.

Globalement celles-ci peuvent se classer en trois catégories :

- Des eaux actuelles avec des teneurs en carbone 14 autour de 100 %, des teneurs en carbone 13 entre  $-17$  et  $-20$  et des teneurs en tritium comparables à celles des eaux de précipitation du moment. Ces eaux concernent le secteur de San et Tominian où les forages semblent capter la nappe superficielle régulièrement alimentée par les pluies et le réseau de surface (rivières et zone marécageuses).
- Un mélange d'eaux récentes et actuelles avec des activités en carbone 14 comprises entre 60 % et 100 % voire plus. Pour cette dernière gamme ( $> 100\%$ ), une estimation plus précise de la période de recharge peut être faite en se référant à la chronique de l'excès en carbone 14 du  $\text{CO}_2$  atmosphérique (Voir figure 51). La stabilité de cette courbe et son homogénéisation au niveau mondial à partir de 1968 doit permettre de comparer, et même de préciser, les estimations faites à partir du tritium. Cette catégorie concerne les eaux issues des formations essentiellement gréseuses.
- Des eaux anciennes ayant des activités en carbone 14 inférieures à 60% et dépourvues de tritium. Ces eaux concernent la majeure partie des formations carbonatées.

La distinction des deux pôles extrêmes peut être mise en évidence par la figure 52 ci-après qui met en relation l'activité en carbone 14 et le carbone 13. Celle-ci est également à rapprocher avec la figure 53 ci-dessus.

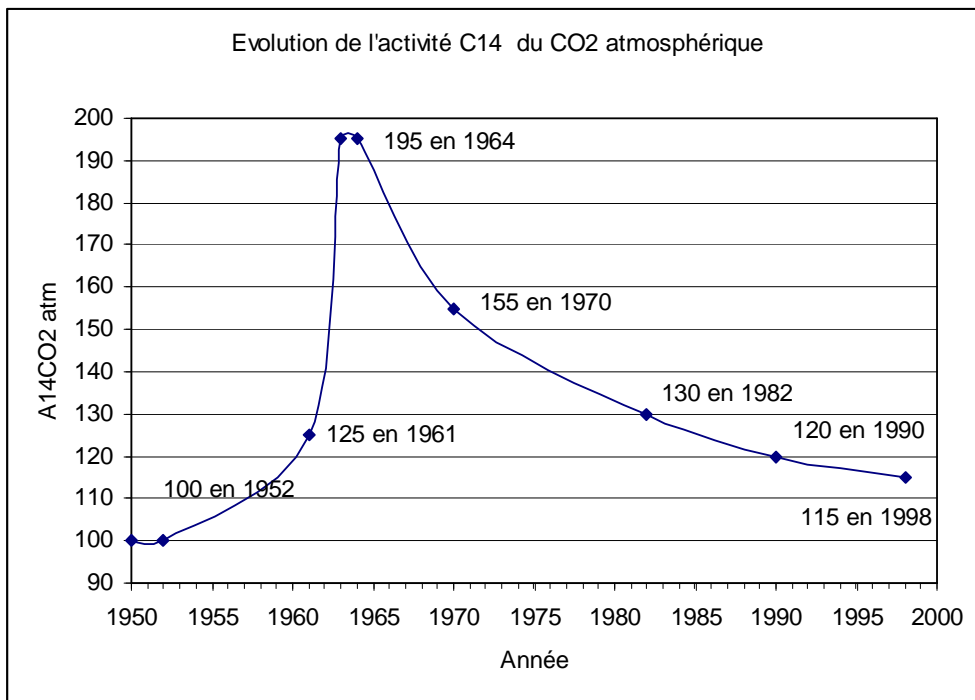


Figure 51: Evolution de l'activité en  $^{14}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  atmosphérique (source : AIEA)

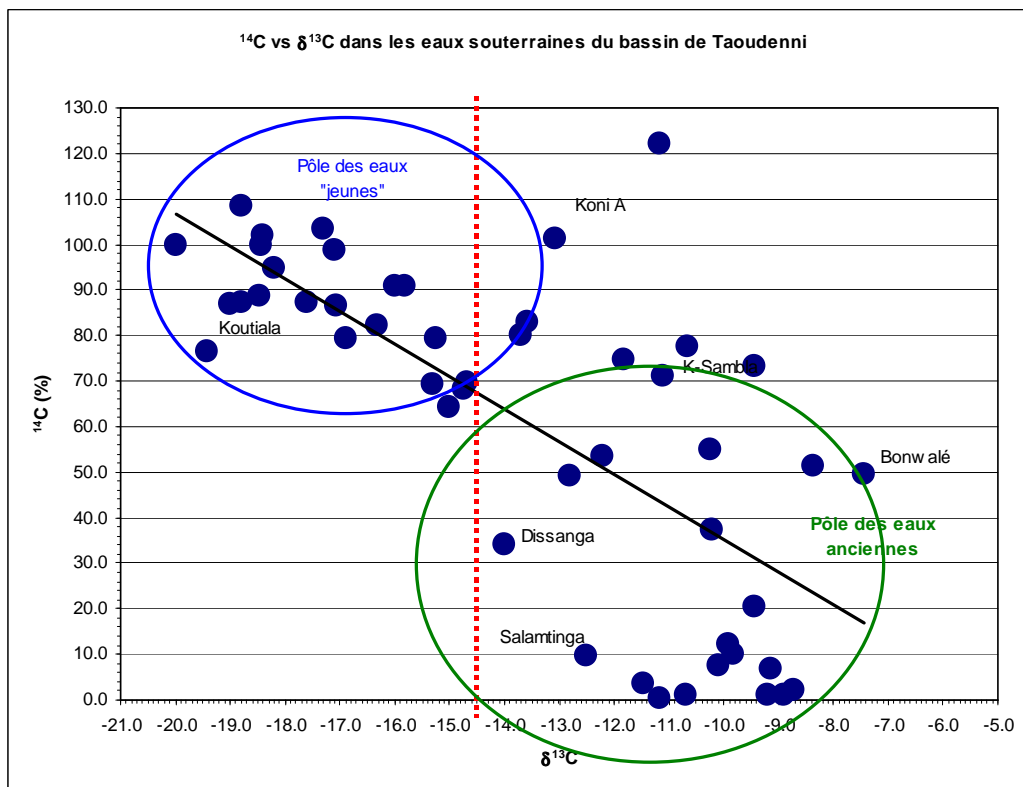


Figure 52: Relation carbone 14 et carbone 13 dans les eaux souterraines du sédimentaire.

Pour comprendre ces deux pôles, il faudra examiner l'origine et l'évolution des bicarbonates dans l'eau.

En règle générale, en milieu carbonaté les bicarbonates résultent d'un mélange bipolaire entre le CO<sub>2</sub> biogénique et les carbonates du sol dont les proportions respectives sont liées au pH à la pression de CO<sub>2</sub> et à l'alcalinité.

La minéralisation carbonatée d'une eau souterraine s'acquiert communément par dissolution, d'une part du CO<sub>2</sub> du sol résultant de la minéralisation par les micro-organismes de la matière organique du sol, d'autre part des carbonates du sol et des roches en contact avec l'eau. La teneur en <sup>13</sup>C est contrôlée par des interactions complexes entre les trois pôles suivants (BLAVOUX, 1995) :

- CO<sub>2</sub> atmosphérique :  $\delta^{13}\text{C} = - 8 \text{ ‰}$
- CO<sub>2</sub> du sol : si on néglige les apports dus à la minéralisation de la matière organique, la valeur du  $\delta^{13}\text{C}$  du CO<sub>2</sub> du sol représente un des deux pôles pouvant fournir du carbone à l'eau. En climat tempéré, on considère que le marquage isotopique du CO<sub>2</sub> du sol est proche de celle du couvert végétal qui le recouvre :  $\delta^{13}\text{C} = - 25 \text{ ‰}$  ; par contre en climat tropical, une valeur couramment utilisée est  $-22 \text{ ‰}$ .
- carbonate de calcium : c'est le second pôle qui fournit du carbone à l'eau, son  $\delta^{13}\text{C}$  est égal à  $0 \pm 2 \text{ ‰}$  dans les roches carbonées d'origine marine.

Si la mise en solution des carbonates s'effectue sans fractionnement, il n'en est pas de même de la mise en solution du CO<sub>2</sub>, toutefois peu fractionnante ( $- 1 \text{ ‰}$  à  $25 \text{ °C}$ ) et surtout de sa dissociation en bicarbonates qui enrichit les bicarbonates de  $+ 8 \text{ ‰}$  par rapport au CO<sub>2</sub> ambiant. Ainsi le  $\delta^{13}\text{C}$  du carbone minéral dissous d'une eau souterraine dépend à l'infiltration en milieu ouvert des proportions de CO<sub>2</sub> dissous et de bicarbonates donc de la température, de la pression partielle en CO<sub>2</sub> et du pH. Il évolue dans l'aquifère en milieu fermé en fonction de l'état de saturation de l'eau vis-à-vis des carbonates du réservoir. Les  $\delta^{13}\text{C}$  du carbone minéral sont dans les conditions normales compris entre  $- 18 \text{ ‰}$  dans le sol et  $- 12 \text{ ‰}$  à saturation. La précipitation éventuelle de calcite appauvrit légèrement par effet bilan le carbone minéral dissous car elle est enrichie d'environ  $2 \text{ ‰}$  (BLAVOUX, 1995).

Dans des conditions plus exceptionnelles qui peuvent être celles des circuits très profonds, la production de CO<sub>2</sub> in situ est plus perturbatrice : la fermentation méthanique dans des milieux très réducteurs entraîne un fractionnement isotopique considérable de l'ordre de  $50 \text{ ‰}$  entre le CH<sub>4</sub> appauvri (par exemple  $\delta^{13}\text{C} = - 50 \text{ ‰}$ ) et le CO<sub>2</sub> enrichi ( $0 \text{ ‰}$ ) transformés à partir de la matière organique ( $- 25 \text{ ‰}$ ). Nous n'avons pas rencontré ce phénomène dans nos forages.

#### 5.3.3.4. Aires de Recharge, Sens d'écoulements et temps de séjour

La datation est basée sur la décroissance radioactive de la teneur en  $^{14}\text{C}$  du carbone minéral total dissous (CMTD). Si  $A_0$  est l'activité du CMTD dans la zone de ré-alimentation de la nappe d'eau souterraine étudiée et  $A_t$  l'activité résiduelle mesurée dans un échantillon d'eau de cette nappe, le temps de séjour moyen  $t$  de l'eau entre la zone de recharge et le lieu échantillonné est :

$$t = 8267 \cdot \text{Ln} \left( \frac{A_0}{A_t} \right) \text{ en années}$$

La difficulté de la datation des eaux par le radiocarbone réside dans la détermination de la variation de l'activité en  $^{14}\text{C}$  du carbone inorganique total dissous (CITD) qui est uniquement imputable à la décroissance radioactive et donc au temps de séjour dans l'aquifère.

Pour cela, il faut déterminer en chaque point de l'aquifère une activité en  $^{14}\text{C}$  qui représente l'activité initiale  $A_0$  du CITD en ce point.

Il existe plusieurs méthodes de calcul de l'activité initiale  $A_0$ . Nous avons choisi les quatre méthodes les plus classiques (avec leurs variantes) qui sont soit statistiques, soit chimiques, soit mixtes (chimique et isotopique). Plusieurs auteurs ont proposé des modèles de détermination de cette activité initiale. L'annexe 5 constitue une revue bibliographique de ces divers modèles.

Nous avons appliqué la plupart des ces modèles à nos analyses et les résultats sont présentés dans le tableau de synthèse ci-après :

L'incertitude sur l'âge est calculée à partir de :

$$t = 8267 \cdot \text{Ln}(A_0/A_t) \text{ [années]} ;$$

$$\Delta t \leq 8267 \cdot (|\Delta A_0/A_0| + |\Delta A_t/A_t|) \text{ [années]}.$$

avec l'erreur relative  $|\Delta A_0/A_0|$  de l'ordre de 10% et  $|\Delta A_t/A_t|$  fournie par le laboratoire d'analyse.

Tableau 19 : Age moyen des eaux du sédimentaire

Lieu	Formation	ALC en méq/L	<sup>18</sup> O en ‰	<sup>2</sup> H en ‰	<sup>3</sup> H en UT	$\delta-13$ en ‰	A-14 en pcm	TAMERS Année BP	PEARSON Année BP	CONFIANTINI Année BP	MOOK Année BP	FONTES Année BP	OLIVE Année BP
Lanfiera	CT	2.70	-39.8	-39.8	3.4	-16.0	91.00	-2 520	-1 853	1 884	-1 495	-1 559	-3 390
Nouna	CT	3.39	-5.25	-38	6.6	-12.8	49.10	1 972	1 403	5 140	1 059	1 123	1 102
Wol Anakanda	CT	2.66	-5.15	-35.8	0.0	-13.58	82.9	-3 262	-2 438	1 299	-2 002	-2 080	-4 132
Enndé	CT	2.66			7.3	-18.79	108.4	-5 479	-1 971	1 766	-480	-734	-6 349
Waradaga	CT	2.66	-5.40	-38.8	1.1	-8.38	51.3	706	-2 461	1 275	-5 026	-4 492	-164
Tenndiou	CT	2.66	-5.80	-36.6	6.6	-10.25	54.9	145	-1 357	2 380	-2 356	-2 163	-725
Madougou	CT	2.66	-5.35	-34.4	3.4	-10.65	77.6	-2 716	-3 901	-164	-4 663	-4 518	-3 585
Sourroundé	CT	2.66	-6.19	-41.7	2.4	-11.81	74.7	-2 401	-2 731	1 005	-2 926	-2 890	-3 271
Diankabou	CT	2.66	-0.57	-6.7	6.3	-11.18	122.1	-6 463	-7 247	-3 510	-7 730	-7 640	-7 333
Tolodié	CT	2.66	-5.33	-40.5	2.7	-9.43	73.2	-2 233	-4 424	-688	-5 999	-5 687	-3 103
Bonwalé	GFR	5.95	-3.06			-7.5	49.70	-20	-3 150	587	-5 672	-5 148	-890
GRD1	GGQ	0.2	-5.05		1.0	-18.2	94.9	-1 830	-1 135	2 602	-762	-829	-2 701
Samogohiri pont	GGQ	0.1	-7.09		0.8	-17.1	98.7	-1 833	-1 975	1 762	-2 057	-2 042	-2 703
Pesso Sianiou	GGQ	0.6	-4.83			-17.1	86.7	-3 923	-923	2 814	403	175	-4 792
ONEA1	GGQ	0.5	-5.10	-29.65	0.9	-17.6	87.3	-851	-722	3 015	-649	-662	-1 721
ONEA F2	GGQ	0.6	-5.46	-29.55		-15.2	79.3	-377	-1 118	2 619	-1 573	-1 487	-1 247
ONEA F1	GGQ	0.3	-5.30			-14.7	69.8	-915	-378	3 359	-86	-139	-1 785
Kolokaka	GGQ	0.16	-4.87			-18.5	88.70	531	-455	3 282	-1 076	-958	-340
Dampan	GGQ	2.62	-4.73	-34.6		-13.7	80.00	129	-2 071	1 666	-3 654	-3 340	-741
Fo CEG	GK	5.32	-6.58			-9.9	12.10	13 433	10 867	14 603	8 939	9 328	12 563
Solenzo	GK	3.31	-4.95	-37.7	1.3	-16.9	79.40	-2 925	-273	3 463	931	723	-3 795
PZ13	GKS	1.7	-5.25	-28.35	0.8	-15.0	64.4	323	472	4 208	556	540	-548
Moussobadougou	GKS	1	-4.65		0.9	-15.8	91.0	-1 570	-1 941	1 795	-2 161	-2 121	-2 440
Léguéma Peulh	GKS	5.3	-5.88		0.8	-9.4	20.6	8 082	6 066	9 803	4 646	4 926	7 213

Lieu	Formation	ALC en méq/L	<sup>18</sup> O en ‰	<sup>2</sup> H en ‰	<sup>3</sup> H en UT	$\delta-13$ en ‰	A-14 en pcm	TAMERS Année BP	PEARSON Année BP	CONFIANTINI Année BP	MOOK Année BP	FONTES Année BP	OLIVE Année BP
Sikasso Médine	GS	0.7	-4.95			-14.7	68.4	-1 831	-171	3 566	647	503	-2 701
Sikasso Sanoubougou	GS	0.7	-5.79			<u>-11.3</u>	<u>0.3</u>	42 910	42 494	46 231	42 247	42 293	42 041
Niopébougou	GS	4.1	-5.44			-8.7	2.3	26 379	23 535	27 271	21 324	21 776	25 509
San	ICT	0.11	-5.6	-39.5	1.8	-20	99.9	-178	-780	2 957	-1 144	-1 076	-1 049
Koutiala B	ICT	0.16	-6.5	-41.5	0	-19.4	76.6	-2 194	1 177	4 913	2 624	2 377	-3 064
Be F2	ICT	0.18	-5.8	-38	2	-19	86.9	973	-51	3 685	-699	-576	102
Koutiala D	ICT	0.20	-5.7	-36.8	0	-18.8	87.3	935	-177	3 560	-886	-752	64
Tominian	ICT	0.38	-4.1	-25.3	43.8	-18.4	99.7	-4 373	-1 434	2 302	-130	-354	-5 243
San (stade)	ICT	0.28	-5.2	-35	16.7	-18.4	102	-4 554	-1 633	2 104	-334	-558	-5 424
Bla-2	ICT	0.66	-5.4	-32.3	65.4	-17.3	104	-4 691	-2 279	1 457	-1 163	-1 357	-5 560
Bossoni	ICT	1.38	-5.4	-36.3	4.5	-16.3	82.2	171	-843	2 893	-1 484	-1 363	-700
Koni-A	ICT	0.36	-5.1	-33.7	24.8	-13.1	101	-4 497	-4 403	-667	-4 351	-4 360	-5 367
Teryabougou F1	ICT	4.69			0.7	-11.5	3.6	21 360	22 104	25 841	22 501	22 430	20 491
GRG1	SAC1	1.4	-5.20		0.7	-15.3	69.2	613	41	3 778	-304	-240	-258
Fon	SAC1	5.4	-5.81	-36.55	0.8	-10.1	7.6	15 791	14 868	18 605	14 291	14 400	14 922
Banankoro F. artésien	SAC1	3.7	-6.22			-9.1	7.0	16 616	14 713	18 450	13 391	13 650	15 746
Pindja Madina	SAC1	4.8	-6.28	-39.95		-9.8	10.1	14 149	12 293	16 030	11 010	11 260	13 280
Salamtinga	SAC1	4.00	-6.33	-47	0.2	-12.5	9.60	15 225	14 699	18 436	14 383	14 442	14 355
Dissanga	SAC1	5.08	-7.02	-48.8	0.7	-14.0	34.20	4 461	5 133	8 870	5 494	5 429	3 592
Songtaba	SAC1	4.20	-5.74	-42.8	0.1	-8.9	1.00	32 830	30 589	34 326	28 970	29 291	31 961
Doria	SAC1	5.10	-5.65	-41.5	0.2	-9.2	1.00	32 827	30 863	34 600	29 489	29 758	31 958
Djissara	SAC1	3.26	-6.41	-45.8	0.4	-10.7	1.10	31 947	31 324	35 061	30 946	31 017	31 078
Karankasso Sambla	SAC1	2.75	-5	-36	1.0	-11.1	71.20	-3 006	-2 847	889	-2 758	-2 775	-3 875
N'Dorola	SAC2	4.69	-5.55			-10.2	37.40	3 268	1 776	5 513	785	976	2 398



Lieu	Formation	ALC en méq/L	<sup>18</sup> O en ‰	<sup>2</sup> H en ‰	<sup>3</sup> H en UT	$\delta-13$ en ‰	A-14 en pcm	TAMERS Année BP	PEARSON Année BP	CONFIANTINI Année BP	MOOK Année BP	FONTES Année BP	OLIVE Année BP
Kourouma	SAC2	4.52	-4.77	-40	0.2	-12.2	53.40	59	312	4 049	453	428	-811

Les résultats montrent que le modèle Gonfiantini donne des âges plus élevés tandis que celui de Mook donne les âges les plus faibles. A l'incertitude près, les âges à retenir sont donc compris dans la courbe enveloppe constituée par ces deux modèles.

La figure 53 représente la répartition des activités en C14 mesurées aux forages. Ces résultats obtenus paraissent en toute cohérence avec l'hydrodynamique, et principalement dans le secteur méridional du système aquifère où la concordance entre la piézométrie et les variations spatiales des temps de séjour est parfaite et confirme bien le rôle primordial du relief comme principale aire de recharge de tout le système.

Sur le versant SE du bassin, siège des affleurements des formations aquifères, on retrouve des eaux jeunes, ce qui confirme bien également le rôle de ces affleurements comme zone de recharge et de renouvellement des eaux souterraines.

Suivant un axe SW/NE le long de la falaise de Bandiagara, on peut imaginer une crête piézométrique qui correspond à une aire privilégiée de recharge.

Les formations des SAC1 ont la particularité d'héberger les plus vieilles eaux du bassin sédimentaire. En effet, l'âge minimal enregistré est de l'ordre de  $13.000 \pm 1100$  ans.

Ces datations au carbone 14 mettent également en évidence la relation existant entre les différents forages artésiens inventoriés dans la région. Ceux-ci sont situés au-dessus de l'altitude 400 mètres et captent une même nappe captive en forme de bande allongée s'étendant depuis Bobo-Dioulasso (Sources de la Guinguette) jusqu'à Sikasso. Les âges des eaux au voisinage de la bande montrent que l'extension aurait une largeur d'environ 20 km dans sa partie burkinabé sur une longueur de 130 km. Pour ce qui concerne son extension verticale, l'état de nos connaissances à l'heure actuelle ne permet pas d'avancer un chiffre. Tout ce que l'on sait, c'est que la profondeur minimale de foration ayant engendré l'artésianisme dans cette bande est autour de 50 mètres (forage de Kolokaka) et la plus profonde dans la partie Burkinabé est autour de 195 mètres (Songtaba) contre 210 mètres au Mali (Sikasso Sanoubougou).

L'importance des débits d'artésianisme ainsi que les coûts réduits d'exploitation suscitent de la part de l'Administration, une volonté d'expérimenter des projets de micro-irrigation dans le secteur. Mais un risque réel de tarissement de cet artésianisme est à craindre.

Par des gains de productivité élevés, on pourrait être tenté d'intensifier l'exploitation agricole donc des consommations énormes d'eau.

La prudence recommanderait que l'on puisse s'assurer d'abord de la capacité du réservoir c'est-à-dire de ses extensions horizontales et verticales par quelques investigations complémentaires. Travail de longue haleine ! Nous préconisons, avant tout, d'instrumenter les quelques forages artésiens

existants, les suivre pendant un certain temps pour voir leur comportement avant d'engager quoi que ce soit.

### La plaine du Gondo :

Un « zoom » sur la plaine permet de mettre en évidence une zone d'accumulation vers la partie centrale du bassin : Nouna et Waradaga constituent une zone de convergence de l'ensemble des eaux du Continental Terminal avec des eaux plus anciennes.

La carte des iso-valeurs en activité  $^{14}\text{C}$  est en parfait accord avec la carte piézométrique. Celle-ci montre d'une part, des eaux jeunes à la bordure de la falaise de Bandiagara et du côté du massif cristallin et d'autre part, des eaux plus anciennes dans la partie centrale vers Nouna.

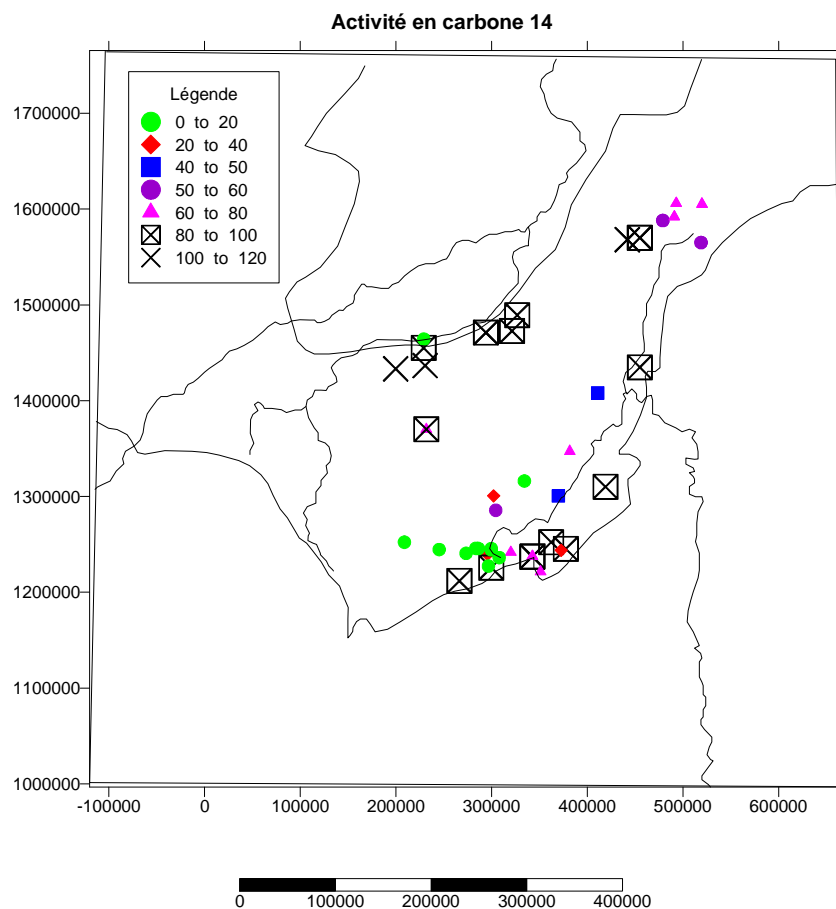


Figure 53: Carte des iso-valeurs en activité  $^{14}\text{C}$  de l'eau dans le sédimentaire.

Afin de se faire une idée de la dynamique des eaux souterraines, nous avons choisi quelques profils en long suivant les axes majeurs d'écoulement fournis par la piézométrie. Sur chacun des profils, on a retenu plusieurs tronçons afin de pouvoir confirmer ou infirmer les directions d'écoulement d'une part et de comparer les vitesses moyennes de l'eau obtenues par la loi de Darcy et celles déduites des activités en carbone 14 d'autre part.

En effet sur une ligne de courant on peut calculer la vitesse du filet d'eau entre deux points par la relation suivante en supposant que l'écoulement est majoritairement horizontal:

$$v = \frac{d_{MN}}{t_M - t_N}$$

avec

$d_{MN}$  = distance entre les points M et N

la différence  $t_M - t_N$  représente le temps de séjour de l'eau entre les points M et N.

$t_M$  et  $t_N$  découlent de la loi de décroissance radioactive du  $^{14}\text{C}$ .

$$t_s = \left[ \frac{T_{1/2}}{\ln 2} \right] \cdot \ln \frac{a_M}{a_N} \text{ avec } T_{1/2} \text{ la période de demi-vie du carbone } 14 = 5730 \text{ ans.}$$

De cette façon on s'affranchit de la difficulté d'estimation de  $A_0$ . On doit au préalable vérifier que l'alcalinité comme le C13 n'ont pas évolué.

La vitesse sera alors :

$$V_{^{14}\text{C}} = \frac{d_{MN}}{t_s}$$

L'incertitude liée à cette méthode dépend évidemment de celles sur les activités en carbone 14 des eaux ; celle-ci reste inférieure à 10% à l'exception des faibles activités (< 10 pcm) où elle peut atteindre 20%.

Pour ce qui concerne les vitesses hydrauliques, celles-ci sont déterminées à partir des données piézométriques et hydrodynamiques. En effet par application de la loi de Darcy, on a :

$$V_H = \frac{K}{n} i$$

avec  $V_H$  la vitesse hydraulique,  $K$  la perméabilité du milieu,  $n$  la porosité cinématique et  $i$  le gradient hydraulique.

Nous sommes en présence d'un système aquifère composé en majorité de grès fins à sablo-argileux, donc les porosités ne dépassent guère 15%. Pour ce qui concerne les perméabilités, nous connaissons les transmissivités, mais ne connaissant pas l'épaisseur du système aquifère, nous adoptons en première approximation les valeurs couramment admises dans la littérature, soit entre  $10^{-5}$  et  $10^{-4}$  m/s pour des grès (Castany, 1982).

Les résultats peuvent être synthétisés dans le tableau 20.

Le premier axe concerne la bande d'artésianisme allant de Bobo-Dioulasso à Sikasso ; le deuxième axe va de Bonwalé à Koutiala et le dernier du Bani (San) à Dampan en passant par le Mouhoun. Nous avons retenu l'hypothèse que les eaux s'écoulant dans les deux rivières Bani et Mouhoun ont des activités en carbone 14 égales à 100%.

Sur le premier axe Bobo-Dioulasso (Guinguette) /Sikasso distant de 135 kilomètres, on enregistre des temps de séjours de plus de 30.000 ans soit des vitesses radiométriques de l'ordre de 3 m/an caractéristiques d'écoulements très lents.

Sur les deuxième et troisième axe Banwalé/Koutiala et San/Dampan, nous cherchions à mettre en évidence les changements de direction des écoulements avec l'existence d'une ligne imaginaire de partage des eaux qui délimiterait des bassins versants hydrogéologiques.

En accord avec F. Huneau et al. (HUNEAU, *et al.*, 2002), on constate que les vitesses radiométriques déduites de l'âge des eaux et les vitesses hydrodynamiques de Darcy n'ont pas la même signification dans un aquifère profond.

Tableau 20: Vitesse radiométrique et vitesse hydraulique en mètre par an.

AXE	Tronçon	$d_{MN}$	$A_M$	$A_N$	$t_s$	$V_{14C}$	$i$	Vitesse Darcy $n=$		
		(km)	(%)	(%)	(année)	(m/an)	(‰)	0.10	0.15	0.20
1	Guinguette-Fon	35	69.2	7.6	18 260	1.92	0.9	2.7	1.80	1.35
	Fon-Banankoro	35	7.6	7	680	51.48	0.5	1.6	1.05	0.79
	Banankoro-Niopébougou	28	7	2.3	9 201	3.04	0.4	1.1	0.75	0.56
	Niopébougou-Sikasso	37	2.3	0.3	16 838	2.20	0.3	0.9	0.62	0.47
2	Koutiala-Fo	116	76.6	12.1	15 255	7.60	0.6	2	1.34	1.01
	Fo-Bonwalé	39	12.1	49.7	- 11 679	-3.33	-0.9	-2.7	-1.83	- 1.37
3	San-Solenzo	155	99.9	79.4	1 899	81.83	0.3	0.9	0.61	0.46
	Solenzo-Mouhoun	20	79.4	100	- 1907	-10.49	-0.2	-0.5	-0.36	- 0.27
	Mouhoun-Dampan	30	100	80	1845	16.26	0.4	1.1	0.75	0.56

Les vitesses Darcy cumulent les incertitudes sur la perméabilité et la porosité, deux paramètres difficilement accessibles dans les contextes africains.

Dans le contexte du bassin sédimentaire étudié, vu que la piézométrie est mal connue et imprécise, seules les vitesses radiométriques sont fiables car traduisant « l'histoire » du (des) système(s).

### 5.3.3.5. Conséquence de la prédominance des eaux anciennes dans le bassin sédimentaire

La prédominance des eaux anciennes dans le bassin a aussi bien des avantages que des inconvénients.

Comme avantages, on a une bonne protection des aquifères profonds pour autant qu'il n'y ait pas d'aménagements pouvant mettre en relation hydraulique ceux-ci avec les nappes de surface. D'autre part, l'équipement des ouvrages de captage surtout de type urbain devrait tenir compte de cet état de fait.

Le principal inconvénient est le risque d'épuisement si on applique une exploitation de type minier. Cette prédominance des eaux anciennes aura des conséquences sur les modes d'exploitation futurs des eaux souterraines dans la région. Des actions concertées en vue d'une meilleure connaissance de ces importants aquifères doivent être entreprises.

#### 5.4. Conclusion partielle

Les études isotopiques montrent que la majorité des eaux stockées dans le réservoir sédimentaire, sont des eaux anciennes. Autrement dit, le bassin sud-est de Taoudenni dans sa grande partie contient des eaux dont le temps de renouvellement est grand.

La géochimie donne l'impression d'eaux anciennes qui ne se renouvellent pas. Cela n'est pas incompatible si l'on admet des circulations de type mélange dans un réservoir de dimension énorme. Les divers modèles donnent des infiltrations ne dépassant guère 100 mm/an soit un peu moins de 10 % des précipitations brutes (# 1000 mm/an).

En considérant que l'eau contenue dans les aquifères est dépourvue de tritium, un échantillon donné, sera une dilution d'eaux actuelles (#5 UT) dans des eaux « anciennes » dont on peut estimer la concentration par la loi de conservation de masse.

Supposons que la lame d'eau infiltrée soit de  $v$  (m) partout dans la nappe et que l'épaisseur des séries gréseuses soit  $E_p$  (m) avec une porosité  $n$  (figure 54). Il y a donc par mètre carré de surface au sol  $E_p \cdot n$  mètres d'eau stockée.

On peut facilement calculer la concentration en équilibre  $C$  pour un réservoir de volume  $V = E_p \cdot n$  (par mètre carré) et d'alimentation annuelle  $v$  à la concentration  $C'$ , pour un élément de période radioactive  $T$ , avec le facteur  $\lambda = \ln 2 / T$  :

Si on prend  $T = 12,35$  ans et  $C' = 5$  UT, avec  $v = 0,1$  m et en considérant une porosité n'excédant pas 10%, on obtient les résultats ci-dessous en fonction de l'épaisseur de l'aquifère :

Epaisseur ( $E_p$ )	50	100	300	500	1000
Teneur en tritium $C$	1,32	0,76	0,28	0,17	0,09

Ces teneurs sont en dessous du seuil de détection d'où l'absence apparente de tritium dans la presque totalité des échantillons, confirmant ainsi l'immensité du réservoir.

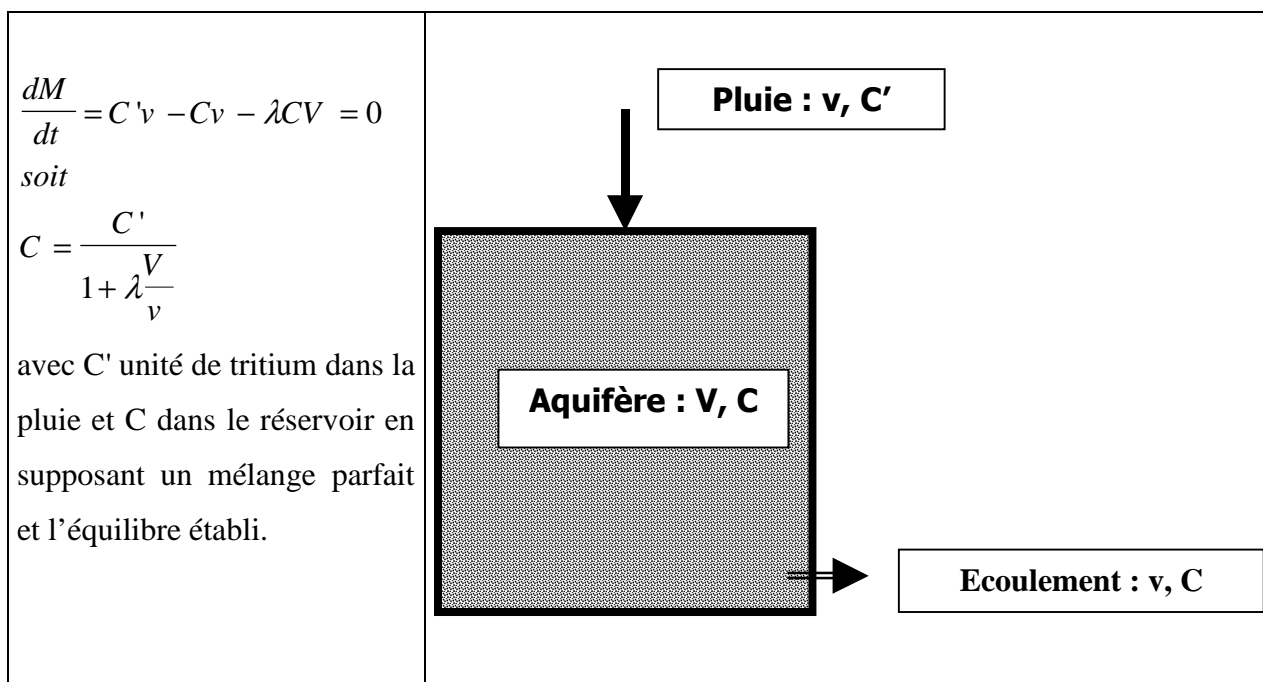


Figure 54: Modèle de dilution de l'élément radioactif.

Cette hypothèse de mélange parfait sur l'épaisseur du réservoir est évidemment inexacte et il faudrait tenir compte de la succession des infiltrations annuelles, et de l'équilibre atteint.

L'hypothèse de mélange sur une grande épaisseur dans l'aquifère est évidemment peu réaliste. Cependant, ce mélange ne se produit en fait pas dans l'aquifère, mais dans le forage de captage de cet aquifère : si un forage a une profondeur par exemple de 100 mètres, il échantillonne des eaux de concentration variable en tritium sur la verticale sur 100 m, mais l'eau pompée réalise physiquement un mélange de ces concentrations sur l'épaisseur échantillonnée de 100 m.

La « contamination » par des eaux de surface tritiées se fait soit naturellement par drainance per descensum soit par action anthropique (pompages, tubages défectueux). On revient sur le rôle que pourrait jouer la latérite dans la protection de ces réservoirs d'eau à temps de renouvellement grand. Cela pose pour l'avenir, une autre question : si l'on continue à exploiter ces eaux, on va vers un tarissement de la ressource en eau souterraine. Si l'on détruit la couverture latéritique par une augmentation de l'érosion due à des travaux d'aménagement mal conçus, on va provoquer une rentrée des eaux actuelles avec du tritium mais aussi le risque d'autres eaux polluantes avec des éléments comme les nitrates et les pesticides.

Il faut donc trouver une ou des solutions d'équilibre en imaginant d'autres scénarios de gestion.

## **6. ESSAI DE MODELISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE DE LA BORDURE SUD-EST DU BASSIN DE TAOUDENI**

Les objectifs poursuivis à travers la présente modélisation des écoulements souterrains sont multiples et peuvent se résumer comme suit :

- quantification de la recharge,
- estimation des paramètres hydrodynamiques,
- vérification de la cohérence avec les autres approches.

« Basés sur des modèles conceptuels pertinents, les modèles de simulation hydrodynamique sont d'abord des instruments de connaissance et de compréhension du fonctionnement des systèmes aquifères en vérifiant la cohérence entre les données observées, les hypothèses et les résultats de calcul. Ce sont ensuite des simulateurs de comportement permettant de prévoir les conséquences d'actions sur le système, notamment de scénarios d'exploitation » (LOUVET et MARGAT, 1999).

La présente modélisation que nous abordons ne prétend pas construire un modèle de gestion de nappe car l'état de connaissance actuelle du ou des système(s) aquifère(s) ne le justifie pas, bien que ce soit une nécessité.

En effet, nous avons été confrontés à un problème : quelle zone et quoi modéliser ?

Face à cette question, nous avons passé en revue toutes les données et informations à notre disposition :

- sur la géométrie du/des réservoir (s) : il n'existe pas de cartographie géologique suffisamment détaillée permettant d'avoir l'extension horizontale des différentes formations lithologiques, les ouvrages disposant de coupes lithologiques ne sont pas nivelés donc ne permettent pas d'apprécier l'extension verticale des différentes formations,
- sur les données piézométriques : celles-ci proviennent, comme on l'a vu auparavant, de valeurs extrapolées à partir de carte topographique au 1/200.000<sup>e</sup> dont l'équidistance des lignes d'égale altitude est de 40 mètres.
- Sur les données hydrodynamiques, nous ne disposons que de celles de la partie Burkinabé du bassin (une centaine de valeurs de transmissivité sur près de 60.000 km<sup>2</sup> !)

Ce que nous essayons de construire est donc un modèle de recherche et de compréhension du fonctionnement du système à travers sa dynamique : étude de la recharge et évaluation des paramètres hydrodynamiques en cohérence avec les approches antérieures (géochimie isotopique).

Les résultats qui en sortiront pourront donner des orientations pour l'élaboration de modèles de gestion plus appropriés ultérieurement.

Pour ce qui concerne l'estimation de la recharge, nous l'aborderons par d'autres méthodes afin de pouvoir avoir une base de comparaison avec celle par la modélisation hydrogéologique. Ces



méthodes s'inspirent notamment du bilan de Thornthwaite, des modèles hydrologiques à réservoirs et des variations piézométriques.

### **6.1. Evaluation de la Recharge des Eaux Souterraines :**

Une estimation précise de la recharge des nappes est indispensable pour une gestion optimale des ressources en eaux souterraines. Plusieurs méthodes ont été mises au point en région soudano-sahélienne pour son évaluation, méthodes conduisant à des résultats très disparates compte tenu de la variabilité des propriétés des milieux et de la conception même des outils d'évaluation utilisés (BAZIE et DIENG, 1995).

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

Comme le souligne J. Margat, une connaissance plus fine et plus rigoureuse de l'infiltration efficace implique une formulation analytique des transferts d'eau dans la zone non saturée.

Le but de notre travail ici n'est pas de passer en revue les différentes méthodes traitant de la question mais d'appliquer certaines d'entre elles qui s'adaptent à notre contexte : nous disposons des données de précipitations (entrée) ainsi que des chroniques de débits en un exutoire (sortie) ainsi que des chroniques de suivi piézométrique et nous cherchons à « estimer la fonction de transfert qui les relie ».

Comme l'a souligné M. Besbes (BESBES, 1978), *le problème de l'estimation des apports aux nappes souterraines est un problème d'identification : on s'efforce d'identifier une cause (infiltration efficace) par l'analyse de ses effets (variations de débits ou de niveaux), au moyen de modèle*. Le modèle peut être global ou maillé, empirique ou conceptuel. La méthode d'identification peut être directe ou inverse :

- Directe : on se donne les paramètres du système, on calcule la sortie correspondante et l'on procède par approximations successives sur les paramètres en comparant sorties calculées et observées.
- Inverse : on procède au calcul des paramètres optimaux qui reproduisent au mieux la sortie observée.

### 6.1.1. Estimation de la recharge par la méthode du bilan de Thornthwaite

Le schéma conceptuel du bilan de Thornthwaite suppose que la zone non saturée est divisée en deux parties (voir figure 55) :

- une zone d'échanges (sol-plantes-atmosphère), d'épaisseur relativement faible et d'humidité très variable ;
- une zone de transfert, d'humidité peu variable et au moins égale à celle correspondante à la capacité au champ.

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

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

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

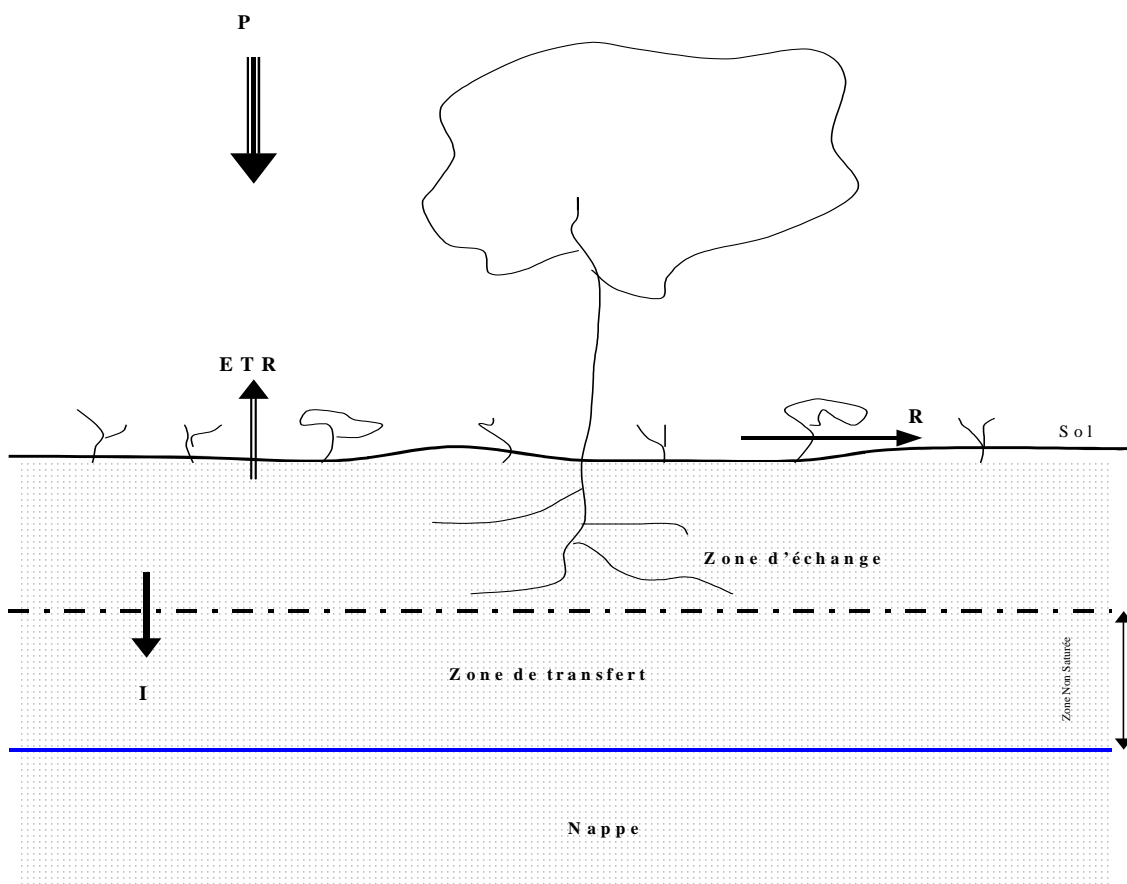


Figure 55: Schéma conceptuel du bilan de Thornthwaite

Du fait de l'ignorance des échanges plus complexes entre les eaux souterraines et celles de surface, on substitue le terme (R+I) par celui de « Pluie efficace » (Peff) et on admet que pour des périodes

de temps très longues, les variations de stocks  $\Delta S$  peuvent être considérées comme nulles (BANTON et BANGOY, 1997) et l'équation ci-dessus se simplifie à celle ci-dessous :

$$P \# ETR + P_{eff}$$

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

Cette méthode permet de travailler au pas de temps mensuel ou décadaire selon la nature des données dont on dispose. Dans notre cas nous disposons des valeurs mensuelles des précipitations (P) et de l'évapotranspiration potentielle (ETP) . On calcule l'évapotranspiration réelle (ETR) en comparant l'évapotranspiration potentielle et les réserves en eau disponibles (RU) pour l'évaporation et la transpiration. Cette disponibilité en eau est estimée à l'aide de la réserve facilement utilisable (RFU) qui est une réserve conceptuelle car n'ayant pas de réalité physique (DROUART et VOUILLAMOZ, 199X), même si l'on peut l'assimiler à la quantité d'eau stockée dans les premiers mètres du sol (SALVAYRE, 1990); (MARSILY, 1994).

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

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

- a) si les précipitations du mois sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle :
  - l'évapotranspiration réelle est égale à l'évapotranspiration potentielle ( $ETR = ETP$ ),
  - l'excédent des précipitations sur l'évapotranspiration potentielle est emmagasiné dans l'humidité du sol dont il augmente les réserves jusqu'à ce que ce dernier soit saturé c'est-à-dire atteigne la RFU,
  - la partie de l'excédent dépassant éventuellement la réserve cumulée constitue le « water surplus » disponible pour l'alimentation de la pluie efficace ( $P_{eff} = \text{écoulement de surface} + \text{infiltration dans la nappe profonde}$ ).
- b) si les précipitations du mois sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration réelle est la somme des précipitations du mois et de tout ou partie de la réserve d'eau du sol ; celle-ci est supposée mobilisée comme suit :
  - si la réserve antérieure d'humidité du sol est assez forte pour combler l'insuffisance des précipitations, l'évapotranspiration réelle est encore égale à l'évapotranspiration potentielle ; les réserves du sol sont alors réduites de la différence entre l'évapotranspiration potentielle et les précipitations du mois considéré,

- si la réserve d'humidité du sol est insuffisante pour satisfaire l'évapotranspiration potentielle, l'évapotranspiration réelle reste inférieure à celle-ci et est égale à la somme des précipitations du mois et des réserves disponibles.

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

Les valeurs avancées dans la littérature varient énormément d'un auteur à l'autre. Selon G. Réménieras (Réménieras, 1986), elle 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. Elle pourrait atteindre même 300 mm dans les zones arides (MARSILY, 1994).

Les modèles de calcul de bilan faits au Sénégal affectaient à la RFU des valeurs de l'ordre de 150 mm soit une hauteur de sol de l'ordre du mètre (DIENG, 1987).

La carte des sols dressée par IWACO (IWACO, 1989) met en évidence l'existence de sols profonds sableux en surface et argileux en profondeur autour de Bobo-Dioulasso.

Partant de ces considérations, sachant que le périmètre d'étude se situe en zone semi-aride, en première approximation, on adoptera une gamme de variation 50 à 250 mm pour la RFU.

Un programme de calcul développé dans le langage Fortran permet de générer les infiltrations à un pas de temps fixé selon un jeu de RFU donné.

Le principe du calcul consiste à faire le bilan d'une « pluie nette » (c'est à dire la pluie brute à laquelle on aura préalablement diminué du ruissellement), de l'ETP et du stock d'eau contenu dans le sol. L'ETP utilisée ici est l'ETP Penman fournie par la Direction de la Météorologie Nationale.

Ceci permet d'obtenir directement l'infiltration selon les équations suivantes :

$$P = ETR + R + I$$

$$P - R = ETR + I \text{ (en posant } P - R = P_n \text{)}$$

$$I = P_n - ETR$$

La prédétermination du ruissellement se fait par décomposition de l'hydrogramme unitaire.

#### **6.1.1.1. Estimation du ruissellement**

Le régime d'une source située dans le bassin d'alimentation du cours d'eau est lié à la connaissance de la valeur de I : infiltration, mais aussi à celles des vides disponibles dans la matrice rocheuse pour récupérer l'eau et la drainer. Les trajets empruntés par l'eau pour atteindre la source peuvent être déterminés par la décomposition des courbes de tarissement enregistrées à l'exutoire.

Le ruissellement est, en théorie, le terme le plus facile à mesurer. On l'obtient en intégrant au cours de l'année le flux d'eau transitant par une station de jaugeage implantée dans le bassin versant considéré. Les sources de Nasso se caractérisent par l'existence d'un débit de base non nul dont il

faut tenir compte. Pour cela, on procède à une séparation approximative des différentes composantes de l'hydrogramme. En pratique l'hydrogramme se décompose comme suit (Réméniéras, 1986) :

- un ruissellement ou écoulement direct de surface qui englobe le ruissellement superficiel, l'écoulement hypodermique et les précipitations reçues par les surfaces d'eau libres du bassin ;
- un écoulement souterrain correspondant au débit de base en période de basses eaux en admettant comme limite de l'hydrogramme de l'écoulement souterrain, la ligne parallèle à l'axe des temps (voir Figure 56 ci-dessous) :

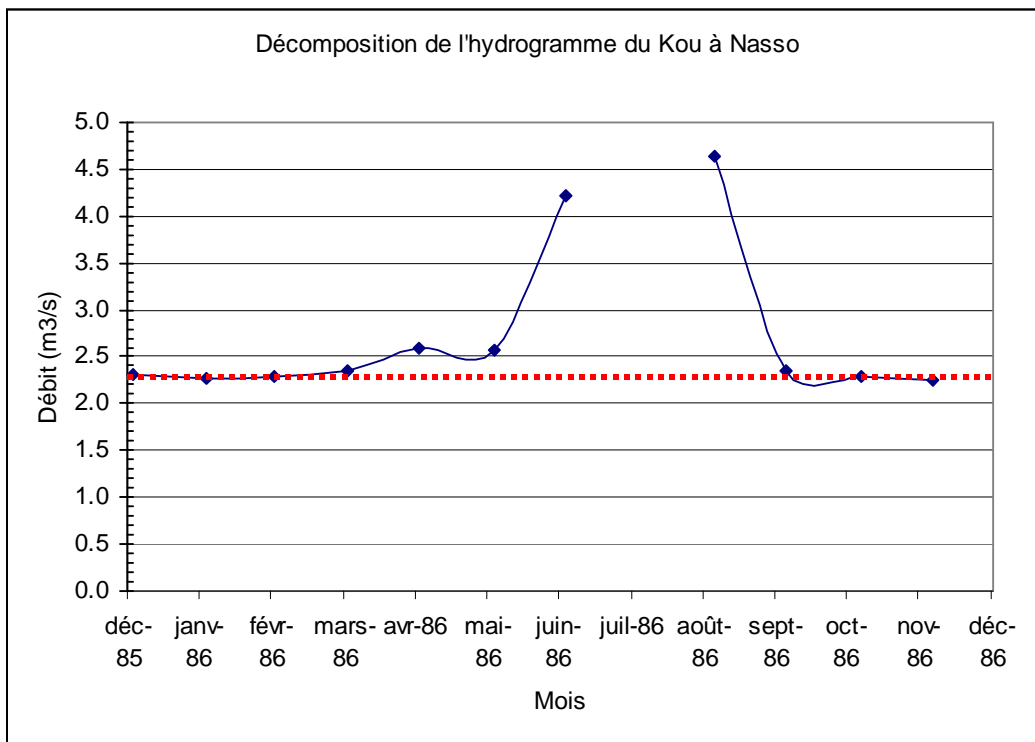


Figure 56: Décomposition de l'hydrogramme unitaire du Kou à Nasso (1986)

Cela se traduit par l'équation suivante :  $Q_{\text{exutoire}} = Q_{\text{ruis}} + Q_{\text{base}}$

De cette équation on déduit le ruissellement  $Q_{\text{ruis}} = Q_{\text{exutoire}} - Q_{\text{base}}$ .

Pour l'année hydrologique 1986 par exemple, le débit de base ( $Q_{\text{base}}$ ) s'établit à 2,5 m³/s soit 79 millions de m³ et le total écoulé à l'exutoire ( $Q_{\text{exutoire}}$ ) s'élève à 84 millions de m³.

Le débit ruisselé ( $Q_{\text{ruis}}$ ) s'élève donc à environ 5 millions de m³. Ramené à la superficie du bassin versant hydrologique de 406 km², on peut estimer le ruissellement moyen ( $L_{\text{ruis}}$ ) à 13 mm par an soit un peu moins de 2% des précipitations.

Pour la décennie 1981-1990, les résultats sont les suivants :

Tableau 21 : Evaluation de la lame d'eau ruisselée

Année	Pluie (mm)	Vexu (x 10 <sup>6</sup> m3)	Qbase (m3/s)	Vbase (x 10 <sup>6</sup> m3)	Vruis (x 10 <sup>6</sup> m3)	Lrui (mm)	%
1981	1042	80.14	2.5	78.84	1.3	3	0.3
1982	948	83.39	2.5	78.84	6.5	16	1.7
1983	<b>778</b>	90.83	2.5	78.84	11.99	30	3.9
1984	972	83.98	2.5	78.84	5.14	13	1.3
1985	1332	91.81	2.5	78.84	12.97	32	2.4
1986	880	84.08	2.5	78.84	5.24	13	1.5
1987	866	84.85	2.6	81.99	2.85	7	0.8
1988	1015	87.99	2.65	83.57	4.42	11	1.1
1989	828	86.15	2.65	83.57	2.58	6	0.7
1990	995	81.83	2.5	78.84	2.99	7	0.7

Cette décomposition de l'hydrogramme unitaire permet de se rendre compte de la faiblesse des ruissellements sur le bassin versant. Ils représentent dans le meilleur des cas 4% des précipitations brutes.

Le pas temps du calcul du bilan est mensuel. Pour obtenir les pluies nettes, nous avons réparti les lames ruisselées aux mois les plus pluvieux (juillet, août et septembre). Le cycle hydrologique considéré dans les calculs du bilan, va de mai à avril c'est à dire que l'on commence le calcul quand les réserves du sol sont « vides ».

Appliqué au bassin versant hydrologique du Kou au pas de temps mensuel sur la décennie 1981-1990, les résultats du bilan de Thornthwaite peuvent être synthétisés dans le tableau 22 ci-après.

Ce tableau suscite les commentaires suivants :

- en augmentant de manière conséquente la RFU, on court le risque d'avoir des infiltrations nulles pendant certaines années. Pourtant des écoulements sont observés ces années là !
- en dessous d'un certain seuil de précipitation, on peut considérer qu'il n'y a pas de recharge à envisager,
- la variabilité temporelle de la recharge est perceptible (voir graphique ci-dessous),
- trois années sur dix, on observe une recharge nulle ; il s'agit de 1983, 1986 et 1989 qui correspondent à des années sèches par rapport à la normale.
- On voit que d'une année à l'autre l'infiltration varie énormément et peut atteindre des valeurs extrêmes de 0 à près de 320 mm/an.

Fort de ces constats on peut raisonnablement retenir comme valeurs guides une fourchette de 140 à 200 mm pour la RFU ; ce qui correspondrait à une infiltration de l'ordre de 75 à 120 mm/an en moyenne.

On voit donc que la connaissance de RFU est nécessaire pour une détermination plus fine de la recharge.

Tableau 22 : Evaluation de l'infiltration à Bobo-Dioulasso (décennie 1981-1990).

Année	Pluie (mm)	Infiltration (mm) pour RFU (mm) =												
		50	100	110	120	130	140	150	200	210	220	230	240	250
1981	1042	290	240	230	220	210	200	190	140	130	120	110	100	90
1982	948	159	113	99	89	79	69	59	9	0	0	0	0	0
1983	778	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1984	972	165	115	105	95	85	75	65	15	5	0	0	0	0
1985	1332	422	372	362	352	322	322	322	272	262	252	242	232	222
1986	880	82	32	22	12	2	0	0	0	0	0	0	0	0
1987	866	186	136	126	116	106	96	86	36	26	16	6	0	0
1988	1015	328	278	268	258	248	238	228	178	168	158	148	138	128
1989	828	145	95	85	75	65	55	45	0	0	0	0	0	0
1990	995	235	185	175	165	155	145	135	85	75	65	55	45	35
Moyenne		202	157	147	138	127	120	113	74	67	61	56	52	48

En considérant que le débit de base observé à l'exutoire provient exclusivement de l'infiltration, on peut rechercher la surface théorique du bassin contribuant à l'alimentation des sources par le rapport entre la lame infiltrée et le débit de base des sources :  $S_{th} = V_{base} / Inf$  (voir résultat au tableau 23). La surface théorique pourrait comme le montre ce tableau atteindre quelques milliers de  $Km^2$ . A ce stade on peut affirmer que tout le bassin versant du Kou participe au drainage des eaux de pluies qui alimentent les sources.

Une autre façon d'approcher l'infiltration serait de comparer le volume de la lame d'eau tombée annuellement sur le bassin versant hydrologique au volume d'eau annuel écoulé par les sources en l'absence de ruissellement :

Pour cela on calcule respectivement la quantité d'eau reçue par l'impluvium de  $406 km^2$  et le pourcentage du volume écoulé par les sources en absence de ruissellement par rapport à la lame d'eau reçue sur le bassin versant. Ce qui permet d'écrire d'une autre façon l'équation du bilan hydrologique telle qu'illustrée dans le tableau 24 :  $P = I + ETR + R$ .

Tableau 23: Surface théorique du bassin versant hydrogéologique

Année	Pluie (mm)	Qbase (m <sup>3</sup> /s)	Vbase (x 106 m <sup>3</sup> )	Inf pour RFU =		S <sub>th140</sub> km <sup>2</sup>	S <sub>th200</sub> km <sup>2</sup>
				140	200		
1981	1042	2.5	78.84	200	140	394	563
1982	948	2.5	78.84	69	9	1 143	8 760
1983	778	2.5	78.84	0	0		
1984	972	2.5	78.84	75	15	1 051	5 256
1985	1332	2.5	78.84	322	272	245	290
1986	880	2.5	78.84	0	0		
1987	866	2.6	81.99	96	36	854	2 278
1988	1015	2.65	83.57	238	178	351	469
1989	828	2.65	83.57	55	0	1 519	
1990	995	2.5	78.84	145	85	544	928

Tableau 24 : Bilan simplifié par comparaison entre pluie brute et débit de base

Année	Pluie (mm)	Volume impluvium de 406 km <sup>2</sup> (m <sup>3</sup> )	Débit de base I				Excédent ETR + R			Ruissellement		ETR (mm)
			(m <sup>3</sup> /s)	(m <sup>3</sup> )	%	mm	m <sup>3</sup>	%	mm	(m <sup>3</sup> )	(mm)	
1981	1042	4.23E+08	2.5	7.88E+07	19%	194	3.44E+08	81%	848	1.30E+06	3	845
1982	948	3.85E+08	2.5	7.88E+07	20%	194	3.06E+08	80%	754	6.50E+06	16	738
1983	778	3.16E+08	2.5	7.88E+07	25%	194	2.37E+08	75%	584	1.20E+07	30	554
1984	972	3.95E+08	2.5	7.88E+07	20%	194	3.16E+08	80%	778	5.14E+06	13	765
1985	1332	5.41E+08	2.5	7.88E+07	15%	194	4.62E+08	85%	1138	1.30E+07	32	1106
1986	880	3.57E+08	2.5	7.88E+07	22%	194	2.78E+08	78%	686	5.24E+06	13	673
1987	866	3.52E+08	2.6	8.20E+07	23%	202	2.70E+08	77%	664	2.85E+06	7	657
1988	1015	4.12E+08	2.65	8.36E+07	20%	206	3.29E+08	80%	809	4.42E+06	11	798
1989	828	3.36E+08	2.65	8.36E+07	25%	206	2.53E+08	75%	622	2.58E+06	6	616
1990	995	4.04E+08	2.5	7.88E+07	20%	194	3.25E+08	80%	801	2.99E+06	7	794

L'ensemble des résultats est en conformité avec ceux trouvés par d'autres auteurs antérieurement :

- l'estimation faite par IWACO (IWACO, 1989) aboutissait à 166 mm pour la recharge,
- en 1986, le BRGM donnait une recharge moyenne de 266 mm par an pour 1076 mm de précipitations,



- une étude régionale menée par le CIEH (CIEH, 1987) et portant sur l'exploitation des ressources naturelles du Sahel donnait respectivement 20 à 38 mm pour la plaine du Gondo et 46 à 61 mm pour les grès primaires et infracambriens dans le bassin de Taoudenni,
- une autre estimation de la ressource renouvelable a été faite par SOGREAH (1994) pour les provinces du Houet et du KénéDougou. Elle est basée sur la méthode de "pluie efficace" en fonction de la pluie brute (voir tableau 25 ci-dessous). La difficulté de cette méthode est le choix de la valeur de la pluie brute.

Tableau 25: Pluie efficace en fonction de la pluie brute (d'après Lelong, 1966).

Pluie (mm/an)	800	900	1000	1100	1200	1300
Alimentation des aquifères (%)	7	12	17	21	24	27
Alimentation (mm)	56	108	170	231	288	351

### 6.1.1.2. Variabilité spatiale de la recharge

L'étude de la recharge ne doit cependant pas être limitée à un seul bassin versant car les précipitations présentent à toutes les échelles, des variations spatiales qui sont significatives. En effet, la carte des isohyètes montre qu'à l'échelle de la zone d'étude, il existe une forte variabilité spatiale des précipitations. La zone est comprise entre les isohyètes 500 et 1200 mm et on note un gradient sud-ouest/nord-est de l'ordre 120 mm/100 km.

Ajoutée à la variabilité géologique, géomorphologique et pédologique, il va sans dire qu'il existe une variabilité dans la recharge.

Afin d'apprécier la variabilité spatiale de la recharge, nous avons donc tenté d'estimer, aux échelles annuelles et mensuelles, les lames d'eau infiltrées sur l'ensemble de la zone d'étude, en nous appuyant sur 42 stations climatologiques, pour lesquelles nous possédons des données mensuelles des précipitations. L'idéal aurait été de procéder comme précédemment en faisant le bilan avec des « pluies nettes ». Malheureusement, nous ne disposons pas des hydrogrammes unitaires sur les autres bassins permettant de prédéterminer les ruissellements.

Du reste, comme on l'a constaté plus haut, ceux-ci peuvent être négligés en première approximation et la pluie efficace pourra être prise comme étant un indicateur significatif de la recharge.

En l'absence de données de l'évapotranspiration potentielle sur la totalité des stations climatologiques, nous établissons un bilan de Thornthwaite pour l'ensemble des stations en utilisant les valeurs moyennes de l'ETP de la station de Bobo-Dioulasso pour une gamme de RFU allant de 140 à 200 mm.

Il est alors possible de déterminer des courbes d'iso-valeurs correspondantes. La cartographie qui en résulte est une cartographie des « recharges », abstraction faite du ruissellement.

Les résultats sont synthétisés dans les graphiques ci-dessous :

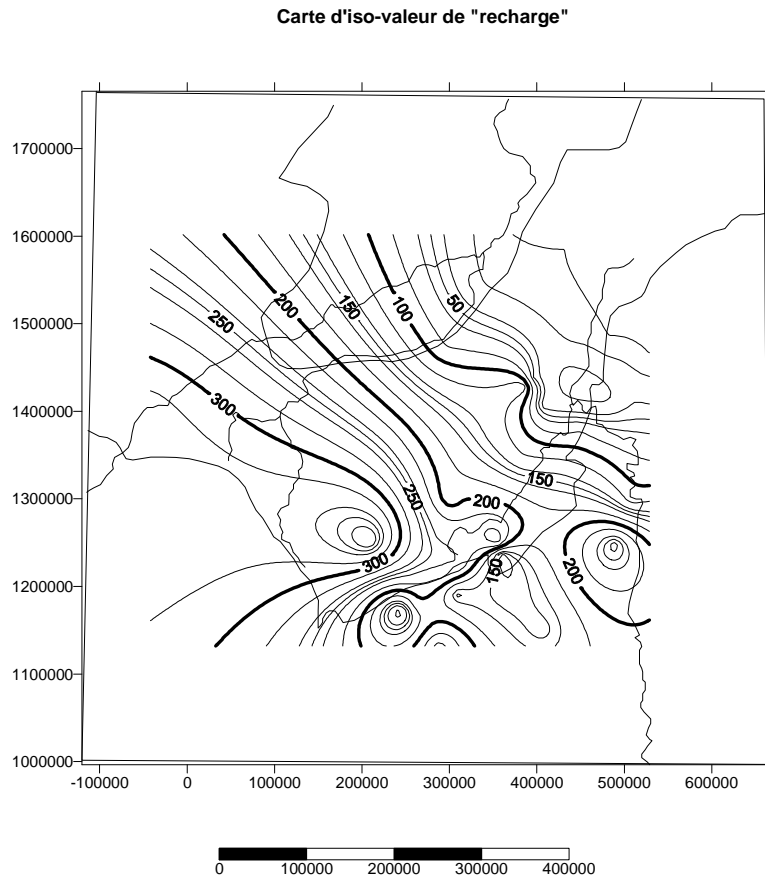


Figure 57: Variation spatiale de la « recharge » en mm/an

Cette carte révèle parfaitement l'hétérogénéité du phénomène, le long d'un axe sud-ouest / nord-est. Ces résultats indiquent qu'en dessous d'un certain seuil de précipitation (ici de l'ordre de 600 mm par an !) on ne peut pas espérer une recharge directe des aquifères.

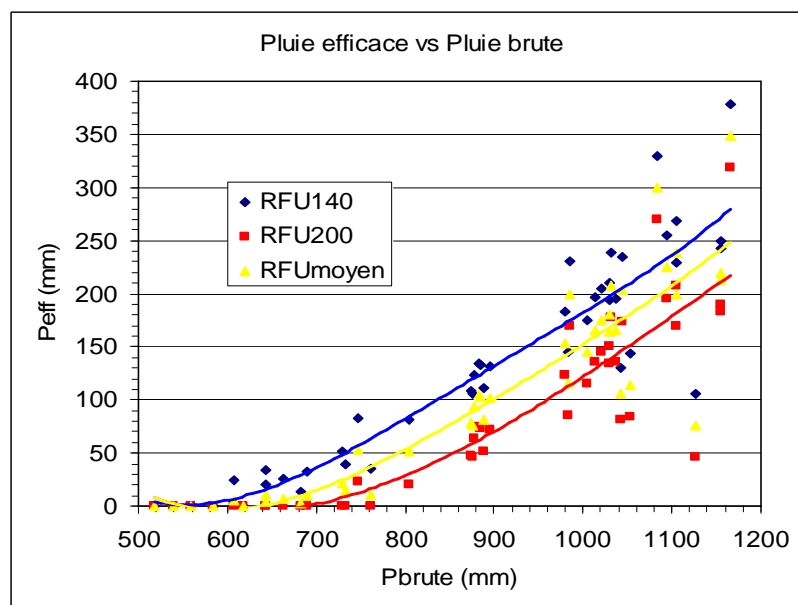


Figure 58: La pluie efficace en fonction de la pluie brute

### 6.1.1.3. Conclusion partielle sur le processus de recharge

Cette première esquisse permet de mettre en évidence l'importance et la prédominance de l'infiltration par rapport au ruissellement dans la zone d'étude. La recharge connaît des variations importantes aussi bien spatiales que temporelles et les valeurs extrêmes vont de 0 à près de 300 mm/an. Pour la décennie 1981-1990, on peut retenir les valeurs moyennes comprises entre 75 et 120 mm/an selon la RFU et le bilan moyen peut s'établir comme suit :

$$\text{Pluie (965)} = \text{ETR (854)} + \text{Infiltration (97)} + \text{Ruissellement (14)}$$

Les sources du Kou, qui donnent naissance au Mouhoun (Volta Noire), ont un débit de base important (# 2.5 m3/s) qui résulte d'apports souterrains d'un bassin versant hydrogéologique dont la superficie atteindrait quelques milliers de kilomètre carré.

Cette première esquisse permet de se rendre compte de la difficulté d'évaluer la recharge des aquifères surtout pour une zone d'une telle immensité, avec une absence relative de données de base.

### 6.1.2. Un Modèle Hydrologique à Réservoirs pour le Kou à Nasso

#### 6.1.2.1. Principe du modèle

Le modèle proposé pour la prédiction des débits de drainage du Kou à Nasso est un modèle conceptuel à réservoirs (voir Figure 59) de type boîte noire largement exploité pour l'identification des relations pluies-débits (BESBES, 1978) et fait suite à un travail entrepris dans le cadre d'une mission d'expertise dans le bassin du Kou (BESBES et DAKOURE, 2002).

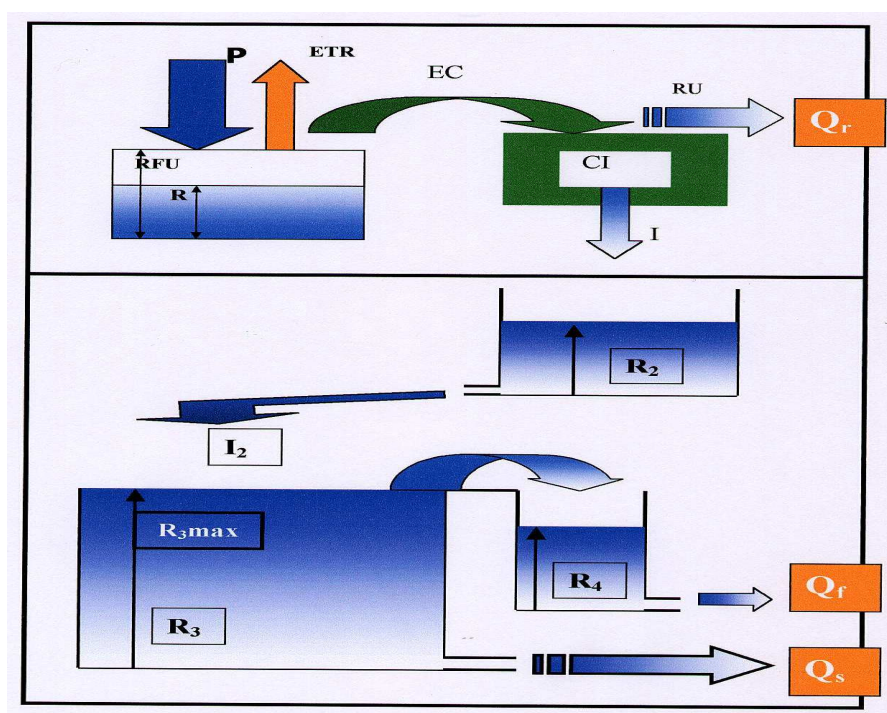


Figure 59: Schéma du modèle à réservoirs

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

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.

La progression de l'eau infiltrée se fait d'abord par un troisième niveau de stockage ou zone non saturée avant d'atteindre - s'il y'a excédent - les nappes souterraines.

En l'absence de précipitations, un mouvement de remontée s'amorce de la zone non saturée vers la surface où l'eau s'évapore, et de la nappe souterraine vers la zone non saturée, effet souvent négligeable.

Le réservoir « nappe souterraine » alimente le débit de base du réseau hydrographique et inversement, pendant les crues, le réseau peut débiter dans la nappe si l'on est dans les régions arides.

Construire un modèle de transformation précipitations-débits, c'est traduire par des expressions mathématiques les relations entre certains ou tous les éléments du schéma de la figure. Pour ce faire, on s'efforce d'utiliser ce qu'on connaît des phénomènes physiques mis en jeu, par exemple les lois de l'infiltration, les différentes formes que peut prendre la loi de vidange d'un réservoir, les lois de l'évapotranspiration.

Les modèles « à réservoirs » sont très nombreux mais celui qui semble être le plus complet est celui de Linsley et Crawford dit modèle de Stanford.

L'idée de base est que, lors du cycle de l'eau, les différentes parties du sol se comportent comme des réservoirs d'eau se remplissant chacun suivant une loi conditionnée par la partie du système située à son amont et se vidant suivant une loi qui dépend de sa propre constitution, de son degré de remplissage et parfois de l'état des réserves situées en aval. Le système peut être composé de 1 ou plusieurs réservoirs en série, en parallèle, linéaires ou non.

Il est aisé d'imaginer la multiplicité des combinaisons que l'on peut effectuer avec des réservoirs.

Le modèle utilisé dans le présent travail, s'apparente à celui de O'Donnell qui est une forme simplifiée de celui de Stanford avec trois (3) réservoirs principaux. Le schéma de fonctionnement du Modèle de O'Donnell est le suivant :

L'eau libérée par la précipitation tombe dans un réservoir R (réservoir de surface) d'où on soustrait une évaporation  $E_R$  égale à l'évapotranspiration potentielle (ETP), lorsqu'il y a quelque chose dans R, et jusqu'à concurrence de ce quelque chose. R a une première sortie  $Q_1$ , ruissellement vers un réservoir S représentant le réseau hydrographique; elle ne fonctionne que si le niveau dans R dépasse un seuil  $R^*$  : dans ce cas, tout l'excédent de R passe dans S dans l'intervalle de temps. Une seconde sortie F (infiltration) a lieu vers un réservoir M (zone non saturée) ; F est régi par une loi de Horton :

$$F = F_c + (F_c - F_0) e^{-kt}$$

Dans le modèle, on commence par enlever F et  $E_R$  du contenu de R avant de calculer  $Q_1$ .

S est vidé suivant une loi linéaire sans seuil, c'est-à-dire que  $Q_s$  est proportionnel au contenu du réservoir. Le réservoir M est construit et fonctionne de telle manière qu'au début de l'intervalle, son niveau est compris entre 0 et un seuil  $M^*$ . Si R est vide au début de l'intervalle, après addition de P, ou si son contenu est tel que  $E_R$  ne satisfasse pas l'ETP, on fait appel à une évaporation  $E_M = ETP - E_R$  de M et alors F est nulle; de sorte que, soit on ajoute E, soit on retranche  $E_M$  de la hauteur dans M.

M s'écoule dans G (réservoir d'eau souterrain) si, après addition de F, le niveau dans M est supérieur à  $M^*$ . L'excédent D va alors dans G où il est stocké à condition qu'il y ait de la place, c'est-à-dire que le niveau G dans G soit inférieur à un seuil  $G^*$ . Si  $G \geq G^*$  au début de l'intervalle,  $C = G - G^*$  passe dans M et D est nul. G se vide suivant une loi linéaire pour fournir le débit de base B qui s'ajoute à l'exutoire à  $Q_s$  pour former le débit total Q.

Le calage d'un tel modèle consiste à se donner une pluie efficace, identifier une fonction de transfert pluie-débit qui reproduise au mieux la sortie.

La pluie efficace peut être calculée si l'on connaît l'évapotranspiration réelle (ETR), elle-même déterminée par l'évapotranspiration potentielle (ETP) et la réserve facilement utilisable du sol (RFU). Le procédé de calcul repris des travaux de M. Besbes (BESBES, 1978) se base sur le principe suivant : sur un bassin donné, l'équation du bilan hydrologique s'écrit à un instant  $t$  :

$$E_t = P_t - ETR_t (E_t \geq 0)$$

avec P la précipitation mesurée ou pluie brute,

ETR l'évapotranspiration réelle,

E l'écoulement total.

Ce dernier terme E représente la pluie nette ou pluie efficace dont le mécanisme est le suivant : au-dessus de la surface de la nappe existent deux horizons :

- Un horizon superficiel (le sol) caractérisé par sa réserve en eau, et soumis à l'évapotranspiration.

- Un horizon profond (la zone non saturée) : cet horizon échappe à l'évaporation et assure par conséquent la conservation de la masse.

Le calcul de la pluie nette résulte du bilan effectué à chaque pas de temps :

- si  $P \geq ETP$ ,  $ETR = ETP$ , et l'excédent reconstitue la réserve en eau du sol jusqu'à une valeur maximale au-delà de laquelle il y'a écoulement correspondant à la pluie nette.
- Si  $P \leq ETP$ , il y'a déficit  $P - ETP$  qui puisera dans la réserve du sol jusqu'à la vider en période sèche.

Le présent modèle fonctionne au pas de temps journalier et comprend :

- deux entrées : la pluie (P journalière) et l'évapotranspiration potentielle (ETP) à la station de Bobo-Dioulasso.
- une fonction de production et des fonctions de transfert qui transforment la pluie en débits à l'exutoire.
- deux sorties : l'évapotranspiration réelle (ETR) et le débit du Kou à Nasso calculé.

La fonction de production répartit les précipitations sur le Bassin Versant entre infiltration, ruissellement, évapotranspiration et stockage dans le sol. Elle est composée de deux réservoirs, l'un de bilan et l'autre de transfert, disposés en série.

La part infiltrée, différée dans le temps pour représenter le transfert dans la zone non saturée, est convoyée vers un autre réservoir représentant le système aquifère. Ce réservoir est caractérisé par un niveau de saturation représentant sa capacité « d'ingestion », et par un coefficient de tarissement, traduisant le régime des sources : Guinguette et autres griffons du Kou. L'excédent du réservoir nappe est transféré dans un autre réservoir représentant l'écoulement dans un système de macro-fissures en régime de très hautes-eaux. Ce réservoir ne possède pas de niveau de saturation, il est caractérisé par un coefficient de vidange.

Chacun des réservoirs du modèle est décrit par une équation de bilan spécifique. Ces équations permettent de déterminer, à la fin de chaque pas de temps, le niveau de remplissage de chaque zone, les échanges par infiltration ou percolation entre zones, et les sorties du système qui sont :

- l'ETR
- le débit de Ruissellement rapide
- le débit de Drainage souterrain ou débit des Sources
- le débit de trop-plein de la nappe ou débit de fissures de Hautes-eaux

Les équations régissant le cycle de l'eau à travers le Bassin sont intégrées et résolues au pas de temps du modèle (une journée). Ces équations, exécutées en séquence, sont les suivantes :

### Réservoir de BILAN :

Ce premier réservoir représente les couches superficielles du sol (végétation, terre végétale, roches altérées) qui sont capables de fournir l'ETR. Il sert au calcul de l'ETR et son rôle principal est de donner la pluie efficace.

$$ETR = \min (ETP, R+P)$$

$$EC = \text{Max} (0, P+R - ETR - RFU)$$

$$R = R + P - ETR - EC$$

### Réservoir de TRANSFERT Superficiel :

Ce deuxième réservoir dit de transfert superficiel permet la transformation de la pluie efficace en infiltration et ruissellement en tenant compte de la capacité d'infiltration du sol.

$$I = \min (EC, CI)$$

$$RUI = EC - I$$

### Infiltration Profonde :

En toute rigueur, ce niveau devrait comporter autant de réservoirs que de formations géologiques (B. Khammari, 1996), mais par souci de simplification et surtout de méconnaissance de la pétrographie du secteur, trois réservoirs ont été proposés : un réservoir R2 de vidange lente simulant le tarissement en régime non influencé, deux réservoirs R3 et R4 régulant l'un, la résurgence aux sources et l'autre, d'éventuelles fuites vers des fissures profondes.

$$I_2 = C_2 * R_2$$

$$R_2 = R_2 + I - I_2$$

Nappe Souterraine :

$$Q_s = C_3 * R_3$$

$$R_3 = \text{Min} (R_{3\text{max}}, R_3 + I_2 - Q_s)$$

Fissures Hautes-Eaux:

$$Q_f = C_4 * R_4$$

$$R_4 = \text{Max} (0, R_4 + I_2 - (Q_s + Q_f))$$

Dans ces équations, les variables, exprimées en lame d'eau, sont :

- la pluie P,
- les évapotranspirations (potentielle ETP et réelle ETR),
- les états de saturation R, R<sub>2</sub>, R<sub>3</sub> et R<sub>4</sub>,
- l'écoulement total EC,
- la quantité infiltrée I,
- la lame ruisselée RU,

- l'infiltration profonde  $I_2$  ou recharge de la nappe,
- la résurgence de base  $Q_s$  ou débit des sources,
- le trop-plein de nappe en hautes-eaux  $Q_f$ .

Les paramètres du modèle, au nombre de sept, sont les suivants :

RFU : Réserve Facilement Utilisable

CI : Etat d'humidité du sol au-delà duquel il y a ruissellement (capacité d'infiltration)

$C_2$  : Coefficient de tarissement de l'horizon profond

$R_{3max}$  : Trop-plein de la nappe souterraine (seuil de mise en route des fissures de hautes-eaux)

$R_3$  : Réserve en eau initiale de la nappe

$C_3$  : Coefficient de tarissement de la nappe

$C_4$  : Coefficient de tarissement des fissures de hautes-eaux

L'état initial du sol et des conduits souterrains de hautes-eaux est supposé sec, soit :

$$R = R_2 = R_4 = 0.$$

Les coefficients de tarissement  $C_2$ ,  $C_3$  et  $C_4$  font l'objet d'un ajustement par approximations successives.

La réserve initiale de la nappe est fixée en se référant au débit des sources mesuré au premier jour de la période simulée, exprimé en lame d'eau :  $R_3 = Q_s / C_3$ .

Par ailleurs, et dès les premiers essais de ce calage, il s'est avéré nécessaire d'introduire un huitième paramètre fixant un seuil  $R_r$  de déclenchement d'un « Ruissellement Rapide ».

#### **6.1.2.2. Les Séries de Référence : Entrées et Sorties.**

Avant d'aborder le calage proprement dit, il est nécessaire de s'assurer de la qualité des séries de références dont on dispose. Ces séries concernent essentiellement les entrées (précipitations, évapotranspiration) et les sorties (débits).

Dans la région de Bobo-Dioulasso, la Volta Noire et le Kou ont un régime puissant, caractérisé non seulement par des pointes de crue de plusieurs centaines de  $m^3/s$ , mais aussi et surtout par un débit d'étiage très soutenu de 2 à 3  $m^3/s$  qui assure au cours d'eau un débit permanent abondant toute l'année et tout au long de son cours.

L'unité hydrologique principale en tête de bassin est le Kou ou Baoulé qui est en relation étroite avec les principales sources que sont :

en amont :

- la guinguette avec un débit d'étiage de l'ordre de 1,7  $m^3/s$ ,
- l'ONEA I, captage principal de la ville, avec un débit de l'ordre de 0,3  $m^3/s$  en continu,
- l'ONEA II, captage de secours de la ville, avec un débit de l'ordre de 0,2  $m^3/s$  en continu.

en aval :



Pesso avec un débit d'étiage d'environ 0,1 m<sup>3</sup>/s.

Les études hydrologiques du secteur des sources ont démarré en 1955 par la création de plusieurs stations de mesures :

- une station synoptique à Bobo-Dioulasso,
- deux stations climatologiques (Farakoba et Badara)
- quatre stations pluviométriques
- plusieurs stations limnimétriques et limnigraphiques.

Pour les précipitations, la station de Bobo-Dioulasso est la plus longue (depuis 1907) et on dispose des pluies journalières jusqu'en 1998. L'évolution annuelle de ces précipitations est représentée sur la figure 60 ci-après. La moyenne des précipitations sur 90 ans est de 1058 mm/an.

Comme le montre cette figure, les précipitations annuelles moyennes n'ont pas toujours été identiques à ce qu'elles sont actuellement. On constate que depuis 1920, il y'a eu des périodes successivement sèches et humides. Elles étaient significativement plus fortes avant la détérioration climatique survenue au cours des années 70 qui a entraîné des déficits pluviométriques de l'ordre de 18 % comme l'illustre le tableau ci-dessous. Cela a une implication certaine sur la recharge des nappes d'eau souterraine qui devait être plus importante avant les années 70 qu'actuellement.

Tableau 26: Evolution des précipitations décennales moyennes

Période	1921-30	1931-40	1941-50	1951-60	1961-70	1971-80	1981-90	1991-98
Moyenne (mm)	1119	1144	1083	1285	1 181	949	965	1034

La répartition mensuelle est consignée dans le tableau ci-dessous et montre que la majorité des précipitations (# 80%) interviennent entre les mois de Juin et Septembre.

Pour ce qui concerne les mesures d'évaporation, on dispose des valeurs mensuelles de l'ETP Penmann à Bobo-Dioulasso pour la période 1961-1990.

Tableau 27: Répartition mensuelle des précipitations et de l'ETP à Bobo-Dioulasso

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	TOTAL
Pluie (mm)	0.8	3.5	20.3	46.6	106.8	130.2	212.4	299.4	191.5	66.5	12.2	1.7	1058
ETP (mm)	200	199	201	177	157	119	105	105	122	160	171	183	1682

L'évolution comparée de l'évapotranspiration potentielle et des précipitations mensuelles (figure 61) montre que l'infiltration ne peut intervenir que pendant les mois de Juillet-Août et dans une moindre mesure en Septembre.

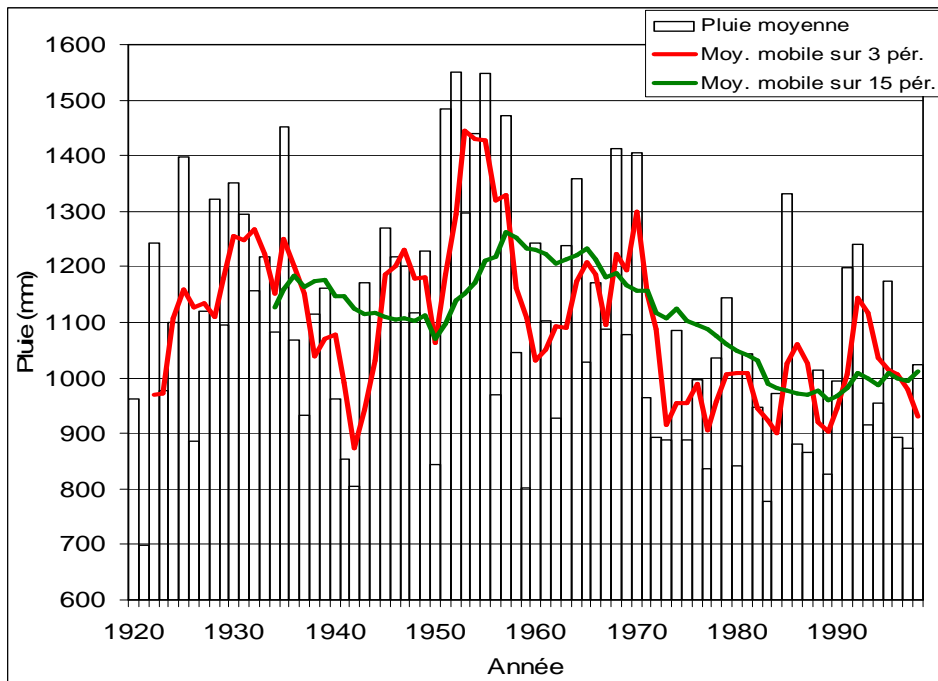


Figure 60 : Evolution des précipitations à Bobo-Dioulasso (1920-1998)

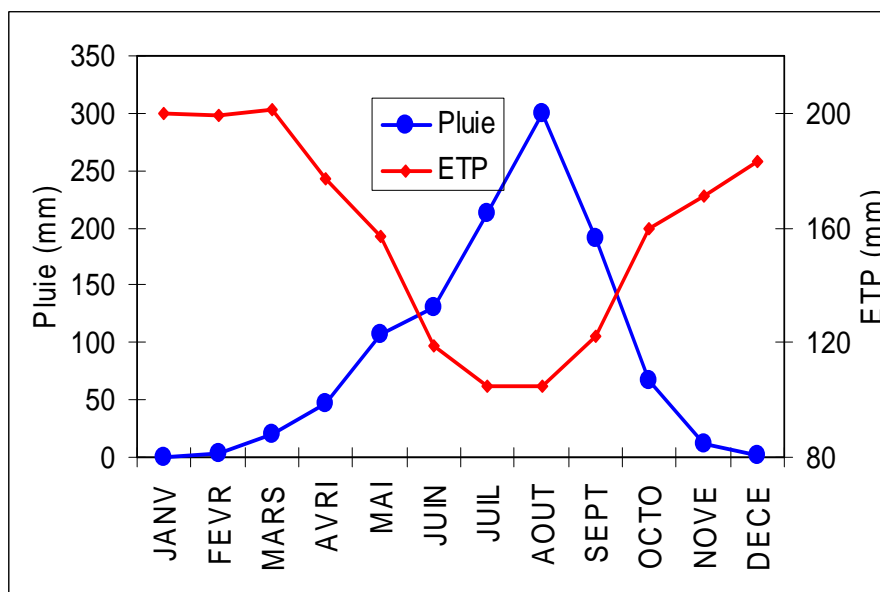


Figure 61: Evolution comparée de l'ETP et des Précipitations mensuelles

Pour ce qui concerne les mesures de débits, plus d'une dizaine de stations ont été créées, mais l'instabilité des seuils de jaugeage et la modification permanente des lits du cours d'eau n'ont pas permis d'avoir de longues séries régulières et complètes d'observations ; les stations où l'on dispose de chroniques de mesures sont :

- **la station du Kou à Nasso** avec une superficie de bassin versant de  $642 \text{ km}^2$  : de 1961 à 1970 et de 1974 à 1991, plusieurs courbes d'étalonnage ont été tracées mais vu l'extrême

instabilité, celles-ci ne sont pas représentatives. Le tableau ci-dessous donne un aperçu de la non-représentativité de ces courbes d'étalonnage :

Tableau 28: résultats de jaugeage à la station du Kou à Nasso (source : SOGREAH, 1994).

1979	H1 = 0,43 m Q1 = 3,5 m <sup>3</sup> /s	H2 = 0,52 m Q2 = 2,9 m <sup>3</sup> /s	H3 = 0,53 m Q3 = 2,5 m <sup>3</sup> /s
1980	H1 = 0,40 m Q1 = 3,3 m <sup>3</sup> /s	H2 = 0,43 m Q2 = 3,35 m <sup>3</sup> /s	
1981	H1 = 0,46 m Q1 = 2,9 m <sup>3</sup> /s	H2 = 0,49 m Q2 = 2,7 m <sup>3</sup> /s	
1982	H1 = 0,39 m Q1 = 2,8 m <sup>3</sup> /s	H2 = 0,41 m Q2 = 2,9 m <sup>3</sup> /s	H3 = 0,43 m Q3 = 2,5 m <sup>3</sup> /s
1983	H1 = H'1 = 0,37 m Q1 = 2,4 m <sup>3</sup> /s Q'1 = 2,6 m <sup>3</sup> /s H4 = 0,39 m Q4 = 2,5 m <sup>3</sup> /s H7 = 0,53 m Q7 = 2,35 m <sup>3</sup> /s	H2 = 0,38 m Q2 = 2,4 m <sup>3</sup> /s  H5 = 0,39 m Q5 = 2,6 m <sup>3</sup> /s	H3 = 0,33 m Q3 = 2,85 m <sup>3</sup> /s  H6 = 0,39 m Q6 = 3,0 m <sup>3</sup> /s

Ce tableau révèle une incohérence entre les débits et les niveaux mesurés aux échelles limnimétriques : l'analyse montre une inversion des valeurs de débits et cela sans relation avec les précipitations ponctuelles.

- **la station du Kou à Dindéresso** : La superficie du bassin versant est estimée à 647 km<sup>2</sup>. Plus d'une cinquantaine de jaugeages ont été effectués de 1984 à 1990 afin de tracer une courbe de tarage mais la courbe obtenue ne semble pas fiable surtout pour les basses eaux (voir figure 62).
- **la station du Kou à Badara** : La superficie du bassin versant est estimée à 946 km<sup>2</sup> ; elle est, semble-t-il, la station possédant une bonne courbe d'étalonnage (voir figure 63) ; celle-ci a été obtenue à partir de 38 jaugeages effectués d'août 1954 à janvier 1966. Actuellement son débit ne peut pas caractériser le régime du Kou car très perturbé par les prélèvements des riverains pour l'agriculture.

Comme on le constate, il n'existe pas de série récente des débits du Kou. Dans l'ensemble, les dernières séries régulières et complètes de débits journaliers datent des années quatre-vingt.

Un examen des chroniques de débits en relation avec celles des précipitations révèle ce qui suit (voir figure 64).

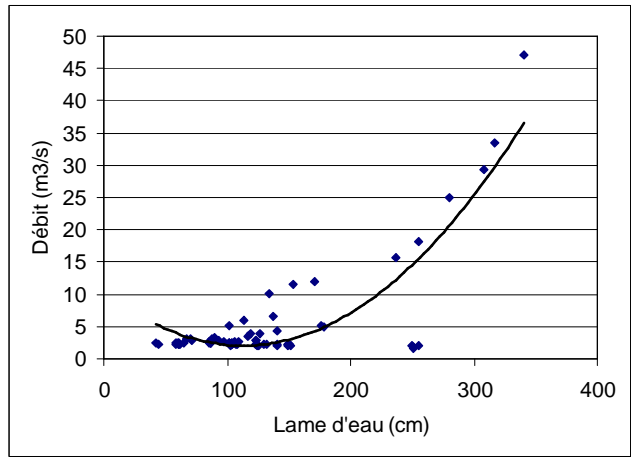


Figure 62: Courbe d'étalonnage du Kou à Dindéresso.

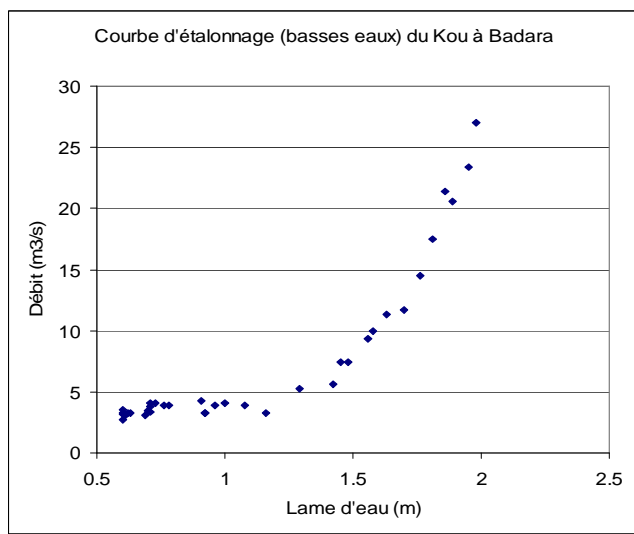


Figure 63: Courbe d'étalonnage du Kou à Badara.

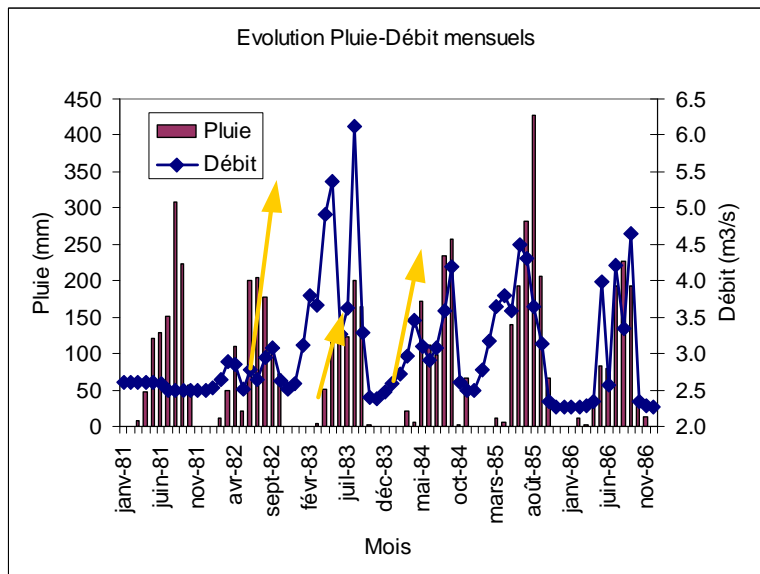


Figure 64: Evolution des précipitations et des débits mensuels

- En 1981, année très pluvieuse, l'annuaire hydrologique montre qu'aucune crue n'a été enregistrée alors que les précipitations sont tombées de mars à octobre totalisant près de 1043 mm de pluie.
- En 1982, pour des précipitations doubles, on observe des débits moindres que ce que l'on attendrait
- En 1983, 1984 et 1985, on observe une montée précoce de la crue alors qu'aucun événement pluvieux n'est intervenu durant les mois précédents.
- Seule l'année 1986 semble présenter des chroniques de précipitations et de débits cohérentes.

Toutes ces raisons militent en la restriction du modèle à la seule année 1986.

Néanmoins dans un premier temps, nous avons choisi de faire fonctionner le modèle par référence aux cinq années suivantes: 1982, 1983, 1984, 1985 et 1986. Pour toutes ces années, nous disposons des pluies journalières à la station de Bobo-Dioulasso. L'année 1982 servira uniquement à initialiser les réserves des différents réservoirs du modèle.

### **6.1.2.3. Mise en œuvre du modèle et résultats obtenus**

Le calage du modèle a consisté en un ajustement successif de sept paramètres afin de reproduire au mieux possible les débits observés. L'ajustement se fait par « essai et erreur », c'est-à-dire analyse des résultats précédents et modification des paramètres pour améliorer les résultats ; ceci est répété jusqu'à ce que les débits simulés soient comparables aux débits observés. La validité du calage est évaluée de visu à partir de la comparaison des éléments suivants :

- les débits journaliers observés et simulés,
- le synchronisme des débits observés et simulés,
- les crues observées et simulées,
- les débits de base observés et simulés,
- la fermeture du bilan à  $\pm 10\%$ .

Le critère de Nash est utilisé en plus de ces appréciations visuelles, pour apprécier la qualité du calage car il permet de comparer l'écart quadratique moyen des débits par rapport à la variance. Le modèle est d'autant meilleur que le Nash est proche de 1.

$$E = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs_i} - Q_{calc_i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs_i} - Q_m)^2}$$

Pour une série de N débits observés  $Q_{obsi}$  et de moyenne  $Q_m$ , ce critère mesure l'efficacité de la reconstitution des débits calculés  $Q_{calci}$ .

La mise en œuvre du modèle se fait en deux étapes tout en gardant à l'esprit les ordres de grandeur des valeurs de l'ETR obtenus par le bilan simplifié de Thornthwaite et le fait que le ruissellement n'est pas important :

- i) un premier ajustement est fait sur les paramètres des réservoirs de bilan et de transfert superficiel avec pour critère, l'équilibre du bilan. Ces paramètres d'ajustements sont notamment la réserve facilement utilisable (RFU), la capacité d'infiltration (CI) du sol et le seuil de ruissellement rapide.
- ii) Un deuxième ajustement est fait sur les paramètres des deux derniers réservoirs à savoir les coefficients de vidange C2 et C3, le seuil de mise en route des fissures de hautes eaux R3max et la superficie théorique du bassin versant hydrogéologique  $S_{th}$ . Le critère d'optimisation est bien sûr l'équilibre entre la lame d'eau sortant des sources et celui de l'infiltration déterminée dans le premier ajustement et le critère de Nash.

La superficie théorique a été prise en première approximation égale à celle du bassin versant hydrologique, soit de l'ordre de  $1500 \text{ km}^2$ .

Les plages de variation des paramètres, liées à leur sensibilité, sont consignées dans le tableau ci-dessous :

Tableau 29 : Plage de variation des paramètres du modèle hydrologique (\*paramètre très sensible)

Paramètre	Plage de variation
RFU (mm)	95 – 178
Imax (mm)	72 – 73.2*
C2	0.01 – 1.20
C3	0.00015*
R3max (mm)	2347 - 2365
C4	0
R4 (mm)	0
NASH pour 1996	1

La comparaison entre débits observés et débits calculés est présentée à la figure 65 ci-dessous.

On peut y observer que l'année 1986 est bien restituée, en tous cas pour ce qui concerne les débits de base. Les années 83-84-85 présentent une montée précoce du débit de base que le modèle

n'arrive pas à reproduire : cette montée se produit en Janvier-Fevrier-Mars, et semble parfois même précéder les premières précipitations ...

Quant au Seuil de déclenchement du Ruissellement rapide, nous avons retenu :

$R_r = 40 \text{ mm}$  ; le « ruissellement rapide » est alors évacué immédiatement, et sans transiter dans le réservoir « sol », avec pour expression :

Ruissellement rapide =  $(P-40)/10$  ; le restant de la Pluie P constituera la nouvelle entrée du système sol.

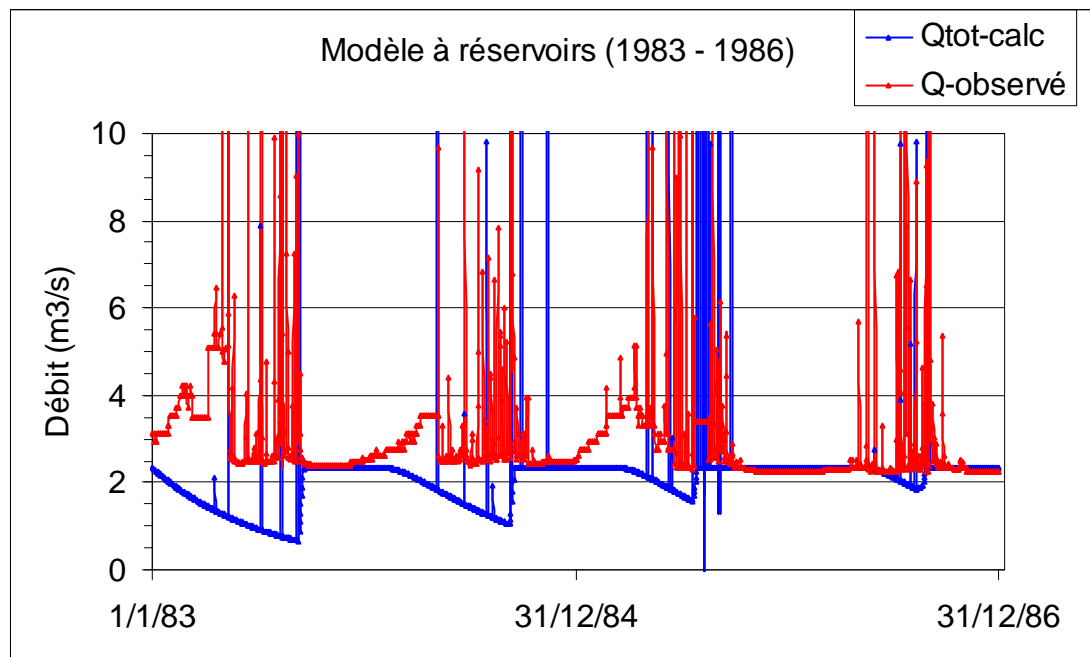


Figure 65: Résultat du calage sur quatre années successives

On doit noter que le Bassin Versant souterrain des sources pourrait être différent, et peut-être notablement supérieur, ainsi que le suggère le dessin des courbes isopiézométriques présenté au chapitre 2; le calage des paramètres du modèle a par conséquent tenu compte de la superficie du bassin versant souterrain qui peut être estimée à près de  $2000 \text{ km}^2$  à partir de la carte piézométrique. La précision de la superficie du Bassin Versant hydrogéologique des sources du Kou à Nasso pourrait être l'un des objets de la construction du modèle de simulation des écoulements souterrains.

La figure 66 donne un aperçu des évolutions respectives de l'infiltration profonde ( $I_2$ ), et du débit des sources ( $Q_s$ ), tous deux exprimés ici en mm/j.

Un fait remarquable est la constance du débit de la source. Malgré les fluctuations inter-annuelles de l'infiltration profonde, la réponse impulsionnelle reste stationnaire.

Cela traduit l'importance des réserves régulatrices dont le volume est insensible aux variations de réserve à l'échelle annuelle.

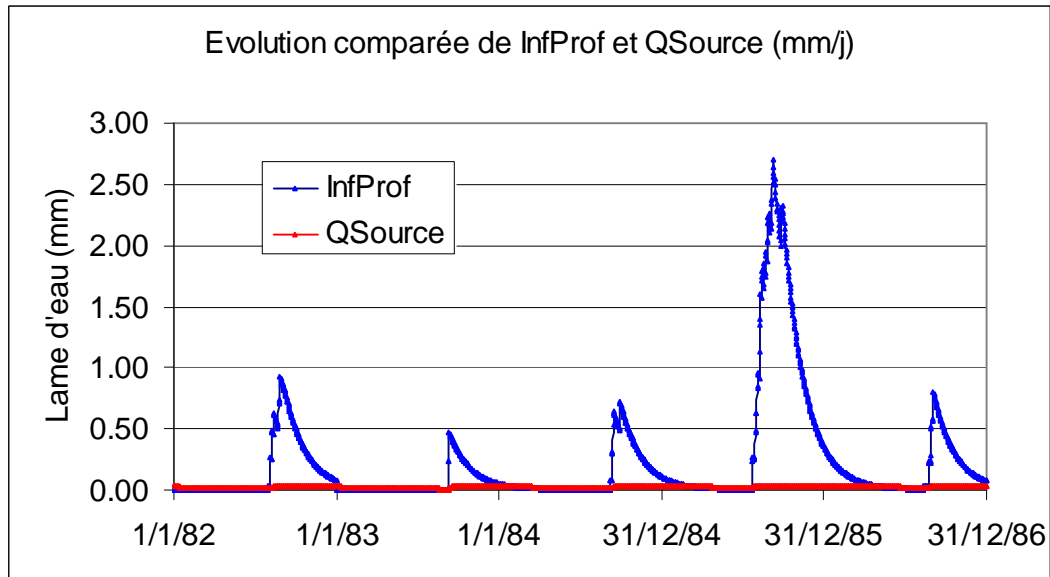


Figure 66: Evolution comparée de l'infiltration profonde et le débit des sources

Au vu des considérations ci-dessus évoquées (incohérence dans les chroniques de données), nous avons privilégié de travailler sur la seule année 1986 afin d'avoir une estimation mieux affinée de la recharge. Le résultat peut être visualisé sur la figure 67 ci-dessous.

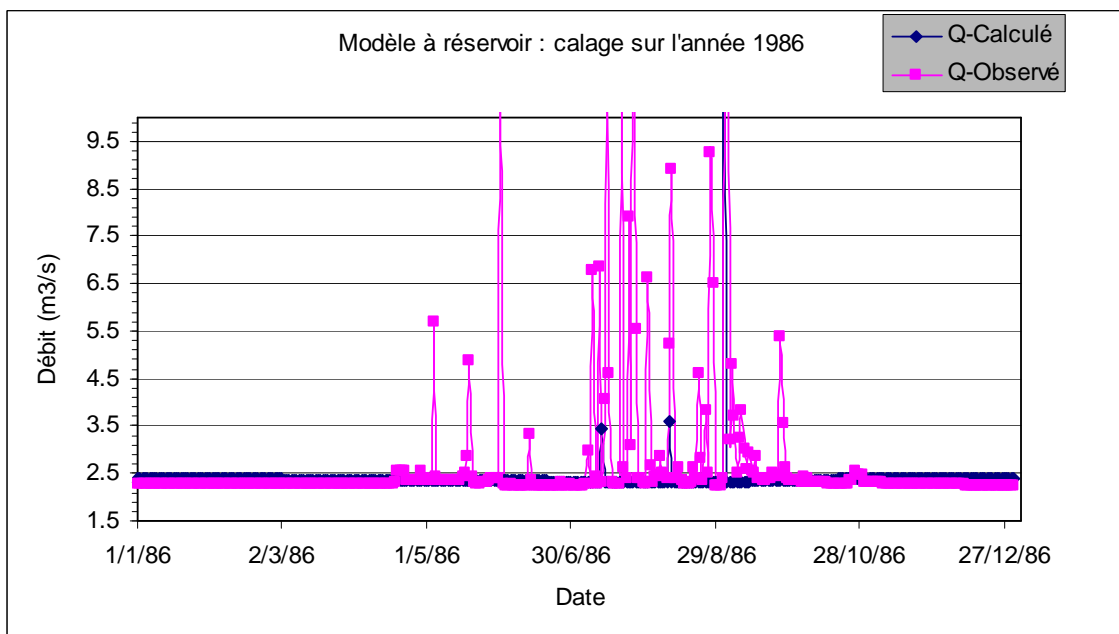


Figure 67: Résultat de calage pour 1986

Les valeurs des Paramètres du Modèle, que nous avons pu retenir par rapport au critère de Nash, sont les suivantes :



Tableau 30: Valeur finale des paramètres après calage

Paramètre	Valeur finale
RFU (mm)	178
CI (mm)	73.2
C2	0.02
C3	0.00015
R3max (mm)	2350
C4	0.0
R4 (mm)	0.0
NASH	1.00

Au terme de cette tentative de calage, le bilan pour 1986 peut s'établir comme suit :

- pour une précipitation de 880 mm,
- 747 mm (soit 85%) sont perdus par évaporation,
- 6 mm (1%) sont évacués par ruissellement de surface,
- tandis que 127 mm (14%) percolent et rechargent la nappe.

Ces résultats sont en parfait accord avec ceux trouvés antérieurement par le CIEH (CIEH-USAID, 1987) qui avançait une recharge variant entre 0 et 200 mm par an dans les terrains gréseux. Le bilan global peut être schématisé comme suit :

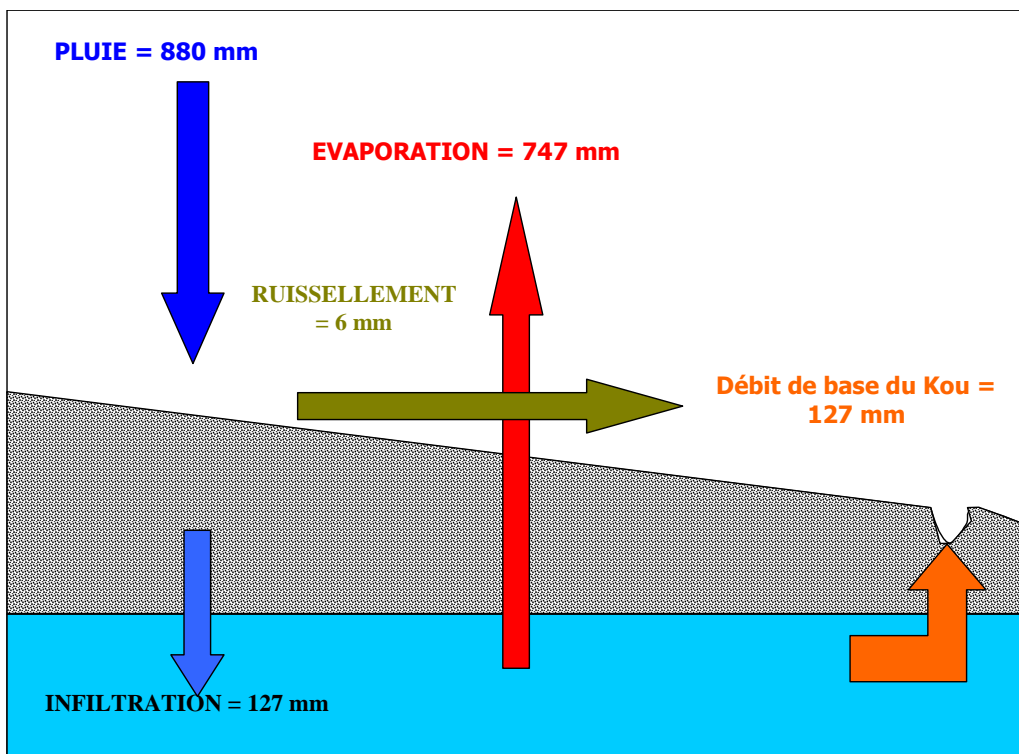


Figure 68: Bilan d'eau simplifiée du bassin du Kou (année 1986)

#### **6.1.2.4. Hypothèses sur la façon dont doit se réaliser l'alimentation des sources**

De ce qui précède, plusieurs observations sont à prendre en compte bien qu'elles expriment souvent des dires contradictoires.

La première ressort de la comparaison entre le module pluviométrique et l'évaporation calculée par les formules de Thornthwaite. La comparaison montre un déficit hydrique important qui devrait se traduire par un déficit à l'écoulement, qui ne correspond pas à la réalité puisqu'il y a de l'eau dans les rivières et des sources importantes. Ce qui amène à admettre une infiltration importante.

La seconde concerne le « bilan hydrique », calculé de différentes façons (Tableau 23). Il montre que pour une infiltration de l'ordre de 240 mm le bassin versant du Kou situé en amont des sources suffit à assurer le débit des sources, l'excédent ne couvre cependant pas et il s'en faut les besoins de l'évaporation et du régime des cours d'eau, ce qui devrait se traduire par un caractère désertique de la région ?

En fait pour essayer de comprendre ce qui se passe réellement il faut envisager plusieurs hypothèses:

- La première : admettre que les terrains sédimentaires ont une bonne perméabilité de fissures qui permet la constitution d'une importante réserve d'eau pendant la saison des pluies en dessous du niveau de drainage superficiel. L'eau est restituée progressivement le reste de l'année et assure le régime des sources et des cours d'eau.
- La seconde : penser qu'une seule formation géologique offre une structure favorable à l'accumulation des eaux souterraines qu'elle reçoit d'un impluvium imperméable.
- La troisième : considérer que le ruissellement est dominant et que seule une petite partie de la lame pluviométrique participe au renouvellement des réserves en rejoignant des eaux anciennes héritées d'une période climatologique antérieure plus humide ; on évoluerait alors vers une diminution des réserves disponibles.

La première de ces hypothèses nous semble la plus plausible et rend nécessaire une protection efficace des zones d'alimentation, la seconde n'existe pas ou ne la connaissons pas, la troisième à mettre en relation avec les mesures isotopiques.

#### **6.1.3. Etude de la Recharge par cubature des variations piézométriques**

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

A un épisode d'alimentation donné correspond une remontée de la surface de la nappe libre réceptrice. Si l'on dispose de mesures ponctuelles de cette remontée en nombre suffisant, on peut

cartographier la distribution spatiale de ces valeurs pour déterminer la variation de réserve connaissant la porosité efficace.

Mais ces remontées « apparentes » prises comme telles, sous-estimeraient les apports à la nappe car l'évolution piézométrique correspond à la superposition de deux écoulements (cruée + décrue). Une correction est apportée par la prise en compte de la décrue naturelle (tarissement de la nappe) après le début de la remontée, qui aurait eu lieu en l'absence de toute alimentation.

Cette approche a été testée avec succès par M. Besbes et al. (BESBES, *et al.*, 1978). On part du fait qu'on peut établir une relation linéaire entre recharge et variation piézométrique. Cette relation s'écrit comme l'intégrale de convolution suivante :

$$S_i(t) = \int_0^t r(\tau)\theta_i(t - \tau)d\tau$$

avec  $s_i(t)$  le rabattement observé au piézomètre  $i$  au temps  $t$ ,

$r(t)$  la recharge au temps  $t$ ,

$\theta_i(t)$  est la réponse du système suite à une impulsion.

Ici  $s_i(t) = h_i(t) - d_i(t)$  représente la différence entre le niveau mesuré à l'instant  $t$   $h_i(t)$  et le niveau de référence s'il n'y avait pas eu de recharge (voir figure 69).

$d_i(t)$  correspond à la vidange naturelle de la nappe suivant une loi de type exponentielle.

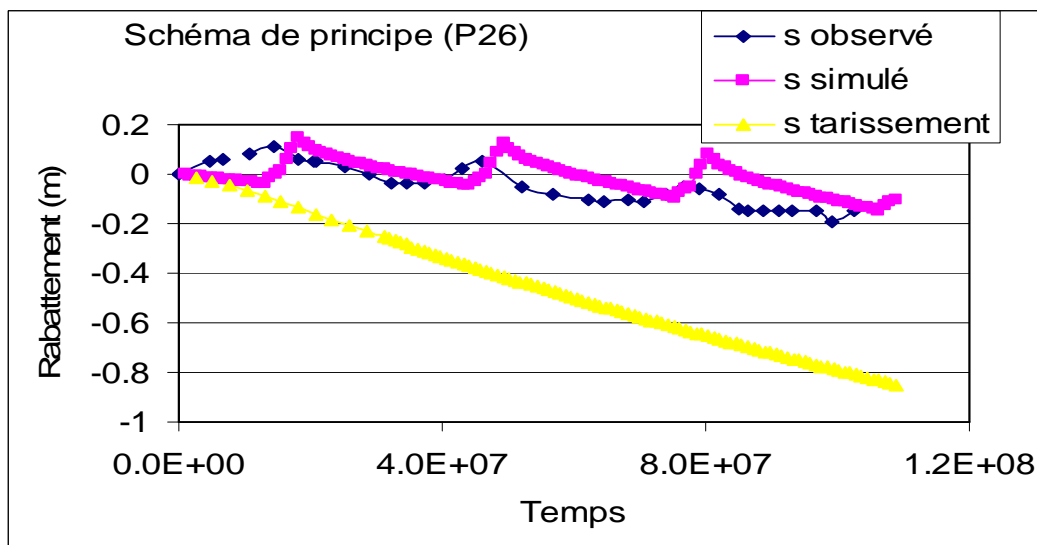


Figure 69: Schéma de principe de la recharge

### 6.1.3.1. Séries piézométriques de référence :

Pour appliquer la méthode, il faut avoir un réseau dont le suivi est régulier dans un intervalle de temps suffisamment long (au moins une saison hydrologique : d'avril à mai de l'année suivante).

Partant de cette considération, notre choix a porté sur 43 piézomètres pour la campagne hydrologique 1997-1998 et répartis sur une zone de près de 1200 km<sup>2</sup> dans le bassin versant du Kou.

Pour chaque piézomètre, on détermine une loi de vidange du type  $d_i(t) = h_{i0} * e^{-\alpha t}$  et à chaque pas de temps, on calcule  $s_i(t)$ .

La représentation spatiale des rabattements pour un mois donné, fournit l'étendue du « plan d'eau de recharge ». Par différence de ces plans entre deux dates consécutives, on obtient la volume de la recharge, ce volume étant bien entendu affecté de la porosité du matériau. Le cumul sur l'ensemble des périodes retenues fournit une estimation de la recharge pour la campagne hydrologique.

Avec la mise en œuvre du modèle pluie-débits, nous avons vu que la recharge constituait un phénomène cyclique et assez régulier d'une année à l'autre. Il devient alors possible, en choisissant un secteur où la densité du réseau peut autoriser une certaine précision, d'évaluer les quantités parvenues à la nappe sous l'effet d'un épisode d'infiltration saisonnier donné par cubature des volumes d'aquifère saturés par un tel épisode : il suffit de cartographier, à intervalles réguliers, les remontées piézométriques « nettes » dues précisément à cet épisode. La valeur maximale du volume saturé enregistré, auquel aura été appliquée une valeur adéquate de porosité efficace, représentera la quantité totale parvenue à la nappe au cours de la saison considérée.

Pour la détermination des Remontées « nettes », la difficulté réside dans le tracé de la courbe de tarissement « non influencé » au point considéré. Le meilleur moyen pour ce faire consiste à déterminer cette courbe en tous points à l'aide d'un modèle de simulation de la nappe préalablement calé en régime transitoire. Anticipant un peu sur ce qui sera présenté plus loin, c'est précisément la méthode que nous avons utilisée.

### **6.1.3.2. Evolution des variations de réserves sur un cycle hydrologique**

Nous avons choisi une série de 13 mois allant d'Avril 1997 à Avril 1998. Les remontées piézométriques brutes, comptées par rapport à Avril 1997, ont été interpolées pour le calcul d'une surface délimitée par un polygone où se trouve inscrit un réseau d'une très grande densité. Les remontées brutes sont ensuite transformées en remontées nettes par application de la courbe de tarissement calculée sur le modèle de simulation. L'évolution du volume résultant parvenu à la nappe, mois par mois, est présentée sur la figure 70.

On obtient ainsi pour la campagne 1997-1998, un volume cumulé de l'ordre de 194 millions de m<sup>3</sup>. Rapporté à la superficie de la zone d'emprise (# 1200 km<sup>2</sup>), on obtient une recharge de l'ordre de 16 mm/an en considérant une porosité de l'ordre de 1%. Mais comme on le verra plus loin, cette porosité est très variable et peut atteindre 8%. Donc la valeur de 16 mm serait une sous-estimation.

La recharge est maximale au cœur de la saison pluvieuse, et même pour l'essentiel, elle intervient pour près de 60% entre août et octobre.

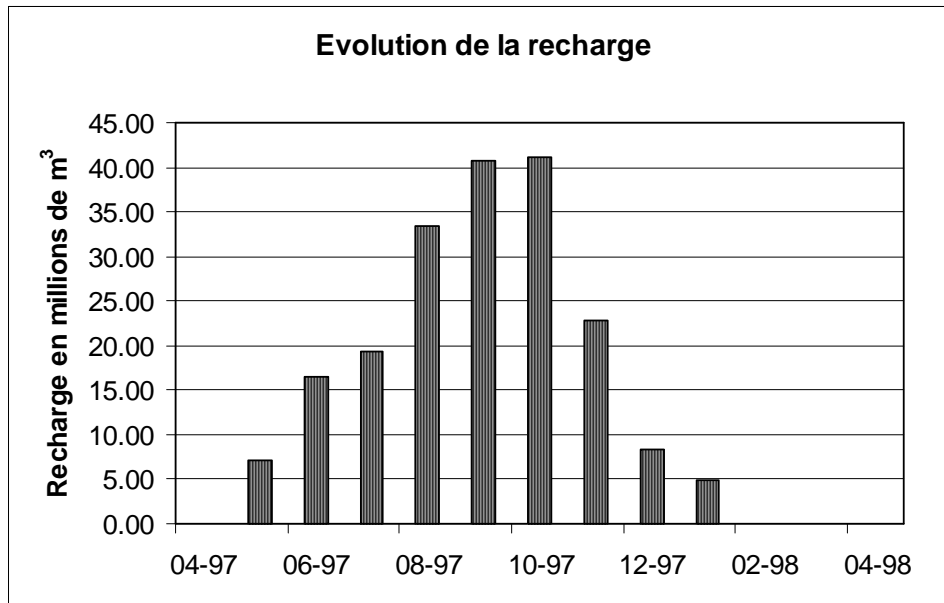


Figure 70: Evolution de la recharge au cours de la campagne hydrologique 1997-1998

## 6.2. Modélisation hydrodynamique des écoulements souterrains

### 6.2.1. Principe de la modélisation

Les modèles de nappe sont aujourd'hui des outils courants de gestion et de planification des ressources en eau, d'autant plus efficaces que les données disponibles sur la géométrie du réservoir, les conditions aux limites et les paramètres structuraux du système aquifère sont nombreux (ZAMMOURI et BESBES, 1994). Leur avantage consiste à intégrer toutes les données disponibles, d'approximer de façon logique et fiable les données manquantes et de fournir une réponse globale montrant les tendances de la nappe en régime transitoire (DASSARGUES et MONJOIE, 1991); (DASSARGUES, 1995).

Les modèles de nappes assimilent le milieu finement divisé à un milieu continu à l'intérieur duquel les propriétés qui le caractérisent peuvent être représentées par des fonctions continues. Ils sont basés sur des lois d'écoulement en milieu poreux utilisant comme paramètres la perméabilité, le coefficient d'emmagasinement et des coefficients d'infiltration.

Les relations phénoménologiques définissant cet écoulement peuvent être décrites par quatre équations (MARSILY, 1994):

- équation de continuité :  $div(\rho U) + \frac{\partial}{\partial t}(\rho \omega) + \rho q = 0$

- la loi de Darcy :  $U = -\frac{k}{\mu} [grad p + \rho g \cdot grad z]$

- l'équation d'état isotherme du fluide :  $\rho = \rho_0 e^{\beta(p-p_0)}$
- l'équation de compaction de la matrice poreuse :  $W = W_0 e^{\frac{\alpha}{\omega}(p-p_0)}$

avec :

$\rho$ : masse volumique de l'eau

U : vitesse de filtration de l'eau

$\omega$  : porosité totale

q : débit prélevé ou apporté

k : tenseur de perméabilité intrinsèque

$\mu$  : viscosité dynamique

p : pression de l'eau

g : accélération de la pesanteur

z : axe vertical orienté vers le haut

gradz : vecteur de composantes (0,0,1)

h : charge piézométrique

$p_0$  : pression à l'origine de l'axe z

$\beta$  : coefficient de compressibilité de l'eau

$\alpha$  : coefficient de compressibilité de la matrice poreuse

En admettant qu'il n'existe pratiquement pas de différences de charge verticale observées entre les différents niveaux aquifères, l'écoulement souterrain peut être étudié en considérant l'ensemble de la série gréseuse comme un aquifère unique possédant une transmissivité globale.

L'épaisseur de l'aquifère est faible comparée à son extension horizontale. Cela sous-entend que la composante verticale de l'écoulement peut être négligée au profit des composantes horizontales.

Dans ces conditions, il est possible de simuler le comportement de l'ensemble des aquifères à l'aide d'un modèle mathématique basé sur l'étude des gradients piézométriques horizontaux de H(x,y,t).

La fonction niveau piézométrique h(x,y,t) est alors bidimensionnelle en (x,y) et est solution de l'équation de diffusivité qui est exprimée comme suit :

$$\nabla^2 h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{Q}{T}$$

avec T la transmissivité et S le coefficient d'emménagement en nappe captive et remplacé par la porosité  $\omega_d$  en nappe libre.

La méthode numérique utilisée pour la résolution de cette équation est basée sur la méthode des différences finies qui convient très bien à la résolution de problèmes régionaux d'écoulement des

nappes. Nous n'exposerons pas ici les méthodes de résolution que le lecteur peut retrouver amplement dans G. de Marsily ((MARSILY, 1994)).

Le domaine d'étude est discrétisé en mailles rectangulaires dont la taille est déterminée par la précision que l'on souhaite mais aussi par la densité des données hydrodynamiques disponibles.

### **6.2.2. Le Programme de modélisation**

Quel code utilisé ? Nous avons à notre disposition trois codes :

- NEWSAM : C'est un programme de simulation des transferts de pression et de masse dans les systèmes aquifères multicouches développé par l'Ecole des Mines de Paris qui offre la possibilité d'utiliser des mailles de taille variable.
- Visual MODFLOW est un programme sous Window pour l'étude et la modélisation des écoulements et du transport de contaminant réactif en milieu souterrain. Il permet de :
  - modéliser graphiquement le maillage, les propriétés et les conditions aux limites
  - visualiser les paramètres d'entrée du modèle en 2 ou 3 dimensions
  - simuler les écoulements et le transport de contaminant en milieu souterrain
  - visualiser et interpréter les résultats de la simulation en 3D.
- Processing-Modflow : développé par Wen-Hsing Chiang et Wolfgang Kinzelbach (Wen-Hsing et Kinzelbach, 1991). Ce logiciel est une version de « MODFLOW » et possède une interface graphique plus élaborée car permettant de créer et de simuler des modèles plus grands (80 couches et 250.000 mailles contre 60 respectivement 62.500 pour Visual Modflow). De plus il offre l'avantage de travailler directement avec des champs de transmissivités, possibilité que n'offre pas Visual-Modflow.

Tenant compte des limites dans la connaissance de notre système aquifère et de la convivialité des interfaces, notre choix a porté sur Processing-Modflow.

### **6.2.3. Mise en œuvre du modèle**

Partant des considérations évoquées en début de chapitre, nous avons adopté de travailler en deux étapes : un premier modèle est réalisé à grande échelle sur l'ensemble du bassin afin de définir les conditions limites d'un deuxième sous-modèle restreint à la partie Burkinabé où nous pensons avoir une maîtrise des données.

#### **6.2.3.1. Découpage en mailles**

La zone à grande échelle à modéliser, couvre un territoire d'environ 180.000 km<sup>2</sup> de forme presque rectangulaire et orientée SW-NE, réparti à raison de 1/3 au Burkina, et 2/3 au Mali.

En tenant compte de la densité des forages où l'on dispose d'informations pertinentes (transmissivité, coefficient d'emmagasinement) et de la précision attendue sur les résultats de calculs, un maillage carré de 5 km de côté a été adopté. Le domaine est ainsi constitué de près de 1620 mailles actives (figure 71).

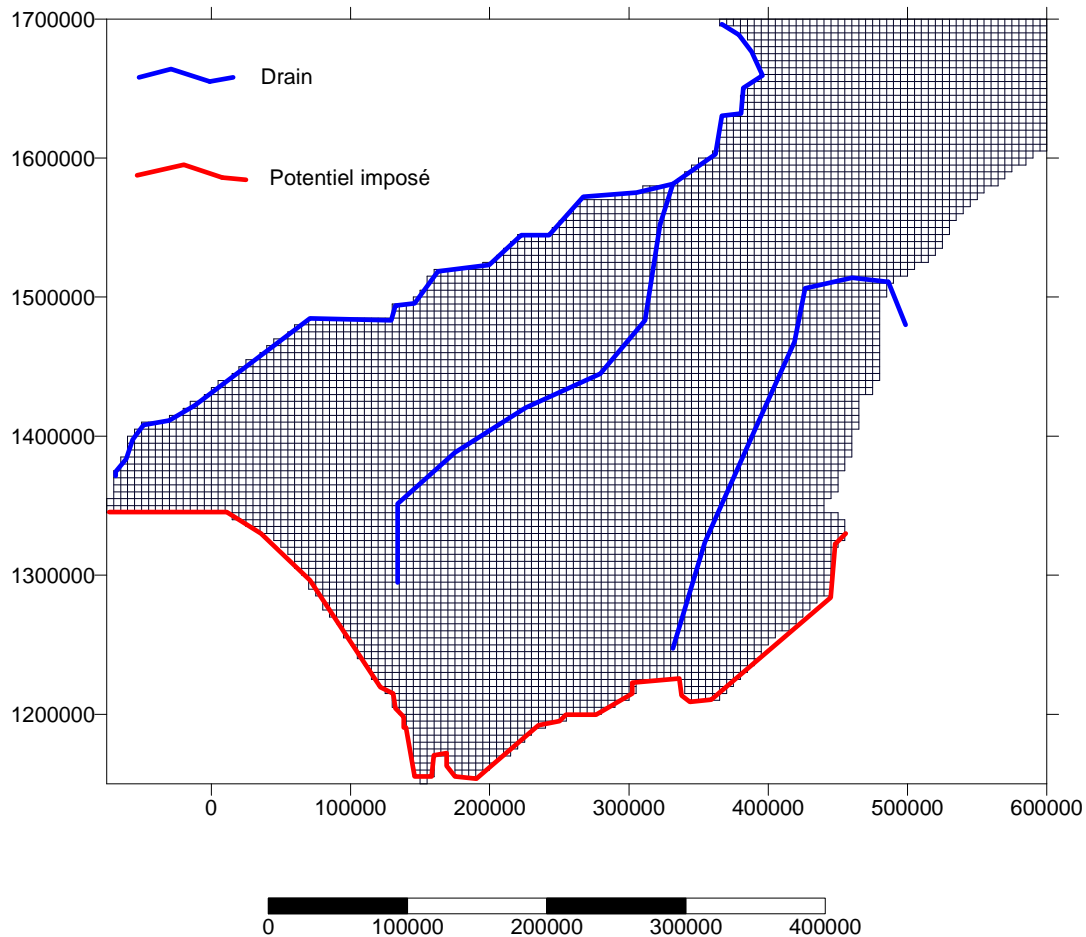


Figure 71: Maillage du modèle à grande échelle (coordonnées en UTM)

Pour le sous modèle, la dimension des mailles a été ramenée à 2 km.

### 6.2.3.2. Conditions aux limites

D'une manière générale, il est avantageux que les limites du domaine d'étude coïncident avec des limites physiques où la description des flux puisse être effectuée de manière conceptuelle à partir des observations de terrain (LEDOUX, 1986).

La délimitation de notre zone par le socle cristallin du sud-ouest à l'est et par le fleuve Niger au nord-ouest n'est donc pas un fait du hasard !

Les conditions aux limites ont été choisies de manière à exprimer le plus fidèlement possible les écoulements des zones de recharge vers les exutoires naturels.

Le tracé de la carte piézométrique régionale permet de mettre en évidence et d'attribuer des conditions limites de nature hydraulique au système aquifère (figure 71) :



- Au Nord-Est, les falaises de Bandiagara constituent très manifestement une limite de partage des eaux aussi bien superficielles que souterraines. Cela est très bien dessiné par l'isopièze 350 qui peut être considérée comme une limite à potentiel imposé ou une zone de recharge préférentielle.
- Au Sud-Est, la falaise de Banfora qui constitue le contact du sédimentaire avec le cristallin, est considérée comme une limite à potentiel imposé. En effet le long de la falaise existent des sources qui coulent en direction du socle cristallin. La piézométrie met évidence l'existence d'une charge imposée autour de 350 mètres.
- Au Sud-Ouest, la piézométrie met en évidence l'existence d'une limite à potentiel imposé autour de la charge 320 mètres.
- La source de la Guinguette et plus généralement le Kou et tous ses griffons, rassemblés par le Kou à Nasso constituent le plus important des exutoires. Plus à l'aval, l'axe de drainage général de la nappe est constitué par le cours de la Volta Noire.
- Le fleuve Niger ainsi que son affluent Bani constituent des drains.
- Pour ce qui concerne la recharge, elle semble être localisée dans les zones d'affleurement et sur certaines zones préférentielles le long de la falaise de Bandiagara.
- La zone du delta du Niger a été considérée comme un potentiel imposé à la côte estimée du terrain naturel car la nappe affleure à cet endroit.

### **6.2.3.3. Le réglage du modèle**

Les données de terrain sont connues avec des degrés de précision très variables, parfois bons (débit des rivières par exemple), parfois avec une précision incertaine (topographie, piézométrie, coefficient d'emmagasinement, caractéristiques hydrodynamiques). Le réglage consiste à déterminer des valeurs des paramètres qui soient cohérentes entre elles tout en restant dans les limites d'incertitudes attachées à chacune d'entre elles (SOGREAH, 1994).

Il est extrêmement difficile d'ajuster tous les paramètres en même temps par simulation de l'aquifère pendant la période de réglage. Il est plus facile de dissocier les ajustements de la transmissivité et de la recharge (modèle en régime permanent), des ajustements des coefficients d'emmagasinement (régime transitoire).

Le réglage est donc réalisé en deux étapes :

- Régime permanent : durant cette première étape, le but est de régler le modèle de façon à simuler un état d'équilibre correspondant à une piézométrie moyenne.
- Régime transitoire : durant cette étape, on cherche à reproduire l'évolution réelle de la nappe dans l'ensemble de la zone d'étude sur une période déterminée.

#### **6.2.3.4. Etat de référence en régime permanent**

Les données nécessaires au calage sont notamment :

- Les transmissivités qui ne sont connues qu'en quelques points géo-référencés du bassin. Nous disposons de quelques ordres de grandeur des valeurs de transmissivités. Dans la partie Burkinabé, les valeurs de transmissivités obtenues par pompage d'essai varient entre  $10^{-6}$  et  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s dont près de 70% sont inférieurs à  $10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s. Pour la partie malienne, la recherche bibliographique fournit des ordres de grandeurs également par formation aquifère (SOGREAH, 1988) : les valeurs de transmissivités sont assez variées et s'échelonnent entre  $10^{-2}$  et  $10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s ; cela donne des ordres de grandeurs pour les transmissivités qui du reste seront ajustées au cours du calage.
- Situation piézométrique de référence : on part de l'hypothèse que la piézométrie établie sur une longue période est invariable (SOGREAH, 1994) pour considérer la piézométrie régionale précédemment tracée au chapitre 2 comme celle de référence.
- Les débits d'échange et d'alimentation : ce sont notamment la recharge (déterminée précédemment par le modèle hydrologique) et le débit de base observé à certaines stations de jaugeages où l'on dispose de chroniques « fiables ».

#### **6.2.4. Le calage en permanent**

Le calage a consisté à un ajustement successif des transmissivités et la recharge par les précipitations pour reproduire au mieux la piézométrie observée ainsi que le débit de base aux stations de contrôle.

Pour ce dernier, il est nécessaire d'étudier au préalable les étiages des principaux cours d'eau.

Dans le modèle, nous n'avons pas tenu compte des prélèvements par forages. Ceux-ci ont été négligés car ils représenteraient moins de 1‰ des réserves exploitables (GOMBERT, 1998). En effet, selon cette estimation, le potentiel des réserves exploitables en eau atteindraient 200 milliards de m<sup>3</sup> tandis que les prélèvements actuels par le biais des sources et des forages ne représentent que 0,2 milliards de m<sup>3</sup>. A petite échelle, cette hypothèse n'est pas vérifiée et l'on devra tenir compte des prélèvements par pompage.

##### **6.2.4.1. Etude des débits d'étiage**

Pour cette étude, nous disposons des chroniques plus ou moins longues de débits mensuels du Niger à Koulikoro, du Bani à trois stations (Douna, Bénény-Kégnny et Sofara) et du Mouhoun à cinq stations (Guéna, Banzon, Samendéni, Kouri et Boromo). Ces données proviennent de l'étude portant sur « les ressources en eau douce mondiales » du Programme Hydrologique International disponible en CD-ROM (SHIKLOMANOV).

La carte 72 donne une localisation de ces stations et le tableau 31 en donne les caractéristiques. Ce choix de plusieurs stations le long des cours d'eau s'est fait dans l'optique d'une appréciation des relations nappe/rivière qui expliquent la pérennité de leurs débits en toute saison.

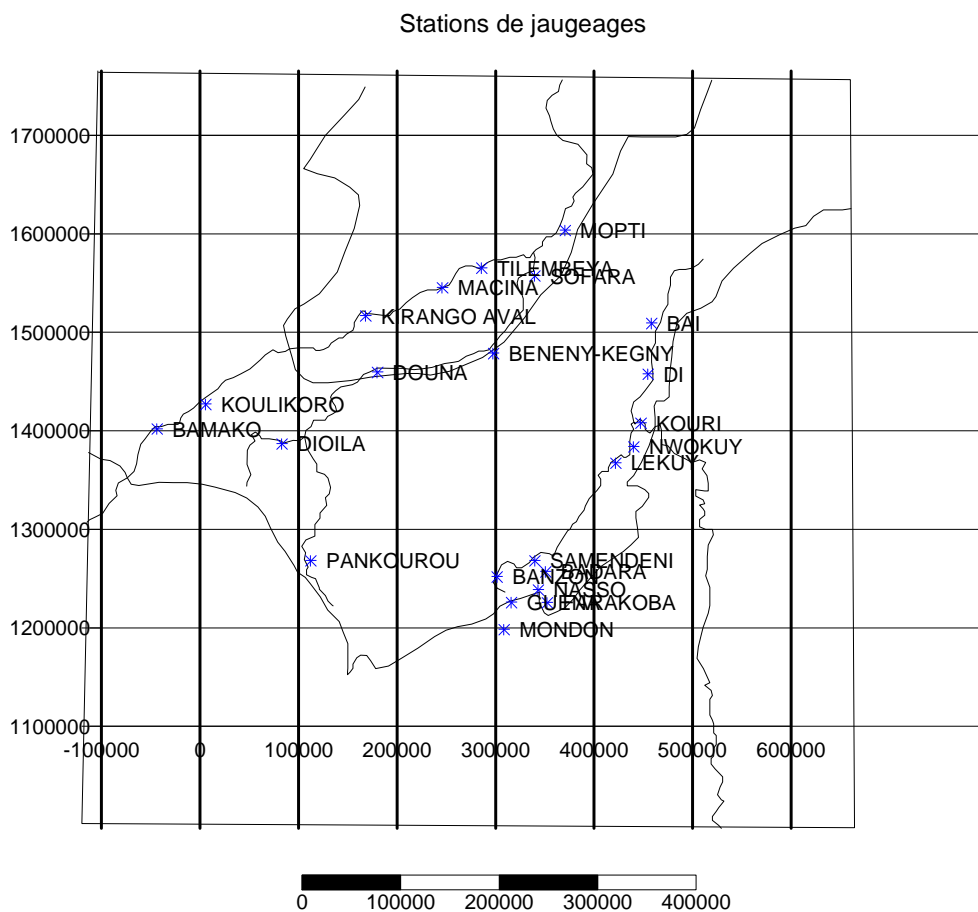


Figure 72: Carte de localisation des stations de mesures hydrométriques

Nous nous intéressons à la composante « souterraine » des écoulements des rivières c'est à dire les débits de base résultant de leur alimentation par les seules eaux souterraines. Pour cela nous procédons à une décomposition des hydrogrammes observés.

Les étiages sont connus avec une précision relative car il est plus difficile de mesurer avec précision un débit de basses eaux qu'un débit moyen ou de crue, en raison des vitesses généralement faibles ne permettant pas une bonne utilisation des moulinets (DUBREUIL, 1961).

Les courbes types des hydrogrammes dont un exemple est présenté ci-après (figure 73), peut être décomposée en trois parties distinctes :

- la courbe de concentration correspond à la montée de la crue résultant des précipitations : pour la plupart des stations étudiées, cette période va de mai à octobre ;
- après l'atteinte de la pointe, la courbe décroît presque de manière symétrique par rapport à la phase de montée de la crue. La pente de cette courbe diminue rapidement au fur et à mesure que cesse le ruissellement de surface ;

- le dernier tronçon se distinguant du précédent par la douceur de sa pente, correspond à la période d'été.

Tableau 31 : Caractéristiques des stations de mesures hydrométriques

Station	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Superficie du Bassin versant (km <sup>2</sup> )	Période de suivi
Mouhoun à Guéna	4°41	11°05	388	743	1977-1982
Mouhoun à Banzon	4°49	11°19	323	2735	1959-1999
Mouhoun à Samendéni	4°28	11°28	296	4363	1955-2001
Mouhoun à Kouri	3°29	12°43	248	20.000	1956-1966
Mouhoun à Boromo	2°55	11°47	240	58.000	1955-1998
Bani à Douna	5°57	13°11	271	101.600	1924-1980
Bani à Bénény-Kégné	4°52	13°22	266	116.000	1951-1957
Bani à Sofara	4°05	14°05	263	129.400	1952-1967
Niger à Koulikoro	7°33	12°52	290	120.000	1907-1987

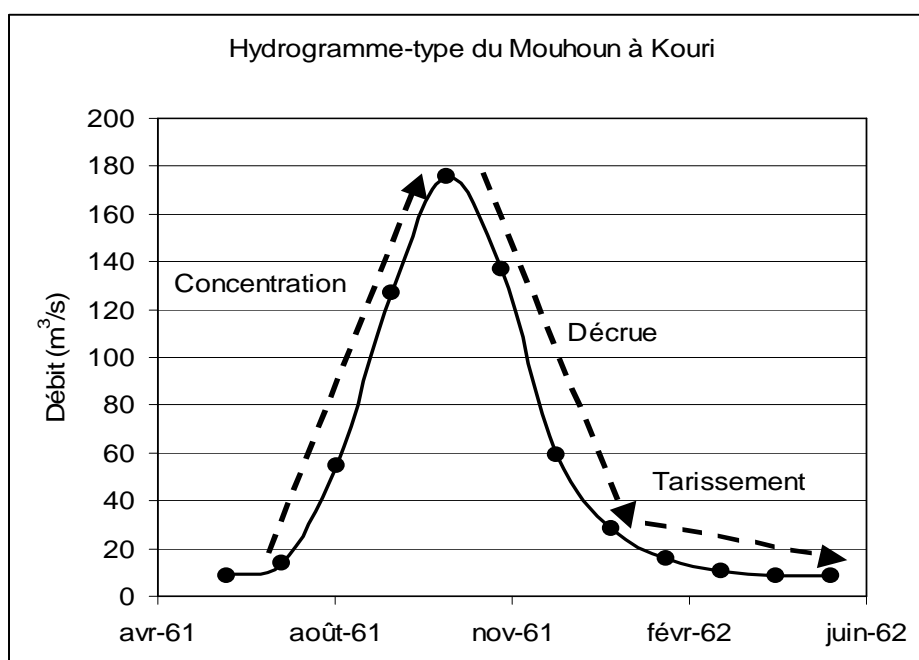


Figure 73: Exemple d'hydrogramme type

Le tarissement que nous cherchons à approcher correspond à la phase du régime intervenant après que les eaux de ruissellement aient cessé de s'écouler, phase pendant laquelle le débit du cours d'eau décroît régulièrement jusqu'à atteindre sa valeur minimale à l'été. Cette décroissance

régulière résulte de la vidange des réserves souterraines superficielles et profondes, qui s'effectue suivant la loi de Maillet, une loi exponentielle inverse du temps :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

ou sous forme logarithmique :  $\ln Q_t = \ln Q_0 - \alpha t$

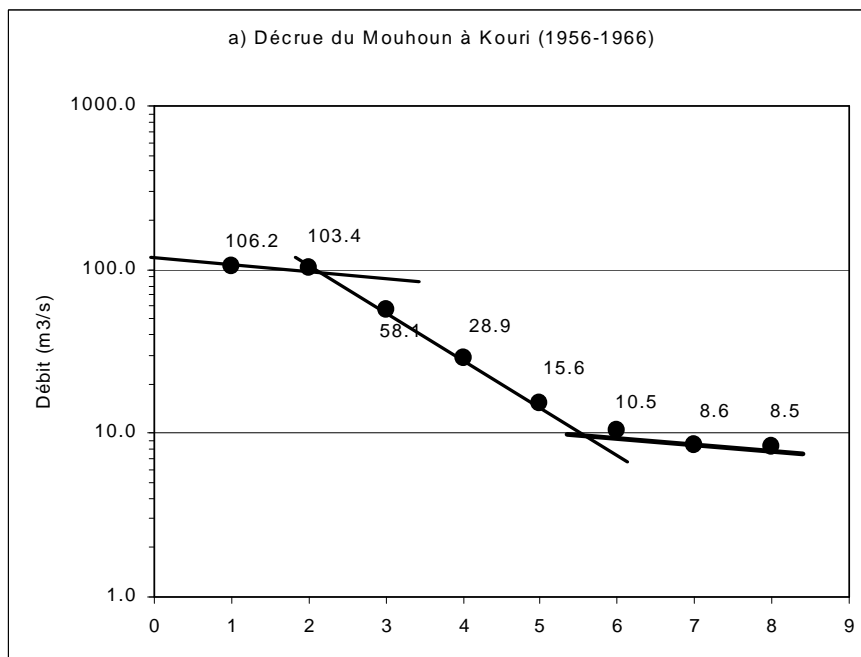
$Q_0$  étant le débit pour une origine des temps arbitraire et  $Q_t$  le débit au temps  $t$  exprimé en jour et  $\alpha$  une constante appelée coefficient de décrue.

L'intégrale de la courbe de décrue (calculée entre  $t_0$  et l'infini) donne une estimation par défaut, de la capacité de rétention du bassin versant hydrogéologique (Réméniéras, 1986).

$$W = \int_0^{\infty} Q_t dt = Q_0 e^{-\alpha t} = \frac{Q_0}{\alpha}$$

Théoriquement en représentation semi-logarithmique,  $\log Q$  vs  $t$ , l'hydrogramme dans sa partie décrue, tend à se structurer en portions de droite plus ou moins rectilignes dont la décomposition permet d'estimer le débit d'étiage. Cette décomposition ne peut être qu'approximative et comporte une certaine part d'arbitraire qu'il ne faut pas sous-estimer surtout si l'on tient compte du pas de temps très grand (un mois).

Pour l'ensemble des stations et pour toutes les décrues observées, nous avons donc tracé de tels diagrammes. La figure 74 fournit la décomposition des hydrogrammes des cours d'eau aux stations servant à caler notre modèle : il s'agit du Mouhoun à Kouri, du Bani à Sofara et du Niger à Koulikoro.



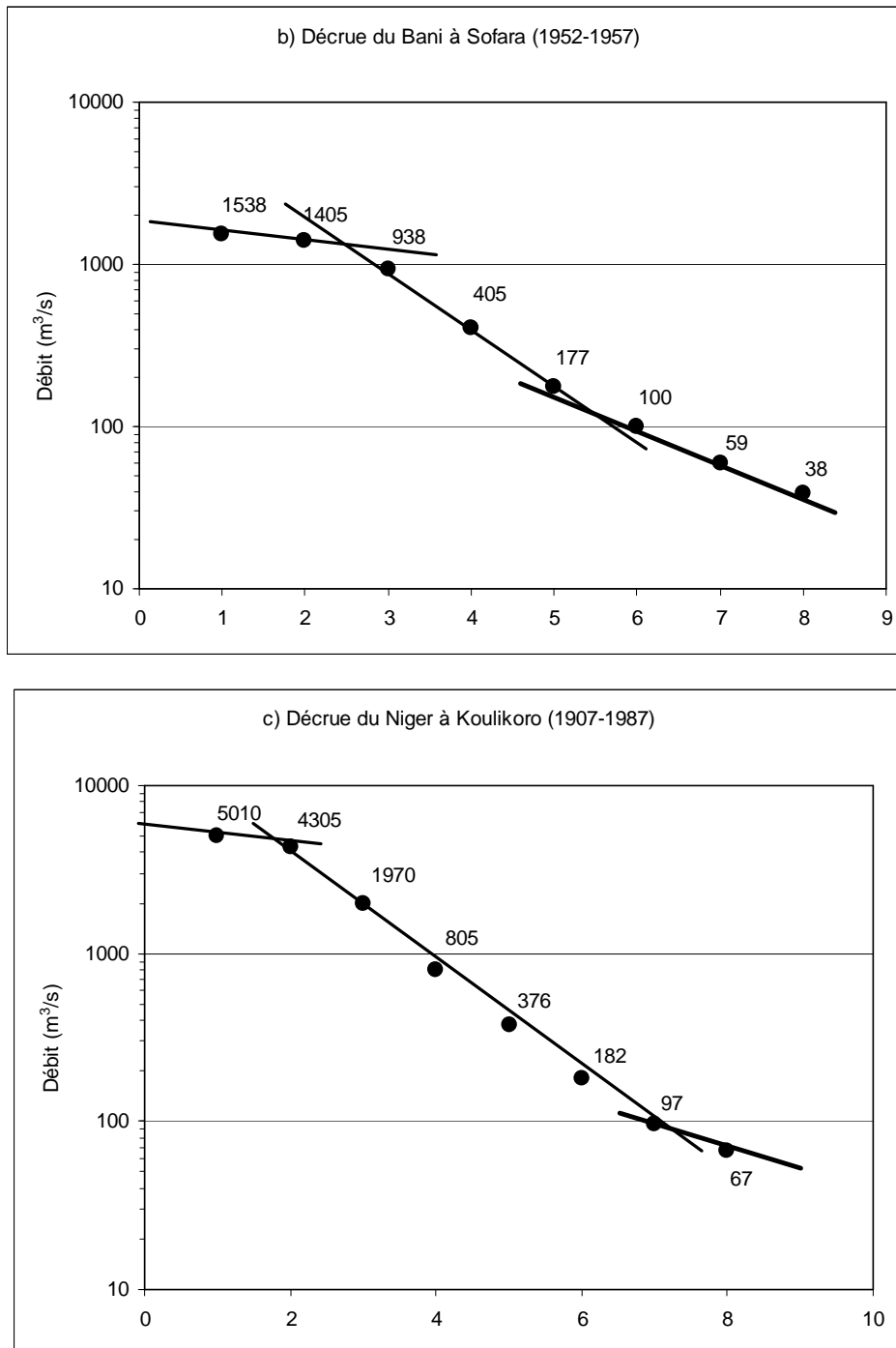


Figure 74: Décomposition des hydrogrammes moyens des cours d'eau : a) le Mouhoun à Kouri ; b) le Niger à Koulikoro ; c) le Bani à Douna ; d) le Bani à Sofara.

Un examen de ces courbes montre que la décrue commence dans la majorité des cas en septembre pour prendre fin en mars

Les diagrammes obtenus en prenant les valeurs moyennes des différentes chroniques, donnent les résultats ci-dessous avec des coefficients de corrélation acceptable au seuil de signification de 1%:

Tableau 32: Paramètres des courbes de tarissements des cours d'eau.

Station	$Q_0$ (m <sup>3</sup> /s)	$\alpha$ (jour-1)	$Q_0/\alpha$ (x10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	R <sup>2</sup>	Période de décrue
Mouhoun à Guéna	73	0.004	1577	0.81	Septembre-Mars
Mouhoun à Banzon	46	0.015	265	0.95	Septembre-Mars
Mouhoun à Samendéni	57	0.017	290	0.89	Septembre-Avril
Mouhoun à Kouri	179	0.014	1 105	0.95	Octobre-Mai
Mouhoun à Boromo	143	0.014	883	0.99	Septembre-Avril
<i>Bani à Douna</i>	<i>5 146</i>	<i>0.022</i>	<i>19 908</i>	<i>0.98</i>	<i>Septembre-Mai</i>
<i>Bani à Bénény-Kégny</i>	<i>4 330</i>	<i>0.019</i>	<i>19 690</i>	<i>0.95</i>	<i>Octobre-Mai</i>
<i>Bani à Sofara</i>	<i>3 843</i>	<i>0.020</i>	<i>17 476</i>	<i>0.98</i>	<i>Octobre-Mai</i>
Niger à Koulikoro	12 589	0.023	50 957	0.99	Septembre-Avril

#### 6.2.4.1.1. Le bassin du Mouhoun

La figure 75 montre que le long du Mouhoun, entre Banzon et Kouri en passant par Samendéni, on observe une augmentation de la composante souterraine du tarissement. Cette augmentation est moins importante entre Banzon et Samendéni qu'entre Samendéni et Kouri.

Du mois de janvier jusqu'en avril, les courbes de décrue tendent à se confondre aux stations de Banzon et Samendéni ; ce qui laisserait à penser que dans ce tronçon les apports de la nappe sous-jacente sont faibles voire inexistantes à moins qu'ils ne soient compensés par l'évaporation et les éventuels prélèvements. A ce propos il faut signaler l'existence de deux périmètres irrigués dans cette partie du bassin : il s'agit des périmètres rizières de la plaine de Banzon et de la vallée du Kou qui font respectivement 350 et 1200 ha.

Entre Kouri et Boromo, le débit de décrue tend à se stabiliser malgré les apports du Sourou et le débit de base tourne autour de 10 m<sup>3</sup>/s contre 2 à 5 m<sup>3</sup>/s à Samendéni.

Entre Kouri et Boromo, le Mouhoun coule exclusivement sur le socle cristallin où les possibilités d'échanges semblent être limitées tandis que de Samendéni à Kouri, il draine les eaux des formations gréseuses sous-jacentes.

Du reste, ces résultats sont en accord avec les données d'analyses isotopiques qui montrent que les teneurs en tritium des eaux que nous avons prélevées dans le Mouhoun en mars 2000 sont en dessous de 2UT.

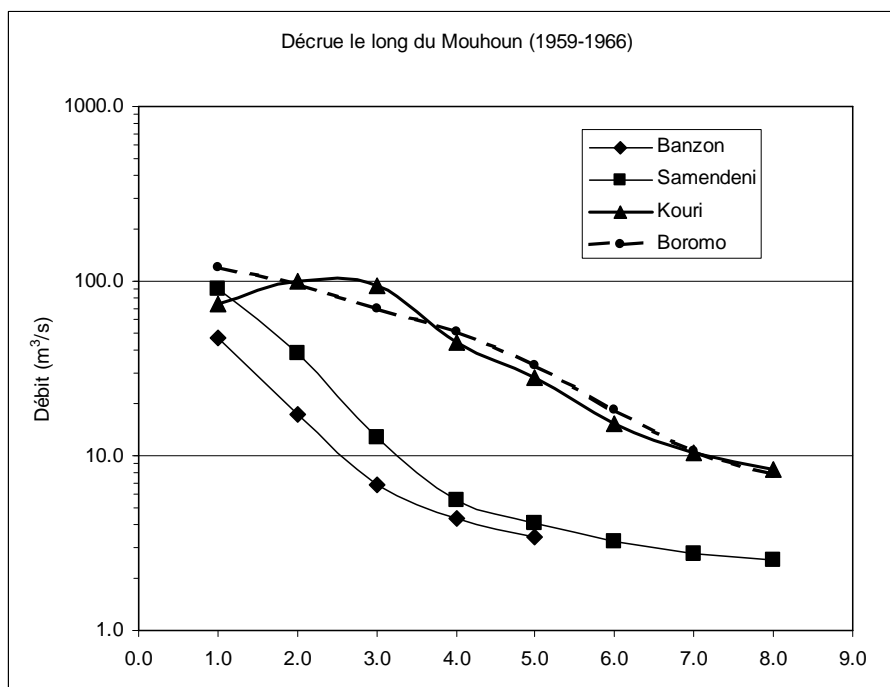


Figure 75: Courbes de décrue le long du Mouhoun à différentes stations (le mois « zéro » correspond à Août)

#### 6.2.4.1.2. Le Bani

Sur le Bani, on constate que le tarissement commence au plus tard en novembre aux stations de Douna et Bénény-Kégnny (figure 76). Pour celle de Sofara en aval, il y'a un décalage d'un mois (décembre) que Brunet et al. [BRUNET-MORET et al, 1986 #133; BRUNET-MORET et al, 1986 #134] relie à la traversée de zones à très faibles pentes et de zones inondées dont la loi de vidange serait différente de celle des eaux souterraines.

A partir de décembre, la figure montre que l'on peut établir une relation linéaire qui unit les débits d'étiages de Bénény-Kégnny à ceux de Sofara. La relation est la suivante :

$$\text{Etiage à Bénény-Kégnny} : Q_{\text{Bénény-Kégnny}} = 1.51 \times Q_{\text{Douna}} + 119 \text{ (m}^3\text{/s)}$$

Entre Douna et Bénény-Kégnny, on constate une augmentation des basses eaux. En mai, fin de l'étiage, le débit à Bénény-Kégnny fait pratiquement le double de celui de Douna alors qu'en aval à Sofara il chute de presque 50% !

Cette baisse du débit devrait être rapprochée à une importante perte par évaporation activée par la présence de marécages permanents car le tronçon entre Bénény-Kégnny et Sofara est situé dans la plaine d'inondation du Bani.

Vraisemblablement le débit d'étiage du Bani à Sofara avoisine les 100 m<sup>3</sup>/s.



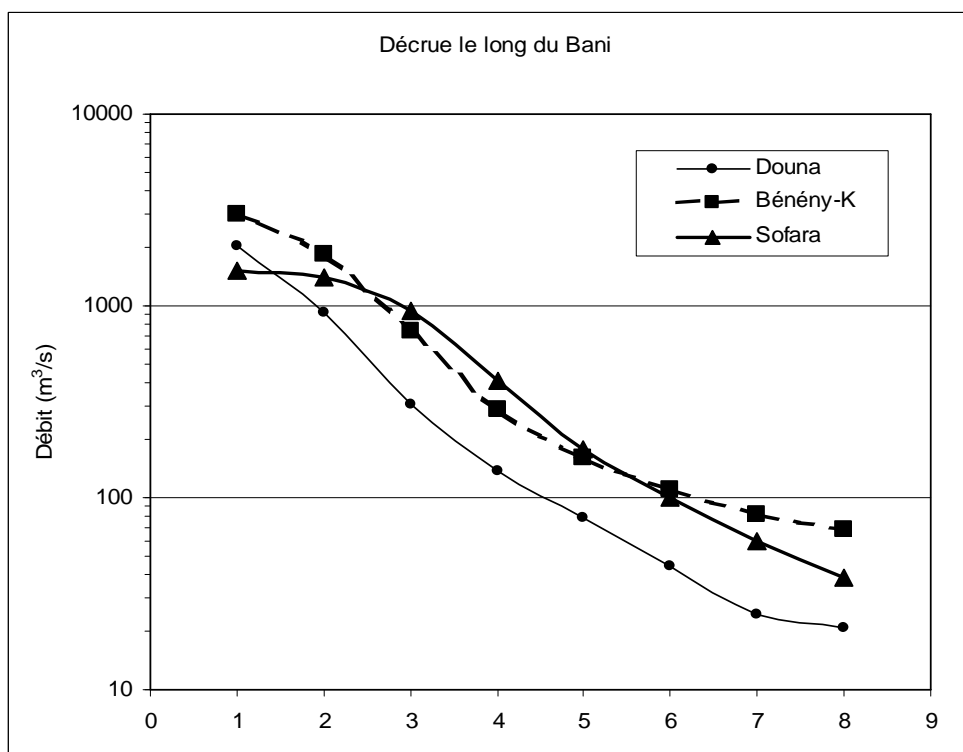


Figure 76: Courbes de décrue aux différentes stations le long du Bani (le mois « zéro » correspond à Septembre)

#### 6.2.4.1.3. Le Niger

Pour le Niger à Koulikoro, où nous disposons d'une longue série de données, l'examen de la courbe de décrue montre que celle-ci intervient à partir de septembre.

La représentation semi-logarithmique (figure 74.b plus haut) montre le débit d'étiage se situerait aux alentours de 100 m<sup>3</sup>/s.

#### 6.2.4.1.4. Mise en évidence de la diminution des ressources en eau souterraines

Nous avons cherché à voir s'il y'a une relation entre le coefficient de vidange et les hauteurs de précipitations.

Pour cela, nous avons étudié la variabilité du coefficient de vidange dans le temps pour les deux stations de Samendéni (Mouhoun) et de Koulikoro (Niger) où l'on dispose de longues séries suffisamment représentatives.

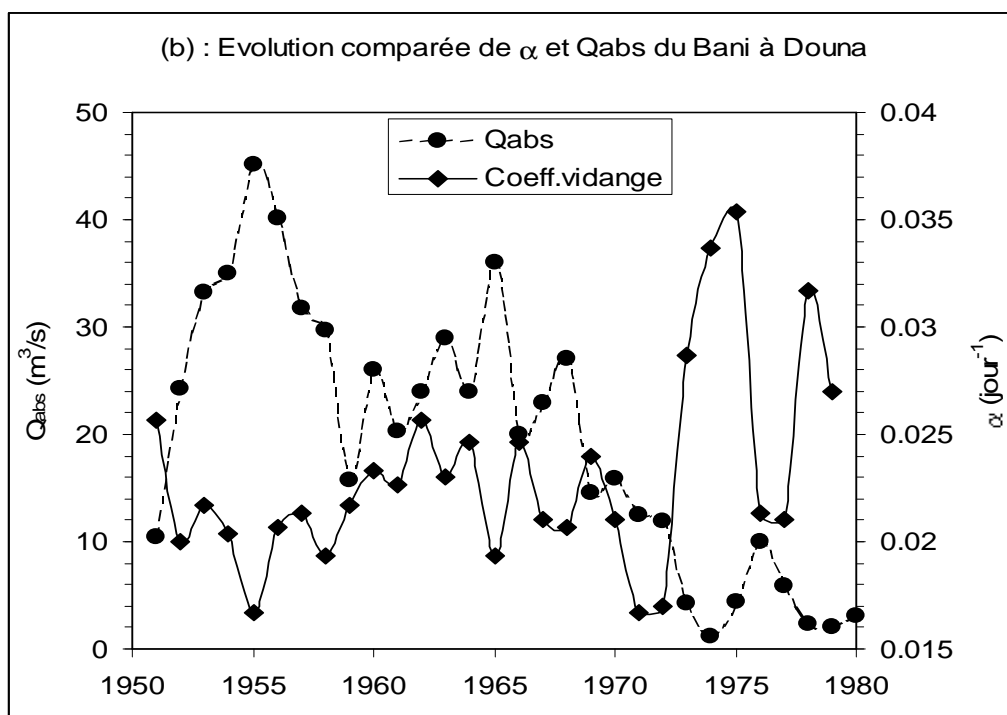
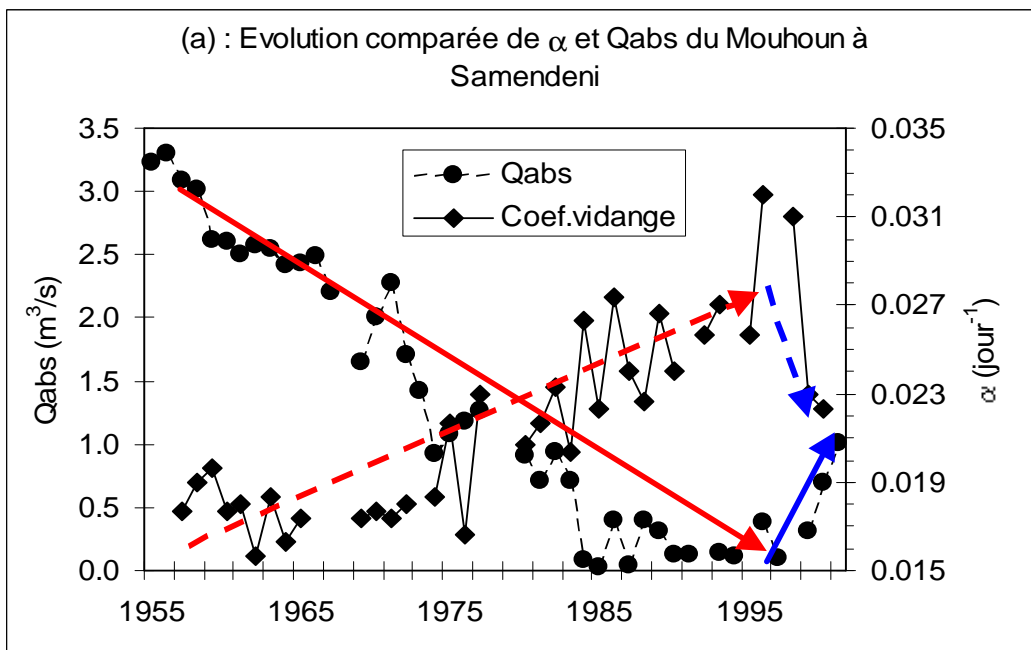
La figure 77 ci-dessous montre l'évolution comparée des débits d'étiage absolus (débit mensuel minimal) observés avec les coefficients de tarissement.

L'examen de ces courbes fait ressortir les constats suivants :

- on observe une augmentation continue du coefficient de tarissement dans le bassin du Mouhoun; ainsi de 1955 à 1997 le coefficient de tarissement est passé de moins de 0.018 à 0.032 jour<sup>-1</sup>. Dans le même temps le débit d'étiage ne fait que baisser passant de 3 m<sup>3</sup>/s à presque 0 m<sup>3</sup>/s.

- à partir de 1997, on observe un retour à une hausse du débit d'étiage et une baisse du coefficient de tarissement. Peux-t- on voir là un retour à une situation climatique similaire à celle antérieure aux années 1950 ? La longueur de la période d'observation (5 ans) ne permet pas de tirer une telle conclusion.

- à l'instar de ce qui se passe dans le bassin du Bani (Mahé, 2000), on observe une augmentation du coefficient de tarissement en période d'étiage et vice-versa pour le bassin du Niger. Ce schéma doit correspondre au fonctionnement d'une nappe libre soumise aux fluctuations annuelles de la recharge mais ne semble pas s'appliquer au cas d'une nappe captive.



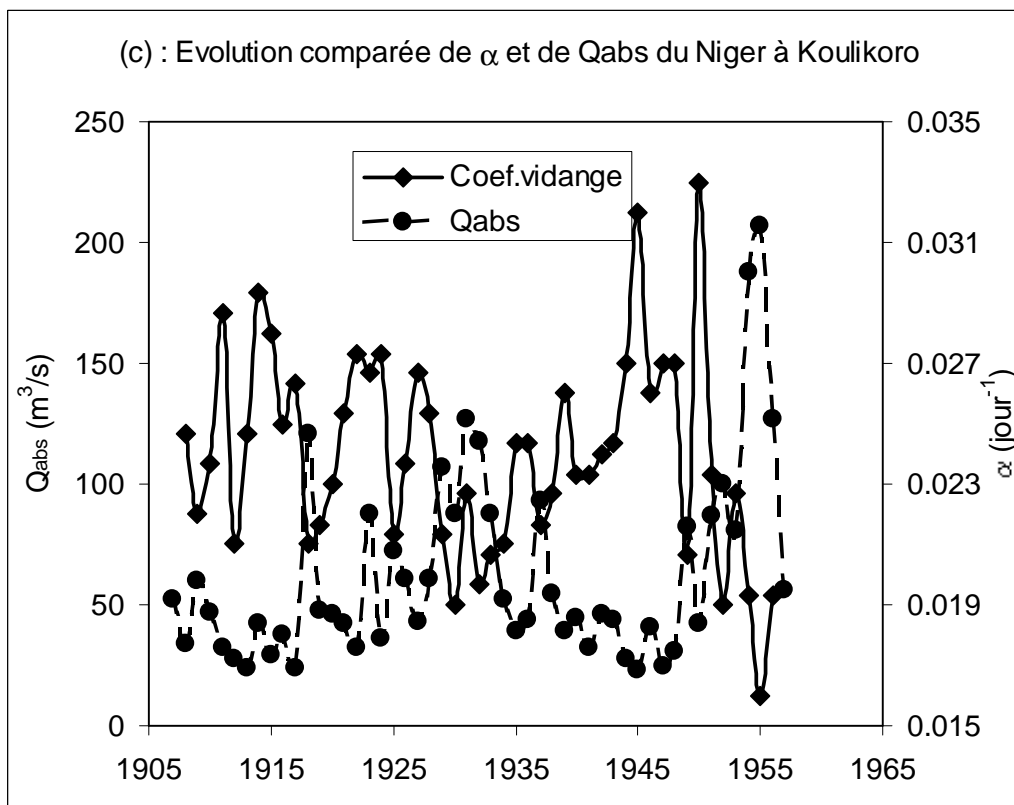


Figure 77: Evolution comparée du coefficient de tarissement et du débit d'étiage absolu (a) : le Mouhoun à Samendéni ; (b) : le Bani à Douna ; (c) : le Niger à Koulikoro

#### 6.2.4.1.5. Synthèse de l'étude des étiages

A l'issue de cette étude des étiages, on peut définir des débits de drainage souterrain qui pourront être utilisés pour le calage des perméabilités et des recharges dans le modèle. Ces débits sont :

- pour le Mouhoun à Kouri, de l'ordre de  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  soit près de  $864\,000 \text{ m}^3/\text{jour}$  ;
- pour le Bani à Sofara, de l'ordre de  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  soit près de  $8\,640\,000 \text{ m}^3/\text{jour}$  ;
- pour le Niger à Koulikoro, de l'ordre de  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  soit près de  $8\,640\,000 \text{ m}^3/\text{jour}$  dont seulement 15% environ sont drainés par la zone d'étude (la portion de la superficie du bassin versant du Niger à Koulikoro appartenant à la zone modélisée représente environ 15%).

D'autre part, la baisse des ressources en eau est mise en évidence par une diminution des débits d'étiage ou une augmentation des coefficients de vidange.

#### 6.2.4.2. Résultat du calage en régime permanent

Le calage du modèle à grande échelle s'est fait à l'aide d'une part, de l'allure de la piézométrie générale et d'autre part à l'aide des débits de drainage déterminés par décomposition des hydrogrammes unitaires à des sections de contrôle. Ces sections de contrôle au nombre de quatre,

définissent des bassins versants hydrogéologiques et ont été définies sur la base de la piézométrie (figure 78) :

- bassin 1 : le Mouhoun à Kouri :  $Q_{\text{base}} \# 10 \text{ m}^3/\text{s}$
- bassin 2 : le Bani à Sofara :  $Q_{\text{bas}} \# 100 \text{ m}^3/\text{s}$
- bassin 3 : le Niger à Tilembéya :  $Q_{\text{bas}} \# 100 \text{ m}^3/\text{s}$
- bassin 4 : le Niger à Mopti : nous n'avons pas de données à cette station mais bien que le fonctionnement du delta du Niger à ce niveau soit complexe, nous présumons que le débit doit être supérieur à  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  car située à l'aval de la confluence entre le Bani et le Niger.

On néglige ici les débits prélevés par pompage devant les débits drainés par les fleuves.

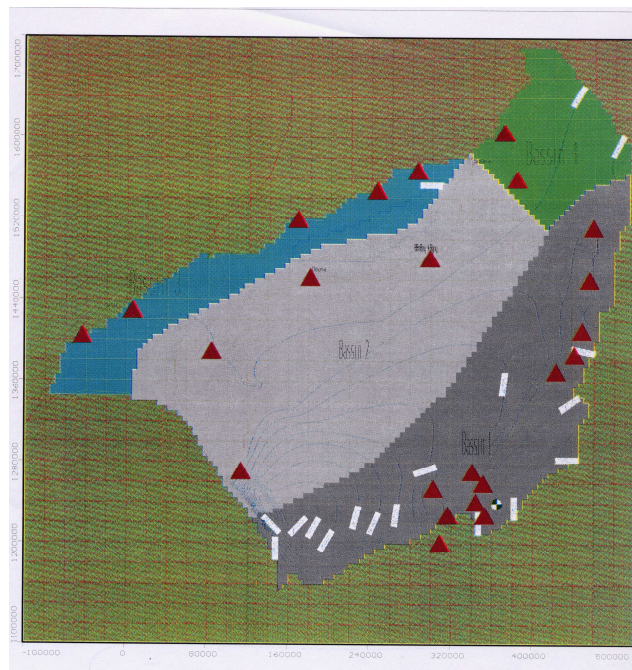


Figure 78: Délimitation des bassins hydrogéologiques

Pour le calage, nous n'avons pas tenu compte des bassins 3 et 4 qui drainent d'autres secteurs hors de la zone d'étude. Dans l'ensemble, on arrive à reproduire assez correctement les observations des débits de drainage comme le montre le bilan présenté dans le tableau ci-après :

Tableau 33 : Bilan des échanges entre zone

	Bassin 1	Bassin 2	Bassin 3	Bassin 4
Q Observé ( $\text{m}^3/\text{j}$ )	864.000	8.640.000	8.640.000	8.640.000
Q Simulé ( $\text{m}^3/\text{j}$ )	1.028.300	9.077.200	2.628.600	787.360
Qsimulé/Qobservé	1,19	1,05	0,30	0,09

Ce premier calage a permis de définir les conditions limites dans la partie ouest du sous modèle spécifique au Burkina Faso pour lequel nous présentons les résultats. La condition-limite de la

partie ouest correspond au dôme piézométrique que constitue la falaise de Bandiagara le long de laquelle, a été appliqué un potentiel imposé.

La figure 79 montre la piézométrie simulée obtenue à l'issue du calage.

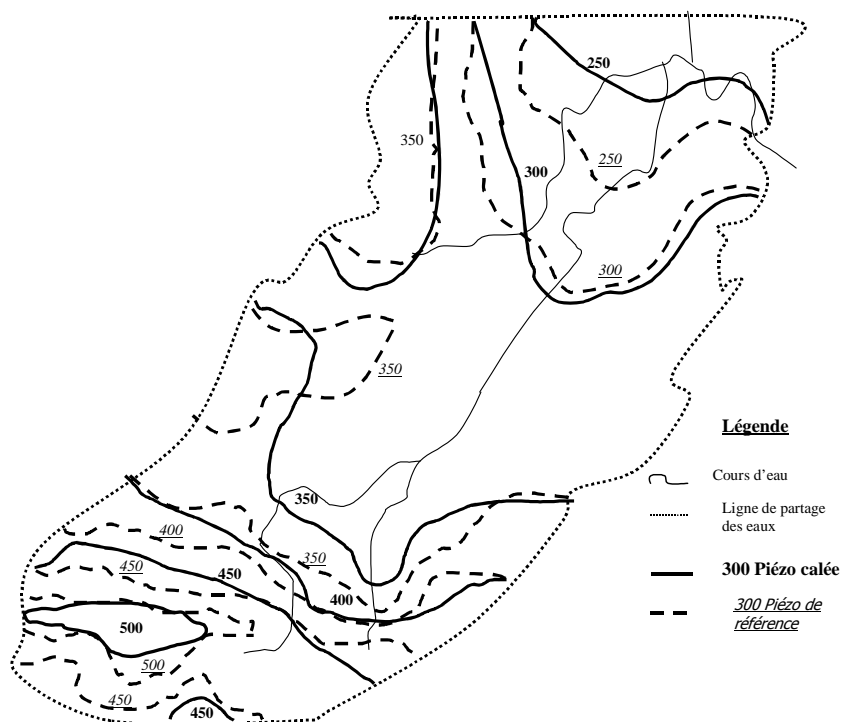


Figure 79: Piézométrie calée (en trait plein) et Piézométrie observée (en trait discontinu)

#### 6.2.4.2.1. Le champ de transmissivité :

Le résultat obtenu en fin de calage met en évidence trois secteurs principaux (figure 80.a) correspondant grossièrement aux trois grands groupes de formations géologiques :

- un premier secteur comprenant les formations des grès inférieurs, les grès de Kawara Sindou et les grès fins glauconieux avec une transmissivité de l'ordre de  $5.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ,
- un deuxième secteur comprenant le groupe dit moyen (GGQ, SAC1, GFR et SAC2) avec une transmissivité de  $7.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ ,
- un troisième secteur avec des transmissivités de l'ordre de  $4.10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ .

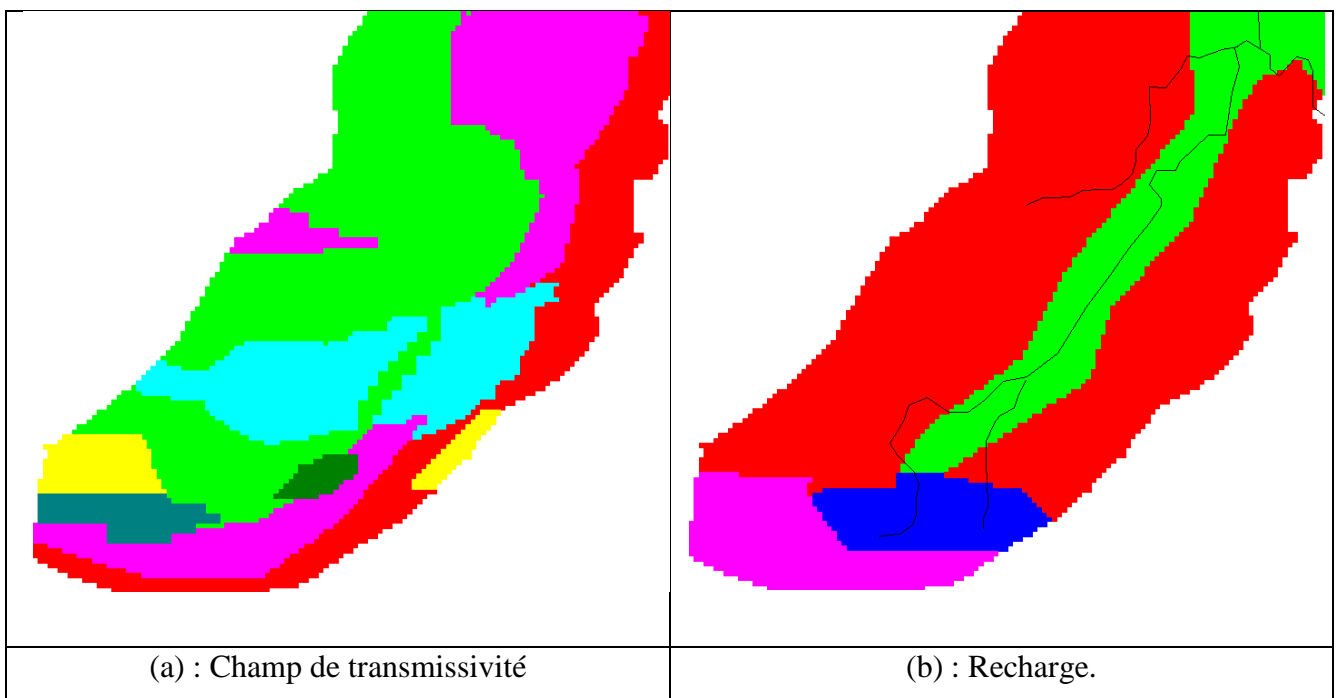
Localement, nous avons été obligés d'attribuer des transmissivités plus ou moins élevées afin de pouvoir reproduire l'allure de la piézométrie observée ou le débit drainé.

Globalement les valeurs obtenues sont d'un ordre de grandeur supérieure aux données de pompage d'essai. Cela peut se comprendre vu que pour le pompage d'essai, seul l'horizon capté est testé alors que l'épaisseur des formations est de loin supérieure à celui-ci.

### 6.2.4.2.2. L'infiltration :

Pour le calage de l'infiltration, nous sommes partis des valeurs obtenus par les approches antérieures en les modifiant au fur et à mesure, généralement à la baisse, jusqu'à ce que la piézométrie calculée soit proche de celle observée et les débits calculés corrects aux exutoires. Le résultat obtenu est visualisable sur la figure 80.b où l'on peut mettre en évidence quatre zones de recharge :

- au sud de la zone : 16 mm/an,
- 47 mm/an dans le secteur des sources,
- moins de 2 mm/an dans la plus grande partie du bassin
- la recharge semble inexistante le long du Mouhoun qui coule sur la formation des niveaux carbonatés argileux (SAC1).



Légende :

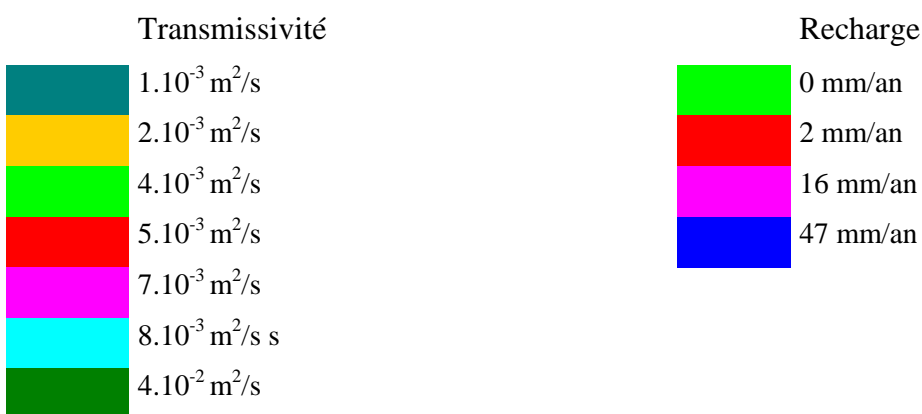


Figure 80: Résultat du calage en régime permanent du sous modèle : (a) : Champ de perméabilité, (b) : Recharge.

### 6.2.5. Simulation en régime transitoire de cycles hydrologiques

Le calage a été fait en utilisant les piézomètres localisés dans le sous-bassin du Kou (Figure 81) où les observations mensuelles sont continues d'avril 1995 à avril 1999, soit sur près de 4 cycles hydrologiques étalés sur 42 mois. Le calcul est fait au pas de temps de 10 jours.

Pour la comparaison entre valeurs observées et simulées, toutes les données ont été rapportées en référence à celles d'avril 1995.

Les rabattements présentés ici sont exprimés comme suit :

$s = h(t) - h_0$  avec  $h_0$  le niveau piézométrique de référence en avril 1995 et  $h(t)$  le niveau piézométrique au temps d'observation.

Pour ce qui concerne l'infiltration, nous avons vu précédemment :

- d'une part, à partir de l'évolution comparée de l'évapotranspiration potentielle et des précipitations qu'elle ne pouvait intervenir que pendant les mois de juillet à septembre ;
- et d'autre part par l'étude des variations piézométriques, qu'elle intervenait pour près de 60 % entre août et septembre.

Pour reproduire les fluctuations inter-annuelles sur les piézomètres, une recharge dans les proportions arbitraire 1/3, 2/3 et constante d'une année à l'autre est donc introduite en première approximation, pendant les mois de juillet et août de manière cyclique.

On arrive à reproduire les fluctuations inter-annuelles sur quelques piézomètres (figure 82) avec une recharge variant entre 34 (secteur nord) et 128 mm/an (secteur sud) dans le bassin du Kou. Les meilleurs ajustements sont obtenus avec une recharge intervenant entre septembre et octobre soit un décalage de près de deux mois par rapport aux mois les plus pluvieux.

Une étude de sensibilité a été faite aussi bien à l'échelle de la maille ( $2 \times 2 \text{ km}^2$ ) que de plusieurs mailles au voisinage des piézomètres d'observation pour voir l'effet d'une variation des coefficients d'emménagement d'un facteur 10, 100 ou 1000.

Les piézomètres sont très sensibles à de telles variations. Ces résultats témoignent de la très forte hétérogénéité des propriétés du réservoir du réservoir.

Pour s'en convaincre, il suffit de voir le comportement de piézomètres situés côte à côte. Les piézomètres PZ22, PZ23, PZ16 et PZ17 situés dans un rayon de moins de 2 km, ont des réactions toutes différentes. Il en est de même pour P38 et P42. Pour pouvoir reproduire l'évolution piézométrique observée, il a fallu affecter des coefficients d'emménagement à une échelle très localisée ; exercice que nous n'avons pas jugé utile de poursuivre compte tenu de la précision des informations.

Les valeurs du coefficient d'emménagement s'échelonnent entre  $10^{-4}$  et  $8 \cdot 10^{-2}$ .

Avec le modèle tel qu'il est, nous avons tenté en régime transitoire à titre exploratoire, de faire des simulations de scénarios de pompage afin de voir le comportement de la nappe. Ne sont considérés dans cet exercice exploratoire que les centres urbains et semi-urbains disposant de système d'exhaure motorisé.

Les hypothèses simplificatrices suivantes ont été retenues :

- Augmentation des besoins en eau au même rythme d'accroissement que la population : # 2,5 % par an (voir tableau 34).
- Concentration des pompages autour des sources actuellement captées pour l'alimentation en eau potable de la ville de Bobo-Dioulasso.
- Recharge constante durant toute la période de simulation !

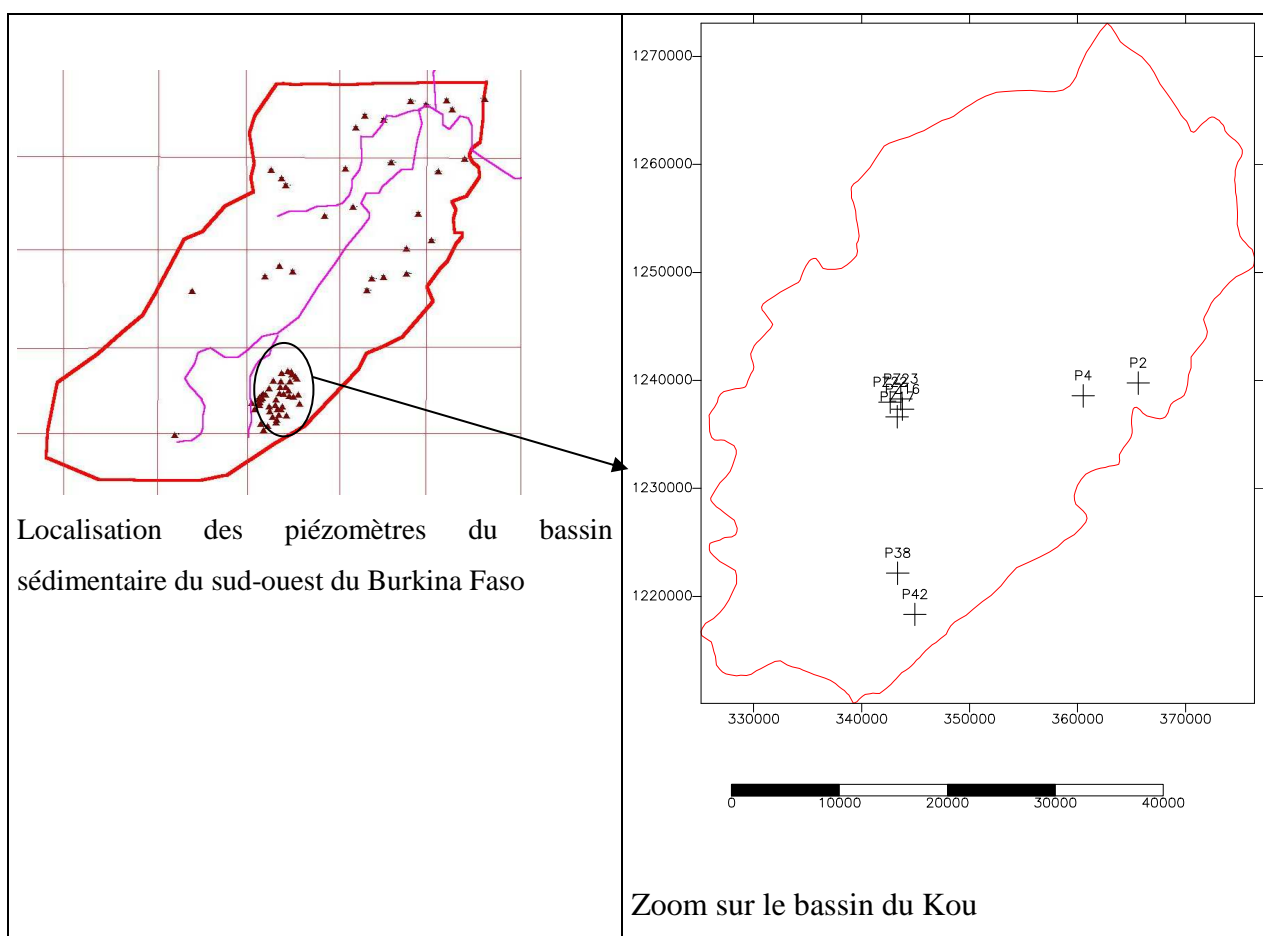


Figure 81 : Localisation des piézomètres ayant servi au calage en transitoire

Des piézomètres sont positionnés autour de la zone de concentration des pompages en vue d'observer la réaction en divers endroits de la nappe au pompage.

La simulation pendant une longue période (une centaine d'années) donne les rabattements consignés dans la figure 83 ci-après :



Comme on peut le constater, une augmentation des débits d'exploitation dans la zone des captages actuels de Bobo-Dioulasso, entraîne une hausse des rabattements plus importante dans le secteur ouest qu'au sud.

Les principaux résultats de l'étude exploratoire peuvent se résumer comme suit :

- La pression des pompages de type semi-urbain (700 à 8000 m<sup>3</sup>/jour) sur la nappe est faible.
- Jusqu'à 30 ans, les pompages engendrent des rabattements de la nappe n'excédant pas 10 m autour de Bobo-Dioulasso.
- Par contre au-delà, une forte dépression de la nappe, presque généralisée, est observée (figure 84).

Tableau 34: Projection des besoins en eau potable des centres urbains et semi-urbains du sud-ouest du Burkina Faso.

Localisation	X (UTM)	Y (UTM)	Q 2000 (m <sup>3</sup> /j)	Q 2005	Q 2010	Q 2020	Q 2030	Q 2050	Q 2075	Q 2100
Bobo-Dioulasso	358 046	1 238 510	20 000	22 628	25 602	32 772	41 951	68 742	127 444	236 274
Kourouma	304 390	1 285 501	30	34	38	49	63	103	191	354
Dédougou	449 918	1 376 917	650	735	832	1 065	1 363	2 234	4 142	7 679
N'Dorola	302 156	1 300 558	30	34	38	49	63	103	191	354
Karankasso Sambla	320 136	1 241 775	30	34	38	49	63	103	191	354
Darsalamy1	350 646	1 221 158	40	45	51	66	84	137	255	473
Péni	338 968	1 210 246	40	45	51	66	84	137	255	473
Sindou ville	262 468	1 179 575	30	34	38	49	63	103	191	354
Solenzo	381 870	1 347 163	30	34	38	49	63	103	191	354
Samogohiri2	268 204	1 208 916	30	34	38	49	63	103	191	354
Kangala	256 087	1 213 337	30	34	38	49	63	103	191	354
Diéri	280 064	1 215 626	30	34	38	49	63	103	191	354
Koloko ville	247 558	1 225 850	30	34	38	49	63	103	191	354
Banankélédaga	354 468	1 247 561	30	34	38	49	63	103	191	354
Ouarkoye	426 785	1 337 034	30	34	38	49	63	103	191	354
Gassan	477 994	1 416 782	30	34	38	49	63	103	191	354
Nouna	410 950	1 407 945	200	226	256	328	420	687	1 274	2 363
Kassoum	465 668	1 444 439	30	34	38	49	63	103	191	354
Lanfiéra	455 022	1 434 779	30	34	38	49	63	103	191	354
Orodara	290 544	1 214 910	200	226	256	328	420	687	1 274	2 363
Djigouéra	290 699	1 238 878	30	34	38	49	63	103	191	354
Samorogouan	290 856	1 262 845	30	34	38	49	63	103	191	354
Banzon	303 449	1 251 368	30	34	38	49	63	103	191	354
Bama	345 404	1 258 845	30	34	38	49	63	103	191	354
Ouolonkoto	265 179	1 227 531	30	34	38	49	63	103	191	354
TOTAL			21 700	24 552	27 778	35 558	45 517	74 585	138 277	256 358

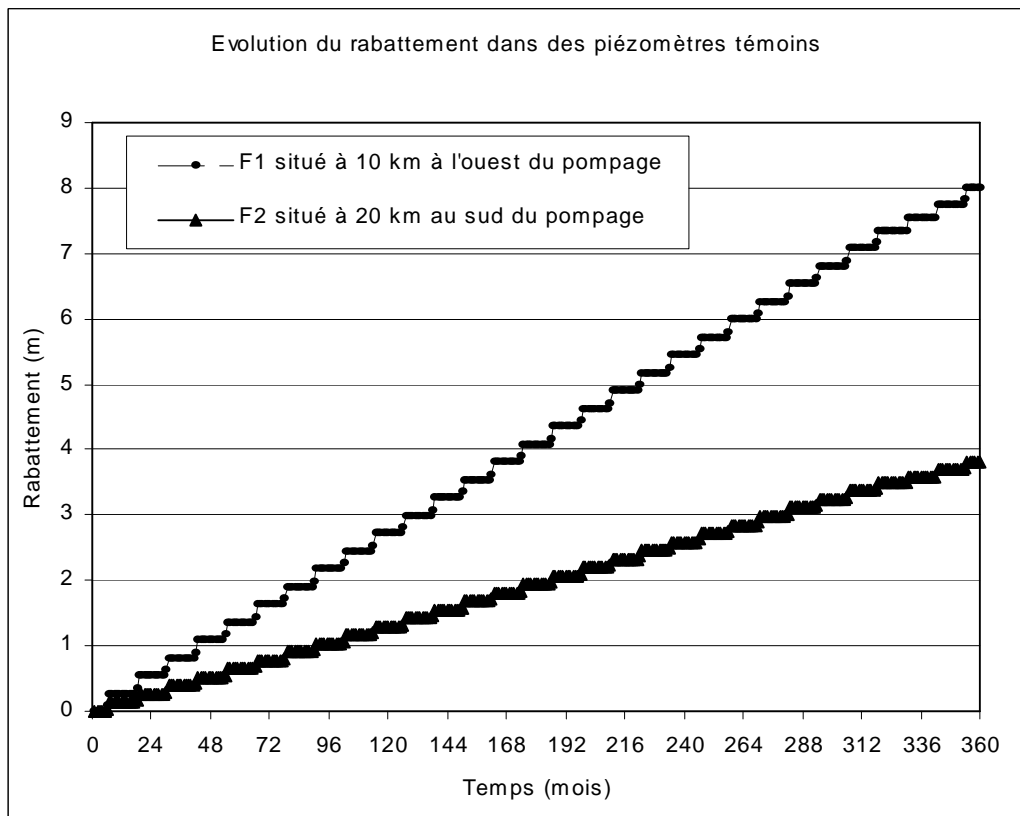


Figure 82: Evolution du rabattement dans des piézomètres témoins.

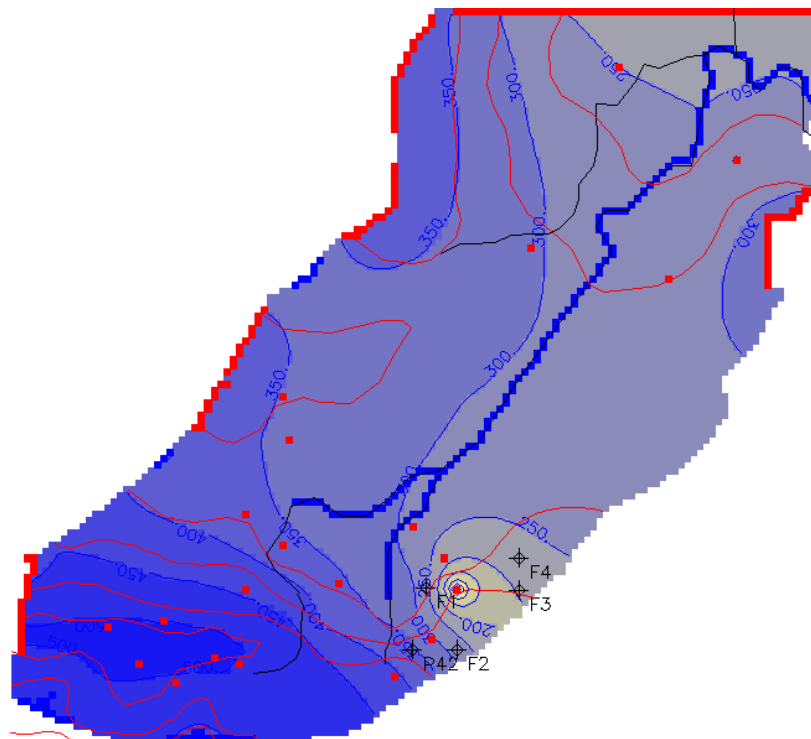


Figure 83: Piézométrie simulée en permanent pour Q2075 :# 130.000 m3/jour

### 6.3. Conclusion partielle

A travers ce chapitre, nous avons surtout essayé d'approcher l'infiltration des nappes souterraines par diverses méthodes. Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau ci-après :

Tableau 35: Récapitulatif des valeurs d'infiltration par diverses méthodes.

Méthode	Recharge (mm/an)
Thornthwaite	75 à 120
Modèle à réservoirs	127
Cubatures des variations piézométriques	<16
Modélisation hydrogéologique	0 à 47

Les deux premiers présentent l'inconvénient d'être des modèles globaux donc ne prenant pas en compte la variabilité spatiale des propriétés hydrogéologiques.

La modélisation de l'écoulement en régime permanent et en transitoire a permis d'avoir des ordres de grandeur pour ce qui concerne les paramètres hydrodynamiques : les différentes formations géologiques sont caractérisées par des transmissivités variant entre  $10^{-3}$  et  $8.10^{-3}$   $m^2/s$  tandis que les coefficients d'emménagement vont de  $10^{-4}$  à  $8.10^{-2}$  traduisant la captivité de la majeure partie du bassin.

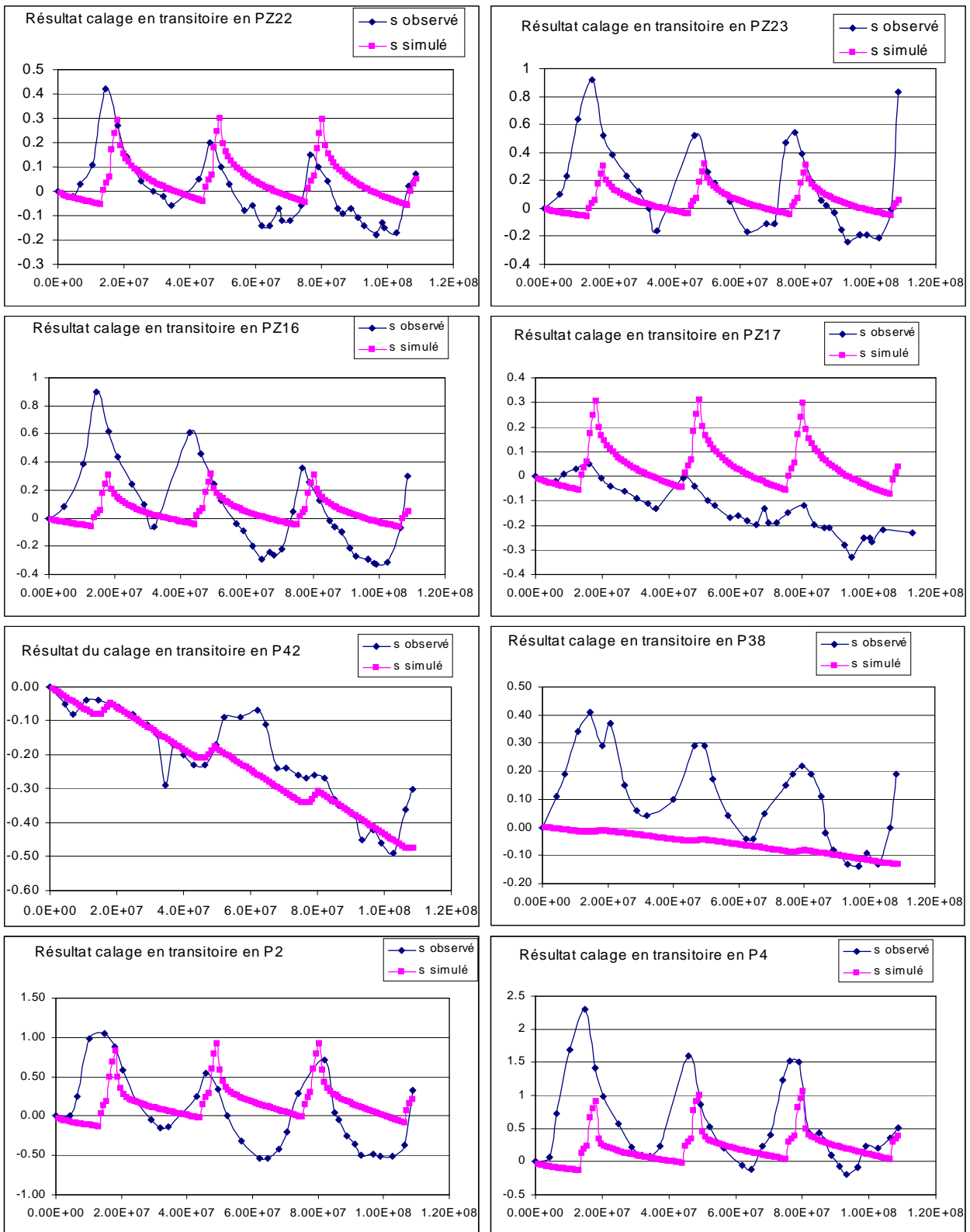


Figure 84: Résultats du calage en régime transitoire (rabattement en ordonnée).

## 7. LA PROBLEMATIQUE DE L'HYDRAULIQUE URBAINE

Améliorer l'état de connaissance des ressources en eau sur le plan *quantitatif et qualitatif* et fournir un *état de référence* pour la planification et la gestion à long terme des ressources en eau du pays. Tel est actuellement la préoccupation majeure des autorités en charge de l'hydraulique au Burkina Faso.

La planification et la gestion des ressources en eau nécessitent avant tout une bonne connaissance de ces ressources, sur le plan quantitatif et sur le plan qualitatif. Un aspect fondamental à considérer est la part des ressources qui est annuellement renouvelable, et de celle-ci la part qui est réellement exploitable à long terme.

Le processus d'élaboration d'un schéma d'aménagement des ressources en eau devra se construire sur la base d'un état de référence. On constate toutefois au vu des résultats atteints aussi bien dans le sud-ouest (DRH-HB, 1999) que dans le reste du pays (Bro-DHI-IWACO, 2001) que les procédures engagées ne sont pas à la hauteur d'une telle ambition.

Comme ont pu le montrer les différents rapports, l'évaluation des ressources en eau du Burkina Faso de façon général, est une tâche difficile pour diverses raisons :

- Les quatre principaux bassins hydrographiques sont des bassins partagés avec les pays voisins et la part de l'écoulement que le Burkina Faso peut réellement exploiter n'est pas toujours facile à déterminer, spécialement pour les cours d'eau et même les aquifères frontaliers.
- Le réseau hydrométrique (malgré sa densité globalement acceptable selon les normes OMM) est le plus souvent concentré sur des zones restreintes et le nombre de stations suit l'évolution de la construction des grands ouvrages de mobilisation des eaux de surface. Son exploitation est coûteuse et le financement pour pérenniser cette activité est discontinu, généralement lié à des projets, ce qui provoque des ruptures plus ou moins longues dans la collecte de données de terrain.
- Les données hydrométriques de base, malgré leur importance en nombre, ne sont pas homogènes car les séries chronologiques naturelles sont souvent interrompues par la construction de barrages sur les cours d'eau.
- Le réseau piézométrique connaît les mêmes difficultés que le réseau hydrométrique et actuellement de nombreux piézomètres sont détériorés.
- Il n'existe pas de banque nationale de données unifiée, les diverses banques de données existantes ne sont pas à jour et elles ne sont pas compatibles entre elles.

L'état des lieux a ainsi mis en évidence la méconnaissance des systèmes aquifères de manière générale et des problèmes spécifiques locaux subsistent ; il se pose localement des problèmes

qualitatifs et quantitatifs. En outre, le fonctionnement hydraulique des aquifères est mal connu car on ne dispose que de très peu d'éléments sur leur alimentation :

- aspects quantitatifs liés à l'Alimentation en Eau Potable de Ouagadougou et des Centres Secondaires à partir des eaux souterraines,
- aspects qualitatifs liés à la pollution urbaine, industrielle et agricole détectée autour de Ouagadougou, Bobo-Dioulasso, Dédougou et le Bassin Cotonnier.

Pour l'essentiel, les structures nationales de recherche n'ont été que faiblement impliquées dans l'établissement de l'état des ressources en eau. Il s'ajoute à cela que les données disponibles n'ont pas pu être réellement exploitées et valorisées en raison, entre autres, de leur dispersion, de la difficulté d'accès aux informations, du cloisonnement des institutions et de contraintes objectives liées à l'utilisation de nomenclatures et d'échelles variables, ce qui ne facilite pas l'exploitation des références existantes.

Pour toutes ces raisons, les éléments d'analyse proposés révèlent une absence de rigueur scientifique dans la quantification des ressources en eau et une difficulté d'appréciation qualitative et quantitative de l'acuité des problèmes tels qu'ils se posent dans les différents bassins versants.

La possibilité d'une planification stratégique et prospective des ressources, partant d'une solide situation de référence, se révèle donc ainsi limitée.

C'est pourquoi il est indispensable de procéder à un inventaire sérieux des ressources et des prélèvements, et d'installer des périmètres expérimentaux dans différents contextes hydrogéologiques et climatiques si l'on veut gérer correctement le patrimoine précieux que représentent les eaux souterraines.

La région du Sud-ouest nous a servi de « laboratoire » pour expérimenter l'intégration des outils isotopiques dans l'amélioration des connaissances sur les ressources en eau.

Dans cette région, la totalité des centres équipés de systèmes d'adduction d'eau potable (excepté le centre de Banfora) exploitent les eaux souterraines.

Une telle tradition dans le contexte géologique et hydrogéologique de la région s'avère particulièrement adaptée. Elle consacre en effet le recours à des ressources peu coûteuses, pérennes, de bonne qualité chimique et bactériologique et dont l'exploitation génère des impacts sur l'environnement limités et maîtrisables.

Malgré cela, les centres connaissent des problèmes de pérennité des ressources. En effet, de nombreux forages voient leur débit de pompage baisser après quelques années d'exploitation.

Les difficultés rencontrées actuellement dans la mobilisation et l'exploitation des eaux souterraines en rapport à la demande en eau potable dans les centres doivent être surmontées d'une part pour

assurer la satisfaction des besoins en eau, mais aussi et surtout pour permettre d'améliorer de manière significative la viabilité économique et financière des systèmes d'AEP.

Ces difficultés sont en relation avec les techniques d'évaluation, de mobilisation, d'exploitation et de protection des ressources en eau souterraine mises en oeuvre.

En effet le schéma technique de recherche et d'exploitation des eaux souterraines, basé essentiellement sur le captage par forage des fissures et fractures affectant le socle, repérées au moyen d'une interprétation photogéologique et de la prospection géophysique, qui s'est avéré opératoire pour l'hydraulique villageoise, montre ici ses limites.

Nous avons sélectionné un certain nombre de localités importantes où nous avons échantillonné des eaux souterraines à des fins d'analyses isotopiques. L'objectif pour nous était d'apprécier les différentes problématiques évoquées ci-dessus sous l'angle de l'exploitation intensive et sous l'angle de la pollution aussi bien dans le sédimentaire que dans le socle cristallin.

### **7.1. Hydraulique urbaine et industrielle dans le sud-ouest du Burkina Faso**

Les ressources en eaux souterraines sont les plus sollicitées pour l'alimentation en eau potable des "grosses localités". Toutes sont alimentées en eau potable à partir des eaux souterraines dans le sud-ouest du Burkina Faso.

En effet, elles présentent des avantages importants par rapport aux eaux de surface :

- meilleure qualité naturelle, ne nécessitant pas de traitement et meilleure protection contre les pollutions,
- des variations saisonnières de la ressource plus faibles,
- des ouvrages de captage (forage) d'un coût modéré et permettant une souplesse pour faire face à l'évolution de la demande.

En 2002, on dénombrait une soixantaine de localités avec une exhaure motorisée.

L'exploitation intensive est mise en évidence par la présence de tritium dans les eaux où l'on n'attendait pas à en trouver. Comme on l'a vu dans le chapitre 5, la majorité des eaux de la région est dépourvue de tritium. Le tableau 36 donne les résultats d'analyse isotopiques de l'eau des forages exploités à des fins d'hydraulique urbaine et industrielle.

Selon l'importance des débits exhaérés, on peut classer l'exploitation en trois catégories :

1. Catégorie d'exploitation de grande importance : limitée actuellement à la ville de Bobo-Dioulasso qui utilise l'aquifère contenu dans les grès à granules de quartz (GGQ) pour l'AEP et celui des grès fins glauconieux (GFG) pour des besoins d'appoints de l'industrie. Les débits pompés pour l'AEP avoisinent actuellement 20.000 m<sup>3</sup>/jour et ceux des forages industriels sont inconnus par manque de suivi et aussi par l'absence de réglementation adaptée. Les analyses des isotopes radioactifs révèlent que la nappe des GGQ est

naturellement protégée et a des taux de renouvellement très faibles. Par contre, des drainances per-descensum sont constatées dans la nappe des GFG, donc potentiellement exposée au risque de pollution.

2. Catégorie d'exploitation de moyenne importance : ce type d'exploitation concerne en général l'AEP des villes moyennes et des centres dits secondaires gérés par l'ONEA : Banfora, Orodara, Dédougou, Nouna, Tougan, Gaoua, Niangoloko, Houndé, Diébougou. Les débits pompés vont de 150 à près d'un millier de m<sup>3</sup>/jour. Dans les localités captant des nappes du sédimentaire (SAC2 et CT) on note la présence de tritium dans les forages d'AEP alors que naturellement ces nappes en sont dépourvues. Le même phénomène s'observe dans le cristallin où sur 14 forages exploités par l'ONEA, seulement 2 contiennent du tritium (Gaoua F2 et Niangoloko F2).
3. Catégorie d'exploitation de faible importance : ce type d'exploitation qui regroupe la majorité des cas, concerne les mini-réseaux d'AEP à exhaure photovoltaïque et thermique gérés par les usagers eux-mêmes. Les quantités journalières ne dépassent guère 30 m<sup>3</sup>/jour. Pour l'instant, les eaux sont dépourvues de tritium, sauf à Péni et Sindou que l'on peut expliquer par des phénomènes de drainance per-descensum.

Au delà de ces résultats isotopiques, on dispose de quelques piézomètres dont les réactions sont caractéristiques de forte exploitation : L'annexe 6 donne les graphes d'évolution des piézomètres influencés par les pompes intensifs.

Tableau 36: Résultats d'analyse isotopiques de l'eau des forages exploités à des fins d'hydraulique urbaine et industrielle

Localisation	Géologie	<sup>18</sup> O	<sup>2</sup> H	<sup>3</sup> H	<sup>13</sup> C	<sup>14</sup> C
Kourouma	SAC2	-4.8	-40	0.2	-12.2	53.4
Dédougou	SAC2	-5.1	-37.2	5.8		
N'Dorola	SAC2	-5.55		1.5	-10.2	37.4
Karankasso Sambla	SAC1	-5	-36	1.0	-11.1	71.2
Sikasso Médine	GS	-4.95		1.7	-14.7	68.4
Darsalamy1	GKS			0.5		
Péni	GKS			3.8		
Sindou ville	GKS			7.1		
Solenzo	GK	-5	-37.7	1.3	-16.9	79.4
ONEA1	GGQ	-5.10	-29.65	0.9	-17.6	87.3
ONEA2	GGQ	-5.18		0.9		



Localisation	Géologie	<sup>18</sup> O	<sup>2</sup> H	<sup>3</sup> H	<sup>13</sup> C	<sup>14</sup> C
ONEA F1	GGQ	-5.30		2.0	-14.7	69.8
ONEA F2	GGQ	-5.46	-29.55	1.5	-15.2	79.3
Samogohiri2	GGQ			1.4		
Kangala	GGQ			5.2		
Diéri	GGQ			0.5		
Koloko ville	GGQ			0.5		
SAVANA F1 (Bobo)	GFG	-4.46		8.4		
SAVANA F2 (Bobo)	GFG	-4.52		8.4		
Banankélédaga	GFG	-5	-36.1			
Brakina	GFG	-5.13		6.6		
Forage RAN-Hotel	GFG	-5.15		1.0		
Lafi	GFG	-5.77	-29.75	3.5		
Ouarkoye	GK	-5.1	-37.3	2.8		
Gassan	CT	-4.9	-38.3	2.0		
Nouna	CT	-5.3	-38	6.6	-12.8	49.1
Kassoum	CT	-4.8	-37.8	2.3		
Lanfiéra	CT	-4.9	-39.8	3.4	-16.0	91.0
Diébougou	GRA	-4.3	-31.3			
Gaoua F2	GRA	-3.87		4.6		
Gaoua F6	GRA	-4.35		0.8		
Sidéradougou	GRA	-5.2	-38.9	0.8	-16.4	70.8
Tougan	GRA	-5.9	-45.1	0.6	-12.1	37.2
Houndé centre	Schistes	-4.78	-30.45		-15.4	44.1
Niangoloko F2	Schistes	-4.73		6.0		
Niangoloko F5	Schistes	-4.69	-28.85	1.5	-15.5	97.3

## 7.2. L'exploitation intensive en zone de socle cristallin

Dans les formations précambriens, on distingue les ensembles de roches cratoniques du précambrien inférieur (migmatites, gneiss et granites) et ceux Birimien formant des sillons de roches méta - volcaniques acides et des massifs individualisés de dolérite, gabbro et méta-gabbro. Ces différentes formations ont été regroupées en trois groupes :

- Les roches granitoïdes regroupent toutes les roches granitiques, les migmatites, les gneiss,

- Les métavolcanites regroupent toutes les roches volcaniques (métadolérites, gabbros, méta gabbros etc.) du Birimien,
- Les schistes regroupent les séries métamorphiques schisteuses du Birimien et les gneiss à faciès Tarkwaïen.

Les roches cristallines et métamorphiques présentent des caractéristiques généralement plus défavorables que celles des roches sédimentaires.

Elles présentent une porosité nulle ou quasi-nulle. L'eau ne peut s'y accumuler, y circuler et y être exploitée que si ces roches sont altérées, fissurées ou fracturées.

Dans les roches granito-gneissiques, ce sont les phénomènes d'altération qui jouent le rôle primordial tandis que dans les roches métamorphiques (schistes) les phénomènes tectoniques (failles et filons) sont prépondérants.

### 7.2.1. Caractéristiques chimiques des eaux du socle cristallin

La conductivité électrique, qui reflète la minéralisation des eaux, permet une première distinction des eaux basée sur les rapports entre conductivité et la minéralisation. Les eaux issues des roches granitiques ou des schistes ont une minéralisation similaire ( $< 250 \mu\text{S/cm}$ ) tandis que celles des méta-volcanites sont plus minéralisées ( $\approx 370 \mu\text{S/cm}$ ). Le tableau 37 donne pour l'ensemble des paramètres, les valeurs moyennes.

Le traitement des données aussi bien par les diagrammes de Piper que par analyse en composantes principales indique des faciès identiques de type bicarbonaté calcique et magnésien.

Tableau 37: Analyses chimiques des eaux du socle cristallin du sud-ouest du Burkina Faso (valeurs moyennes)

		Roches Granitiques	Schistes	Méta-volcanites
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	(mg/l)	151	157	249
Cl <sup>-</sup>	(mg/l)	0.9	0.2	0.7
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	(mg/l)	1.1	0.2	0.2
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	(mg/l)	0.1	0.8	0.2
Ca <sup>2+</sup>	(mg/l)	20.5	21.4	38.2
Mg <sup>2+</sup>	(mg/l)	9.5	8.9	15.2
Fe tot	(mg/l)	0.4	0.2	0.2
K <sup>+</sup>	(mg/l)	3.6	1.1	3.8
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	(mg/l)	0.06	0.03	0.06
Na <sup>+</sup>	(mg/l)	16.8	18.4	22.8
pH		7.3	7.1	7.5
Conductivité (25°)	$\mu\text{S/cm}$	246	229	370
Indice de Ryznar		9	9	8
TDS	(meq/l)	5.2	5.2	8.4

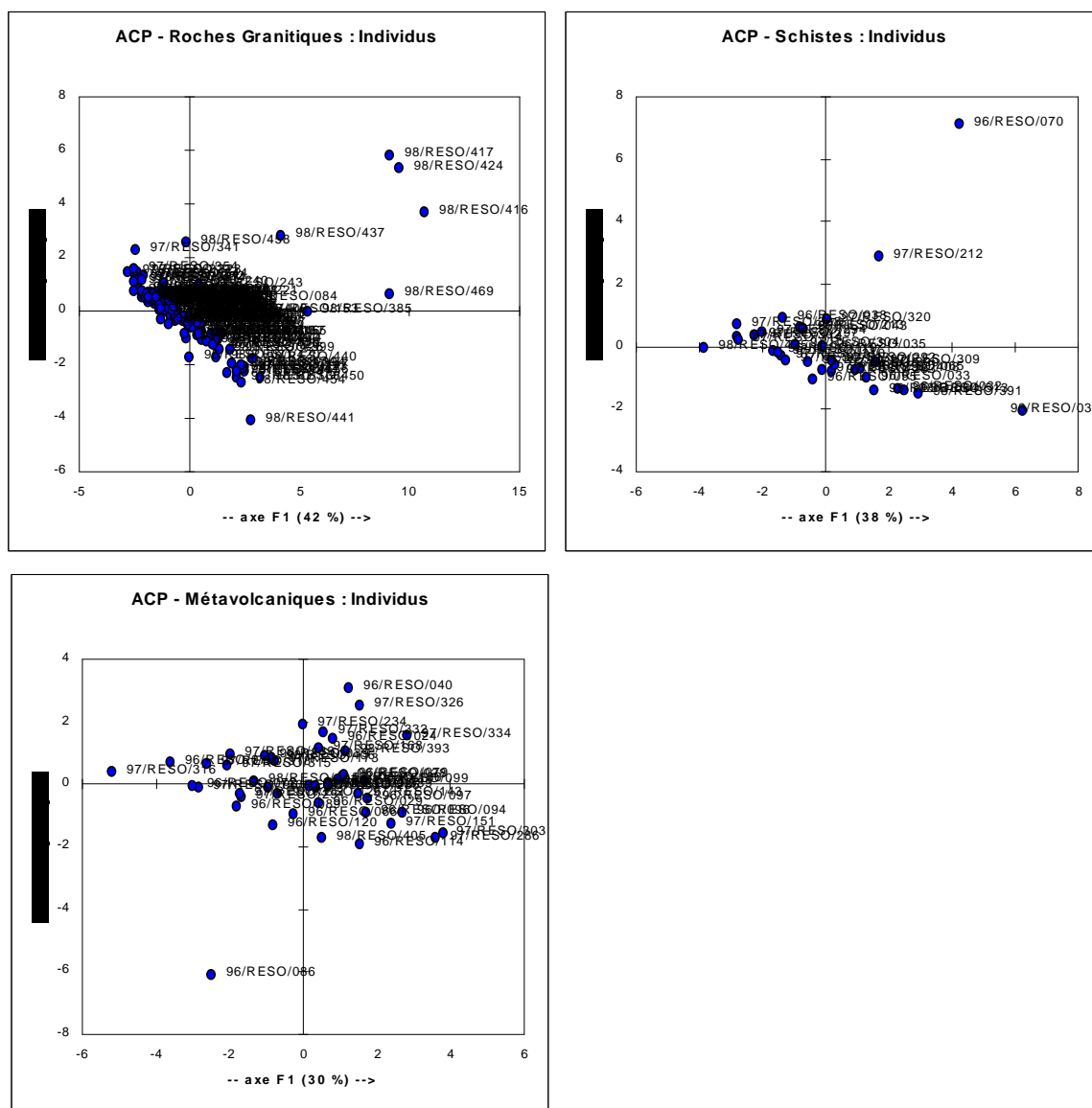


Figure 85: Traitement des données chimiques du socle cristallin du sud-ouest du Burkina par Analyse en Composantes Principales.

### 7.2.2. Agressivité des eaux

Des projets « d'hydraulique villageoise » réalisés antérieurement dans le Sud-Ouest du Burkina Faso, ont montré l'existence des phénomènes de corrosion rapides des parties immergées des pompes en acier galvanisé, due à l'agressivité des eaux. L'interprétation des analyses chimiques a donc quantifié l'agressivité des eaux au moyen de l'Indice de Ryznar, qui permet de déterminer, si les eaux sont incrustantes ou corrosives, à partir du contenu d'ions bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ) et calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ).

Suivant la valeur du pH, l'eau peut précipiter du carbonate de calcium, en fonction d'une valeur limite  $\text{pH}_s$  (pH de saturation de l'eau).

Si le pH de l'eau est inférieur à  $pH_s$ , l'eau est agressive. Par contre, si le pH est supérieur à  $pH_s$ , l'eau est dite incrustante et les tubages sont susceptibles d'être protégés de la corrosion.

Des classes de risques de corrosion établies empiriquement en fonction des valeurs de l'Indice de Ryznar ( $IR = 2pH_s - pH$ ), permettent de caractériser l'agressivité de l'eau. Ces classes sont :

- $IR < 6$  : eau incrustante ;
- $6 < IR \leq 7$  : eau neutre ;
- $7 < IR \leq 8$  : eau agressive ;
- $8 < IR \leq 10$  : eau moyennement agressive ;
- $IR > 10$  : eau très agressive.

Sur la base de ces classes, on constate que la presque totalité de eaux ont des  $IR > 7$  donc potentiellement agressive. Ces résultats impliquent que dans la quasi-totalité du secteur cristallin, il faut éviter l'équipement des forages avec des tuyauteries et/ou tringleries en acier galvanisé ou tout matériau corrodant.

### 7.2.3. Caractéristiques isotopiques des eaux du socle cristallin

L'étude de la relation  $^2H$  versus  $^{18}O$  montre que la totalité des eaux ont un profil évaporé car situées toutes sous la droite météorique régionale (figure 86). Sur ce diagramme, les points s'alignent sur une droite sensiblement parallèle à celle des eaux météoriques donc avec un excès en deutérium plus faible.

Les teneurs en isotopes stables présentent une grande variabilité sans toutefois atteindre des valeurs enrichies au dessus de  $-3.88$  ‰. Cela traduit une évaporation limitée peut être lors d'une période climatique plus humide qu'aujourd'hui.

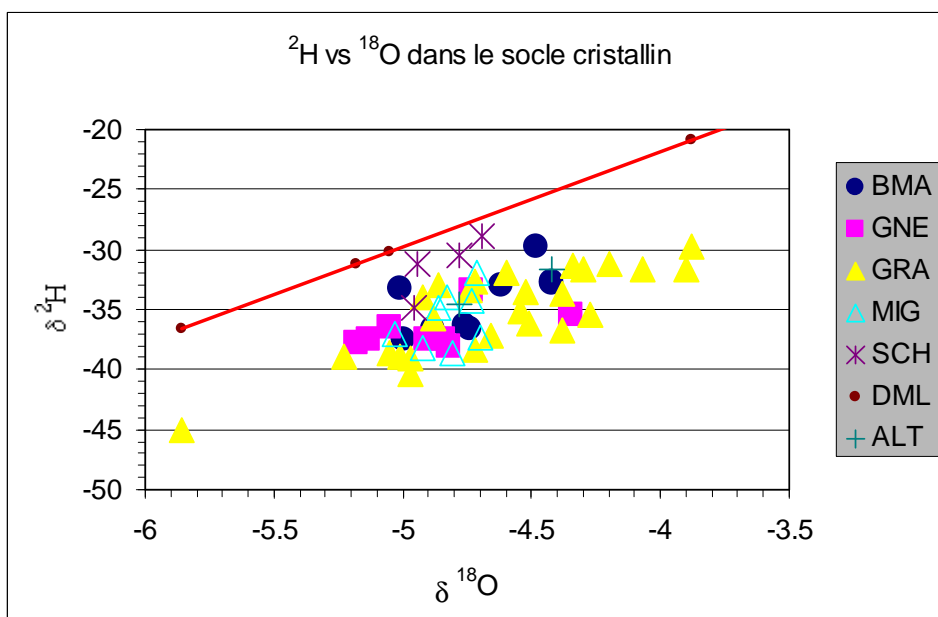


Figure 86: Relation  $^2H$  versus  $^{18}O$  dans les eaux du socle cristallin du sud-ouest du Burkina Faso.

Légende (BMA : Métaandésites, GNE : Gneiss, GRA : Granites, MIG : Migmatites, SCH : Schistes, ALT : Altérites, DML : Droite Météorologique Locale)

Par rapport au tritium, sur 86 analyses, seulement 9 présentent des teneurs proches de 5 UT.

Ces résultats suggèrent que l'alimentation des systèmes aquifères de fractures n'est pas rapide et soulignerait que le temps de résidence de l'eau dans la zone d'altération est considérable ou bien que le stock d'eaux anciennes est important par rapport à l'apport de la recharge actuelle.

On notera toutefois que les valeurs les plus enrichies en  $^{18}\text{O}$  sont celles qui contiennent le plus de tritium ce qui signifie qu'une drainance per descensum provoquée apporte des eaux plus superficielles évaporées donc plus menacées par la pollution.

La quinzaine de points d'eau ayant fait l'objet de datation au carbone 14, donne des âges allant de la centaine d'années à quelques milliers d'années, donc des taux de renouvellement aussi faibles.

L'annexe 7 donne les résultats isotopiques du socle cristallin.

La démarche d'évaluation des ressources en eau souterraines différera suivant que le site se trouve en zone sédimentaire ou de socle, bien que les principes généraux en soient les mêmes. Il faut rappeler au préalable que l'objectif dans l'évaluation des ressources en eau souterraine va bien au delà de la recherche d'un débit ponctuel en forage (comme cela se fait très souvent en hydraulique villageoise) et nécessite par conséquent de prendre en compte la géométrie et les paramètres hydrodynamiques et géochimiques des aquifères ainsi qu'une évaluation de la recharge, ceci pour garantir quantitativement et qualitativement cette ressource sur le long terme.

Une attention particulière doit être portée lors de la réalisation des ouvrages à un dimensionnement adapté et à une mise en place correcte de l'équipement de captage (essentiellement crépine et massif filtrant) pour garantir la longévité de l'ouvrage.

### **7.3. Conclusion partielle**

L'augmentation significative de la contribution des eaux souterraines à la production d'eau potable dans les centres urbains et semi-urbains est une option d'aménagement et de gestion des ressources en eau qui contribue directement à la maîtrise des coûts d'investissement pour la mobilisation des ressources, et à la réduction des coûts de production d'eau potable (réduction importante des charges liées au traitement, à l'entretien, au fonctionnement et à la gestion des captages). En outre, elle permet une meilleure flexibilité dans les réponses apportées aux demandes en eau des différentes catégories d'usagers urbains.

La mise en œuvre d'un schéma technique pour la recherche et l'exploitation des eaux souterraines, adapté au besoin de production d'eau potable dans les agglomérations urbaines, est donc un des maillons essentiels qui permettra la maîtrise des coûts du service de l'eau.

## 8. CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Les raisons qui nous incités à entreprendre ce travail ainsi que les objectifs assignés ont été exposés dans l'introduction. Nous avons essayé d'aborder les problèmes par plusieurs approches indépendantes espérant converger vers un même résultat.

De par son caractère évolutif et transfrontalier, l'étude nous a amené à rechercher et à traiter des données de diverses natures et origines.

Nous avons mis beaucoup de temps à comprendre ces données, et les intégrer ensemble dans un schéma de compréhension hydrogéologique n'a pas été chose facile.

Néanmoins nous avons pu obtenir quelques résultats et fait des constats qui peuvent contribuer à améliorer l'état de connaissance sur les ressources en eau de la région d'étude et donner des orientations pour des investigations dans d'autres contextes.

### 8.1. Les résultats

La zone objet de notre étude sera un pôle de développement des deux pays, Burkina Faso et Mali, pour les prochaines décennies. L'essentiel des besoins en eau provient et continuera de provenir des eaux souterraines du vaste bassin de Taoudenni. La question de leur disponibilité se posera de manière accrue.

La connaissance des écoulements dans ce grand bassin sédimentaire s'est heurté à l'absence de piézométrie fine indispensable pour une meilleure exploitation et gestion des eaux souterraines. Cette absence est d'autant plus vraie qu'il existe peu ou presque pas de nivellement topographique adapté. Les seules cartes topographiques servant actuellement au tracé des cartes piézométriques sont celles à l'échelle du 1/200.000<sup>e</sup> avec des courbes de niveau équidistantes de 40 mètres. Une telle précision ne permet pas de caractériser correctement les écoulements à grande échelle.

L'esquisse de la « carte piézométrique régionale » a permis de mettre en évidence et d'attribuer des limites de nature hydraulique à un système aquifère dont on peut envisager une première représentation acceptable en l'état actuel des connaissances. Le schéma piézométrique obtenu est conforme à ce que l'on attendrait d'une nappe d'eau souterraine unique, circulant au sein de différents terrains placés en continuité hydraulique, avec des mises en charges locales.

La conception du réservoir tel que l'on peut l'imaginer est la suivante : spatialement, nous avons l'extension superficielle de ce réservoir qui correspond à la zone couverte par la carte piézométrique ; c'est à dire qu'il existe sur toute la zone sédimentaire, une nappe d'eau. Pour l'extension verticale, nous ne disposons pas de forages suffisamment profonds qui ait traversé « toute » la série sédimentaire.

L'évolution temporelle de la piézométrie montre une baisse générale des niveaux ; sur une dizaine d'année de suivi piézométrique, la baisse atteint presque 30 centimètres par an pour ce qui concerne la partie Burkinabé du bassin sédimentaire. Cette baisse généralisée serait la conséquence d'un déficit de recharge corrélativement aux baisses pluviométriques.

La chimie des eaux apporte, incontestablement, beaucoup d'éléments nouveaux dans la connaissance de la nappe et précise, pour l'instant, les données du problème. Elle permet une individualisation des aquifères pour autant que l'équipement des ouvrages isole les différentes formations qui les hébergent, empêchant toute communication hydraulique entre eux.

A partir de la géochimie, on observe que la quasi-totalité des échantillons examinés est regroupée dans le faciès de type bicarbonaté calcique. Cette homogénéité de faciès hydrochimique ne dégage pas d'éléments convaincants pour envisager l'existence d'une circulation souterraine individualisée entre les différentes formations géologiques.

La géochimie ne peut évidemment pas tout expliquer pour le cas présent. On ne peut encore affirmer que la nappe s'écoule, qu'elle se renouvelle, ou bien que ses réserves s'épuisent. Il faudra sans doute faire appel à d'autres techniques pour répondre à ces questions, en particulier aux déterminations de l'âge des eaux par les méthodes isotopiques, qui sont maintenant de plus en plus souvent utilisées.

Les études isotopiques montrent que la majorité des eaux stockées dans le réservoir sédimentaire ou les roches cristallines, sont des eaux anciennes. Autrement dit, le bassin sud-est de Taoudenni dans sa grande partie contient des eaux qui « se renouvellent lentement ». Ces analyses montrent d'autre part que les eaux se sont mises en place lors de périodes climatiques plus froides que l'actuelle. Elles montrent également que sauf cas de pollution due à des suintements le long du tubage ou d'autres circonstances que l'on ne connaît pas lorsqu'il y a du tritium, donc une eau actuelle qui participe à l'alimentation, ailleurs il n'y a pas d'eau avec tritium. On revient sur le rôle que pourrait jouer la latérite dans la protection de ces réservoirs d'eau non renouvelables.

Cela pose pour l'avenir, une autre question : si l'on continue à exploiter ces eaux lentement renouvelables, on va vers un tarissement de la ressource en eau souterraine. Si l'on détruit la couverture latéritique par une augmentation de l'érosion due à des travaux d'aménagement mal conçus, on va provoquer une rentrée des eaux actuelles avec du tritium mais aussi le risque d'autres eaux polluantes avec des éléments comme les nitrates.

Il faut donc trouver une ou des solutions d'équilibre en imaginant d'autres scénarios de gestion.

La modélisation que nous avons esquissée au cours de cette étude, donne des résultats cohérents avec les approches chimiques et isotopiques en ce qui concerne notamment les modes de recharge des nappes.

Diverses approches indépendantes ont été utilisées afin d'estimer d'une part la recharge de ce type de nappe et d'autre part les paramètres hydrodynamiques des nappes qui demeurent des données importantes pour les spécialistes.

Pour ce qui concerne la recharge, les résultats obtenus sont synthétisés dans le tableau ci-dessous :

Tableau 38 : Evaluation de la recharge selon diverses méthodes

Méthode	Recharge (mm/an)
Thornthwaite	75 à 120
Modèle à réservoirs	127
Cubatures des variations piézométriques	<16
Modélisation hydrogéologique	0 à 47

Les deux premières estimations présentent l'inconvénient d'être faites à partir de modèles globaux donc ne prenant pas en compte la variabilité spatiale des propriétés hydrogéologiques.

Pour ce qui concerne les paramètres hydrodynamiques, des ordres de grandeur peuvent être retenus : les différentes formations géologiques sont caractérisées par des transmissivités variant entre  $10^{-3}$  et  $8.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s tandis que les coefficients d'emménagement vont de  $10^{-4}$  à  $8.10^{-2}$  traduisant la captivité de la majeure partie du bassin.

Que ce soit par la chimie, ou que ce soit par l'hydrodynamique, on a beaucoup de mal à caractériser le fonctionnement hydrogéologique du bassin sédimentaire.

L'élément fondamental nous semble être les mesures isotopiques qui prouvent que l'essentiel de la recharge serait survenu à une période climatique plus froide. On est donc entrain d'exploiter un réservoir qui est en cours d'épuisement, mais qui reçoit quand même à l'heure actuelle une certaine recharge, plus faible qu'à des époques antérieures, et que nous avons tenté d'évaluer.

## 8.2. Constats et recommandations

### 8.2.1. La mise en cohérence des données

On a constaté que de nombreuses données entrant dans les index et les indicateurs correspondant à un même objet n'étaient pas absolument cohérentes car les valeurs n'étaient pas définies de la même façon, ce qui rend difficile toutes comparaisons. Il y aurait évidemment avantage à ce que les définitions soient identiques : il s'agit notamment de :

- la description géologique des cuttings
- la nomenclature des analyses chimiques
- l'équipement des forages

Des précautions devront être prises pour que les indicateurs soient comparables d'un projet à un autre.



## **8.2.2. Nécessité d'établir des liens étroits entre l'administration en charge de la gestion des ressources en eau et les universités et les établissements de recherche**

La mise en œuvre de notre projet de recherche nous a permis de nous rendre compte du manque de synergie entre l'administration en charge de la collecte et de gestion des données relatives aux ressources en eau et les centres de recherches. C'est ainsi que les nombreuses données existantes n'ont pas bénéficié de validation.

Pour prendre l'exemple sur les données hydrométriques et piézométriques, l'exploitation de celles-ci a été rendue difficile par les nombreuses incohérences et la non concomitance entre les différentes séries.

Une quantité énorme de données équivalent à plus de dix années/mesures sont disponibles mais ont manqué de contrôle de qualité et de validation, ce qui rend toute exploitation à des fins de planification, difficile.

La non concomitance entre mesures hydrométriques et piézométriques s'expliquerait par le fait que les mesures étaient faites par des équipes différentes, d'un côté les hydrologues de surface et de l'autre ceux du souterrain, sans une vision concertée sur les résultats attendus.

Que de ressources donc investies !

Faut-il continuer avec une telle configuration du suivi quantitatif des ressources ? D'ailleurs celui-ci est arrêté en ce moment pour manque de moyens ... financiers.

A notre avis, nous pensons qu'il faut le limiter en des cibles bien circonscrites autour de problématiques réelles telles que l'exploitation intensive des ressources et la vidange naturelle des nappes en relation avec le fonctionnement des sources importantes (Nasso, Pessa, Koba).

En ce sens, nous préconisons l'instrumentation et/ou l'optimisation de Bassins Versants Hydrogéologiques Représentatifs (BVHgR) au nombre de deux pour ce qui concerne le Sud-ouest du Burkina : un en tête de bassin (autour de la Guinguette) et un à la sortie du bassin après la confluence du Mouhoun avec le Sourou.

La gestion de ces réseaux pourra être négociée avec les régions concernées et l'ONEA.

Comme la critique et la validation des données sur l'eau font intervenir des questions de recherches qualitatives, les organismes de gestion doivent rechercher la collaboration de services qui se situent en dehors des circuits ordinaires de l'Etat et faire appel à une large gamme d'opinions et de conseils techniques et scientifiques pour évaluer les problèmes de l'eau et y trouver des solutions.

Pour cela, il est impératif d'établir des liens étroits avec les universités et les établissements de recherche.

### **8.2.3. L'harmonisation des pratiques d'acquisition des données géologiques et hydrogéologiques**

L'un des soucis majeurs a été de rassembler des données aussi fiables que nombreuses issues de diverses sources. Intégrer l'ensemble de ces informations dans un schéma de compréhension des écoulements, suppose que tous les acteurs divers des projets opérationnels, en hydraulique, fournissent des données compatibles et utilisables par tous. Une réflexion sur la forme et le type de données à rassembler doit donc être engagée avec les différents intervenants aussi bien à l'échelle nationale que sous-régionale en vue d'une harmonisation des pratiques scientifiques en matière de collecte des données.

Les objectifs visés par cette harmonisation sont :

- L'amélioration de l'acquisition des données et la facilitation de leur saisie dans des bases de données informatisées ;
- L'assurance qualité sur les données ;
- L'optimisation de la collecte des données dans le cadre des projets à venir ;
- La standardisation d'acquisition de données (forme et contenu).

L'harmonisation devra porter sur :

- Les débris ou cuttings des forages (fréquence, modalités de stockage des échantillons, fiche type de description) ;
- Les fiches de forage y compris le plan de localisation ou de récolement ;
- Les figurés des coupes géologiques ;
- Les pompages par paliers (mesures des débits, mesure de la pression, fréquence des mesures, teneurs en sable, présentation des données) ;
- Les pompages de longue durée ; outre le contenu des pompage par paliers, il comporte les indications sur la position de la vanne et des instruments de mesures, la conduite de refoulement, la période de réalisation, l'étalonnage des instruments de mesure physico-chimique ;
- Les analyses chimiques (ions majeurs et mineurs à analyser et à quel moment, balance ionique, type 1<sup>ère</sup> AEP, bactériologique) ;
- Les diagraphies.

### **8.2.4. Le nivellement piézométrique du bassin est une nécessité impérieuse**

Une des limites à la connaissance des ressources en eau souterraine mise en œuvre, est l'absence de nivellement piézométrique. Malgré l'acquisition du matériel nécessaire à ce travail, nous n'avons pas eu le temps matériel et les moyens financiers pour conduire l'opération.

### **8.2.5. Pourquoi n'avons nous pas cherché à développer un modèle de gestion ?**

La prévision est délicate car elle porte sur des éléments où interviennent de nombreux facteurs non seulement mal mesurables comme le comportement des hommes et l'évolution des conditions économiques et politiques mais surtout mal connus (géométrie et caractéristiques du réservoir).

### **8.2.6. Quelques scénarios pour compenser le problème de la « non alimentation » ou de la perte de réserves.**

Les eaux souterraines de la zone étudiée sont des eaux anciennes qui se renouvellent lentement à l'échelle humaine. Il semble apparemment possible de trouver dans tout le pays des eaux souterraines pour l'alimentation humaine à la condition de s'en donner les moyens et d'en assurer une gestion rigoureuse. Il faut en fonction de ces données capturer le plus grand volume des eaux pluviales.

Pour ce faire :

- il faut rechercher les structures naturelles susceptibles d'être utilisées comme lieu de mise en réserve des eaux pluviales
- créer des structures artificielles susceptibles de permettre l'accumulation des eaux pluviales.
- Entreprendre un inventaire des réservoirs naturels qui contiennent des réserves « non renouvelables » et étudier les possibilités de ré-alimentation.

Pour faire aboutir un tel plan, il faudra mener les travaux suivants :

- études des procédés de ré-alimentation artificielle à partir de cours d'eau et des précipitations
- construction de barrages souterrains,
- mise au point des procédés de gestion des adductions d'exploitation des ressources constituées artificiellement
- nouvelles conceptions de l'alimentation des grandes agglomérations
- traitement des eaux usées à différentes échelles

La réalisation d'un tel programme suppose un opérateur conséquent et ambitieux capable de proposer un programme opérationnel structuré, étalé sur plusieurs années et disposant des moyens voulus pour mener à bien les recherches sur un schéma d'une nouvelle gestion des eaux, vital pour le développement durable de cette région.

### **8.3. Quelles perspectives à ce travail ?**

Malgré la cohérence de ces différentes approches, la question de l'individualisation des aquifères demeure. L'hypothèse de base, sur laquelle a reposé notre travail, est la continuité hydraulique des

différentes roches réservoirs à l'échelle de l'ensemble de la série. Les arguments qui permettraient de trancher définitivement cette question ne sont pas en notre possession :

- Il n'existe aucun forage assez profond pour avoir recoupé plusieurs terrains, pour avoir visualisé leur contact et pour pouvoir confirmer ou infirmer la continuité d'une couche géologique vers l'intérieur de la zone sédimentaire.
- Il n'existe pas non plus de prospection géophysique profonde de type sismique qui pourrait également répondre à cette question.
- Il n'existe pas, enfin, de relevés piézométriques fiables et suivis permettant d'avoir une idée des directions d'écoulement des eaux souterraines et de proposer ainsi une carte piézométrique correcte.

Pour ce qui concerne la piézométrie, des précisions meilleures pourraient être obtenues par l'utilisation d'un Système d'Information Géographique couplé à un nivellement au GPS Différentiel à un moindre coût sur de grandes étendues avec des délais raisonnables. Ce genre de résultats a été obtenu dans le sud-ouest du Niger (G. Favreau, 2000) où on a enregistré des précisions de moins de 20 cm et même 1 cm à certains endroits où les points sont très proches.

L'acquisition du GPS Différentiel offre l'opportunité de mener un tel exercice et de construire une géométrie 3D du système aquifère dans un avenir proche et d'envisager l'élaboration d'un modèle de gestion de ce précieux patrimoine qu'est le bassin de Taoudéni.

## BIBLIOGRAPHIE

- AKOUVI A., 2001. Etude géochimique et hydrogéologique des eaux souterraines d'un bassin sédimentaire côtier en zone tropicale. Implications sur la gestion, la protection et la préservation des ressources en eau du Togo (Afrique de l'Ouest), Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 154 pp.
- ALBERGEL J., 1978. Signification des grandes dépressions piézométriques, Mémoire de DEA, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), Paris.
- ALLISON G. B. et BARNES C. J., 1985. Estimation of evaporation from normally dry lake in south Australia. *Journal of Hydrology*.
- Anonyme, 1997. L'EAU, LA VILLE ET L'URBANISME, Académie de l'eau.
- ANTEA, 1996. ISAPE.
- ARANYOSSY J. F., 1995. Hydrologie et géochimie isotopique : L'apport des isotopes de l'environnement à l'étude de la recharge et de la dynamique des aquifères. Publications issues du Symposium international à la mémoire de Jean-Charles Fontes, Paris 1er et 2 Juin 1995, : pp. 39-54.
- ARCHAMBAULT J., 1960. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale.
- BANTON O. et BANGOY L. M., 1997. Hydrogéologie - Multiscience environnementale des eaux souterraines.
- BAZIE P. et DIENG B., 1995. Bilan des transferts verticaux d'eau en zone non-saturée sous climat soudano-sahélien: application à l'estimation de la recharge des nappes. *Rev. Sci. Eau. Rev. Sc. Eau*, 8 (2): pp. 237-260.
- BESBES M., 1978. L'estimation des apports aux nappes souterraines - un modèle régional d'infiltration efficace, Doctorat d'Etat Es Sciences Naturelles, Université Pierre et Marie Curie - Paris 6, Paris, 270 pp.
- BESBES M. et DAKOURE D., 2002. Quantification des Ressources en Eaux Souterraines du Bassin Sédimentaire du Sud-Ouest, AIEA - Projet BKF/8/002.
- BESBES M., DELHOMME J. et MARSILY G. d., 1978. Estimating recharge from ephemeral streams in arid regions : a case study at Kairouan, Tunisia. *Water resources research*, 14.2: pp. 281-290.
- BLAVOUX B., 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium - Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée., Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris VI.

- BLAVOUX B., 1995. Apport des techniques isotopiques à la connaissance des eaux souterraines. Géochronique, N° 54: pp. 12-15.
- CASTANY G., 1982. Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod Université, 236 pp.
- CIEH, 1987. Contribution à la planification de l'exploitation des eaux souterraines dans une zone de formations gréseuses. Série Hydrogéologie.
- CIEH-USAID, 1987. Savanna water resources and land use.
- CLARK I. et FRITZ P., 1999. Environmental isotopes in hydrogeology.
- CONRAD G. et FONTES J. C., 1972. Circulations, aires et périodes de recharge dans les nappes aquifères du Nord-Ouest saharien : Données isotopiques ( $^{18}O$ ,  $^{13}C$ ,  $^{14}C$ ). C.R.Acad.Sc., 275: pp. 165-168.
- COUR J. M., 1993. West Africa Long Term Perspectives Study (WALTPS), OCDE, Club du Sahel.
- COUR J.-M., 2000. Population dynamics, urban-rural linkages and local development in West Africa : a demo economic and spatial conceptual framework, World Bank Workshop on Urban-Rural Linkages.
- CREPA, 1996. La déferrisation des eaux de forage - Synthèse des techniques expérimentées avec succès par le CREPA. Document technique N°1. CREPA.
- DAKOURE D., 1999. Composition isotopique des précipitations de Bobo-Dioulasso et relation avec les eaux souterraines des différentes unités des formations sédimentaires et du socle du Sud-Ouest du Burkina Faso, Mémoire de DEA, Université Pierre et Marie Curie, 50 pp.
- DASSARGUES A., 1995. Modèles mathématiques en hydrogéologie.
- DASSARGUES A. et MONJOIE A., 1991. Modèle hydrogéologique en zone aride ou semi-aride. In: AUPELF-UREF (Editor), Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride. John Libbey, Paris, pp. 17-22.
- DEGALLIER R., 1969. Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes. Hydrogéologie, Section III, N°2: pp. 7-56.
- DIENG B., 1987. Paléohydrogéologie et hydrogéologie quantitative du bassin sédimentaire du Sénégal - Essai d'explication des anomalies piézométriques. Doctorat Thesis, ENSMP, Paris, 172 pp.
- DINCER T., 1983. Sur l'alimentation des eaux souterraines de la zone de Kolokani-Nara (République du Mali). IAEA-SM-270/41.
- DRAY M., 1996. Rapport de mission d'expertise en hydrologie isotopique pour le compte du Programme RESO., Direction Régionale de l'Hydraulique des Hauts-Bassins, Bobo-Dioulasso.

- DRAY M., 1998. Rapport de mission d'expertise en hydrologie isotopique pour le compte du Programme RESO., Direction Régionale de l'Hydraulique des Hauts-Bassins, Bobo-Dioulasso.
- DRH-HB, 1998. Diagnostic stratégique et prospectif du secteur de l'eau dans le Sud-Ouest / Document introductif à la concertation - Programme de Valorisation des Ressources en Eau du Sud-Ouest (RESO). Direction Régionale de l'Hydraulique des Hauts-Bassins.
- DRH-HB, 1999. Proposition de Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Ressources en Eau du Sud-Ouest (SDAGRESO), Direction Régionale de l'Hydraulique des Hauts-Bassins.
- DROUART E. et VOUILLAMOZ J. M., 199X. Alimentation en eau potable des populations menacées. ACF.
- DUBREUIL C., 1961. Niger supérieur et Bani : note rectificative sur le régime du bani.
- FAVREAU G.
- FONTES J., 1976. Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : Quelques aspects, Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences Naturelles, Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- FONTES J. C., 1989. Isotopes et ressources en eaux. Hydrogéologie, n°3: pp. pp. 135-142.
- FONTES J. C. Y. M. e. A. G. B., 1986. Estimation of long term diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in the water. Journal of Hydrology.
- FORKASIEWCZ J. e. M. J., 1969. Objectifs des réseaux de piézomètres permanents. Bulletin du BRGM, III,2: pp. 99-104.
- GALLO G., 1977. Utilisation complémentaire de l'hydrochimie et de la géochimie isotopique en hydrogéologie. Application aux eaux souterraines de la région de Ribeirao Pret (Etat de Sao - Paulo Brésil). Thèse de 3ème cycle, Université Claude Bernard Lyon.
- GOMBERT P., 1998. Synthèse sur la géologie et l'hydrogéologie de la série sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso, Programme RESO.
- HINRICHSEN D., 1998. La prochaine crise de l'eau. The Johns Hopkins School of Public Health.
- HUBERT P. et OLIVE P., 1995. Modélisation par une loi gamma de la distribution des temps de séjour de l'eau dans les systèmes hydrogéologiques en régime permanent, Tracer technologies for hydrological systems. IASH, pp. 211-217.
- HUNEAU F., Blavoux B. et Bellion Y., 2002. Vitesses d'écoulement hydrauliques et vitesses radiométriques des eaux souterraines n'ont pas la même signification dans un réservoir profond : exemple de l'aquifère miocène du bassin de Valréas (Sud-Est de la France). Compte Rendu de l'Académie des Sciences.
- IAEA, 2001. Isotope Hydrology Information System. The ISOHIS Database. Accessible at: <http://isohis.iaea.org>. IAEA.

- IWACO, 1989. Etude du bilan d'eau du Burkina Faso - Tome 2 : Inventaire des ressources en eau, Ministère de l'Eau.
- LEDOUX E., 1986. Modèles mathématiques en hydrogéologie. Rapport de l'Ecole des Mines, LHM/RD/86/12, ENSMP.
- L'HÔTE Y. G. M. B. S. J. P. T., 2002. Analysis of sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal*, 47: pp. 563-572.
- LOUVET J. M. et MARGAT J., 1999. Quelles ressources en eau les grands aquifères offrent-ils ? Evaluation et stratégie d'exploitation, Regional Aquifer systems in arid zones - Managing non-renewable resources. AIEA, Tripoli, Libya, pp. p301-307.
- Mahé G., 2000. Relations entre eaux de surface-eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *CRAS-Sciences de la terre et des planètes*, 330: pp. 689-692.
- MALOSZEWSKI P. et ZUBER A., 2001. Manual on lumped parameter models used for the interpretation of environmental tracer data in groundwaters. *Environmental isotopes in hydrological cycle - Principles and applications*, N°39, vol.VI. UNESCO-IHP-V.
- MARGAT J., 1972. Le rôle des eaux souterraines dans la gestion des ressources en eau - bases physiques de l'utilisation des réservoirs aquifères. *Bulletin du BRGM (2)*, III, 3: pp. 3-22.
- MARSILY G. d., 1994. Hydrogéologie : Comprendre et estimer les écoulements souterrains et le transport de polluants.
- MATHIEU R., Bariac T., Fouillac C., Guillot B. et Mariotti A., 1993. Variation en isotopes stables dans les précipitations en 1988 et 1989 au Burkina Faso. *Veille climatique satellitaire*, 45.
- MAZOR E. et Ronit N., 1992. Hydraulic calculation of groundwater flow velocity and age : examination of the basic premises. *Journal of Hydrology*, 138: pp. 211-222.
- Ministère des Mines d. l. H. e. d. E., 1992. Atlas hydrogéologique du Mali, Mali.
- MONIOD e. a., 1977. Monographies hydrologiques ORSTOM n°5 : Le bassin du fleuve Volta, ORSTOM.
- OLIVE P., 1996. Estimation pratique de l'âge des eaux souterraines en Europe par le tritium. *Revue des sciences de l'eau* 4: pp. 523-533.
- OUEDRAOGO C., 1998. Cartographie géologique de la région Sud-Ouest du Burkina Faso au 1/200 000 - Synthèse géologique., AQUATER/BUMIGEB.
- OUEDRAOGO I., 1994. Géologie et hydrogéologie des formations sédimentaires de la boucle du Mouhoun (Burkina Faso), Doctorat, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, 116 pp.
- PDM-CSAO-OCDE, 2002. Gérer l'économie localement en Afrique - Evaluation et prospective de l'économie locale.



- RAOULT Y. L. J., BOULEGUE Jacques, OLIVE Philippe, BARIAC Thierry, 1998. Etude hydrogéologique d'une ligne d'écoulement de l'aquifère de l'Albien dans le bassin de Paris entre Gien-Auxerre et Paris. Bull. Soc. géol. France Tome 169, N° 3: pp. 453-457.
- Réméniéras G., 1986. Hydrologie de l'ingénieur.
- ROCHE M., 1971. Les divers types de modèles déterministes. La Houille Blanche, N° 2: pp. 111-129.
- SALVAYRE H., 1990. Techno-écologie de l'environnement.
- SALVAYRE H., 1996. Rapport de mission d'expertise, Direction de l'Hydraulique des Hauts-Bassins, Bobo-Dioulasso.
- SALVAYRE H., 1997. Rapport de mission d'expertise, Direction régionale de l'Hydraulique des Hauts-Bassins, Bobo-Dioulasso.
- SHAKEEL A., 1987. Estimation des transmissivités des aquifères par méthodes géostatistiques multivariées et résolution indirecte du problème inverse. Doctorat, ENSMP.
- SHIKLOMANOV I. A., World freshwater resources. IHP (UNESCO).
- SOGREAH, 1988. Projet Mali Sud II - Sous projet hydraulique villageoise - Rapport final, Ministère de l'Agriculture - CMDT.
- SOGREAH, 1994. Etude des ressources en eau souterraine de la zone sédimentaire de la région de Bobo-Dioulasso - Modélisation des nappes des grès GKS, GFG, GGQ et SAC - Utilisation des modèles MONA, ESTRA, TRAFIT et SIMUTRA., DRH-HB.
- SONNTAG C., CHRISTMANN D. et MUNNICH K. O., 1985. Laboratory and field experiments of infiltration and evaporation of soil water by means of deuterium and Oxygen 18. Tech.Doc. AIEA.
- TAUPIN J. D., 2002. Variabilité isotopique des précipitations sahéliennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999 : implication climatique. C.R. Géosciences, 334: pp. 43-50.
- TAUPIN J. D. e. a., 1997. Analyses isotopiques et chimiques des précipitations sahéliennes de la région de Niamey au Niger : Implications climatologiques. IAHS, Rabat, pp. 151-162.
- TROMPETTE R., 1973. Le précambrien supérieur et le paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie, bordure occidentale du bassin de Taoudéni, Afrique de l'Ouest.
- Wen-Hsing C. et Kinzelbach W., 1991. Processing Modflow.
- ZAMMOURI M. et BESBES M., 1994. Représentativité des modèles des grands aquifères. Cas du Continental intercalaire saharien. Hydrogéologie, N°3: pp. 25-34.

# **ANNEXES**

## LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Données chimiques des eaux souterraines du sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso .....	226
Annexe 2: SAMPLING OF WATER FOR <sup>14</sup> C ANALYSIS (IAEA DOCUMENT) .....	240
Annexe 3 : Données isotopiques des eaux souterraines de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudenni (Burkina Faso – Mali) .....	244
Annexe 4: Calage du taux de renouvellement des eaux souterraines par le signal tritium.....	253
Annexe 5 : Modèles de détermination de l'activité initiale A <sub>0</sub> .....	256
Annexe 6 : Réaction des piézomètres sous influence de pompage intensif.....	260
Annexe 7 : Données isotopiques des eaux souterraines du socle cristallin du sud-ouest du Burkina Faso...	262

**Annexe 1 : Données chimiques des eaux souterraines du sédimentaire du sud-ouest du Burkina Faso**

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO3 <sup>3-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO3 <sup>-</sup>	SO4 <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Fe <sup>t</sup>	BI	T	pH	Cond.	TDS
CT	653	Gassan	477 994	1 416 782	55	2,13	15,42	3,3	13,6	4,33	2,81	4,63		1,4		6,49	100	2,59
CT	178	Mounakoro	379 276	1 434 023	244	0,10	9,60	362,60	65,30	74,40	29,40	16,00		-4		7,4	1 420	22,63
CT	173	Farakui	383 532	1 421 623	52	0,10	9,00	4,90	10,40	4,50	1,40	3,80		0		6,4	120	2,20
CT	185	Médougou	388 225	1 448 946	162	0,10	0,10	11,34	24,75	13,10	1,80	5,00		-5		7,5	270	5,48
CT	186	Médougou	388 225	1 448 946	49	0,10	0,10	0,10	7,50	4,39	1,00	2,40		4		6,5	80	1,68
CT	174	Dantera	392 005	1 422 173	232	0,10	0,60	9,60	40,50	17,60	2,00	4,20		-4		8	380	7,74
CT	117	Sobon	397 798	1 398 620	409	21,90	166,70	37,20	94,80	61,30	17,86	6,90		-1		8,1	1 050	21,39
CT	188	Diallo	398 853	1 456 401	177	0,10	13,20	24,70	38,30	13,80	3,40	4,60		-4		7,6	330	6,98
CT	128	Tombodougou	407 987	1 423 928	58	5,70	12,96	0,10	12,40	5,90	2,90	2,90		0		7,1	170	2,63
CT	436	Tombodougou	408 107	1 423 713	56	0,01	0,01	0,01	8,10	2,91	1,67	3,60		-4		7	900	1,77
CT	177	Bondokui	417 067	1 310 059	21	2,84	15,60	0,10	5,60	2,20	1,60	5,20		3		5,6	70	1,41
CT	105	Babakui	418 016	1 431 577	171	7,80	1,82	11,92	29,25	14,00	5,28	13,00		0		8,2	330	6,63
CT	216	Babakui	418 016	1 431 577	70	2,10	66,60	8,40	21,12	12,70	4,10	7,80		2		7	290	5,02
CT	109	Sien	434 517	1 426 833	308	0,71	0,00	4,20	30,31	43,80	3,36	6,17		3		8,4	510	10,68
CT	427	Kalé	442 014	1 423 837	267	0,01	1,20	19,80	77,00	6,56	1,25	4,86		-2		7,6	320	9,45
CT	94	Soro	447 179	1 413 628	268	32,56	3,10	42,24	38,00	43,80	26,91	9,20		3		7,9	1 210	12,89
CT	51	Niassan	453 327	1 447 775	311	11,34	45,50	11,88	55,00	39,00	11,20	10,60		3		8,5	670	13,15
CT	53	Di	454 846	1 455 759	384	14,18	87,50	30,36	58,00	33,30	76,80	13,40		-3		8,3	950	16,97
CT	694	Di	454 846	1 455 759	262	14,89	4,44	371,29	146,70	48,00	7,78	17,47		-1		8	1 410	24,82
CT	692	Di	454 846	1 455 759	88	21,27	3,95	1307,54	450,60	63,90	20,80	13,77		-1		7,8	3 380	58,34
CT	693	Di	454 846	1 455 759	351	17,02	7,41	113,42	85,50	36,02	29,84	19,12		1		8	1 110	17,58
CT	20	Donon	456 482	1 462 791	254	5,00	18,00	12,00	45,00	24,00	8,00	4,00	0,00	-2		7	383	9,49
CT	698	Oué	456 874	1 462 759	278	2,84	9,38	20,76	48,30	22,44	2,53	11,31		-5		8,1	600	9,94
CT	697	Oué	456 874	1 462 759	220	14,18	86,40	41,94	52,90	23,65	27,13	17,47		-4		8,1	730	12,07
CT	56	Bouna	456 876	1 464 050	339	5,67	9,80	12,21	54,00	27,90	12,48	16,20		-1		8,4	660	12,17
CT	54	Koromé	459 867	1 451 574	281	3,54	4,90	9,03	39,00	24,30	5,44	9,00		-5		8,5	500	9,47
CT	699	Poura	460 863	1 453 753	282	0,01	1,85	5,36	44,90	23,29	12,56	8,58		-3		8,5	450	9,27
CT	59	Niassari	460 881	1 465 948	244	17,72	150,50	22,55	86,00	30,00	13,44	10,40		1		8,1	770	14,99
CT	81	Niassari	460 881	1 465 948	235	13,47	115,70	29,48	62,10	38,00	13,92	10,56		3		7,4	710	13,80
CT	58	Donon	462 899	1 467 051	256	4,25	6,30	7,26	40,00	19,00	10,08	8,00		-4		8,2	450	8,76

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>e</sub> t	BI	T	pH	Cond.	TDS
CT	791	Poro	463 886	1 462 749	44	0,71	7,01	2,64	10,90	2,85	2,16	3,83		5		7,03	70	1,92
CT	60	Ouroukoum	466 893	1 460 933	275	2,12	6,30	3,18	33,00	27,90	6,60	5,40		-4		8,4	470	9,11
CT	61	Pini	469 397	1 465 722	90	16,30	110,65	5,80	29,50	17,80	6,32	8,46		-5		7,1	440	7,33
CT	44	Lanfiéra	472 418	1 477 945	376	6,00		30,00	68,00	39,00	6,00	6,00	0,00	1		7	520	13,98
CT	59	Boussoure	473 498	1 505 344	429	5,00	7,00	72,00	94,00	44,00	6,00	15,00	0,00	2		7	659	17,91
CT	789	Tiao	473 667	1 462 615	180	2,13	14,29	1,68	30,80	14,38	4,41	5,35		-3		7,77	340	6,36
CT	23	Tiao	473 696	1 461 632	93	1,00	12,00	0,00	24,00	6,00	5,00	1,00	0,00	2		7	170	3,57
CT	55	Nehourou	474 078	1 514 559	268	3,00	9,00	106,00	74,00	33,00	3,00	6,00	0,00	0		7	526	13,62
CT	24	Tiao	474 087	1 461 970	129	4,00	13,00	0,00	23,00	13,00	2,00	3,00	0,00	-1		7	215	4,84
CT	62	Soumarani	474 422	1 465 717	27	6,38	15,28	2,03	6,75	1,60	1,60	7,74		-4		6,5	80	1,77
CT	90	Manga	474 758	1 502 701	234	5,60	0,01	32,64	40,00	21,60	8,58	5,75		-5		8,3	430	8,95
CT	60	Manga	474 877	1 501 810	339	7,00	47,00	14,00	62,00	39,00	10,00	5,00	0,00	0		7	535	13,63
CT	785	Manga	474 937	1 501 963	290	1,42	23,98	6,39	43,20	30,37	8,15	8,24		0		7,49	520	10,57
CT	26	Mara	475 233	1 464 826	139	6,00	33,00	0,00	30,00	14,00	8,00	1,00	0,00	-2		7	273	5,82
CT	27	Mara	475 234	1 465 163	132	2,00	2,00	0,00	22,00	11,00	2,00	1,00	0,00	-3		7	185	4,36
CT	46	Gon	475 250	1 482 396	403	3,00	0,00	7,00	61,00	41,00	7,00	7,00	0,00	1		7	518	13,78
CT	87	Gon Peulh	475 640	1 481 904	328	4,20	0,01	9,60	36,00	35,76	5,46	8,28		-4		8,4	550	10,97
CT	45	Gon	475 851	1 482 580	316	3,00	1,00	8,00	54,00	29,00	5,00	4,00	0,00	0		8	420	10,86
CT	25	Kwaré Toksel	477 533	1 480 213	284	3,55	0,00	0,00	51,00	21,60	6,30	7,92		1		8,1	460	9,61
CT	42	Gome	477 628	1 485 251	337	2,00	3,00	0,00	64,00	27,00	4,00	5,00	0,00	1		8	427	11,39
CT	47	Gome	477 717	1 484 083	351	3,00	4,00	10,00	64,00	29,00	4,00	3,00	0,00	-2		7	451	11,99
CT	32	Soumara	477 813	1 454 195	171	3,00	1,00	2,00	31,00	14,00	3,00	1,00		-2		7	253	5,75
CT	38	Kware	478 105	1 481 073	200	3,00	11,00	0,00	35,00	19,00	5,00	2,00	0,00	-1		7	294	7,02
CT	37	Doukou Peulh	478 127	1 470 229	198	8,86	17,50	1,56	31,00	17,40	6,50	9,36		-3		8,4	390	7,39
CT	57	Domoni	478 657	1 494 097	303	3,00	6,00	6,00	52,00	30,00	5,00	3,00	0,00	1		7	413	10,67
CT	787	Dagalé	478 735	1 477 509	31	0,71	17,06	2,24	6,15	4,35	0,96	3,71		1		6,6	90	1,70
CT	85	Dagalé	478 735	1 477 509	63	3,50	0,01	4,80	8,60	3,96	1,56	11,04		2		7,5	180	2,51
CT	37	Dagale	478 855	1 478 123	110	7,00	64,00	5,00	29,00	15,00	9,00	2,00	0,00	-3		7	280	6,11
CT	56	Venou	479 000	1 509 363	312	3,00	10,00	36,00	58,00	34,00	11,00	10,00	0,00	3		8	511	12,59
CT	89	Domoni Peulh	479 168	1 494 004	318	1,40	0,01	5,76	35,60	33,00	5,46	7,59		-4		8,2	520	10,37
CT	49	Toéni	479 582	1 485 495	351	3,00	0,00	4,00	56,00	34,00	5,00	11,00	0,00	3		8	465	12,16
CT	52	Toéni	479 824	1 486 201	310	3,00	3,00	6,00	50,00	28,00	4,00	6,00	0,00	-1		7	401	10,53

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>e</sub> t	BI	T	pH	Cond.	TDS
CT	24	Toéni	479 943	1 484 911	281	39,00	294,00	72,90	155,00	25,80	67,00	15,12		1		8,3	1 470	24,23
CT	53	Toéni	480 876	1 486 108	342	4,00	18,00	8,00	56,00	38,00	5,00	4,00	0,00	1		8	472	12,44
CT	62	Louta	480 881	1 493 327	179	2,00	2,00	4,00	34,00	14,00	2,00	3,00	0,00	-2		7	262	6,1
CT	23	Toéni	481 057	1 485 923	268	0,00	378,50	110,08	137,60	55,44	62,34	13,34		3		7,7	1 510	26,48
CT	58	Yare	481 374	1 510 375	366	3,00	11,00	26,00	68,00	34,00	12,00	3,00	0,00	-1		7	498	13,49
CT	387	Louta	481 543	1 493 910	323	1,00	3,00	0,00	55,00	31,00	3,00	3,00	0,00	1		8	435	10,93
CT	48	Louta	481 932	1 491 913	155	5,00	34,00	0,00	38,00	12,00	2,00	8,00	0,00	1		6	294	6,51
CT	50	Louta	482 143	1 492 619	249	5,00	33,00	55,00	56,00	27,00	4,00	10,00	0,00	-3		7	449	11,48
CT	61	Loroni	483 681	1 500 728	360	4,00	9,00	0,00	60,00	33,00	6,00	10,00	0,00	1		7	475	12,47
CT	385	Loroni	484 851	1 497 379	282	12,00	10,00	0,00	55,00	23,00	3,00	3,00	0,00	-2		8	393	10,01
CT	65	Pissantin	488 886	1 513 320	307	4,00	4,00	12,00	54,00	28,00	5,00	4,00	0,00	-1		7	420	10,78
CT	64	Sane	493 566	1 490 403	288	3,00	3,00	8,00	49,00	28,00	2,00	3,00	0,00	-1		8	391	9,97
CT	66	Sanga	493 955	1 481 034	315	3,00	1,00	0,00	51,00	31,00	3,00	1,00	0,00	0		7	414	10,5
CT	63	Soro	497 535	1 499 955	264	2,00	27,00	8,00	55,00	19,00	3,00	7,00	0,00	-3		7	441	9,64
CT	380	Ganagoulo	499 909	1 487 453	382	4,00	17,00	15,00	70,00	34,00	8,00	8,00	0,00	-1		7	548	13,81
CT	377	Seme	504 178	1 494 058	372	25,00	29,00	172,00	92,00	44,00	19,00	50,00	0,00	0		8	858	21,78
CT	72	Seme	505 109	1 495 225	393	30,00	163,00	56,00	181,00	19,00	3,00	19,00	0,00	2		7	875	22,62
CT	213	Bankui	438 243	1 394 663	436	11,70	9,30	501,20	90,20	149,00	54,90	13,00		2		7,9	1 830	36,97
CT	786	Gon	474 559	1 483 103	361	0,71	19,37	8,19	50,25	41,40	4,79	6,59		0		8,14	630	12,80
CT	691	Toma	346 085	1 398 668	286	0,71	4,94	19,90	55,40	24,93	2,62	7,40		0		8	520	10,43
G K	97/RESO/363	Sokoro	282 212	1 285 465	271,45	0,00	0,09	0,02	72,14	10,16	7,40	1,50	0	3	32,1	7,30	396	9,14
G K	97/RESO/253	Fo C.E.G.	334 333	1 316 113	324,52	0,00	0,00	0,04	51,30	27,66	<b>34,5</b>	4,70	<b>0,9</b>	5	31,6	7,10	543	11,24
G K	521	Badinga	369 507	1 367 245	16,78	3,55	45,12	0,72	11,6	3,77	3,53	4,08		2		5,4	160	2,23
G K	625	Bama	347 418	1 330 453	109,8	1,42	3,46	5,03	23,7	6,69	7,14	4,32		2			240	4,06
G K	586	Gani	395 769	1 491 896	157,08	24,82	67,5	162,7	40	40,99	36	38,86		1		7,1	780	15,37
G K	564	Kombori Koura	397 967	1 484 853	137,25	0,01	0,9	8,01	18,9	11,98	2,39	6,09		-4		7,5	220	4,68
G K	579	Koroni	390 750	1 484 912	152,5	0,01	3,64	14,8	23,4	16,15	2,77	3,15		-3		7,8	300	5,57
G K	208	Lekoro	367 401	1 348 944	36,6	1,1	0,01	4,6	5,8	3,2	5,9	2		3		6,8	80	1,48
G K	621	Lekoro	367 401	1 348 944	36,6	3,55	3,46	0,01	9,3	1,59	2,71	3,49		4			70	1,53
G K	623	Mahouama	360 370	1 332 172	24,4	4,96	2,96	7,81	9,75	1,54	0,27	2,06		-1		6,6		1,43
G K	624	Mahouama	360 370	1 332 172	91,5	1,42	0,49	2,57	27,3	2,4	0,27	2,47		2		6,9	160	3,27
G K	608	Moussakongo	376 567	1 358 152	6,1	9,22	71	0,6	11,4	3,56	14,88	7,36		1		6,1	150	2,94

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>et</sub>	BI	T	pH	Cond.	TDS
G K	598	Sédougou	376 820	1 464 295	73,2	0,01	1,56	10,7	9,6	5,91	3,38	8,77		-1		7,1	140	2,86
G K	441	Woula	386 235	1 448 463	62,53	0,01	15,84	1,2	9,98	6,22	2,11	3,78		-3		7,8	150	2,52
GFB	573	Kikwa	358 938	1 452 093	134,2	17,73	0,01	18,45	10,21	12,4	22	17,96		-3		7,9	340	5,97
GFB	520	Dokui	360 320	1 366 213	352,28	4,96	12,42	35,25	72,8	27,81	6,7	9,6		-2		8,2	700	13,40
GFB	574	Pia 2	360 936	1 454 080	97,6	8,51	0,01	4,77	7,7	6,5	13	16,33		1		7,6	220	3,91
GFB	183	Kolonkan	362 068	1 445 870	64,1	2,1	6,9	7,9	17,1	2,4	2,7	4,2		-3		6,4	130	2,69
GFB	571	Mahouléna	362 848	1 439 076	88,45	7,09	0,99	6,39	2,38	6,27	24,2	10,49		-2		7,5	210	3,52
GFB	602	Mangouna	362 848	1 439 076	219,6	2,13	8,18	15,85	32,8	17,15	2,75	30,2		4				8,57
GFB	179	Gara (Bara?)	364 585	1 437 071	21,4	0,7	5,7	2,24	5,6	0,02	3,7	3,6		2		6	50	1,04
GFB	572	Nairena	369 844	1 453 052	68,63	7,09	2,45	8,82	0,76	4,91	18,7	11,19		-5		6,9	180	2,96
GFB	181	Kiénékui	371 173	1 441 156	48,8	8,5	17,7	2,45	9,9	3,5	5,6	10,6		1		6,3	160	2,77
GFB	180	Ouarokui	371 451	1 436 055	30,5	0,1	0,1	1,26	6	0,02	1,5	3,6		-3		6,6	50	1,03
GFB	569	Djibasso	372 788	1 451 533	47,28	4,26	0,9	4,05	2,5	2,6	9,6	9,2		0		7	130	1,98
GFB	570	Djibasso	374 773	1 451 032	15,25	2,13	14,67	1,71	3,22	1,78	2,65	3,96		-3		6,4	50	1,13
GFB	575	Kansara	375 835	1 465 990	27,45	16,31	0,01	15,3	3,5	3,79	11	10,97		1		7	150	2,48
GFB	599	Sirakoro	378 865	1 463 856	40,08	24,82	137,28	38	26,6	14,81	47	16,64		1		6,8	520	8,85
GFB	528	Gui	353 245	1 400 505	158,6	0,71	5,94	7,65	48	3,02	3,2	4,56		1		7,2	30	5,81
GFB	526	Kellé	349 618	1 387 834	51,85	1,42	5	3	10	2,06	7,3	5,52		3		6,5	110	2,13
GFB	601	Kouakouna	342 293	1 361 911	27,5	1,42	4	0,78	4,2	1,01	1,57	4,76		-3				1,11
GFB	523	Ouorowé	356 860	1 369 025	36,6	0,01	6,39	1,6	10,4	1,65	1,2	1,68		2		7	50	1,50
GFB	524	Tansila	348 454	1 373 001	36,6	0,01	1,6	1,65	8,5	1,48	1,7	2,4		3		6,7	40	1,36
GFB	527	Toma	346 085	1 398 668	67,1	7,8	0,01	3	19,5	1,53	4,4	2,64		-2		6,8	120	2,71
GFG	97/RESO/177	Djonso Zouh.	241 979	1 195 831	56	0,74	0,47	0	16,03	0,47	1	1,7	1,3	0	28	6	92	1,87
GFG	97/RESO/167	Oumardiassa	242 238	1 201 792	15	0	0,73	0	2,8	0,24	1	2	0,5	2	29	6	29	0,54
GFG	97/RESO/172	Kagnagara M.	242 289	1 196 628	195	0	0,4	0	33,66	16,5	2	4,6	0,2	1	29	7,5	190	6,5
GFG	97/RESO/178	Kagnagara	245 208	1 192 825	12	0,49	0	0,23	2,4	0,48	1	1,1	0,3	2	33	6,1	10	0,45
GFG	97/RESO/179	Dagban	250 369	1 196 198	9	0,49	0,07	0,23	2	0,24	1	1	0,7	4	30	6,8	10	0,35
GFG	97/RESO/284	Kouentou	377 198	1 252 227	15	0,49	0	0,14	2,4	0,48	1	2,1	0,2	5	32	6,8	34	0,54
GFG	96/RESO/062	Kouentou	377 593	1 252 318	19	0	0	0,03	2,4	0,97	3	0,1		-5	31	6,8	31	0,59
GFG	97/RESO/321	Nefroulaye	396 159	1 283 645	82	0	0	0,09	9,31	5,1	11,8	5,9	0	3	30	6,5	137	2,79
GFG	97/RESO/322	Bokuy	404 519	1 293 877	38	0,49	0	0,03	5,61	0,48	8,3	2,7	0,4	0	32	7,3	69	1,29
GFG	97/RESO/338	Sara- Soré	405 175	1 290 589	209	0,74	0,09	0	30,46	20,86	6	1,5	0	0	32	7,2	254	6,91

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>et</sub>	BI	T	pH	Cond.	TDS
GFG	639	Tissi	420 787	1 420 479	207	2,84	0,51	4,63	42,6	17	4,16	3,78		3,1		7,26	290	7,40
GFG	832	Kouana	446 364	1 348 480	276	2,84	0,54	3,05	24,5	29,65	18,39	5,46		-3		8,57	450	9,08
GFG	833	Kouana	446 364	1 348 480	169	2,84	3,26	4,05	18	7,25	29,04	13,5		-2		8,13	310	5,82
GFG	824	Soukui	447 955	1 392 893	78	0,01	0,01	2,16	22,3	1,73	0,85	1,14		0,1		6,63	120	2,66
GFG	825	Soukui	448 438	1 392 892	18	7,09	24,44	0,98	8,8	1,88	7,59	3,9		2,5		6,46	100	1,88
GFG	776	Tena	448 880	1 352 960	50	0,01	0,5	3,63	7,2	2,22	6,47	3,24		-3		6,66	90	1,76
GFG	737	Bokui	449 940	1 389 418	397	0,01	1,02	7,75	47,2	35,59	11,09	9,94		-5		7,47	580	12,72
GFG	342	Fakouna	452 919	1 365 915	314	2,47	2,82	267,27	161,93	24,15	29,56	7,34		1,6		7,8	1 070	22,01
GFG	823	Bouna	456 877	1 464 756	90	0,01	0,01	0,01	16,7	5,35	3,7	3,8		2,2		6,79	140	3,02
GFG	344	Oulani	459 928	1 367 902	2	1,91	9,7	0,64	2,84	0,93	0,57	0,95		2,9		6	30	0,54
GFG	640	Toumbila	462 858	1 437 286	34	12,16	27,09	16,83	24,8	3,32	1,89	3,15		0,7		6,7	160	3,38
GFG	49	Naré	462 865	1 442 170	326	5,67	23,8	6,49	40	42,5	3,2	6,6		-1		8,5	600	11,93
GFG	834	Paradé	463 941	1 364 917	46	1,42	0,01	0,01	11,4	1,44	2,42	1,62		2		7,75	70	1,61
GFG	335	Bladi	467 935	1 371 885	21	1,52	4,07	2,47	1,11	1,09	2,19	7,27		1,8		6,5	30	1,02
GFG	1	Bangassi	469 895	1 453 742	24	0	16	4,07	11,12	1,46	0,09	0,42		-3		6,5	70	1,44
GFG	792	Bangassi	469 896	1 454 755	23	0,01	17,76	3,63	8,5	1,32	0,75	3,83		-1		6,85	50	1,46
GFG	793	Ninlare	473 900	1 454 751	358	100,68	0,46	1402,03	394,9	139,1	95,89	123,54		1,6		7,64	3 470	77,09
GFG	69	Dialla	474 307	1 439 761	317	6,38	2,91	8,6	53	28	4,64	10,08		-1		7,7	550	11,15
GFG	798	Moara Grand	475 234	1 464 733	34	0,01	5,14	2,86	8,2	1,38	0,94	3,02		-1		6,35	60	1,37
GFG	635	Moara Grand	475 234	1 464 733	52	17,73	104,23	4,51	32,6	11,98	12,1	7,45		2,2		6,9	350	6,39
GFG	68	Bonro	476 598	1 441 756	23	10,64	3,64	1,52	6,25	0,72	2,16	7,74		-0		6,8	40	1,53
GFG	70	Bao	476 805	1 436 749	76	3,55	36,54	7,7	29,03	4,84	0,81	2,94		-2		7,6	220	4,10
GFG	64	Kankani	478 231	1 450 355	49	19,14	98	14	31,5	6,72	41,6	4,32		2,7		6,9	400	6,60
GFG	67	Bassan	480 938	1 445 745	235	19,9	203,84	101,9	62	12,9	224	5,4		1,7		7,2	1 190	19,97
GFG	38	Bassan	481 119	1 446 052	284	19,5	129	64,5	60	12,7	192	6,96		3,7		8,3	1 130	17,91
GFG	220	Kouy	482 029	1 457 325	31	11,3	13	0,1	7,68	3,5	4,7	3,4		-4		5,8	80	1,97
GFG	35	Kouy	482 029	1 457 325	43	7,09	23	2,52	12,75	2,28	3,9	6,96		-4		7,3	130	2,55
GFG	66	Dianra	482 235	1 448 140	15	9,93	32,03	3,17	10	2,2	2,32	6,3		-4		6	100	2,13
GFG	790	Kouy	482 512	1 457 540	41	0,71	30,89	2,8	11,6	4,01	0,67	7,62		0,4		7,02	140	2,51
GFG	641	Toungaré	489 980	1 466 905	18	1,4	0,01	10,56	3,4	1,2	1,17	6,44		1,8		6,3	30	1,14
GFG	67	Djimbara	483 575	1 424 211	332	7,44	5,28	19,58	50	19,74	5,88	29		-5		8,1	560	11,71
GFG	41	Djimbara	483 575	1 424 211	140	4,25	3,5	6,49	22	8,9	5,4	14,6		0,1		8,2	250	5,23



GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>e</sub> t	BI	T	pH	Cond.	TDS
GFG	774	Fié (Pié)	454 521	1 346 869	294	0,01	0,01	9,02	49,2	25,11	3,8	1,84		-3		7,68	490	9,74
GFG	411	Kona	452 717	1 333 972	314	0,01	0,01	43,01	55,9	19,81	17,9	14,94		-4		7,4	510	11,60
GFG	409	Kona	452 717	1 333 972	340	5,67	0,01	105,93	63	25,19	18,4	37,8		-4		7,8	670	15,31
GFG	410	Kona	452 717	1 333 972	316	2,13	0,01	66	56,2	18,26	24,2	32,4		-2		7,9	290	12,97
GFG	784	Kwaré Menguel	498 044	1 474 060	55	3,55	41,04	2,92	11,5	5,91	5,08	9,88		-3		7,44	200	3,35
GFG	785	Lesséré	467 359	1 422 290	37	0,01	17,8	28	13,95	4,12	5,98	4,41		-3		6,7	120	2,86
GFG	822	Niempourou	476 497	1 393 009	64	1,42	0,01	0,01	17,3	1,91	0,85	1,43		0,8		6,02	110	2,20
GFG	773	Sani	461 773	1 346 951	58	0,01	3,24	3,63	8,7	2,6	7,88	3,77		-3		7,59	100	2,10
GFG	63	Soumbara B	376 931	1 408 011	46	8,5	22,56	3,3	13,5	2,98	1,76	8,46		-3		6,8	140	2,76
GFG	700	Soumbara B	376 931	1 408 011	31	31,91	287,83	4,33	84,6	18,57	14,9	11,15		4		6,6	840	12,78
GFG	797	Téri Rimaibé	476 258	1 431 650	16	2,84	24,3	12,1	10,3	1,56	0,84	5,64		-4		6,01	70	1,90
GFG	642	Warou	471 223	1 427 969	93	0,1	9,4	0,1	15,8	9,2	4,1	2,4		2,5		6,8	170	3,45
GFG	709	Zaba	478 322	1 413 096	24	1,42	25,36	2,36	4,3	1,89	10,93	6,38		1,7		7,02	120	1,83
GFR	97/RESO/133	Kouini école	283 859	1 233 824	13,37	0,74	0,10	0,00	2,00	0,24	1,2	2,50	<b>1,1</b>	3	31,1	7,20	30	0,50
GFR	KOU-014	Sougouma	294 486	1 285 646	222,00	2,50	0,30	0,00	30,00	24,30	3	1,00	0,21	-1		7,27	298	7,33
GFR	DJI-021	Niawéré	298 078	1 250 466	165,90	2,00	0,40	0,00	20,00	15,00	9,8	2,00	<b>1,1</b>	-4		6,42	172	5,35
GFR	KOU-019	Kokoro	311 881	1 271 554	322,10	2,00	0,00	0,00	24,90	11,30	7,7	68,00	<b>0,3</b>	0		7,48	429	10,66
GFR	KAS-434	Diofloma	319 052	1 265 440	39,00	0,80	0,00	0,00	7,40	1,70	2,9	2,00	0,06	1		5,62	62	1,33
GFR	BAM-005	Bado Ville	333 048	1 256 870	366,00	3,40	0,00	0,00	56,70	22,00	6,3	27,00	0,2	-1		7,22	403	12,07
GFR	97/RESO/275	Wigayatoulaye	372 918	1 302 993	51,24	0,49	0,00	0,61	10,42	0,96	7,9	1,80	0	1	31,4	6,40	76	1,75
GFR	110	Tonkoroni	408 935	1 400 179	24,4	0	0	0,5	2,82	0,86	0,63	4,2		0		6,9	40	0,82
GFR	100	Koussiry	410 950	1 407 945	213,5	2,8	29,6	7,8	36	18,8	12,9	3,8		-4		7,3	440	8,08
GFR	212	Koussiry	410 950	1 407 945	237,9	15,6	85,8	35,2	38,4	30	65,7	8		0		7,8	640	12,91
GFR	101	Soin	412 352	1 412 517	259,3	3,9	4,22	4,86	20,86	31,8	4,88	8,6		-4		7,9	460	8,72
GFR	102	Soin	412 352	1 412 517	259,3	2,13	4,48	6,55	20,24	36	3,28	7,8		-1		7,8	530	8,95
GFR	126	Soin	412 352	1 412 517	289,55	3,5	0,1	21,78	40,9	37,4	2,8	2,7		0		8,2	540	10,65
GFR	114	Sikoro	415 106	1 395 767	128,1	1,42	28,78	3,34	30	11,6	1,53	4,62		1		8,1	290	5,38
GFR	113	Tébéré	416 409	1 397 944	250,1	5,67	2,64	3,02	18,42	41,4	3,15	4,62		3		8,3	180	9,02
GFR	612	Bayé	382 150	1 333 952	329,47	21,28	4,96	89,34	19,24	17,02	15,25	103,73		-1		<b>8,3</b>		14,66
GFR	613	Bayé	382 150	1 333 952	302,01	0,00	0,00	30,26	19,04	16,90	4,69	64,86		-3		<b>8,3</b>		10,86
GFR	540	Daboura	398 924	1 367 128	85,4	0,71	0,01	0,96	11,3	4,11	6,16	5,28		-5		6,4	140	2,74
GFR	541	Daboura	398 924	1 367 128	228,75	2,13	0,51	8	34,7	18,21	7,81	4,32		-5		7,9	340	7,63

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>e</sub> t	BI	T	pH	Cond.	TDS
GFR	140	Nianmakui	404 058	1 367 111	57,9	0	0,5	0,88	2,6	3,5	14	3,4		-2		7	100	1,90
GGQ	97/RESO/148	SIFARASSO 1	231 783	1 223 978	8	2,74	0,72	0	1,6	0,48	2,7	1,2	0	5	32	6,3	36	0,46
GGQ	97/RESO/150	Sifarasso 2	232 178	1 223 913	15	0	0	0	2	0,24	4	0,9	0	2	28	7,8	20	0,51
GGQ	98/RESO/498	Gouanab. C. Peulh	235 104	1 217 833	10	0	2	0	2	0	0	2		-3	24	6,8	13	0,33
GGQ	98/RESO/425	Mahon Poum.	256 731	1 222 337	10	0	0,24	0,01	2,8	0,24	0	0,6	1	3	31	7,0	13	0,36
GGQ	96/RESO/058	Laranfiera	270 304	1 222 423	12	0,24	0	0,05	1,4	0,3	1,1	1,5	0	-5	30	6,5	29	0,4
GGQ	98/RESO/495	Dieri Brousse	278 172	1 218 743	10	0	0	0	2	0	0	1		-5	28	6,5	12	0,32
GGQ	97/RESO/273	DIERI	280 064	1 215 626	10	0	0	0	2	0,24	0	0,6	0	-4	28	7,8	10	0,32
GGQ	96/RESO/018	Sirakoro	282 460	1 215 088	37	3,49	0	10,31	3,9	0,6	1	15	0	0	28	6,6	29	1,82
GGQ	96/RESO/059	Tin (Soly)	285 954	1 224 683	10	0	0	0,14	1,6	0	2	0,4	0	-1	26	6,1	17	0,32
GGQ	98/RESO/491	Orodara Sect 1	290 615	1 213 129	12	0	0	0	3	0	1	1	0	-5	28	6,4	18	0,39
GGQ	95/RESO/003	Dou II°	291 072	1 208 579	41	0	0	0,04	8,81	1,45	6	0,6	0	3	28	6,6	80	1,41
GGQ	96/RESO/060	Gossiamandara	293 322	1 228 262	136	0	0	0,13	34,46	5,33	9	0,7		4	31	7,0	226	4,65
GGQ	96/RESO/061	Diassaga	296 343	1 225 969	22	0	0	0,04	3,6	0,72	3	0,5	0	-5	30	7,8	31	0,69
GGQ	97/RESO/345	Toussiamasso	298 822	1 214 400	15	2,74	0,47	0,02	4,8	0,48	0,5	1,2	0	1	28	6,0	16	0,68
GGQ	97/RESO/293	Tapoko	313 091	1 208 846	22	3,74	0	0,05	4,8	0	1	5,3	1	3	30	7,0	44	0,97
GGQ	97/RESO/331	Tapoko CSPS	313 423	1 208 506	112	0	0,16	0,04	11,22	8,25	4	14,1	0	3	30	7,0	166	3,79
GGQ	96/RESO/051	Pandouasson	317 763	1 208 052	54	0,24	0	0,01	18,03	0,23	1	0,7		4	29	6,9	88	1,85
GGQ	97/RESO/329	Sahouleni	357 809	1 248 713	43	7,48	0,34	0,05	3,4	1,82	5	12,4	0	4	32	6,0	102	1,9
GGQ	97/RESO/328	Dafinso	371 701	1 249 945	8	0	0	0,01	1,6	0	1	0,9	0	1	32	6,3	19	0,26
GGQ	98/RESO/510	Sala Zoyima	381 461	1 257 003	192	0	0	0	30	15	10	3		-1	30	7,8	300	6,23
GGQ	96/RESO/077	Darsal.Bekuy	394 505	1 295 845	18	0,49	0	0,01	2,4	0,97	3	0,5	0	-1	31	6,7	45	0,6
GGQ	98/RESO/388	Bekuy Balla	397 983	1 294 728	15	0	0,11	0,01	3,2	0	1,4	0,8	0	-2	32	5,6	22	0,47
GGQ	96/RESO/080	Balla	399 038	1 293 496	11	0	0	0,04	2	0,72	1	0,1	0	0	32	6,5	22	0,38
GGQ	312	Mokouna	410 074	1 309 096	14	2,35	0,01	0,01	0,6	2	1,9	1,4		2,4		6,4	20	0,60
GGQ	738	Diékui	415 092	1 318 082	9	0,71	4,89	0,01	2,29	0,49	0,29	2,53		4,5		6,9	20	0,52
GGQ	420	Bondoukui	417 067	1 310 059	14	0,01	3,36	4,09	3,9	0,86	0,49	1,26		-4		6,0	300	0,70
GGQ	415	Bondoukui	417 067	1 310 059	135	1,61	0,01	2,25	3,43	21,23	17,1	3,3		4,6		8,1	170	4,82
GGQ	728	Bondoukui	417 067	1 310 059	35	0,01	5,61	2,13	6,03	1,16	8,42	3,78		4,6		6,4	60	1,49
GGQ	414	Dampan	419 064	1 310 054	160	1,42	63,55	16,83	38,8	10,62	40,8	8,28		2,3		9,0	260	8,27
GGQ	729	Syn Békui	420 075	1 314 905	14	2,84	23,45	3,13	8	1,4	4,25	3,9		3		5,1	70	1,54
GGQ	340	Dombokui	421 071	1 314 073	135	1,61	0,01	2,25	3,43	21,23	17,1	3,3		4,6		8,1	230	4,82

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>et</sub>	BI	T	pH	Cond.	TDS
GGQ	316	Kosso	422 741	1 328 075	9	1,76	0,01	0,21	1,37	0,5	0,57	1,82		2,5		6,1	20	0,40
GGQ	419	Fakéna	422 893	1 328 413	88	0,01	0,84	2,64	15,3	5,25	4,41	3,06		-2		6,5	140	2,97
GGQ	331	Békui	428 792	1 342 036	13	1,87	0,01	5,57	0,56	1,07	5	3		-1		6,1	20	0,76
GGQ	325	Fakéna	431 785	1 329 036	100	2,08	3,78	0,21	19,21	7,99	5,91	2,27		3		7,0	180	3,65
GGQ	326	Fakéna	431 785	1 329 036	317	27,65	0,01	304,05	189,1	32,85	31,46	7,45		3,9		8,1	1 230	25,64
GGQ	333	Poundou	437 842	1 348 005	87	2,04	13,14	9,75	19,24	7,87	5,63	3,45		0,2		7,3	150	3,82
GGQ	337	Koukatenga	439 871	1 364 957	12	1,75	7,2	0,86	4,8	0,34	0,19	1,64		-5		5,8	10	0,73
GGQ	828	Koukatenga	439 871	1 364 957	15	0,71	0,01	0,01	4,7	0,37	0,09	0,76		5,4		6,0	20	0,57
GGQ	827	Sagala	440 876	1 368 948	18	0,01	0,01	0,01	4,5	0,6	0,38	1,05		4,7		5,6	30	0,63
GGQ	826	Kamadéna	442 897	1 367 930	17	4,25	27,26	0,01	10,1	2,3	5,22	2,09		4,9		5,1	90	1,76
GGQ	336	Orokui	443 881	1 361 416	40	1,99	1,88	2,89	10,76	2,43	2	1,82		3,8		6,5	70	1,68
GGQ	18	Poura	453 597	1 447 437	271	4	15	10	46	22	18	3	0	-3		7,0	400	9,71
GGQ	13	Yayo	454 956	1 431 185	334	4	17	14	62	33	5	5	0	0		7,0	487	12,31
GGQ	347	Tora	455 946	1 389 869	333	0,01	3,7	7	52,9	26,2	3,9	3,2		-5		7,8	420	10,72
GGQ	5	Doule	458 603	1 432 070	278	3	0	4	50	22	12	2	0	0		7,0	378	9,46
GGQ	6	Doule	459 747	1 431 577	310	2		8	52	21	15	9	0	-2		7,0	424	10,35
GGQ	16	Toare	461 182	1 444 691	67	1	6	0	8	5	9	2	0	-4		6,0	92	2,37
GGQ	303	Tongourou	462 255	1 437 041	229	2	10	0	28	23	2	8	0	-4		7,0	308	7,65
GGQ	272	Korombere	463 049	1 399 197	259	3	0	0	42	18	9	12	0	0		7,0	345	8,67
GGQ	407	Moara G.	463 641	1 414 186	295	2	1	0	57	23	7	1	0	0		7,0	400	9,83
GGQ	51	Tongourou	463 852	1 437 530	187	4	12	0	31	17	12	3	0	1		7,0	271	6,75
GGQ	19	Kamina	464 204	1 430 219	34	3	0	0	6	3	2	1	0	1		6,0	55	1,30
GGQ	305	Kassoum	466 874	1 445 083	195	2	0	0	30	18	7	1	0	-2		7,0	239	6,39
GGQ	295	Gani	466 949	1 406 963	251	25	0	592	179	66	50	30	0	0		7,0	1 108	34,19
GGQ	392	Kassoum	467 356	1 445 543	307	2	8	12	52	31	6	2	0	-1		8,0	438	10,86
GGQ	3	Dian	468 957	1 449 350	28	5	31	24	10	3	33	0	0	1		6,0	184	3,18
GGQ	395	Mara Petit	469 640	1 441 425	196	124	0	1886	459	190	70	68	1	-3		7,0	2 380	89,54
GGQ	278	Toubani	470 683	1 430 365	234	4	2	0	44	16	6	2	0	-2		7,0	317	7,75
GGQ	396	Warou	471 433	1 427 324	317	6	17	132	76	45	12	3	0	-3		8,0	635	16,33
GGQ	7	Doussoula	471 782	1 444 740	251	15	0	1226	493	66	38	5	1	2		7,0	1 691	61,42
GGQ	150	Diele	472 840	1 448 978	246	7		9	46	22	15	2	0	2		7,0	436	9,00
GGQ	394	Diele	473 111	1 449 039	220	5	41	5	42	21	21	7	0	2		7,0	413	9,19

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>et</sub>	BI	T	pH	Cond.	TDS
GGQ	33	Torosso	473 839	1 454 076	451	28	1	461	189	88	27	33	0	3		7,0	1 210	36,65
GGQ	271	Soro	475 854	1 417 797	42	1	6	0	6	4	5	1	0	-2		6,0	77	1,60
GGQ	270	Soro	476 367	1 417 858	24	1	2	0	4	2	2	1	0	1		5,0	30	0,95
GGQ	308	Mara Petit	476 510	1 444 981	253	1	1	0	43	19	2	2	1	-3		8,0	357	8,13
GGQ	269	Soro	476 818	1 417 213	20	1	0	0	3	2	0	1	0	-3		5,0	19	0,68
GGQ	297	Saba	477 056	1 412 206	224	3	11	0	52	10	8	2	0	-3		8,0	311	7,67
GGQ	268	Gassan	477 480	1 415 799	20	1	0	0	3	2	0	1	0	-3		5,0	22	0,68
GGQ	279	Gassan	478 174	1 416 075	249	1	12	0	40	21	2	8	0	-2		7,0	335	8,45
GGQ	266	Niem.	478 455	1 428 147	354	2	0	0	62	29	2	2	0	-2		7,0	4 540	11,48
GGQ	277	Tery	478 752	1 423 600	495	37	0	356	164	76	50	30	0	2		7,0	1 135	33,69
GGQ	296	Bonda	479 033	1 395 740	360	2	2	0	69	26	1	4	0	-1		7,0	451	11,85
GGQ	2	Tianra	481 360	1 447 005	57	7	73	0	19	12	5	2	0	-3		6,0	183	4,46
GGQ	389	Dissi	481 642	1 462 947	286	3	4	7	51	24	3	4	0	-2		8,0	399	9,74
GGQ	41	Dissi	482 064	1 463 561	299	3	12	6	88	4	3	5	0	-3		7,0	388	10,36
GGQ	292	Kango	482 229	1 392 882	277	13	0	36	58	21	13	14	0	-1		7,0	467	11,24
GGQ	39	Kouy	482 270	1 457 571	44	7	59	0	20	5	16	2	0	0		6,0	193	3,74
GGQ	40	Dissi	482 334	1 463 284	51	6	48	0	20	6	2	5	0	-2		6,0	185	3,50
GGQ	290	Djimbara	484 187	1 387 628	100	2	1	0	14	7	4	9	0	2		7,0	140	3,45
GGQ	288	Kougny	485 679	1 413 306	254	2	0	0	35	23	5	9	0	0		8,0	342	8,41
GGQ	323	Bouna	485 792	1 398 869	31	1	0	0	6	2	2	1	2	-2		6,0	38	1,08
GGQ	282	Kougny	486 945	1 413 490	59	2	1	0	8	3	8	5	0	0		7,0	88	2,05
GGQ	281	Kougny	486 945	1 413 029	290	1	2	0	43	28	5	4	0	0		7,0	384	9,60
GGQ	280	Kougny	487 216	1 412 783	79	1	9	0	13	5	6	8	0	1		6,0	128	2,98
GGQ	393	K. Menguel	497 082	1 474 705	298	3	0	24	54	26	9	8	0	0		7,0	442	10,90
GGQ	391	K. Menguel	498 225	1 474 029	46	2	13	0	9	4	4	5	0	3		6,0	103	2,11
GGQ	319	Doukui	477 856	1 470 567	50	1,95	0,63	0,75	1,3	4,57	7,4	4,4		-4		7,2	80	1,72
GGQ	727	Tankui	414 550	1 308 285	14	0,01	6,12	1,5	3,8	0,28	1,42	2,94		3		5,4	10	0,73
GGQ	726	Tankui	414 550	1 308 285	11	0,01	7,65	0,75	3,1	0,6	0,83	2,56		3,6		5,3	10	0,65
GGQ	730	Tia	407 241	1 302 746	18	0,01	2,52	3,5	3,43	0,41	2,68	2,98		-1		5,8	20	0,82
GI	98/RESO/487	Beregadougou	310 615	1 189 902	115,9	0	0,44	0,59	16,43	7,03	9,4	8,5		2	30,4	7,51	200	3,92
GI	BAN-093	Bounouna	310 796	1 178 515	6,10	1,50	6,20	0,00	2,40	0,50	1,60	0,50	0,03	-4		4,70	24	0,47
GI	BAN-092	Bounouna	310 680	1 179 468	3,60	1,00	6,20	0,00	1,60	1,00	1,20	0,00	0	1		5,00	24	0,38

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>et</sub>	BI	T	pH	Cond.	TDS
GI	BAN-091	Bounouna Sect 9	310 654	1 180 267	14,60	3,00	1,40	0,00	2,80	0,70	0,90	2,50	<b>0,5</b>	-3		5,20	26	0,68
GI	BAN-096	Siniena	306 341	1 164 651	26,80	7,50	25,00	0,00	6,40	2,40	<b>21,00</b>	1,50	0	3		5,70	127	2,17
GI	BAN-530	Siniena	306 161	1 165 082	4,80	1,10	5,20	0,00	1,68	1,00	0,00	0,50	0	-2		5,20	20	0,38
GI	BAN-370	Tangora	308 916	1 168 285	9,70	1,10	8,50	0,00	4,00	0,60	1,60	0,50	0,24	-2		5,36	36	0,64
GI	BAN-526	Tangora	310 386	1 167 830	148,80	3,90	1,70	0,00	19,70	9,30	7,00	12,50	0	-2		6,50	224	5,05
GI	BAN-115	Tarfila	311 407	1 184 473	187,90	1,70	1,30	0,00	30,40	13,40	7,00	7,50	0,1	0		6,90	267	6,27
GI	BAN-273	Tarfila	312 092	1 184 847	71,00	1,10	4,10	0,00	9,20	5,00	8,80	2,50	<b>0,73</b>	-2		6,17	108	2,46
GI	BAN-089	Tarfila sect 11	311 653	1 184 994	68,30	2,00	4,90	0,00	10,40	5,80	9,20	1,50	0,08	2		6,20	105	2,55
GK	537	Solenzo	381 870	1 347 163	276,33	0	0	37,92	54,6	21,72	3,51	10,81		-2				10,42
GK	141	Solenzo	381 870	1 347 163	213,5	2,84	31,62	1,92	39	19,68	1,95	8,97		-1				8,16
GK	146	Solenzo	381 870	1 347 163	305	1,42	0,62	0	59,8	19,92	2,73	8,51		0,4				10,14
GK	147	Solenzo	381 870	1 347 163	311,1	6,39	0	1,44	59,8	27,96	3,51	4,37		2,7				10,91
GKS	98/RESO/455	Faoun Yogo	233 578	1 186 645	22,57	0	5,28	0,09	3,2	1,82	2,5	2,8	0	4	28	6,98	20	0,95
GKS	97/RESO/193	Dinaoro	261 943	1 182 713	84,18	0,24	0,11	0	6,81	5,58	2	14,6	2	3	29	7,1	124	2,87
GKS	97/RESO/269	SINDOU VILLE	262 468	1 179 575	14,03	0	0	0	3,5	0	0	0,7	0	-3	31	7,8	50	0,45
GKS	96/RESO/031	Zinkin 1	410 695	1 272 542	244	2,24	4,93	0,04	41,28	23,05	4	9,4	0	4	30	8,3	377	8,61
GKS	97/RESO/238	Faoun	237 744	1 182 770	28,6	0	0,12	0	2,8	1,94	6	1,4	0	5	30	7,8	40	0,99
GKS	97/RESO/182	Nianton Louwaga	243 255	1 183 864	10,37	0,61	0,5	0	2	0,24	3	0,6	1	4	31	6,2	40	0,41
GKS	97/RESO/188	Nianton Kagn.	244 280	1 186 685	8,54	1,24	0	0,23	1,6	0	4	0	0	3	30	6,1	20	0,37
GKS	97/RESO/184	Nianton Peul	242 881	1 186 664	6,7	0	0	0,18	1,2	0	1	0,6	0	1	32	6	14	0,23
SAC1	97/RESO/358	Zitonosso	256 768	1 247 387	25	0,00	0,34	0,10	4,40	0,24	2,60	1,60	0	-5	30	6,2	37	0,79
SAC1	97/RESO/280	Kéléguidjassa	259 473	1 239 990	303	0,24	0,00	0,00	62,12	18,67	11,00	2,10	1	0	33	7,8	400	9,97
SAC1	97/RESO/134	Wol. Kagnagara	261 079	1 227 346	275	0,49	0,00	0,17	39,67	28,39	7,00	2,30	2	1	30	7,0	408	9,12
SAC1	97/RESO/137	Wol. Naf. Djassa	267 263	1 234 554	112	0,24	0,00	0,05	18,83	8,98	7,00	0,50	0	1	29	6,8	176	3,73
SAC1	97/RESO/355	Banankoro	273 376	1 240 626	292	0,24	0,02	0,04	55,31	26,19	8,20	1,40	0	4		7,6	430	9,98
SAC1	98/RESO/516	Foussomon	288 888	1 208 900	24	1,00	0,00	0,00	6,00	1,00	0,00	1,00		1	21	6,5	39	0,87
SAC1	97/RESO/158	BANZON	303 449	1 251 368	25	2,49	1,68	0,00	4,40	1,70	2,00	2,30	0	0	31	6,2	58	1,02
SAC1	96/RESO/105	Sidi Champ	306 459	1 232 452	95	0,00	0,00	0,02	16,83	6,30	7,19	0,82	0	1	32	6,6	222	3,13
SAC1	98/RESO/515	Djiguera Fon	308 271	1 236 036	339	0,00	0,00	30,00	68,00	24,00	11,00	2,00		-4				11,95
SAC1	97/RESO/174	KARANK.SAMBLA	320 136	1 241 775	168	0,74	0,00	0,31	25,62	11,64	6,00	8,90	1	0	32	7,8	280	5,55
SAC1	98/RESO/511	Kiebani c.s.p.s.	341 565	1 315 982	46	1,00	0,00	0,00	8,00	3,00	1,00	1,00	0	-5	31	6,9	73	1,51
SAC1	96/RESO/013	Sorgho	349 080	1 268 815	221	2,49	2,40	20,01	50,20	20,00	2,00	8,80	0	5	33	7,1	650	8,74

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>et</sub>	BI	T	pH	Cond.	TDS
SAC1	97/RESO/264	Padema CEG	362 773	1 288 229	305	0,00	0,00	0,00	57,71	24,25	5,00	5,20	0	2	34	6,9	433	10,22
SAC1	98/RESO/512	Tagama 3	364 497	1 294 826	433	0,00	0,00	0,00	46,00	31,00	6,00	41,00	0	-2		7,5	542	13,92
SAC1	97/RESO/306	Salé de Sioma	370 785	1 306 688	111	0,49	2,05	0,12	16,03	10,19	2,00	8,60	1	5	33	7,2	200	3,93
SAC1	207	Ouarakui	371 451	1 436 055	451	2,84	43,70	17,90	98,00	38,40	8,70	6,40		0		8,2	780	17,16
SAC1	97/RESO/285	Mogobasso	379 725	1 262 907	298	0,24	0,00	0,08	58,11	24,50	2,40	0,80	0	1	33	7,2	415	9,91
SAC1	744	Koumana	411 111	1 322 087	192	1,42	0,01	0,36	26,90	15,30	3,97	3,69		-5		8,5	320	6,08
SAC1	740	Koumana	411 111	1 322 087	160	0,01	2,04	3,75	36,80	3,00	7,28	4,57		-5		6,7	260	5,21
SAC1	742	Koumana	411 111	1 322 087	53	4,96	1,00	2,68	9,00	3,53	6,00	2,99		-3		7,9	90	2,11
SAC1	739	Koumana	411 111	1 322 087	186	1,42	0,01	2,38	35,52	7,55	4,26	14,40		0		7,9	320	6,28
SAC1	743	Koumana	411 111	1 322 087	186	1,42	0,01	1,30	29,50	13,71	15,49	4,23		1		8,5	330	6,32
SAC1	317	Moukui	418 779	1 350 048	260	2,69	0,01	84,03	14,12	61,61	8,70	12,90		4		7,9	670	12,72
SAC1	107	Cissé	420 410	1 425 887	461	18,43	154,90	31,10	67,68	96,00	3,07	6,60		2		8,1	1060	22,96
SAC1	204	Tissi	420 787	1 420 479	433	0,70	4,03	18,20	73,00	40,50	6,99	13,80		2		8,2	700	15,37
SAC1	583	Tissi	420 999	1 420 878	438	3,55	23,92	15,80	61,29	55,63	3,88	13,72		2		7,9	630	16,39
SAC1	124	Bourasso	422 530	1 396 729	342	2,80	0,10	0,10	40,30	39,70	2,50	5,20		-1		8,1	540	11,30
SAC1	503	Kosso	422 741	1 328 075	290	9,93	0,47	350,35	180,30	21,84	9,52	41,28		2		7,8	1110	25,21
SAC1	332	Kouéna	422 780	1 343 034	5	1,65	7,56	2,45	2,59	0,88	1,72	1,82		4		4,5	20	0,63
SAC1	329	Doudou	422 803	1 352 034	258	2,47	0,01	14,47	11,62	39,61	7,60	4,90		-3		8,1	400	8,89
SAC1	829	Miana	424 807	1 344 043	58	0,71	0,01	0,72	13,20	3,12	1,94	1,62		3		7,6	120	2,03
SAC1	321	Kékaba	425 817	1 349 016	15	2,14	0,01	0,01	0,84	0,84	3,75	1,70		-3		7,2	20	0,58
SAC1	328	Kékaba	425 817	1 349 016	11	2,05	0,01	0,01	0,41	0,66	2,75	1,93		-2		6,2	20	0,47
SAC1	322	Kékaba	425 817	1 349 016	19	2,34	0,01	0,01	1,05	1,85	2,50	3,10		3		6,1	20	0,79
SAC1	430	Solimana	432 493	1 424 841	378	12,18	13,86	559,90	110,70	110,60	5,49	53,10		-3		7,8	280	35,63
SAC1	501	Barakui	433 313	1 389 330	296	19,85	0,01	349,20	134,00	34,24	11,22	62,11		-1		7,9	1210	25,23
SAC1	500	Nokui	437 537	1 388 921	296	2,84	1,24	56,40	73,20	23,02	5,78	24,98		5		8,1	670	12,94
SAC1	593	N/Simissidougou	437 931	1 389 903	395	3,55	2,08	16,20	37,00	30,37	17,50	50,60		1		8,1	600	13,98
SAC1	345	Boron	445 947	1 399 870	15	3,10	27,90	0,01	7,60	2,30	2,00	5,00		3		5,7	100	1,63
SAC1	423	Koury	445 964	1 408 870	297	0,01	0,68	22,88	62,90	16,24	1,57	5,58		-6		7,5	550	10,14
SAC1	205	Soro	447 179	1 413 628	290	0,71	7,20	14,90	68,00	15,90	5,20	4,40		-1		8,2	500	10,25
SAC1	9	Yaran	451 767	1 434 354	329	6,00	22,00	31,00	52,00	43,00	6,00	9,00		1		7,0	516	13,24
SAC1	10	Yaran	451 920	1 435 214	295	9,00	2,00	251,00	118,00	44,00	10,00	16,00	0	1		7,0	795	20,87
SAC1	12	Ouérin	452 351	1 440 988	359	2,00	0,00	32,00	63,00	36,00	5,00	10,00	0	1		7,0	505	13,35

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO3 <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO3 <sup>-</sup>	SO4 <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Fe <sup>t</sup>	BI	T	pH	Cond.	TDS
SAC1	11	Ouérin	452 713	1 441 418	405	3,00	0,00	28,00	70,00	39,00	3,00	6,00	0	-2		7,0	533	14,41
SAC1	349	Passakongo	452 947	1 382 901	43	0,54	2,90	0,01	8,00	2,10	1,80	3,60		1		6,4	70	1,54
SAC1	348	Passakongo	452 947	1 382 901	61	12,20	90,60	7,80	36,10	11,60	9,80	6,50		5		7,2	350	6,27
SAC1	31	We	453 050	1 444 612	201	6,00	42,00	14,00	41,00	20,00	6,00	10,00	0	-2		7,0	372	8,73
SAC1	30	Niassan	453 172	1 445 410	305	6,00	11,00	78,00	66,00	19,00	8,00	39,00	0	-2		7,0	550	13,69
SAC1	25	Debe	453 684	1 463 164	351	3,00	2,00	35,00	70,00	16,00	6,00	25,00	0	-4		7,0	496	12,67
SAC1	28	Niassan	453 778	1 447 744	342	5,00	3,00	13,00	57,00	27,00	4,00	8,00	0	-5		7,0	467	11,56
SAC1	794	Gouran Peulh	453 825	1 439 787	203	0,01	2,34	1548,72	504,90	146,00	8,63	10,67		3		7,7	2830	73,72
SAC1	29	Niassan	454 109	1 447 282	322	9,00	31,00	205,00	112,00	42,00	8,00	10,00	0	-3		7,0	787	20,02
SAC1	52	Débé	454 226	1 445 285	244	8,50	4,20	117,48	65,00	30,30	5,40	9,20		-3		8,3	700	13,07
SAC1	43	Bissan	454 307	1 421 418	281	45,37	240,80	69,52	79,00	71,00	45,00	14,00		2		8,3	1200	22,84
SAC1	696	Lanfiéra	455 022	1 434 779	165	2,84	13,82	7,70	35,80	11,19	1,99	6,17		-2		7,8	350	6,21
SAC1	14	Yayo	455 137	1 431 277	347	5,00	2,00	44,00	64,00	36,00	8,00	7,00	0	0		8,0	522	13,52
SAC1	45	Koumbara	456 695	1 425 592	92	4,25	5,60	0,44	13,50	4,60	11,20	5,00		-5		7,5	160	3,28
SAC1	78	Koumbara	456 695	1 425 592	220	2,17	4,40	7,15	38,00	15,42	14,12	6,42		-1		7,5	360	7,71
SAC1	695	Koumbara	456 998	1 426 789	110	1,42	3,46	5,03	23,70	6,69	7,14	4,32		3		7,9	240	4,11
SAC1	21	Debe	457 204	1 462 298	383	3,00	0,00	25,00	74,00	35,00	3,00	5,00	0	0		7,0	513	13,83
SAC1	50	Bossé	457 450	1 446 662	226	12,05	49,70	10,56	49,00	19,20	4,08	16,00		-2		8,2	520	9,91
SAC1	35	We	462 277	1 452 830	371	3,00	3,00	15,00	57,00	36,00	3,00	14,00	0	0		7,0	485	13,06
SAC1	34	We	462 566	1 466 314	307	4,00	8,00	0,00	55,00	23,00	1,00	9,00		-2		7,0	415	10,34
SAC1	55	Tourou	462 755	1 450 372	293	5,67	3,50	2,20	28,50	28,80	22,40	5,60		-4		8,4	470	9,70
SAC1	592	Bendougou	434 767	1 378 299	281	0,01	3,64	19,53	42,60	25,97	1,23	4,95		-5		8,2	400	9,61
SAC1	591	Bendougou	434 767	1 378 299	290	0,01	3,12	19,40	37,40	28,09	1,95	9,45		-5		8,1	490	9,88
SAC1	590	Bendougou	434 767	1 378 299	270	0,01	11,44	21,20	42,10	29,29	2,46	6,52		-2		7,9	410	9,94
SAC1	746	Bolmakoté	409 252	1 317 392	108	136,13	2,50	340,27	126,30	43,40	36,00	42,24		0		7,8	1290	25,43
SAC1	745	Bolmakoté	409 252	1 317 392	195	2,84	1,50	5,73	24,90	23,52	6,39	4,42		2		8,5	340	6,98
SAC1	747	Bolmakoté	409 252	1 317 392	104	16,31	1,50	1008,16	319,40	79,30	41,22	25,45		3		7,8	2060	47,93
SAC1	749	Bolmakoté	409 252	1 317 392	122	9,93	1,50	327,42	77,60	59,60	24,97	11,37		4		8,0	990	19,11
SAC1	748	Bolmakoté	409 252	1 317 392	104	112,02	1,50	694,95	244,60	87,50	25,55	29,24		5		7,9	1910	40,81
SAC1	539	Denkiena	401 974	1 348 809	56	0,01	0,01	2,72	11,00	1,82	0,99	4,56		-3		5,9	90	1,91
SAC1	510	Ziga	413 089	1 367 174	294	0,01	0,01	5,70	46,10	23,46	2,89	2,34		-5		7,7	490	9,38
SAC1	511	Ziga	413 089	1 367 174	276	0,01	0,56	4,05	43,20	22,17	3,00	3,04		-5		7,9	460	8,84

GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Fe <sub>t</sub>	BI	T	pH	Cond.	TDS
SAC1	512	Ziga	413 089	1 367 174	255	0,01	0,01	6,15	38,90	24,40	2,35	3,51		-1		7,7	400	8,49
SAC2	97/RESO/192	Sindorla	254 659	1 307 125	363,56	0,49	0	0,63	30,8	47,32	4	5,5	0	-2	33	7,4	825	11,75
SAC2	97/RESO/228	Doh Diassa	256 510	1 284 642	18,3	0,49	0	0	3,6	0,97	1	0,3	0	-2	33	6,5	27	0,62
SAC2	97/RESO/129	Katibougou	267 818	1 252 437	27,45	0,74	0	0	4,8	1,46	2	2	0	3	32	7,3	76	0,97
SAC2	97/RESO/187	Diankinaboug.	271 791	1 252 347	200,69	0,24	0	0	33,26	17,22	6	1,3	2	0	30	7	301	6,58
SAC2	97/RESO/201	Sirasso Peulh	272 178	1 317 347	261,69	0,49	0	0	33,66	28,64	2	5,9	0	0	32	7,4	399	8,64
SAC2	97/RESO/247	Bleni	276 106	1 279 116	273,89	1,49	0	0	33,66	29,12	22,4	3,5	1	3	32	7,8	436	9,33
SAC2	97/RESO/227	Zoumahiri	278 257	1 287 429	258,03	0,49	0	0	34,86	21,11	9	2,4	2	-5	32	7	380	8,05
SAC2	97/RESO/219	Zanfagora	282 175	1 301 599	238	1,24	0	2,48	37,67	22,54	19	4,8	0	5	33	7,4	1030	8,4
SAC2	97/RESO/217	Kodona	287 264	1 297 538	289,75	0,99	0	0,09	30,06	38,59	3	5	0	2	32	7,4	418	9,74
SAC2	97/RESO/169	Sefina 2	296 293	1 307 187	334,28	0,74	0	0	23,64	53,17	2	8,6	0	4	33	7,2	577	11,47
SAC2	97/RESO/233	N'dorola sect	302 154	1 300 573	286,09	0,74	0	0,27	37,27	28,88	5	18,5	0	5	30	8	386	9,88
SAC2	97/RESO/159	KOUROUMA	304 390	1 285 501	276,33	0,49	0,13	0,03	26,05	33,74	4	5,3	0	-1	33	7,2	406	8,96
SAC2	97/RESO/210	Dionkélé écol	312 767	1 303 118	305	0,74	0	0,57	53,7	30,57	4	5,4	0	5	31	7,8	446	10,55
SAC2	97/RESO/298	Sanmantenga	335 130	1 301 207	350,75	0,74	0	0	84,16	23,27	2	1,2	0	4	31	7,9	484	11,99
SAC2	97/RESO/255	Borboura	342 937	1 323 779	244,12	0,24	0	0,06	38,87	28,15	2	2,7	0	5	33	7,5	485	8,44
SAC2	553	Siguinoguin	367 058	1 333 247	332,45	0	0	56,64	65,2	30,6	2,73	2,3		-5				12,61
SAC2	554	Siguinoguin	367 058	1 333 247	132,98	0	0	2,4	28	7,08	1,17	2,07		-3				4,34
SAC2	552	Siguinoguin	367 058	1 333 247	225,7	1,42	0	919,2	264,4	96,36	13,26	10,81		-2				44,95
SAC2	97/RESO/272	Kimini	367 275	1 313 830	347,09	0,24	0	0,73	59,38	31,01	4	5,8	0	1	33	7,2	490	11,58
SAC2	176	Tiérakui	388 074	1 426 490	21,35	0	1,86	0	2	0	3,51	4,6		1,3				0,77
SAC2	115	Kemena	391 635	1 404 418	183	0	0	53,28	40	23,64	1,56	3,22		0,5				8,26
SAC2	116	Kemena	391 637	1 404 725	183	0	10,54	61,44	44,4	24,12	1,56	2,07		-1				8,81
SAC2	134	Dembéléla	393 410	1 403 029	250,1	0	5,58	1,92	40,8	24	1,56	2,99		-0				8,44
SAC2	438	Bomborokui	395 561	1 437 950	85,4	0	8,68	2,4	25,6	1,08	1,95	4,6		0,9				3,21
SAC2	199	Tira	398 443	1 451 518	183	0	0	31,68	47	15,24	3,51	3,45		2,7				7,52
SAC2	433	Gombélé	401 592	1 439 433	483,73	4,26	0	104,16	52,8	46,08	6,24	64,63		-4				19,67
SAC2	582	Torokoto	404 707	1 468 883	338,55	0	4,34	97,92	44,6	33,6	5,46	73,14		4,3				16,01
SAC2	581	Torokoto	404 707	1 468 883	335,5	9,94	25,42	268,8	79,8	46,92	5,07	117,99		5,5				24,95
SAC2	615	Bin (Ban)	376 784	1 330 502	335,5	1,42	0	145,92	31,6	24,72	20,67	83,03		-5				16,36
SAC2	618	Bin (Ban)	376 784	1 330 502	381,25	4,97	6,2	38,88	64,8	35,64	9,75	16,79		-1				14,49
SAC2	518	Dénissa M.	394 904	1 391 165	175,68	0	0	14,4	38,4	13,68	1,95	4,14		1,7				6,47



GEOL	CODE	SITE /	X	Y	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	F <sub>et</sub>	BI	T	pH	Cond.	TDS
SAC2	155	Dessé	391 176	1 370 842	332,45	0,71	3,1	10,08	56,8	26,88	2,73	3,45		-4				11,03
SAC2	156	Dessé	391 176	1 370 842	308,05	4,97	34,1	10,08	61,8	27,12	2,34	5,06		-3				11,58
SAC2	513	Dira	393 539	1 364 598	136,03	15,62	0	1445,28	422,2	90,36	34,71	65,32		-1				65,15
SAC2	535	Dissankui	387 437	1 348 677	308,05	41,535	0	1318,08	179,2	148,08	19,11	208,84		-4				64,55
SAC2	610	Dissankui	387 437	1 348 677	491,05	18,46	3,72	907,2	228,4	115,56	19,5	119,37		-1				54,27
SAC2	143	Kouka	354 329	1 314 904	219,6	0	21,7	0,48	39,6	20,28	1,95	1,61		-2				7,75
SAC2	144	Kouka	354 329	1 314 904	67,1	0	0	0	16,6	2,4	0,78	1,61		0,9				2,22
SAC2	629	Kouka	354 329	1 314 904	39,65	16,33	80,6	5,76	30,4	8,28	11,7	6,44		4,9				5,32
SAC2	628	Mollé	356 498	1 319 225	67,1	4,97	2,48	132	34,4	13,92	2,73	15,87		-5				7,67
SAC2	627	Mollé	356 498	1 319 225	61	3,55	4,34	20,16	22,6	3,96	0,78	6,44		5,1				3,35
SAC2	154	Yasso	387 599	1 367 170	118,95	0	0	7,2	22,4	11,4	1,56	2,07		2,3				4,3
GFB	573	Kikwa	358 938	1 452 093	134,2	17,73	0,01	18,45	10,21	12,4	22	17,96		-3		7,9	340	5,97
GFB	520	Dokui	360 320	1 366 213	352,28	4,96	12,42	35,25	72,8	27,81	6,7	9,6		-2		8,2	700	13,40
GFB	574	Pia 2	360 936	1 454 080	97,6	8,51	0,01	4,77	7,7	6,5	13	16,33		1		7,6	220	3,91
GFB	183	Kolonkan	362 068	1 445 870	64,1	2,1	6,9	7,9	17,1	2,4	2,7	4,2		-3		6,4	130	2,69
GFB	571	Mahouléna	362 848	1 439 076	88,45	7,09	0,99	6,39	2,38	6,27	24,2	10,49		-2		7,5	210	3,52
GFB	602	Mangouna	362 848	1 439 076	219,6	2,13	8,18	15,85	32,8	17,15	2,75	30,2		4				8,57
GFB	179	Gara (Bara?)	364 585	1 437 071	21,4	0,7	5,7	2,24	5,6	0,02	3,7	3,6		2		6	50	1,04
GFB	572	Nairena	369 844	1 453 052	68,63	7,09	2,45	8,82	0,76	4,91	18,7	11,19		-5		6,9	180	2,96
GFB	181	Kiénékui	371 173	1 441 156	48,8	8,5	17,7	2,45	9,9	3,5	5,6	10,6		1		6,3	160	2,77
GFB	180	Ouarokui	371 451	1 436 055	30,5	0,1	0,1	1,26	6	0,02	1,5	3,6		-3		6,6	50	1,03
GFB	569	Djibasso	372 788	1 451 533	47,28	4,26	0,9	4,05	2,5	2,6	9,6	9,2		0		7	130	1,98
GFB	570	Djibasso	374 773	1 451 032	15,25	2,13	14,67	1,71	3,22	1,78	2,65	3,96		-3		6,4	50	1,13
GFB	575	Kansara	375 835	1 465 990	27,45	16,31	0,01	15,3	3,5	3,79	11	10,97		1		7	150	2,48
GFB	599	Sirakoro	378 865	1 463 856	40,08	24,82	137,28	38	26,6	14,81	47	16,64		1		6,8	520	8,85
GFB	528	Gui	353 245	1 400 505	158,6	0,71	5,94	7,65	48	3,02	3,2	4,56		1		7,2	30	5,81
GFB	526	Kellé	349 618	1 387 834	51,85	1,42	5	3	10	2,06	7,3	5,52		3		6,5	110	2,13
GFB	601	Kouakouna	342 293	1 361 911	27,5	1,42	4	0,78	4,2	1,01	1,57	4,76		-3				1,11
GFB	523	Ouorowé	356 860	1 369 025	36,6	0,01	6,39	1,6	10,4	1,65	1,2	1,68		2		7	50	1,50
GFB	524	Tansila	348 454	1 373 001	36,6	0,01	1,6	1,65	8,5	1,48	1,7	2,4		3		6,7	40	1,36
GFB	527	Toma	346 085	1 398 668	67,1	7,8	0,01	3	19,5	1,53	4,4	2,64		-2		6,8	120	2,71

## **Annexe 2: SAMPLING OF WATER FOR <sup>14</sup>C ANALYSIS (IAEA DOCUMENT)**

The IAEA Laboratory requires 2.5 grams of carbon for an analysis of environmental <sup>14</sup>C in water. Thus, for water containing 250 ppm bicarbonate, a water sample of 60 litres is sufficient. If the total carbon content is lower than 250 ppm a proportionally larger water volume is required. In order to avoid shipment of large volumes of water, a procedure for precipitating the dissolved carbonate species, described below, is used: Only the precipitate is shipped to the IAEA Laboratory.

**COLLECTION OF SAMPLE** - The volume of water required for carbon age determination depends on the concentration of carbonate and bicarbonate in the water. 2.5 grams of carbon are desired for analysis. This corresponds to approximately 12.5 grams of bicarbonate or carbonate. The minimum volume of water sample required may be calculated from the following relations:

$$\text{ppm} \quad V(\text{litres}) = \frac{12.500}{\text{ppm} \text{ "A"}}$$

ppm"A" = ppm (carbonate + bicarbonate)

The carbonate and bicarbonate are ordinarily determined from the "alkalinity" titration using pH 8.3 for carbonate and pH 4.3 for bicarbonate. Any silicate, borate, hydroxide or other strongly basic anion in the water will also be included in the titration and will give a too high alkalinity value. This results in underestimation of the volume of water sample required. Hence as a general rule it is well to take a sample 25% larger than is indicated by the calculation.

The water sample may be collected in any clean container which can be sealed airtight. The main precaution to be observed in sampling for <sup>14</sup>C is minimum exposure to the atmosphere. The atmospheric carbon dioxide is contaminated with <sup>14</sup>C from fallout and if incorporated into the sample will result in an age determination which is too recent.

Clean drums, glass or polyethylene carboys and other large containers are suitable. Carboys that have contained acid should be well rinsed before using because tracers of acid remaining can evolve carbon dioxide gas leading to possible loss of carbonate from the sample.

**FIELD PRECIPITATION** - It is possible to collect a sample directly in a precipitation apparatus and carry out the precipitation in the field. In this case only a one litre bottle containing the precipitate need to be transported to the laboratory from the field sampling site.

The procedure for obtaining the sample for carbon-14 analysis consists of precipitating the carbonates from a water sample in a large funnel-like apparatus of about 60 litres capacity. The procedure is very simple but requires attention to details, particularly minimising the exposure to air. The precipitate is formed by

adding strontium chloride to the water after adjusting the pH to convert all bicarbonate to carbonates. A mixed precipitate of strontium sulphate and strontium carbonate forms. Normally, such a precipitate is fine grained and requires several hours to settle completely. An iron salt and Praestol, a flocculating agent, are added to promote the formation of coarse agglomerates and shorten settling time.

Some waters give very flocculent agglomerates which must be transferred to several sample bottles by siphoning.

The stepwise instruction, using a conical precipitation unit provided by IAEA is:

1. Set up the precipitation tank in the stand provided as shown in the attached diagram. Be sure the stand has firm, level footing.
2. Rinse the tank with water from the source being sampled.
3. Tightly screw a one litre wide-neck polyethylene bottle into the thread at the bottom of the cone.
4. Fill the tank almost to the neck, ensuring that no extraneous material from hoses, pails, etc. get in.
5. Add one 5 gram portion of ferrous sulphate ( $\text{FeSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ). This is provided in individual vials one for each precipitation. Stir to dissolve and distribute uniformly.

Note: If the sampled water contains dissolved  $\text{H}_2\text{S}$  (smell!) do not add the  $\text{FeSO}_4$ , it will precipitate as black  $\text{FeS}$ . This can cause problems in the gas preparation.

6. Add 50 ml of saturated carbonate-free NaOH solution. Stir well and test the bulk solution alkalinity with pH or litmus paper. Add more NaOH as required to achieve  $\text{pH} > 8$ . Do not expose the NaOH solution to the atmosphere any more than necessary.
7. Dissolve 170 g SrCl powder completely in ca. 800 ml sample water (or more if necessary), add all except 30 ml to the container. Close the container top and stir well for 5 minutes. A heavy precipitate should form.
8. Add 40 ml Praestol solution. Replace the container top and stir slowly very 3 minutes for about 1 minute during a half hour. If the precipitate is granular, it will settle into the sample bottle quickly. Use the stirrer to encourage the precipitate to slide down the walls of the funnel into the bottle.
9. Check for complete precipitation by adding a small amount (25 - 30 ml) of  $\text{Cl}_2$  solution to the top of the tank without stirring. If any cloudiness appears indicating further precipitation, more  $\text{Sr Cl}_2$  and possibly NaOH solutions must be stirred into the main bulk to ensure complete precipitation.

10. If the precipitate will not all settle into the sample bottle within an hour because of its flocculent nature, inset the plastic tubing provided down through the tank into the sample bottle and slowly siphon precipitation out into another bottle. This will promote drawing in of more precipitate from the funnel. Tapping of the walls of the funnel with the hands will help settling of the precipitate. Continue siphoning into other bottles until all precipitate is out of the funnel. This flocculent precipitate will settle in the bottles overnight. If the extra bottles are required for other sampling, the various portions of precipitate of a single sampling can be combined by pouring off the clear supernatant liquid, slurring the precipitates and pouring them into one bottle.

11. When all precipitate is out of the funnel, close the bottom of the funnel by inserting the rubber stopper fitted on the end of a long rod into the neck of the funnel. Remove the bottle containing the precipitate, cap tightly and label with date, sample number, well number, details of location and any special circumstances.

12. Empty the tank by loosening the rubber stopper by means of its rod. Rinse well and let drain.

13. For additional laboratory analysis if water fill completely a one litre plastic bottle and cap tightly.

14. Check proper labelling of all sample bottles before shipment.

## **REAGENTS**

1. Ferrous sulphate ( $\text{FeSO}_4 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ). Provide in individual vials containing 5 grams for each precipitation.

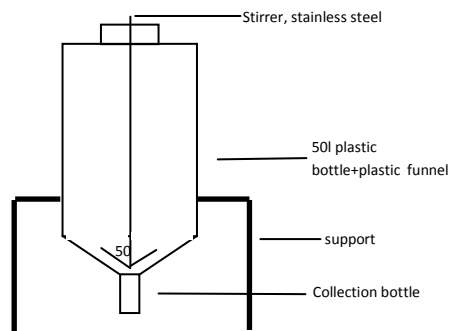
2. Carbonate-free NaOH solution: Ca 650 grams of NaOH are dissolved in 800 n-d deionised and boiled (to remove  $\text{CO}_2$ ) water. This saturated solution (containing some undissolved NaOH) is stored in a container, which is completely filled and well closed, for two three weeks. This allows any  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ , which is insoluble in such solution, to settle out. The clear supernatant solution is carefully decanted and subsequently kept protected from the atmosphere to avoid the pick-up of carbon dioxide.

3.  $\text{SrCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  powder, 170 gram of  $\text{SrCl}_2$  are filled into individual containers. Before use this amount is dissolved in about 800 ml sample water (use one litre wide-neck bottle). This solution is added to the precipitator except ca. 30 ml to check later the completeness of reaction.

4. Praestol solution. 5 gram Praestol 2900 (polyacrylanide. supplier: Farbenchemie

Ges.b.b.H., Vienna, Austria) dissolved in 1000 ml boiled, distilled water.

The foregoing procedure was developed to pen-nit carbon-14 sampling under the most primitive and remote conditions. For most proper interpretation of radiocarbon measurement in terms of water age, the field measurement of pH and free CO<sub>2</sub> in water is recommended along with bicarbonate titration. Also glass bottles instead of plastic bottles for two litre water samples for further laboratory analysis would be recommended in cases where the transportation conditions assure safe, unbreakable shipment.



**Annexe 3 : Données isotopiques des eaux souterraines de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudenni (Burkina Faso – Mali)**

Localisation	Géologie	X (UTM)	Y (UTM)	Date	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	HCO3 mg/l	<sup>18</sup> O ‰	<sup>2</sup> H ‰	<sup>3</sup> H (UT)	<sup>13</sup> C (PDB)	<sup>14</sup> C (pcm)
Kassoum	CT	465 668	1 444 439	30/08/2000	31,6	99	7,2		-4,84	-37,8	2,3		
Lanfiéra	CT	455 022	1 434 779	30/08/2000	33,2	160	6,6	165	-4,91	-39,8	3,4	-16,0	91,0
Gassan	CT	477 994	1 416 782	30/08/2000	31,3	24	5,2		-4,88	-38,3	2,0		
Nouna	CT	410 950	1 407 945	31/08/2000	33,2	246	6,8	207	-5,25	-38	6,6	-12,8	49,1
Sourounde	CT	493 000	1 606 000						-4,9	-38,7	1,2		
Wol Anakanda	CT	455 000	1 570 000						-5,15	-35,8	0,0	-13,58	82,9
Waradaga	CT	519 000	1 565 000						-5,40	-38,8	1,1	-8,38	51,3
Madougou Dogon	CT	490 000	1 592 000						-5,16	-34,5	1,3		
Tenndiou	CT	479 000	1 588 000						-5,80	-36,6	6,6	-10,25	54,9
Madougou	CT	491 000	1 592 000						-5,35	-34,4	3,4	-10,65	77,6
Sourroundé	CT	493 000	1 606 000						-6,19	-41,7	2,4	-11,81	74,7
Diankabou	CT	492 000	1 612 000						-0,57	-6,7	6,3	-11,18	122,1
Tolodié	CT	520 000	1 605 000						-5,33	-40,5	2,7	-9,43	73,2
Forage Lafi	GFG	356 224	1 232 794	24/05/1997		16		6,1	-5,77	-29,75	3,5		
Forage Brakina	GFG	356 224	1 232 794	24/05/1997		85		21,0	-5,13		6,6		
SAVANA F1 (Bobo)	GFG	356 406	1 233 328	04/02/1998	29,2	38	4,58	5,0	-4,46		8,4		
SAVANA F2 (Bobo)	GFG	358 050	1 234 642	04/02/1998	29,4	29	4,82	5,0	-4,52		8,4		
Forage RAN-Hotel (initial)	GFG	358 050	1 234 642	07/02/1998	29,0	275	6,50				1,0		
Forage RAN-Hotel	GFG	358 050	1 234 642	07/02/1998	29,0	275	6,80		-5,15		1,0		
Forage Lafi	GFG	356 224	1 232 794	29/06/1993		16			-4,95		2,5		
Lafi embouteillée (achetée le 18/05/96)	GFG	356 224	1 232 794	18/05/1996	25,8	16		7,3	-5,01		3,4		
Falaise de Banfora (source)	GFG	364 687	1 232 986	07/12/1996		11			-2,55		8,7		
Forage Lafi	GFG	356 224	1 232 794	17/03/1999	29,1	15,9					4		
Forage Brakina	GFG	356 224	1 232 794	17/03/1999	29,1	85,2					7,7		
Oumardiassa	GFG	242 241	1 201 778	16/06/1998	28,7	29	5,30	15,3			1,3		

Localisation	Géologie	X (UTM)	Y (UTM)	Date	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	HCO3 mg/l	<sup>18</sup> O ‰	<sup>2</sup> H ‰	<sup>3</sup> H (UT)	<sup>13</sup> C (PDB)	<sup>14</sup> C (pcm)
Kagnagara Morara	GFG	242 292	1 196 615	17/06/1998	28,8	190	7,50	195,2			4,4		
Djionso Zouhairi	GFG	241 982	1 195 817	17/06/1998	28,3	92	5,40	55,5			1,5		
Hermakono	GFG	241 486	1 229 832	25/03/1999	28,5	16	4,50		-5,03		8,5		
Banankélédaga	GFG	354 468	1 247 561	23/05/2000	31	23	4,7		-5,02	-36,1			
Banankorosso	GFR	322 658	1 253 498	04/02/1998		545	7,10	59,0	-5,20		0,9		
Bonwalé	GFR	369 914	1 300 534	25/07/1998	33,3	625	8,60	363,0			1,6		
Wigayatoulaye	GFR	372 921	1 302 979	25/07/1998	31,4	76	5,80	51,2			5,0		
Djigouéma K.	GFR	360 155	1 291 361	25/07/1998	32,6	389	6,90	236,1			4,0		
Kouini Ecole	GFR	283 862	1 233 811	25/07/1998	31,1	30	7,20	13,4			2,3		
Bonwalé	GFR	369 914	1 300 534	09/04/1999	29,7	738	8,48	363,0	-3,06		1,2	-7,4	49,7
GRD1	GGQ	342 471	1 237 005	23/05/1997	28,0	29		15,0	-5,05		1,0	-18,2	94,9
GRD2	GGQ	342 471	1 237 005	23/05/1997	29,0	29		12,0	-5,33		0,9		
GRD3	GGQ	342 471	1 237 005	23/05/1997	29,0	39		17,0	-5,18		0,7		
Kokoroué source (Guinguette principale)	GGQ	341 670	1 234 705	23/06/1984					-5,00	-29,10	2,0		
Kolokaka émergence	GGQ	299 744	1 225 719	07/04/1999					-4,80		1,9		
Kou à Koumi	GGQ	345 294	1 231 001	23/06/1984					-4,00	-23,90	4,7		
Kou à la Guinguette	GGQ	341 670	1 234 705	26/05/1997	31,2	71	6,69	33,0	-4,08		2,4		
Mare hippos sortie	GGQ	372 791	1 278 803	28/05/1997	29,9	146	7,22	81,0	-3,43		1,2		
Pesso RD amont	GGQ	362 436	1 252 243	28/05/1997	28,6	93	6,74	51,0	-5,21		0,8		
Pesso RG	GGQ	362 679	1 252 273	28/05/1997	29,5	116	6,80	70,0	-4,98		0,9		
Pesso Sianiou	GGQ	362 436	1 252 243	31/01/1998	31,7	70	7,38	35,0	-4,83		2,6	-17,1	86,7
Samogohiri (pont 1)	GGQ	266 432	1 211 756	11/12/1996	25,5	55			-4,55		1,0		
Samogohiri (source)	GGQ	266 432	1 211 756	03/02/1998	24,6	105	6,70				1,2		
Samogohiri pont	GGQ	266 435	1 211 742	25/05/1997	26,7	10	6,20	6,1	-4,90		0,8	-17,1	98,7
Tinamou entrée mare	GGQ	372 791	1 278 803	28/05/1997				68,0	-5,30	-33,95	0,9		
Tinamou source	GGQ	372 791	1 278 803	28/05/1997	30,4	122	6,50	65,0	-5,35		0,8		

Localisation	Géologie	X (UTM)	Y (UTM)	Date	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	HCO3 mg/l	<sup>18</sup> O ‰	<sup>2</sup> H ‰	<sup>3</sup> H (UT)	<sup>13</sup> C (PDB)	<sup>14</sup> C (pcm)
Tin	GGQ	285 956	1 224 670	27/05/1997	28,5	21	7,19	12,0	-5,07		0,8		
PZ 17	GGQ	343 288	1 236 632	11/12/1996	40,0	20			-4,85		0,8		
PZ 10	GGQ	342 287	1 236 760	29/06/1993					-4,25		7,0		
PZ 21	GGQ	342 195	1 236 928	29/06/1993					-4,55		6,2		
Forage de Koumi (Séminaire)	GGQ	343 473	1 231 009	23/06/1984					-4,70	-27,70	3,0		
Tin Réhabilité	GGQ	285 956	1 224 670	20/03/1999	29,7	341	7,30		-6,55		1,4		
Tin Mosquée	GGQ	285 956	1 224 670	20/03/1999	28,6	48	6,00		-5,41		1,8		
Tin artésien	GGQ	285 956	1 224 670	20/03/1999	27,8	18	5,00		-5,16		1,4		
Kourignon	GGQ	304 847	1 216 162	27/06/1998	26,6	210	7,10	6,7			1,8		
Tin (Soly)	GGQ	285 956	1 224 670	17/06/1998		17		9,8			1,0		
Diassaga	GGQ	292 858	1 226 407	03/08/1998	30,2	530	7,80	22,0			4,0		
Guéna	GGQ	312 209	1 224 016	28/07/1998	31,8	65	5,30	18,3			2,9		
ONEA1	GGQ	342 715	1 237 433	26/05/1997	29,1	46	6,20	32,0	-5,10	-29,65	0,9	-17,6	87,3
ONEA2	GGQ	342 715	1 237 433	26/05/1997	29,3	90	6,23	51,0	-5,18		0,9		
PZ 1	GGQ	344 821	1 239 912	29/06/1993					-5,25		1,0		
ONEA 1	GGQ	342 715	1 237 433	29/06/1993					-3,85		1,0		
Eau du robinet (Station ONEA)	GGQ	342 715	1 237 433	18/05/1996					-4,85		1,0		
Kolokaka	GGQ	299 744	1 225 719	20/03/1999	28,4	46	4,50		-5,27		1,3		
ONEA F2	GGQ	342 715	1 237 433	23/03/1999	30,3	97	6,30	35,0	-5,46	-29,55	1,5	-15,2	79,3
ONEA F1	GGQ	342 715	1 237 433	06/04/1999	31,2	158	6,80	20,0	-5,30		2,0	-14,7	69,8
Kolokaka	GGQ	299 744	1 225 719	07/04/1999	28,2	51	5,42	10,0	-4,87		1,1	-18,5	88,7
Dampan	GGQ	419 064	1 310 054	22/05/2000	31,4	456	6,1	160	-4,73	-34,6		-13,7	80,0
Samogohiri2	GGQ	268 204	1 208 916	25/06/2000	28,8	30	7,1	48			1,4		
Kangala	GGQ	256 087	1 213 337	25/06/2000		99	6,6	8,54			5,2		
Diéri	GGQ	280 064	1 215 626	25/06/2000	28,1	10	7,8	10,2			0,5		
Koloko ville	GGQ	247 558	1 225 850	25/06/2000	26,8	32		23,79			0,5		



Localisation	Géologie	X (UTM)	Y (UTM)	Date	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	HCO3 mg/l	<sup>18</sup> O ‰	<sup>2</sup> H ‰	<sup>3</sup> H (UT)	<sup>13</sup> C (PDB)	<sup>14</sup> C (pcm)
Bama	GGQ	386 762	1 264 602	23/05/2000	31,5	178	5,9		-4,45	-34,2			
Bama (Rivière)	GGQ	350 855	1 253 107	10/03/2000	27,2	87	7,5				1,5		
Nasso (Rivière)	GGQ	345 282	1 229 171	13/03/2000	26,7	22	6,5				0,4		
Samandéni (Rivière)	GGQ	339 986	1 262 377	10/03/2000	25,2	108	7,6				3,4		
Bounouna Ecole	GI	310 040	1 179 107	19/03/1999	30,5	42	5,00	14,6	-4,80	-27,75	1,7		
Bounouna Ecole	GI	310 040	1 179 107	16/06/1998	29,3	28	7,88	14,6			1,0		
Bounouna (Télé)	GI	310 680	1 179 468	03/03/2001	29,7	25	6	3,6	-4,87	-34,5			
Bounouna (Namplafo)	GI	310 796	1 178 515	03/03/2001	29,9	30	6	6,1	-5,06	-35,7			
Bérégadougou	GI	310 250	1 189 874	25/05/2000	29,5	26	7		-5,18	-38,1			
Bérégadougou	GI	311 101	1 189 899	25/05/2000	29,7	27	6,4						
Bérégadougou	GI	311 008	1 189 654	25/05/2001	29,3	25	6,5						
Bérégadougou (Rivière)	GI	306 821	1 190 661	25/05/2000	28,1	20	6,9		-5,12	-37,5	1,0		
Quarkoye	GK	426 785	1 337 034	22/05/2000	31,9	17	7,9		-5,11	-37,3	2,8		
Quarkoye	GK	426 785	1 337 034	22/05/2000	32,8	42	5	13,1					
Fo CEG	GK	334 335	1 316 099	09/04/1999	31,1	475	6,85	324,5	-6,58		2,6	-9,9	12,1
Sokoro	GK	282 188	1 285 881	07/08/1998	32,1	396	7,3	271,5			6		
Fo CEG	GK	334 335	1 316 099	08/08/1998	31,1	475	6,85	324,5			1,5		
Solenzo	GK	381 870	1 347 163	23/05/2000	32,9	435	7,2	202	-4,95	-37,7	1,3	-16,9	79,4
Djibasso	GK	374 773	1 451 032	31/08/2000	33,8	198	5,9		-6,06	-44,9	0,1		
Sanaba	GK	411 233	1 372 679	29/08/2000	32,2	67	5,5		-4,66	-37,8	0,5		
Darsalamy1	GKS	350 646	1 221 158	07/06/2000	29,8	98		71,98			0,5		
Kouroudiukoro "robinet"	GKS	363 394	1 228 537	05/02/1998		14			-4,65		9,1		
Kouroudiukoro "source rocher"	GKS	363 394	1 228 537	05/02/1998	30,0	8	5,64	5,0	-4,27		9,4		
PZ13	GKS	351 257	1 221 388	24/05/1997	29,3	150	6,62	102,0	-5,25	-28,35	0,8	-15,0	64,4
PZ 13	GKS	351 257	1 221 388	11/12/1996		419			-4,65		0,8		
Moussobadougou	GKS	355 904	1 194 210	04/02/1998	29,7	123	6,32	60,0	-4,65		0,9	-15,8	91,0

Localisation	Géologie	X (UTM)	Y (UTM)	Date	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	HCO3 mg/l	<sup>18</sup> O ‰	<sup>2</sup> H ‰	<sup>3</sup> H (UT)	<sup>13</sup> C (PDB)	<sup>14</sup> C (pcm)
Léguéma Peulh	GKS	372 650	1 243 784	04/02/1998	30,0	455	7,30	323,3	-5,88		0,8	-9,4	20,6
Léguéma ecole	GKS	372 650	1 243 784	18/03/1999	29,8	22	6,40		-4,66		2,8		
Noufana	GKS	252 464	1 187 224	25/07/1998	32,3	22	6,00	11,0			5,1		
Neguéni	GKS	235 706	1 178 499	16/06/1998	33,8	130	7,80	50,0			1,5		
Péni	GKS	338 968	1 210 246	25/05/2000	29,9	17	5	7,2			3,8		
Békuy Lassina	GKS	402 500	1 287 003	22/05/2000	30,6	71	5,3	16,1	-5,16	-35,3			
Taga	GKS	333 293	1 204 713	25/05/2000	30,1	134	4,8				3,7		
Takalédougou	GKS	311 808	1 191 370	25/05/2000	31,7	37	6				0,3		
Sindou ville	GKS	262 468	1 179 575	05/06/2000	31,2	50	6,8	14,03			7,1		
Satiri	GKS	386 700	1 264 233	22/05/2000	31,5	364	5,4	32,94	-4,78	-37,7			
Tounfi	GKS	298 761	1 214 369	25/05/2000	30,3	15	5				7,2		
Sikasso Médine	GS	208 897	1 252 245	24/03/1999	28,9	430	7,30	43,0	-4,95		1,7	-14,7	68,4
Sikasso Sanoubougou	GS	208 897	1 252 245	24/03/1999	29,0	430	7,40	43,0	-5,79		1,6	-11,2	0,3
Kaféla	GS	219 771	1 246 614	25/03/1999	28,6	53	4,70		-5,11		2,1		
Finkolo 604	GS	225 234	1 246 566	25/03/1999	28,5	189	5,00		-4,80		5,0		
Niopébougou (artésien)	GS	245 246	1 244 556	25/03/1999	29,2	392	7,20	250,0	-5,44		2,6	-8,7	2,3
Batirikui	ICT	345 085	1 529 662	80/05/22		80	7	24	-4,5	-27,3	38,6		
Be F2	ICT	228 979	1 454 979	82/03/04	30	39	5	11	-5,8	-38	2	-19	86,9
Be-2	ICT	234 402	1 454 926	80/03/06				16	-6,95	-38,6	0,9		
Be-2	ICT	234 402	1 454 926	80/03/06		128		41	-6,15	-37,9	0,3		
Benena	ICT	313 902	1 450 580	82/03/02	29	71	5	20			41,7		
Beni	ICT	324 581	1 424 697	80/05/24		240	8	66	-5	-30,5	55,2		
Bla	ICT	199 829	1 434 987	80/03/05	28	389	6	510			34,1		
Bla-2	ICT	199 809	1 433 142	80/03/05		136		40	-5,4	-32,3	65,4	-17,3	103,6
Bossoni	ICT	321 276	1 472 656	80/03/07	31	185	6	84	-5,35	-36,3	4,5	-16,3	82,2
Bossoni	ICT	321 276	1 472 656	82/03/02	30	71	6	23			31		

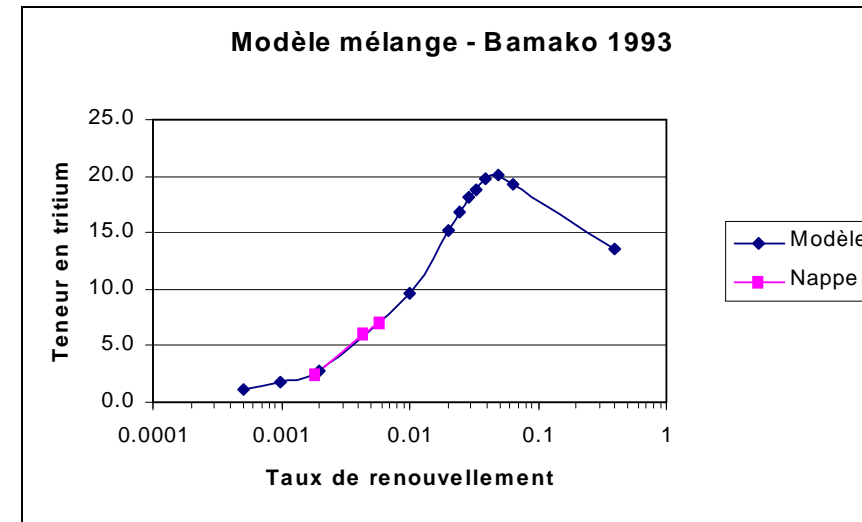
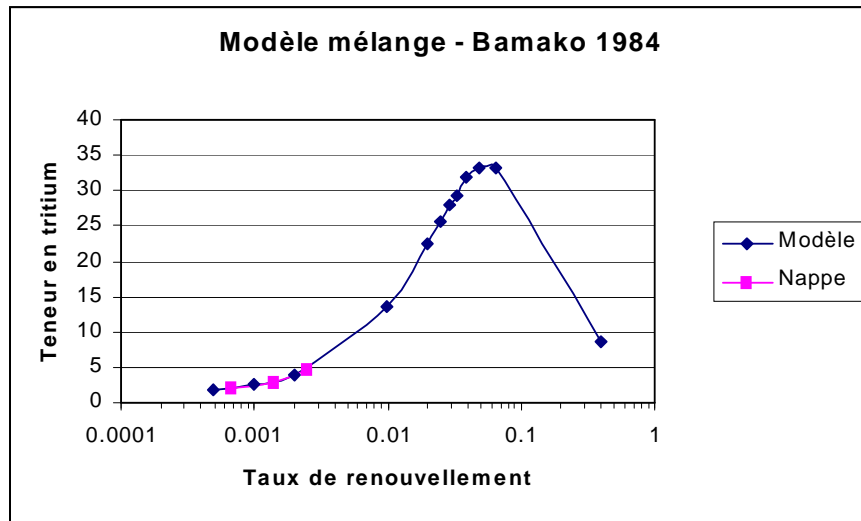
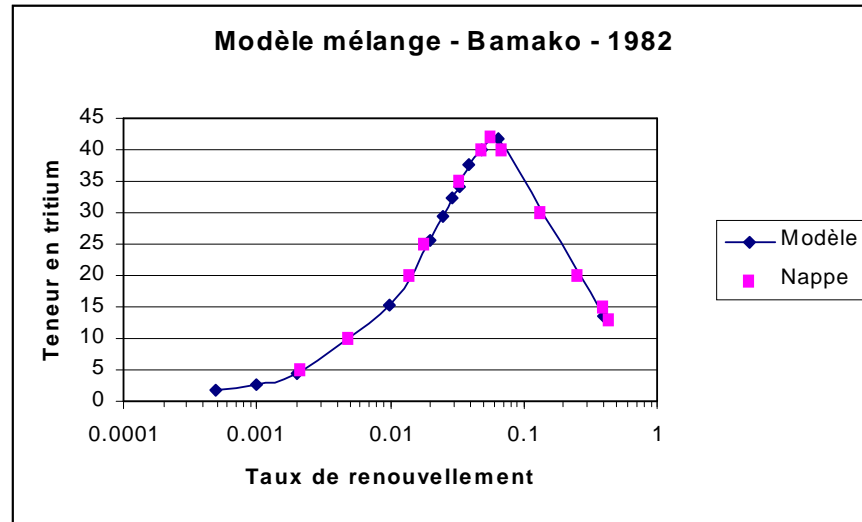
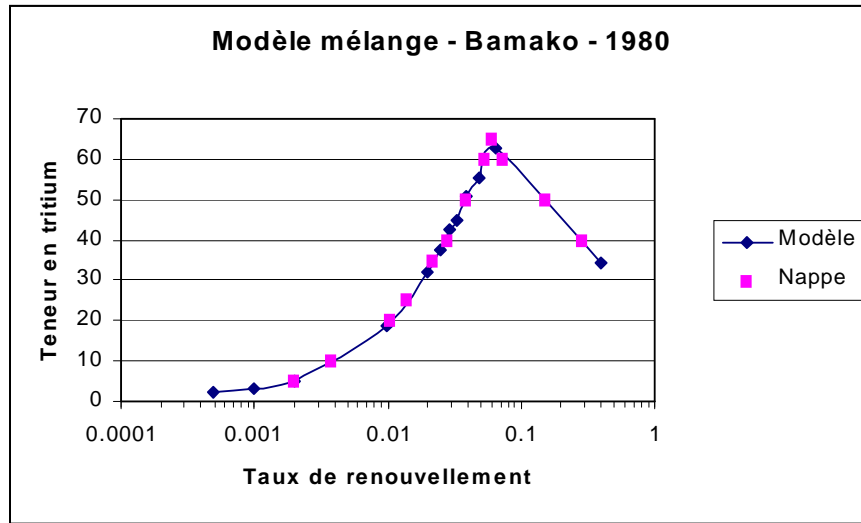
Localisation	Géologie	X (UTM)	Y (UTM)	Date	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	HCO3 mg/l	<sup>18</sup> O ‰	<sup>2</sup> H ‰	<sup>3</sup> H (UT)	<sup>13</sup> C (PDB)	<sup>14</sup> C (pcm)
Bougoudala	ICT	288 699	1 463 672	80/05/23		485	8	137	-4,7	-27,4	38,6		
Dah	ICT	288 627	1 454 452	80/05/20		56	6	12	-5,34	-36	16,3		
Dami	ICT	324 792	1 457 883	80/05/21		210	7	132	-5,9	-40	4		
Dialakoro	ICT	230 732	1 449 427	82/03/04	28	140	5	4	-5,2	-33	25,7		
Dialakoro	ICT	292 256	1 456 268	80/05/23		24	7	8			42,9		
Diarani	ICT	339 455	1 492 822	80/05/22		183	7	20	-4,5	-39,7	23,8		
Diawara	ICT	319 131	1 421 044	80/05/24		24	7	20	-5	-32,3	8,1		
Dioumasso	ICT	292 074	1 432 297	80/05/24		30	7	11	-5,3	-33,1	37,5		
Dobwo	ICT	348 258	1 454 055	82/03/02	31	60	5	24			32		
Karangasso F2	ICT	255 280	1 360 666	82/03/03	30	27	5	9			1		
Kibi	ICT	312 171	1 461 655	80/05/20		250	8	146	-4,71	-32,4	2,4		
Kimparana	ICT	291 978	1 419 389	80/03/07		78		16	-5,3	-33,7	24,2		
Kirina Bobo	ICT	319 582	1 489 262	80/05/22		44	7	7	-4,7	-27,4	45,8		
Kirina Peulh	ICT	319 582	1 489 262	80/05/22		21	6	3	-4,9	-31,2	24,2		
Koloni	ICT	230 805	1 456 806	82/03/04	29	190	6	105			8,1		
Koni Campement	ICT	230 606	1 436 515	80/03/06				524	-5,72	-39	0,9		
Koni-A	ICT	230 606	1 436 515	80/03/05				22	-5,05	-33,7	24,8	-13,1	101,2
Koni-B	ICT	230 606	1 436 515	80/03/05		133		30	-4,95	-33,3	27,8		
Koni-C	ICT	230 606	1 436 515	80/03/06				35	-4,59	-35,8	38,3		
Kotiala Sabala	ICT	227 024	1 440 240	80/05/20		110	6	22	-5,62	-36,8	36		
Kouri Ecole	ICT	304 142	1 345 548	82/03/03	30	252	6	212			1,4		
Koutiala A	ICT	231 787	1 370 096	80/03/08				11	-6,54	-42,6	1,3		
Koutiala B	ICT	231 787	1 370 096	80/03/08				10	-6,49	-41,5	0	-19,4	76,6
Koutiala C	ICT	231 787	1 370 096	80/03/08	29	51	5	23	-6,81	-44,3	0,88		
Koutiala D	ICT	231 787	1 370 096	80/03/08	30	28	5	12	-5,74	-36,8	0	-18,8	87,3
Mandjakvi	ICT	335 522	1 439 379	82/03/02	29	283	6	76			22		

Localisation	Géologie	X (UTM)	Y (UTM)	Date	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	HCO3 mg/l	<sup>18</sup> O ‰	<sup>2</sup> H ‰	<sup>3</sup> H (UT)	<sup>13</sup> C (PDB)	<sup>14</sup> C (pcm)
Mandjakvi	ICT	339 137	1 439 358	82/03/02	29	270	6	86			21		
Monisso	ICT	339 511	1 502 040	80/05/22		110	7	29	-3,1	-20,8	51,6		
Nabasso	ICT	228 906	1 447 601	80/03/06				7	-6,06	-36,3	46,3		
N'Djena	ICT	183 776	1 455 465	82/03/05	29	92	5	1			21,5		
N'Djena F2	ICT	183 776	1 455 465	82/03/05	29	392	5				8,3		
Nenessou ou W	ICT	290 336	1 441 530	80/05/20			6	18	-5,5	-20,3	27,5		
Niala	ICT	188 951	1 433 262	82/03/05	29	25	5	6			10,1		
Safolo	ICT	232 468	1 442 031	82/03/04	29	72	5	11			8,4		
San	ICT	294 175	1 471 006	80/03/07	29	38	5	7	-5,56	-39,5	1,8	-20	99,9
San (puits camp)	ICT	294 175	1 471 006	80/03/06		690		6	-5,08		49,3		
San (Rivière Bani)	ICT	294 175	1 471 006	80/03/06		213		25	-4,38	-24,9	51		
San (stade)	ICT	294 175	1 471 006	80/03/06		85		17	-5,24	-35	16,7	-18,4	101,9
Sanakui	ICT	328 325	1 444 954	80/05/21		41	5	1	-4,6	-28,4	39,3		
Sinkorola F1	ICT	278 786	1 351 259	82/03/03	29	50	5	10			0		
Somo	ICT	306 764	1 463 537	80/03/07		228		89	-5,01		31,2		
Sorontona	ICT	293 979	1 445 191	80/03/07		130		12	-4,96	-30,1	32,2		
Tara	ICT	313 927	1 454 267	80/05/21	30	130	6	52	-6,05	-41,9	2		
Tara	ICT	313 927	1 454 267	82/03/02	29	50	5	13			40,8		
Teremesso	ICT	230 624	1 438 360	80/05/20		48	6	12	-5,5	-37,6	13,1		
Teryabougou F1	ICT	229 071	1 464 202	82/03/04	29	430	9	286			0,7	-11,5	3,6
Teryabougou F2	ICT	229 071	1 464 202	82/03/04	28	372	8	233			0,8		
Togo	ICT	336 100	1 533 405	80/05/22		44	7	107	-4,78	-31,3	13,3		
Tominian	ICT	326 801	1 489 214	80/03/07				23	-4,08	-25,3	43,8	-18,4	99,7
Touna 1	ICT	192 776	1 451 672	80/03/05		122		21	-6,47	-42,5			
Touna 1	ICT	192 776	1 451 672	80/03/05		122		17	-6,36	-43,2	19,6		
Touna 1	ICT	192 776	1 451 672	80/03/05		65		10	-6,8	-43,9	1,7		

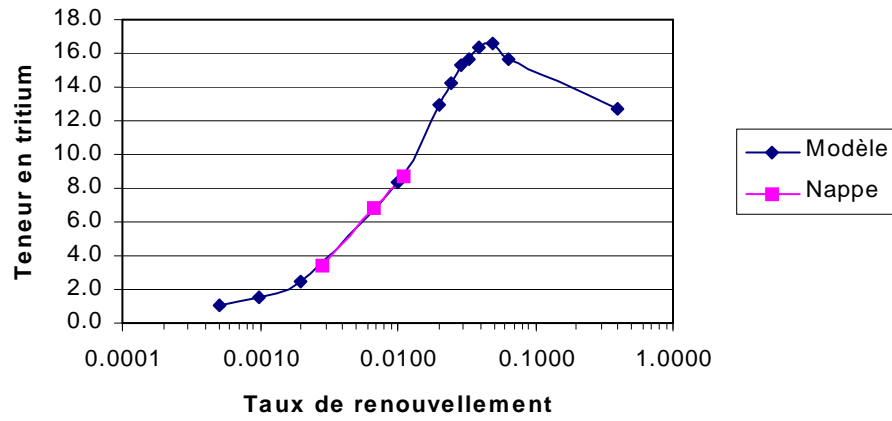
Localisation	Géologie	X (UTM)	Y (UTM)	Date	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	HCO3 mg/l	<sup>18</sup> O ‰	<sup>2</sup> H ‰	<sup>3</sup> H (UT)	<sup>13</sup> C (PDB)	<sup>14</sup> C (pcm)
Touna 2	ICT	192 776	1 451 672	80/03/05		40		7	-6,46	-42,4	4		
Toura	ICT	292 227	1 452 580	80/05/24		155	8	55	-5,3	-35,5	7,4		
Yangosso	ICT	250 587	1 445 550	80/03/06		125		6	-6,44	-33,7	15,1		
Yasso	ICT	317 516	1 450 556	82/03/02	29	650	7	213			37		
Yorosso (le Bos	ICT	318 768	1 363 891	82/03/03	30	30	5	11			0		
Zangatori	ICT	284 868	1 436 040	80/05/24		21	6	6	-5	-30,8	44,1		
Zura (CFAR)	ICT	339 278	1 463 325	82/03/02	29	270	6	246			0		
Zura ancien cam	ICT	339 289	1 465 168	82/03/02	27	100	5	48			23,7		
Banankoro rivière	SAC1	273 379	1 240 612	03/02/1998					-4,06		1,2		
GRG1 (Source)	SAC1	342 654	1 237 311	23/05/1997	28,7	137	6,35	84,0	-5,20		0,7	-15,3	69,2
GRG1 (Source)	SAC1	342 654	1 237 311	08/12/1996		133			-4,85		0,8		
GRG2 (Source)	SAC1	342 654	1 237 311	23/05/1997	28,3	190		104,0	-5,46		0,8		
Fon	SAC1	308 001	1 236 147	27/05/1997	28,5	532	7,84	330,0	-5,81	-36,55	0,8	-10,1	7,6
Djissanga	SAC1	295 854	1 239 417	27/05/1997	28,9	339	7,31	199,0	-6,87		0,8		
Djissara	SAC1	296 718	1 227 305	27/05/1997	27,9	446	8,04	199,0	-6,31		0,8		
Banankoro F. artésien	SAC1	273 379	1 240 612	03/02/1998	28,6	437	7,64	225,0	-6,22			-9,1	7,0
Diéfourma ou Diololoma	SAC1	322 902	1 259 242	04/02/1998		624	7,20	51,0	-5,04	-32,65	0,8		
Fon (Forage artésien)	SAC1	308 001	1 236 147	08/12/1996	29,3	500			-5,65		0,8		
PZ 11	SAC1	342 351	1 237 405	11/12/1996		825			-4,35		6,8		
Pindja 1	SAC1	291 464	1 245 499	20/03/1999	28,9	440	7,10		-6,65		1,9		
Pindja Madina	SAC1	215 605	1 265 606	20/03/1999	28,9	440	7,20	293,0	-6,28	-39,95	1,3	-9,8	10,1
Salamtinga	SAC1	211 913	1 266 593	20/03/1999	28,6	359	6,60		-6,30		2,3		
Dobougou	SAC1	360 797	1 216 645	17/06/1998	29,1	368	7,20	245,2			1,1		
Handromana	SAC1	351 362	1 270 050	03/08/1998	32,0	625	7,50	190,9			5,0		
Sidi Champ	SAC1	306 461	1 232 439	28/07/1998	31,8	222	5,90	94,6			1,4		
Dian (Soto)	SAC1	294 760	1 234 261	29/07/1998	31,0	46	7,30	290,4			2,0		

Localisation	Géologie	X (UTM)	Y (UTM)	Date	Temp. (°C)	Cond. (µS/cm)	pH	HCO3 mg/l	<sup>18</sup> O ‰	<sup>2</sup> H ‰	<sup>3</sup> H (UT)	<sup>13</sup> C (PDB)	<sup>14</sup> C (pcm)
Kassamga	SAC1	293 634	1 238 510	25/07/1998	31,0	399	7,00	264,1			2,0		
Padéma CEG	SAC1	362 775	1 288 215	25/07/1998	33,6	433	6,90	305,0			2,3		
Sourkoudinga	SAC1	332 214	1 242 218	01/08/1998	30,0	214	7,20	143,4			1,6		
Fon Artésien	SAC1	308 001	1 236 147	07/04/1999	28,6	467	7,09		-5,81		0,8		
Salamtinga	SAC1	283 578	1 245 797	23/06/2000	29,9	235	6,9	244	-6,33	-47	0,2	-12,5	9,6
Dissanga	SAC1	295 851	1 239 431	23/06/2000	31,1	294	7	309,9	-7,02	-48,8	0,7	-14,0	34,2
Dissanga Mossi	SAC1	296 221	1 239 845	23/06/2000	30,4	267	7,3	329,4	-5,59	-45,3	0,2		
Songtaba	SAC1	299 525	1 244 280	24/06/2000	30,4	290	7,5	256,2	-5,74	-42,8	0,1	-8,9	1,0
Doria	SAC1	299 684	1 245 508	24/06/2000	31,1	538	7,5	311,1	-5,65	-41,5	0,2	-9,2	1,0
Djissara	SAC1	296 716	1 227 319	19/06/2000	29,3	388	7,6	1470	-6,41	-45,8	0,4	-10,7	1,1
Bondokuy	SAC1	416 492	1 310 000	22/05/2000	31,6	37	4,9		-4,71	-32,5			
Karankasso Sambla	SAC1	320 136	1 241 775	24/06/2000	31,4	222	8,5	167,5	-5	-36	1,0	-11,1	71,2
Tigan 1	SAC2	317 289	1 314 476	20/08/1998	32,1	535	7,10	225,5			4,0		
N'Dorola	SAC2	302 156	1 300 558	20/04/1999	30,0	386	8,40	286,1	-5,55		1,5	-10,2	37,4
Katibougou	SAC2	267 820	1 252 424	08/08/1998	31,6	76	5,90	27,5			2,7		
Wolonkoto	SAC2	374 616	1 226 941	07/08/1998	30,9	358	7,80	228,8			1,6		
Sofina	SAC2	296 296	1 307 174	07/08/1998	32,5	577	7,20	334,3			1,6		
N'Dorola ville	SAC2	302 156	1 300 558	07/08/1998	30,0	386	8,40	286,1			1,1		
Kourouma (97/RESO/159)	SAC2	304 390	1 285 501		32,8	406	7,2	276,33			2		
Dédougou	SAC2	449 918	1 376 917	29/08/2000					-5,07	-37,2	5,8		
Siguiniguin	SAC2	367 058	1 333 247	23/05/2000	31,2	675	7,1		-5,07	-39,2			
Bomborokuy	SAC2	395 561	1 437 950	31/08/2000	34,8	31	5,1		-5,16	-38,5	1,2		
Kourouma	SAC2	304 390	1 285 501	19/06/2000	31,5	317	7,4	276,3	-4,77	-40	0,2	-12,2	53,4

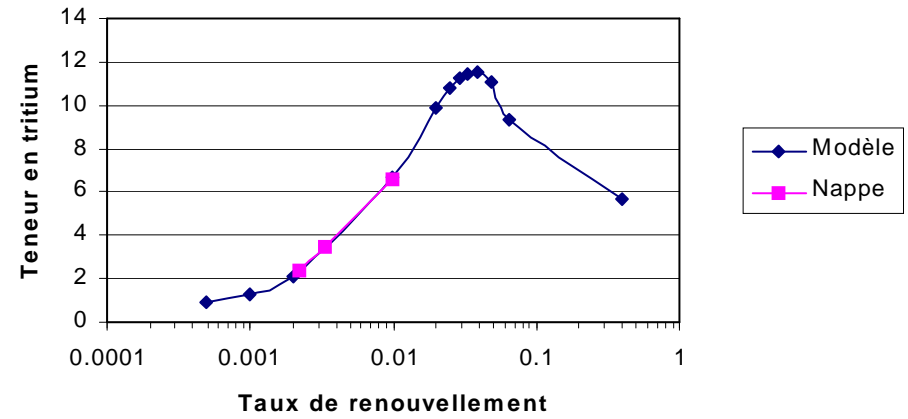
#### Annexe 4: Calage du taux de renouvellement des eaux souterraines par le signal tritium



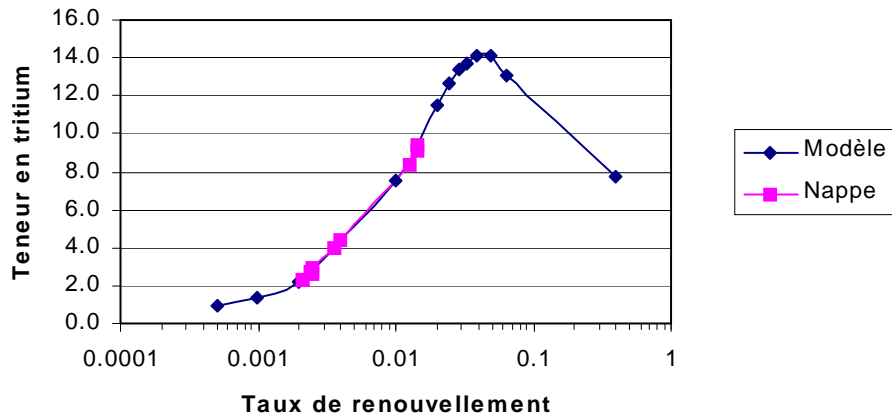
**Modèle mélange Bamako 1996**



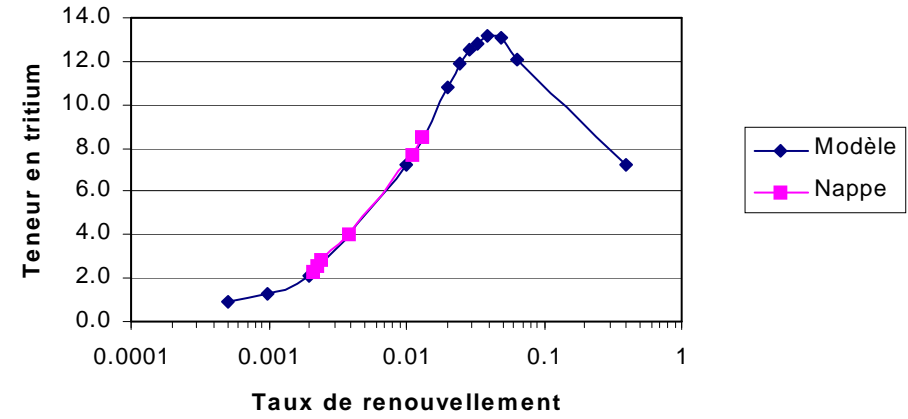
**Modèle mélange - Bamako 1997**



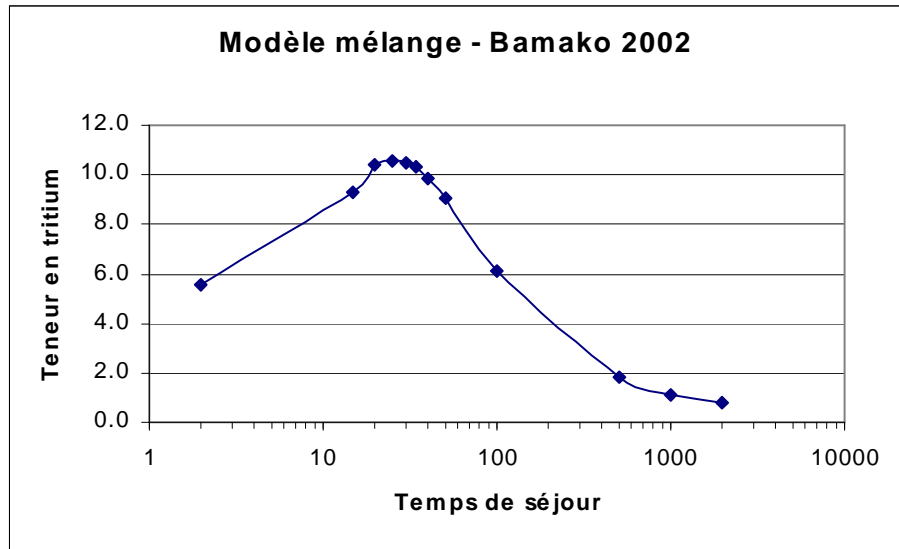
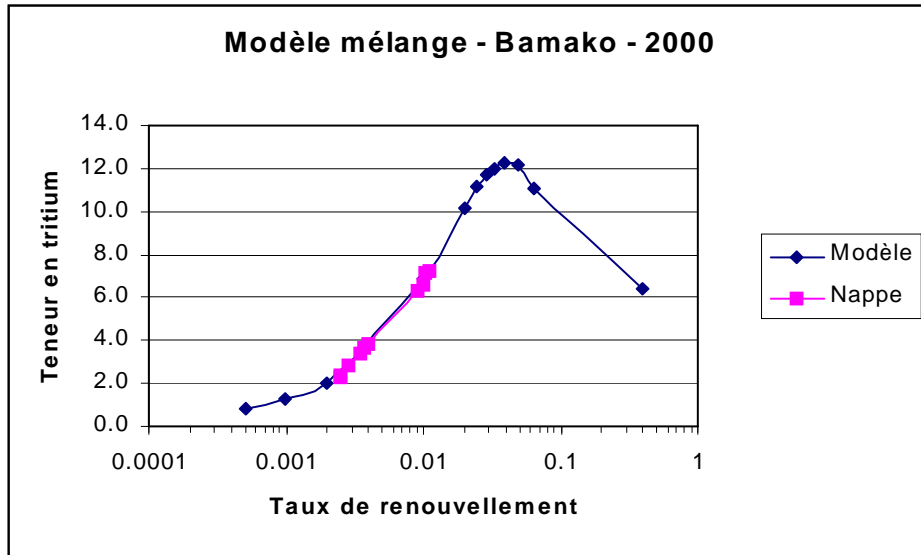
**Modèle mélange - Bamako -1998**



**Modèle Mélange - Bamako - 1999**







## Annexe 5 : Modèles de détermination de l'activité initiale $A_0$

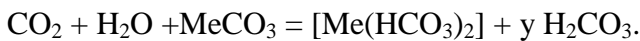
Classiquement, il existe quatre méthodes de détermination de la valeur de l'activité initiale  $A_0$  avec des variantes suivant les auteurs ; elles sont soit statistiques, soit chimiques, soit isotopiques, soit mixtes (chimique-isotopique) :

### - Méthode statistique :

Vögel (1970) propose une valeur de  $A_0$  de  $85 + 5\%$  qui correspond à la moyenne de nombreuses mesures de l'activité du CITD d'eaux superficielles du Nord-Ouest de l'Europe. Cette approche prend en compte les échanges isotopiques dans la zone de recharge, mais ne tient pas compte des échanges isotopiques qui se produisent en zone profonde. Cette méthode ne repose sur aucune approche conceptuelle et ne peut donc être généralisée (Mook, 1976).

### - Méthode chimique :

Tamers (1975) popularise une approche purement chimique proposée par Ingerson et Pearson (1964). Elle est fondée sur l'équilibre de la mise en solution d'un carbonate par l'acide carbonique selon l'équation



Ainsi,  $A_0$  est calculé par la relation :

$$A_0 = \frac{m\text{HCO}_2 + 0,5m\text{HCO}_3^-}{m\text{HCO}_2 + m\text{HCO}_3^-} A_g$$

Où  $m$  est la concentration molaire,

$A_g$  est l'activité en  $^{14}\text{C}$  de  $\text{CO}_2$  du sol.

Cette approche ne tient évidemment pas compte des échanges isotopiques.

### - Méthode isotopique :

Ingerson et Pearson (1964), Pearson (1965) s'appuient sur la teneur en  $^{13}\text{C}$  des différentes substances carbonées mises en jeu pour déterminer  $A_0$  à partir d'une simple équation de proportions d'un mélange à deux termes :

$$A_0 = \frac{\delta_T - \delta_C}{\delta_g - \delta_C} (A_g - A_C) + A_C$$

Où  $T$ ,  $C$  et  $g$  désignent respectivement le CITD, le carbonate solide et le  $\text{CO}_2$  du sol.

C'est un modèle qui envisage globalement le bilan isotopique du système, c'est à dire la composition isotopique du CITD en terme de mélange entre le  $\text{CO}_2$  du sol et le carbone solide de la matrice, sans tenir compte des fractionnements isotopiques.

Ce modèle suppose connues les conditions aux limites (teneur en  $^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  du sol et du carbonate solide).

Gonfiantini (1972) propose une variante à ce modèle en introduisant le fractionnement isotopique entre le CO<sub>2</sub> gazeux et le bicarbonate en solution.

$$A_0 = \left[ \frac{\delta^{13}C_{MTD} - \delta^{13}C_{Calc}}{\delta^{13}CO_2 + 8 + \delta^{13}C_{Calc}} \right] A^{14}CO_2 \text{ en pcm}$$

- **Modèles mixtes (isotopique et chimique) :**

Mook (1972, 1976) combine les données chimiques et isotopiques pour estimer la valeur de l'activité initiale A<sub>0</sub> selon l'expression suivante :

$$A_0 = \frac{1}{a+b} \left[ aA_{a_0} + bA_{b_0} + (A_{b_e} - A_{b_0}) \frac{(a+b)\delta_{\Sigma} - a\delta_{a_0} - b\delta_{b_0}}{\delta_{b_e} - \delta_{b_0}} \right] \% \text{ carbone moderne}$$

Avec **a** = CO<sub>2</sub> libre,

**b** = HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>

**Σ** = CITD

**a<sub>0</sub>** = CO<sub>2</sub> dissous

**b<sub>0</sub>** = HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> initial

**b<sub>e</sub>** = HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> échangé.

Fontes et Garnier ont proposé une estimation de A<sub>0</sub>, applicable aussi bien à l'échange avec le CO<sub>2</sub> gazeux qu'à celui qui intervient avec la matrice carbonatée (Garnier, 1976 ; Fontes et Garnier, 1976, 1977, 1979).

L'échange isotopique du carbone dissous est traité comme un mélange partiel d'une fraction ayant conservé sa composition isotopique et son activité initiale, avec une fraction totalement équilibrée, soit avec l'encaissant carbonatée, soit avec un excès de CO<sub>2</sub> gazeux. L'équation est de la forme :

$$A_0 = \frac{1}{C_T} \left[ (C_T - C_M)A_{a_0} + C_M A_M + (A_{a_0} + \frac{2\varepsilon}{10} - A_M) \frac{\delta_T C_T - \delta_M C_M - \delta_{a_0} (C_T - C_M)}{(\delta_{a_0} + \varepsilon) - \delta_M} \right]$$

Où **C** désigne les concentrations, **A** les activités <sup>14</sup>C et **δ** les compositions isotopiques ; les symboles **T**, **M** et **a<sub>0</sub>** se rapportent respectivement au carbone total dissous, au carbone mort mobilisé et au CO<sub>2</sub> du sol ; ε est pris comme le facteur d'enrichissement isotopique en ‰ entre le CO<sub>2</sub> gazeux et le carbone solide.

### Modèle de l'AIEA :

Gonfiantini (1971) et Salem et al (1980) ont ajouté à la mise en solution du CO<sub>2</sub>, un fractionnement isotopique δ<sup>13</sup> à l'équilibre entre celui-ci et les hydrogénocarbonates tel que (Mook, 1980) :

$$\varepsilon^{13} HCO_3/CO_2 = \delta^{13}HCO_{3(aq)} - CO_{2(g)} \approx 8 \text{ ‰}$$

Le bilan en  $^{13}\text{C}$  devient :

$$(\text{CMTD})\delta^{13}\text{CMTD} = (\text{CBIO})(\delta^{13}\text{CO}_2 + 8) + (\text{CMIN})\delta^{13}\text{Calc}$$

d'où l'on tire :

$$\frac{(\text{CBIO})}{(\text{CMTD})} = \frac{\delta^{13}\text{CMTD} - \delta^{13}\text{Calc}}{(\delta^{13}\text{CO}_2 + 8) - \delta^{13}\text{Calc}}$$

$$A_0 = \left[ \frac{\delta^{13}\text{CMTD} - \delta^{13}\text{Calc}}{\delta^{13}\text{CO}_2 + 8 - \delta^{13}\text{Calc}} \right] A^{14}\text{CO}_2 \text{ en pcm}$$

La minéralisation se fait en deux étapes : d'abord dissolution du  $\text{CO}_2$  avec équilibre isotopique en milieu ouvert sur le  $\text{CO}_2$  du sol puis dissolution des carbonates mais sans équilibre isotopique entre  $\text{HCO}_3^-$ (aq) et  $\text{CaCO}_3$ (s) en milieu fermé suivant la distinction faite entre milieux ouvert et fermé par Deines et al (1974) et Wigley (1975).

### **Modèle P. Olive (1998)**

L'estimation de  $A_0$  est faite à partir du couple alcalinité/acidité mesuré lors du prélèvement. P. Olive propose de prendre les valeurs suivantes pour  $A_0$  selon le milieu :

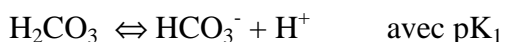
- en milieu silicaté non calcaire  $A_0 = 90 \pm 5$  pcm
- et en milieu calcaire,  $A_0 = (\text{ACI})/2(\text{CMTD})$ .

L'acidité (ACI) et le carbone minéral total dissout (CMTD) sont calculés à partir de la température, du pH et de l'alcalinité. Ces paramètres ( $T^\circ$ , pH et ALC) sont mesurés sur le terrain lors du prélèvement pour la mesure de  $A_t$ .

L'alcalinité (ALC) d'une eau est la quantité d'ions hydrogène ( $\text{H}^+$ ), exprimée en  $\text{m}\ddot{\text{e}}\text{q}.\text{L}^{-1}$ , nécessaire pour neutraliser les bases faibles. La plus importante d'entre elles est représentée par les hydrogénocarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ) :

Symétriquement l'acidité d'une eau (ACI) est la quantité d'ions ( $\text{OH}^-$ ), exprimée  $\text{m}\ddot{\text{e}}\text{q}.\text{L}^{-1}$ , nécessaire pour neutraliser les acides forts. Le plus important est représenté par l'acide carbonique  $\text{H}_2\text{CO}_3$ (aq) :

Partant des 3 équilibres suivants, on peut déterminer (ACI) et (CMTD) avec les constantes d'équilibres :



$K_0$ ,  $K_1$  et  $K_2$  étant les constantes de dissociation du système des carbonates et  $K_c$  celle de la calcite sont données en fonction de la température par :

$$\log K = a + b * T + \frac{c}{T} + d * \log T + \frac{e}{T^2} \text{ où } T \text{ en } ^\circ\text{K} = t \text{ en } ^\circ\text{C} + 273.15$$

	a	b	c	d	e
K <sub>0</sub>	108,3865	0,01985076	-6919,53	-40,45154	669365
K <sub>1</sub>	-356,3094	-0,06091964	21834,37	126,8339	-1684915
K <sub>2</sub>	-107,8871	-0,03252849	5151,79	38,92561	-563713,9
K <sub>c</sub>	-171,9065	-0,077993	2839,319	71,595	0

Exprimons (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) et (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) en fonction de (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) et posons α<sub>0</sub> :

$$\alpha_0 = \frac{(H_2CO_3)}{(CMTD)} = \frac{(H_2CO_3)}{(H_2CO_3) + (HCO_3^-) + (CO_3^{2-})}$$

$$\alpha_0 = \frac{1}{1 + \frac{K_1}{(H^+)} + \frac{K_1 K_2}{(H^+)^2}}$$

De même α<sub>1</sub> et α<sub>2</sub> :

$$\alpha_1 = \frac{(HCO_3^-)}{(CMTD)} = \frac{1}{\frac{(H^+)}{K_1} + 1 + \frac{K_2}{(H^+)}}$$

$$\alpha_2 = \frac{(CO_3^{2-})}{(CMTD)} = \frac{1}{\frac{(H^+)^2}{K_1 K_2} + \frac{(H^+)}{K_2} + 1}$$

On a bien α<sub>0</sub> + α<sub>1</sub> + α<sub>2</sub> = 1 et :

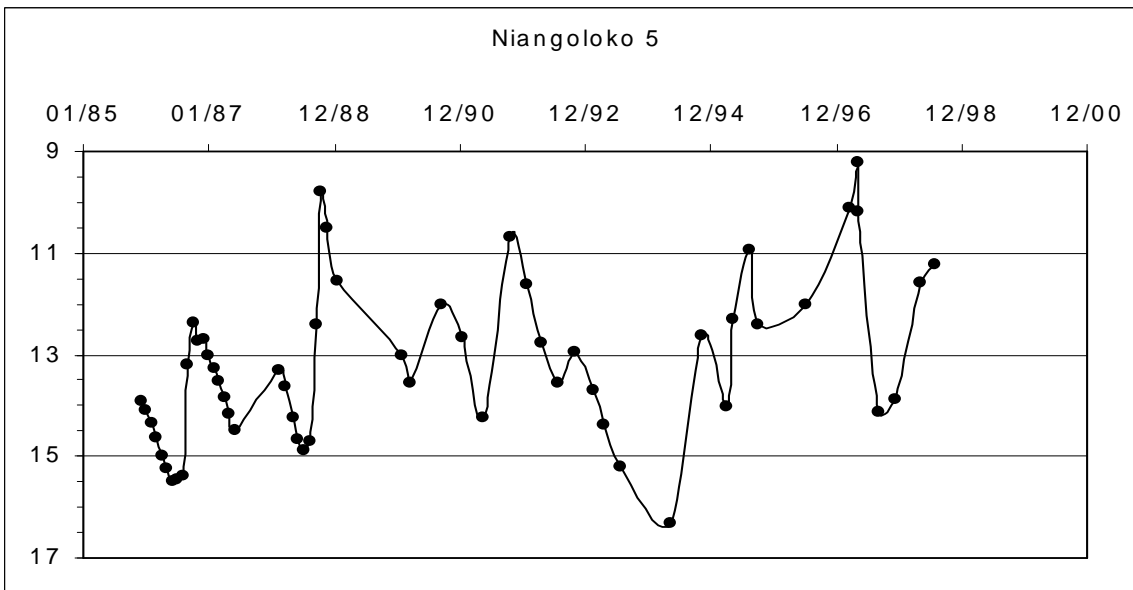
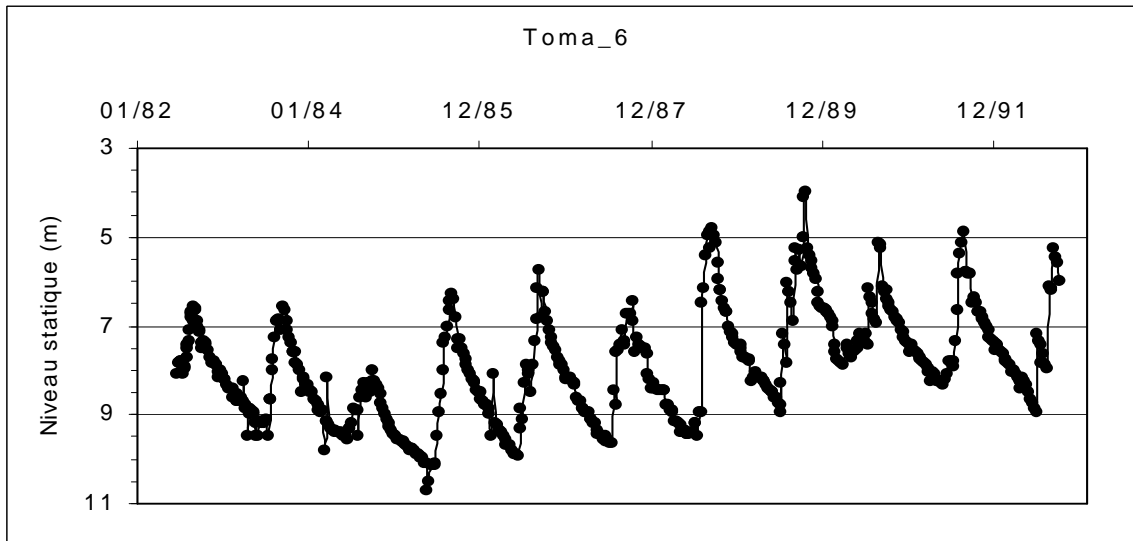
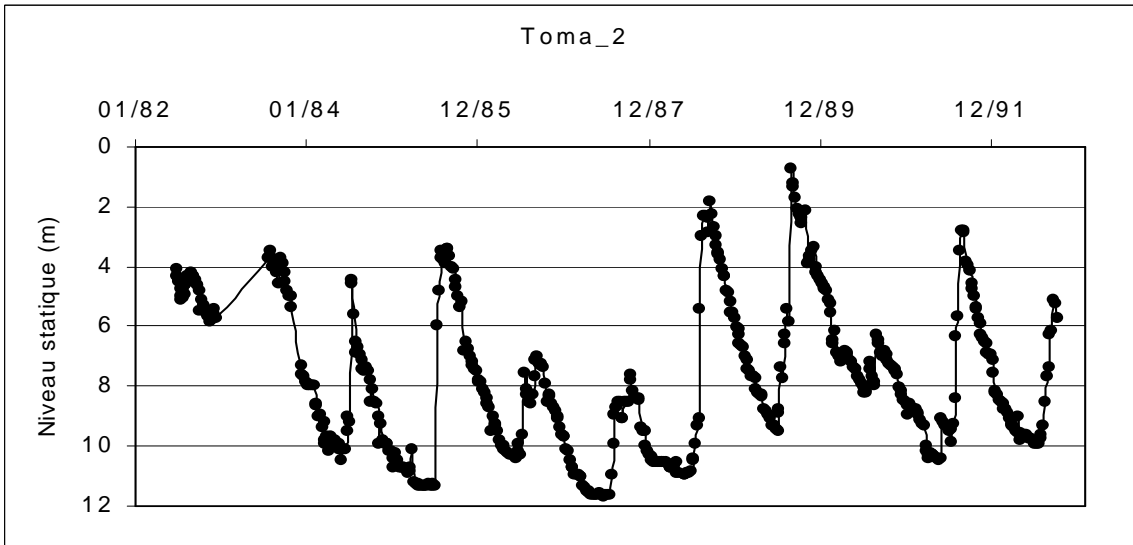
$$(ALC) = (HCO_3^-) + 2(CO_3^{2-}) = (CMTD)(\alpha_1 + 2\alpha_2)$$

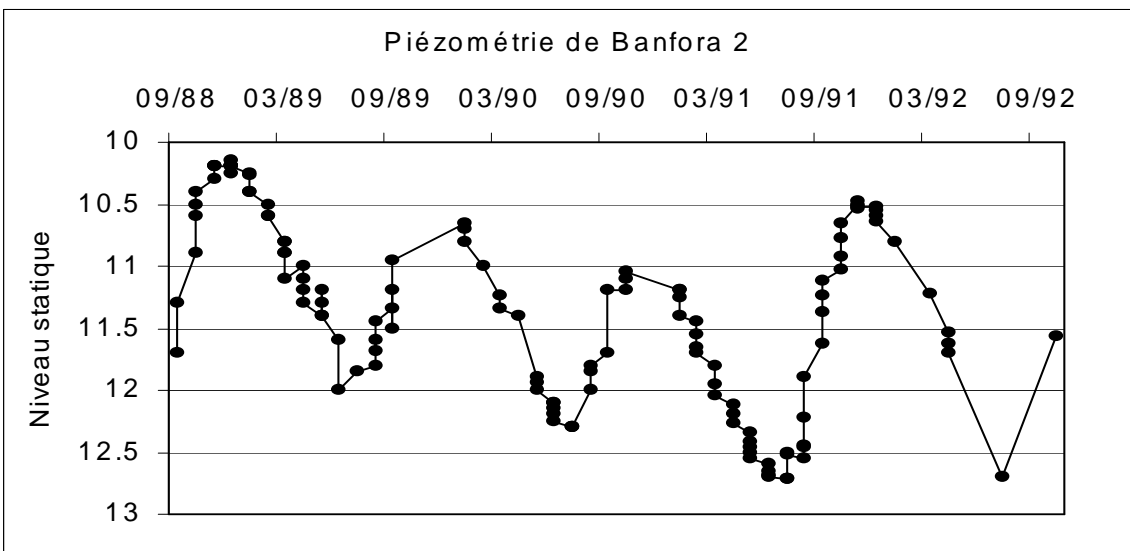
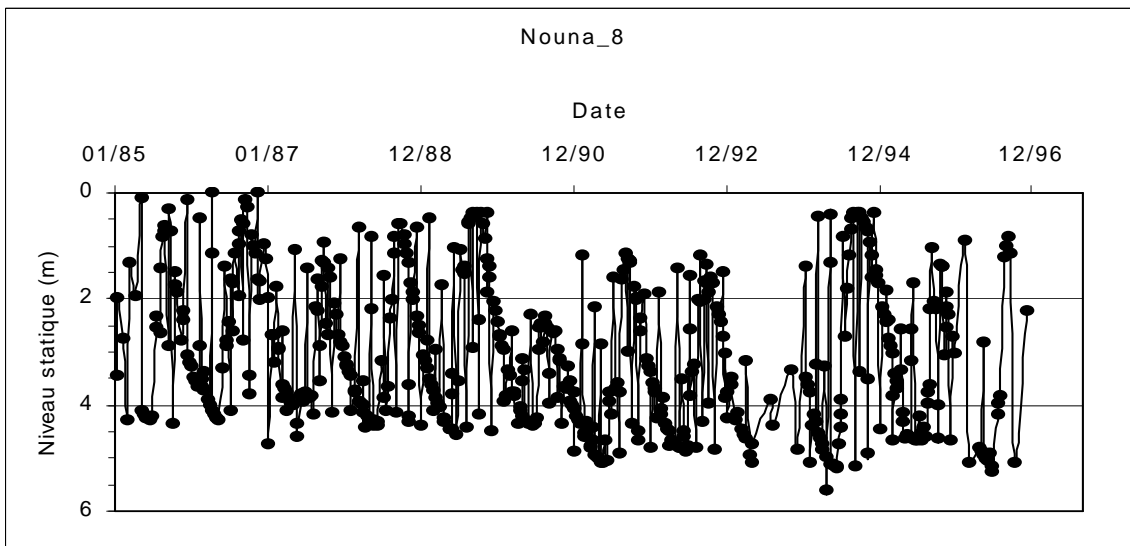
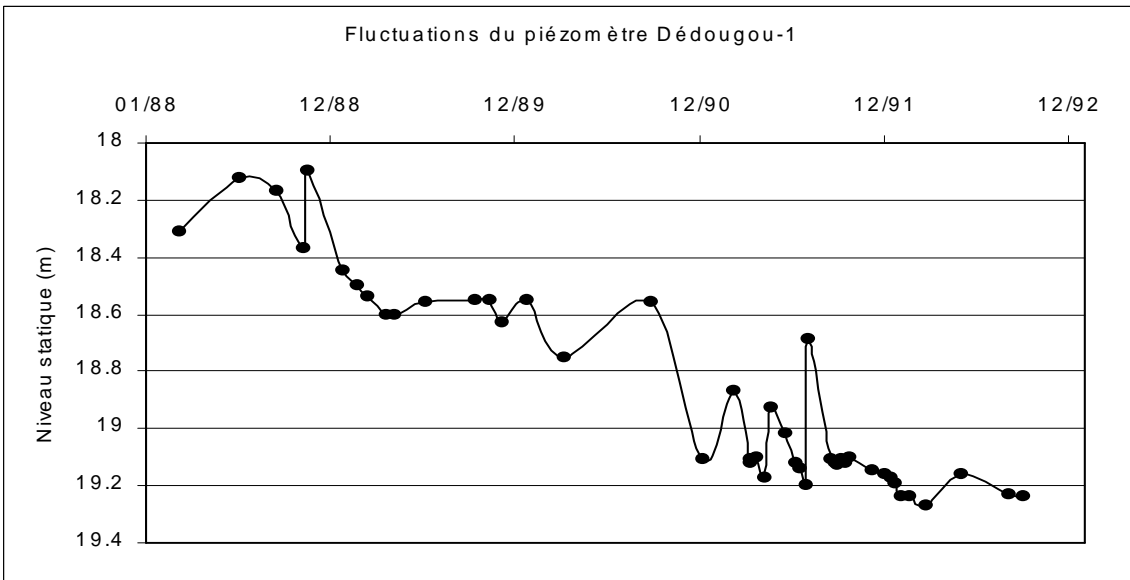
$$\text{d'où } (CMTD) = (ALC)/(\alpha_1 + 2\alpha_2)$$

$$(ACI) = 2(H_2CO_3) + (HCO_3^-) = (CMTD)(2\alpha_0 + \alpha_1)$$

Donc pratiquement à partir de la température de l'eau et de son pH on calcule α<sub>0</sub>, α<sub>1</sub> et α<sub>2</sub> puis, avec l'alcalinité, CMTD et ACI.

## Annexe 6 : Réaction des piézomètres sous influence de pompage intensif





**Annexe 7 : Données isotopiques des eaux souterraines du socle cristallin du sud-ouest du Burkina Faso.**

Pétrographie	Longitude	Latitude	Date	temp. (°C)	Cond	pH	HCO3	<sup>18</sup> O	<sup>2</sup> H	<sup>3</sup> H	<sup>13</sup> C	<sup>14</sup> C
BMA	415 070	1 208 014	05/03/2001	30,5	375	7,1	268,4	-4,78	-34,6	0,2		
BMA	415 016	1 208 248	05/03/2001	30,7	340	7	214,7	-4,42	-31,6	0,6		
BMA	416 346	1 239 780	28/02/2001	30,9	550	7	307,4	-4,74	-36,6	2,8		
BMA	415 766	1 240 010	28/02/2001	31,2	456	7	295,2	-4,42	-32,8	1,8	-14,3	87,9
BMA	406 530	1 204 379	05/03/2001	30,1	431	7,2	348,9	-4,48	-29,8	3,2		
BMA	417 356	1 240 043	28/02/2001	30,9	528	7	280,6	-4,42	-32,6	1,9		
BMA	421 914	1 208 473	05/03/2001	30,1	691	7,2	461,2	-5	-37,5	0,7		
BMA	317 235	1 177 337	03/03/2001	29,8	179	6	124,4	-4,76	-36,3	1,4		
BMA	348 226	1 181 625	03/03/2001	29,8	375	7,1	226,9	-4,88	-36,6	2,4	-17,4	84,3
GNE	370 158	1 184 754	03/03/2001	28,7	246	6	177,1	-5,01	-33,2	1,0		
GNE	380 248	1 188 453	03/03/2001	29,9	163	6	109,8	-4,62	-32,9	6,4		
GNE	392 188	1 210 167	02/03/2001	29,8	169	5,5	126,9	-4,89	-39,2	0,7		
GNE	392 321	1 209 754	02/03/2001	30,6	182	5,5	131,7	-5,13	-37,5	0,6		
GNE	390 366	1 214 084	02/03/2001	29,8	186	5,5	173,2	-5,05	-36,4		-19,1	90,7
GNE	409 419	1 238 375	28/02/2001	30,2	887	7	312,3	-5,18	-37,8	0,7	-17,3	55,4
GNE	384 434	1 195 868	02/03/2001	29,8	276	6	227,6	-4,91	-37,5	0,5	-19,2	86,1
GNE	386 549	1 194 365	02/03/2001	29,6	164	5,5	109,8	-4,84	-37,5	1,0		
GRA	464 437	1 206 367	05/03/2001	30,8	171	6	115,9	-4,73	-33,4	0,7		
GRA	393 083	1 237 102	27/02/2001	30,3	112	6,5	68,7	-4,82	-38,1	0,3		
GRA	353 512	1 184 389	03/03/2001	30,2	182	6	132,4	-4,35	-35,4	2,7		
GRA	473 120	1 211 950	05/03/2001	30,9	341	6,8		-4,34	-31,3			
GRA	471 754	1 211 177	05/03/2001	31,8	246	7,1		-4,72	-32,6			
GRA	411 614	1 238 589	28/02/2001	30	373	7	246,4	-4,92	-34	0,3	-16,6	64,5
GRA	412 385	1 238 585	28/02/2001	31,2	216	6	151,2	-4,54	-35,2	0,6		
GRA	479 907	1 141 648	05/03/2001	30,4	312	7		-4,07	-31,7			
GRA	479 597	1 142 109	05/03/2001	30,4	818	6,9		-3,9	-31,6			



Péetrographie	Longitude	Latitude	Date	temp. (°C)	Cond	pH	HCO3	<sup>18</sup> O	<sup>2</sup> H	<sup>3</sup> H	<sup>13</sup> C	<sup>14</sup> C
GRA	481 276	1 142 385	05/03/2001	30	204	6,7		-4,3	-31,7			
GRA	481 130	1 141 464	05/03/2001	30,6	198	6,7		-4,2	-31,2			
GRA	481 277	1 142 845	05/03/2001	29,9	221	6,8		-4,6	-32			
GRA	480 778	1 140 480	12/12/1996		289			-3,85		1,5		
GRA	479 745	1 142 447	17/06/1997		700	7,0		-3,87		4,6		
GRA	480 778	1 140 480	17/06/1997		250			-4,35		0,8		
GRA	399 815	1 203 155	14/04/1999	33,3	214	6,6				3,2		
GRA	390 366	1 214 084	14/04/1999	31,7	174,9	6,3				1		
GRA	389 837	1 196 912	02/03/2001	29,7	128	5,5	82,9	-4,66	-37,2	2,6		
GRA	398 461	1 203 003	02/03/2001				161	-4,72	-38,4	0,2		
GRA	369 172	1 231 923	25/02/2001	30,5	573	6,9		-3,88	-29,7	4,5		
GRA	363 511	1 234 618	07/12/1996	30,5	543			-1,95		5,7		
GRA	363 511	1 234 618	05/02/1998	30,2	600	6,9	40,0	-3,55		5,5		
GRA	363 511	1 234 618	05/02/1998	30,4	293	7,2	27,0	-4,37		9,5		
GRA	363 511	1 234 618	05/02/1998	29,4	502	7,4	41,0	-3,92		3,5		
GRA	368 684	1 230 896	25/02/2001	29,9	309	7,1	215,9	-4,52	-33,6	0,6		
GRA	369 055	1 230 302	25/02/2001	29,5	242	7	178,1	-4,88	-35,8	6,6		
GRA	424 559	1 242 175	28/02/2001	30,6	117	5,5	83	-4,38	-36,8	1,5		
GRA	397 061	1 203 469	02/03/2001	30,3	302	6,8	192,7	-4,97	-39,1	0,5	-19,3	74,9
GRA	409 540	1 238 897	28/02/2001	28,5	291	7	197,6	-4,97	-40,4	0,4		
GRA	371 477	1 231 545	14/04/1999	29,9	133,5	6,2				1,7		
GRA	397 061	1 203 469	14/04/1999	30,5	275	6,6				1,6		
GRA	380 500	1 234 970	27/02/2001	30,4	206	6,9	170,8	-5,01	-39	0,2	-18,3	82,4
GRA	362 445	1 180 433	03/03/2001	30	190	7	115,9	-4,86	-33			
GRA	363 290	1 180 053	03/03/2001	30,3	551	7	270,8	-5,23	-38,9	0,8	-16,4	70,8
GRA	364 323	1 179 652	03/03/2001	29	120	5,5	87,3	-4,74	-33,4	1,2		
GRA	389 612	1 237 232	27/02/2001	31,1	171	6,8	127,1	-5,05	-38,6	0,4	-18,4	87,0

Péetrographie	Longitude	Latitude	Date	temp. (°C)	Cond	pH	HCO3	<sup>18</sup> O	<sup>2</sup> H	<sup>3</sup> H	<sup>13</sup> C	<sup>14</sup> C
GRA	385 286	1 216 103	14/04/1999	29,9	271	6,4				2,7		
GRA	373 420	1 232 121	13/04/1999	30,4	540	8,8	211,1	-4,53		1,4		
GRA	373 786	1 232 457	13/04/1999	29,1	239	7,0		-4,44		1,9		
GRA	492 862	1 444 327	30/08/2000	32,6	294	6,6	141	-5,86	-45,1	0,6	-12,1	37,2
GRA	373 596	1 233 747	27/02/2001	30	340	6,9	207,4	-4,38	-33,7	0,8		
GRA	373 355	1 234 190	27/02/2001	30,1	293	6,9	219,6	-4,27	-35,5	2,8	-14,5	70,7
GRA	372 596	1 230 895	13/04/1999					-4,28		3,0		
GRA-DYK	420 619	1 241 673	28/02/2001	30,6	380	7	253,7	-4,51	-36,1	0,2	-15,7	72,5
Métavol(Andésites)	405 062	1 302 876	13/04/1999							1,9		
Métavol(Andésites)	441 979	1 267 093	13/04/1999	31,1	383	7,1				1,7		
Métavol(Andésites)	441 982	1 268 033	13/04/1999							1,5		
Métavol(Migmatite)	423 690	1 284 179	13/04/1999	32,8	337	6,6	173,7	-4,77		1,3		
Métavol(Migmatite)	439 773	1 270 015	13/04/1999							1,2		
Métavol(Migmatite)	392 188	1 210 167	14/04/1999	30	167	6,2				1,7		
MIG	391 901	1 238 069	27/02/2001	30,4	101	6,5	65,9	-5,02	-39	0,3		
MIG	391 287	1 215 185	02/03/2001				148,5	-4,95	-35,5	0,2		
MIG	471 321	1 199 184	05/03/2001	30,3	197	6,8	126,9	-4,71	-32	0,7		
MIG	379 885	1 224 217	02/03/2001	29,8	137	5,5	102,4	-5,03	-37	0,7		
MIG	383 663	1 197 660	02/03/2001	29,8	135	5,5	128,8	-4,7	-37,3	0,1		
MIG	385 096	1 192 834	02/03/2001	29,7	282	6,3	183	-4,83	-34	0,5		
MIG	384 190	1 206 431	02/03/2001	28,6	166	5,5		-4,86	-34,8	0,3		
MIG	385 200	1 208 408	02/03/2001	30	102	5,5	79,3	-4,92	-38,2	1,3		
MIG	384 119	1 207 098	02/03/2001	29,5	216	5,5	156,1	-4,81	-38,7	2,0		
MIG-ALT	384 190	1 206 431	02/03/2001	28,2	73	6		-4,73	-34,2	2,7		
schistes	508 588	1 091 647	17/06/1997					-4,11		1,0		
schistes	436 345	1 252 821	13/04/1999							1,4		
schistes	436 345	1 252 821	13/04/1999							2,3		

Péetrographie	Longitude	Latitude	Date	temp. (°C)	Cond	pH	HCO3	<sup>18</sup> O	<sup>2</sup> H	<sup>3</sup> H	<sup>13</sup> C	<sup>14</sup> C
schistes	436 345	1 252 821	13/04/1999							2		
schistes	473 475	1 213 088	12/12/1996		252			-4,45		0,8		
schistes	473 475	1 213 088	17/06/1997					-4,61		0,7		
schistes	434 299	1 276 619	13/04/1999	30,8	580	7,1				5,1		
schistes	319 485	1 177 853	03/03/2001	30,3	86	6	82,9	-4,96	-34,9	2,5		
schistes	442 591	1 270 286	30/01/1998	31,0	342	7,2		-4,78	-30,45		-15,4	44,1
schistes	442 591	1 270 286	26/05/1997		391	7,4		-4,94	-31,15	0,8		
schistes	441 859	1 267 369	30/01/1998	31,0	380	6,6		-5,16		0,9		
schistes	289 696	1 138 034	09/07/1997					-4,83		1,1		
schistes	289 659	1 137 082	09/07/1997		105			-4,52		3,1		
schistes	288 970	1 138 806	19/03/1999	31,0	99	5,5		-4,73		6,0		
schistes	289 659	1 137 082	19/03/1999	30,3	94	5,3		-4,42		1,3		
schistes	290 080	1 136 096	19/03/1999	30,2	271	6,3		-4,69	-28,85	1,5	-15,5	97,3
schistes	291 331	1 136 733	19/03/1999	30,1	162	6,3		-4,77		1,8		
schistes	441 791	1 247 282	13/04/1999	31,9	715	6,5	362,3	-4,79		2,1		
schistes	441 791	1 247 282	13/04/1999					-4,64		2,7		
Schistes-ALT	442 591	1 270 286	30/01/1998	29,5	152	6,5		-4,29				