

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

THÈSE PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES
OFFERT À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
EN VERTU D'UN PROTOCOLE D'ENTENTE
AVEC
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

PAR
PIERRE GIRARD

TECHNIQUES ISOTOPIQUES (^{15}N , ^{18}O) APPLIQUÉES À L'ÉTUDE DES
NAPPES DES ALTÉRITES ET DU SOCLE FRACTURÉ DE L'OUEST AFRICAIN.
ÉTUDE DE CAS: L'OUEST DU NIGER.

FÉVRIER 1993



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Dans le Sahel semi-aride du sud-ouest du Niger, les nappes alluviales sont la principale source d'eau. Celle-ci, en raison de sa pauvre qualité bactériologique, est souvent à l'origine de nombreuses maladies hydriques. De plus, à la fin de la saison sèche, les nappes alluviales se tarissent laissant la population sans ressources. Récemment, une campagne de forages captant les aquifères de fracture du socle a été réalisée pour pallier ces difficultés. Or, environ 10% d'entre eux sont pollués par des nitrates qui rendent l'eau impropre à la consommation, et plusieurs se sont avérés stériles après leur mise en service. Afin d'accroître le taux de succès des captages profonds, une meilleure connaissance du mode de recharge des aquifères fracturés et de leur lien avec les nappes alluviales paraissait indispensable. De façon similaire, l'identification des sources de la pollution nitratée présentait un intérêt primordial, puisqu'elle permettait de mieux définir les zones à risques. C'est dans ce contexte que la présente étude a été entreprise. Elle s'est déroulée dans le cadre d'un programme de coopération entre l'Université du Québec à Montréal et l'Université de Niamey et a été financée par le Centre de Recherche pour le Développement International du Canada. Pour mieux comprendre les modes de recharge des aquifères alluviaux et de fractures du socle et identifier l'origine des nitrates contaminants, des approches isotopiques ont été retenues sur la base de travaux antérieurs qui, non seulement démontraient la puissance de l'outil isotopique, mais aussi, fixaient un cadre conceptuel précis pour la poursuite des travaux. L'étude de la recharge s'est déroulée dans un bassin versant de $\sim 20 \text{ km}^2$, situé à 60 km à l'ouest de la capitale Niamey, et celle de la pollution par les nitrates, dans la capitale même.

Le bassin de Kobio et la ville de Niamey sont situés dans le sud-Liptako nigérien. Cette région, une pénéplaine en pente douce, connaît un climat tropical sec; les précipitations moyennes annuelles de l'unique saison des pluies y sont de 600 mm et l'évapotranspiration potentielle dépasse parfois 2000 mm. Le fleuve Niger est l'unique cours d'eau permanent de la région. Les autres cours d'eau sont intermittents: c'est le cas du Lomona, qui draine le bassin versant de Kobio avant de se jeter dans le Gouroubi, un affluent du Niger. Les colluvions et alluvions associés aux cours d'eau ainsi que les altérites développées sur le socle composent un premier type d'aquifère, aux propriétés hydrauliques et au mode de recharge relativement homogènes. Les fractures, qui découpent le socle précambrien et qui sont apparues lors de l'orogénèse birimienne ($\sim 2 \text{ Ga}$) et du rifting pan-africain ($\sim 600 \text{ Ma}$), en constituent un second.

L'étude de la recharge s'est déroulée dans le bassin de Kobio où le cours du Lomona s'inscrit du nord vers le sud, depuis la localité de Guilinga jusqu'à celle de Dioga. Ce kori emprunte un réseau de fractures entaillant les granites birimiens sous-jacents. Les équipements installés dans le bassin (puits, forages, station météorologique, échelle limnimétrique) ont permis, d'une part de suivre pendant 20 mois les fluctuations piézométriques et de mesurer les paramètres météorologiques afin d'établir un bilan hydrique et, d'autre part d'échantillonner mensuellement (lorsque possible) les nappes aux fins d'analyses isotopiques (^3H , ^{18}O). Le surplus hydrique disponible à l'infiltration (S) a été calculé en soustrayant de la pluviométrie (P), la lame ruisselée (R) et évapotranspirée (E): $S = P - (R + E)$. La lame précipitée a été de 559 mm en 1989 et de 393 mm en 1990. Le ruissellement représente de 15 à 26 % de la pluviométrie annuelle et les données limnimétriques indiquent que la crue se produit moins d'un jour après l'événement pluvieux. Dans le bassin témoin, l'estimation de l'évapotranspiration (49 à 77 % de P) doit prendre en compte la nature du sol. En effet, l'évapotranspiration des sols argileux semble supérieure d'un ordre de grandeur à celle des sols sableux. Le surplus disponible pour la recharge des nappes varie de 0 à 36 % de la pluviométrie annuelle. En ce qui concerne l'aquifère alluvial, l'alimentation par les berges du cours d'eau semble probable; elle expliquerait les fluctuations

saisonnieres de la surface libre et des teneurs en ^{18}O mesurées. En effet, lors de la saison pluvieuse, la cote de la nappe s'élève de plus de 7 m; la pluie ne pourrait rendre compte que d'une élévation de 1,75 m; on note également un brusque appauvrissement en ^{18}O de la nappe (de -3,7 à 5,0 ‰ -vs SMOW- au puits de Kobio) accompagné d'un fort accroissement de la concentration en O_2 dissous (de 3,1 à 5,5 ppm), à la suite de l'infiltration des eaux du Lomona. Lorsque ce kori s'assèche, la cote de la nappe s'abaisse brusquement. Par ailleurs, après la saison des pluies, on enregistre une augmentation progressive de la teneur en ^{18}O de la nappe, ce qui indiquerait un apport continu par drainage des eaux évaporées du sol pendant la saison sèche. D'après les données piézométriques, la recharge de la nappe de fracture semble se produire à la confluence du Lomona et du Gouroubi. En admettant une continuité hydraulique le long de l'axe fracturé du Lomona, ces données laissent croire que la nappe de fracture s'écoule de ce point (Dioga) vers le nord (Guilinga). La distribution des teneurs en ^{18}O et en ^3H confirme cette interprétation. L'âge relatif de la nappe, obtenu à l'aide des concentrations en ^3H , augmente progressivement depuis Dioga vers Guilinga. Ce vieillissement s'accompagne d'un appauvrissement en ^{18}O de la nappe, qui passe progressivement, de Dioga à Guilinga, de -2,6 à -4,9 ‰, sous l'effet d'un mélange entre une recharge, "jeune" et riche en ^{18}O , avec une eau "vieille" et pauvre en ^{18}O .

L'étude de la composition en ^{15}N des nitrates contaminant les eaux souterraines a été réalisée à Niamey même, du fait que la capitale est plus gravement touchée par la pollution que le Niger rural. La nappe de Niamey que l'on retrouve de part et d'autre du fleuve Niger, s'écoule dans les fractures entaillant les granites et les ensembles volcano-sédimentaires birimiens parfois recouverts de formations sédimentaires paléozoïques. L'hydrogéologie de cette nappe étant encore mal connue, une étude de la recharge et de l'âge des eaux a aussi été jugée utile; elle a été réalisée sur la base des analyses des isotopes de l'eau (^2H , ^3H , ^{18}O) et du carbone dissous (^{13}C , ^{14}C). Des prélèvements des ouvrages pollués ont été faits mensuellement, pendant une vingtaine de mois pour un suivi des teneurs en nitrates, en ^{15}N et en ^{18}O . Les teneurs en ^2H et en ^{18}O de la nappe indiquent deux modes de recharge: par la pluie, en dehors de toute reprise évaporatoire, et par des eaux à cachet évaporé issues du fleuve ou des bas fonds. La recharge par percolation directe se produit sur le plateau qui s'élève du côté NE du fleuve, tandis que l'alimentation par des eaux évaporée est associée à la plaine qui s'étend du côté SW (où se trouvent tous les ouvrages pollués). Cette dualité de mode de recharge laisse croire à la présence de deux nappes distinctes (nappe du plateau et nappe de la plaine); ce que la répartition géographique des teneurs en ^{18}O confirme: elles sont $\geq -3\text{ ‰}$ en secteur de plaine et $\leq -4\text{ ‰}$ en secteur de plateau. L'alimentation de la nappe de la plaine est en partie expliquée par l'injection épisodique d'eau en provenance des bas fonds, résultant en une diminution abrupte de la conductivité (de ~ 2500 à $\sim 500\text{ }\mu\text{S.cm}^{-1}$) et en une augmentation conjointe des teneurs en O_2 dissous (de ~ 1 à $\sim 5\text{ ppm}$) et en ^{18}O (plus de 3 unités δ). Les teneurs en ^3H et en ^{14}C indiquent une recharge récente de la nappe de plaine avec participation possible d'eaux millénaires. Les teneurs en ^{15}N des nitrates, dans les ouvrages contaminés, sont supérieures à $+12\text{ ‰}$ (vs N_2 atmosphérique) et dépassent parfois $+17\text{ ‰}$. Dans les ouvrages sains, elles varient de $+6$ à $+23\text{ ‰}$. Les latrines ($+14,7$ à $+16\text{ ‰}$) pourraient être la principale source de pollution des ouvrages dont les teneurs sont $\geq +16\text{ ‰}$. Les compositions isotopiques relativement basses (~ 12 à 14 ‰) de certains sites contaminés s'expliqueraient par un mélange des nitrates des latrines et des sols ($\sim +10\text{ ‰}$ en moyenne); ces derniers pourraient être parfois responsable de 85 % de la charge en nitrates. La pollution des nappes par les nitrates des sols est une conséquence de la déforestation. Marqués par leur faible teneur en ^{15}N ($+0,5$ à $3,6\text{ ‰}$), les fertilisants, utilisés pour la culture du riz à proximité des sites contaminés, ne paraissent pas contribuer significativement à la pollution. Enfin, la composition isotopique des nitrates, lors de leur trajet dans la nappe, ne semble pas être

modifiée par des phénomènes comme la dénitrification ou l'adsorption des nitrates sur les oxi-hydroxydes.

Les résultats de cette étude suggèrent qu'indépendamment de la taille des bassins versants, la recharge des aquifères de fracture du socle semble contrôlée par le réseau fracturé et les cours d'eau qui empruntent des accidents majeurs. Par ailleurs, la contamination des nappes par les nitrates semble être le résultat d'une urbanisation sauvage (latrines artisanales) et de la déforestation. Alors que les premières sont limitées au tissus urbain, la coupe intensive, pour alimenter les populations en bois, s'effectue dans un rayon toujours grandissant à l'extérieur des villes menaçant ainsi progressivement les ressources hydriques des milieux ruraux.

REMERCIEMENTS

Cette thèse doctorale est le produit d'un rêve. Lorsque j'ai entrepris le cursus qui devait aboutir aux pages qui suivent il a commencé à se matérialiser, et, quand je suis parti en Afrique, au Niger, pour une période de près de deux ans, afin d'échantillonner la région que j'allais étudier, il est devenu réalité. Maintenant, il y a près de trois ans que je suis revenu du Niger; le rêve est souvenir, mais il a produit son fruit. Je suis donc reconnaissant à Claude Hillaire-Marcel, mon directeur de thèse, non seulement pour sa judicieuse assistance tout le long de mes études doctorales, mais surtout pour m'avoir donné la chance de me "réaliser". Dans ce même ordre d'idée, je veux remercier Normand Goulet, Odette Carro, Yadji Guero, Boureima Ousmane et tous ceux qui de près ou de loin ont été associés à la réalisation du projet "Aquifères Discontinus - Niger" du Centre de Recherche pour le Développement International, dans le cadre duquel mon travail en Afrique s'est déroulé. Je veux aussi souligner que, sans la bourse de jeune chercheur octroyée par cet organisme, la réalisation de ce rêve aurait sans doute été sérieusement compromise.

Cette thèse est aussi le résultat d'une foule d'interactions avec l'équipe qui compose le GEOTOP, les professeurs du programme de doctorat en ressources minérales et ceux de l'université de Niamey. À Niamey, je suis particulièrement reconnaissant à Alain Joseph de m'avoir soutenu alors que je réorientais mon sujet de thèse. Je veux aussi remercier mes professeurs, entre autres, Alain Rouleau et Jean-Claude Mareschal, le personnel des laboratoires, Monique Labelle, Caroline Guillemet, Patricia Wickham, Louise Cournoyer, Reynald Lapointe, mes confrères étudiants, avec qui j'ai eu de fructueuses conversations, et, enfin, Céline Hallé-Polèse, Alice Chassagne et Denise Jobet (qui aujourd'hui ne travaille plus au GEOTOP) qui m'ont aidé à traverser les tracasseries administratives inhérentes à ce projet. A tous ceux qui précèdent, je suis reconnaissant de m'avoir fait profiter de leur appui, de leur enseignement, de leur savoir-faire et de leur expérience.

Merci.

Table des matières

TECHNIQUES ISOTOPIQUES (15N, 18O) APPLIQUÉE À L'ÉTUDE DES NAPPES DES ALTÉRITES ET DU SOCLE FRACTURÉ DE L'OUEST AFRICAIN. ETUDE DE CAS: L'OUEST DU NIGER.

INTRODUCTION	1
1. PRÉSENTATION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE	6
1.1. Localisation et morphologie	7
1.2. Contexte hydrogéologique	9
1.2.1. Aperçu géologique	9
1.2.2. Hydrogéologie des principaux aquifères	11
1.3. Approches isotopiques de l'hydrogéologie de la région	14
1.3.1. Champs d'application de la méthode isotopique et notation	14
1.3.2. La composition isotopique des pluies de la région	15
1.3.3. Hydrologie isotopique du craton ouest africain	16
2. RECHARGE DES NAPPES DU BASSIN VERSANT DE KOBIO: BILAN HYDRIQUE ET HYDROLOGIE ISOTOPIQUE.	19
Introduction	20
2.1. Le bassin versant de Kobio	22
2.1.1. La nappe alluviale	27
2.1.2. Les nappes de fracture	28
2.2. Acquisition des données	28
2.2.1. Hydrologie	30

2.2.2. Hydrochimie isotopique	31
2.3. Résultats	33
2.3.1. <i>Climat, pluviométrie</i>	33
2.3.2. <i>Evapotranspiration et humidité du sol</i>	35
2.3.3. <i>Ruissellement</i>	37
2.3.4. <i>Relevés des niveaux statiques</i>	41
2.3.5. <i>Paramètres physico-chimiques et éléments majeurs</i>	44
2.3.6. <i>Aspects isotopiques</i>	47
2.4. Discussion	52
2.4.1. <i>Bilan hydrique</i>	52
2.4.2. <i>Chronique de la nappe libre et mode de recharge</i>	56
2.4.3. <i>Chronique des niveaux statiques de la nappe de fracture</i>	57
2.4.4. <i>Chronique des teneurs en ^{18}O et mode de recharge de la nappe phréatique</i>	58
2.4.5. <i>Continuité et recharge de la nappe de fracture</i>	62
Conclusion	66
3. L'IDENTIFICATION DE L'ORIGINE DE LA POLLUTION NITRATÉE DE L'AQUIFÈRE DE NIAMEY.	68
Introduction	69
3.1. Présentation de l'aquifère de Niamey et sources potentielles de pollution nitratée	72
3.1.1. <i>Localisation, hydrographie, pluviométrie, topographie et géologie de la zone d'étude</i>	72
3.1.2. <i>Hydrogéologie</i>	74
3.1.3. <i>Hydrogéochimie</i>	75
3.1.4. <i>Sources éventuelles de la pollution nitratée</i>	76

3.2. Acquisition des données	77
3.2.1. <i>Banques de données déjà existantes</i>	77
3.2.2. <i>Campagnes d'échantillonnages</i>	77
3.2.3. <i>Méthodes de prélèvements et d'analyses</i>	79
3.3. Résultats	80
3.3.1. <i>Sources éventuelles de la recharge de l'aquifère</i>	80
3.3.1.1. La pluie	80
3.3.1.2. Le fleuve Niger	82
3.3.2. <i>L'aquifère de Niamey</i>	82
3.3.2.1. Isotopes de l'eau (^{18}O , ^2H , ^3H) et du carbone inorganique total dissous (^{13}C , ^{14}C)	82
3.3.2.2. Paramètres physico-chimiques et éléments majeurs	88
3.3.3. <i>L'azote-15 et la pollution nitratée</i>	92
3.3.3.1. Teneurs en ^{15}N des nitrates	92
3.3.3.2. Teneurs en ^{15}N des sources contaminantes éventuelles	96
3.4. Discussion	99
3.4.1. <i>Nappe du plateau: Alimentation et direction d'écoulement</i>	99
3.4.2. <i>Nappe de la plaine - Modes de recharge</i>	99
3.4.2.1. Age de la recharge	106
3.4.3. <i>Sources de la pollution nitratée</i>	111
3.4.3.1. Les latrines	111
3.4.3.2. Les sols	113
3.4.3.3. Les fertilisants	120
Conclusion	122
CONCLUSIONS	124

RÉFÉRENCES	128
ANNEXE	139

Table des tableaux

2.1. Calcul de l'évapotranspiration sur le bassin de Kobio	36
2.2. Hauteurs d'eau relevées à l'exutoire du bassin versant de Kobio	39
2.3. Paramètres physico-chimiques et éléments majeurs : moyennes plurimensuelles	45
2.4. Composition isotopique (^{18}O , ^{2}H , ^{3}H) des eaux du bassin versant de Kobio	49
3.1. Nappe de plateau et de plaine : paramètres hydrochimiques	89
3.2. Activités en ^{14}C , compositions en ^{13}C et en tritium de quelques forages de l'aquifère de Niamey	90
3.3. Moyenne des compositions isotopiques et concentrations en nitrates de forages de l'aquifère de Niamey	95
3.4. Sources éventuelles de pollution; détermination de C, N et ^{15}N	97
3.5. Dilution du CITD du sol par des bicarbonates inactifs	109

Table des figures

1.1. Carte géologique du Liptako nigérien	8
2.1a) Bassin versant expérimental de Kobio - localisation des équipements	23
2.1b) Bassin versant de Kobio - carte pédologique	24
2.2. Coupes topographiques du bassin versant de Kobio	25
2.3. Coupes des forages d'eau du bassin versant	29
2.4. Pluviométrie et évapotranspiration...	34
2.5. Profils gravimétriques de trois types de sol du bassin de Kobio	38
2.6. Ruissellement et pluviométrie....	40
2.7. Piézométrie des nappes du bassin versant de Kobio	42
2.8. Évolution des piézométries...	43
2.9. Chroniques des pH et des conductivités...	46
2.10. Chroniques des concentrations en Ca^{++} et en Na^+ ...	48
2.11. Chroniques des teneurs en ^{18}O	50
2.12. Caractéristiques de la recharge	60
2.13. Chronique des teneurs en ^{18}O de la pluie de 1989 à Niamey	61
2.14. Composition isotopique en fonction du niveau statique à Guilinga	63
2.15. a et b) Variation des teneurs en ^{18}O et ^3H avec l'écoulement...	65
3.1. Carte de Niamey et de ses environs	73
3.2. Relation entre la pluviométrie de 1989 et la teneur en ^{18}O des eaux de pluie	81
3.3. Chronique des débits et de la composition isotopique ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) du fleuve	
Niger	83
3.4. Composition isotopique des eaux de l'aquifère de Niamey	84
3.5. Carte des teneurs en ^{18}O dans la région étudiée	85

3.6. Chroniques mensuelles des teneurs en ^{18}O	86
3.7. Diagramme de Piper regroupant les eaux de la nappe de plateau et de plaine	91
3.8. Chroniques mensuelles de la concentration en oxygène dissous....	93
3.9. Relation entre la composition en ^{18}O des eaux de l'aquifère de Niamey....	100
3.10. Classification des eaux de la nappe de la plaine....	102
3.11. Chroniques mensuelles de la conductivité (C)....	105
3.12. Relation entre la composition en ^{18}O et la teneur en ^{13}C et ^{14}C ...	110
3.13. Schéma comparatif des compositions isotopiques des nitrates polluants...	112
3.14. Chroniques des teneurs en nitrates et en ^{15}N des forages contaminés....	115
3.15. Droite de mélange du forage 24145 à Gaweye....	117
3.16. Mélange de nitrates de sources différentes dans la nappe de la plaine	118

INTRODUCTION

INTRODUCTION

La région sahélienne du Liptako nigérien, en Afrique de l'ouest, est soumise aux rigueurs d'un climat semi-désertique. Il ne pleut, en effet, que du mois de mai au mois d'octobre et les précipitations annuelles sont nettement inférieures à l'évapotranspiration potentielle. Peu de temps après la saison des pluies, les mares et la majorité des cours d'eau (koris) s'assèchent ne laissant d'autres ressources aux populations que l'eau souterraine. Les sahéliens exploitent depuis toujours les nappes alluviales superficielles à l'aide du traditionnel puisard, mais de plus en plus par des puits cimentés. Au cours de la saison humide, les nappes phréatiques se rechargent et les niveaux d'eau dans les puits sont à leur maximum. Avec la période sèche, les niveaux des nappes s'abaissent et il arrive qu'elles s'épuisent avant le retour des pluies, obligeant les femmes (traditionnellement responsables de l'approvisionnement) à parcourir des distances de plusieurs kilomètres pour rencontrer un point d'eau. A ce problème de disponibilité s'ajoute celui de la qualité bactériologique souvent médiocre de l'eau des nappes alluviales en raison de la présence quasi-continue des animaux d'élevage sur le pourtour des ouvrages. La consommation de cette eau est responsable de nombreuses maladies comme la cécité des rivières, la dysenterie et les conséquences pour la santé des utilisateurs sont désastreuses. Plus récemment, et particulièrement au cours des années 1980, décennie de l'eau, l'accès aux aquifères plus profonds des fractures du socle a été rendu possible par la réalisation de milliers de forages équipés de pompes à motricité humaine. Ces infrastructures, qui requièrent des investissements lourds ne pouvant être assumés que par les états, devaient permettre un approvisionnement en eau sûr et de qualité. Cependant, près de la moitié des ouvrages sont aujourd'hui non fonctionnels [*Ousmane* comm. pers.]. En premier lieu, ils

sont sujets aux bris mécaniques et les populations locales ne sont pas formées pour les réparer. Ensuite, les modes de recharge, les taux de renouvellement et les paramètres physiques des aquifères profonds, par nature discontinus, sont mal connus et certains forages se sont assèchés peu après leur mise en service [UNESCO, 1978; *Walling et al.*, 1984]. Enfin, si la qualité bactériologique des eaux des fractures du socle est satisfaisante, elles sont parfois polluées par des espèces chimiques, principalement des nitrates et des nitrites responsables de l'asphyxie des nourrissons (syndrome des "blue babies") et de certaines formes de cancer [*Magee et Barnes*, 1956].

Les caractéristiques hydrogéologiques comme la recharge et la pérennité des ressources des aquifères des milieux fracturés sont difficiles à établir alors que seulement un nombre restreint de tests de pompage et de puits d'observations sont disponibles. Les études isotopiques peuvent apporter un complément essentiel d'information [*Geirnaert et al.*, 1984]. Les isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H) sont particulièrement utiles pour tracer la source: la recharge est-elle due à l'infiltration de la pluie, de l'eau des cours d'eau ou des mares, et dans quelles proportions l'eau de recharge est-elle perdue par évaporation ? Ils permettent aussi d'identifier des mélanges entre différentes nappes. Les isotopes radioactifs comme le tritium (^3H) et le carbone-14 (^{14}C) sont utilisés pour déterminer si la recharge est actuelle ou ancienne et si l'aquifère étudié se renouvelle. Eventuellement, ils peuvent aider à calculer l'âge des eaux en plusieurs points des nappes et d'inférer ainsi des patrons d'écoulement. Les synthèses/compilations de Fontes [1980], Mook [1980], ou Payne [1988] ainsi que les publications techniques de l'agence internationale de l'énergie atomique de Vienne - AIEA- (par exemple; "Stable Isotope Hydrology" [IAEA, 1981a], "Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology" [IAEA, 1983] et "Arid-Zone Hydrology: Investigations with Isotopes Techniques" [IAEA, 1980]) illustrent l'utilité des méthodes isotopiques en hydrologie. Enfin, l'isotope lourd de l'azote, ^{15}N , se révèle utile pour identifier la ou les

sources de la pollution par les nitrates. L'étude des teneurs en ^{15}N des nitrates dans les nappes permet aussi d'évaluer si les processus de dénitrification ou de mélange entre des réservoirs azotés se produisent. Voir les revues par Letolle [1980], Heaton [1986], Hübner [1986], Mariotti [1986] et Korom [1992].

Ces techniques isotopiques ont été utilisées dans le cadre du projet "Aquifères discontinus - Niger" réalisé par le centre de Géochronologie et de Géochimie isotopique (GEOTOP) de l'UQAM en coopération avec l'Université de Niamey et financé par le Centre de Recherche pour le Développement International (CRDI). Ce projet avait pour objectif de définir la géométrie et les propriétés des aquifères discontinus du socle dans la région de l'ouest nigérien. C'est dans ce contexte que j'ai réalisé la présente étude et j'ai retenu en particulier les deux aspects suivants:

1- les modes de recharge des nappes alluviales et de fractures du socle et les transferts hydriques éventuels de l'une vers l'autre,

2- le problème spécifique de la pollution nitratée dans les aquifères discontinus du socle.

Ces deux aspects exigent des techniques isotopiques différentes. Dans le premier cas l'emploi des isotopes de l'eau, en particulier le deutérium et l'oxygène-18, se révèle utile pour identifier la source de la recharge et tracer d'éventuels échanges entre les eaux de la nappe phréatique et des aquifères plus profonds des fractures. Le tritium a été utilisé pour vérifier si les aquifères des fractures avaient été rechargés récemment. Dans le second cas, l'étude de l'origine et des mécanismes de la pollution nitratée implique l'utilisation de l'azote-

15 pour contrôler le transfert de la charge azotée entre les sources de contamination et les forages pollués.

L'étude des modes de recharge a été réalisée sur un petit bassin versant de 21 km² situé à 60 km à l'ouest de Niamey, capitale du Niger. Ce bassin présentait l'avantage d'avoir une géologie simple dominée par une seule lithologie et un seul grand axe fracturé, de ne posséder qu'une nappe alluviale assez bien délimitée, et probablement, qu'un seul aquifère de fracture le long de l'axe cassant. De plus, il était équipé d'une station météorologique automatique, ce qui permettait, entre autres, le suivi de la pluviométrie, et d'une échelle limnimétrique pour mesurer l'écoulement à l'exutoire. Finalement, les aquifères à l'étude étaient accessibles par de nombreux puits et forages. L'ensemble de ces équipements permettait d'envisager une étude comparative entre les résultats obtenus par la géochimie isotopique et ceux provenant d'un bilan hydrique plus classique.

Dans l'ouest africain le problème de la pollution nitratée est plus aigu dans les régions fortement peuplées et urbanisées. C'est pourquoi, les quartiers périphériques de Niamey, où plus de 10% des forages sont contaminés [Bernert *et al.*, 1985], ont été retenus comme site de recherche pour le second volet de ce travail. L'aquifère de Niamey étant encore mal connu, on a jugé utile de réaliser une étude de la géochimie des éléments majeurs et de l'oxygène-18 complémentaire à celle des teneurs en azote-15.

PRÉSENTATION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

1. PRÉSENTATION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

1.1. Localisation et morphologie

La ville de Niamey et le bassin versant dit de Kobio (du nom de la localité qui est en son centre géographique) sont tous deux situés dans la partie sud du Liptako nigérien (figure 1.1). Le Liptako est compris entre les méridiens 0° et 3° E et les 13° et 15° parallèles N. Niamey, la capitale du Niger, se situe à l'extrême est de cette région alors que le village de Kobio, à 60 km de la capitale, se trouve plus au centre du sud-Liptako.

Le Liptako est une ancienne pénéplaine, en pente douce vers le sud-est, dont l'altitude moyenne varie entre 200 et 250 m au dessus du niveau de la mer. Des collines latéritiques tabulaires à pentes raides émergent de cette plaine. Ce modèle est contrôlé par la géologie; les plaines se développent à la faveur de formations granitiques omniprésentes et les plateaux sont dus à la latéritisation de ces mêmes granites ou de schistes [Machens, 1973].

La région connaît un climat tropical sec, avec une saison humide débutant fin mai et s'achevant début octobre. Lors de la saison des pluies, la température varie peu et se maintient autour de 35 °C. Les pluies sont portées par des vents du S-SW. Les lames d'eau précipitées sont de l'ordre de 600 mm par an, mais varient considérablement d'une année à l'autre et sur de courtes distances [Lebel *et al.*, 1992]. L'évapotranspiration potentielle dépasse largement cette pluviométrie, atteignant plus de 2000 mm annuellement [Lemoine *et Pratt*, 1972]. D'octobre à février, le temps rafraîchit et le mercure peut indiquer à Niamey aussi peut que 8 °C la nuit. Le jour, la température se stabilise entre 25 et 30 °C. L'Harmattan est responsable de ce changement de température. Ce vent qui souffle du NNE apporte, de mars à fin mai, de fortes chaleurs et le mercure grimpe parfois jusqu'à 50 °C. L'humidité

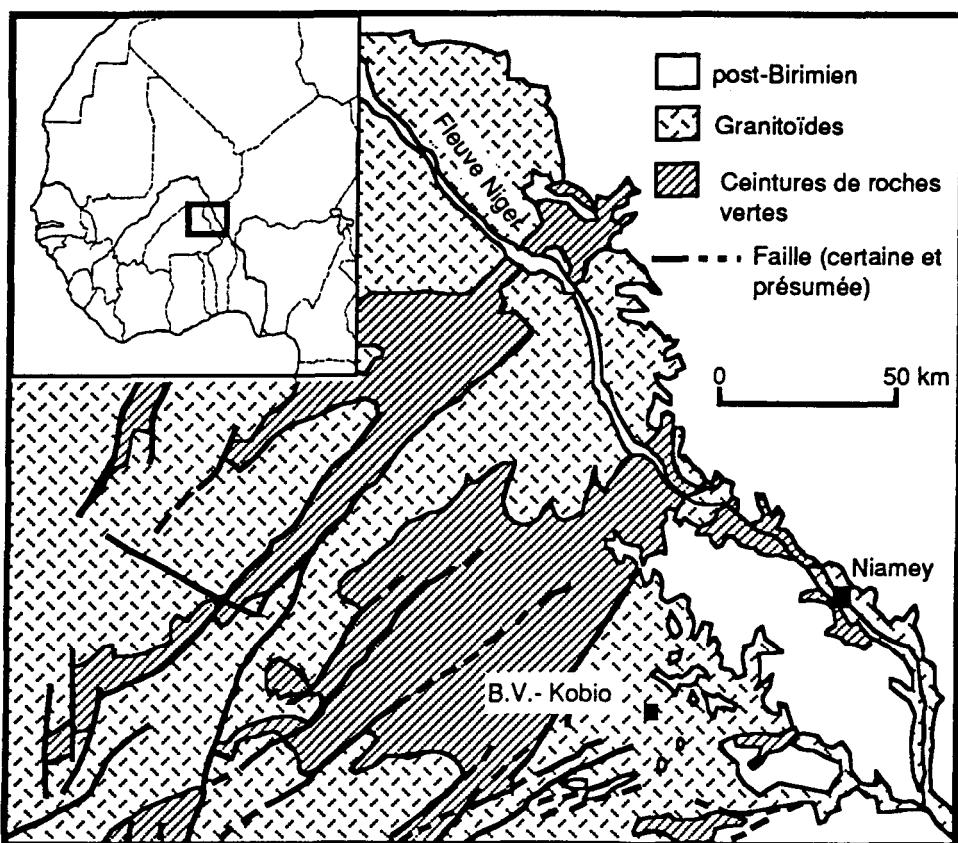


Figure 1.1. Carte Géologique du Liptako Nigérien. Les formations birimienennes; ceintures de roches vertes et granitoïdes, couvrent la quasi-totalité de cette région. Le Continental Terminal (post-Birimien) recouvre le socle à l'ouest du fleuve Niger. Les deux sites d'études sont désignés par les carrés noirs. En cartouche, localisation de la région en Afrique de l'ouest (d'après Dupuis *et al.* [1991] et Machens [1973]).

relative de l'air peut à ce moment là excéder 80 %, alors qu'en saison sèche, elle ne dépasse guère les 10 à 15 %.

Le fleuve Niger est le seul cours d'eau permanent de la région et borde à l'est le Liptako. Ce long fleuve paisible, en raison de sa faible pente (15 m par km), s'écoule selon un axe NNW-SSE et bien que son débit moyen soit de $1020 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, il peut tomber aussi bas que $5 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Niamey en 1984). Dans le Liptako, les principaux affluents du fleuve sont, du nord vers le sud, le Gorouol, le Dargol, la Sirba, le Gouroubi et le Dyamangou. Tous ces cours d'eau possèdent d'immenses bassins versants et sont alimentés par une multitude de koris. Le Lomona qui draine le bassin versant de Kobio est un affluent du Gouroubi. Dans la région, le chevelu hydrographique est angulaire à rectangulaire et les cours d'eau sont à sec de novembre à mars.

1.2. Contexte hydrogéologique

1.2.1. Aperçu géologique

Le Liptako nigérien correspond à la partie extrême orientale du craton ouest-africain. Au nord, il est limité par le bassin de Taddouenni et, à l'est, par le bassin des Illummeden. Le bassin versant de Kobio est situé sur les formations protérozoïques du socle; la ville de Niamey, au contact entre le craton et l'empilement sédimentaire phanérozoïque des Illummeden.

Le substratum du Liptako appartient au domaine Baoulé-Mossi [Bessoles, 1977] du craton ouest-africain. Dans la région, celui-ci se présente sous forme de bandes métasédimentaires et volcano-sédimentaires séparées par des intrusifs granitiques qui sont réputés contenir des reliques archéennes [Dupuis *et al.*, 1991; Machens, 1973; Vidal *et al.*, 1992]. Les bandes métasédimentaires et volcano-sédimentaires sont principalement composées de grauwackes, de schistes argileux, de micaschistes et de roches vertes. Les intrusifs sont principalement des

granites, des granodiorites et des diorites peu déformées [Machens, 1973]. Des filons de différentes natures, particulièrement des dolérites bleues verdâtres à grain moyen ou fin et contenant de la pyrite, recoupent ces roches intensément fracturées. Ce craton très épais, et sans doute immobile géologiquement parlant [Chapman et Pollack, 1974], a connu plusieurs épisodes de déformation. Le plus visible de nos jours, est l'éburnéen, qui coïncide avec la mise en place des plutons granitiques mentionnés plus haut [Dupuis et al., 1991; Machens, 1973]. Cet épisode orogénique s'étale entre 2 194 et 1 860 Ma [Machens, 1973].

A la suite de cet épisode de déformation, le socle ne connaît plus qu'une tectonique cassante marquée par le "rifting" pré pan-africain (880-570 Ma) [Bessoles, 1977] responsable des injections doléritiques dans l'ensemble du Liptako, et par une autre au crétacé [Goulet et al., 1993]. Une longue période d'érosion nivelle ensuite le socle. Au Quaternaire, les fréquents changements climatiques ont accru l'érosion des roches du socle et un léger soulèvement de la partie ouest du Liptako a provoqué le creusement de la vallée du Niger et des affluents occidentaux du fleuve [Machens, 1973].

Cette histoire géologique a produit un socle fracturé. L'analyse des linéaments relevés sur le socle, dans la région sud du Liptako, montre que: 1- la schistosité des roches sédimentaires et la foliation des granitoïdes rencontrent un maximum aux directions NE à ENE; 2- les diaclases et les dykes sont ENE à E dans les séries sédimentaires et plutôt N dans les granitoïdes; 3- les fractures sont orientées préférentiellement E dans les bandes sédimentaires et N dans les intrusifs [Bérard et Tanguay, 1972; Girard, 1988; Jegouzo, 1987; Machens, 1973]. Les linéaments les plus longs sont généralement orientés N ou E [Coulibaly, Thèse soumise]. L'ensemble de cette fracturation serait lié aux épisodes orogéniques anciens et à la mise en place de la zone mobile pan-africaine.

Le bassin des Illummeden repose en discordance sur cette zone mobile [Bessoles, 1977]. Ce bassin a été surtout étudié par Greigert [1966]. C'est un empilement sédimentaire,

d'âge phanérozoïque, peu déformé de plus de 1700 m d'épaisseur, reposant sur le socle, dont la subsidence a été favorisée par un ensemble de failles normales quasi-verticales plus ou moins parallèles au parcours du fleuve Niger. A la base, les formations du Continental Intercalaire (CI), principalement des grès plus ou moins grossiers et des argilites, sont recouvertes par des formations du Cénomanien au Sénonien, qui comprennent, outre des grès et des argiles, des calcaires blancs. Les formations du Maestrichien-Danien, qui sont parfois assimilées au Continental Hamadien (CH, lequel inclut parfois des formations plus vieilles), reposent sur ces dernières. Elles comprennent principalement des grès et des argilites coiffés par des calcaires du Danien et du Paléocène. Les formations du Continental Terminal (CT) - des séries sidérolithiques, argilo-sableuses et des grès argileux- chapeautent le bassin.

1.2.2. *Hydrogéologie des principaux aquifères*

Il est possible de subdiviser les formations aquifères de la région étudiée en deux groupes: on distingue les aquifères d'altérites et ceux du milieu fracturé. Les réservoirs d'altérites comprennent en général les régolithes et les alluvions-colluvions associés aux cours d'eau. Les réservoirs fracturés comprennent la zone intensément fissurée qui se développe dans la frange altérée des formations birimiennes, au dessus de la roche saine, et les fractures kilométriques très profondes qui découpent le craton. Il est possible que les aquifères d'altérites et de fractures ne constituent qu'un seul aquifère bi-couches [CEFIGRE/ITCWRM, 1984; *Dincer et al.*, 1983]. Dans la région étudiée, aucun aquifère du Continental Intercalaire, Continental Hamadien ou Continental Terminal n'a été échantillonné. Cependant, à Niamey, il est possible que les eaux des nappes du bassin des Illummeden se mélangent à celles des nappes de fracture, puisque le CT repose sur les formations aquifères du socle que nous avons étudiées.

Les études hydrogéologiques dans la zone d'étude sont assez peu nombreuses, aussi, convient-il d'inclure dans cette revue, les études effectuées dans l'ensemble de l'Afrique de l'ouest et ailleurs où des unités aquifères similaires sont rencontrées. Dans les nappes d'altérites de la Côte d'Ivoire, la surface piézométrique est réputée correspondre à la topographie et les eaux s'écoulent selon un axe de drainage défini par la morphologie du bassin versant [BRGM-CIEH, 1972]. Cependant, Joseph [1969] rapporte l'existence de drainage latéral ne correspondant pas à la topographie. Les variations des niveaux piézométriques suivent un cycle saisonnier et sont, en général, dépendantes de l'apport pluviométrique. Cependant, la relation entre l'amplitude des fluctuations piézométriques et la pluviométrie ne semble pas univoque. Au Bénin, Lelong [1964] remarque que les niveaux statiques remontent brutalement après de fortes pluies, mais Boukari [1982] souligne l'importance de la géomorphologie sur l'amplitude de ces remontées: plusieurs mètres sur les plateaux et beaucoup moins dans les dépressions. En zone sahélienne, Archambault [1960] considère que le seuil d'alimentation directe par la pluie est de 400 mm annuellement alors qu'Engalenc [1978] et Roose *et al.* [1983] le fixent à 700 - 800 mm. Cependant, à Madagascar, dans une étude sous conditions géomorphologiques similaires de celles de l'Afrique de l'ouest, Grillot [1992] montre que la remontée piézométrique et la recharge des nappes pourraient se produire après une pluie cumulée d'environ 100 mm. La perméabilité et la productivité des aquifères des formations de surface sont faibles, mais ceux-ci pourraient toutefois constituer un réservoir pour les nappes de fractures [Detay *et al.*, 1989; Sarrot-Reynauld *et Traore*, 1988]. Les réserves des aquifères d'altérites varient en fonction de leur puissance et des dimensions du bassin versant [CEFIGRE/ITCWRM, 1984].

Les nappes de fractures sont réputées discontinues. Cependant, les cartes piézométriques de ces nappes établies en Côte d'Ivoire [CEFIGRE/ITCWRM, 1984], au Mali, dans la région du San près de Bamako [Travi *et Guiraud*, 1982], et au Niger, près de Niamey [Bernert *et*

al., 1985; Joseph et Ousmane, 1988a], semblent démontrer que la continuité existe au sein du milieu fracturé indépendamment de la nature du substratum. Les fluctuations annuelles des niveaux statiques dans ces nappes semblent présenter un caractère saisonnier. Ceux-ci atteignent des maximums après la saison des pluies pour s'abaisser par la suite [Bison et al., 1988; Joseph et Girard, 1990; Sarrot-Reynauld et Traore, 1988]. L'amplitude des fluctuations paraît contrôlée par la géomorphologie; les zones de plateaux et zones surélevées, en général, présentent de plus fortes amplitudes que les zones déprimées [Boukari, 1982; Ousmane, 1978]. Selon Sarrot-Reynauld et Traore [1988], les réactions fortes et rapides des niveaux statiques aux averses confirment une recharge saisonnière par la pluie et la faible capacité de stockage des aquifères de fractures. Engalenc [1981], considère qu'une fraction de la pluie annuelle de 40 à 80 mm sur le socle affleurant suffit à renouveler la réserve utile des aquifères du milieu fissuré et considère que la présence d'un manteau d'altérites argileuses non saturées constitue un facteur défavorable pour la recharge de ces nappes. Les paramètres hydrauliques de ces aquifères varient généralement entre 10^{-4} et $10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$, pour la transmissivité, et entre 10^{-2} et 10^{-5} , pour le coefficient d'emmagasinement. Les ressources disponibles renouvelables des nappes de fractures sont estimées entre 10^8 et $10^{10} \text{ m}^3\text{.an}^{-1}$ [CEFIGRE/ITCWRM, 1984].

Chimiquement, les faciès des eaux des aquifères d'altérites et de fractures sont similaires; elles sont en général bicarbonatées calciques ou mixtes [Joseph et Ousmane, 1988a; Ousmane et al., 1983; Sarrot-Reynauld et Traore, 1988]. Cependant, il semble exister une stratification chimique des nappes. Les eaux des forages de fractures sont en général plus chargées et d'un pH plus élevé que celles des puits de la nappe des altérites [CEFIGRE/ITCWRM, 1984].

1.3. Approches isotopiques de l'hydrogéologie de la région

1.3.1. Champs d'application de la méthode isotopique et notation.

Les isotopes de l'eau (^{18}O , ^2H , ^3H) et les isotopes "hydrophiles" (^{13}C , ^{14}C , ^{15}N) sont des marqueurs intrinsèques de la molécule d'eau, pour les premiers, et des composés moléculaires du carbone et de l'azote, pour les seconds. A ce titre, ce sont de puissants outils de traçage. La distribution de ces isotopes au sein des aquifères suit des règles générales et simples. Ainsi une composition isotopique homogène dans une nappe reflète l'origine, le lieu et les mécanismes de l'alimentation en eau ou en carbone et en azote. La composition isotopique de l'eau renseigne aussi sur la période de la recharge. Au contraire, si elle évolue avec l'écoulement, la composition isotopique de l'eau ou des composés du carbone et de l'azote reflète l'histoire de la nappe [Fontes, 1980]. Celle-ci concerne les mélanges, l'acquisition de la charge et la contribution de l'eau souterraine à l'écoulement de surface. Dans le cas du carbone et de l'azote, la composition isotopique évolue à la suite de mélanges et selon le cycle de ces éléments. Par exemple, la teneur en ^{15}N change lorsque l'azote organique dissous se minéralise (NO_3^-) ou lorsque l'azote minéral retourne à l'atmosphère sous l'effet de la dénitrification [Letolle, 1980].

Les isotopes radioactifs (^3H , ^{14}C) suivent bien sûr les règles énoncées ci-haut, mais apportent en plus des éléments d'information sur le temps de résidence de l'eau au sein des nappes. En ce qui a trait au ^{14}C , le mélange éventuel de masses d'eau anciennes et récentes et la dilution du carbone radioactif par du carbone inactif peut être appréciée à la lumière des teneurs en ^{13}C du carbone dissous [Fontes, 1980; Mook, 1980].

La notation classique en unités delta (δ) est employée pour exprimer les teneurs en isotopes stables (^2H , ^{13}C , ^{15}N , ^{18}O):

$$\delta L = \left(\frac{R_e}{R_s} - 1 \right) \times 1000$$

où L représente un de ces isotopes stables, R est le rapport de l'isotope en question sur l'isotope léger correspondant (ex. $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$, pour O), e dénote l'échantillon et s un étalon. Pour les isotopes de l'eau (${}^2\text{H}$, ${}^{18}\text{O}$), le standard est le SMOW (Standard Mean Ocean Water), pour le carbone-13 il s'agit du PDB (Pee Dee Belemnite) et pour l'isotope ${}^{15}\text{N}$, de l'azote atmosphérique. Les activités tritium et carbone-14 (${}^3\text{H}$ et ${}^{14}\text{C}$) sont exprimées respectivement en UT (1 atome de ${}^3\text{H}$ par 10^8 atomes de ${}^1\text{H}$) et en % (pour cent de "carbone moderne"). Cette dernière unité représente le pourcentage de l'activité théorique du ${}^{14}\text{C}$ atmosphérique en 1950, ramené à une teneur en ${}^{13}\text{C}$ de -25 ‰ (vs PDB); 100 % carbone moderne équivaut à $13.51 \text{ dpmg/s}^{-1}$ [Libby, 1965].

1.3.2. *La composition isotopique des pluies de la région*

La recharge de tout système aquifère provient initialement des précipitations. Elles représentent ainsi une fonction entrée de ces systèmes. Lorsque les teneurs en ${}^2\text{H}$ et en ${}^{18}\text{O}$ des pluies du globe sont reportées dans le plan $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$, elles définissent une droite, dite météorique, d'équation [Craig, 1961]:

$$\delta^2\text{H} = 10 + 8\delta^{18}\text{O}.$$

Les chroniques des teneurs en ${}^{18}\text{O}$ et en ${}^2\text{H}$ des pluies de la station météorologique de Bamako indiquent que cette relation est statistiquement vérifiée pour les précipitations locales [IAEA, 1981b; Ousmane et al., 1983]. Akiti [1980], au Ghana, et Joseph et Aranyossy [1988] pour l'ouest africain, arrivent à des conclusions similaires. Cette particularité des pluies permet aisément de vérifier si l'eau de recharge séjourne à la surface. En climat semi-aride ou aride, il y a de fortes chances qu'elle s'évapore partiellement; dans un tel cas les

teneurs en ^{18}O et en ^2H relevées dans les nappes et reportées dans le plan $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ se situent sous la droite mondiale des eaux météoriques. Dans le cas contraire, si les précipitations s'infiltrent assez rapidement pour ne pas subir d'évaporation, les compositions isotopiques s'alignent sur la droite météorique [Fontes, 1980].

La composition en ^{18}O de la pluie varie au cours de la saison pluvieuse. Les plus faibles précipitations, qui tombent au début et à la fin de cette période, sont les plus riches en isotopes lourds et les fortes pluies de juillet et août sont les plus pauvres [Fontes, 1976]. La composition moyenne en ^{18}O des pluies d'août pour la région est de -5,62 ‰ et la composition isotopique moyenne annuelle est de -3,75 ‰ [Dray *et al.*, 1978]. En ce qui concerne le tritium, les teneurs ont décrû régulièrement entre 1964 et 1979, passant de plus de 1000 à moins de 10 UT en 1992. Au cours d'une même saison pluvieuse, les concentrations en ^3H varient fortement [IAEA, 1969; IAEA, 1971; IAEA, 1973; IAEA, 1979; IAEA, 1986].

1.3.3. *Hydrologie isotopique des nappes du craton ouest-africain.*

Les études isotopiques, entreprises depuis le milieu de la décennie 1970 en Afrique de l'ouest, mettent en évidence deux modes d'alimentation des aquifères. Le premier fait appel à une infiltration par des eaux de surface (mares-koris) et les nappes présentent un cachet évaporé. C'est le cas au Nigéria [UNESCO, 1972], au Burkina Faso pour les aquifères d'alluvions [Geirnaert *et al.*, 1984] et au Mali [Dinçer *et al.*, 1983]. Mais en général les eaux semblent s'infiltre rapidement et se soustraire à l'évaporation. La percolation directe de la pluie est proposée comme second mode d'alimentation des nappes des fractures du socle du Liptako par Ousmane *et al.* [1983]. Au Mali, Dinçer *et al.* [1983] et Sarrot-Reynauld et Traore [1988], au Burkina Faso, Bison *et al.* [1988], Blavoux *et al.* [1983] et Geirnaert *et al.* [1984], ou ailleurs en Afrique de l'ouest [CEFIGRE/ITCWRM, 1984], les études

isotopiques tendent à montrer le même phénomène. Dans l'ensemble du Sahel, les teneurs en ^{18}O des nappes varient entre -1 et -10 ‰, mais dans la zone d'étude les valeurs s'étalent entre -3,5 et -8 ‰ [Dray *et al.*, 1978]. Ousmane *et al.* [1983] et Geirnaert *et al.* [1984] déduisent de l'hétérogénéité des teneurs rencontrées en zone de socle que chaque fracture constitue un système aquifère rechargeé localement et qui n'est pas connecté aux autres fractures. Toutefois, selon Ousmane *et al.* [1983], l'extrême homogénéisation de chaque système implique l'intervention d'un écran dispersif (la zone non saturée) entre l'aire de recharge et les fractures circulantes réputées peu dispersives. Bison *et al.* [1988] observent le même phénomène, mais lient l'efficacité de la dispersion à la puissance de la tranche non-saturée qui recouvre une fracture aquifère. Lorsque celle-ci est mince, la dispersion est faible et les eaux sont peu mélangées. Sarrot-Reynauld et Traore [1988] concluent enfin, que les systèmes sont peu mélangés et que la circulation au sein du milieu fissuré correspond à des effets pistons.

La composition en tritium et en carbone-14 laisse croire qu'en général, la recharge de ces nappes du socle est actuelle. Dans le Liptako, en 1980-82, les teneurs en ^3H variaient de quelques UT à plus de 100 UT et les activités du ^{14}C de 84 à 132 % [Ousmane *et al.*, 1983]. Ces fourchettes indiquent une recharge récente avec la participation d'eaux infiltrées sur plusieurs dizaines d'années et la présence d'eaux séculaires, voire millénaires [Ousmane *et al.*, 1983]. Dinçer *et al.* [1983] et Sarrot-Reynauld et Traore [1988] arrivent aux mêmes conclusions pour les aquifères de la zone de Kolokani-Nara et de la région de Koula-Nosombougou au Mali. Pour Bison *et al.* [1988], au Burkina Faso, les teneurs en ^3H généralement plus dispersées dans les nappes des granites (1 à 81 UT), que dans les nappes d'altérites ou des roches vertes (2 à 51 UT), y traduisent des vitesses de circulation de l'eau plus faibles et des temps de résidence plus longs. Les temps de résidence varient de quelques années à quelques centaines d'années. Toujours au Burkina Faso, Geirnaert *et al.* [1984],

enregistrent l'arrivée du pic de tritium de 1963-64 dans différents forages et en déduisent des vitesses de percolation de 0,3 à 1,5 mètres par an.

Dray *et al.* [1978] ont établi une classification des compositions isotopiques des eaux des nappes du Sahel en fonction de leur âge. Les eaux "jeunes" (âgées d'au maximum 2 ou 3 mille ans) présentent une forte activité ^{14}C et, dans le cas des plus récentes, on relève la présence de tritium. Dans le sud-ouest du Niger, la composition en ^{18}O de ces nappes varie de -3 à -4,5 ‰ autour d'une moyenne de -4,18 ‰. Les eaux "vieilles" ont plus de 6000 ans et en conséquence leurs teneurs en ^{14}C sont faibles. Dans la région à l'étude, ces dernières proviennent essentiellement du Continental Intercalaire (CI) et leur composition en ^{18}O varie entre -6 et -8 ‰ autour d'une moyenne de -7,35 ‰. Près d'Arlit, au Nord du Niger, Aranyossy *et al.* [1983] observent des teneurs variant entre -8,2 et 5,4 ‰ pour la nappe du Teloua dans le CI. Au Mali, les compositions isotopiques des eaux du CI s'établissent à -6,88 ‰ [Dincer *et al.*, 1983]. L'aquifère du Continental Intercalaire a été étudié plus en détail par Gonfiantini *et al.* [1974] et par Conrad et Fontes [1970] dans la région saharienne.

Enfin, en Afrique de l'ouest il n'y a, à notre connaissance, qu'une seule étude utilisant l'azote-15 pour tracer l'origine de la pollution nitratée. Elle a été réalisée par Faillat [1990]. Elle avait pour but d'identifier la source de la pollution par les nitrates (jusqu'à 200 mg·l⁻¹, norme OMS = 50 mg·l⁻¹) des nappes de fissures de la Côte d'Ivoire. Elle n'a pas permis de trancher entre les deux hypothèses retenues par l'auteur, pollution d'origine domestique ou pollution liée à la déforestation, mais apporte toutefois des arguments en faveur de la seconde. En Afrique australe, Heaton *et al.* [1983], Heaton [1984] et Heaton et Collet [1985] établissent, à l'aide de la composition isotopique des nitrates, que les sols et les excréments d'animaux sont responsables de la pollution nitratée dans des nappes profondes et dans des nappes plus superficielles.

**RECHARGE DES NAPPES DU BASSIN VERSANT DE KOBIO: BILAN
HYDRIQUE ET HYDROLOGIE ISOTOPIQUE**

2. RECHARGE DES NAPPES DU BASSIN VERSANT DE KOBIO: BILAN HYDRIQUE ET HYDROLOGIE ISOTOPIQUE.

Introduction

En zone de socle sahélien, la pérennité des ressources et en particulier le mode d'alimentation et la recharge des aquifères des milieux fracturés sont difficiles à établir lorsque seulement un nombre restreint de tests de pompage et de puits d'observation sont disponibles. Les études isotopiques, même si elles ne remplacent pas l'hydrogéologie classique, peuvent apporter un complément important d'information (voir chapitre 1). Le Liptako nigérien qui abrite le quart de la population du Niger n'a été l'objet, à notre connaissance, que d'une seule étude isotopique par Ousmane *et al.* [1983]. Les conclusions de cette étude de géochimie isotopique sont les suivantes:

- les circulations dans les aquifères fracturés sont indépendantes les unes des autres et ils sont alimentés par percolation directe en dehors de toute reprise évaporatoire;
- les eaux au sein de chaque système aquifère sont très bien homogénéisées;
- des eaux infiltrées sur plusieurs dizaines d'années et des eaux séculaires voire millénaires participent, dans la plupart des systèmes, au bilan hydrique des aquifères.

L'étude d'Ousmane *et al.* [1983] s'appuie sur des résultats isotopiques obtenus sur une soixantaine de points d'eau à travers tout le Liptako dont la superficie est de l'ordre de 36 500 km² [Machens, 1973]. Les relations spatiales entre les points de prélèvement sont donc ignorées lors du traitement des données. Nous avons choisi de prendre en compte d'éventuelles relations hydrodynamiques entre les points d'eau et d'étudier une superficie restreinte. Le lieu d'étude est le bassin versant de Kobio, une petite localité du sud Liptako

près de Niamey. Ce bassin, d'environ 20 km², permet, d'abord, de tenter un bilan hydrique classique en suivant la pluviométrie, l'évapotranspiration et les débits à l'exutoire pour en déduire le flux alimentant le sous-sol. Les informations acquises par ces méthodes pourront être confrontées à celles obtenues de l'hydrologie isotopique. Ensuite et surtout, les données isotopiques pourront y être interprétées dans un contexte spatial qui permettra de formuler des hypothèses sur la continuité et sur les écoulements souterrains. Le bassin versant comporte aussi un aquifère de type alluvial, dont le fonctionnement, *a priori* plus simple, devrait permettre de vérifier la portée des interprétations à partir des données isotopiques.

2.1. Le bassin versant de Kobio.

Le bassin versant est situé dans la partie sud du Liptako et le village de Kobio, le centre géographique du site d'étude, est localisé à environ 70 km de Niamey (figure 2.1a). Le climat est semi-aride sahélien avec une seule saison des pluies de mai à fin septembre. Les mois les plus pluvieux sont en général ceux de juillet et août. Le bassin témoin a l'aspect d'une feuille dont la partie plus fine est orientée vers le nord et sa superficie totale est de 21,33 km². A l'est et au nord, le bassin est délimité par l'escarpement d'un plateau cuirassé culminant à environ 280 mètres d'altitude; à l'ouest, par une butte témoin du Continental Terminal dont le rebord se situe à une altitude moyenne de 240 mètres, créant ainsi une dissymétrie W-E.

En contrebas du plateau oriental, s'étale un glacis faiblement ondulé sur lequel s'est développé un réseau hydrographique. Le chenal principal, de 8 km de long, est incliné du nord vers le sud selon une pente moyenne de 0,275 %. Celle-ci est plus forte entre les localités de Guilinga et de Kobio que dans le tronçon Kobio-Dioga, à l'exutoire (figure 2.2) [Guero et Girard, 1990].

Le bassin de Kobio est recouvert, dans sa plus grande partie, par un sol cuirassé peu évolué, impropre à l'agriculture et favorisant un fort ruissellement. Le sol est très peu profond. Un sol plus meuble, plus apte à l'infiltration et à l'agriculture se rencontre près des chenaux importants. Il peut atteindre plus de 10 mètres d'épaisseur. De part et d'autre du Lomona, le cours d'eau principal, se développe un sol alluvial d'apport qui repose directement sur le socle altéré. Ce sol est favorable aux grands arbres (*Kaya senegalensis*, *Ficus* sp.) qui croissent entre Windioga et Dioga et dont la répartition délimite celle de la nappe alluviale du Lomona (figure 2.1b).

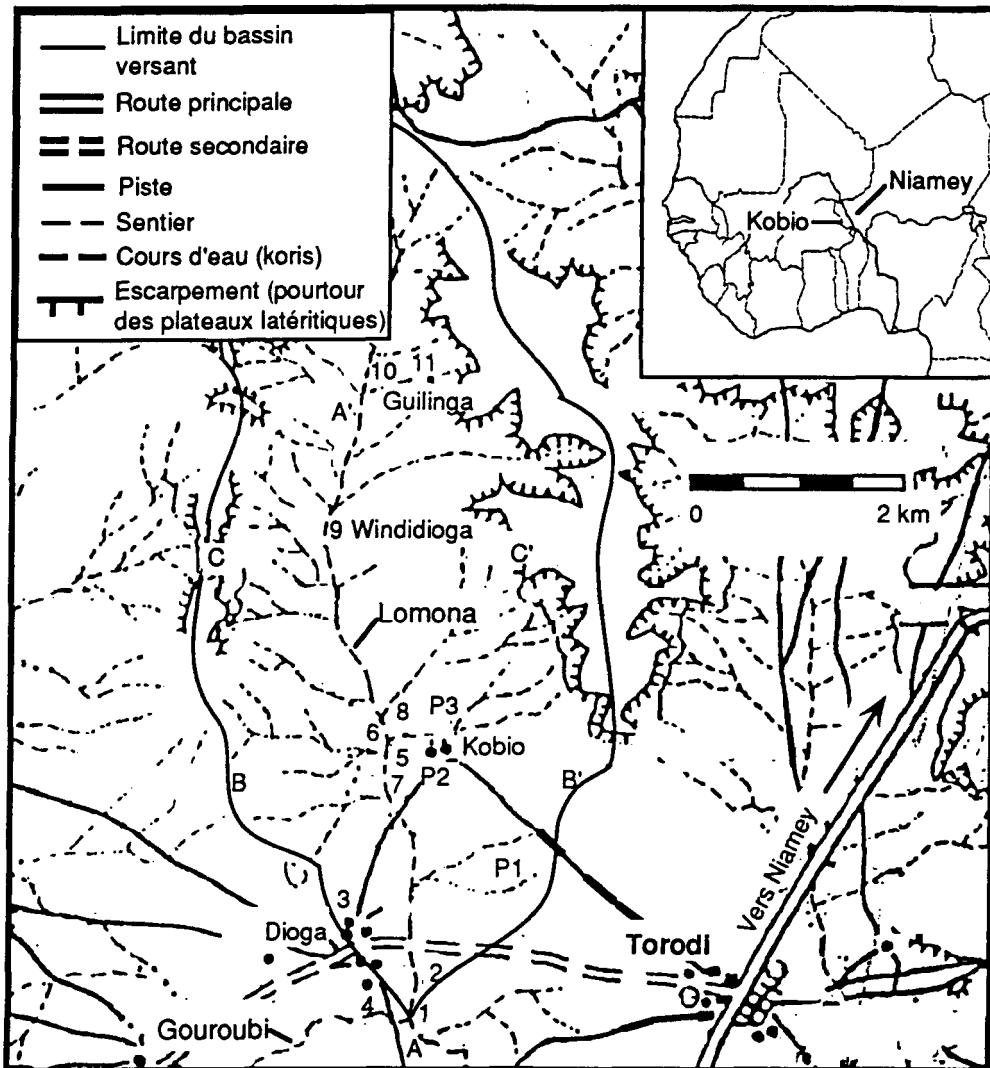


Figure 2.1a) Bassin versant expérimental de Kobio- localisation des équipements. 1: station limnimétrique. 2: puits de Dioga. 3: puits de Dioga-Ofedes. 4: forage de Dioga - 16267. 5: station météorologique automatique. 6: puits de Kobio. 7: forage de Kobio - 16268. 8: lysimètre sous tension nulle. 9: puits de Windioga. 10: puits profond de Guilinga. 11: pluviographe totalisateur. Le Nord est parallèle au bord vertical de la carte. A-A', B-B' et C-C': coupes topographiques. P1, P2 et P3 lieux des profils gravimétriques.

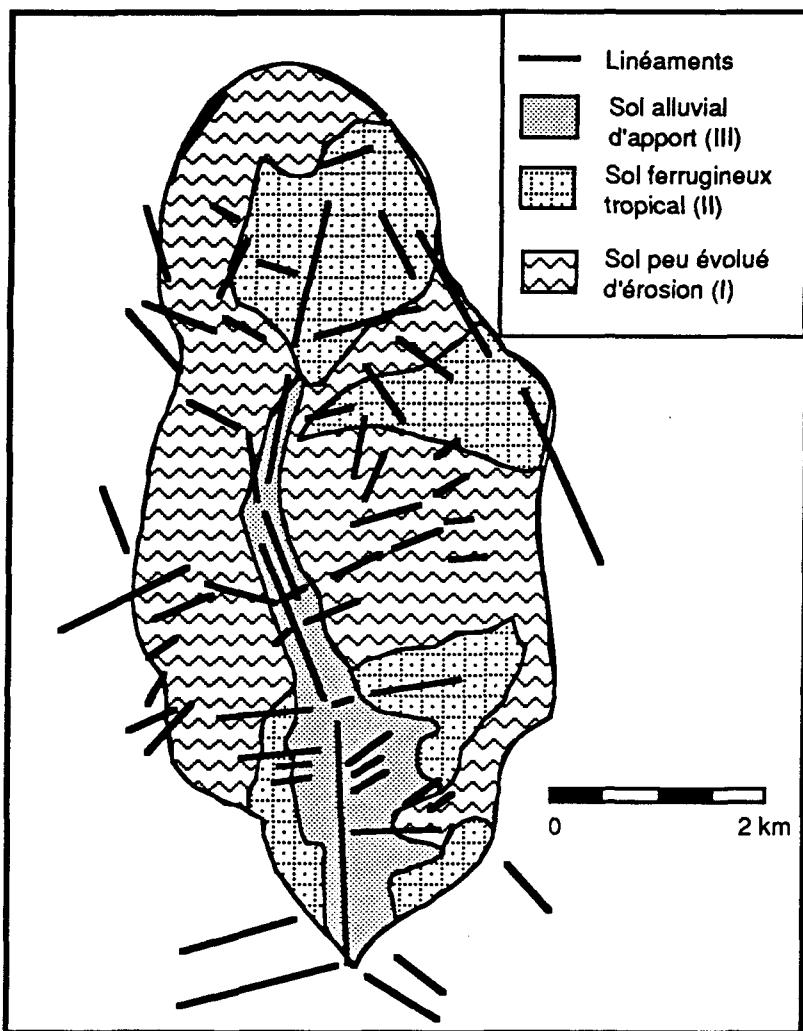


Figure 2.1 b) Bassin versant de Kobio - carte pédologique (selon la carthographie de Guéro; [*Guéro et Girard, 1990*]). La nappe alluviale se trouve principalement dans l'unité "Sol alluvial d'apport". Les principaux linéaments sont aussi indiqués et il est possible de voir que le réseau hydrographique correspond à certains d'entre eux.

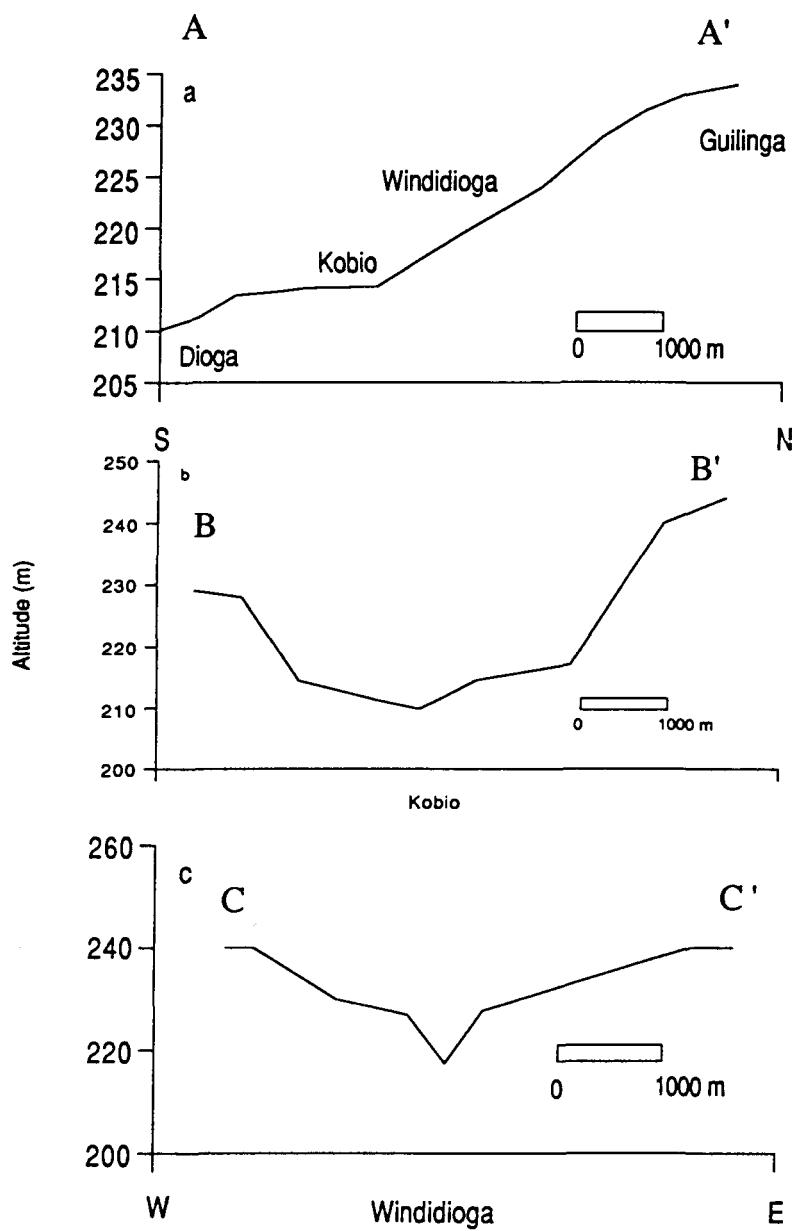


Figure 2.2. Coupes topographiques du bassin versant de Kobio. Se référer à la figure 2.1a. a: coupe longitudinale sur l'axe du Lomona; coupe A-A'. b: Coupe transversale à la hauteur de Kobio; coupe B-B'. c: coupe transversale à la hauteur de Windidioga; coupe C-C'. Remarquez la forte exagération verticale.

Le socle altéré sur lequel reposent ces formations pédologiques peut atteindre, dans le Liptako, plus de 27 mètres [Ousmane, 1989]. Lors du fonçage du forage de Kobio des altérites (sous formes d'arènes granitiques) d'une épaisseur de 13 mètres ont été rencontrées. Sur le flanc est, des épaisseurs d'altérites d'au moins 20 mètres sont rencontrées, puisque le socle sain n'y a pas été atteint lors de l'excavation de puits profonds. Vu leur puissance, les altérites du bassin versant, qui sont par ailleurs de pauvres aquifères, peuvent constituer de très bons réservoirs [Detay *et al.*, 1989].

Le socle du bassin est une diorite foliée à enclaves amphibolitiques à laquelle s'associent des filons de quartz, de pegmatites, d'aprites et de diabases généralement orientés N150 à N180. Cette unité est parfois recouverte par un ensemble sédimentaire hétérogène où se côtoient des alluvions et des lambeaux de grès argileux du Continental Terminal. Dans le massif dioritique, la foliation et la fracturation sont les seuls éléments structuraux observables. La foliation est subtilement définie par des plans de minéraux clairs (plagioclases) et par des alignements d'enclaves amphibolitiques d'orientation E-W à NE-SW et à pendage sud, comme c'est le cas dans l'ensemble du sud-Liptako. La fracturation, observée surtout dans les filons de pegmatites, est essentiellement de type diaclase et subsiste à l'altération. Les filons affichent deux familles directionnelles: une première orientée N350 à N10; la seconde (N70 à N120) est postérieure à la première. C'est au sein de ces fractures que se rencontrent les aquifères qui sont exploités par les forages profonds. Les orientations de ces fractures correspondent à celles des principaux linéaments levés sur les photographies aériennes et les images satellites (figure 2.1b).

Le réseau hydrographique épouse grossièrement la disposition des linéaments (figure 2.1b). Des études géophysiques (méthodes électromagnétique et électrique) ont été menées pour vérifier l'hypothèse que les drains superficiels ainsi que le canal du Lomona se seraient

développés à la faveur de la fracturation. Les résultats ne permettent pas de conclure clairement; cependant, la fracturation intense que montrent les affleurements du lit du Lomona tendent à confirmer cette hypothèse. Par ailleurs, les filons en saillie, plus résistants à l'altération que la masse granitique, semblent guider l'écoulement et, par leur fracturation, l'infiltration des eaux de surface vers le milieu souterrain [*Coulibaly*, Thèse soumise].

2.1.1. *La nappe alluviale*

Cette nappe qui se rencontre dans les alluvions et colluvions du Lomona épouse à peu près la configuration géographique du sol alluvial d'apport (figure 2.1b). Entre Windioga et Kobio, elle est sans doute limitée à ce seul type de sol, mais plus au sud elle pourrait déborder dans les unités pédologiques voisines comme le suggère une étude de géophysique électrique menée dans ce secteur [*El Garba et Rabe*, 1990]. La superficie totale de cette nappe serait alors d'environ 3 km². En considérant que l'épaisseur des alluvions et des colluvions augmente, du contact avec les unités pédologiques qui la bordent, vers l'axe du Lomona, on en déduit une section triangulaire.

En milieux aride ou semi aride, les nappes alluviales suivent, en règle générale, le régime saisonnier suivant: au début de la saison des pluies, la nappe est à son niveau le plus bas; avec l'infiltration, son niveau augmente, mais plus rapidement sous l'axe du cours d'eau, ce qui confère à la nappe une surface bombée. La cote de la nappe se maintient presque toujours sous la cote du kori et ce n'est qu'exceptionnellement que ce dernier est alimenté par la nappe. Peu après la fin de la saison des pluies, le cours d'eau s'assèche et la nappe, qui n'est plus alimentée, se vide en s'écoulant selon la pente et sous l'effet de la reprise évapotranspiratoire [*Slatyer et Mabbutt*, 1964]. De cette manière, plus le volume de la nappe est petit, plus elle est sensible aux apports par percolation. La nappe du Lomona constitue à cet égard un réservoir idéal pour étudier les caractéristiques géochimiques et isotopiques de la recharge.

2.1.2. *Les nappes de fracture.*

Ces nappes se développent à la faveur des fractures du socle comme en témoignent les logs des forages 16267 et 16268 implantés sur le bassin versant (figure 2.3). Ces fractures sont situées à plusieurs mètres sous des altérites peu perméables (diorite altérée, et altérites sableuses) et, à ce titre, les nappes sont considérées comme confinées ou semi-confinées. D'après les travaux d'Ousmane *et al.* [1983], chacun de ces ouvrages exploite un aquifère séparé des autres par le socle non fracturé quasi-imperméable. Ces aquifères drainent sans doute les réserves des altérites qui, quoique peu perméables, sont très poreuses [Grillot, 1992]. Ces nappes de fractures sont en charge, c'est-à-dire que les niveaux statiques dans les forages s'établissent toujours au-dessus des fractures aquifères. Les forages sont conçus de manière à ne capter que la nappe des fractures.

Un des éléments structuraux importants du bassin versant est la fracture d'orientation N-S qu'emprunte le Lomona. Cette fracture, ou sans doute ce réseau de fractures, apparaît continu sur toute la longueur du bassin versant et il est possible qu'il n'y ait qu'une seule nappe de fracture le long de cet axe cassant. Cette hypothèse sera discutée plus loin.

2.2. Acquisition des données

La méthodologie retenue, qui consiste à coupler l'étude de géochimie isotopique à une étude hydrologique de bilan, commande l'obtention de deux types d'informations.

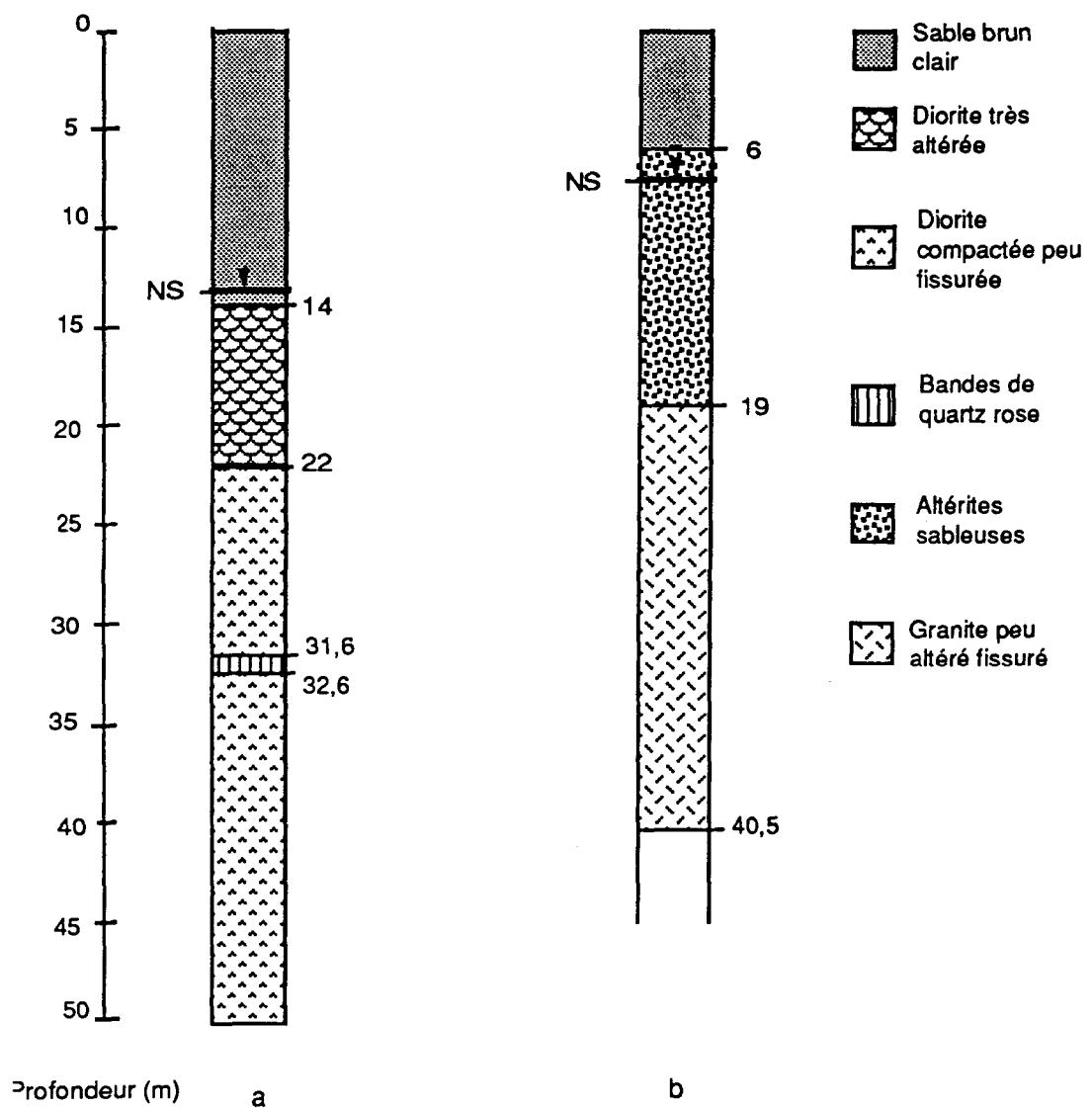


Figure 2.3. Coupes des forages d'eau du bassin versant. a: forage de Kobia 16268; la formation aquifère fracturée est la diorite compacte. b: forage de Dioga 16267; l'aquifère fracturé est le granite. Le niveau statique s'établit dans les deux cas près de l'interface altérites/alluvions en charge relativement à la formation aquifère.

2.2.1. *Hydrologie*

Le bassin versant a été doté d'une station météorologique automatique localisée au village de Kobio (figure 2.1a). Cette station mesurait, à pas de temps constant, la température et l'humidité relative de l'air, la vitesse et la direction du vent et l'insolation directe à partir de laquelle la durée du jour est déduite. Ces paramètres permettent de calculer l'évapotranspiration potentielle. Pour caler ces calculs d'évapotranspiration, des profils gravimétriques du sol ont aussi été réalisés dans le but de déterminer l'humidité des sols. Trois sites, correspondant à trois types de sols différents ont été sélectionnés à cette fin. Chacun de ces trois profils de sol a été échantillonné régulièrement sur 2 mètres de profondeur à l'aide d'une tarrière à vis manuelle. Les sites ont été visités en juillet, au coeur de la saison des pluies et par la suite en janvier durant la saison sèche. Les gravimétries ont été déterminées en utilisant le protocole décrit par Gardner [1986]. Enfin, les précipitations ont été enregistrées à l'aide d'un pluviomètre à bascule. Ces équipements, de marque Campbell Scientific, ont été installés en mars 1989.

La réalisation d'un bilan implique aussi le suivi du ruissellement et des niveaux de la nappe alluviale. Durant l'été 1990, une échelle limnimétrique a été construite à l'exutoire du bassin versant, mais le tarage n'a jamais pu être effectué. Le ruissellement a donc été calculé de manière empirique tel que décrit plus loin.

En ce qui concerne la nappe alluviale, en avril 1989 trois puits ont été foncés jusqu'au socle altéré aux fins de mesure des niveaux statiques; il s'agit des ouvrages de Dioga, Kobio et Windidioga (figure 2.1a). Ces puits étaient cadenassés pour éviter des ponctions villageoises qui auraient pu fausser les niveaux, spécialement en saison sèche. Les cadenas ont régulièrement été détruits et ils ont été remplacés, ce qui implique qu'il est possible que certaines mesures de niveaux statiques de ces puits soient entachées d'erreur. Les niveaux

statiques d'un puits construit par l'OFEDES (une agence du gouvernement nigérian) ont aussi été mesurés (Dioga-Ofedes, figure 2.1a).

Les niveaux statiques des aquifères de fracture ont été mesurés dans les trois ouvrages de Guilinga, Kobio et Dioga qui sont situés le long de l'axe cassant du Lomona. À Dioga et Kobio il s'agit de forages de 10 cm de diamètre, crépinés sur toute la hauteur fracturée, captant entre 3 et 5 fractures séparées les unes des autres par un écran de socle imperméable et équipés de pompes à motricité humaine. A Guilinga, c'est un puit traditionnel d'environ 1,4 mètres de diamètre qui rejoint le socle. Selon les villageois, il aura fallu une fois le socle atteint, le faire sauter peu à peu en le faisant chauffer au feu après l'avoir préalablement enduit de graisse (Ousmane comm. pers). Dans cet ouvrage, la profondeur moyenne du niveau de l'eau s'établit à 36 mètres. Les mesures des niveaux d'eau de ce puits ont été faites alors qu'il était utilisé par les villageois. Le niveau mesuré est donc une niveau rabattu. Les niveaux statiques des forages de Kobio et Dioga ont été mesurés lors d'opérations de maintenance et les ouvrages étaient inexploités depuis plusieurs jours en raison de bris.

La chronique des niveaux statiques de tous ces puits a été tenue plus ou moins régulièrement entre avril 1989 (août 1988 pour le puits de Guilinga) et juillet 1991. Lorsque cela était possible, ils ont été visités mensuellement et les niveaux de l'eau ont été mesurés à l'aide d'une sonde piézométrique (sauf les forages de Kobio et Dioga). Cependant, dû à des problèmes d'ordre bureaucratique et logistique, il existe de nombreux hiatus.

2.2.2. Hydrochimie isotopique

Entre août 1988 et mai 1990, lorsque les puits et les forages décrits plus haut ont été visités, un prélèvement en vue d'analyses chimiques et isotopiques (^{18}O) a été effectué. En décembre 1990, lors d'une mission subséquente, le puits de Guilinga et les forages de Kobio et Dioga ont été échantillonnés aux fins d'analyse tritium. Lors des échantillonnages

mensuels, certaines mesures ont été faites *in situ* : le pH, le potentiel redox (Eh) et la température de l'eau ont été mesurés avec un équipement Orion; la conductivité électrique, avec un conductimètre Laval; l'oxygène dissous, avec un oxymètre Hanna ou un appareil de marque WMWT; l'alkalinité a été déterminée à l'aide d'un titrateur digital Hach.

La pluie totale de la saison a aussi été échantillonnée aux fins d'analyse isotopique (^{18}O , ^2H et ^3H) à l'aide d'un pluviomètre totalisateur installé à Guilinga. Quelques millilitres d'une huile légère avaient été préalablement ajoutés à l'instrument pour prévenir l'évaporation.

L'échantillonnage des eaux de percolation a aussi été rendu possible grâce à un lysimètre sous tension de surface nulle [Jordan, 1968] positionné à 1 mètre sous la surface du sol. L'eau destinée à l'analyse isotopique a été recueillie dans un récipient sous film d'huile pour prévenir l'évaporation. Lors des travaux d'installation, une nappe perchée de 5 cm a été rencontrée et échantillonnée.

À Niamey, les teneurs en Ca^{++} , Mg^{++} , Cl^- , NO_3^- et SO_4^{--} ont été déterminées au laboratoire du département de géologie de l'Université de Niamey. Les concentrations en nitrates et sulfates ($[\text{NO}_3^-]$ et $[\text{SO}_4^{--}]$) ont été mesurées par colorimétrie sur un spectrophotomètre Hach et les concentrations en Cl^- , Ca^{++} et Mg^{++} par titrimétrie selon des procédures standards. Les concentrations en Na^+ et K^+ ont été déterminées par spectrométrie de flamme au laboratoire de la faculté d'agronomie de la même université. Malgré la proximité des laboratoires, il s'est parfois écoulé plusieurs mois avant l'analyse des échantillons ou de certains paramètres, principalement lorsqu'il fallait obtenir un réactif faisant défaut. Les échantillons ont été conservés, lorsque possible, au réfrigérateur, parfois, à température de la pièce. La reproductibilité analytique a été estimée à 10 % pour les résultats obtenus par titrimétrie et spectrométrie de flamme et à 15 % pour ceux obtenus par colorimétrie.

Les analyses isotopiques ont été réalisées au GEOTOP de l'Université du Québec à Montréal. À Niamey, avant l'analyse, les échantillons, qui avaient été prélevés dans des bouteilles *nalgène* hermétiques, furent conservés à température de la pièce. A Montréal, les échantillons ont été placés dans une chambre froide à 4 °C en attendant d'être analysés. Les protocoles d'analyse de Coleman *et al.* [1982] et d'Epstein et Mayeda [1953] ont été suivis pour déterminer respectivement les teneurs en ^2H et ^{18}O . Quant aux analyses des teneurs en ^3H , elles ont été réalisées par scintillation liquide après ajout de picofluor à l'échantillon. Les résultats des analyses des teneurs en ^{18}O et ^2H sont exprimés en unités δ (‰) relativement au SMOW et les concentrations en ^3H sont données en UT. L'erreur analytique attachée aux résultats isotopiques représente une déviation standard de 0,1 ‰ pour les déterminations des teneurs en ^{18}O et de 1‰ pour les calculs des concentrations en ^2H . Dans le cas du tritium, elle varie et sera indiquée dans le texte et les tableaux. La limite de détection pour le ^3H est de 6 UT.

2.3. Résultats

2.3.1. Climat, pluviométrie

La température moyenne annuelle (moyenne sur 2 ans) est de 29,7 °C et le mois le plus frais est janvier avec 23 °C, et le plus chaud est mai avec 34 °C (moyennes mensuelles). L'humidité relative de l'air en mars et avril est de 10 à 15 % alors qu'au cœur de la saison des pluies (août) elle dépasse 90 %. La pluviométrie totale de 1989 était de 559 mm et celle de 1990 était de 293 mm (figure 2.4). Toutefois, il s'agit dans ce second cas d'un minimum: l'instrument s'est en effet brisé au mois de septembre. Il ne fait pas de doute que la lame annuelle précipitée a été supérieure à 293 mm et l'on adoptera pour l'année 1990, la pluviométrie enregistrée à Niamey qui était de 393 mm [Lebel *et al.*, 1992].

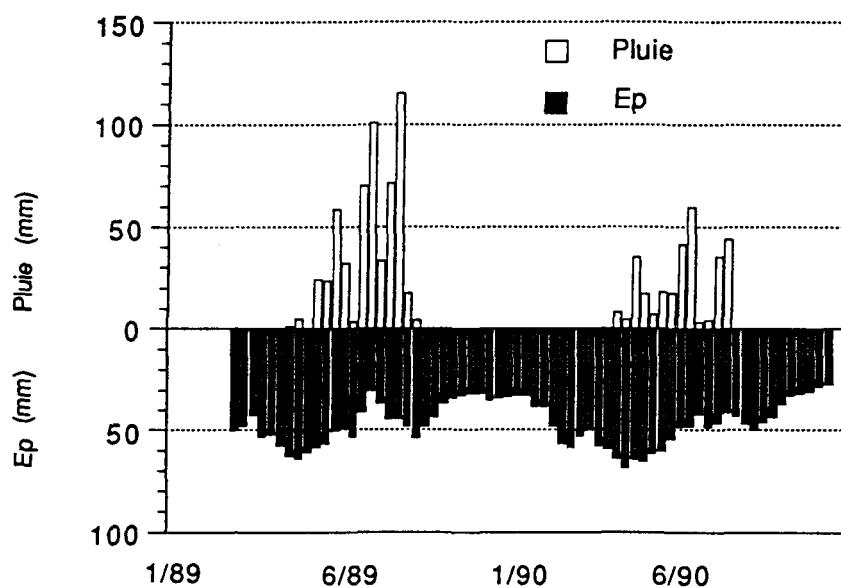


Figure 2.4. Pluviométrie et évapotranspiration potentielle (E_p , calculée selon Penman) décadaire obtenues à la station météorologique de Kobio. Chaque bâtonnet représente la somme, sur dix jours, de l'évapotranspiration potentielle ou de la pluviométrie. La pluie est nettement déficiente par rapport à l'évapotranspiration potentielle.

2.3.2. *Evapotranspiration potentielle et humidité du sol*

L'évapotranspiration (ET) n'a pas été mesurée directement. Elle est calculée à partir d'équations dans lesquelles entrent les paramètres météorologiques mesurés à la station météo de Kobio. Plusieurs formulations existent dans la littérature. Quatre d'entre-elles ont été utilisées aux fins de comparaison: la formule de Penman [1948] - E_p -, celle de Slatyer et McIlroy [1961] - E_s -, celle de Priestley et Taylor [1972] - E_{pt} - et celle de Brutsaert et Stricker [1979] - E_b -. Les deux premières sont en général plus appropriées pour évaluer l'ET de surfaces humides (c'est à dire de sol constamment humecté), les deux dernières tendent à simuler l'effet d'assèchement du sol lors de l'évaporation. Les résultats des calculs sont reportés au tableau 2.1. L'évapotranspiration potentielle calculée selon Penman (E_p) est de 1736 mm pour 1990, ce qui correspond bien aux valeurs couramment trouvées en Afrique de l'ouest [Lemoine et Pratt, 1972]. L'évapotranspiration potentielle-Penman été ajustée en fonction de l'humidité du sol disponible (βE_p , tableau 2.1) à l'aide du paramètre Budyko-Thornthwaite-Mather (β):

$$\beta = \frac{ET}{E_p}$$

β est généralement spécifique au site de mesure des paramètres météorologiques; il est obtenu en comparant ET, l'évapotranspiration réelle, et l'évapotranspiration potentielle selon Penman, E_p . Or comme aucune mesure directe d'ET n'est disponible, la relation proposée par Crago et Brutsaert [1992] est employée:

$$\beta = 0,0795 (HS - 21,7) + 0,92 \quad HS < 21,7$$

$$\beta = 0,92 \quad HS > 21,7$$

Tableau 2.1. CALCUL DE L'EVAPOTRANSPIRATION SUR LE BASSIN DE KOBIO

Mois	n	E_p	E_s	E_{pt}	E_b	$\beta E_p \cdot 3$	$\beta E_p \cdot 2$	$\beta E_p \cdot 1$
89-mars	7	120	27	34	3	0	0	0
avril	3	148	38	48	1	0	0	0
mai	1	191	78	98	15	0	0	0
juin	1	175	91	115	56	101	72	52
juillet	0	158	113	143	128	144	143	142
aout	0	111	87	110	108	102	107	107
septembre	0	138	110	139	139	127	125	125
octobre	22	37	27	34	32	103	69	44
novembre	30					15	2	0
décembre	2	95	3	3	0	0	0	0
89-total	125	1175	575	725	483			
89-total*	0	1667	677	853	507	592	518	470
90-janvier	17	48	1	1	0			
février	0	115	8	10	0			
mars	0	174	19	24	0			
avril	0	167	50	63	1			
mai	0	204	100	126	49			
juin	0	187	102	128	69			
juillet	1	151	109	137	122			
août	1	145	106	133	122			
septembre	24	28	20	26	23			
octobre	7	107	58	73	40			
novembre	24	20	5	7	0			
décembre	13	55	4	5	0			
total	87	1401	583	734	427			
90-total*	0	1736	718	904	563			

L'évapotranspiration est calculée de cinq façons; E_p -selon la formule de Penman [1948], E_s - selon Slatyer et McIlroy [1961], E_{pt} - selon Priestley et Taylor [1972], E_b - selon Brutsaert et Stricker [1979] et βE_p selon Crago et Brutsaert [1992]. La formulation générale des équations est la suivante [Crago et Brutsaert, 1992]:

$$E = \beta \left[A \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + B \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u)(e^*_{a-} - e_a) \right]$$

où, E est l'évapotranspiration, e est la pression de vapeur et e^* est la pression de vapeur saturante de l'air à une certaine hauteur $-a-$, $\Delta = de^*/dT$ (T ; température de l'air), R_n est la radiation nette, G le flux de chaleur du sol, γ est la constante psychométrique (0.27) et $f(u)$ est une fonction de la vitesse du vent. A, B, γ et β sont des constantes qui dépendent de chacun des modèles. Pour E_p , $A=B=\beta=1$ et $\gamma=\gamma$. Pour E_s , $A=\beta=1$, $B=0$ et $\gamma=\gamma$. Pour E_{pt} , $A=\alpha \sim 1.26$, $\beta=1$, $B=0$ et $\gamma=\gamma$. Pour E_b , $A=(2\alpha-1)$, $B=-1$, $\beta=1$ et $\gamma=\gamma$. Pour βE_p , β est une fonction de l'humidité du sol (texte) et les indices 1, 2 et 3 réfèrent aux trois profils gravimétriques (figure 2.5). n est le nombre de jours dans le mois où il n'y a pas d'enregistrement des paramètres météorologiques (mal fonctionnement des appareils). total, indique le total annuel de l'ET pour le nombre de jours de mesure. total*, indique l'ET totale recalculée pour 365 jours.

où HS est l'humidité du sol (% vol.) en surface (dans ce cas 0 - 20 cm). Les profils gravimétriques d'août 1989 et janvier 1990 pour trois types de sols différents ont été utilisés pour estimer l'humidité journalière du sol nécessaire au calcul. (figure 2.5). Le transfert de l'humidité du sol exprimée en % poids vers l'humidité en % volume s'effectue selon Gardner [1986]. On admet que l'humidité du sol en janvier correspond à un minimum (valeur de janvier 1990) entre décembre et juin inclusivement. L'humidité du sol augmente par la suite (arrivée de la saison des pluies) linéairement jusqu'à un maximum en juillet (valeur d'août 1989). Elle se maintient à ce maximum jusqu'à la mi-septembre pour décroître linéairement jusqu'à un minimum vers la fin novembre. Les valeurs calculées de l'évapotranspiration potentielle-Penman ajustées en fonction de l'humidité du sol (βE_p - Tableau 2.1) varient significativement avec le type de sol et se rapprochent de celles obtenues par l'équation de Brutsaert et Stricker [1979] (E_b).

2.3.3. Ruisseaulement

Le relevé de l'échelle limnimétrique installée à l'exutoire du bassin versant, lors de la saison des pluies 1990, couvre seulement la période du 22 juillet au 6 septembre et présente des lacunes (tableau 2.2). De plus, aucune courbe de tarage n'est disponible et les hauteurs d'eau atteintes dans le Lomona ne peuvent être converties en débits. Pour obtenir une approximation des volumes ruisselés, la formule de Manning [Clifford Boyer, 1964], qui fait intervenir entre autres la géométrie du canal et la pente du cours d'eau, peut être utilisée. Le choix des paramètres de la formule sera discuté plus loin. Les hauteurs d'eau (donc les débits) à l'exutoire semblent réagir rapidement (quelques heures) à la pluviométrie comme le suggère la comparaison entre les séries des lames d'eau précipitées et celle des débits à l'exutoire (figure 2.6).

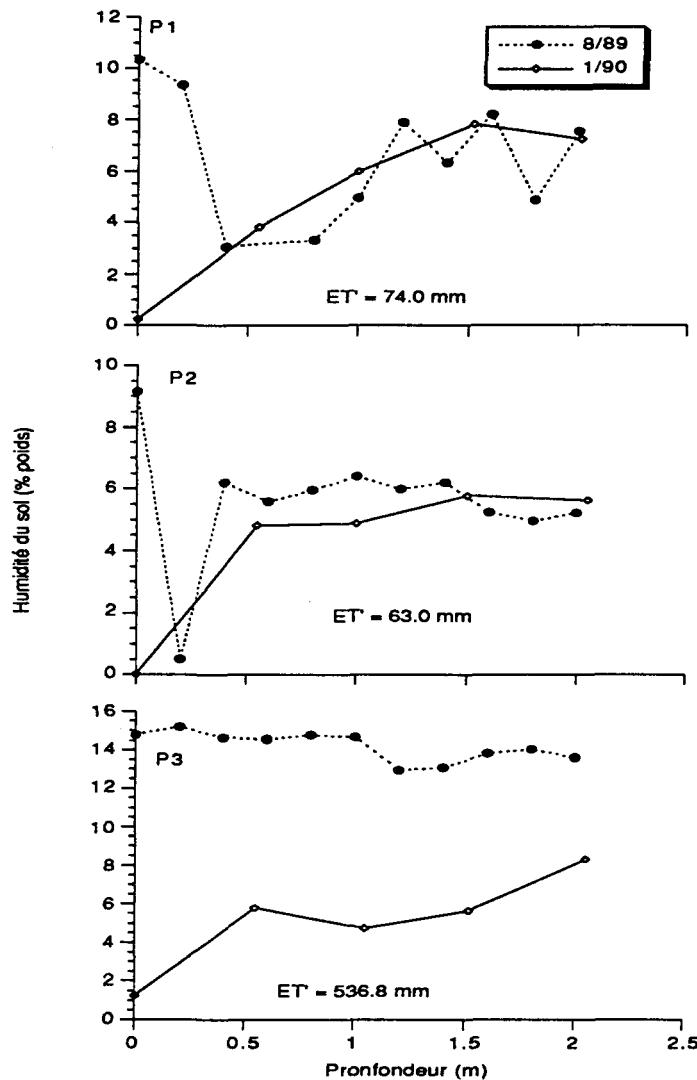


Figure 2.5. Profils gravimétriques de trois types de sol du bassin de Kobio. Ces gravimétries sont utilisées pour le calcul de l'évapotranspiration au tableau 2.1. Pour le calcul, on considère que le profil d'humidité du sol d'août représente un maximum d'humidité (capacité au champs) et que le profil de janvier 1990 un minimum. Le terme ET^* est la différence entre ce maximum et minimum convertie en lame d'eau. P1 et P2 sont des profils sableux-silteux qui favorisent l'infiltration en profondeur et P3 un profil argileux qui retient l'eau en surface. Les trois profils sont localisés sur la figure 2.1a.

Tableau 2.2. HAUTEURS D'EAU
RELEVEES À L'EXUTOIRE DU
BASSIN VERSANT DE KOBIO

Date	Heure	Hauteur (m)	Date	Heure	Hauteur (m)
22-juil-90	19:10	0.03	10-août-90	6:50	0.202
	19:20	0.02			0.199
	19:30	0.02			0.18
23-juil-90	7:30	0.15			0.175
	7:40	0.14	10-août-90	7:30	0.17
	7:50	0.14		8:00	1.7
	8:00	0.137			1.68
	8:10	0.13			1.66
24-juil-90	12:00	0.75			1.647
	12:10	0.745			1.627
	12:20	0.74			1.608
	12:30	0.74			1.587
	18:00	0.14			1.56
28-juil-90	14:50	1.74			1.53
		1.72	26-août-90	9:30	1.494
		1.72		18:00	0.03
		1.69		18:10	0.03
		1.65	3-sept-90	8:30	0.09
		1.64			0.072
		1.61			0.068
		1.57	3-sept-90	9:00	0.052
		1.54		8:30	0.288
		1.52			0.33
		1.5			0.378
		1.45			0.43
		1.44			0.468
		1.42			0.49
		1.39			0.5
		1.35			0.502
		1.31			0.492
		1.27	6-sept-90	10:00	0.47
		1.21			
		1.13			
		1.03	Le relevé de l'échelle limnimétrique installée près de Dioga est partiel et incomplet. En général, les longues séquences hydrographiques n'incluent que la décrue ou la crue. Ces séquences sont intercalées de lacunes, même les jours pluvieux (figure 2.6). Les débits calculés plus loin sont donc des débits minimaux.		
28-juil-90	19:10	0.44			
		0.4			
		0.372			
		0.35			
5-août-90	8:00	0.322			

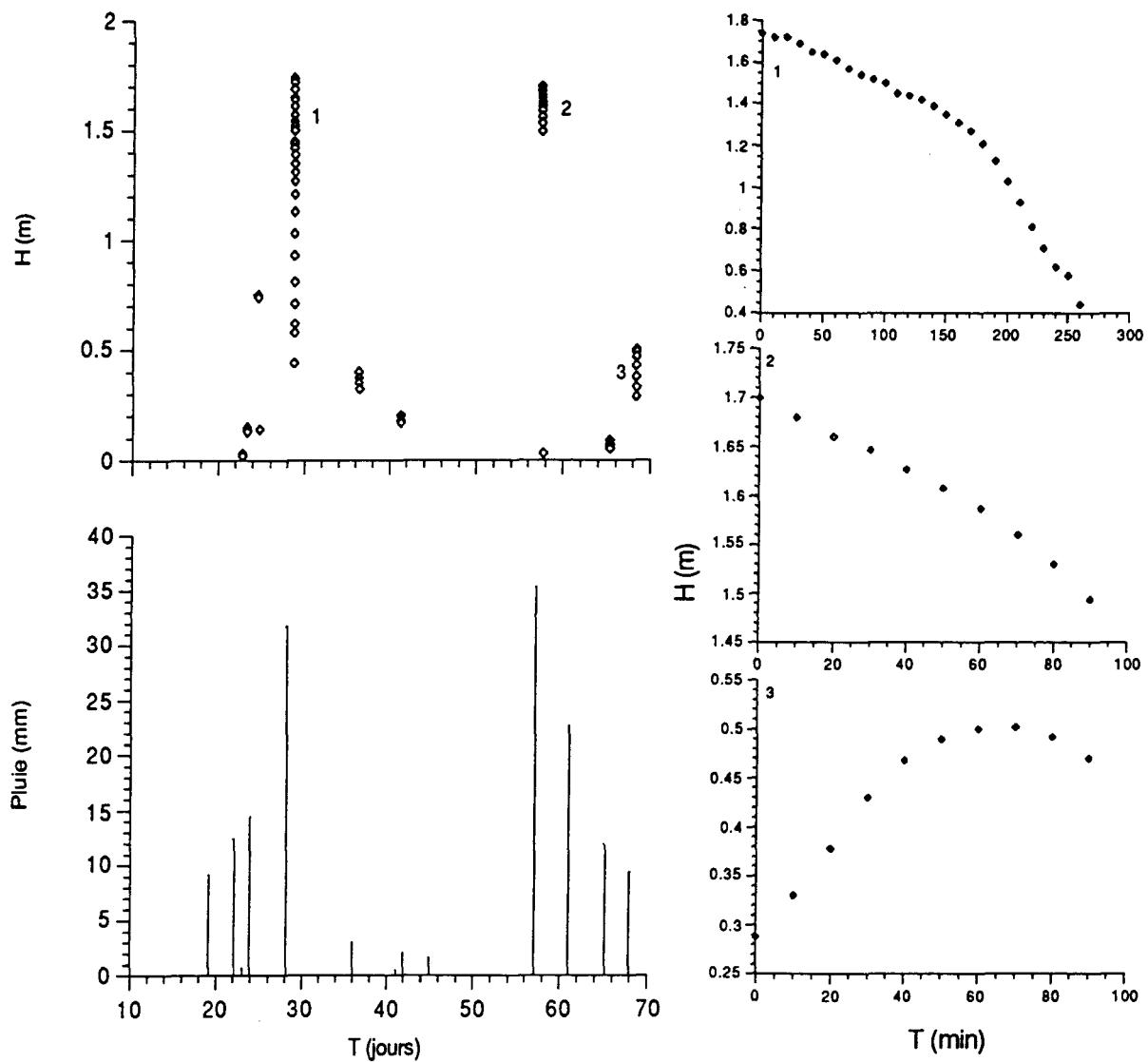


Figure 2.6. Ruissellement et pluviométrie entre le 19/7/90 et le 8/9/90. En haut à gauche, les hauteurs d'eau mesurées à l'exutoire du bassin versant de Kobio: la chronique présente de nombreuses lacunes. En bas à gauche, la pluviométrie journalière du 19/7/90 au 6/9/90. 1, 2, et 3; agrandissement des enregistrements continus après une pluie. En 1 et 2 seulement la décrue est enregistrée. En 3, il n'y a que la crue qui est relevée. Le temps de réponse du bassin versant (période entre la pluie et la crue) semble de moins d'un jour.

2.3.4. *Relevés des niveaux statiques*

La surface libre de la nappe alluviale dans l'axe du Lomona épouse la topographie définissant un écoulement du nord vers le sud (figure 2.7). En saison des pluies, la nappe est légèrement bombée à Kobio; sa forme convexe semble indiquer un écoulement depuis son centre, sous l'axe du kori principal vers ses limites externes. Les fluctuations temporelles de la surface sont illustrées sur la figure 2.8; elles sont simultanées dans les 3 stations d'observation. Avant la saison des pluies, la nappe est au plus bas. Avec la saison des pluies les niveaux statiques montent assez brutalement. La crue semble très rapide (saison 1990) et les nappes réagissent rapidement à l'influx pluvieux. La décrue semble liée à la répartition temporelle des pluies au cours de la saison [Grillot, 1992], mais les données sont trop incomplètes pour autoriser une conclusion univoque. A Dioga, le battement maximal de la nappe est de l'ordre de 4 m, à Dioga-Ofedes, de 3 m, à Windioga, de 6 m et à Kobio, il dépasse 9 m.

La piézométrie relative des ouvrages captant la nappe de fracture indiquent, *a priori*, un sens d'écoulement (sous réserve d'une continuité au sein du réseau fissuré du Lomona) de Kobio vers Guilinga et vers Dioga (figure 2.7). Le sens de l'écoulement peut changer comme le démontrent les altitudes relatives relevées en janvier 1990 qui définissent à ce moment là un écoulement du sud vers le nord à l'inverse de la nappe alluviale. Cependant, les niveaux statiques du puits de Guilinga ayant été relevés lorsque les villageois y puisaient et il est possible que les niveaux rabbattus enregistrés soient très en deçà du niveau statique véritable. Le patron de l'écoulement naturel pourrait donc être sensiblement différent de celui décrit ci-haut dépendant de l'importance du rabattement. L'importance de ce rabattement dépend du taux d'exhaure et de la transmissivité locale. Aucun estimé de ce dernier paramètre n'est disponible. Toutefois on peut déduire qu'elle est forte. En effet, des niveaux d'eau similaires ont été mesurés pour des taux d'exhaure totalement différents. Les niveaux rabbattus seraient

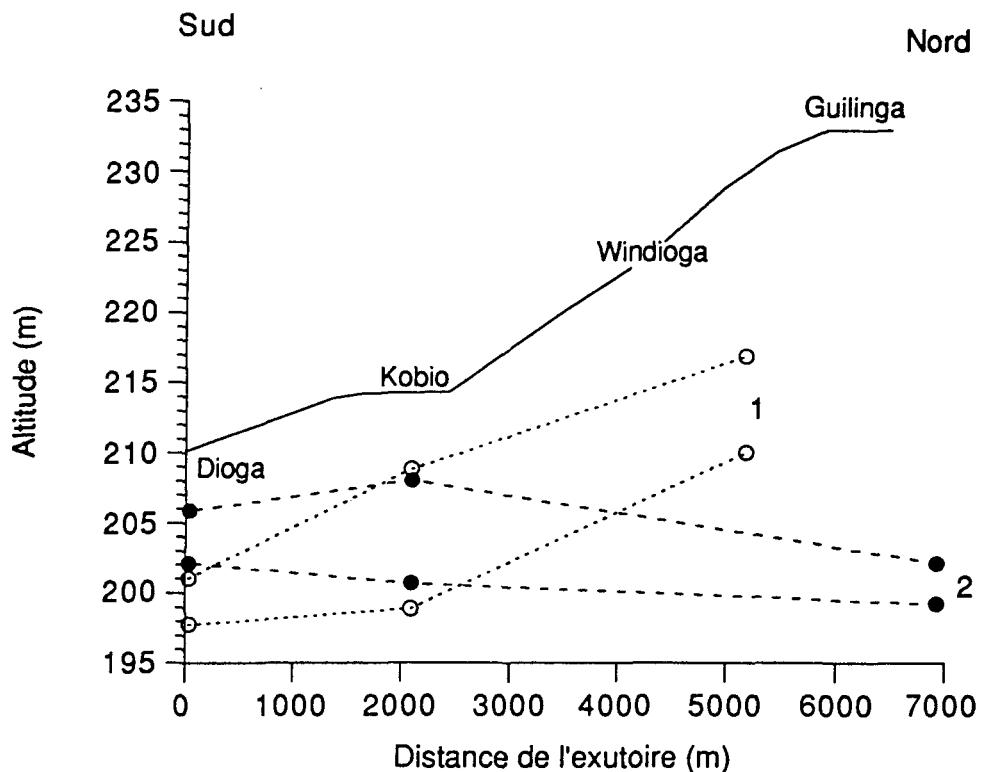


Figure 2.7. Piézométrie des nappes du bassin versant de Kobio. Le profil topographique est donné par le trait plein. 1: les points blancs représentent l'altitude des niveaux statiques de la nappe alluviale au cours de la saison des pluies -septembre 1989- (courbe la plus élevée) et de la saison sèche -mai 1990- (courbe la moins élevée). 2: les cercles noirs indiquent l'altitude des niveaux statiques pour la nappe de fracture (niveau rabattu à Guilinga). Les niveaux supérieurs sont ceux de novembre 1990 et les niveaux en basses eaux sont ceux de janvier 1990. Le schéma indique un écoulement de l'amont vers l'aval pour la nappe alluviale. Pour la nappe de fracture (continuité postulée) les altitudes des niveaux d'eau suggèrent un écoulement depuis la zone Dioga-Kobio vers Guilinga.

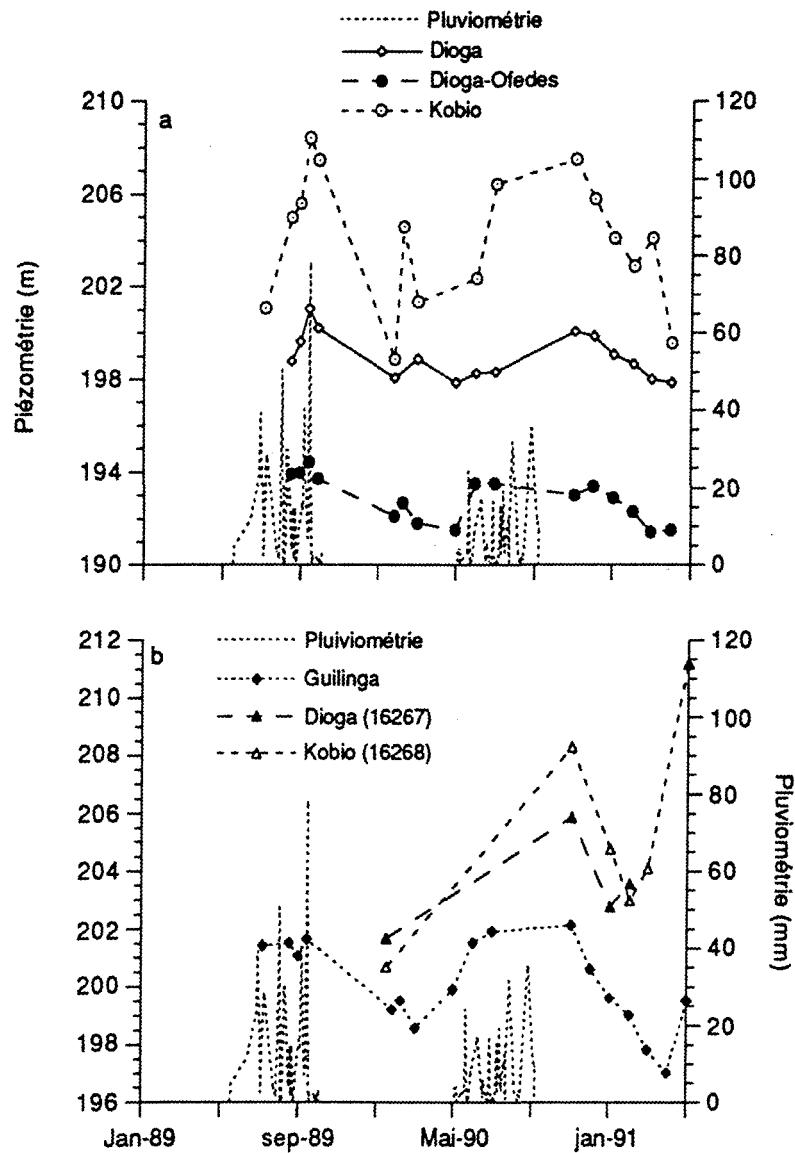


Figure 2.8. Évolution des piézométries des ouvrages de la nappe alluviale et de la nappe de fracture. La pluviométrie journalière pour les deux saisons des pluies est aussi illustrée. a) Chroniques des puits de la nappe alluviale. b) Chronique des ouvrages de la nappe de fracture; 16267 et 16268 renvoient aux forages de Dioga et Kobio. La nappe alluviale répond rapidement à l'établissement de la saison pluvieuse. Tous les ouvrages sont localisés sur la figure 2.1a.

alors peu différents des niveaux statiques. Le relevé mensuel des variations piézométriques n'est complet qu'à Guilinga (figure 2.8) où l'amplitude du battement atteint 7 m. Il est de 11,5 m dans le forage 16268 à Kobio et 4,2 m dans le forage 16267 à Dioga. Malgré les lacunes des chroniques, il semble que les variations piézométriques soient déphasées l'une par rapport à l'autre; les fluctuations se produisant à Dioga (16267) précédent celles qui se produisent à Kobio (16268) qui elles-mêmes précèdent celles de Guilinga. On remarque pour la majorité des points d'eau (sauf 16268 et 16267 en raison de lacunes dans les relevés), un court épisode de remontée du niveau statique entre janvier et mars 1990.

2.3.5. Paramètres physico-chimiques et éléments majeurs (tableau 2.3)

La température des nappes varie entre 29 et 31 °C. Le pH des eaux souterraines du bassin de Kobio varie entre 6,5 et 8 autour d'une moyenne de 7,5. Les conductivités s'établissent entre 300 et 400 $\mu\text{Siemens.cm}^{-1}$ avec, pour seule exception, le puits de Dioga-Ofedes où elle atteint près de 800 $\mu\text{Siemens.cm}^{-1}$. Les teneurs en oxygène dissous sont supérieures à 4 ppm, lorsque les eaux sont prélevées en nappe alluviale, et inférieures à 3 ppm lorsqu'elles proviennent de la nappe de fracture. Ces concentrations en oxygène dissous assez élevées (l'équilibre avec l'atmosphère s'établit à environ 6 ppm) impliquent que les sols et les altérites sont pauvres en matière organique. La température, le pH et la conductivité électrique subissent l'influence du rythme saisonnier (figure 2.9). Les fluctuations sont simultanées dans toutes les stations et concordent avec celles des niveaux statiques.

Chimiquement, les eaux appartiennent au faciès bicarbonaté calcique à mixte [Ousmane et al., 1983]. L'ion le plus abondant est le bicarbonate (HCO_3^-) dont les teneurs varient entre 1,9 et 15,7 meq.l^{-1} . Les cations les plus importants sont le calcium, le magnésium et le sodium. Le premier varie de 1,2 à 3,6 meq.l^{-1} , le second de 0,8 à 4,6 meq.l^{-1} et le troisième

Tableau 2.3. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES ET ELEMENTS MAJEURS - MOYENNES PLURI-MENSUELLES

Ouvrage	Temp (°C)	pH	C ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	O ₂ dis. (ppm)	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Dioga	29.7	7.40	308	4.3	0.08	0.54	1.97	1.18	0.31	0.08	0.01	2.58
16267	30.9	7.29	233	2.3	0.04	0.33	1.26	1.23	0.22	0.05	0.05	1.85
Dioga-Ofedes	30.7	7.64	900	4.1	0.08	1.43	3.58	4.54	0.66	0.49	0.12	6.01
Kobio	30.7	7.79	252	4.3	0.06	0.56	1.53	0.86	0.20	0.26	0.06	1.86
16268	31.6	7.41	387		0.05	0.93	2.33	1.87	0.31	0.06	0.01	4.08
Windioga	31.2	7.05	262		0.06	0.44	1.40	1.53	0.25	0.04	0.02	
Guilinga	32.0	7.39	356	2.8	0.09	0.63	1.61	1.82	0.21	0.18	0.04	3.94

Les moyennes sont établies à partir des chroniques réalisées entre août 1988 et juillet 1990 pour chaque point d'échantillonnage. Le nombre de mesures varie d'un site à l'autre et de paramètre à paramètre. 16267 et 16268 réfèrent aux forages de Dioga et Kobio respectivement. Les concentrations ioniques sont exprimées en $\text{m}\text{eq.l}^{-1}$.

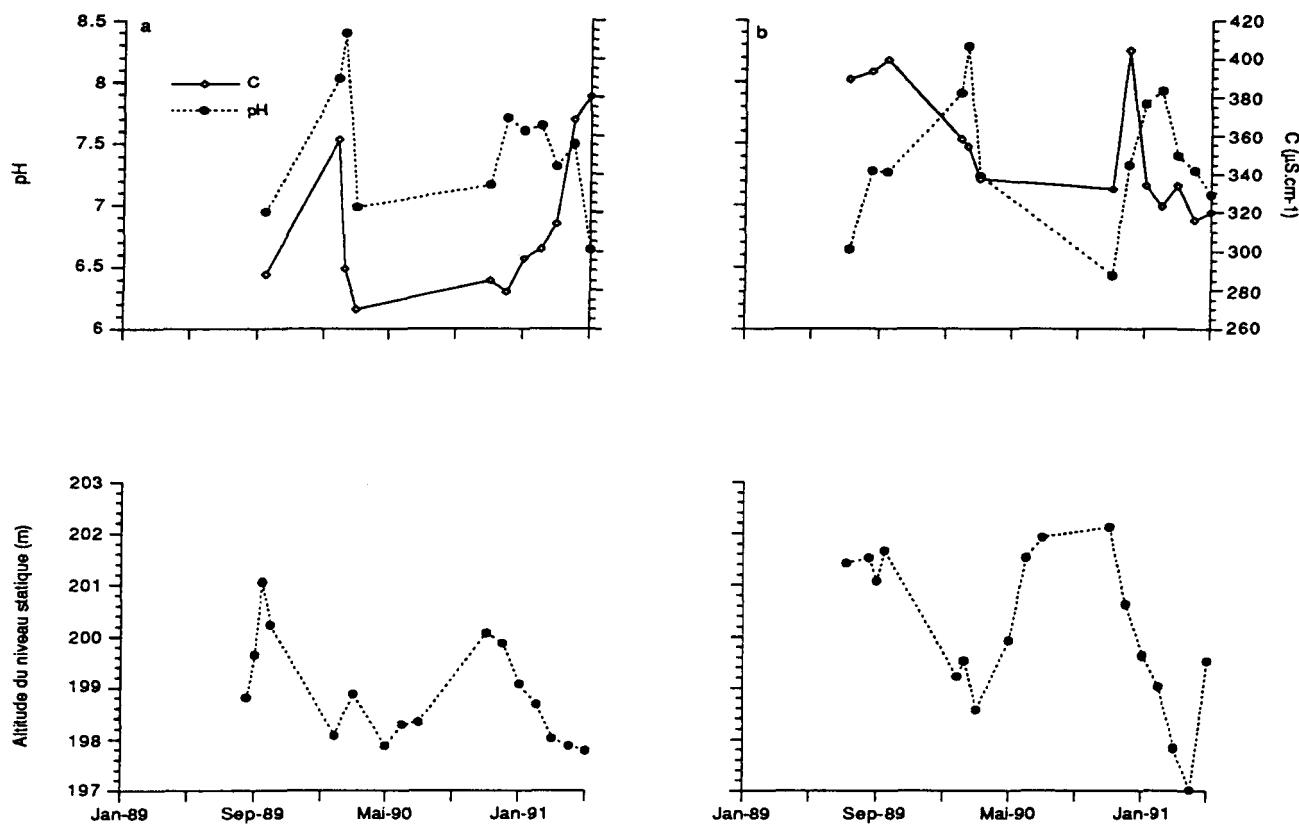


Figure 2.9. Chroniques des pH et des conductivités entre janvier 1989 et mai 1991 à Dioga - nappe alluviale- (a) et à Guilinga - nappe de fracture - (b). Les fluctuations des deux paramètres sont quasi simultanées pour la nappe alluviale et correspondent à la crue et la décrue de la nappe (illustrée juste dessous). Le pH et la conductivité réagissent *a contrario* aux mouvements de la nappe de fracture.

de 0,3 à 1,4 méq.l⁻¹. Les nitrates sont relativement élevés dans le puits de Kobio (0,26 méq.l⁻¹) et de Dioga-Ofedes (0,49 méq.l⁻¹).

Les séries chronologiques des concentrations en calcium et en sodium sont les plus complètes; elles indiquent des variations simultanées dans la nappe alluviale et dans la nappe de fracture (figure 2.10). Le sodium varie peu, contrairement au calcium dont les fortes fluctuations suivent la fluctuation de la nappe.

2.3.6. Aspects isotopiques

Les teneurs en ¹⁸O des eaux des nappes du bassin versant de Kobio varient entre -3,9 et -4,9 ‰, sauf au forage de Dioga (16267) qui capte une eau nettement plus enrichie en ¹⁸O (-2,6 ‰). Les valeurs données dans le tableau 2.4 sont des moyennes plurimensuelles; les écarts-types rendent ainsi compte de la variabilité dans le temps de la composition isotopique. Ces teneurs se comparent à celles déterminées par Ousmane *et al.* [1983] pour la région. Les teneurs en ¹⁸O et en ²H de la pluie totale de 1989 sont de -4,7 ‰ et -20,7 ‰ respectivement. Ce point est légèrement au-dessus de la droite mondiale des eaux météoriques ($\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + d$, où $d = 10$). Ceci indique une pluie dont l'excès en deutérium (d) serait plus important que celui des précipitations mondiales comme c'est le cas pour la pluie de 1989 à Niamey où d est égal à 17 (voir chap. 3.). La composition en ¹⁸O de la nappe perchée rencontrée en juillet 1989 lors de l'installation du lysimètre sous tension nulle est de -5,2 ‰ et celle de l'infiltrat recueilli à 1 mètre de profondeur par cet instrument, entre juillet 89 et novembre 1989, est de -5,3 ‰ (tableau 2.4).

Les teneurs en ¹⁸O de la nappe alluviale diminuent de plus d'une unité δ , pour tous les puits situés près de l'axe du kori principal, lors de la saison des pluies (figure 2.11). Par la suite, les eaux s'enrichissent progressivement en isotopes lourds. Par contre, dans le puits de

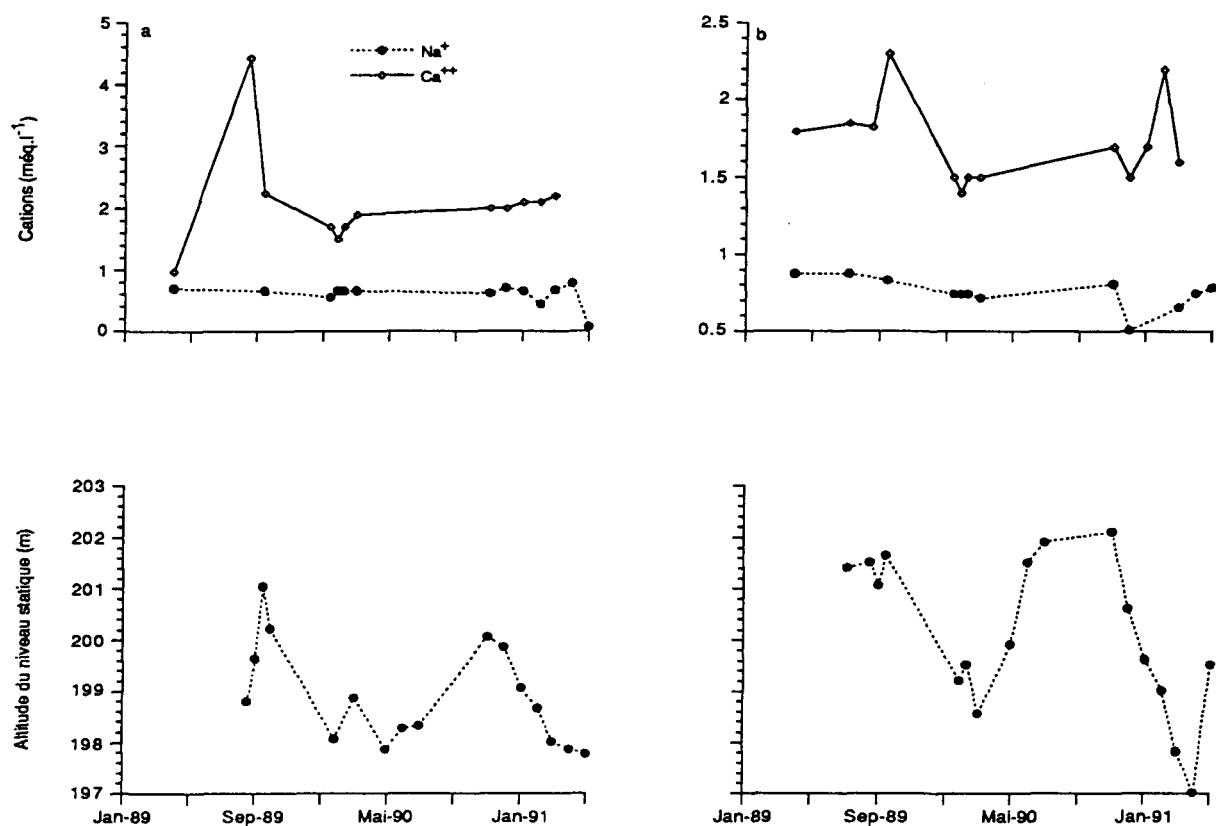


Figure 2.10. Chroniques des concentrations en Ca^{++} et en Na^{+} entre janvier 1989 et mai 1991 en nappe alluviale (a - puits de Dioga) et en nappe de fracture (b - puits de Guilinga). Les séries des niveaux statiques sont données pour chaque localité. Le calcium varie avec les mouvements des nappes alors que le sodium reste à peu près constant.

Tableau 2.4. COMPOSITION ISOTOPIQUE (^{18}O , ^{2}H , ^{3}H) DES EAUX DU BASSIN VERSANT DE KOBIO

	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) SMOW	Ecart type	n	$\delta^{2}\text{H}$ (‰) SMOW	^{3}H (UT)
Dioga	-4.25	0.64	5		
Dioga-Ofedes	-4.15	0.15	7		
Kobio	-4.29	0.49	8		
Windioga	-4.20	0.76	3		
16267	-2.51	0.29	7		15.3 ± 3.3
16268	-3.92	0.20	4		26.7 ± 3.4
Guilinga	-4.91	0.11	9		<6
Pluie 1989	-4.7 ± 0.1		1	-20.7 ± 1.0	8.9 ± 3.3
Nappe perchée	-5.2 ± 0.1		1		
Infiltrat 1989	-5.3 ± 0.1		1		

Les teneurs en ^{18}O données pour les puits et forages du bassins sont des moyennes pluri-mensuelles. Le nombre de déterminations est indiqué par n. Lorsque n = 1, les teneurs isotopiques $\pm 1\sigma$ (écart-type) sont données. La pluie de 1989 provient du pluviomètre totalisateur de Guilinga. Nappe perchée, réfère à une nappe de 5 cm rencontrée à 80 cm de profondeur lors de l'installation du lysimètre sous tension de surface nulle (Jordan, 1968) près de Kobio en juillet 1989. Infiltrat 1989- indique l'eau percolée recueillie à 1 mètre de profondeur par le lysimètre sous tension de surface nulle entre juillet et novembre 1989.

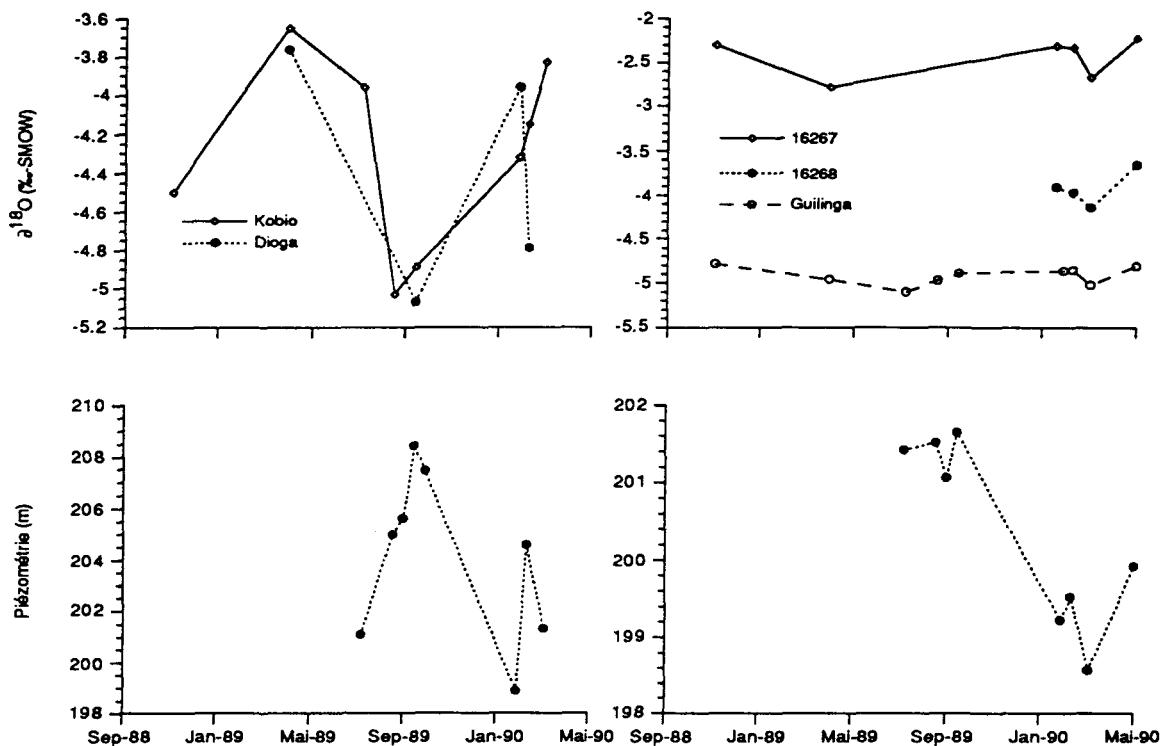


Figure 2.11. Chroniques des teneurs en ^{18}O dans les ouvrages du bassin versant entre septembre 1988 et mai 1990. a) chroniques des ouvrages de la nappe alluviale. La chronique du puits de Dioga-Ofedes n'est pas illustrée par souci de clareté. Elle ne varie que très peu entre -4.4 et -4.2 ‰. Le battement de la nappe alluviale est illustré par la série des niveaux statiques de Kobio présentée juste en dessous. L'appauvrissement en ^{18}O de la nappe correspond à la recharge. b) Les chroniques de la nappe de fracture; le battement de la nappe est illustré par la série de niveaux statiques de Guilinga. À Guilinga il apparaît que lors des remontés du niveau statique, en avril-mai 1990, les teneurs en ^{18}O s'élèvent.

Dioga-Ofedes, qui est éloigné du Lomona, la composition isotopique ne semble pas modifiée par l'arrivée de la saison des pluies. On note cependant, un léger enrichissement en oxygène-18 (de -4,2 à -3,8 ‰) entre 1988 et 1990.

Les chroniques de la nappe de fracture sont assez différentes de celles de la nappe alluviale (figure 2.11). Premièrement l'amplitude des variations y est bien moindre, ne dépassant guère quelques dixièmes d'unité δ. Ensuite, bien que la saison des pluies de 1989 semble influencer significativement la chronique de Guilinga, il se produit simultanément, entre janvier et mars 1990 dans les trois ouvrages, un abaissement des teneurs en ^{18}O qui n'a pas d'équivalent dans la nappe alluviale.

Les résultats des analyses ^3H sont donnés dans le tableau 2.4. La teneur en tritium de la pluie totale de 1989 recueillie à Guilinga est de ~9 UT; à titre comparatif, à Bamako en 1979, elle était de 47,1 UT [IAEA, 1986]. La concentration en tritium du forage de Kobio (16268) - ~27 UT - est en deçà des concentrations relevées pour ce forage par Ousmane *et al.* [1983] en 1980 et 1981 (74 et 55 UT respectivement). Comme la décroissance radioactive peut difficilement expliquer cette diminution (la demi-vie du tritium est de 12,45 ans), on doit conclure à un apport récent d'eau de pluie moins chargée en tritium. A Dioga (forage 16267) la teneur en ^3H est de ~15 UT. Au regard de la concentration en tritium relevée dans la pluie de 1989, cela semble indiquer que les eaux de Dioga sont plus jeunes que celles de Kobio. A Guilinga, la teneur en ^3H est sous le seuil de détection ce qui indique qu'il n'y a pas de recharge récente (post-1950) ou que celle-ci se dilue dans une nappe suffisamment ancienne pour masquer l'apport en ^3H des eaux qui percolent.

2.4. Discussion

2.4.1. Bilan hydrique

Le bilan hydrique sur un bassin versant peut s'écrire:

$$\Delta S = P - (ET + R)$$

où ΔS est la variation de l'eau stockée dans le bassin versant (les nappes, l'eau du sol, l'eau de la biomasse), P est la pluviométrie sur une période donnée, R , la lame d'eau écoulée à l'exutoire du bassin versant et ET , l'évapotranspiration. La variation du stock d'eau du bassin (ΔS) peut être considéré équivalent à l'alimentation de la nappe en admettant que l'eau de la biomasse est négligeable au regard de S et que le stock du sol entre 0 et 2 mètres est repris par l'évapotranspiration. La recharge se produit lorsque l'alimentation est suffisante pour causer un relèvement de la surface libre de la nappe phréatique [Freeze, 1969; Freeze et Cherry, 1979].

Vu les dimensions réduites du bassin versant, il est possible de postuler que la lame d'eau annuelle précipitée (P) est uniforme et équivalente à la pluviométrie mesurée (559 et 393 mm respectivement en 1989 et 1990 - cf. supra). Le terme ET , qui est approximé selon 5 équations différentes, surestime l'évapotranspiration du site d'étude s'il est considéré uniforme sur toute la surface de ce bassin. Les lames évapotranspirées ainsi calculées sont telles (estimé mimimal = 507 mm) qu'il n'y a aucun excédant qui puisse ruisseler ou s'infiltrer. Cette difficulté est surmontée si l'on admet que la lame évapotranspirée varie avec le type de sol. Faute de mesure directe de l'évapotranspiration sur plusieurs sols, il est possible d'utiliser les profils d'humidité du sol réalisés sur trois sols granulométriquement différents en août 1989 et en janvier 1990 (figure 2.5) pour démontrer cette variabilité. On admettra que la différence entre le profil d'humidité de sol d'août et celui de janvier est due à l'évapotranspiration et à la percolation en profondeur. Cette différence sera appelée ET' et elle varie d'un site à l'autre. Près de l'axe du Lomona, dans un sol riche en argile, elle est de plus

de 500 mm, alors que dans des sols à granulométrie plus grossière elle n'excède pas 85 mm. Dans les sols grossiers, l'infiltration est favorisée, et l'eau s'écoule en profondeur se soustrayant ainsi à l'évapotranspiration, alors que le sol argileux, au contraire, maintient l'eau près de la surface du sol la rendant disponible à la reprise évaporatoire. Maintenant, si l'on compare les termes ET' obtenus pour chacun des trois sols et les lames évapotranspirées calculées par l'équation de Penman ajustée à l'aide du paramètre Budyko-Thornthwaite-Mather (βE_p) pour chacun de ces mêmes sols, il devient clair que cette formulation surestime l'évapotranspiration lorsque les sols sont pauvres en fractions fines. En effet, les lames calculés (βE_p) sont de 592 mm pour le sol argileux et de 518 et 470 mm pour les sols grossiers alors que ET' est de 537, 63 et 74 mm respectivement.

Pour estimer l'évapotranspiration, le bassin versant a donc été sommairement divisé en 3 aires représentant chacune un type de sol (figure 2.1b). Pour les sols cuirassés (type I), l'évapotranspiration annuelle est jugée négligeable ($ET_I = 0$), pour le sol de type II, l'évapotranspiration est approximée par la formule de Brutsaert et Stricker (1979) ($ET_{II} = E_b$) et pour le sol de type III l'équation de Penman ajustée par le paramètre β ($ET_{III} = \beta E_p$) est employée. Donc:

$$ET = \frac{1}{A_B} (ET_I A_I + ET_{II} A_{II} + ET_{III} A_{III})$$

où A est l'aire du type de sol concerné et B désigne la totalité du bassin versant. L'évapotranspiration ainsi calculée est de 274 mm pour 1989 et de 302 mm pour 1990. Ce qui représente respectivement ~49 et ~77 % de la pluviométrie annuelle. Ces estimés sont supérieurs à ceux avancés par Roose *et al.* (1983) au Burkina Faso.

Le dernier terme de l'équation de bilan, ruissellement (R) à l'exutoire du bassin ne peut être estimé que pour une brève période entre le 22 juillet et le 6 septembre 1990. La courbe de

tarage n'étant pas disponible, on a estimé les débits (Q) en utilisant la formule empirique proposée par Manning [*Clifford Boyer, 1964*]:

$$Q = (1,49/n) AR^{2/3} S^{1/2}$$

où n est le coefficient de Manning, A la section mouillée, R le rayon hydraulique et S le gradient de pente (ici d'environ 0,00248 entre Kobio et Dioga). La section mouillée (A) et le rayon hydraulique (R) sont des fonctions de la section trapézoïdale du canal qui dépend elle-même du niveau atteint par l'eau dans le kori (tableau 2.2). Les paramètres A et R ont été établis grâce au relevé de la section du kori à l'exutoire lors de la mise en place de l'échelle limnimétrique [*Guero et Girard, 1990*]. Le coefficient n pour le canal du Lomona pourrait varier entre 0,025 et 0,035 [*Albertson et Simons, 1964*]. Pour n = 0,025, la lame ruisselée durant la période de mesure est de 24,2 mm et pour n = 0,35 de 17,3 mm. Ces valeurs sont bien entendu des minimums, étant donné les lacunes des chroniques limnimétriques. Elles représentent respectivement ~15 et ~20 % de la pluviométrie de la période. La fraction maximale de la pluie qui ruisselle peut-être grossièrement estimée pour la même période à l'aide de l'équation de bilan. Durant la brève période considérée, la variation du stock d'eau du bassin est supposée nulle (S = 0), et il vient:

$$R = P - ET$$

L'évapotranspiration pour cette période (ET) est calculée par la formule dérivée au paragraphe précédent; la pluviométrie (P) est connue. L'évapotranspiration est de 87,9 mm et la pluviométrie de 118,1 mm ce qui laisse donc un ruissellement (R) de 30,2 mm correspondant à ~26 % des précipitations entre le 22 juillet et le 6 septembre 1990. Le ruissellement annuel se situerait alors entre un minimum d'environ 15 % un maximum de 26 % de la pluviométrie annuelle, en admettant que le minimum et le maximum obtenus sur la période de 47 jours en

1990 puissent être extrapolés à toute la saison des pluies. Ces lames ruisselées se comparent à celles déduites par Filippi *et al.* [1990] et Roose *et al.* [1983] pour des bassins versant du Burkina Faso.

Tous les termes de l'équation de bilan ayant été estimés, il est alors possible de calculer la variation du stock d'eau du bassin (ΔS). Puisque seul l'estimé du minimum et du maximum de la lame ruisselé est connu on procédera au calcul d'une variation minimale du stock (ΔS_{\min}) et d'une variation maximale (ΔS_{\max}):

$$\Delta S_{\min} = P - (ET + R_{\max})$$

$$\Delta S_{\max} = P - (ET + R_{\min})$$

en écrivant les termes ET et R comme des fractions de la pluviométrie, il vient pour 1989:

$$\Delta S_{\min} = P - (0,49P + 0,26P) = 0,25P = 142 \text{ mm}$$

$$\Delta S_{\max} = P - (0,49P + 0,15P) = 0,36P = 203 \text{ mm}$$

et pour 1990:

$$\Delta S_{\min} = P - (0,77P + 0,26P) = 0P = 0 \text{ mm}$$

$$\Delta S_{\max} = P - (0,77P + 0,15P) = 0,08P = 34 \text{ mm}$$

Ces recharges sont de l'ordre de grandeur de celles trouvées en climat aride ou semi aride par différentes méthodes; entre 0,065P et 0,08P, dans la partie sénégalaise du Sahel [Aranyossy, 1992], autour de 0,11P, à Chypre et en Lybie [Edmunds *et Walton*, 1978], et entre 0,18 et 0,45P, au Burkina Faso [Filippi *et al.*, 1990].

2.4.2. Chroniques de la nappe libre et mode de recharge

Les chroniques de la nappe phréatique livrent des informations sur le mode de recharge. En saison des pluies, la surface libre se relève et la nappe se recharge. Les cotes des niveaux statiques ont atteint des maximums vers la mi-septembre 1989 (en 1990, il n'y a pas eu de mesure du niveau statique, de juillet à novembre). La lame d'eau précipitée sur le bassin était de 0,45 m depuis le début des pluies de 1989, or le relèvement minimal noté était de 0,51 m (Dioga-Ofedes) et le maximal est de plus de 7 m (Kobio). La porosité de la nappe d'alluvions et colluvions étant supposée de 0,25 [Freeze et Cherry, 1979], les relèvements indiqués correspondent à des lames de 0,13 et 1,75 m respectivement. La percolation directe de la pluie ne pouvant, dans le second cas, expliquer cette recharge, trois hypothèses peuvent être considérées. La première, et sans doute la plus probable, fait intervenir l'effet d'emmagasinement des berges qui est fréquemment responsable du relèvement saisonnier de la surface libre [Freeze et Cherry, 1979]. Les alluvions bordant le Lomona pourraient à la fois stocker temporairement une fraction du flot et lui servir de vecteur d'écoulement [Mathews Castro et Hornberger, 1991]. Dans ce cas, la cote de la surface libre près du Lomona (puits de Kobio, Windioga et Dioga) serait contrôlée par la charge du cours d'eau. A une certaine distance du Kori cet effet se fait peu sentir (puits Dioga-Ofedes). La seconde hypothèse, implique un apport de la nappe de fracture [Grillot, 1992]. Le relevé des niveaux statiques aux sites des forages de Dioga (16267) et de Kobio (16268) est très incomplet. Cependant, l'allure des courbes y est similaire à celle de Guilinga à un léger déphasage près. En considérant les altitudes relatives des niveaux statiques, il est possible qu'un transfert de la nappe de fracture vers la nappe phréatique se produise (figure 2.8). Dans la dernière hypothèse, le stock hydrique du sol de 1989 serait "poussé" vers la nappe par l'arrivée de la pluie de 1990. Ces hypothèses seront discutées plus loin (2.4.4).

A la fin de la saison des pluies, le niveau de la surface libre baisse rapidement, comme il est possible de l'observer dans toutes les stations en 1990 (en 1989, la chronique est tronquée, mais on peut supposer qu'elle s'apparente à celle de 1990). Cette décrue est fort probablement due à l'effet d'emmagasinement des berges mentionné plus haut: à la mi octobre, le Lomona se vide définitivement; un abaissement rapide de la surface libre suit alors. Le déclin des niveaux statiques ne semble pas impliquer une alimentation nulle (absence de percolation à la nappe) lorsque l'on considère l'épisode de recharge de janvier-mars 1990 (figure 2.8). Outre ce phénomène d'emmagasinement par les berges, la chute des niveaux statiques est sans doute influencée par l'écoulement naturel dû au gradient hydraulique de la nappe et par l'évapotranspiration.

2.4.3. *Chroniques des niveaux statiques de la nappe de fracture*

Les chroniques des niveaux statiques de Guilinga et des forages 16267 de Dioga et 16268 de Kobio montrent toutes un patron saisonnier: des battements des niveaux statiques de plusieurs mètres sont enregistrés. Au sein d'un même ouvrage, les différences entre des niveaux statiques successifs impliquent un changement des conditions hydrostatiques. L'hydrogramme de Guilinga, qui ne souffre pas trop de lacunes, s'apparente à ceux observés pour la nappe phréatique, ce qui indiquerait une réponse des niveaux d'eau à la recharge. Alternativement, les variations des niveaux statiques dans cette nappe confinée ou semi-confinée pourraient être attribuables en partie à un changement de pression hydrostatique résultant d'une variation de l'humidité (Pluie-ET) en surface [van der Kamp et Maathuis, 1991]. Ces hypothèses sont discutées plus loin (2.4.5.)

2.4.4. Chroniques des teneurs en ^{18}O et mode de recharge de la nappe phréatique

A la crue de la nappe alluviale correspond une baisse rapide de la teneur en ^{18}O des eaux de Kobio, là où la chronique est la plus complète. Elle passe entre avril et juillet de -3,7 à -4,0 ‰ et de juillet à mi-août de -4,0 à -5,0 ‰. Les eaux de recharge sont donc plus appauvries que la pluie (-4,7 ‰). Les eaux qui percolent ont une composition isotopique de -5,2 à -5,3 ‰ (tableau 2.4), mais la nappe perchée n'était à la mi-juillet qu'à 1 mètre de profondeur. Ces eaux, qui ne peuvent alimenter directement la nappe alluviale à ce moment, contribuent sans doute à l'écoulement dans le cours d'eau principal [Turner et Macpherson, 1990].

Au paragraphe 2.4.2, trois hypothèses avaient été avancées pour expliquer les fluctuations de la nappe libre. Une d'elles, faisait intervenir le stock hydrique du sol. Cependant, celui-ci ne peut être invoqué pour expliquer la totalité de la recharge de la nappe. En effet, la teneur en ^{18}O de l'eau qui séjourne plusieurs mois dans le sol avant d'atteindre la surface libre tend à s'élever au-dessus de la teneur de la pluie [Allison et al., 1983a]. Or, la recharge est caractérisée par une composition isotopique plus appauvrie que celle de la pluie. Il n'est cependant pas exclu que le stock d'eau du sol participe à la recharge [Stewart et McDonnell, 1991].

Une autre hypothèse avancée au chapitre 2.4.2 impliquait l'alimentation de la nappe alluviale par les nappes de fractures, ce qui est peu probable; un apport hydrique depuis ces dernières devrait se traduire par une élévation des teneurs en ^{18}O , au contraire de ce que l'on observe. En effet, la composition isotopique moyenne de la nappe de fracture à Kobio et à Dioga est en règle générale plus élevée que celle de la nappe alluviale de ces mêmes localités. De plus, une augmentation de la teneur en oxygène dissous accompagne la recharge de la nappe alluviale, et les eaux profondes des fractures sont plus pauvres en O_2 dissous que les eaux de la nappe alluviale (tableau 2.2).

La recharge a donc comme caractéristiques d'être riche en O₂ dissous, d'être peu chargée (figure 2.12a) et appauvrie en ¹⁸O relativement à la pluie. L'hypothèse avancée au chapitre 2.4.2.; l'alimentation par les berges du kori principal peut expliquer la composition isotopique de la recharge (ce qui a été démontré, par ailleurs, en zone plus humide [McCarthy *et al.*, 1992]. En effet, dans la région étudiée, sous climat semi-aride, la pluie de juillet-août est en général plus appauvrie en ¹⁸O que les précipitations saisonnières [Dray *et al.*, 1978; IAEA, 1981b], propriété qui se vérifie pour les précipitations de Niamey en 1989. Les premières pluies de la saison sont en général les plus enrichies en ¹⁸O (figure 2.13) et sont aussi les plus susceptibles d'être reprises par l'évaporation puisque le sol est encore peu humecté lorsqu'elles tombent. Les fortes pluies, les plus promptes à ruisseller et à causer un écoulement dans le Lomona, sont en général les plus appauvries en isotopes lourds (figure 2.13) [Fontes, 1976]. Ainsi, l'eau qui s'écoule dans le Lomona possède les caractéristiques isotopiques et géochimiques de la recharge.

Après l'épisode de recharge à la fin de la saison des pluies, la décrue de la nappe s'amorce (figure 2.11). Simultanément, sa teneur en ¹⁸O commence à s'élever. Cet enrichissement progressif en isotopes lourds ne peut être imputé à une évaporation directe de la nappe. En effet, au toit de la nappe le flux ascendant dû à l'évapotranspiration se produit sans doute par capillarité et ne devrait s'accompagner d'aucun enrichissement isotopique notable de la nappe [Allison *et al.*, 1983b; Allison *et al.*, 1983a; Bariac *et al.*, 1991; Barnes *et Allison*, 1983; Fontes *et al.*, 1986]. L'enrichissement de la nappe reflète donc une alimentation par percolation d'eau évaporée, de la surface ou de la zone non-saturée, durant toute la saison sèche confirmant ce que l'épisode de recharge de janvier-mars, où les niveaux statiques se relèvent, laissait supposer.

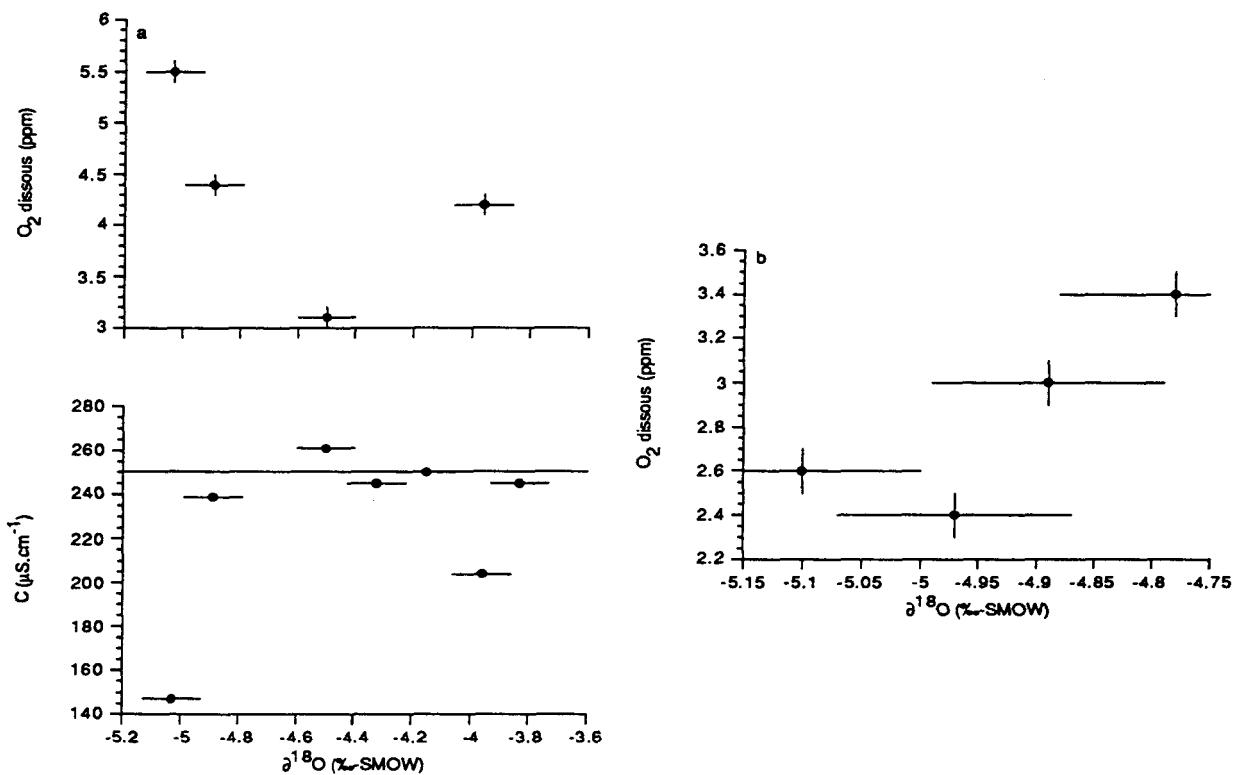


Figure 2.12. Caractéristiques de la recharge. a) nappe alluviale (Kobio): les deux graphiques superposés illustrent que la recharge est l'eau la plus appauvrie en ^{18}O , la moins minéralisée et la plus oxygénée. b) nappe de fracture (Guilinga): dans cette dernière une tendance à l'oxygénation avec l'accroissement des teneurs en ^{18}O est observée ce qui suggère que l'alimentation est plus enrichie en ^{18}O que la moyenne des eaux de la nappe en ce point.

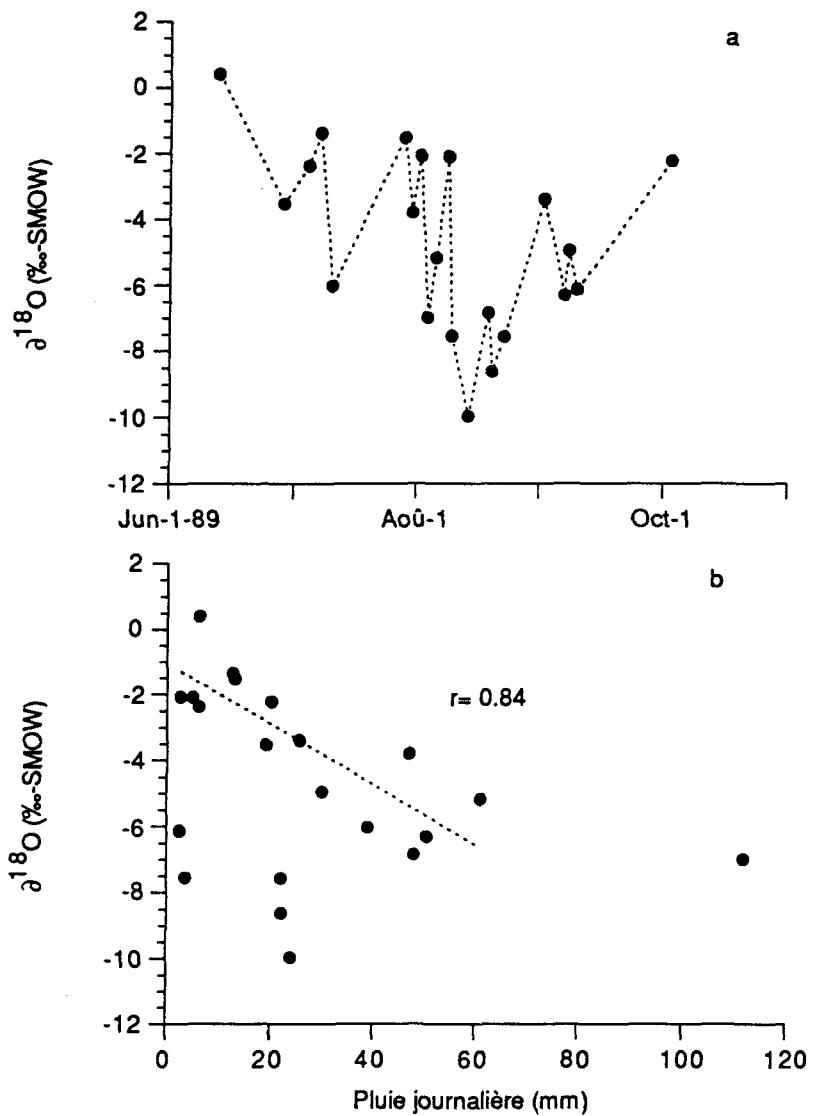


Figure 2.13. a) Chronique des teneurs en ^{18}O de la pluie de 1989 à Niamey. Les pluies appauvries ($\leq -6\text{ ‰}$), tombent durant les mois de juillet et août. b) Composition isotopique de la pluie en fonction de la lame précipitée journalièrement. En général, plus la pluie est abondante et plus elle est appauvrie en ^{18}O . Les pluies qui ne suivent pas cette relation sont toutes des pluies appauvries en isotopes lourds ($\leq -6\text{ ‰}$) et précipitées en juillet et août.

2.4.5. Continuité et recharge de la nappe de fracture.

Comparées aux battements des niveaux statiques, les fluctuations des teneurs en ^{18}O de la nappe de fracture (pour le puits de Guilinga) semblent indiquer qu'au relèvement de la nappe correspond un enrichissement en isotopes lourds (figures 2.11 et 2.14). Comme les variations dans le temps de la composition isotopique au sein de cette nappe impliquent fort probablement un transfert hydrique, l'augmentation parallèle des niveaux statiques et des compositions isotopiques indiquent un épisode de recharge, ce qui viendrait confirmer la première hypothèse émise au chapitre 2.4.3. La composition isotopique de cette recharge paraît enrichie en isotopes lourds comparativement à la teneur moyenne en ^{18}O des eaux de la nappe, en ce point. De même, la concentration en O_2 dissous suit la composition isotopique (figure 2.12b).

Les teneurs en ^{18}O de la nappe de fracture à Kobio (16268) et à Dioga (16267) sont différentes de celles de Guilinga, ce qui paraît impliquer une recharge d'origine distincte. A Dioga (forage 16267), elle serait imputable à des eaux à cachet évaporé, sans doute issues du Gouroubi, un affluent majeur du Niger, qui s'écoule proximité. A Kobio (forage 16268), elle proviendrait des eaux de pluies évaporées ou infiltrées depuis le Lomona. Cette analyse pourrait indiquer que la composition isotopique de chacun des forages reflète une masse d'eau isolée par un écran imperméable comme le suggèrent Ousmane *et al.* [1983].

Cependant, trois observations semblent impliquer que la continuité existe dans les formations aquifères le long de l'axe fracturé du Lomona. Premièrement, les teneurs moyennes en ^{18}O diminuent dans le sens présupposé de l'écoulement (figure 2.15 a). Ensuite, les eaux sont de plus en plus vieilles dans le même sens (figure 2.15 b). Finalement, de Dioga vers Guilinga, l'amplitude des variations temporelles en ^{18}O s'amenuisent (figure 2.11b).

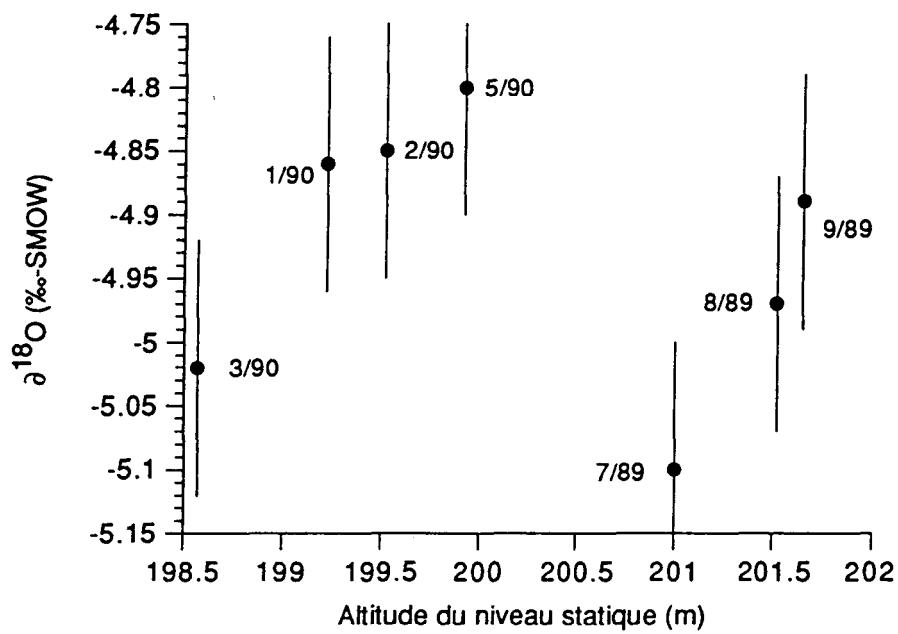


Figure 2.14. Composition isotopique en fonction du niveau statique à Guilinga. Il semble exister une tendance à l'enrichissement en isotopes lourds avec l'élévation des niveaux statiques, malgré l'erreur liée à chacune des mesures. L'enrichissement étant lié à l'alimentation de la nappe (figure 2.12), le relèvement de cette dernière correspond peut être à la recharge.

La première observation paraît impliquer un mélange progressif entre des eaux à fortes teneurs en ^{18}O et des eaux moins riches en isotopes lourds. L'eau de Dioga, dont la teneur en isotopes lourds est la plus élevée est aussi la moins âgée au regard des teneurs en ^{3}H . A l'opposé, l'eau de Guilinga est la plus âgée parmi celles du bassin versant et sa composition en ^{18}O est à mi-chemin entre celle de Dioga et celle donnée par Dray *et al.* [1978], pour les vieilles eaux de l'ouest nigérien (>6000 ans), qui est de $-7,35\text{ ‰}$. Il est alors possible de proposer qu'il n'existe qu'un système aquifère le long du réseau fracturé du Lomona. Celui-ci serait recharge dans le tronçon Dioga - Kobio; l'intersection du Lomona et du Gouroubi qui définit sans doute un noeud de fracture jouant un rôle prépondérant. A cet endroit, l'amplitude des variations isotopiques serait maximale, reflétant différents épisodes d'alimentation par l'eau des koris. Le signal isotopique de la recharge s'atténuerait ensuite dans le sens de l'écoulement en raison d'un mélange progressif avec la "vieille eau régionale" pour ne montrer qu'une faible amplitude à Guilinga. Toutefois, les caractéristiques de cette recharge seraient conservées, puisqu'au relèvement des niveaux statiques à Guilinga, correspond une eau plus riche en O_2 dissous et de composition isotopique plus élevée que celle associée aux bas niveaux.

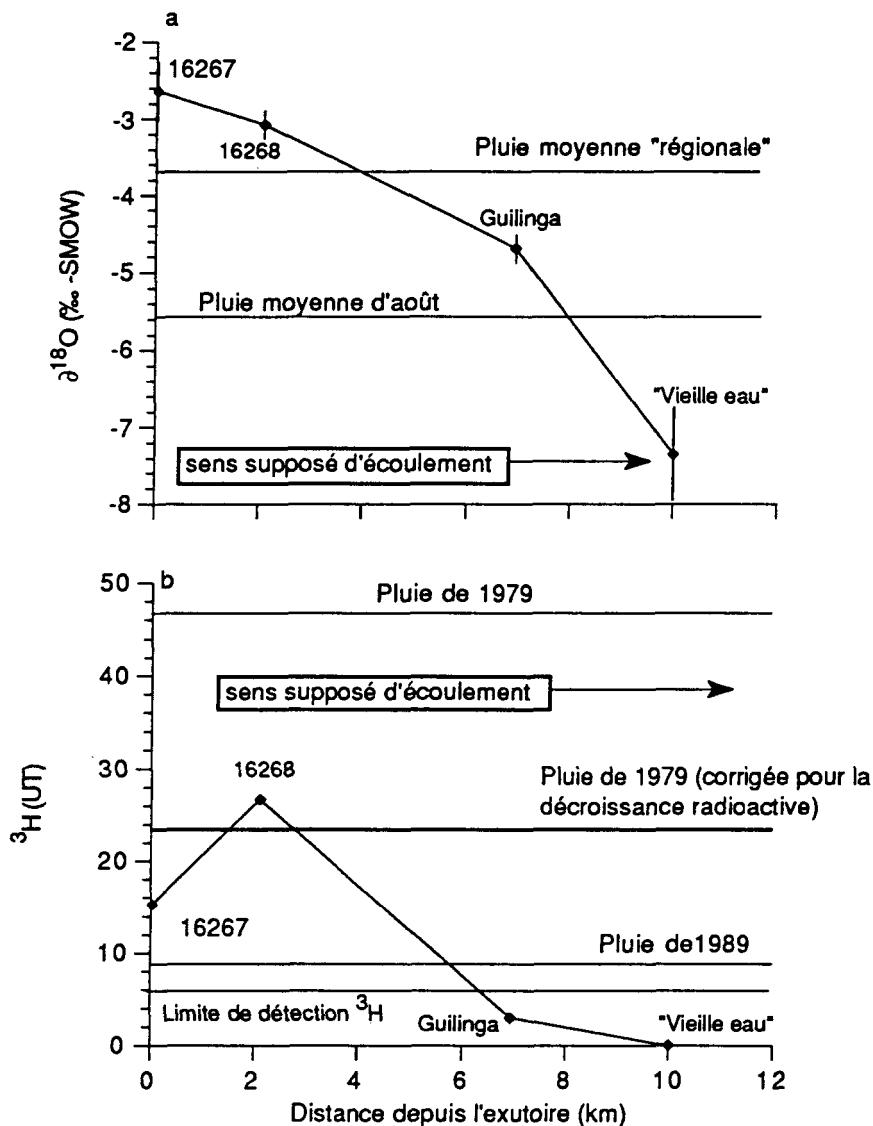


Figure 2.15 a) Variation de la composition en ${}^{18}\text{O}$ avec le sens présupposé de l'écoulement. Pluie "régionale" (-3,5‰), pluie d'août (-5,62‰) et vieille eau (-7,35‰) telles que définies par Dray et al., 1978. b) Variation de la teneur en ${}^3\text{H}$ avec l'écoulement. "vieille eau" correspond à celle définie par Dray et al., (1978) pour la région dont l'âge ≥ 6000 ans, impliquant que la teneur en ${}^3\text{H}$ est de 0 UT. Pluie de 1979 correspond à la teneur en ${}^3\text{H}$ (47,1) de la pluie annuelle de Bamako en 1979 [IAEA, 1986]. La teneur de la pluie de 1989 (8,9 UT) est celle de Guilinga (tableau 2.4.). Limite de détection du tritium = 6 UT. Les deux courbes suggèrent un mélange entre l'eau de recharge (16266) et la "vieille eau". "vieille eau" n'est donné sur cette figure que pour fin de comparaisons.

Conclusions

L'ensemble des données hydrologiques, hydrochimiques et isotopiques obtenues sur le bassin versant de Kobio conduit aux conclusions suivantes:

- L'eau disponible à la recharge, lors de la saison des pluies dépend directement de la pluviuosité de la saison en cours; elle varie de 0 à 36 % de la pluviométrie annuelle. Cette large fourchette doute due à l'incertitude qui pèse sur de nombreux termes du bilan hydrique. Soulignons aussi, que toutes les équations utilisées pour évaluer l'évapotranspiration la surestiment lorsque le sol est propice à l'infiltration (sol pauvre en particules fines). Il est donc essentiel de tenir compte de la nature du sol pour obtenir un estimé réaliste de l'évapotranspiration.
- Les fluctuations de la surface libre ont un caractère saisonnier et sont liées à l'écoulement dans les koris. L'amplitude du battement de la nappe près du cours d'eau principal du bassin ne semble pas due à la pluviométrie, qui ne peut expliquer les lames nécessaires au relèvement des niveaux statiques, mais plutôt à une recharge par les berges du Lomona. Ceci rejoint les conclusions d'Edmunds *et al.* [1992] au Soudan semi-aride. L'évolution de la composition en ^{18}O près du cours d'eau concorde avec cette explication et semble exclure la participation de la nappe de fracture à la recharge de la nappe alluviale. Elle met aussi en évidence une percolation continue, après la période des pluies, d'une eau de plus en plus enrichie en ^{18}O et donc évaporée, illustrant bien que la zone non saturée ne se déssèche pas complètement durant la longue saison sèche.

- Les fluctuations avec le temps des niveaux statiques des ouvrages qui exploitent la nappe de fracture laissent entrevoir qu'elles ont un caractère saisonnier. Cependant, des transferts de charge et non de flux pourraient-être responsables d'une partie de ces fluctuations. Les variations des teneurs en ^{18}O avec le niveau statique confirment des transferts hydriques. Ces variations indiquent une alimentation actuelle ce qui est attesté par la présence de tritium dans deux des trois ouvrages. L'absence de tritium dans le puits de Guilinga indique que: 1- l'alimentation est due à des eaux pré-1950 ou 2- que des eaux récentes se mélangent avec un réservoir important d'eaux anciennes. Cette distribution du tritium pourrait indiquer que les zones de recharge préférentielles sont dans le voisinage des noeuds de fracture et que les eaux souterraines s'écoulent dans les fractures à partir de ces points. Les zones de recharge sont caractérisées par des variations temporelles significatives des teneurs en ^{18}O indiquant des eaux peu mélangées et un écoulement par effet "piston". Les zones distales ne montrent que de très faibles variations en isotopes lourds impliquant un effet d'homogénéisation à mesure que les eaux s'éloignent du point de recharge. Dans le bassin versant de Kobio, la piézométrie de la nappe de fracture semble confirmer cette hypothèse.

**L'IDENTIFICATION DE L'ORIGINE DE LA POLLUTION NITRATÉE DE
L'AQUIFÈRE DE NIAMEY**

3. L'IDENTIFICATION DE L'ORIGINE DE LA POLLUTION NITRATÉE DE L'AQUIFÈRE DE NIAMEY

Introduction

C'est à la faveur de l'exode rural dû à la sécheresse de 1984-85 que la pollution de la nappe du socle de Niamey par les nitrates est devenue apparente. En effet, pour subvenir aux besoins en eau des populations qui affluaient à Niamey, les autorités nigériennes ont fait exécuter un programme d'hydraulique d'urgence (PUN). Cent dix forages destinés à capter l'eau des fractures du socle ont été réalisés dans le but de pallier un éventuel assèchement du fleuve Niger. Hélas, dans environ 20% de ces forages, les analyses chimiques ont démontré que les teneurs en nitrates excèdent la norme de potabilité de l'OMS [OMS, 1972] qui est de 50 mg.l⁻¹ (0,8 méq.l⁻¹) [Bernert *et al.*, 1985]. Ce type de pollution est assez fréquent dans les régions de socle africain. Elle a été rencontrée ailleurs au Niger [Ousmane, 1989; Vaufreydaz, 1986], dans les autres pays du Sahel [Groen *et al.*, 1988; Langenegger, 1988], en Côte d'Ivoire [Faillat et Rambaud, 1988] et en Afrique australe [Heaton, 1984]. En milieu urbain, le problème devient particulièrement aigu car chaque forage dessert un très grand nombre d'utilisateurs. Un ouvrage abandonné parce qu'il est pollué signifie que les populations vivant à sa proximité perdent un accès direct à un point d'eau, sans compter que cela représente une perte économique de plusieurs milliers de dollars pour un état peu fortuné. Alternativement, si un forage pollué reste en service, les habitants exposent alors leur santé, particulièrement celle des enfants. L'eau polluée par les nitrates est responsable du syndrome des "blue babies" (une asphyxie des nourrissons) et pourrait causer certaines formes de cancer [Magee et Barnes, 1956]. A Niamey, les deux situations se rencontrent. Un forage extrêmement pollué - plus de 900 mg.l⁻¹ - a été bétonné dans un populeux quartier

péphérique. Un autre moins pollué - 250 mg.l⁻¹ - est encore en service dans le même quartier et les utilisateurs s'opposent à sa fermeture.

Un premier pas vers l'amélioration de cette situation est d'identifier correctement l'origine de la pollution. Il est possible de déterminer la source des nitrates dans les eaux contaminées par l'étude de la composition isotopique de l'azote [Heaton, 1986; Hübner, 1986; Letolle, 1980]. La méthode est simple, elle repose sur le postulat suivant: la composition isotopique de l'azote du contaminant reflète celle de la source. Cela est vrai si l'on peut démontrer que la teneur en azote-15 de la source n'a pas été modifiée par une évaporation ammoniacale [Kreitler, 1975; Kreitler, 1979; Mariotti et Letolle, 1977], par la dénitrification [Fustec et al., 1991; Mariotti, 1986; Smith et al., 1991], ou enfin par le mélange de plusieurs sources de nitrates et des phénomènes d'adsorption sur des oxysols [Hübner, 1986]. L'évaporation ammoniacale se produit lors de la fermentation de la matière organique; une partie de l'ammoniac produit est perdue vers l'atmosphère ce qui a pour conséquence d'enrichir le produit résiduel en azote lourd. La dénitrification est possible lorsque les eaux contaminées s'écoulent dans des zones réduites ou à faible teneur en oxygène. Certaines bactéries métabolisent alors le nitrate, ce qui a pour effet de réduire les teneurs en nitrates tout en augmentant leurs teneurs en azote-15 [Mariotti, 1982]. La concentration et la composition isotopique du nitrate contaminant peuvent également être le produit d'un mélange d'eaux dont les teneurs en nitrates et compositions isotopiques diffèrent. La signature isotopique du nitrate reflètera, dans un tel cas, les proportions du mélange. Enfin, il est possible que lors de la percolation des eaux polluées à travers les sols latéritiques, omniprésents dans la région, l'azote lourd s'adsorbe préférentiellement sur les fractions argileuses ou les oxi-hydroxides avec pour conséquence une diminution du rapport $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ du contaminant.

En dépit de ces problèmes interprétatifs, l'abondance naturelle en ^{15}N reste le meilleur outil pour déterminer l'origine des contaminants nitratés. En Afrique cette technique a déjà été

utilisée à notre connaissance par Heaton [*Heaton, 1984; Heaton et al., 1983*], dans la partie sud du continent, et par Faillat [1990], en Côte d'Ivoire. C'est pourquoi nous avons entrepris l'étude des teneurs en ^{15}N des nitrates contaminants et des sources éventuelles de la pollution dans la nappe aquifère alimentant les quartiers périphériques de la ville de Niamey. Comme l'interprétation correcte de telles données isotopiques repose sur une bonne connaissance de l'hydrogéologie, nous les avons assorties d'une étude d'hydrochimie isotopique classique (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C , ^{14}C) de la nappe. Une attention particulière a été accordée à la zone contaminée par les nitrates, pour tenter d'y préciser autant que possible les modes de recharge et les mécanismes d'écoulement. La première partie de ce chapitre est consacrée à une revue des connaissances déjà acquises au sujet de l'aquifère de Niamey et à la présentation des hypothèses retenues pour expliquer la contamination par les nitrates. La détermination de la source de la pollution nitratée à partir des approches isotopiques sera discutée par la suite.

3.1. Présentation de l'aquifère de Niamey et sources potentielles de pollution nitratée

L'hydrogéologie de l'aquifère du socle fracturé de Niamey a été étudiée principalement par Bernert *et al.* [1985] et par Joseph et Ousmane [1988]. Leurs conclusions complétées de nos observations constitueront la base du présent chapitre.

3.1.1. Localisation, hydrographie, pluviométrie, topographie et géologie de la zone d'étude

L'"aquifère de Niamey" est une désignation purement géographique; ses limites sont à peu de choses près fixées par la distribution des forages du Programme Urgence Niamey - PUN - [Bernert *et al.*, 1985] (figure 3.1). La zone que nous avons étudiée comprend ainsi la ville de Niamey et sa banlieue; elle couvre une superficie d'environ 45 km². Cette région connaît un climat qui ne comporte qu'une seule saison des pluies, allant de juin à octobre. La pluviométrie moyenne annuelle oscille entre 350 et 750 mm [Joseph et Ousmane, 1988a] autour d'une moyenne d'environ 600 mm par an [Machens, 1973]. L'évapotranspiration-Penmann s'établit à environ 2000 mm par an et un bilan pluviométrique favorable à l'infiltration n'existe qu'en juillet et août.

La ville de Niamey est au centre de cette région. Les forages du PUN se situent dans la ville même et dans les quartiers périphériques: Saga, Gaweye, Lamorde...Ceux-ci bordent le fleuve Niger, qui traverse la région du NW vers le SE. Le fleuve est le seul cours d'eau permanent du secteur étudié. Durant la saison des pluies, il est alimenté, pour ce qui concerne la zone d'étude, par le ruissellement direct et quelques affluents temporaires, dont le plus important est le Gounti-Yéna.

Sur la rive nord du fleuve, un plateau s'élève à une altitude moyenne de 205 mètres. La rive sud est occupée par une plaine de 180 mètres d'altitude moyenne. En zone de plateau, le Continental Terminal (CT) coiffe le socle birimien et l'ensemble est recouvert par quelques

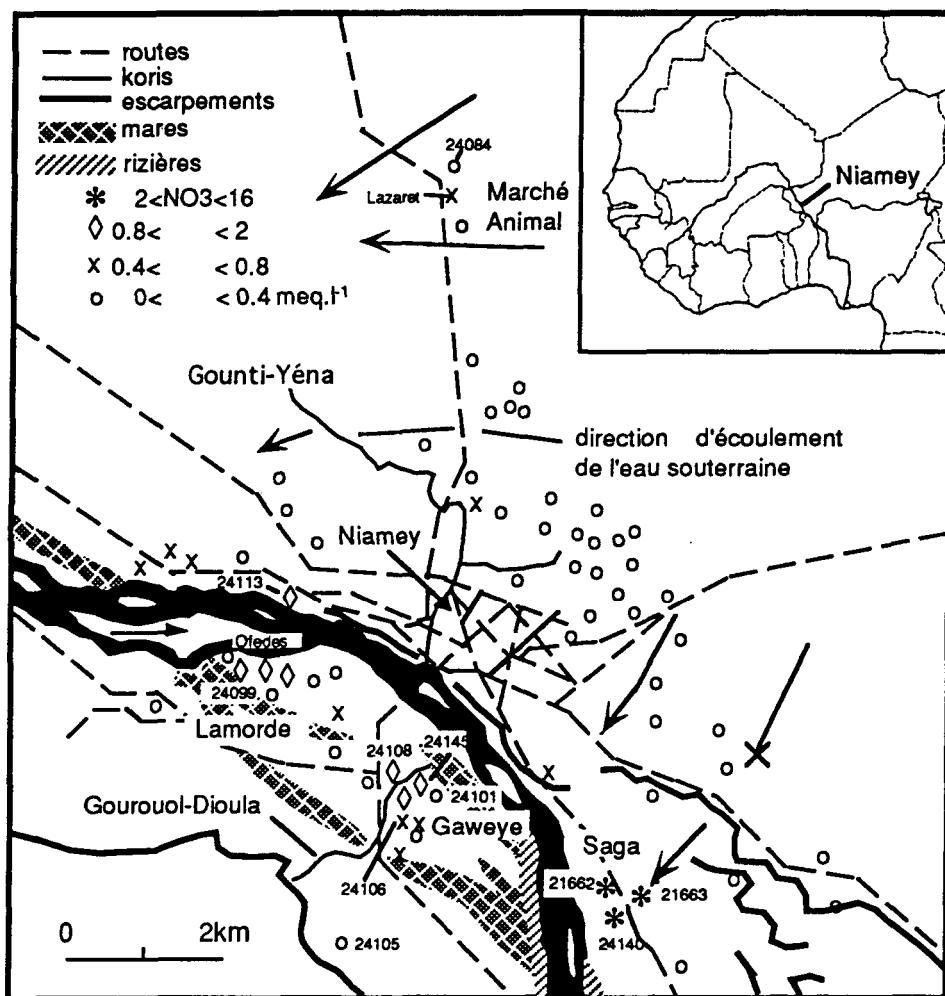


Figure 3.1. Carte de Niamey et de ses environs. La capitale occupe l'aire où le réseau routier est le plus dense. Les quartiers dont il est question dans le texte sont situés de chaque côté du fleuve Niger (en noir). Les grandes flèches au nord du fleuve montrent les directions d'écoulement de la nappe de plateau. La plaine du fleuve s'étend entre les escarpements de part et d'autre du fleuve et les directions d'écoulement y sont indéterminées. (○, x, ♦, *) indiquent les forages du programme PUN de 1984-85. Les niveaux de pollution de chacun des ouvrages sont donnés ainsi que la localisation des forages qui sont cités dans le texte (modifié de Joseph & Ousmane, 1988).

dunes et terrasses récentes. Les sédiments qui reposent sur le socle sain ou altéré atteignent généralement 30 mètres d'épaisseur. Dans la plaine, des sables alluvionnaires récents reposent directement sur le socle ou sur l'arène granitique, parfois sur une couche d'argile peu épaisse produite par l'altération du socle ou déposée par le fleuve. Cette couverture sédimentaire ne dépasse guère 15 mètres d'épaisseur. Pour la description des unités géologiques, CT et socle, on voudra bien se reporter au chapitre 1.

3.1.2. *Hydrogéologie*

Comme nous l'avons mentionné plus haut, l'aquifère étudié est délimité par les captages du PUN. En 1990, 40% des 110 forages originaux étaient hors service ou à l'abandon. Ces forages sollicitent les fractures du socle sain ou altéré. Chaque forage capte de 1 à 6 fractures qui sont séparées les unes des autres par un écran de socle. Les transmissivités obtenues dans ces forages varient entre 10^{-5} et $10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et les débits spécifiques entre 10^{-2} et $20 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ [Bernert *et al.*, 1985]. Au sein d'un même forage on remarque d'importantes variations de débit et de transmissivité d'une fracture à l'autre [Joseph *et Girard*, 1990]. La formation aquifère se limite au réseau fracturé comme en témoigne la présence de forages totalement secs à proximité de forages exploitables.

La répartition des niveaux piézométriques observés dans les forages semble indiquer la présence de deux nappes distinctes. La première, perchée d'une vingtaine de mètres par rapport au niveau du fleuve (176-180 m), correspond au plateau de la rive nord de ce dernier. La surface piézométrique de cette nappe épouse à peu près la topographie du plateau et indique un écoulement vers le fleuve. La seconde, qui occupe les bas fonds, se situe sous la cote des 180 mètres. La surface piézométrique ne paraît pas continue, ce qui n'est peut-être qu'une expression de la nature discontinue du milieu. Joseph et Ousmane [1988] indiquent que la partie nord de cette nappe est en continuité hydraulique avec la nappe du plateau; elle

serait alimentée par cette dernière et par les eaux du fleuve. Sur la rive sud cette nappe serait séparée du fleuve et de la nappe du plateau par une barrière étanche dont l'étendue est inconnue [Joseph et Ousmane, 1988a].

3.1.3. *Hydrogéochimie*

Le pH des eaux de l'aquifère de Niamey varie de 6 à 8, la température de 31 à 32 °C, conditions qui sont fréquemment observées en zone sahélienne [Joseph et Ousmane, 1988a]. Les conductivités s'établissent généralement autour de $300 \mu\text{Siemens.cm}^{-1}$, sauf lorsque les forages sont pollués par des sulfates et des nitrates. Elles atteignent alors plus de $2500 \mu\text{Siemens.cm}^{-1}$.

Les eaux appartiennent au faciès bicarbonaté mixte (figure 3.7), légèrement calcique. Selon Joseph et Ousmane [1988], le calcium (teneur moyenne: $3,0 \text{ méq.l}^{-1}$), qui peut atteindre des teneurs de 13 méq.l^{-1} , et les autres cations (Na^+ : 2, K^+ : 0,14, Mg^{++} : 3 méq.l^{-1}) tirent leur origine de l'hydrolyse des feldspaths et des phyllosilicates du socle. Dans la plupart des cas le bicarbonate est l'ion le plus abondant ($4,58 \text{ méq.l}^{-1}$) et sa concentration serait contrôlée par la pression partielle du CO_2 biogénique. Il existe une bonne corrélation entre cet ion et la conductivité, sauf pour les forages pollués en sulfates et en nitrates, ce qui indique la participation des bicarbonates à la gestion de l'hydrolyse des feldspaths. Les chlorures ($0,76 \text{ méq.l}^{-1}$) proviennent de la pluie et des excréments. Les sulfates ($1,42 \text{ méq.l}^{-1}$), qui peuvent atteindre 20 méq.l^{-1} proviennent probablement de l'oxydation de la pyrite et de la décomposition de la matière organique [Joseph et Ousmane, 1988a]. Les nitrates ($0,81 \text{ méq.l}^{-1}$, en moyenne) dont les concentrations dépassent parfois 15 méq.l^{-1} sont traités au chapitre suivant.

3.1.4. Sources éventuelles de la pollution nitratée

Tous les ouvrages pollués se rencontrent dans la nappe de plaine et sont implantés dans des granites du socle. Ils sont en général situés non loin des rives du fleuve Niger. Depuis la mise en évidence de la pollution par le PUN les concentrations en nitrate sont en constante évolution. En général, elles diminuent dans le temps, mais pour un certain nombre d'ouvrages situés dans les quartiers périphériques de Saga (où les teneurs dépassent 11 meq.l⁻¹) et Gaweye (4,5 meq.l⁻¹), elles sont restées stables ou ont augmenté.

Les hypothèses suivantes peuvent être envisagées quant à l'origine des nitrates. Premièrement, depuis une trentaine d'années l'aire urbanisée ou cultivée en mil et sorgho (les principales cultures locales et base de l'alimentation) s'est dramatiquement accrue au détriment de la savane arbustive originelle. La déforestation en libérant l'azote retenu par le réseau racinaire pourrait être responsable de la pollution nitratée. Cette explication a été envisagée par Faillat [1990] pour expliquer la contamination par les nitrates des aquifères ivoiriens. En second lieu, comme les ouvrages pollués sont situés près des rizières qui bordent le fleuve, il est possible d'incriminer les fertilisants utilisés pour la culture du riz. Ailleurs dans le monde ceux-ci ont souvent été reconnus comme la source de contamination azotée [Mariotti et Letolle, 1977; Mariotti et al., 1975]. Groen et al. [1988] considèrent que les latrines sont principalement responsables de la pollution dans les villages du nord burkinabé. À Niamey, avec la croissance brutale de la population due à l'exode rural, les quartiers périphériques ne possèdent qu'un réseau d'égout embryonnaire. Les populations de ces quartiers, comptant plusieurs milliers d'habitants, construisent des fosses d'aisance pour pallier cette situation, ce qui pourrait menacer la salubrité des eaux souterraines. Ensuite, les excréments animaux ont déjà été reconnus responsables, en Afrique [Heaton, 1984; Heaton et al., 1983] et ailleurs [Kreitler, 1979; Kreitler et Browning, 1983], de la pollution d'eaux souterraines. A Niamey, les animaux domestiques, chèvres, moutons et boeufs, circulent

dans toute la ville et, dans des endroits comme les marchés animaux, d'importantes concentrations d'excréments s'accumulent. Enfin, Martin et Thierry [1986] et Molinier [1976] suggèrent que la pluie pourrait contribuer à la pollution en nitrate des aquifères côtiers de Côte d'Ivoire. Cependant les teneurs en nitrate des pluies de Niamey sont inférieures d'un ordre de grandeur aux pluies ivoiriennes [Joseph et Girard, 1990; Karbo, 1989].

3.2. Acquisition des données

3.2.1. *Banques de données déjà existantes*

Une partie des données qui seront traitées ici proviennent de banques cumulées par différents organismes et individus. Une grande partie des données hydrochimiques et la totalité des informations concernant les niveaux statiques dans les forages du B.R.G.M. de 1984-85 proviennent du PUN [Bernert et al., 1985] et du Ministère de l'Hydraulique du Niger. A. Joseph et B. Ousmane, alors professeurs au département de géologie de l'Université de Niamey ont également collecté des données hydrochimiques entre 1984 et 1986. Enfin, A. Joseph a établi un suivi isotopique (^{18}O - ^2H) de 75 forages du PUN et des précipitations, en 1982 et 1985; il a aussi établi une chronique isotopique des eaux du fleuve Niger, à Niamey, et recueilli quelques teneurs en ^{15}N de nitrates. L'ensemble de ces informations paraît dans un article [Joseph et Ousmane, 1988a] ou un rapport présenté au Ministère de l'Hydraulique du Niger [Joseph et Girard, 1990]. On y aura recours, ici, aux fins de discussion.

3.2.2. *Campagnes d'échantillonnages*

Vis à vis de cette imposante masse de données, nous nous sommes plutôt cantonné pour ce qui concerne les données hydrochimiques et isotopiques régionales à une seule campagne d'échantillonnage et d'analyse de l'ensemble des forages du PUN encore en service au début

1989 afin de vérifier que les compositions chimiques et isotopiques de l'aquifère étaient restées stables depuis 1985. Les paramètres physico-chimiques, incluant les concentrations en oxygène dissous qui n'avaient jamais été réalisées, les teneurs en éléments majeurs et en ^{18}O , ont été déterminés. Nous avons également effectué un prélèvement de chaque événement pluvieux et de la pluie totale de la saison 1989 sur le site de l'Université de Niamey aux fins d'analyses des teneurs ^{18}O et ^2H .

L'attention a surtout été accordée aux forages pollués par les nitrates ainsi qu'aux sources éventuelles de cette pollution. C'est dans ce but que des prélèvements mensuels dans 6 forages contaminés (les numéros IRH 21662, 21663, 24099, 24108, 24140 et 24145) ont été réalisés entre août 1988 et avril 1990. Entre juin 1989 et avril 1990, trois nouveaux points d'eau (IRH 24084, Lazaret, Ofedes)- non pollués - ont été ajoutés à cette liste à titre comparatif (figure 3.1). Pour chaque prélèvement les paramètres physico-chimiques, les éléments majeurs et les teneurs ^{18}O de l'eau et ^{15}N des nitrates ont été mesurés. Le prélèvement des sources potentielles de pollution nitratée a été fait entre janvier et avril 1990. Les sources suivantes ont été prélevées aux fins d'analyse isotopique de l'azote total:

- déchets végétaux (mil et sorgho) dans les champs
- fumier: au marché animal et dans les champs
- excréments humains des latrines
- sols: des rizières, des mares, sous les décharges en plein air, dans les champs et dans les enclos à bêtes du marché animal
- fertilisants utilisés pour la culture du riz (NPK 15-15-15 et billes d'urée)

Enfin, lors d'une campagne complémentaire en décembre 1990, les forages contaminés et deux forages sains ont été rééchantillonnés, aux fins d'analyse des teneurs en ^{14}C , ^{13}C du carbone inorganique total et ^3H de l'eau.

3.2.3. Méthodes de prélèvements et d'analyses.

Chaque événement pluvieux a été collecté immédiatement après la pluie grâce à un pluviomètre à lecture directe dans lequel quelques millilitres (ml) d'huile légère avaient préalablement été ajoutés. Les deux phases ont ensuite été séparées et l'eau de pluie recueillie dans un flacon approprié. Pour ce qui concerne le prélèvement de l'eau des forages et de la pluie de la saison 1989 ainsi que les protocoles de mesures et d'analyses des paramètres physico-chimiques, des concentrations en éléments majeurs et des teneurs en ^{18}O , ^2H et ^3H on voudra bien se reporter au chapitre 2. Les précipités de BaCO_3 , aux fins de déterminations ^{14}C , ont été réalisés *in situ* selon la méthode de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique. Les teneurs en ^{13}C sont mesurées selon la technique de routine au GEOTOP. L'activité ^{14}C est obtenue par scintillation liquide (benzène) à partir du précipité de BaCO_3 recueilli sur le terrain [Noakes *et al.*, 1967]. Les teneurs en ^{13}C sont données en référence au PDB. Les activités ^{14}C sont notées en % (pour cent de carbone moderne).

Les eaux destinées à l'analyse du ^{15}N des nitrates ont été filtrées (0,45 μm) et stérilisées avec du chlorure mercurique (HgCl_2) lors du prélèvement puis conservées, à Niamey, à la température ambiante ou, lorsque possible, au réfrigérateur. Par la suite, elles ont été conservées à 4 °C, à Montréal, avant analyse. Le protocole utilisé pour transformer le nitrate en azote gazeux est un hybride de ceux décrits par Mariotti [1982] et Macko [1981]. Les détails sont donnés en annexe. Les solides prélevés aux fins d'analyse isotopique de l'azote total ont été séchés à l'air libre, ensuite réduits en poudre et finalement congelés dans des boites de conserve au laboratoire de la faculté d'agronomie de l'université de Niamey. A

Montréal, les échantillons ont été irradiés de façon à les stériliser, puis conservés à 4 °C avant analyse. Le protocole suivi par Macko [1981] pour obtenir l'azote gazeux a été observé. Le gaz obtenu a enfin été analysé pour déterminer les teneurs en ^{15}N sur un spectromètre de masse de type VG-Micromass 602 ou VG Sira-12. La reproductibilité analytique totale estimée par l'écart-type calculé sur 20 résultats obtenus à partir d'un même échantillon est de 0,2 ‰ en unité δ .

3.3. Résultats

3.3.1. Sources potentielles de la recharge de l'aquifère.

3.3.1.1. La pluie

Les analyses des isotopes stables des pluies de 1982 et 1985 réalisées par Joseph [Joseph et Girard, 1990] ont livré une droite "locale" des eaux météoriques d'équation:

$$\delta^2\text{H} = +7,8\delta^{18}\text{O} + 13,2.$$

L'équation de la droite obtenue à partir des pluies de 1989 est:

$$\delta^2\text{H} = +8,4\delta^{18}\text{O} + 17,6.$$

Les pentes de ces droites n'étant pas très éloignées de 8, les pluies locales peuvent donc être décrites, en première approximation, par l'équation de la droite mondiale des eaux météoriques comme le suggèrent les traitements statistiques de la composition isotopique de la pluie de la station de Bamako [IAEA, 1981b; Ousmane et al., 1983].

La moyenne pondérée des teneurs en ^{18}O des pluies de la saison 1989 est de -5,5 ‰; elle est identique à la valeur de $-5,6 \pm 0,1$ ‰ obtenue sur la pluie totale de la saison. Ces valeurs se comparent avec celles obtenues à l'échelle régionale [Dray et al., 1978]. Les pluies présentent une bonne corrélation inverse entre la hauteur des lames d'eau précipitées et les teneurs en ^{18}O (figure 3.2) si l'on fait exception des faibles pluies pauvres en ^{18}O qui tombent toutes au mois d'août [Fontes, 1976]. Enfin, les pluies de début de saison et de fin

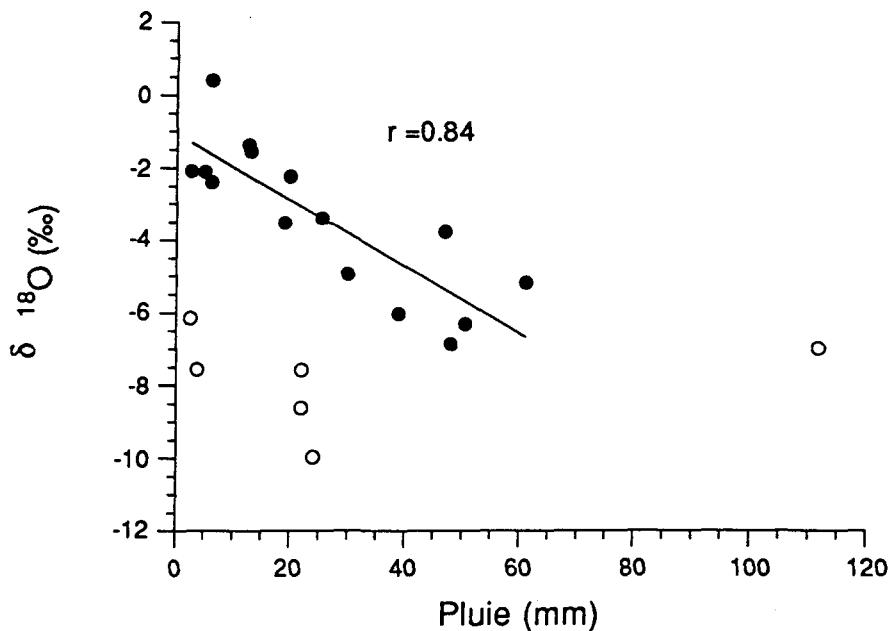


Figure 3.2. Relation entre la pluviométrie de la saison 1989 et la teneur en ^{18}O des eaux de pluie. Chacun des points (blancs ou noirs) représente un événement pluvieux. Le coefficient de corrélation ne s'applique qu'aux points noirs. En général les pluies les plus fortes sont aussi les plus appauvries. Les pluies qui ne suivent pas cette relation (les points blancs) tombent toutes aux mois de juillet et août. Les pluies inférieures à 30 mm et -6 ‰ représentent un peu plus de 10 % de la pluviométrie de 1989.

de saison sont les plus riches en ^{18}O comparativement aux teneurs moyennes, ce qui suggère, en considérant que ce sont aussi les plus riches en sels [Karbo, 1989], qu'elles sont évaporées.

3.3.1.2. Le fleuve Niger

Les variations annuelles du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ du Niger sont liées au débit du fleuve (figure 3.3). Les eaux obéissent à une équation d'évaporation:

$$\delta^2\text{H} = +5,2\delta^{18}\text{O} - 3,1 \text{ (pour l'année 1984)}$$

et fluctuèrent de 1984 à 1987 entre -4 à +8 ‰ pour les teneurs en ^{18}O et entre -30 à +30 ‰ pour celles du deutérium. La composition isotopique de l'oxygène-18 pondérée du débit des eaux du fleuve, pour cette période, est de -0,7 ‰ [Joseph et Girard, 1990].

3.3.2. L'aquifère de Niamey

3.3.2.1. Isotopes de l'eau (^{18}O , ^2H , ^3H) et du carbone inorganique total dissous (^{13}C , ^{14}C)

Les données $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ obtenues par Joseph [Joseph et Girard, 1990] et par l'auteur lors de la campagne de février 1989 sur les eaux des nappes de la plaine et du plateau sont reportées sur le graphique de la figure 3.4 (tableau 3.1). Les eaux du plateau définissent une droite similaire de la droite mondiale des eaux météoriques, alors que les eaux de plaine sont mieux représentées par une droite d'évaporation de pente 4.

Lorsque les résultats d'analyse de l'oxygène-18 de toutes les campagnes réalisées sur l'ensemble des forages du PUN sont reportés sur une carte, cette distinction entre les nappes du plateau et de la plaine se confirme (figure 3.5). Dans cette dernière, les teneurs en ^{18}O varient de -3 à +1 ‰ alors que, dans la nappe du plateau, la composition isotopique s'étale de -6 à -3 ‰. En général, plus on s'éloigne du fleuve et plus les teneurs en isotopes lourds s'abaissent.

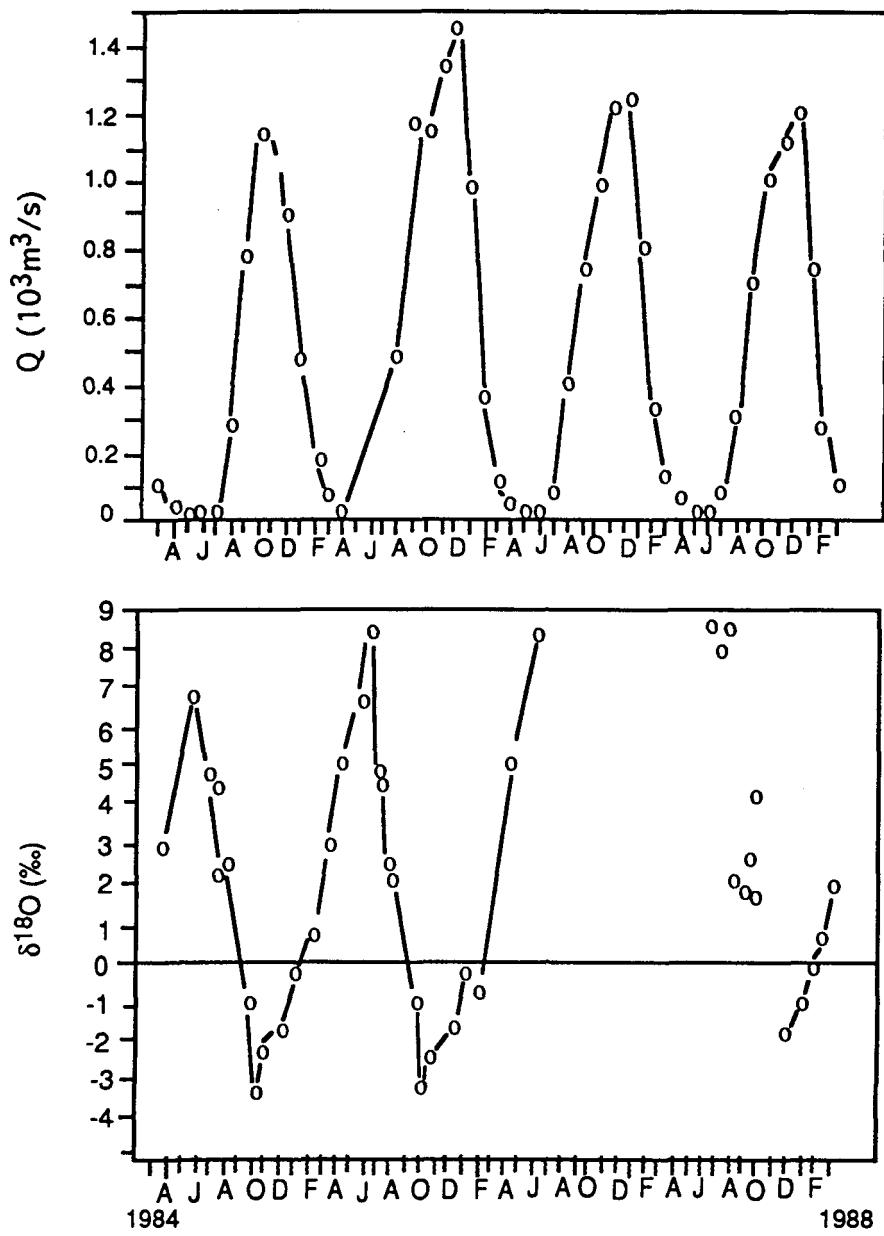


Figure 3.3. Chronique des débits (en haut) et de la composition isotopique ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) du fleuve Niger (en bas) à Niamey. La courbe sinuosaïdale des teneurs en ^{18}O reflète la courbe des débits. En basses eaux les eaux du fleuve sont évaporées et peuvent atteindre des teneurs en ^{18}O supérieures à +8 ‰. En période de crue les eaux sont appauvries par l'apport météorique et tendent vers la signature isotopique de la pluie (tiré de Joseph et Girard, 1990).

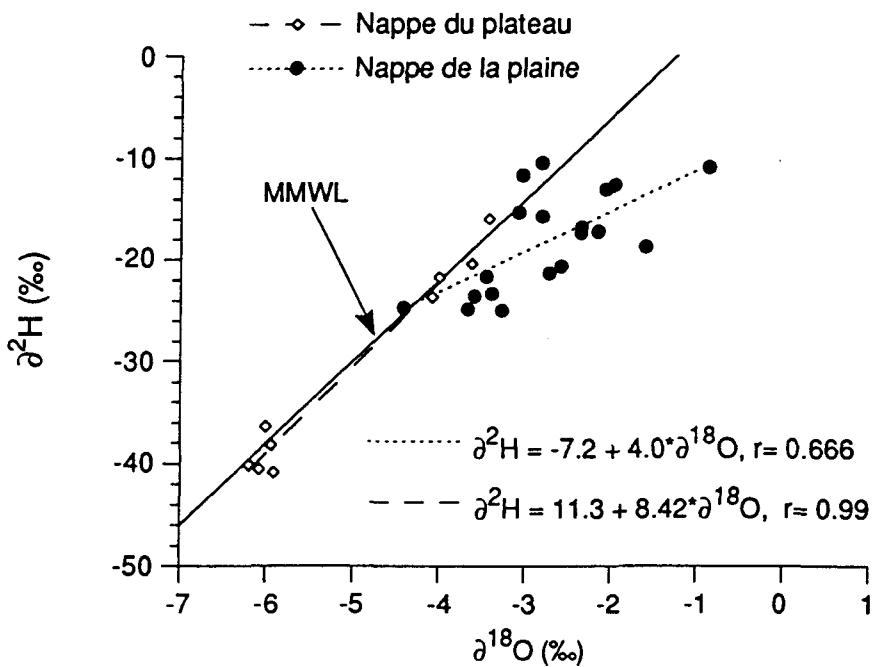


Figure 3.4. Composition isotopique des eaux de l'aquifère de Niamey. MMWL désigne la ligne mondiale des eaux météoriques. La nappe de la plaine provient principalement des eaux météoriques évaporées. La nappe de plateau est alimentée par la percolation directe de la pluie sans reprise évaporatoire.

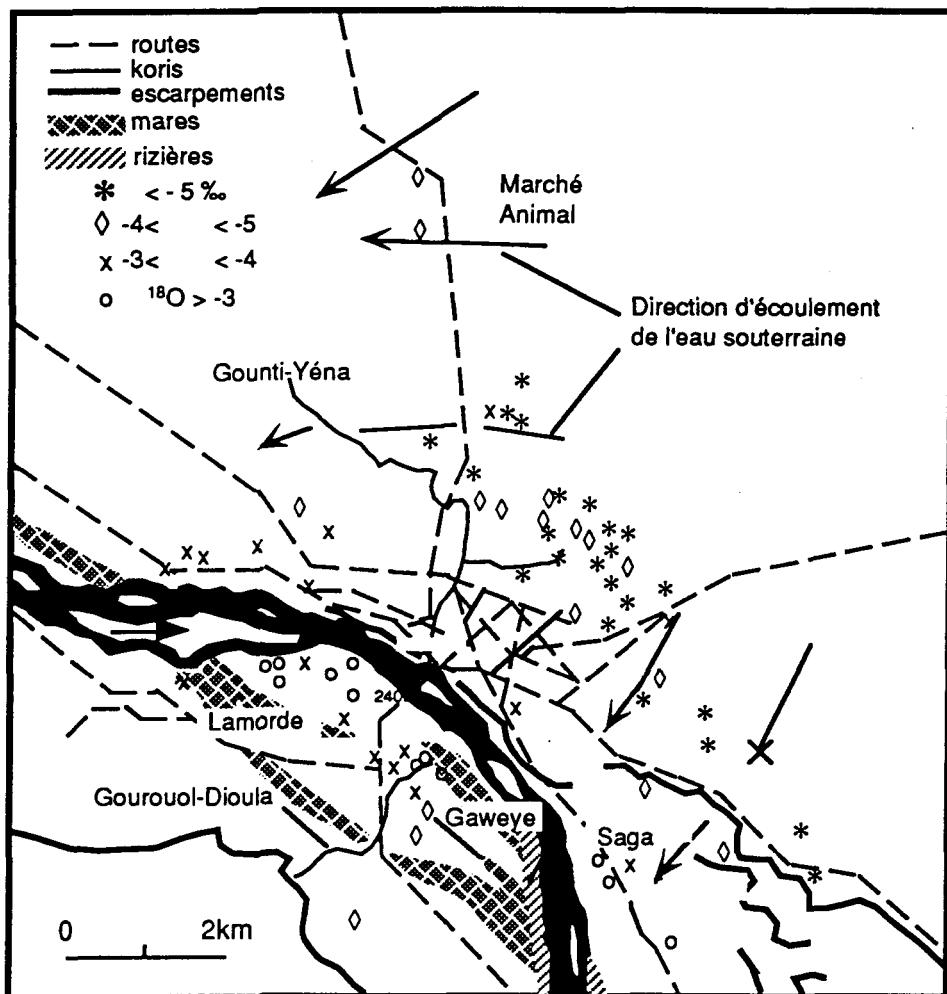


Figure 3.5. Carte des teneurs en ^{18}O dans la région étudiée. Les eaux de la nappe de la plaine sont nettement plus enrichies en isotopes lourds que les eaux de la nappe du plateau. Ces dernières sont en général plus "lourdes" près du fleuve et plus "légères" lorsqu'elles sont distantes. Les points près du kori Gounti-Yéna font cependant exception. La distribution spatiale des teneurs en ^{18}O suggère une zonation dans les masses d'eau de la nappe du plateau.

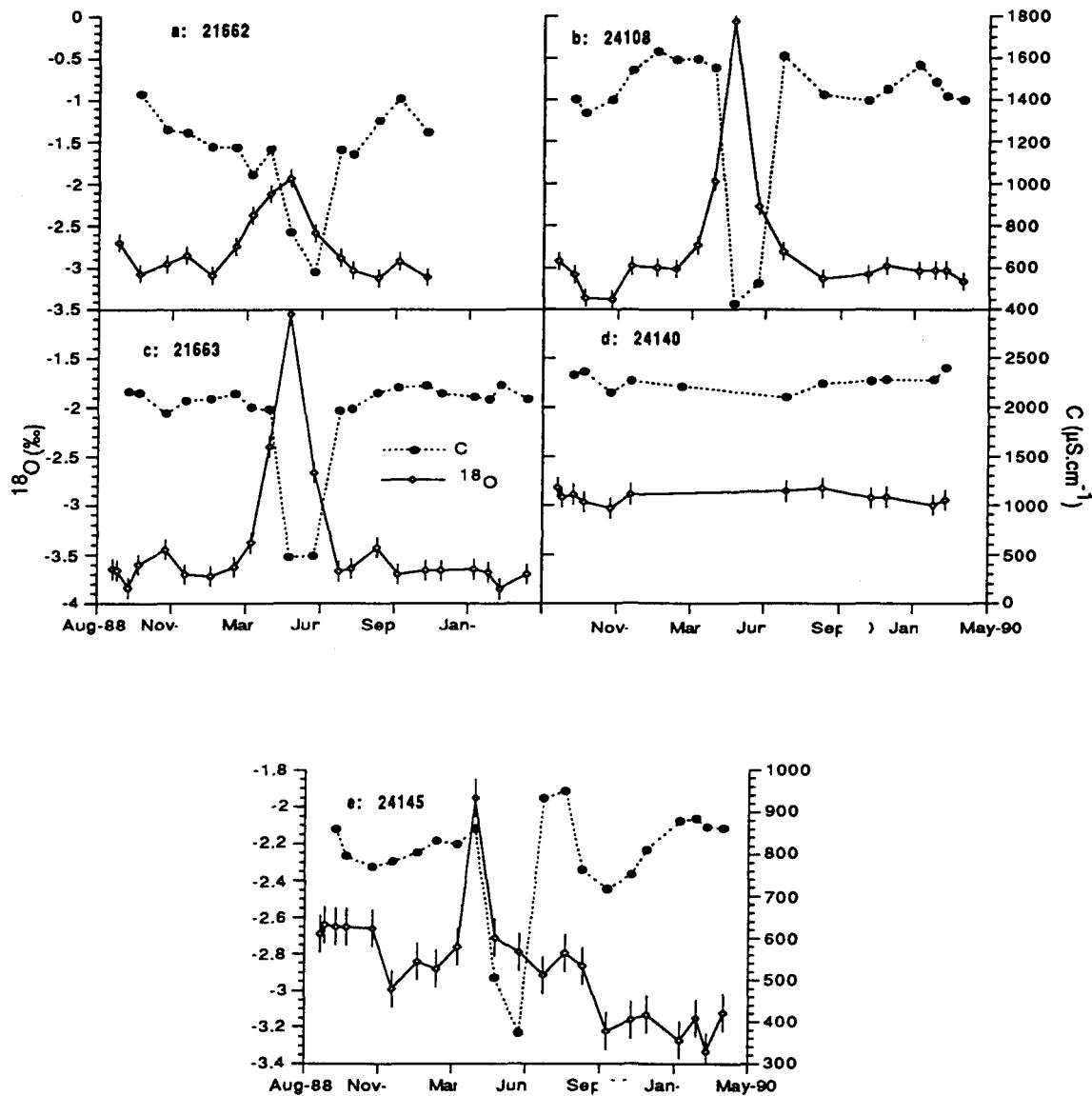


Figure 3.6. Chroniques mensuelles des teneurs en ^{18}O de points d'eau de l'aquifère de Niamey entre le 1er août 1988 et le 1er mai 1990. a, c, d: quartier de Saga, b, e: quartier de Gaweye. Les barres d'erreurs sont $\pm 0.1\text{‰}$. d: forage hors service de mars à juin 1989. Pour a à e inclusivement; entre mars et juin 1989, les échantillons ne portaient pas de date et l'ordre des valeurs peut-être différent de celui présenté ici. Remarquez en nappe de plaine, les teneurs en ^{18}O et la conductivité (C) décrivent une injection d'eau enrichie en isotopes lourds depuis la surface durant la période mars-juin 1989.

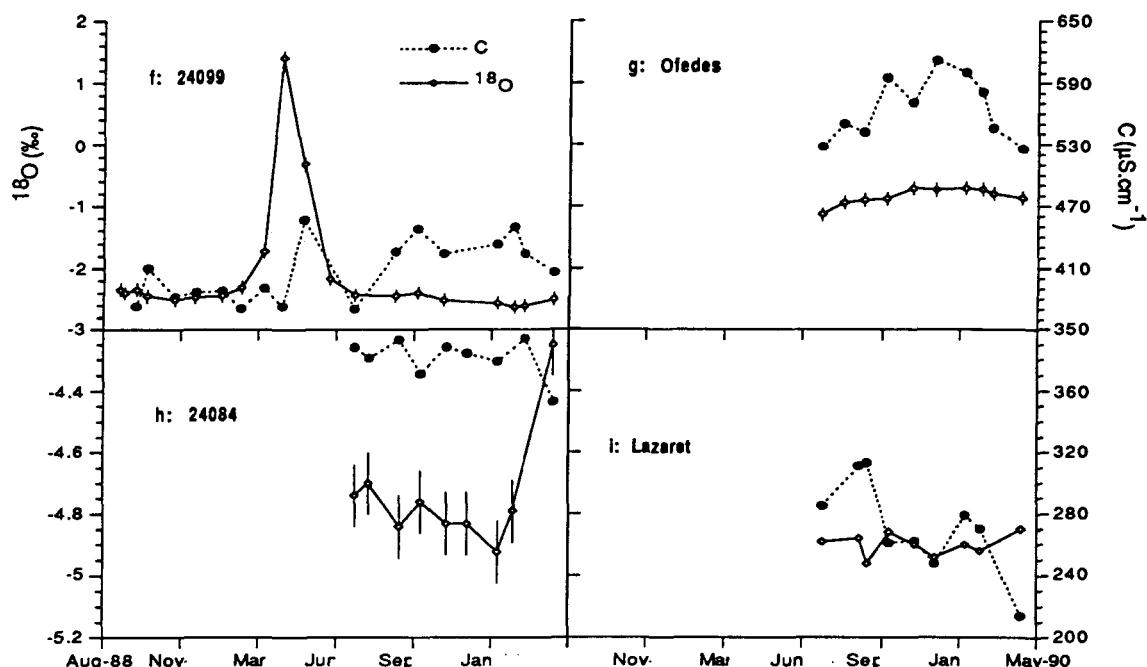


Figure 3.6 (suite). Chroniques mensuelles des teneurs en ^{18}O des points d'eau de l'aquifère de Niamey entre le 1er août 1988 et le 1er mai 1990. Les barres d'erreurs sont de $\pm 0.1 \text{‰}$. f et g: quartier de Lamorde en nappe de plaine et h,i: marché animal en nappe de plateau. Pour f; entre mars et juin 1989, les échantillons ne portaient pas de date et l'ordre peut-être différent de celui présenté ici. Remarquez en nappe de plaine, les teneurs en ^{18}O et la conductivité (C) décrivent une injection d'eau enrichie en isotopes lourds depuis la surface durant la période mars-juin 1989.

Les chroniques mensuelles révèlent que les teneurs en ^{18}O en zone de plateau (24084 et Lazaret) ne varient pas significativement au cours du temps (figure 3.6 h, i). Les chroniques réalisées sur les forages de la nappe de la plaine (21662, 24099, 24108, 24145 - figure 3.6 a-g) montrent un fort enrichissement en isotopes lourds au cours des mois de mars à juin 1989. Avant ou après cet événement les teneurs sont restées stables, sauf pour le 24145 où elles ont diminué graduellement.

Les teneurs en ^{14}C du carbone inorganique total dissous (CITD) des eaux de la nappe de Niamey varient entre 65 et 131 % (tableau 3.2). Les teneurs en ^{13}C s'étalent de -4,85 à +2,57 ‰ et les concentrations en tritium passent de moins de 6 UT (limite de détection) à 18,6 UT. La présence de tritium ou des activités ^{14}C supérieures à 100 % impliquent une alimentation récente (post-1950). Ce qui est le cas pour les forages 21662, 24105, 24106 et 24145. Les activités ^{14}C mesurées dans les forages 24084, 24099, 24140 sont inférieures à 100 % et les teneurs en ^3H sont, comme on pourrait s'y attendre, inférieures au seuil de détection. Ceci indique, règle générale, l'absence de recharge actuelle (post-1950). Cependant, pour ce qui concerne le forage 21663, l'activité ^{14}C est inférieure à 100 %, mais il contient du tritium en quantité significative. La présence de ^3H dans cet ouvrage confirme une recharge récente. Il est alors possible, que l'activité ^{14}C inférieure à 100 %, enregistrée dans les forages à l'étude, ne soit pas proportionnelle à l'âge des eaux, surtout au regard des teneurs en ^{13}C qui sont plus élevées que celles relevées par Ousmane et al., ([1983]; entre -9 et -16 ‰). L'ensemble de ces données sera discuté plus loin.

3.3.2.2 Paramètres physico-chimiques et éléments majeurs

Les moyennes des résultats obtenus au cours des campagnes de 1985 [Joseph et Ousmane, 1988a] et de 1989 sont reportées sur le tableau 3.1. En général, les eaux de la nappe de plaine sont plus chargées en sels et leurs pH sont plus élevés comparativement à la

Tableau 3.1. NAPPES DU PLATEAU ET DE LA PLAINE: PARAMÈTRES HYDROCHIMIQUES

Paramètre	Nappe du plateau	Nappe de la plaine
T (°C)	30.7	30.8
pH	7.2	7.3
Conductivité ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	424.4	981.3
STD (ppm)	373.6	841.4
O ₂ dissous (ppm)	3.7	2.8
Ca ⁺⁺ (méq.l ⁻¹)	1.80	4.20
Mg ⁺⁺ (méq.l ⁻¹)	1.88	3.61
Na ⁺ (méq.l ⁻¹)	1.00	3.01
K ⁺ (méq.l ⁻¹)	0.10	0.17
Cl ⁻ (méq.l ⁻¹)	0.24	1.27
SO ₄ ²⁻ (méq.l ⁻¹)	1.60	2.31
NO ₃ ⁻ (méq.l ⁻¹)	0.21	1.42
HCO ₃ ⁻ (méq.l ⁻¹)	3.00	6.15
I.S.calcite	-0.46	0.25
$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	-4.8	-2.9
$\delta^{2}\text{H}$ (‰ SMOW)	-30.9	-18.2

Comparisons entre les paramètres physico-chimiques, les éléments majeurs et la composition isotopique de l'eau des nappes de la plaine et du plateau. La nappe de plaine est plus conductrice et plus riche en ions, mais plus pauvre en O₂ dissous que la nappe de plateau. Elle est aussi saturée par rapport à la calcite (I.S.). La nappe de plateau est plus pauvre en ¹⁸O et ²H.

Tableau 3.2. ACTIVITÉS EN ^{14}C ET EN TRITIUM, COMPOSITIONS EN ^{13}C DE QUELQUES FORAGES DE L'AQUIFÈRE DE NIAMEY

N° Forage	A ^{14}C (%)	$\delta^{13}\text{C}(\text{\textperthousand} \text{ PDB})$	^3H (U.T.)
24105	131 \pm 2	-4.85	18.6
24099	65 \pm 1	2.57	<6
24145	108 \pm 1.6	0.48	8.0
24106	103 \pm 1.6	-4.38	17.5
24084	78 \pm 1.2	0.92	<6
24140	80.2 \pm 1.2	-2.74	<6
21663	81.9 \pm 1.2	-2.77	8.6
21662		-0.76	12.6

Les activités en ^{14}C sont données en % de carbone moderne ($\pm 1\sigma$). L'erreur sur les compositions en ^{13}C est de $\pm 0.1\text{\textperthousand}$ (PDB). Le bruit de fond pour la détection du tritium est de 3 U.T. et l'erreur de ± 3.3 U.T. ce qui place le niveau de détection absolu à ~ 6 U.T..

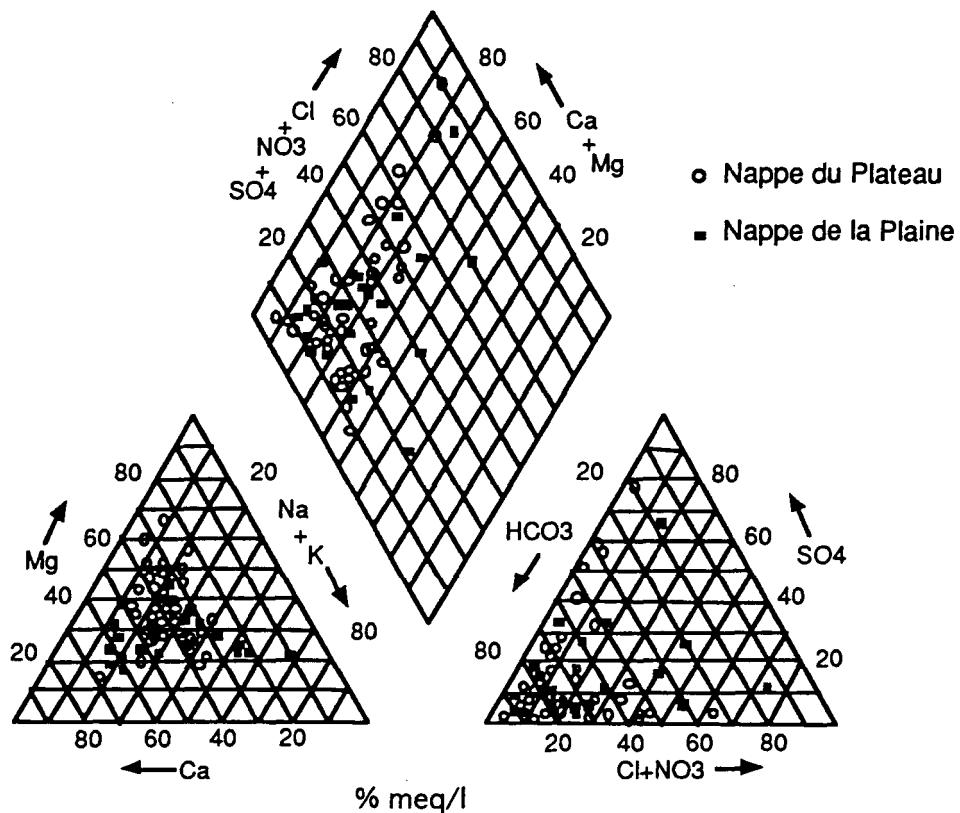


Figure 3.7. Diagramme de Piper regroupant les eaux des nappes du plateau et de la plaine. Les analyses des eaux des forages de l'aquifère de Niamey proviennent de Joseph et Ousmane, [1988]. Les deux nappes sont de faciès chimique similaire, même si la nappe de la plaine montre des concentrations plus élevées pour tous les ions. L'acquisition de la charge est sans doute due à des processus similaires, les réactions d'altération du socle granitique l'expliquant pour les deux nappes.

nappe du plateau. Les teneurs en O₂ dissous sont par contre plus fortes dans les eaux du plateau ce qui indique une moins grande consommation d'oxygène par oxydation de la matière organique dans ce secteur. Cependant les faciès chimiques sont semblables (figure 3.7); on peut ainsi postuler une identité des matrices aquifères pour les deux nappes.

Les séries chronologiques des éléments majeurs en zone de plateau (24084) sont stables dans le temps. La concentration en sulfate semble dépendre des teneurs en O₂ dissous. Pour les forages captant la nappe de la plaine, on remarque, pour tous les points d'eau, une baisse abrupte de la conductivité en avril-mai 1989 et simultanément une montée rapide des concentrations d'oxygène dissous (figures 3.6 et 3.8).

3.3.3. *L'azote-15 et la pollution nitratée*

3.3.3.1. Teneurs en ¹⁵N des nitrates

Les résultats des analyses isotopiques des nitrates exprimés en unités δ ($\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$) ont été obtenus pour les forages et puits qui ont fait l'objet d'un suivi mensuel au cours de l'étude (tableau 3.3). Les teneurs en ¹⁵N des forages pollués de Saga (21662, 21663, 24140) dont les concentrations en nitrates oscillent entre 3 et 11,6 méq.l⁻¹ se situent autour de +17 ‰. A Gawaye les deux forages contaminés (24108, 24145) montrent des teneurs en nitrates de plus de 4 méq.l⁻¹ et des compositions isotopiques variant de +12,8 à +13,8 ‰. A Lamorde, où les teneurs en nitrates sont faibles - moins de 0,15 méq.l⁻¹ - les $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$ sont de +11,6 ‰ pour le forage 24099 et de +23,9 ‰ pour le puits Ofedes. En nappe de plateau, les deux ouvrages du marché animal, qui ne sont pas pollués (0,4 et 0,7 méq.l⁻¹), se situent autour de +6,5 ‰. Les autres résultats ont été obtenus à partir de prélèvements faits en 1985 [Joseph et Girard, 1990]; ils varient entre +8 et +21,2 ‰. On remarque qu'entre 1985 et 1990 les concentrations en nitrates du forage 24099 s'effondrent, passant de 1,13 à 0,11 méq.l⁻¹, alors que les teneurs en ¹⁵N diminuent de +14,5 à +11,6 ‰. Le forage 24108 lui, présente

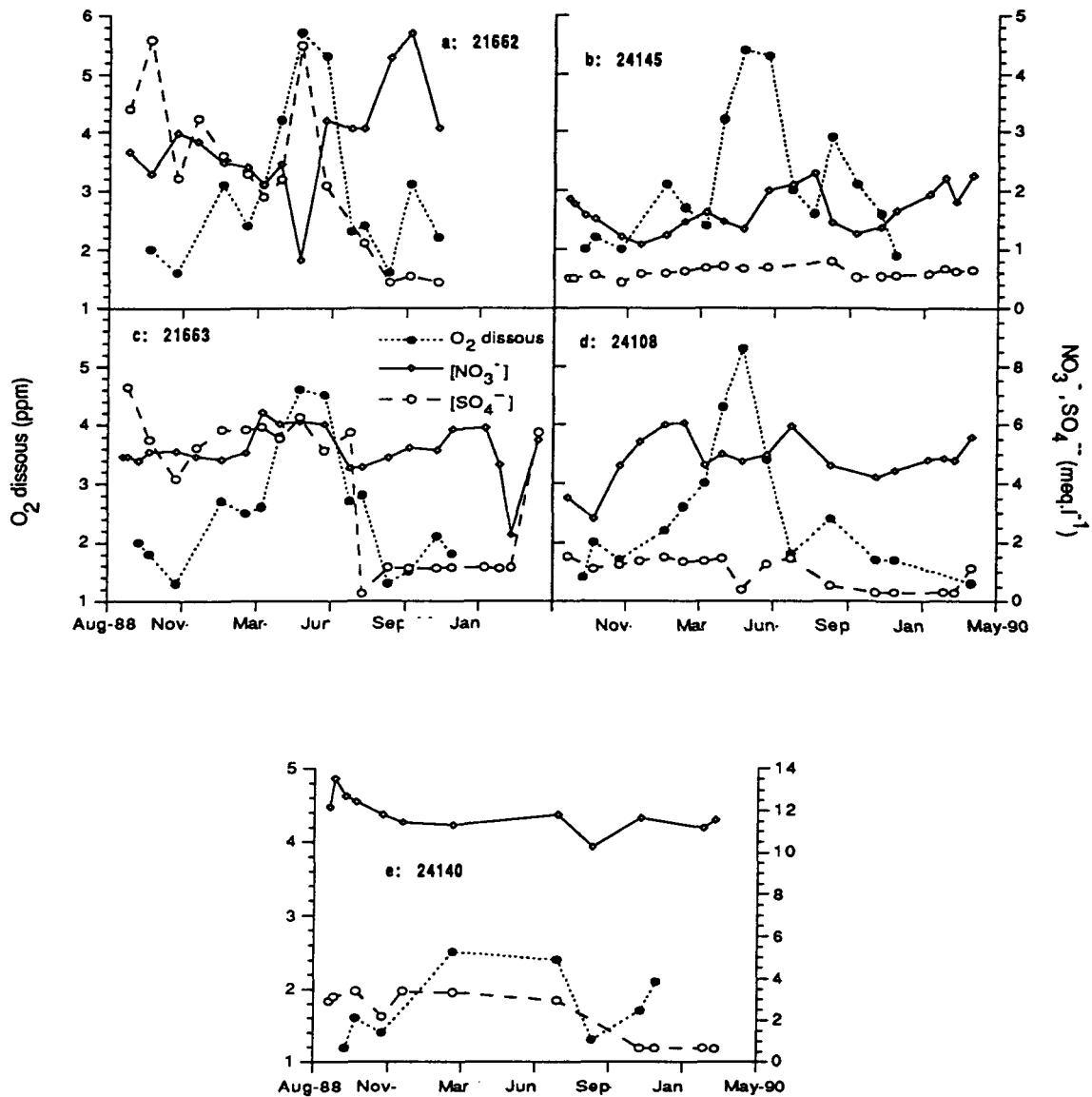


Figure 3.8. Chroniques mensuelles de la concentration en oxygène dissous, nitrates et sulfates de points d'eau de l'aquifère de Niamey entre le 1er août 1988 et le 1er mai 1990. a, c, e: quartier de Saga, b, d: quartier de Gaweye en nappe de plaine. e: forage hors service de mars à juin 1989. Durant cet intervalle de mars-juin 1989 l'oxygène dissous trace l'injection dont il est question en figure 3.6, alors que les sulfates et les nitrates fluctuent avec lui ou à sa suite.

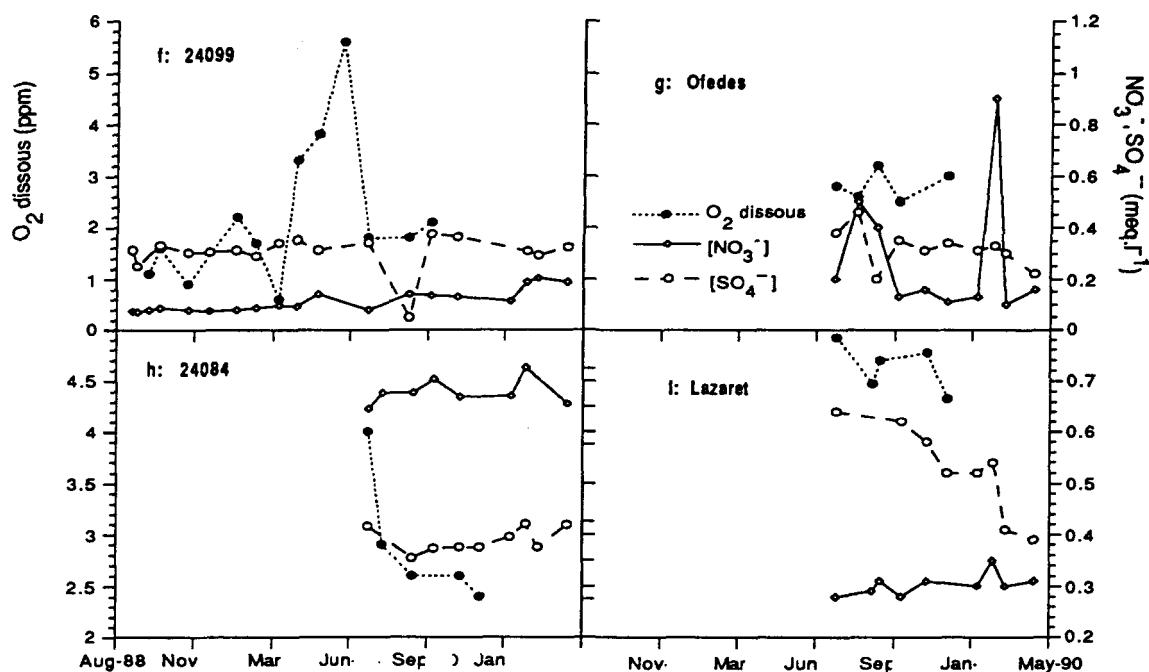


Figure 3.8 (suite). Chroniques mensuelles de la concentration en oxygène dissous, nitrates et sulfates de points d'eau de l'aquifère de Niamey entre le 1er août 1988 et le 1er mai 1990. f, g: quartier de Lamorde en nappe de plaine, h, i: marché animal en nappe de plateau. Durant cet intervalle de mars-juin 1989 l'oxygène dissous trace l'injection dont il est question en figure 3.6, alors que les sulfates et les nitrates fluctuent avec lui ou à sa suite.

Tableau 3.3. MOYENNE DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES ET CONCENTRATIONS EN NITRATES DE FORAGES DE L'AQUIFÈRE DE NIAMEY.

Localisation	[NO ₃ ⁻] moyen (mmole.l ⁻¹)	δ ¹⁵ N-NO ₃ ⁻ moyen (‰)	n analyses
Saga			
21662	3.00 ± 0.76	+17.1 ± 0.2	5
21663	5.25 ± 0.56	+16.9 ± 0.5	22
24140	11.61 ± 0.84	+17.1 ± 1.0	8
Gaweye			
24108	4.83 ± 0.83	+13.8 ± 0.6	15
24108*	1.77 ± 0.18	+10.7 ± 0.2	1
24145	1.66 ± 0.36	+12.6 ± 0.6	5
24106*	0.54 ± 0.05	+15.2 ± 0.2	1
24105*	0.49 ± 0.05	+15.5 ± 0.2	1
24101*	0.52 ± 0.05	+21.2 ± 0.2	1
Marché animal			
24084	0.67 ± 0.02	+6.4 ± 0.7	8
Lazaret	0.31 ± 0.02	+6.6 ± 0.7	4
Lamorde			
24099	0.11 ± 0.04	+11.6 ± 2.1	4
24099*	1.13 ± 0.11	+14.5 ± 0.2	1
Ofedes	0.09 ± 0.04	+23.9 ± 5.9	2
24089*	0.63 ± 0.06	+14.7 ± 0.2	1
24113 *	1.56 ± 0.16	+13.33 ± 0.2	1
24114*	0.67 ± 0.7	+8.0 ± 0.2	1
24116 *	0.10 ± 0.01	+13.6 ± 0.2	1

Tous les points sont localisés sur la figure 3.1., sauf les forages 24116 et 24089. Les concentrations en nitrates au dessus de 0.8 mmole.l⁻¹ dépassent la norme de l'OMS pour l'eau de consommation. Les moyennes (± 1σ) ont été obtenues des séries chronologiques de 1988-90 et n indique le nombre d'analyses entrant dans le calcul des moyennes. * indique des analyses de Joseph [Joseph & Girard, 1990] faites sur des eaux prélevées en 1985 et une seule détermination ¹⁵N a été effectuée par le laboratoire de géologie dynamique de l'Université de Paris VI. Dans ce cas 1σ représente l'erreur analytique. Notez l'augmentation des teneurs en nitrates et en ¹⁵N avec le temps pour le forage 24108 et l'inverse pour le forage 24099.

un comportement inverse, entre 1985 et 1990 les teneurs en nitrates augmentent de 1,77 à 4,83 méq.l⁻¹ et celles en ¹⁵N s'élèvent de +10,7 à +13,8 ‰.

Les chroniques de la composition isotopique du nitrate pour les ouvrages suivis montrent que les teneurs sont assez stables dans le temps, sauf pour ce qui concerne le forage 24099 et le puits Ofedes (figure 3.14). Dans ces derniers ouvrages, les faibles teneurs en nitrates nous ont conduit à travailler au laboratoire avec moins de 0,25 mg d'azote gazeux, alors que normalement 1,0 mg est nécessaire. Dans ce cas les très grands écarts en $\delta^{15}\text{N}$ observés d'un prélèvement à l'autre sont peut-être des artefacts.

3.3.3.2. Teneurs en ¹⁵N des sources contaminantes éventuelles.

Fumier et déchets végétaux.

Le fumier analysé est relativement riche en azote (1,29 % en poids sec) et les teneurs en ¹⁵N de l'azote total (¹⁵N-N_{tot}) varient de +7,2 à +10,5 ‰ avec une teneur moyenne de +8,6 ‰. Les déchets végétaux (des tiges et racines des céréales locales) contiennent 1,21 % d'azote et leur teneur moyenne en ¹⁵N est de +12,5 ‰ (tableau 3.4).

Fertilisants

Les engrains chimiques employés dans la culture du riz sont de deux types. Le premier, l'urée utilisée sous forme de billes, est extrêmement riche en azote - 50,74 % - et sa teneur en ¹⁵N est de +0,5 ‰. Le second, du NPK 15-15-15, contient 16,98 % d'azote dont la composition isotopique est de +3,6 ‰.

Latrines

Les latrines ont été échantillonnées en différents points du quartier de Gaweye. Elles étaient de tailles différentes et certainement d'âges différents. Les excréments des latrines sont

Tableau 3.4. SOURCES ÉVENTUELLES DE POLLUTION; DÉTERMINATION DE C, N
ET ^{15}N

Matériel	Localisation	N (poids %)	C (poids %)	$\delta^{15}\text{N-N}_{\text{tot}}$ (‰)
Fumier				
Mouton (sec)	Gaweye	1.61	38.44	+9.4
"	"	1.50	35.93	+10.5
Mouton (frais)	Marché Animal	0.49	9.81	+9.2
"	"	1.52	35.55	+8.1
Boeuf (sec)	Gaweye	1.38	33.41	+8.2
"	"	1.65	32.26	+8.7
Boeuf (frais)	Marché animal	1.05	28.77	+8.1
"	"	1.51	32.23	+7.7
"	"	0.94	27.94	+7.2
Latrines				
	Gaweye	3.98	33.00	+16.0
"	"	5.25	38.46	+14.7
"	"	3.43	32.07	+15.0
Sols				
Humide	Gaweye: mares	0.00	0.46	+4.0
Sec	"	0.04	0.71	+9.3
"	"	0.04	0.44	+11.0
"	"	0.03	0.70	+8.1
Humide	Rizières	0.03	0.37	+5.2
"	"	0.10	1.8	+5.7
Sec	Gaweye: champs de mil	0.00	0.12	+12.4
"	"	0.00	0.07	+10.7
"	Gaweye: décharge à ciel ouvert	0.01	0.18	+12.4
"	"	0.02	0.33	+10.2
Sec +paille	Enclos d'animaux	0.15	2.1	+12.3
"	"	0.03	0.31	+13.9
Humide +paille	"	0.05	0.59	+17.7
"	"	0.05	0.92	+15.2
Céréales				
Mil	Gaweye	1.22	36.36	+13.5
Mil-sorgho	"	1.19	35.17	+11.5
Fertilisants Urée				
NPK 15-15-15		50.74	15.69	+0.5
		16.98	0.30	+3.6

L'erreur analytique sur les déterminations de C et N est meilleure que 5 %. La reproductibilité sur la composition isotopique de l'azote est meilleure que 0.2 ‰.

relativement riches en azote (4,22 %) et leur composition isotopique moyenne est de +15,2 ‰ (tableau 3.4). La volatilisation de l'ammoniac est sans doute responsable de cette valeur élevée. Les conditions d'humidité et de pénombre dans les latrines favorisent la fermentation des excréments et la volatilisation de l'ammoniac (NH₃) causant un enrichissement du matériau résiduel. Dans des études précédentes, les mesures des teneurs en ¹⁵N des nitrates provenant de l'oxydation de la matière organique, ont livré des résultats variant entre +10 et +24 ‰ [Kreitler, 1975; Kreitler, 1979; Mariotti, 1982].

Sols

Les sols de la région étudiée sont pauvres en azote (0,04 % en moyenne) et leur composition isotopique varie de +4 à +17,7 ‰ avec une moyenne de +10,4 ‰. Ces teneurs en ¹⁵N sont similaires de celles relevées par Heaton (1986) en Afrique australe. Trois groupes de sols peuvent être distingués. Le premier groupe, à +12 ‰ en moyenne, provient de sols secs prélevés dans des champs de millet ou de sorgho après la récolte, sous des décharges de déchets en plein air ou dans des enclos d'animaux au marché animal. La composition isotopique de ce groupe reflète probablement un mélange d'azote provenant du fumier (+8,6 ‰) et des céréales (+12,5 ‰). Le second groupe, en moyenne +7,2 ‰, vient de sols qui sont, ou ont été, immergés; mares et rizières. La présence d'azote des fertilisants explique peut-être cette composition plus appauvrie. Le dernier groupe, à +16,5 ‰, représente les sols humides des enclos à bêtes, mouillés par les urines. Là, la présence continue des animaux et d'un lit de paille empêchent le sol de s'assécher et favorise la volatilisation ammoniacale qui peut expliquer les compositions en ¹⁵N élevées qui sont observées.

3.4. Discussion

3.4.1. Nappe du plateau: Alimentation et direction d'écoulement

La nappe du plateau est alimentée par percolation de la pluie sans reprise évaporatoire. La distribution spatiale des teneurs en ^{18}O au sein de la nappe (figure 3.5) présente une certaine régularité. En bordure du Niger, les teneurs se situent dans la plage -4,5 - -3,0 ‰ alors qu'en périphérie de Niamey elles sont inférieures à -4,5 ‰ à quelques exceptions près. Certaines teneurs sont même en deçà de la composition isotopique moyenne annuelle des pluies d'août sur la région, les plus abondantes et en général les plus appauvries (-5,62 ‰, [Dray *et al.*, 1978]). Une contribution des eaux souterraines plus anciennes des formations du bassin des Illummeden à la nappe du plateau pourrait être envisagée. Cependant, ces dernières, contenues dans la plage -7 à -8 ‰ [Aranyossy *et al.*, 1983; Dray *et al.*, 1978], proviennent-elles aussi des eaux météoriques et la ligne de mélange correspond à la droite des eaux météoriques sur un diagramme ^2H - ^{18}O .

La relation entre les concentrations en bicarbonates et les isotopes de l'oxygène apporte un argument en faveur du mélange (figure 3.9). Des eaux plus concentrées en bicarbonates du bassin des Illummeden se mélangerait progressivement vers le fleuve à des eaux plus diluées en HCO_3^- des fractures du socle. Les eaux de la nappe de la plaine, quant à elles, ne semblent pas participer à ce mélange ce qui appuie l'hypothèse d'une limite étanche entre les deux masses d'eau (voir ci haut, [Joseph *et Ousmane*, 1988a]).

3.4.2. Nappe de la plaine - Modes de recharge

L'alimentation de la nappe de la plaine, dont les teneurs en ^{18}O varient de -4,4 à +0,8 ‰, peut-être due à la pluie et à des eaux évaporées. Ces dernières proviennent du fleuve, de sa plaine d'épandage - parfois transformée en rizière - et des mares. La participation de la

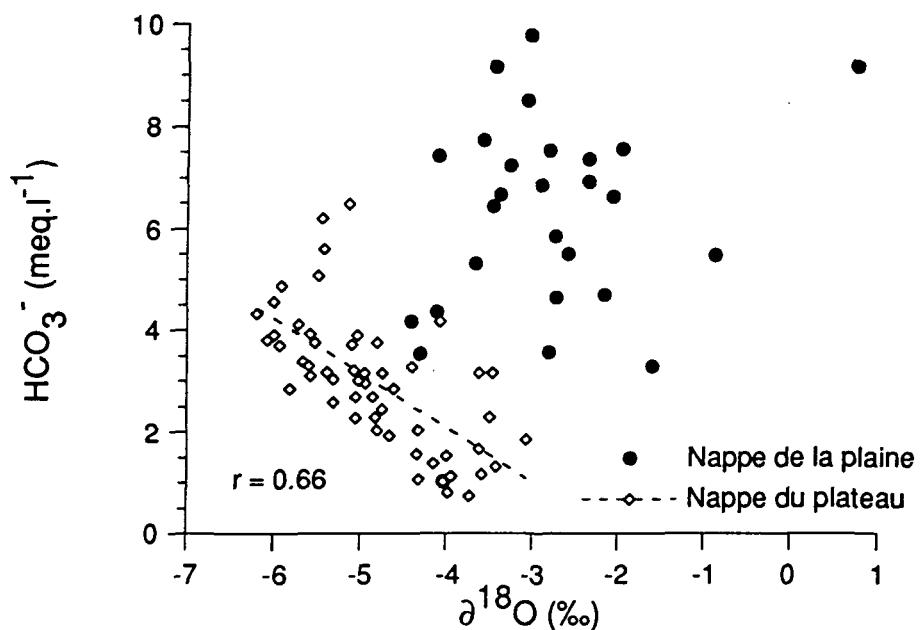


Figure 3.9. Relation entre la composition en ^{18}O des eaux de l'aquifère de Niamey et les teneurs en bicarbonates. Dans la nappe du plateau les points s'alignent selon une droite de mélange entre des eaux appauvries à hautes teneurs en bicarbonates et des eaux plus enrichies en isotopes lourds relativement plus pauvres en bicarbonates. La nappe de la plaine semble exclue du mélange.

pluie par percolation directe est sans doute peu importante. En effet, toutes les compositions observées indiquent un enrichissement par rapport à la moyenne pluri-annuelle de la pluie du mois d'août (-5,62 ‰ - [Dray *et al.*, 1978]), le mois le plus pluvieux dans la région. Ensuite, les plus fortes pluies ont des signatures en ^{18}O qui sont inférieures à -5‰ (figure 3.2) ce qui conduirait à penser que seulement les pluies les plus faibles, ou des pluies à cachet particulier s'infiltrent directement. Une certaine reprise évaporatoire de la pluie a sans doute lieu durant la percolation, ce qui implique qu'elle séjourne dans la zone non saturée.

Les eaux de la nappe peuvent se diviser en trois familles selon leur teneur en ^{18}O et leur conductivité (figure 3.10). Les moins minéralisées se trouvent dans deux groupes; le premier comprend les ouvrages qui sont très enrichis en isotopes lourds (>-2,0 ‰); ils sont situés dans la plaine d'épandage du fleuve et sont sans doute alimentés par les eaux de cette dernière. Le second comporte des forages dont la composition isotopique est inférieure à -4,0 ‰ et qui se situent tous à proximité du "Gourouol Dioula", un kori de moyenne importance (figure 3.5), et il est possible que la recharge soit due à ce dernier. Dans la dernière famille, qui comprend la majorité des points, les eaux qui sont contenues dans l'intervalle -4 et -2 ‰, sont plus minéralisées, et proviennent sans doute principalement des bas fonds et des milieux confinés. Tous les ouvrages pollués en sulfates et en nitrates se trouvent dans ce groupe.

L'examen plus détaillé des chroniques des teneurs en ^{18}O des forages pollués en nitrates de Saga, Gaweye et Larmorde (21662, 21663, 24099, 24108, 24145) permet d'identifier une venue d'eau dans chacun de ces forages entre mars et juin 1989 confirmant une alimentation actuelle en ces points. Durant cet intervalle il se produit, dans tous les forages, une forte baisse de la conductivité qui chute de plus de 1000 à environ 400 $\mu\text{Siemens.cm}^{-1}$ (sauf le 24099) associée à une augmentation graduelle de la teneur en oxygène dissous; celle-ci s'élève de 2 à plus de 5 ppm (ce qui se rapproche de l'équilibre avec l'atmosphère - à 25°C

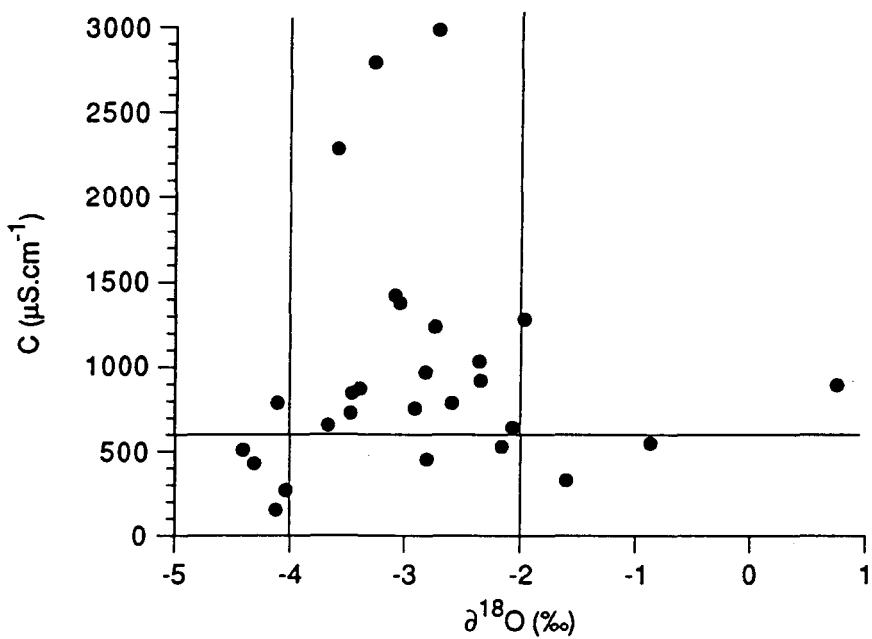


Figure 3.10. Classification des eaux de la nappe de la plaine en fonction de la conductivité et de la composition en ^{18}O . En général les eaux dont les teneurs en ^{18}O sont inférieures à -4 ‰ ou supérieures à -2 ‰ sont relativement peu minéralisées ($< 600 \mu\text{S.cm}^{-1}$). Lorsque la composition isotopique des eaux se situe entre -4 et -2 ‰ , elles sont plus conductrices.

dans l'eau pure - [Stumm et Morgan, 1981] (figures 3.6 et 3.8) et permet de conclure que ces eaux arrivent de la surface ou de la subsurface.

L'alimentation de la nappe proviendrait alors, d'au moins deux sources différentes. La plus importante est celle qui confère aux eaux des forages leur signature isotopique de base comprise entre -3,7 et -2 ‰. Elle est sans doute due au mélange de la pluie évaporée et de l'eau des mares ou du fleuve en période de crue. Rappelons que les teneurs en ^{18}O de ce dernier oscillent alors entre -4 et 0 ‰. L'autre source, de moindre importance, est une injection, saisonnière (maximum, 4 mois) d'eaux évaporées comme en témoignent les maximums atteints dans chaque chronique (+1,4 ‰ pour le forage 24099 par exemple). En considérant que la dispersion au sein des fractures n'est pas nulle, il résulte que la composition isotopique de l'eau injectée doit nécessairement être plus élevée que la valeur maximale atteinte dans chaque forage. Les mares, la plaine d'épandage du fleuve et le fleuve à l'étiage pourraient être à l'origine de cette alimentation.

Une seule injection au sein de la nappe a pu être enregistrée au cours de la période d'étude. Ce phénomène épisodique est lié selon toutes probabilités à la saison des pluies et à la crue du Niger. A la suite des fortes pluies de juillet et d'août, les mares, les anciens méandres du fleuve et la plaine d'épandage se remplissent, tandis que le fleuve amorce sa crue. Ces hauts niveaux d'eau favorisent une infiltration soutenue, durant la période d'octobre à janvier, et déplacent par effet piston les eaux évaporées qui se sont accumulées dans la frange supérieure de la zone non saturée de ces milieux pendant la saison sèche.

Si ce mécanisme a l'avantage d'expliquer la hausse des concentrations de l'oxygène dissous au sein de la nappe, il reste à expliquer la baisse spectaculaire de la conductivité. En effet, la pénétration d'eaux évaporées en provenance des bas fonds devrait apparaître dans des conductivités plus élevées. Toutefois, si la conductivité diminue, on ne relève aucune baisse significative des solides dissous totaux (STD) (figure 3.11). Les STD n'ont pas été

mesurés, mais calculés en postulant qu'ils équivalaient à la somme des espèces ioniques exprimées en mg.l⁻¹ (STD = [Na⁺] + [K⁺] + [Ca⁺⁺] + [Mg⁺⁺] + [Cl⁻] + [HCO₃⁻] + [NO₃⁻] + [SO₄²⁻]). La conductivité et les STD sont en général liés par une relation linéaire simple [Freeze et Cherry, 1979] du type:

$$\text{Conductivité} = K * \text{STD},$$

où K est une constante. Cette relation se vérifie dans la région à l'étude et pour la nappe de plaine elle s'écrit:

$$\text{Conductivité} = 0,82 * \text{STD}.$$

Or, pendant la période d'injection d'eau évaporée depuis la surface, alors que la conductivité diminue rapidement, les STD ne varient presque pas (figure 3.11). Il est possible que l'écart entre la conductivité mesurée et les solides totaux dissous calculés s'explique par la présence de colloïdes, d'oxydes-hydroxides ou de matière organique particulière ou dissoute (qui ne sont pas pris en compte dans le calcul). Toutes ces substances ont la propriété de former des complexes avec les ions et dans certains cas de les neutraliser électrostatiquement [Murphy et al., 1992; Ronen et al., 1992; Ryan et Gschwend, 1992; Stumm et Morgan, 1981].

Lors des épisodes d'injection, les fluctuations des concentrations en espèces polluantes, NO₃⁻ et SO₄²⁻, semblent liées à l'évolution des teneurs en O₂ dissous (figure 3.8). L'augmentation de celles-ci marque l'épisode d'injection: l'apport de polluants vers la nappe apparaît ainsi intimement lié aux mécanismes de la recharge. On notera toutefois qu'en milieu tropical sec l'activité biologique s'atténue vers la fin de la saison sèche; ceci peut entraîner un relargage d'azote minéral dans la nappe [Singh et al., 1989] et contribuer à l'élévation des concentrations en nitrates avec l'oxygène dissous.

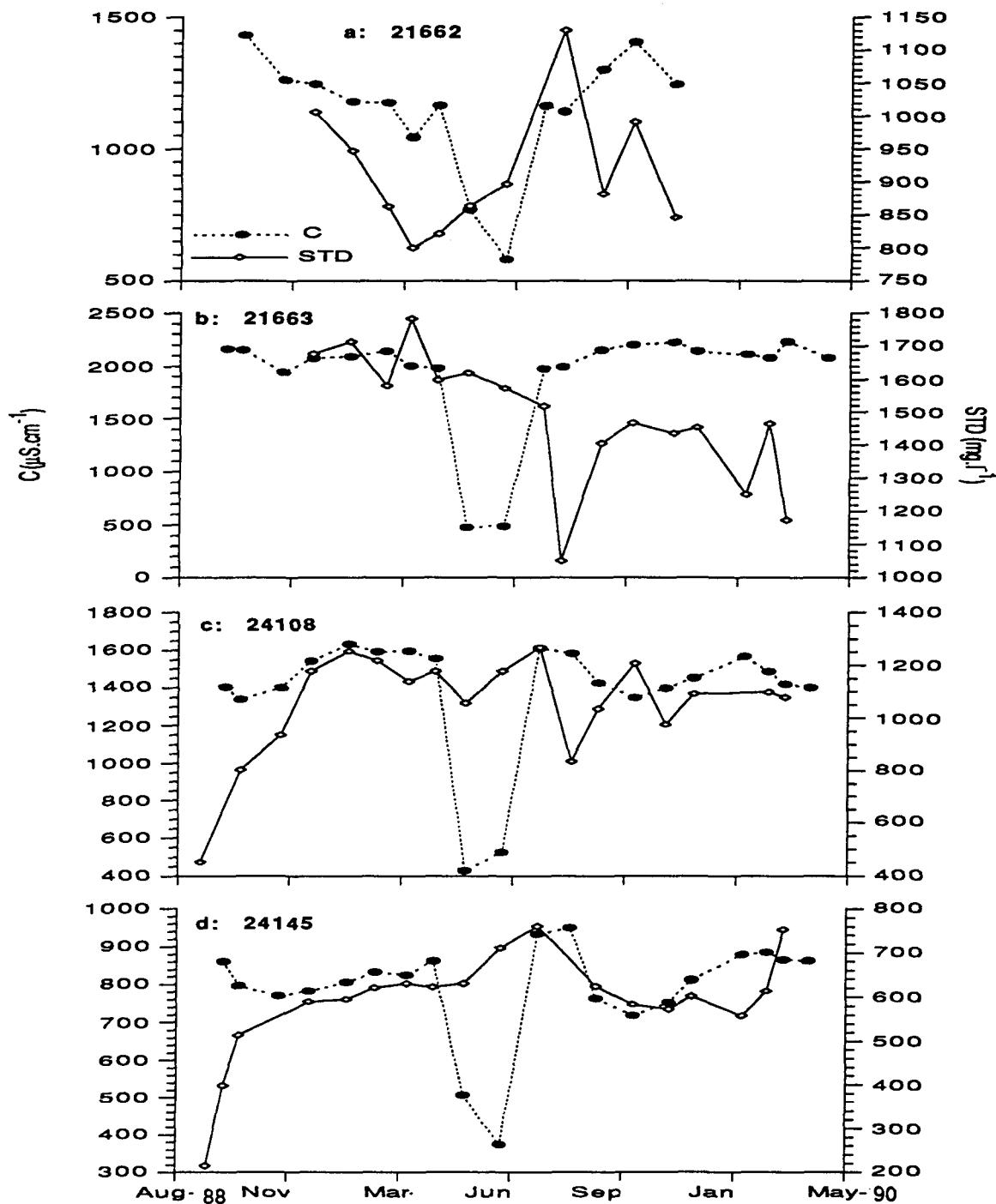


Figure 3.11. Chroniques mensuelles de la conductivité (C) et de solides totaux dissous (STD) calculés entre août 1988 et mai 1990. $\text{STD} = [\text{Na}^+] + [\text{K}^+] + [\text{Ca}^{++}] + [\text{Mg}^{++}] + [\text{Cl}^-] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{NO}_3^-] + [\text{SO}_4^{2-}]$. Lors de la chute de la conductivité en mars-juin 1989 il n'y a pas de baisse notable des STD calculés durant la même période.

3.4.2.1. Age de la recharge

Deux des forages pollués de la zone de plaine (24099, 24140) montrent des teneurs en ${}^3\text{H}$ inférieures au seuil de détection (tableau 3.2.). En général, cela signifie qu'il n'y a pas de recharge récente (post-1950). Cependant, dans le forage 24099, les chroniques des teneurs en ${}^{18}\text{O}$ suggèrent que la recharge est un phénomène actuel, ce qui est sans doute le cas pour le forage 24140, situé à proximité des forages 21663 et 21662 qui sont alimentés par de l'eau post nucléaire. Cette situation apparemment contradictoire peut s'expliquer au regard des faibles concentrations en tritium de la pluie. Ces dernières étaient de 47,1 UT à Bamako en 1979 et 8,9 UT en 1989 à Guilinga (voir chap. 2). Il est alors possible que l'alimentation de nappes d'eaux anciennes (pré-1950) par de l'eau récente passe inaperçue. En effet, il suffit de diluer 1 volume d'eau de la recharge due à la pluie de 1979 par 7 volumes d'eaux anciennes pour que les teneurs tritium se retrouvent sous le seuil de détection (6 UT). Dans le cas d'une alimentation par la pluie de 1989, même si elle comptait pour la moitié du bilan hydrique d'une nappe, les concentrations en tritium seraient encore en-dessous de la limite de détection. Bien entendu cette hypothèse suppose une dispersion assez efficace pour obtenir des eaux bien mélangées au sein des nappes.

Les activités en ${}^{14}\text{C}$ du carbone inorganique total dissous (CITD) offrent une alternative pour évaluer l'âge de la recharge. Cependant, comme nous l'avons mentionné plus haut (3.3.2.1.), il est fort possible que les activités en ${}^{14}\text{C}$ relevées en zone de plaine ne reflètent pas le temps écoulé depuis le dernier épisode d'alimentation. Pour que celles-ci correspondent à l'âge de l'eau, il est essentiel que l'activité en carbone-14 ne diminue que par l'effet de la décroissance radioactive. Tout phénomène qui aurait pour résultat d'ajouter du carbone inactif (${}^{14}\text{C} = 0 \%$) ou du carbone ancien (${}^{14}\text{C} < 100 \%$) au système aquifère viendrait diminuer l'activité en ${}^{14}\text{C}$ du CITD qui ne représenterait plus alors l'âge de l'eau.

En règle générale, le CITD de la recharge s'acquiert lors de son séjour dans la zone non saturée. Il provient du CO₂ de l'atmosphère du sol dont la teneur en ¹⁴C est égale à 100 % (ou plus après 1950 en raison des essais nucléaires atmosphériques) et dont la composition en ¹³C devrait s'établir entre -12 et -14 ‰, en raison de la dominance des plantes de type C4 dans la région à l'étude [Ousmane *et al.*, 1983]. Or, les teneurs en ¹³C du CITD que nous avons mesurées sont beaucoup plus élevées, entre -4,85 et +2,57 ‰, et il est clair que les activités en ¹⁴C mesurées ne reflètent pas celles du CO₂ de l'atmosphère du sol durant la recharge de ces eaux souterraines.

L'adjonction de carbonates (carbonate de calcium ou carbonates alcalins) ou d'autres formes de carbone mort inorganique pourrait alors expliquer ces teneurs en ¹⁴C. Le carbonate de calcium pourrait provenir des formations paléozoïques du bassin des Illummeden qui sont à proximité. Les carbonates alcalins viendraient quant à eux, des berges du fleuve et des bas fonds qui sont inondés puis s'assèchent périodiquement [CRDI, 1992]. Il est possible de vérifier si la dissolution de ces carbonates vient diminuer l'activité en ¹⁴C en suivant la méthode proposée par Fontes *et al.* [1991]. Dans le cas de la dissolution de carbonate calcium, la teneur en ¹⁴C du CITD est donnée par:

$$\text{CITD} * A_d = [H_2CO_3]_{aq} * A_g + ([HCO_3^-]_{aq} - [HCO_3^-]_c) * A_g + [HCO_3^-]_c * A_c \quad (1)$$

où A_d , A_g et A_c représentent respectivement l'activité du CITD, du CO₂ gazeux du sol et du carbonate de l'aquifère. Le terme $[H_2CO_3]_{aq}$ représente la concentration de CO₂ dissous dans l'eau de recharge, $[HCO_3^-]_{aq}$ est la concentration en bicarbonate de l'eau souterraine et $[HCO_3^-]_c$ est la concentration en bicarbonate attribuable à la dissolution du carbonate de calcium. Ce dernier terme étant inconnu, il faut l'estimer. Toujours en suivant Fontes *et al.* [1991] on postulera que $[HCO_3^-]_c$ est égal à 0, pour l'échantillon ayant l'activité la plus

élevée (24105; 131 %) et que l'excès de Ca^{++} des autres échantillons par rapport à 24105 provient de la dissolution de carbonate de calcium. Les résultats de cet exercice sont présentés au tableau 3.5. On s'aperçoit que pour l'échantillon 24099, il n'y a pas excès de calcium, mais bien un déficit par rapport à l'échantillon 24105. Quant à l'échantillon 24140, l'excès de calcium est si grand que l'activité en ^{14}C corrigée est bien en deçà de celle qui avait été mesurée. Le postulat ci-haut est donc faux et le surplus en Ca^{++} ne peut s'expliquer par la dissolution de carbonate de calcium inactif.

Pour ce qui concerne les carbonates alcalins, ou tout autre type de carbonates, la concentration en bicarbonate provenant de leur dissolution est estimée par Fontes *et al.* [1991]:

$$[\text{HCO}_3^-]_c = \frac{[\text{HCO}_3^-]_{\text{aq}} \text{ (24099 ou 24140)} - [\text{HCO}_3^-]_{\text{aq}} \text{ (24105)}}{2} \quad (2)$$

et l'activité ^{14}C corrigée est déduite de l'équation (1) ci-haut. Il est clair que la dissolution de ces carbonates alcalins ne peuvent expliquer les teneurs en ^{14}C mesurées (Tableau 3.5). L'explication de leur âge en apparence ancien, alors qu'on s'attend à un âge récent, doit être recherchée ailleurs.

Les caractéristiques de la recharge peuvent fournir des éléments d'explication. Celle-ci provient sans doute de l'eau de surface: le kori Gourouol-Dioula et les mares et milieux confinés. On remarque, en figure 3.12 (a et b), que la teneur en ^{13}C et en ^{14}C paraît liée à la composition en ^{18}O des eaux des différents points d'échantillonnage. Plus les teneurs en ^{18}O sont élevées (donc plus la recharge peut être associée aux bas fonds et aux milieux confinés), plus les teneurs en ^{13}C sont élevées et l'inverse pour les activités en ^{14}C . Ces relations

Tableau 3.5. DILUTION DU CITD DU SOL PAR DES BICARBONATES INACTIFS ($^{14}\text{C} = 0\ \%$)

Echantillon	pH	Alcalinité	Espèces dissoutes				Carbonates de calcium		Carbonates alcalins		
			^{13}C -CITD	^{14}C -CITD	$[\text{HCO}_3^-]_{\text{aq}}$	$[\text{H}_2\text{CO}_3]_{\text{aq}}$	$[\text{Ca}^{++}]$	$[\text{HCO}_3^-]_{\text{c}}$	^{14}C corrigé	$[\text{HCO}_3^-]_{\text{c}}$	^{14}C corrigé
24105	7,39	225	-4,85	131,00	3,69	0,32	1,15
24099	7,40	205	+2,57	65,00	3,36	0,28	0,82	-0,34	143,18	-0,16	136,89
24140	7,34	235	-2,74	80,20	3,85	0,37	3,89	2,73	46,33	0,08	128,46

Calcul des activités en ^{14}C corrigées pour la dilution par les carbonates de calcium et par d'autres types de carbonates, en particulier les carbonates alcalins. L'alcalinité (mesurée *in situ*) est donnée en ppm, les teneurs en ^{13}C en $\delta\ \text{\textperthousand}$ relativement à PDB, le carbone-14 en % (pourcent de carbone moderne) et les concentrations du calcium et des carbonates en mmole.l⁻¹. Pour la fourchette de pH considérée, on postule $[\text{HCO}_3^-]_{\text{aq}} = \text{Alcalinité}$, et $[\text{H}_2\text{CO}_3]_{\text{aq}}$ est calculé en admettant une activité égale à l'unité pour $[\text{HCO}_3^-]_{\text{aq}}$. Les concentrations $[\text{HCO}_3^-]_{\text{c}}$ et les activités en ^{14}C corrigées sont calculées selon les formules données dans le texte.

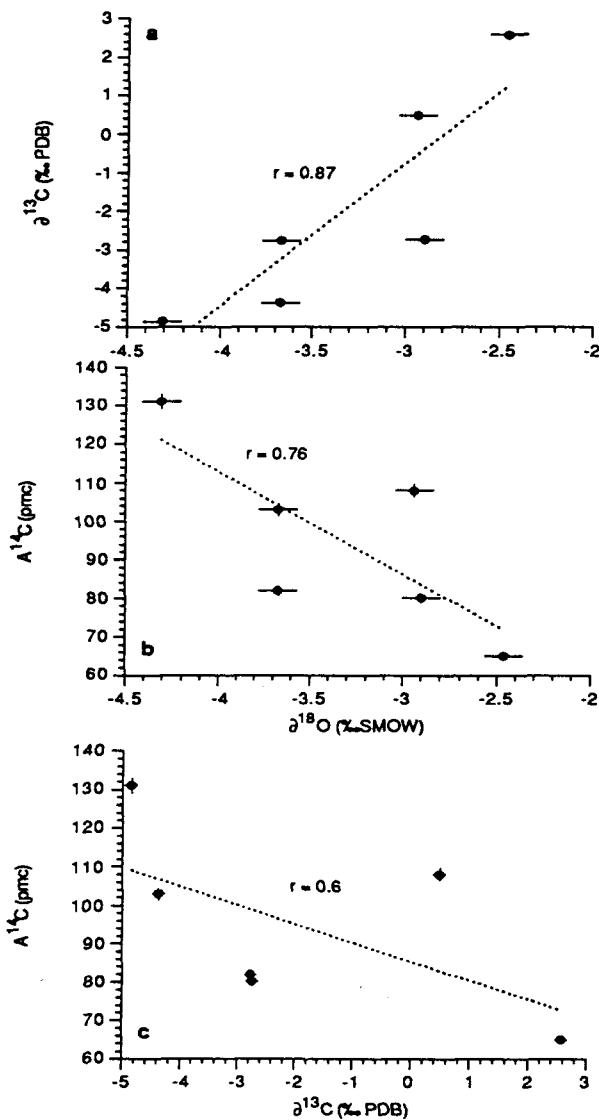


Figure 3.12. a) et b). Relation entre la composition en ^{18}O de l'eau de la nappe de plaine et la teneur ^{13}C et l'activité en ^{14}C du CITD. a) Plus les eaux s'enrichissent en ^{18}O , plus les teneurs en ^{13}C sont grandes. b) Inversement, l'activité en ^{14}C diminue avec une augmentation des teneurs en ^{18}O ce qui semble indiquer une dilution de l'activité en ^{14}C par du carbone inactif en c).

suggèrent une dilution du CITD provenant du CO₂ du sol par un carbone inactif de composition isotopique plus élevée (figure 3.12c). La production de méthane (CH₄) à partir de la matière organique dans les milieux confinés pourrait fournir ce carbone inorganique appauvri en ¹⁴C [Fontes *et al.*, 1991]. La teneur en ¹³C du CITD rencontré dans les eaux où la méthanolése se produit est anormalement élevée (jusqu'à 15 ‰ - [Barker *et al.*, 1978; Hoefs, 1980]) et une légère production de méthane pourrait expliquer les forts rapports ¹³C/¹²C observés. Les teneurs en ¹⁴C du CITD des forages 24099 et 24140 seraient alors abaissées surestimant ainsi l'âge de ces eaux.

Finalement, il est possible que l'activité en ¹⁴C de moins de 100 % des forages 24099 et 24140 reflète bien des eaux anciennes. En postulant que la dispersion au sein de ces systèmes aquifères est assez efficace pour bien mélanger les eaux, il est possible d'obtenir des CITD dont les teneurs en ¹⁴C sont inférieures à 100 % même avec une alimentation récente. En effet, en reprenant l'argument développé pour le tritium ci-haut, la recharge actuelle d'eaux anciennes peut passer inaperçue. Des eaux millénaires participeraient alors au bilan hydrique de la nappe.

3.4.3. Sources de la pollution nitratée

3.4.3.1 Les latrines

En comparant les teneurs en ¹⁵N des nitrates des eaux polluées et celles des sources éventuelles de contamination (figure 3.13) on s'aperçoit que la composition en azote-15 de l'azote des latrines (+14,7 à +16,0 ‰) entre dans le domaine des nitrates contaminants (12,8 à 17,1 ‰), si l'on considère que le fractionnement azote organique - nitrate est nul [Mariotti, 1982]. La volatilisation ammoniacale dans les latrines peut produire des rapports ¹⁵N/¹⁴N encore plus élevés que ceux enregistrés, rendant compte des hautes teneurs en ¹⁵N de certaines eaux contaminées. Cependant, les plus basses compositions en ¹⁵N des nitrates des

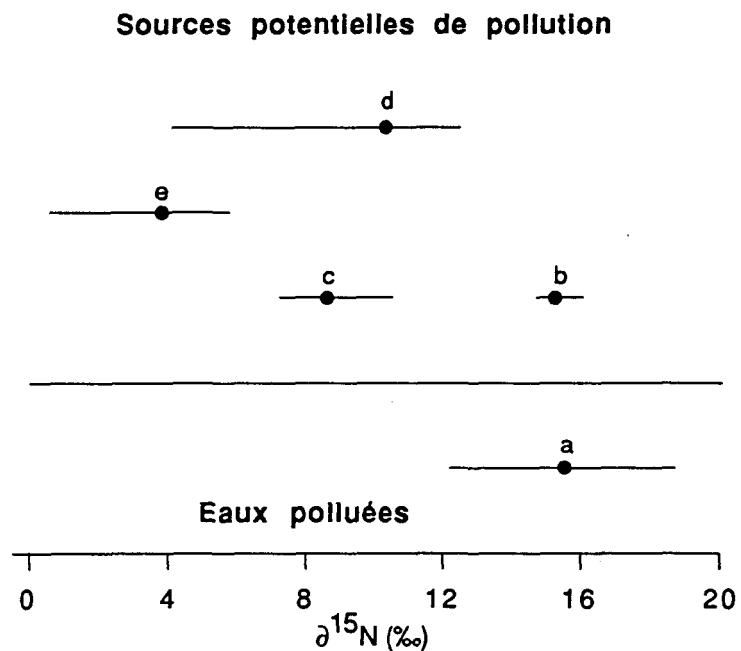


Figure 3.13. Schéma comparatif des compositions isotopiques des nitrates polluants (eaux polluées) et des sources potentielles de pollution. a: nitrates polluants, b: latrines, c: excréments d'animaux, d: sols et e: rizières. Pour a) le point représente la moyenne algébrique des teneurs moyennes en ^{15}N des nitrates des 5 forages pollués à l'étude. La fourchette des teneurs en azote-15 des nitrates des eaux contaminées est donnée par le minimum et le maximum rencontrés parmi toutes les valeurs des chroniques mensuelles obtenues de ces 5 mêmes forages. Pour b) à e), le point représente la moyenne algébrique des résultats pour chaque catégorie. Le domaine de variation, illustré sur la figure, est fixé par les valeurs maximales et minimales mesurées dans chaque catégorie. En d), le domaine de variation n'inclut ni les teneurs élevées en ^{15}N obtenues des prélèvements effectués dans les enclos d'animaux du marché animal (elles sont dues à la volatilisation ammoniacale et représentent des situations particulières), ni celles des sols des rizières qui sont classées dans la catégorie e: rizière. La catégorie rizière (e) comprend les déterminations en azote-15 obtenues des fertilisants et des sols de ces cultures.

eaux de la nappe peuvent s'expliquer par une combinaison d'effets isotopiques et par la contribution des nitrates des sols ou des fertilisants. Dans les prochains paragraphes, des processus comme la dénitrification, le mélange, l'adsorption des nitrates par les sols et la volatilisation ammoniacale seront examinés plus en détail.

3.4.3.2. Les sols

Les sols, dont la composition isotopique moyenne de l'azote total est de +10,4 ‰, peuvent contribuer aux nitrates des eaux polluées: les basses teneurs en ^{15}N (+13,8 et +12,8 ‰ des forages 24108 et 24145) en seraient un exemple. Alternativement, les nitrates en provenance des sols pourraient être dénitrifiés et présenter des signatures isotopiques plus élevées les confondant avec ceux des latrines. Il est aussi théoriquement possible de diminuer la composition isotopique des nitrates des latrines par l'adsorption sur les oxysols fréquents en zone sahélienne.

La dénitrification et le mélange à l'échelle du forage

Quand un mélange de deux sources de nitrates de compositions isotopiques différentes ou une dénitrification se produisent, la concentration en nitrate se corrèle bien avec la composition isotopique. Dans le cas d'un mélange, les teneur en ^{15}N et en nitrate obéissent à une équation hyperbolique [Mariotti *et al.*, 1988] où la composition isotopique du nitrate ($\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$) est une fonction linéaire de l'inverse de la concentration de cette espèce ($[\text{NO}_3^-]$). Alternativement, quand la dénitrification se produit, le couple $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$ et $[\text{NO}_3^-]$ obéit à l'équation de Rayleigh [Mariotti, 1982]:

$$\delta = \delta_0 + \epsilon \ln C/C_0$$

où δ et C représentent respectivement la composition isotopique et la concentration en nitrate au point du temps ou de l'espace de l'observation, δ_0 et C_0 sont les teneurs et concentrations initiales et ε est le facteur de séparation isotopique. Dans un tel cas, en reportant $\ln([NO_3^-])$ en abscisse et $\delta^{15}\text{N-NO}_3^-$ en ordonnée, on obtient une droite de pente négative.

Les séries chronologiques de la teneur en ^{15}N et en nitrate établies dans les forages pollués de Saga et Gaweye montrent de larges fluctuations temporelles qui ne sont pas corrélées (figure 3.14). Pour tous les forages, sauf un (24145, discuté ci-dessous), aucune relation claire n'a été trouvée entre la composition isotopique du nitrate et l'inverse ou le logarithme de la concentration en nitrate indiquant que la dénitrification ou les mélanges ne constituent pas des mécanismes dominants à l'échelle d'un forage.

De plus, les mélanges et la dénitrification ne semblent pas actifs lors de l'épisode de recharge de mars-juin 1989 (voir 3.4.2). Lors de cet épisode, on note une augmentation des nitrates et de la concentration en oxygène dissous. Les teneurs en ^{15}N des nitrates sont restées stables (figures 3.8, 3.14); on en conclut que: 1- l'augmentation des nitrates n'est pas due à une baisse du taux de dénitrification, qui aurait eu pour effet de modifier les teneurs en ^{15}N du nitrate et 2- l'augmentation des concentrations en nitrate représente des apports accrus à partir de la source de nitrates puisque la composition isotopique ne varie pas au cours de la recharge.

Mélange et dénitrification à l'échelle de la nappe

Dans les paragraphes précédents, les processus de mélanges ou de dénitrification ont été examinés sans considérer les relations spatiales entre les forages. Les directions d'écoulement au sein de la nappe de la plaine sont indéterminées. Les relations entre la concentration en nitrate et sa composition isotopique sont alors étudiées en postulant qu'il n'existe qu'un seul réseau de fractures continu dans le secteur de la plaine. Considérés de cette manière, les

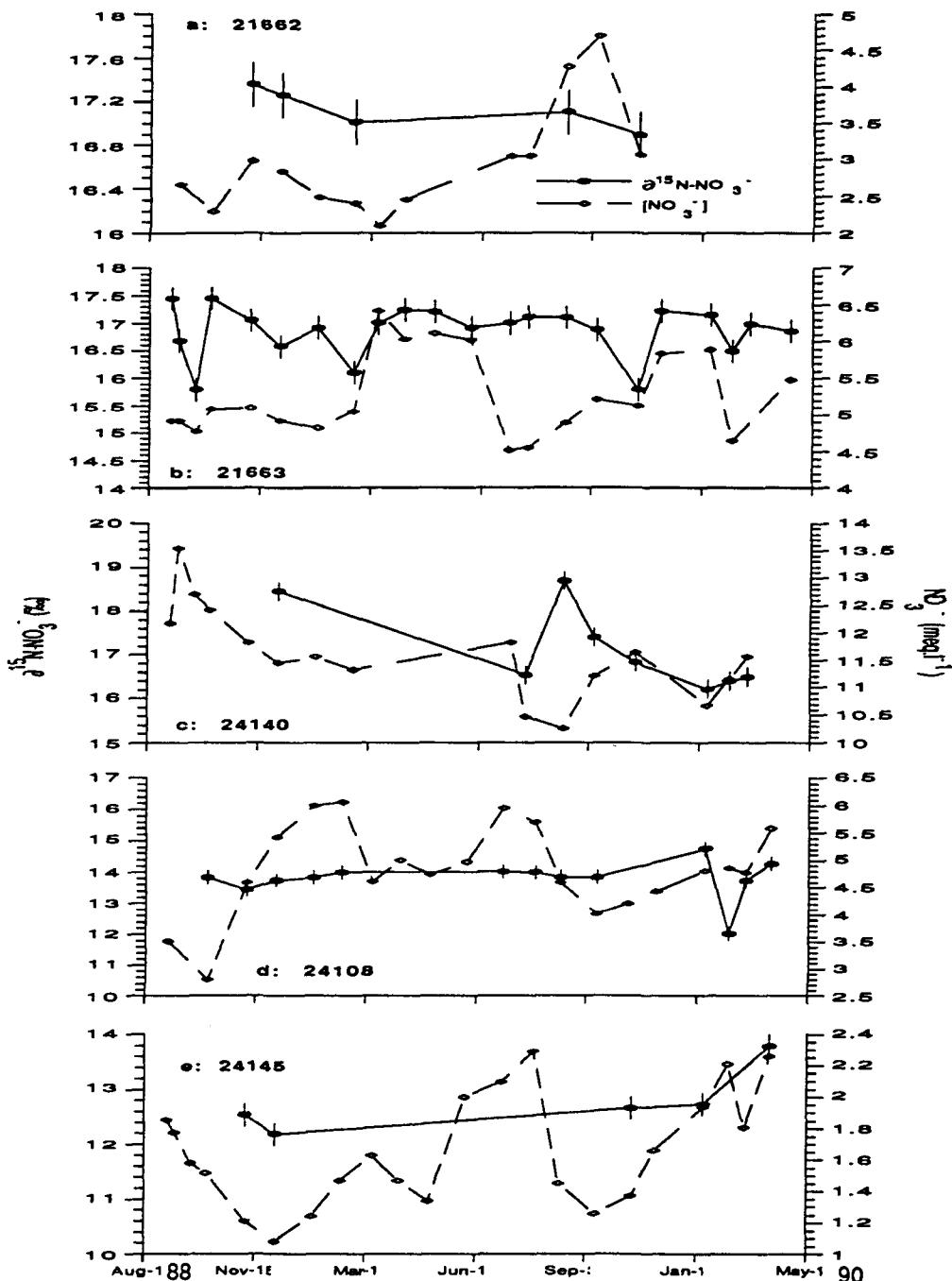


Figure 3.14. Chroniques des teneurs en nitrates et en ^{15}N des forages contaminés des localités de Saga (a, b, c) et Gaweye (d, e) entre août 1988 et mai 1990. Aucune relation n'apparaît entre les concentrations en nitrates et les teneurs en ^{15}N , sauf pour le forage 24145 (voir figure suivante).

résultats des analyses des concentrations en nitrates et de leurs teneurs en ^{15}N suggèrent une dilution des eaux contaminées par des eaux plus pauvres en nitrates (figure 3.16). Un modèle de mélange simple décrit bien les données. Aux fins de calcul, les eaux polluées (latrines) constituent un premier pôle caractérisé par une concentration en nitrate de 6 méq.l⁻¹ et une teneur ^{15}N entre +14 et +18 ‰. Le second pôle (eaux du sol) dérive soit des mares; $[\text{NO}_3^-] = 0,8$ méq.l⁻¹ et $\delta^{15}\text{N-NO}_3^- = +8,6$ ‰, soit des sols de culture: $[\text{NO}_3^-] = 0,05$ méq.l⁻¹ et $\delta^{15}\text{N-NO}_3^- = +12,0$ ‰. L'enveloppe de mélange ainsi calculée contient la majorité des observations. Le modèle indique que la composition isotopique des forages les plus pollués n'est pas significativement affectée par la dilution. Ceci explique pourquoi le mélange avec les nitrates du sol n'est pas décelé, à une exception près (voir ci-dessous), lorsque les séries chronologiques (concentration nitrates et leurs teneurs ^{15}N) des forages les plus pollués sont utilisées pour évaluer les phénomènes de mélange ou de dénitrification.

Le forage 24145 à Gaweye est l'exception dont il est question ci-dessus. A l'inverse de tous les autres forages pollués, les séries chronologiques des teneurs en nitrate et en azote-15 de celui-ci sont fortement corrélées et livrent une droite de mélange (figure 3.15). Cette situation singulière est peut-être attribuable au fait que ce forage est le moins contaminé des forages pollués et que par conséquent sa composition isotopique est plus sensible à la dilution par des eaux plus saines dont la teneur en ^{15}N est plus basse. Quoiqu'il en soit, l'équation empirique de la droite de mélange déduite des séries chronologiques de ce forage (24145) permet de retrouver les pôles "latrines" et "eaux du sol" de l'enveloppe de mélange précédemment définie. En effet, si la concentration est fixée à 6 méq.l⁻¹ (postulée pour le pôle "latrine" du modèle mélange, paragraphe ci-dessus) l'équation de la droite de mélange du forage 24145 livre une teneur en ^{15}N de +14 ‰ qui correspond au pôle "latrine". Inversement, la composition isotopique du pôle "eaux du sol" est obtenue en introduisant des faibles teneurs (< 1 méq.l⁻¹) en nitrates dans l'équation empirique. Enfin, cette équation

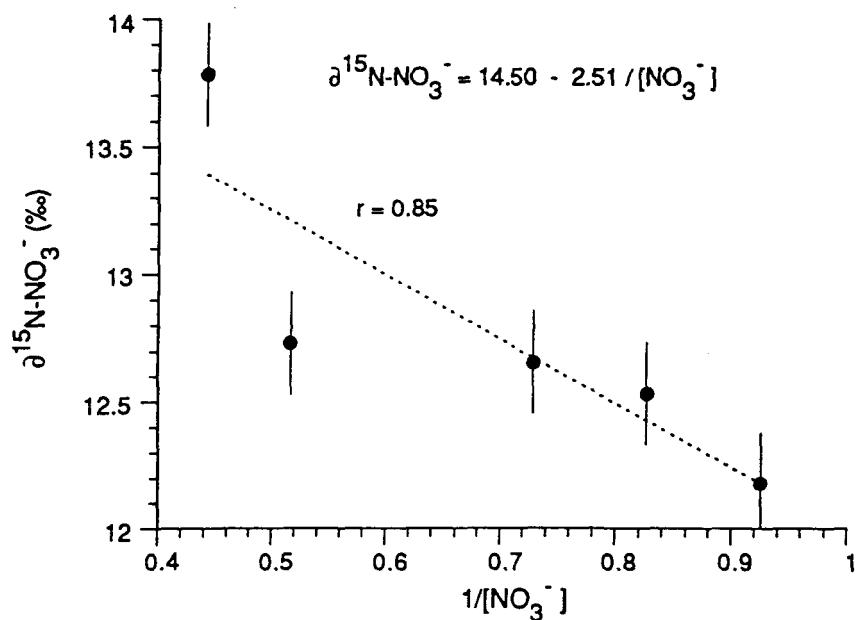


Figure 3.15. Droite de mélange du forage 24145 à Gaweye, qui est le seul ouvrage à montrer ce type de relation clairement. L'équation indique que des eaux riches en nitrates dont la teneur en ^{15}N est élevée sont diluées par des eaux plus pauvres en nitrates dont le rapport $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ est aussi moindre.

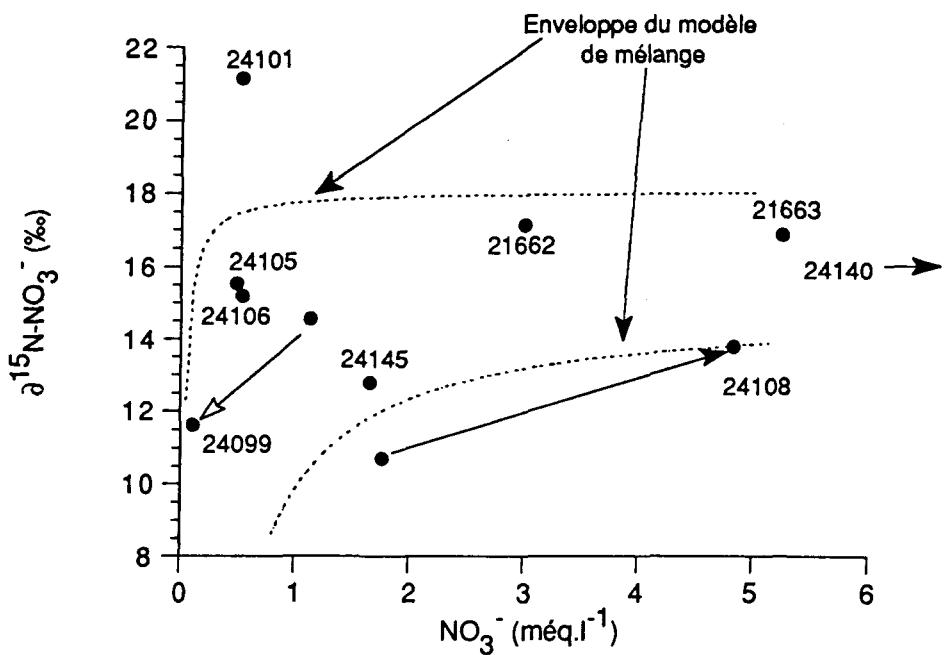


Figure 3.16. Mélange de nitrates de sources différentes dans la nappe de la plaine. La variation des teneurs en nitrates et en ¹⁵N dans cette nappe peut-être expliquée par un mélange entre des nitrates provenant du sol et des latrines (pôles: "eaux du sol" et "latrines" - voir texte). L'enveloppe ci-dessus est le résultat du mélange calculé en faisant varier les proportions de chacun des pôles. Les numéros des forages sont indiqués. La flèche à bout noir indique la migration de la teneur en nitrates et en ¹⁵N pour le forage 24108 depuis 1985 (dans le sens de la flèche) et celle à bout blanc l'indique pour le forage 24099.

indique que les nitrates en provenance du sol contribuent à la pollution dans une proportion variant de 3:1 à 6:1 par rapport aux nitrates des latrines, ce qui en ferait la principale source de pollution pour ce forage (24145).

Ce modèle aide à comprendre l'évolution des teneurs en nitrates de plusieurs forages de la zone d'étude [Joseph et Ousmane, 1988a] et en particulier des forages 24108 à Gaweye et 24099 à Lamorde entre 1985 et 1989-90. A Gaweye, les nitrates grimpent de 1,77 à 4,83 méq.l⁻¹ pendant que leurs teneurs en ¹⁵N passent de +10,7 à +13,8 ‰. A Lamorde, la concentration en nitrates chute de 1,13 à 0,11 méq.l⁻¹ et la composition isotopique de +14,5 à +11,6 ‰ au cours de la même période (tableau 3.3 et figure 3.16). Dans le cas du forage 24108, à Gaweye, la composition isotopique des nitrates s'est déplacée vers le pôle "latrines". Ce phénomène pourrait s'expliquer par une perturbation du patron de circulation des eaux souterraines liée à l'exploitation du forage lui-même, en l'occurrence par le drainage d'eaux de latrines riches. Dans le cas du forage 24099 de Lamorde, la composition isotopique des nitrates a migré vers le pôle "eaux du sol". Cette évolution pourrait être due à la vidange d'une poche de pollution à la suite de la mise en activité du forage. La présence d'eaux pré-1950 dans ce secteur rendrait compte du drainage récent d'eaux "anciennes" peu chargées (voir 3.4.2. Age de la recharge).

Adsorption des nitrates sur les sols latéritiques

Lors de l'infiltration, les nitrates peuvent s'adsorber ou faire l'objet d'échanges avec d'autres anions dans le profil latéritique; ces mécanismes auraient pour effet de diminuer la concentration en nitrates et leur teneur en azote-15 [Hübner, 1986]. Les deux ouvrages du marché animal, en nappe de plateau, offrent la possibilité de déceler un tel processus. Le puits Lazaret exploite la nappe phréatique, située 13 mètres au-dessous d'un sol latéritique. Cette nappe est rechargeée par les eaux de pluie (voir 3.4.1.). Les nitrates de la nappe devraient en principe provenir du sol (+12,0 ‰), du fumier animal (+8,6 ‰) ou de la pluie

(-10 à +3 ‰, [Freyer, 1979; Heaton et Collet, 1985]. La contribution de l'azote des latrines n'est pas attendue, car les deux ouvrages sont éloignés des habitations. Les teneurs moyennes en nitrates et en azote-15 dans ce puits sont de 0,3 méq.l⁻¹ et +6,6 ‰. La teneur en azote-15 des nitrates, considérablement moins élevée que celle du sol ou du fumier, indique que la pluie contribue significativement aux nitrates de la nappe ou que les nitrates sont adsorbés ou échangés par le substrat latéritique.

Le forage 24084, quelques centaines de mètres au nord du puits Lazaret (figure 3.1), a été foré au travers du même matériau latéritique et atteint les fractures aquifères. Ici, le niveau potentiométrique est plus bas que celui de la nappe phréatique et un écoulement est attendu du puits Lazaret vers ce forage. L'eau est plus riche en nitrates - 0,67 méq.l⁻¹ -, mais la teneur moyenne en ¹⁵N est similaire (+6,4 ‰). Les sources potentielles d'azote sont les mêmes, mais il semble que, sur ce segment de l'écoulement entre la nappe phréatique et la nappe de fracture, les nitrates ne s'adsorbent pas ou ne sont pas échangés par le sol latéritique. Si tel était le cas, le rapport ¹⁵N/¹⁴N devrait être inférieur à celui observé. La composition isotopique des nitrates de ces eaux reflète probablement la source. Faillat (1990) suggère que la dénitrification peut se produire alors que l'eau s'infiltre vers les nappes. Ce n'est apparemment pas le cas ici.

3.4.3.3. Les fertilisants

Même si la composition isotopique des fertilisants ne s'approche pas de celle des nitrates contaminants, il est possible qu'ils contribuent à la pollution. Une fois dissoutes, les billes d'urée (+0,5 ‰) utilisées dans les rizières, relâchent des radicaux amyl dans l'eau. Les conditions climatiques de la région favorisent une forte évaporation et une fraction de l'azote pourrait être entraînée sous forme d'ammoniac par la vapeur d'eau. L'azote en solution se trouverait ainsi enrichi en ¹⁵N. Le degré d'enrichissement dépend de plusieurs facteurs tels la

vitesse du vent, le flux évaporatoire etc. Il a été démontré que la volatilisation ammoniacale peut faire augmenter les teneurs en ^{15}N de +8 à +24 ‰ dans des conditions naturelles [Heaton, 1986]; ce qui représente un enrichissement $\leq 16\text{ ‰}$. Malheureusement, la composition isotopique des composés azotés dissous n'a pas été mesurée dans l'eau des rizières. Cependant, l'analyse des teneurs en ^{15}N des sols des cultures de riz de Gaweye a livré des valeurs de +5,5 ‰ significativement plus élevée que celle des billes d'urée ou du NPK (+3,6 ‰), un autre engrais utilisé pour cette culture. Si la teneur en ^{15}N du sol des rizières correspond à celle de l'azote en solution, et en négligeant d'éventuels fractionnements, alors la volatilisation ammoniacale pourrait être responsable de cette composition isotopique relativement élevée de l'azote du sol.

Lors de l'adjonction de l'engrais aux cultures, il est possible que localement la volatilisation soit très forte et que les teneurs en ^{15}N de l'azote en solution soient beaucoup plus élevées. C'est peut-être ainsi que peuvent s'expliquer les deux compositions en azote lourd des nitrates du secteur de plaine supérieures à +20 ‰ (tableau 3.3). Les ouvrages correspondant sont situés dans ou près des aires d'épandage du fleuve, là où une culture maraîchère et céréalière intensive se déroule. Le forage 24101 à Gaweye (+21,2 ‰) s'alimente à partir de la nappe de fracture et le puits Ofedes (+23,9 ‰) à Lamorde, exploite la nappe phréatique. L'explication la plus simple pour ces valeurs élevées est une évaporation intense de l'ammoniac de l'eau des rizières avant infiltration vers les nappes. Toutefois, les faibles concentrations en nitrates de ces deux ouvrages (0,52 et 0,09 méq.l⁻¹) suggèrent que cette contribution des fertilisants à la pollution des nappes est de faible importance.

Conclusion

La pollution nitratée de l'aquifère de Niamey provient sans doute principalement de l'azote des latrines et du sol. Cependant, si la technique de traçage à l'azote-15 permet d'identifier des sources différentes, elle ne permet pas de discriminer des nitrates qui ont pour origine des composés azotés de même composition isotopique. Dans le secteur de Niamey, les latrines et les rizières, qui sont deux sources possibles de la pollution, relarguent dans le milieu ambiant, sous certaines conditions, de l'azote de même composition isotopique. L'origine des nitrates ne peut être alors précisée que par une meilleure connaissance de l'hydrogéologie locale. D'où l'importance de mieux définir, au sein de la nappe de plaine, les conditions de continuité et le nombre de réseaux faillés interconnectés. Les directions latérales et verticales d'écoulement, les transferts depuis ou vers la nappe phréatique, dont il n'a pas été question ici, devront être précisés pour que le phénomène de la contamination par les nitrates soit précisé.

Les études isotopiques ont permis de confirmer l'existence de deux nappes distinctes; une s'écoulant sous le plateau de la rive est du Niger et au moins une autre dans la plaine du fleuve. La nappe de plateau est rechargeée par l'eau de pluie alors que les eaux de surface alimentent la nappe de plaine. La recharge de cette nappe semble récente, mais il est possible que des eaux séculaires ou millénaires participent à son bilan hydrique. La nappe de plaine n'est peut-être pas unique; les nombreux modes de recharge déduits de la composition isotopique des eaux et la difficulté rencontrée pour préciser les patrons d'écoulement laissent croire que plusieurs masses d'eau distinctes et séparées les unes des autres s'y côtoient. Cependant, l'hypothèse d'un seul réseau faillé continu, émise au chapitre 3.4.3.2. pour vérifier l'existence de mélanges entre les masses azotées au sein de cette nappe, livre des résultats cohérents qui suggèrent qu'elle est valide.

Pour résoudre ces contradictions apparentes, il faudra procéder à un échantillonnage plus précis. Les forages qui ont été prélevés s'alimentent d'eau en provenance d'au moins trois fractures. La piézométrie de ces venues d'eau demeure inconnue, de même que la géochimie isotopique de chacune d'entre-elles. Jusqu'à présent, les analyses chimiques et isotopiques effectuées représentent des mélanges des eaux de chacune de ces fractures qui ne sont peut-être pas, dans la nature, liées de quelque façon que ce soit. De même les niveaux statiques enregistrés, ne sont que des grossiers indicateurs de la piézométrie, qui elle, pourrait vraiment permettre de définir les écoulements.

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS

La recharge de la nappe phréatique dans le bassin versant de Kobio semble se produire par les berges du Lomona lorsque celui-ci est en eau durant la saison des pluies. Durant cette période la zone non-saturée à proximité du cours d'eau emmagasine une humidité qui percolé à la nappe durant toute la saison sèche. Le réseau hydrique et sa morphologie jouent ainsi un rôle primordial dans l'alimentation de la nappe en agissant comme un collecteur de la pluie et en la dirigeant vers les formations plus propices à l'infiltration du bassin versant. Une étude comparative, entre les niveaux d'eau dans le cours d'eau et les niveaux statiques de la nappe, couplée à un suivi serré de l'évolution de leur composition isotopique pourraient clarifier les modalités de ce processus.

La nappe de fracture du socle du bassin, quant à elle, serait rechargée par les eaux de surface via le noeud de linéaments correspondant à la confluence du Gouroubi et du Lomona à l'extrême sud du bassin versant. La recharge s'écoulerait ensuite depuis la confluence des deux cours d'eau vers Guilinga à l'extrême nord du bassin versant. Cet écoulement suivrait l'axe fracturé du Lomona et se mélangerait progressivement à une eau plus ancienne et de composition isotopique plus appauvrie. La continuité de cette nappe n'est pas encore clairement établie, mais la présente hypothèse rend compte de l'évolution temporelle des niveaux statiques, des teneurs en oxygène dissous et en ^{18}O . Un essai de pompage de longue durée dans l'un des ouvrages du bassin versant s'alimentant à cette nappe permettrait de vérifier cette hypothèse.

À Niamey, près du fleuve Niger, dans un bassin versant d'une superficie supérieure de plusieurs ordres de grandeurs à celui de Kobio, les modes de recharge des nappes de

fractures sont plus diversifiés; alimentation par les fonds de mares, les anciens méandres, la plaine d'épandage du fleuve, les berges du fleuve en hautes eaux et les koris temporaires accompagnée, sans doute dans une moindre mesure, par la percolation directe de la pluie. Toutefois, les cours d'eau et le fleuve semblent jouer un rôle prépondérant, ce qui confirme, à une échelle différente, l'importance du réseau hydrique dans l'alimentation des nappes de fracture.

En tenant compte de la remarquable homogénéité géomorphologique des régions sahéliennes du craton ouest-africain, il semble possible de généraliser ces mécanismes de recharge pour l'ensemble de la sous-région. Il se pourrait même que ces modes de recharge soient propres à l'ensemble des régions semi-arides africaines comme semble l'indiquer les travaux d'Edmunds *et al.* [1992] au Soudan.

En ce qui concerne les nitrates qui polluent la nappe de Niamey, ils proviennent des latrines et du sol. Il est possible que les rizières, en raison des fertilisants azotés qui y sont utilisés et de la proximité des forages pollués, contribuent à cette contamination, mais ce ne serait que de façon sporadique et une étude de la composition isotopique de l'azote dissous dans l'eau des rizières serait requise pour le démontrer. La pollution par les nitrates du sol et des latrines laisse croire que la nappe alluviale du fleuve pourrait, elle aussi, être contaminée et une vérification des teneurs et de la composition isotopique des nitrates s'impose. Une contamination par les latrines implique, surtout si l'augmentation démographique d'environ 10 % par année se maintient sur la capitale, que dans un proche futur la pollution peut s'étendre aux ouvrages qui sont encore sains aujourd'hui. La présence de nitrates en provenance du sol dans les ouvrages pollués est sans doute le résultat d'une déforestation massive au cours des dernières décennies; il est aussi possible que le stock d'azote du sol s'épuise lors des années à venir.

La pollution des nappes par les nitrates est fréquente en Afrique de l'ouest, tant dans les zones urbaines que dans les secteurs ruraux. Il est difficile de généraliser les conclusions de la présente étude aux zones rurales, car la déforestation et la construction de latrines y sont moins prononcées que dans les villes. Toutefois, les besoins en bois des citadins, principalement pour la préparation des repas, sont en expansion causant une déforestation progressive dans les campagnes. Il est en outre possible d'entrevoir des causes naturelles à la contamination, comme la fixation conjointe par les termites et les bactéries d'azote atmosphérique qui serait minéralisé puis lessivé jusqu'à la nappe [Barnes *et al.*, 1992].

Ces travaux de recherche ont mis en lumière la puissance et les limites des outils isotopiques. En ce qui concerne la recharge et les écoulements souterrains, l'utilisation conjointe du tritium et des isotopes stables fournit rapidement des éléments de réponse sur l'âge et les modes de la recharge. Cependant pour dépasser ce cadre qualitatif, des chroniques et des études plus longues et détaillées seraient nécessaires. L'avantage relatif des méthodes isotopiques sur celles de l'hydrologie classique s'en trouverait alors réduit. Toutefois, les isotopes de l'eau restent les meilleurs traceurs disponibles et, couplés à des études classiques de pompage, ils permettront sans doute d'en augmenter la portée, surtout en milieu fracturé.

Le traçage à l'azote-15 des sources de la pollution nitratée, malgré des difficultés interprétatives, est sans doute la manière la plus simple, la plus efficace d'identifier la ou les sources de la contamination. Quelques déterminations des eaux polluées et des sources potentielles suffisent. Cependant, le signal isotopique peut changer significativement sur une période de quelques années, comme c'est le cas dans le quartier de Lamorde. Cette variation peut être liée à une modification du régime hydrogéologique, d'où l'importance de connaître l'hydrogéologie des nappes étudiées. Lorsque celle-ci est fragmentaire, les résultats d'une étude ponctuelle de traçage à l'azote-15 peuvent conduire à des conclusions d'une portée restreinte quant à la source des nitrates contaminants.

RÉFÉRENCES

REFERENCES

- Akiti, T. T., Etude géochimique et isotopique de quelques aquifères du Ghana: Calcaires de la plaine au Sud-Est de la Volta, Granite de la haute région, Thèse Dr. Ing., Paris-Sud, Orsay, 1980.
- Albertson, M. L. et D. B. Simons, Fluid mechanics, in *Handbook of hydrology*, pp. 7.1-7.49, Van Te Chow, ed, McGraw-Hill Book Company, New York, St. Louis, San Francisco, 1964.
- Allison, G. B., C. J. Barnes, et M. W. Hughes, The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils 2. Experimental, *Journal of Hydrology*, 64, 377-397, 1983b.
- Allison, G. B., C. J. Barnes, M. W. Hughes, et F. W. J. Leaney, Effect of climate and vegetation on oxygen-18 and deuterium profiles in soils, in *Isotope Hydrology*, 1983, pp. 105-123, IAEA, Vienna, 1983a.
- Aranyossy, J. F., La recherche du pic de tritium thermonucléaire en zone non saturée profonde sous climat semi-aride pour la mesure de la recharge des nappes: première application au Sahel., *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, 637-643, 1992.
- Aranyossy, J. F., B. Beidou, M. Dray, A. Joseph, et G. M. Zuppi, Origine et alimentation des nappes de la bordure Nord-Est du bassin des Illemmenden (Niger): Apport des techniques isotopiques, in *Isotope Hydrology*, 1983, pp. 808-810, IAEA, Vienna, 1983.
- Archambault, J., Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale, C.I.E.H., 1960.
- Bariac, T., E. Deleens, A. Gerbaud, M. Andre, et A. Mariotti, La composition isotopique (^{18}O , ^2H) de la vapeur d'eau transpirée: Etude en conditions asservies, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3391-3402, 1991.
- Barker, J. F., P. Fritz, et R. M. Brown, Carbon-14 measurements in aquifers with methane, in *Isotope Hydrology* 1978, vol. 2, 661-678, IAEA, Vienna, 1978.
- Barnes, C. J. et G. B. Allison, The distribution of deuterium and ^{18}O in dry soils 1. Theory, *Journal of Hydrology*, 60, 141-156, 1983.
- Barnes, C. J., G. Jacobson, et G. D. Smith, The origin of high-nitrate ground waters in the australian arid zone, *Journal of hydrology*, 137, 181-197, 1992.
- Bérard, J. et M. Tanguay, Carte photogéologique de la République du Niger, ND-31-VIII, Direction des Mines et de la Géologie du Niger, Niamey, Niger, 1972.
- Bernert, G., H. Dehay, H. Garin, et C. Zunino, Programme d'urgence pour le renforcement de l'alimentation en eau potable des quartiers périphériques de Niamey (Niger), B.R.G.M./M.H.E., 1985.
- Bessoles, B., *Géologie de l'Afrique - Le craton ouest africain*, Mémoires du B.R.G.M. no. 88, Editions du B.R.G.M., Paris, 1977.

- Bison, P. L., F. Piovesana, et G. M. Zuppi, Quelques exemples d'application des techniques isotopiques dans la recherche en eau au Sahara et au Sahel., in *Developpement des techniques isotopiques et nucléaires en hydrologie et Hydrogéologie dans les pays du Sahel*, pp. 37-56, AIEA, Projet RAF/8/012, Niamey, Niger, 1988.
- Blavoux, B., O. Saighi, J. Sarrot-Reynauld, et A. N. Savadogo, Apports des analyses isotopiques à la connaissance du comportement hydrogéologique des roches fissurées, in *Isotope Hydrology*, 1983, pp. 815-816, IAEA, Vienna, 1983.
- Boukari, M., Contribution à l'étude hydrogéologique des régions du socle de l'Afrique intertropicale: l'hydrogéologie de la région de Dassa-Zoumé (Bénin), Thèse spécialité, Université de Dakar, 1982.
- BRGM-CIEH, Etude du ruissellement et de l'infiltration sur un bassin versant de zone de Savane (Korho - Côte d'Ivoire), C.I.E.H., Série Hydrogéologie, 1972.
- Brutsaert, W. et H. Stricker, An advection aridity-approach to estimate actual regional evapotranspiration, *Water Resources Research*, 15, 443-450, 1979.
- CEFIGRE/ITCWRM, Synthèses des connaissances sur l'hydrogéologie du socle cristallin et cristallophyllien, et du sédimentaire ancien de l'Afrique de l'ouest, République Française, Ministères des relations extérieures -Coopération et développement. Valbonne, France, 1984.
- Chapman, D. S. et H. N. Pollack, 'Cold spot' in West Africa: anchoring the African plate, *Nature*, 250, 477, 1974.
- Clifford Boyer, M., Steamflow measurement, in *Handbook of applied hydrology*, 15-1 - 15-41, Van Te Chow, ed., McGraw-Hill Book Company, New York, St. Louis, San Francisco, 1964.
- Coleman, M. L., T. T. Sheppard, J. J. Durham, J. E. Rouse, et G. R. More, Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis, *Analytical Chemistry*, 54, 993-995, 1982.
- Conrad, G. et J. C. Fontes, Hydrologie isotopique du Sahara Nord-occidental, in *Isotope Hydrology*, 1970, pp. 405-419, IAEA, Vienna, 1970.
- Coulibaly, S., La fracturation du bassin versant de Kobio dans le socle précambrien du Liptako (région ouest du Niger), Mémoire de Maîtrise, Université du Québec à Montréal, Thèse soumise.
- Crago, R. D. et W. Brutsaert, A comparison of several evaporation equations, *Water Resources Research*, 28, 951-954, 1992.
- Craig, H., Isotopic variations in meteoric water, *Sciences*, 133, 1702-1703, 1961.
- CRDI, in *Atelier sur l'eau en zone sahélienne*, CRDI, 1992, Université Abdou Moumouni Dioffo/Niamey - Niger, 1992.

- Detay, M., P. Poyet, Y. Emsellem, A. Bernard, et G. Aubrac, Influence du développement capacatif d'altérites et de son état de saturation sur les caractéristiques hydrodynamiques des forages en zone de socle cristallin, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, 429, 1989.
- Dinçer, T., M. Dray, G. M. Zuppi, A. Guerre, G. S. Tazioli, et S. Traore, L'alimentation des eaux souterraines de la zone Kolokani-Nara au Mali, in *Isotope Hydrology*, 1983, pp. 367-395, IAEA, Vienna, 1983.
- Dray, M., R. Gonfiantini, et G. M. Zuppi, Isotopic composition of groundwater in the southern Sahara, in *Isotope Hydrology*, 1978, pp. 187-199, IAEA, Vienna, 1978.
- Dupuis, D., J. Pons, et A. E. Prost, Mise en place de plutons et caractérisation de la déformation birmienne au Niger Occidental, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, 769, 1991.
- Edmunds, W. M., W. G. Darling, D. G. Kinniburgh, S. Kotoub, et S. Mahgoub, Sources of recharge at Abu Delaig, Sudan, *Journal of Hydrology*, 131, 1-24, 1992.
- Edmunds, W. M. et N. R. G. Walton, A geochemical and isotopic approach to recharge evaluation in semi-arid zones: Past and present, in *Arid-zone hydrology: Investigation with isotopes techniques*, pp. 37-68, IAEA, Vienna, 1978.
- El Garba, H. et S. Rabe, Prospection géolélectrique pour l'implantation d'un forage d'eau et quatre piézomètres dans le bassin versant de Kobio, Min. Hydraulique et de l'Environnement, dir. des Ressources en Eau, serv. hydrogéologie, Niger, 1990.
- Engalenc, M., Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. Vol. 1., C.I.E.H.-Géohydraulique, 1978.
- Engalenc, M., Méthodes d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest, C.I.E.H.-Géohydraulique, 1981.
- Epstein, S. et T. Mayeda, Variation of ^{18}O content of water from natural sources, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1953.
- Faillat, J. P., Origine des nitrates dans les nappes de fissures de la zone tropicale humide-Exemple de la Côte d'Ivoire, *Journal of Hydrology*, 113, 231-264, 1990.
- Faillat, J. P. et A. Rambaud, La teneur en nitrate des nappes de fissures de la zone tropicale humide en relation avec les problèmes de déforestation, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, 1115-1120, 1988.
- Filippi, C., F. Milville, et D. Thiery, Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat Soudano-Sahélien par modélisation hydrologique globale: Application à dix sites au Burkina Faso, *Hydrological Sciences Journal*, 35, 29-48, 1990.
- Fontes, J. C., Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects, Thèse de Doctorat d'Etat, CNRS N° A0 12880, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 1976.

- Fontes, J. C., Environmental isotopes in groundwater hydrology, in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, vol.1, pp. 75-140, P. Fritz et J. Ch. Fontes, ed., Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 1980.
- Fontes, J. C., J. N. Andrews, W. M. Edmunds, A. Guerre, et Y. Travi, Paleorecharge by the Niger river (Mali) deduced from groundwater geochemistry, *Water Resources Research*, 27, 199-214, 1991.
- Fontes, J. C., M. Yousfi, et G. B. Allison, Estimation of long-term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water, *Journal of Hydrology*, 86, 315-327, 1986.
- Freeze, R. A., The mechanism of natural ground-water recharge and discharge 1. One-dimensional, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging ground-water flow system, *Water Resources Research*, 5, 153-171, 1969.
- Freeze, R. A. et J. A. Cherry, *Groundwater*, Prentice-Hall inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1979.
- Freyer, H. D., Seasonal trends of NH_4^+ and NO_3^- nitrogen isotope composition in rain collected at Jülich, Germany, *Tellus*, 30, 83-92, 1979.
- Fustec, E., A. Mariotti, X. Grillo, et J. Sajus, Nitrate removal by denitrification in alluvial ground water: role of a former channel, *Journal of Hydrology*, 123, 337-354, 1991.
- Gardner, W. H, Water content, *Methods of soil analysis -Part 1*, pp. 493 - 544, Arnold Klute, ed., American Society of Agronomy Inc., Soil Science Society of America, Inc., 2nd ed., Madison, Wisconsin, 1986.
- Geirnaert, W., M. Groen, et J. Van der Sommen, Isotope studies as a final stage in groundwater investigations on the African shield, in *Challenges in African Hydrology and Water Resources*, pp. 141-153, IAHS, publ. no. 144, Harare, 1984.
- Girard, P., Esquisse géologique et structurale du Liptako (Niger occidental), Trav. doctoral, Université du Québec à Montréal (UQAM), 1988.
- Gonfiantini, R., G. Conrad, J. C. Fontes, G. Sauzay, et B. R. Payne, Etude isotopique de la nappe du Continental Intercalaire et de ses relations avec les autres nappes du Sahara septentrional, in *Isotope techniques in groundwater hydrology*, 1974, pp. 227-241, IAEA, Vienna, 1974.
- Greigert, J., *Descriptions des formations crétacées et tertiaires du bassin des Illummeden (Afrique occidentale)*, Editions du B.R.G.M./Dir. Mines Géol. Rép. Niger, Paris, 1966.
- Grillot, J. C., Régime des eaux souterraines en milieu cristallin altéré: un exemple en zone intertropicale humide d'altitude (Madagascar), *Hydrological Sciences Journal*, 37, 105, 1992.

- Groen, J., J. B. Schuchmann, et W. Geirnaert, The occurrence of high nitrate concentration in ground water in villages in Northwestern Burkina Faso, *Journal of African Earth Sciences*, 7, 999-1009, 1988.
- Guero, Y. et P. Girard, Aquifère discontinu du Liptako, Niger, CRDI, Ottawa, rapport final, 1990.
- Heaton, T. H. E., Sources of the nitrate in the phreatic groundwater in the western Kalahari, *Journal of Hydrology*, 67, 249-259, 1984.
- Heaton, T. H. E., Isotopic studies of nitrogen pollution in the hydrosphere and atmosphere: a review, *Chemical Geology Isotope Geoscience*, 59, 87-102, 1986.
- Heaton, T. H. E. et G. M. Collet, The analysis of $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios in natural samples with emphasis on nitrate and ammonium in precipitation, CSIR, Pretoria, Res. rep, no. 624, 1985.
- Heaton, T. H. E., A. S. Talma, et J. C. Vogel, Origin and history of nitrate in confined ground waters in the western Kalahari, *Journal of Hydrology*, 62, 243-262, 1983.
- Hoefs, J., *Stable Isotope Geochemistry*, 2nd ed., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1980.
- Hübner, H., Isotope effects of nitrogen in the soil and biosphere, in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, vol. 2, pp. 361-425, P. Fritz & J. Ch. Fontes, ed., Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 1986.
- IAEA, Environmental isotope data no.1: World survey of isotope concentration in precipitation (1953-1963), International Atomic Energy Agency, Technical report series, no. 96, 1969.
- IAEA, Environmental isotope data no. 3: World survey of isotope concentration in precipitation (1966-1967), International Atomic Energy Agency, Technical report series, no. 129, 1971.
- IAEA, Environmental isotope data no.4: World survey of isotope concentration in precipitation(1968-1969), International Atomic Energy Agency, Technical report series, no. 147, 1973.
- IAEA, Environmental isotope data no.6: World survey of isotope concentration in precipitation (1972-1975), International Atomic Energy Agency, Technical report series, no. 192, 1979.
- IAEA, *Arid-zone hydrology: Investigation with isotope techniques.*, International Atomic Energy Agency, Vienna, 1980.
- IAEA, Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle, International Atomic Energy Agency, Vienna, Technical Report Series, no. 20, 1981a.

- IAEA, Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation, International Atomic Energy Agency, Vienna, Technical report series, no. 206, 1981b.
- IAEA, Guidebook on nuclear techniques in hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, Technical Report Series, no. 91, 1983.
- IAEA, Environmental isotope data no.8: World survey of isotope concentration in precipitation (1980-1983), International Atomic Energy Agency, Technical report series, no. 264, 1986.
- Jegouzo, P., Rapport de fin de mission, Plan de Développement Minéral du Niger (convention 84/cd/86), 1987.
- Jordan, C. F., A simple, tension-free lysimeter, *Soil Science*, 106, 81-86, 1968.
- Joseph, A. et J. F. Aranyossy, Mise en évidence d'un gradient de continentalité Est-Ouest en afrique sahélienne en relation avec les lignes de grain, in *Développement des techniques isotopiques et nucléaires en hydrologie et en hydrogéologie dans les pays du Sahel*, pp. 113-119, AIEA, Projet RAF/8/012, Niamey, Niger, 1988b.
- Joseph, A. et P. Girard, Etude de la pollution en nitrate des aquifères du socle: exemple de la nappe de Niamey, Ministère de l'Hydraulique du Niger, 1990.
- Joseph, A. et B. Ousmane, Pollution nitratée de la nappe alluviale du fleuve Niger à Niamey, *Ann. Univ. Niamey*, III, 129, 1988a.
- Joseph, C., Interprétation des mesures disponibles des variations naturelles du niveau des nappes en Côte d'Ivoire, C.I.E.H., 1969.
- Karbo, A., Contribution à l'étude de la caractérisation de l'eau de pluie à Niamey, Mémoire de DES, Université d'Orléans, France, 1989.
- Keeney, D. R. et D. W. Nelson, Nitrogen - Inorganic forms, in *Methods of Soil Analysis, Part 2. Chemical and Microbiological properties*, pp. 643-698, A. L. Page, ed., Agonomy Monograph no. 9 (2nd ed.), American Society of Agronomy, Inc. & Soil Science Society of America, Inc., Madison, 1982.
- Korom, S. F., Natural denitrification in the saturated zone, *Water Resources Research*, 28, 1657-1668, 1992.
- Kreitler, C. W., Determining the source of nitrate in groundwater by nitrogen isotopic studies, University of Texas, Austin, Texas, Bur. Econ. Geol., Rep. Invest., 83, 1975.
- Kreitler, C. W., Nitrogen-isotope ratio studies of soils and groundwater from alluvial fan aquifers in Texas, *Journal of Hydrology*, 42, 147-170, 1979.
- Kreitler, C. W. et L. A. Browning, Nitrogen isotope analysis of groundwater in carbonate aquifers: Natural versus human pollution, *Journal of Hydrology*, 61, 285-301, 1983.

- Langenegger, O., Groundwater quality in rural areas of Western Africa, in *The state-of-the-art of hydrogeology and hydrology in the arid and semi-arid areas of Africa*, pp. 417-426, Ouagadougou, Burkina Faso, 1988.
- Lebel, T., H. Sauvageot, M. Hoepffner, M. Desbois, B. Guillot, et P. Hubert, Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment, *Hydrological Sciences Journal*, 37, 201, 1992.
- Lelong, F., Nouvelles données sur les nappes d'arènes, C.I.E.H.-B.C.E.O.M., 1964.
- Lemoine, C. et J. C. Pratt, *Cartes d'évaporation potentielles*, CIEH, Ouagadougou, 1972.
- Letolle, R., Nitrogen-15 in the natural environment, in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, vol. 1, pp. 407-433, P. Fritz & J. Ch. Fontes, ed., Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 1980.
- Libby, W. F. *Radiocarbon Dating*, University of Chicago Press, Chicago, Ill., 1965.
- Machens, E., *Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'ouest de la République du Niger*, Mémoires du B.R.G.M. no. 82, Editions du B.R.G.M., Paris, 1973.
- Macko, S. A., Stable nitrogen isotope ratios as tracers of organic geochemical processes, Ph. D., University of Texas, Austin, 1981.
- Magee, P. N. et J. M. Barnes, The production of malignant hepatic tumor in the rat by feeding dimethyl-nitrosamine, *British Journal of Cancer*, 10, 114-122, 1956.
- Mariotti, A., Apports de la géochimie isotopique à la connaissance du cycle de l'azote, Mem. Sci. Terre no. 82, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 1982.
- Mariotti, A., La dénitrification dans les eaux souterraines, principes et méthodes de son identification: une revue, *Journal of Hydrology*, 88, 1-23, 1986.
- Mariotti, A., A. Landreau, et B. Simon, ^{15}N isotope biochemistry and natural denitrification process in groundwater: Application to the chalk aquifer of northern France, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 1869-1878, 1988.
- Mariotti, A. et R. Letolle, Application de l'étude isotopique de l'azote en hydrologie et hydrogéologie. Analyse des résultats obtenus sur un exemple précis: Le bassin de Mélarchez (Seine et Marne, France), *Journal of Hydrology*, 33, 157-172, 1977.
- Mariotti, A., R. Letolle, B. Blavoux, et B. Chassaing, Détermination par les teneurs naturelles en ^{15}N de l'origine des nitrates: résultats préliminaires sur le bassin de Mélarchez (Seine et Marne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 280, 423-426, 1975.
- Martin, J. et D. Thierry, Analyse d'une longue série piézométrique au Burkina Faso, BRGM, Orléans, Note technique, no. 86/14, 1986.

- Mathews Castro, N. et G. Hornberger, Surface-subsurface water interactions in an alluviated mountain stream channel, *Water Resources Research*, 27, 1613-1621, 1991.
- McCarthy, K. A., W. D. McFarland, J. M. Wilkinson, et L. D. White, The dynamic relationship between ground water and the Colombia River: using deuterium and oxygen-18 as tracers, *Journal of Hydrology*, 135, 1-12, 1992.
- Molinier, M., Qualité des eaux des surface en zone forestière équatoriale en Côte d'Ivoire, *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*, XIII, 7-36, 1976.
- Mook, W. G., Carbon-14 in hydrogeological studies, in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, vol. 1, pp. 49-74, P. Fritz et J. Ch. Fontes, ed., Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 1980.
- Murphy, E. M., J. A. Schramke, J. K. Fredrickson, H. W. Bledsoe, A. J. Francis, D. S. Sklarew, et J. C. Linehan, The influence of microbial activity and sedimentary organic carbon on the isotope geochemistry of the Middendorf aquifer, *Water Resources Research*, 28, 723-740, 1992.
- Noakes, J. E., S. M. Kein, et L. K. Allers, Recent advances in benzene liquid scintillation radiocarbon dating, Rapport inédit, 1967.
- OMS, *Normes internationale pour l'eau de boisson*, 3ème ed., OMS, Genève, 1972.
- Ousmane, B., Contribution à l'étude hydrogéologique des régions de socle du Sahel: l'hydrogéologie du Damagaram Occidental (environs de Zinder, Niger), Thèse 3ème cycle, Montpellier, 1978.
- Ousmane, B., Synthèse hydrogéologique des aquifères discontinus des formations du socle en République du Niger, CRDI, Ottawa, Rapport interimaire, 1989.
- Ousmane, B., J. Ch. Fontes, J. F. Aranyossy et A. Joseph, Hydrologie isotopique et hydrochimie des aquifères discontinus de la bande sahélienne et de l'Aïr (Niger), in *Isotope Hydrology*, 1983, pp. 367-395, IAEA, Vienna, 1983.
- Payne, B. R., The status of isotope hydrology today, *Journal of Hydrology*, 100, 207-237, 1988.
- Penman, H. L., Natural evaporation from open water bare soil and grass, *Proc. R. Soc. London*, 193, 120-146, 1948.
- Priestley, C. H. B. et R. J. Taylor, On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters, *Mont. Weather Rev.*, 100, 81-92, 1972.
- Ronen, D., M. Magaritz, U. Weber, et A. J. Amiel, Characterization of suspended particles collected in groundwater under natural gradient flow conditions, *Water Resources Research*, 28, 1279-1291, 1992.

- Roose, E., F. Lelong, et J. Colombani, Influence du bioclimat et de l'aménagement des sols sur les éléments du bilan hydrique en Afrique de l'Ouest, *Hydrologica Sciences Journal*, 28, 283, 1983.
- Ryan, J. N. et P. M. Gschwend, Effect of iron diagenesis on the transport of colloidal clay in an unconfined sand aquifer, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 1507-1521, 1992.
- Sarrot-Reynauld, J. et A. Z. Traore, Etude isotopique des eaux souterraines de la région de Koula Nosombougou (Mali), in *Developpement des techniques isotopiques et nucléaires en hydrologie et hydrogéologie dans les pays du Sahel*, pp. 7-19, IAEA, Projet RAF/8/012, Niamey, Niger, 1988.
- Singh, J. S., A. S. Raghubanshi, R. S. Singh, et S. C. Srivastava, Microbial biomass acts as a source of plant nutrients in dry tropical forest and savana, *Nature*, 338, 499-500, 1989.
- Slatyer, R. O. et J. A. Mabbutt, Hydrology of arid and semiarid regions, in *Handbook of applied hydrology*, pp. 24-1 - 24-46, Ven Te Chow, ed., McGraw-Hill Book Company, New York, St. Louis, San Francisco, 1964.
- Slatyer, R. O. et I. C. McIlroy, *Practical Microclimatology*, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Melbourne, Australia, 1961.
- Smith, R. L., B. L. Howes, et J. H. Duff, Denitrification in nitrate contaminated groundwater: Occurrence in steep vertical geochemical gradient, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 1815-1825, 1991.
- Stewart, M. K. et J. J. McDonnell, Modeling base flow soil water residence times from deuterium concentrations, *Water Resources Research*, 27, 2681-2693, 1991.
- Stumm, W. et J. J. Morgan, *Aquatic Chemistry*, 2nd ed., John Wiley & Sons, New York-Chichester-Brisbane, 1981.
- Travi, Y. et R. Guiraud, Présence d'un aquifère généralisé dans les formations grèseuses précambriques de la région de San. Rôle de la fracturation majeure dans les écoulements souterrains, *Bull. Liaison C.I.E.H. Ouagadougou*, 3, 1982.
- Turner, J. V. et D. K. Macpherson, Mechanisms affecting streamflow and stream water quality: An approach via stable isotope, hydrogeochemical, and time series analysis, *Water Resources Research*, 26, 3005-3019, 1990.
- UNESCO, Synthèse hydrologique du bassin du lac Tchad (1966-1970), Commission du bassin du lac Tchad, Rapport technique, TR/UNESCO/UNPD/REG 71, 1972.
- UNESCO, L'irrigation des terres arides dans les pays en développement et ses conséquences sur l'environnement, Notes techniques du MAB, no. 8, 1978.
- van der Kamp, G. et H. Maathuis, Annual fluctuations of groundwater levels as a result of loading by surface moisture, *Journal of Hydrology*, 127, 137-152, 1991.

Vaufreydaz, P., Essai depompes à motricité humaines, PNUD/Banque Mondiale, INT/81/206, 1986.

Vidal, M., A. Prost, G. Alric, et S. Lemoine, Présence d'un socle antérieur à une suture océanique du Birimien inférieur en Côte-d'Ivoire (Afrique de l'Ouest), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, 193, 1992.

Walling, D. E., S. S. D. Foster, et P. Wurzel, *Challenges in African hydrology and water resources*, IAHS, publ. no. 144, Harare, 1984.

ANNEXE

Annexe: Protocole expérimental: transformation du nitrate en azote gazeux

Le protocole employé est un hybride de ceux décrit par Mariotti [1982] et Macko [1981]. Il consiste à:

1- Prélever un aliquot de l'échantillon. Le volume prélevé est tel qu'il contienne au moins 0.5 mg d'azote (N).

2- Procéder à la distillation vapeur de cet aliquot; suivre le protocole décrit par Keeney et Nelson [1982] et les remarques de Mariotti [1982] au sujet de cette distillation.

3- Au distillat, recueilli dans un bécher sur de l'acide sulfurique M/40, on ajoute quelques mg de Na_2SO_4 (ACS).

4- Cette solution est porté à sec sous hotte. La température de la solution lors de l'évaporation devrait être maintenue à ~ 60 °C.

5- Une fois sec, le sel obtenu (un mélange de Na_2SO_4 et $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$) est recueilli à l'aide d'une spatule propre et sèche. Une fois sec le bécher contenant le sel ne devrait pas être laissé trop longtemps au contact de la source de chaleur. La facilité avec laquelle le sel se détache du fond du bécher, dépend de la quantité de Na_2SO_4 ajouté: la bonne mesure favorise la formation de larges cristaux qui n'adhèrent pas beaucoup au fond du récipient.

6- Le sel recueilli est transféré dans un tube de quartz de 6mm de diamètre (~20-25 cm de long) et brûlé sous vide en compagnie de cuivre et d'oxyde de cuivre tel que décrit par Macko [1981]. Le $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ est alors transformé en N_2 gazeux.

7- L'azote gazeux est purifié dans une ligne de verre sous vide et recueilli dans un tube de pyrex dans lequel se trouve un tamis moléculaire 5 \AA° 40/60 de marque ALLTECH préalablement dégazé. Le vide dans la ligne doit être $\leq 10^{-4}$ torr.

8- L'azote piégé est ensuite introduit dans le spectromètre de masse. Pour ce faire il est nécessaire de chauffer le tamis moléculaire à une température de 170 à 180 °C. Un fil chauffant entourant le tube en pyrex est utilisé à cette fin.

9- Une fois l'analyse spectrométrique effectuée, le tube, qui est toujours en chauffage, est pompé pour une période de 5 minutes à l'aide des pompes xxx du spectromètre de masse afin de le dégazer totalement.