

UTILISATION DES MÉTHODES ISOTOPIQUES DANS L'ÉTUDE DE DIFFÉRENTES PARTIES DU CYCLE DE L'EAU DANS LE CADRE D'HAPEX-SAHEL

J.D. TAUPIN¹

RÉSUMÉ

Les isotopes stables de la molécule d'eau, oxygène 18 (¹⁸O) et deutérium (²H) sont maintenant largement utilisés dans l'étude de la phase liquide et des processus qui peuvent l'affecter dans les différents compartiments de son cycle. En effet, les processus physiques tel que l'évaporation ou la géothermie vont se traduire par une variation de la composition isotopique initiale, ce qui se traduit par un marquage de l'eau. On peut aussi se servir des isotopes comme traceur pour suivre une masse d'eau au cours de son transfert dans les différentes parties du cycle de l'eau. Enfin, grâce aux nappes fossiles, les isotopes sont des outils précieux pour remonter aux conditions climatiques qui prédominaient à l'époque de la recharge de ces nappes.

Au cours de l'expérience Hapex-Sahel, les isotopes ont été utilisés dans trois domaines : les précipitations, les mares et les nappes.

Dans le cadre de l'étude des pluies, la variation des teneurs isotopiques au cours de la saison a donné des informations sur l'évolution des masses d'air et sur l'état de saturation de l'atmosphère. Quelques hypothèses ont pu être aussi émises sur les différentes origines de la vapeur qui alimentent les systèmes convectifs dans cette zone.

¹Orstom, mission au Niger, BP 11416, Niamey, Niger.

Dans le cadre de l'étude des mares, les isotopes ont permis de modéliser l'évaporation pendant la saison sèche, les résultats ont ainsi pu être comparés avec ceux issus de méthodes classiques telles que les mesures sur bac évaporatoire. La part de l'infiltration par rapport à la partie évaporée a pu ainsi être quantifiée dans des systèmes endoréiques différents.

Dans le cadre de l'étude hydrogéologique du Continental terminal, l'étude isotopique en complément de l'étude chimique et hydrodynamique a permis de différencier plusieurs modes d'infiltration, de localiser des zones de reprise évaporatoire directe de la nappe, et de visualiser des zones de mélanges par drainance avec les aquifères inférieurs. De plus, la mesure de la décroissance d'isotopes radioactifs tel que le tritium (^3H) et le carbone 14 (^{14}C) a permis une datation des différents aquifères.

INTRODUCTION

La zone d'étude choisie dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel (GOUTORBE *et al.*, 1994), se situe au Niger (figure 1), en zone sahélienne près de la ville de Niamey sur un degré carré : 13-14° N, 2-3° E. Des études sur les différents compartiments du cycle de l'eau ont été réalisées et il s'est avéré intéressant de coupler les méthodes de mesures classiques avec des mesures isotopiques à titre de comparaison ou de complément d'information. L'étude du rapport des isotopes stables de l'environnement, que cela soit les isotopes de l'eau $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$ ou d'autres isotopes stables tels que par exemple $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ permet de reconstituer l'histoire de certains processus qui ont modifié le milieu. En effet, les rapports isotopiques sont régis par des lois d'équilibre parfaitement déterminées, lois qui contrôlent les changements de phase, processus de condensation par exemple ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^2\text{H}/^1\text{H}$) ou les réactions chimiques telles que bicarbonate \rightarrow carbonate ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), le facteur de fractionnement entre les deux composés dépendant uniquement de la température. À ce fractionnement à l'équilibre peut s'ajouter un fractionnement cinétique dans le cas de processus hors équilibre comme par exemple l'évaporation, ce dernier terme dépendant des conditions du milieu. On peut aussi se servir de la composition isotopique comme marqueur d'un processus naturel ou artificiel. Par exemple la connaissance de la composition isotopique en ^{15}N d'une nappe peut permettre de déterminer l'origine de la pollution azotée. En effet, les pôles d'origine de l'azote représentés par : l'azote atmosphérique, les engrais azotés chimiques, les déjections animales et l'apport en azote de certaines plantes peuvent être différenciés par leur composition en ^{15}N . L'oxygène 18 ou le deutérium sont aussi d'excellents traceurs de la circulation de l'eau, puisqu'ils ne sont pas sujets à des processus de fixation qui affectent même les meilleurs traceurs chimiques. Ce marquage peut donc être utilisé pour suivre une masse d'eau et les processus qui peuvent l'affecter (évaporation, géothermie, mélange).

Les principales utilisations des isotopes de l'eau dans le domaine hydrologique concernent la pluie (variabilité spatiale, origine des masses d'air, reprise évaporatoire), le ruissellement (décomposition de l'hydrogramme de crue), l'eau dans la zone non saturée (processus d'infiltration, quantification de la recharge, calcul de l'évaporation), les nappes (suivi de l'homogénéité, mise en évidence de mélange, drainance, processus d'infiltration, reprise évaporatoire).

L'utilisation d'une gamme d'isotopes radioactifs, en complément d'étude, tels que ^3H ($T \approx 12,5$ ans), ^{14}C ($T \approx 5\,700$ ans), ou d'autres dont les périodes sont beaucoup plus longues tel que ^{36}Cl ($T \approx 300\,000$ ans), permettent de reconstituer l'âge moyen de la recharge des eaux des nappes actuelles ou fossiles ou de mesurer des vitesses d'infiltration en zone non saturée.

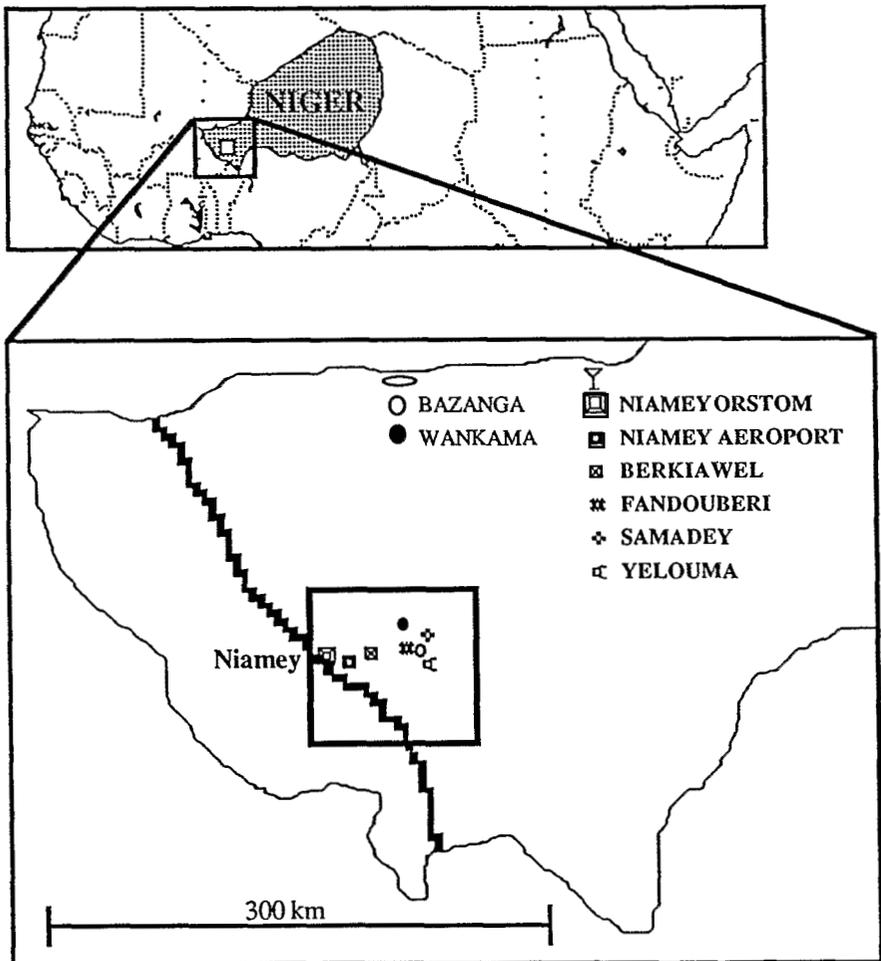


Figure 1 :

Localisation du degré carré et des différents sites (pluviographes et mares).

RÉSULTATS

MÉTHODOLOGIE

Pour l'analyse de l'oxygène 18, on utilise la méthode d'équilibration de 3 ml d'eau avec du CO₂ industriel de composition isotopique connu. C'est le CO₂ que l'on mesure, qui après équilibration pendant 24 h avec l'échantillon d'eau, reflète la composition isotopique de l'eau au fractionnement près. Pour le deutérium on réduit 5 µl d'eau par le zinc, pour obtenir de l'hydrogène gazeux que l'on analyse. La mesure du rapport des isotopes se fait par spectrométrie de masse par comparaison à un standard (VG micromass 602D et 602C), l'erreur sur la mesure est de ±0,15 ‰ pour l'oxygène 18 et ±1 ‰ pour le deutérium. Les teneurs isotopiques sont mesurées en parts pour mille (‰) et correspondent pour l'oxygène 18 par exemple au rapport :

$$\delta^{18}o = \left(\left(\frac{{}^{18}o / {}^{16}o}{\text{échantillon}} / \left(\frac{{}^{18}o / {}^{16}o}{\text{standard}} \right) - 1 \right) * 1000$$

La méthodologie de l'isotope radioactif du ³H est basée sur l'apport artificiel issu des essais nucléaires entre 1952 et 1963. L'arrêt des essais nucléaires en 1963 a permis d'établir une chronique de décroissance du ³H dans les pluies, ce qui permet une datation des eaux des nappes postérieurement à 1963. Par contre sa demi-vie étant faible, le tritium dans les pluies est revenu à son seuil d'abondance naturelle depuis la fin des années 1980, l'utilisation en devient donc plus délicate actuellement. La plage de datation du ¹⁴C est beaucoup plus grande (environ 35 000 ans) et sert à une datation naturelle, mais il peut être aussi utilisé dans les mêmes conditions que le ³H.

Le ³H est mesuré par comptage directement ou après enrichissement, et les teneurs sont exprimées en Unité Tritium (1UT correspond au rapport d'abondance atomique de 10⁻¹⁸). Le ¹⁴C est mesuré par scintillation liquide à partir du benzène obtenu par la séquence : carbonate (attaque acide phosphorique) —> CO₂ (absorption sur lithium) —> mélange lithium+eau —> acétylène (+catalyseur) —> benzène. La mesure n'est possible que sur une masse minimale de 2g de carbone. Pour des teneurs plus faibles la méthodologie utilisée est nettement plus lourde, on utilise alors un accélérateur de particules (masse minimale 1 milligramme de carbone). Les teneurs sont exprimées en activité ramenée en % d'un étalon.

ÉTUDE ISOTOPIQUE DES PLUIES

La climatologie de la région sahélienne est sous la dépendance de l'anticyclone des Açores au Nord et de l'anticyclone de Sainte-Hélène au sud. Le renforcement de l'un affaiblit le second, ce qui se traduit par une poussée vers le nord de la masse d'air froid et humide (mousson) issue du golfe de Guinée de février à octobre et

une poussée vers le sud de la masse d'air chaud et sec (harmattan) d'octobre à février. Les précipitations dans cette région dépendent presque exclusivement de la position du FIT et de sa structure, qui est caractérisée par une discontinuité verticale des champs de vent et d'humidité. Cette structure explique qu'au Sahel près de 80 % des pluies ont une origine convective que ce soit sous forme de cumulonimbus isolés ou d'amas nuageux organisés qui se déplacent d'est en ouest.

Dans le nuage, le fractionnement isotopique entre les phases vapeur-liquide lors du processus de condensation, enrichit en isotopes lourds la phase liquide au dépend de la phase vapeur. La goutte d'eau issue de la première phase de condensation va ensuite subir des processus physiques qui vont modifier sa composition isotopique initiale. Lors de sa chute à travers l'atmosphère, des processus de coalescence vont se produire ainsi qu'un rééquilibrage thermique partiel à l'intérieur du nuage. Sous le nuage, des processus de réévaporation sont possibles dans le cas de colonne d'air non saturante. La composition isotopique de la pluie au sol est donc la résultante de ces différents processus, montrant ainsi la complexité de l'analyse.

Les causes du fractionnement à la condensation étant identiques pour ^{18}O et ^2H , dans un graphe ^{18}O vs ^2H , les pluies vont se répartir selon la relation linéaire :

$$\delta^2\text{H} = A * \delta^{18}\text{O} + B, \quad \text{avec} \quad A \approx 8 \text{ et } B \approx 10$$

appelée droite de Craig, ou Droite des eaux Météorologique Mondiale, DMM. Les points qui se trouvent sous la DMM, surtout quand ils sont enrichis en isotopes lourds, sont marqués par une reprise évaporatoire au cours de leur chute dans l'atmosphère.

L'excès en deutérium " d " = $\delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$ permet aussi de différencier la vapeur recyclée localement, marquée par un excès en deutérium (" d " > 10).

Deux stations du dispositif Epsat ont fait l'objet d'échantillonnage en 1991, Yelouma (13° 26' 97 N - 02° 30' 80 E), Samadey (13° 34' 85 N - 02° 41' 66 E) et 5 stations en 1992, Niamey Orstom (13° 31' 87 N - 02° 05' 80 E), Niamey Aéroport (13° 28' 79 N - 02° 10' 39 E), Berkiawel (13° 30' 68 N - 02° 18' 51 E), Fandouberi (13° 31' 91 N - 02° 33' 52 E), Samadey, réparties sur un transect Est-Ouest représentatif de la direction privilégiée de la circulation des systèmes pluvieux (figure 1).

Les données récoltées pour les deux années portent sur 181 couples d'analyse ^{18}O , ^2H . Les teneurs varient entre -11,20 et +2,60 ‰ pour ^{18}O et -80,1 et +13,5 ‰ pour ^2H . Ces variations importantes sont caractéristiques des régions tropicales. Les teneurs les plus enrichies en ^{18}O , marquées par un processus d'évaporation, se situent principalement en début d'hivernage. Elles sont souvent de faibles hauteurs et pendant leur descente dans une atmosphère encore relativement sèche à cette période, elles sont soumises à une évaporation partielle

liée aux températures élevées et aux faibles taux d'humidité relative (figure 2). À partir du mois de juillet, la mousson est bien installée sur la zone, l'atmosphère reste en général saturée. Ces conditions permettent le développement de systèmes convectifs de grande échelle. Les températures sont aussi plus basses ce qui entraîne des teneurs appauvries en ^{18}O . Les teneurs les plus appauvries, observées au milieu de l'hivernage, semblent essentiellement dues à des pluies issues de processus de condensation à très haute altitude (entre 10 000 et 15 000 m) en relation avec le phénomène convectif. D'autres processus peuvent intervenir dans l'appauvrissement des teneurs isotopiques, l'effet de masse qui se traduit par un appauvrissement des teneurs isotopiques pour de fortes hauteurs

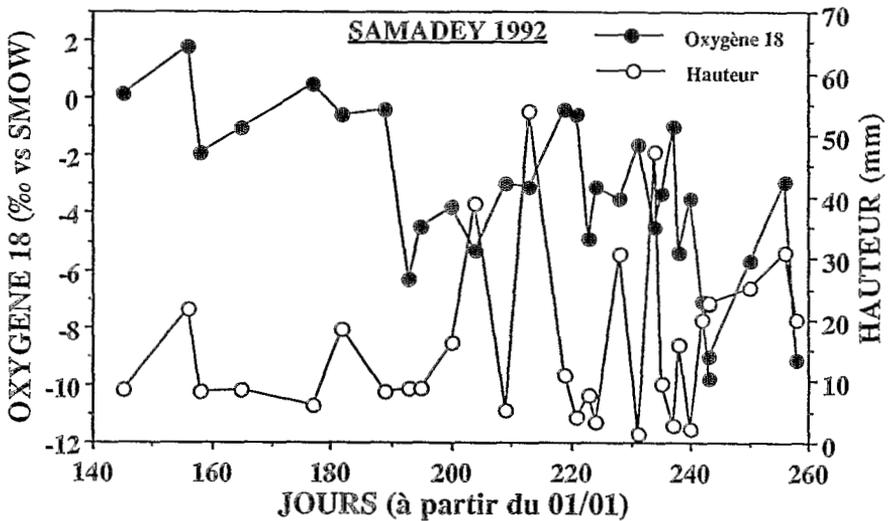


Figure 2 :

Évolution des teneurs isotopiques et des hauteurs de pluie à la station de Samadey pour l'année 1992.

de pluie et, l'effet de continentalité qui se traduit par un appauvrissement progressif d'un réservoir unique de vapeur sans apport, par vidange partielle le long de son parcours.

La figure 3 met bien en évidence l'effet de masse mais le phénomène de convection à haute altitude, qu'il soit local ou de grande extension, montre que les teneurs les plus appauvries en ^{18}O peuvent concerner des pluies de hauteurs nettement plus faibles.

Les relations ^{18}O vs ^2H des précipitations pour les différentes stations montrent des pentes comprises entre 6,9 et 8,21. En soustrayant les pluies évaporées ($P > 0\%$ en ^{18}O ou $P < 5\text{mm}$), la droite météorologique locale (DML) sur l'ensemble

des stations, est égale à celle établie par JOSEPH et ARANYOSSY (1989) pour l'Afrique de l'Ouest, à partir de la composition isotopique des nappes superficielles : $\delta^2 H = 7,5 * \delta^{18} O + 4,8$ et elle tend vers la DMM (figure 4).

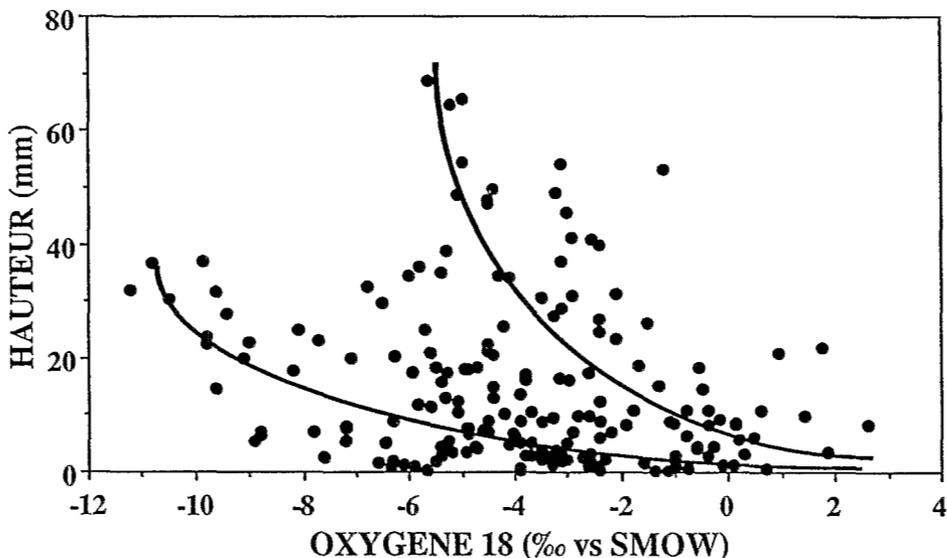


Figure 3 :

Relation oxygène 18 en fonction de la hauteur pour l'ensemble des échantillons de pluies récoltées aux six stations.

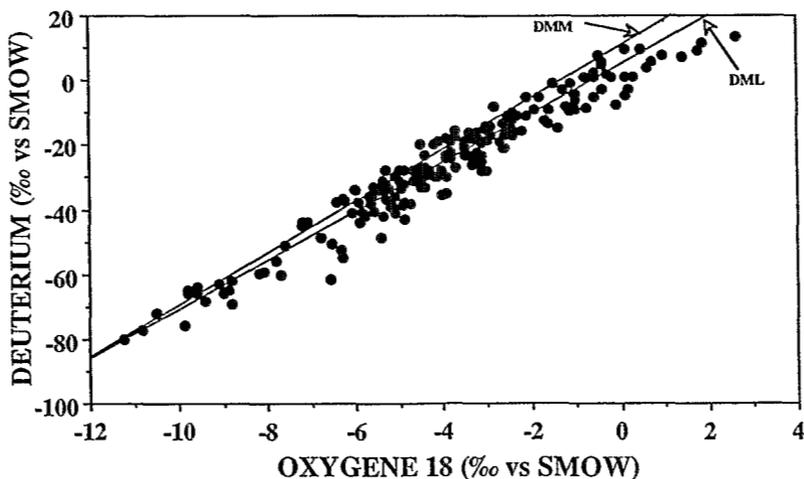


Figure 4 :

Relation oxygène 18 en fonction du deutérium pour l'ensemble des échantillons de pluies récoltées aux six stations.

On peut noter aussi la présence d'un important recyclage de la vapeur continentale, se traduisant dans le graphe ^{18}O vs ^2H par des pluies placées légèrement au dessus de la DMM et dont l'excès en deutérium "d" est donc supérieur à 10.

Pour appréhender la variation isotopique à l'intérieur de l'événement, on a échantillonné, au cours de la saison 1992, cinq lignes de grain à la station de Niamey Orstom en fonction de la variation de l'intensité. Ces systèmes pluvieux particuliers comportent en général deux parties distinctes, un front qui donne des pluies de très fortes intensités mais d'une durée brève et une traîne qui donne des pluies de faibles intensités mais dont la durée peut dépasser plusieurs heures. Le front qui est une zone convective de forte ascendance produit des gouttes d'eau dont le diamètre est important et dont la température de condensation doit être relativement basse au vu des hauteurs d'ascendance. On peut donc supposer que dans ces conditions la composition isotopique de la goutte d'eau tend vers un appauvrissement isotopique. Par contre, dans la traîne, les gouttes sont plus petites et sont générées soit dans les couches basses de la traîne, soit sont issues du rejet en arrière des gouttes les plus fines générées au niveau du front. On peut donc penser que les teneurs isotopiques de la pluie issue de la traîne devraient avoir tendance à être moins appauvries que les pluies du front, d'autant plus qu'il peut s'y rajouter une reprise évaporatoire. Sur la figure 5, on constate effectivement un enrichissement isotopique après le passage du front pour 4 des lignes de grains échantillonnées. Celle du 22/08/92 montre par contre un appauvrissement au cours de l'averse ce qui peut s'expliquer soit par des altitudes de condensation plus basses ou bien par un apport de vapeur très appauvrie dans les basses couches de la traîne.

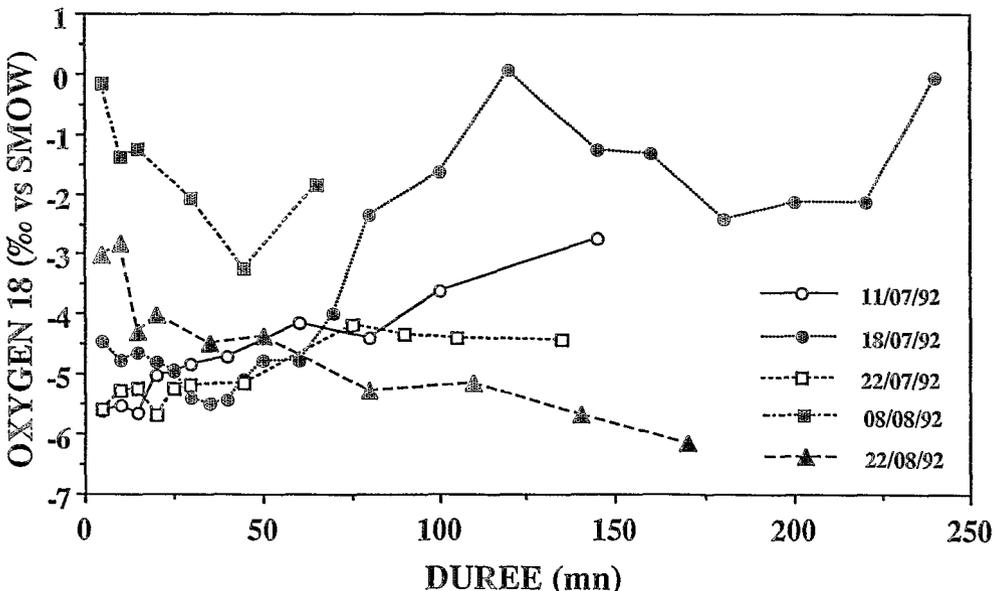


Figure 5 :

Évolution de la teneur isotopique en oxygène 18 au cours de cinq averses, station de Niamey Orstom, 1992.

Une étude plus détaillée a concerné la ligne de grain du 18/07/92. La quantité précipitée est de 54 mm, l'averse a eu lieu entre 2 h 00 et 6 h 00 du matin. Dans le diagramme ^{18}O vs ^2H (figure 6), on observe un appauvrissement jusqu'au point 5, ceci est caractéristique de la vidange d'un réservoir unique, les teneurs sont au-dessus de la DMM et l'excès en deutérium montre que la vapeur est issue principalement du recyclage en milieu continental au niveau du front. Du point 6 à 10, il y a enrichissement de la composition isotopique, cela correspond à une baisse très forte de l'intensité, mais le processus n'est pas lié à l'évaporation, l'excès en deutérium accredité plutôt un mélange de vapeur d'origine océanique (golfe de Guinée) et continentale. Les derniers points passent sous la DMM et sont liés principalement à une reprise évaporatoire, l'excès en deutérium étant bien inférieur à 10.

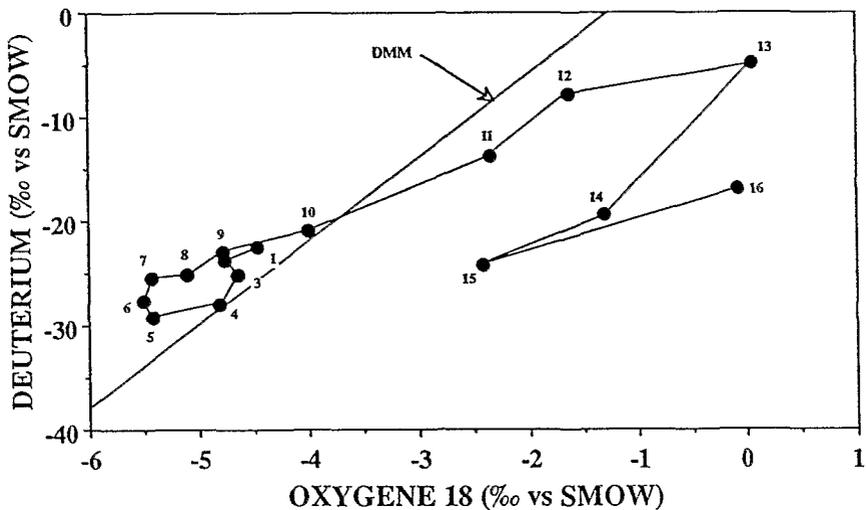


Figure 6 :

Relation oxygène 18 en fonction du deutérium : évolution au cours de l'averse du 18/07/92, station de Niamey Orstom, 1992.

Perspectives : au vu des premiers résultats obtenus, l'étude de la composition isotopique des précipitations en zone tropicale peut apporter des renseignements qualitatifs sur l'état de l'atmosphère et la circulation des masses d'air. Cependant les processus restent complexes et il semble nécessaire de compléter cette étude avec :

- les données satellitaires infrarouge pour discriminer les altitudes de condensation ;

- les cartes climatologiques au pas-de-temps journalier pour définir les mouvements des masses d'air en grand et,
- les radio-sondages pour différencier verticalement les couches d'air.

MODÉLISATION DE L'ÉVAPORATION DES MARES EN SAISON SÈCHE PAR LA MÉTHODE ISOTOPIQUE

Les zones endoréiques, dans la zone sahélienne, servent de réservoirs transitoires d'une grande partie des eaux de ruissellement qui, ensuite, s'infiltrent et/ou s'évaporent. Deux types principaux d'endoréisme ont été reconnus, les mares de plateau et les mares de bas-fond. Une mare de chaque type a été suivie, Wankama mare de bas-fond (13° 39' 00 N – 2° 38' 91 E) et Bazanga mare de plateau (13° 30' 33 N – 2° 34' 95 E). Des mesures de niveaux de ces mares pendant la période d'assèchement, couplées avec des mesures sur bac évaporatoire et d'un suivi isotopique et chimique, ont permis une comparaison de ces différentes méthodes pour estimer la part infiltrée de celle due à l'évaporation. Les premières mesures isotopiques qui ont été obtenues en 1991, bien qu'incomplètes, ont permis de différencier le comportement des mares de bas-fonds, très perméables par rapport aux mares de plateaux. (DESCONNETS *et al.*, 1993). Un échantillonnage plus serré en 1992 a permis de lever certaines incertitudes et de modéliser la part évaporée par rapport à celle infiltrée.

De façon qualitative, on peut voir l'effet de l'évaporation sur les teneurs isotopiques de la mare en comparant les teneurs en oxygène 18 par rapport à celles du Deutérium. Pour les deux ans d'étude, l'évolution isotopique de l'eau lors de l'assèchement des mares (figure 7) a un comportement identique, les points des deux années sur les deux mares s'alignant sur une droite de pente égale à 4,53.

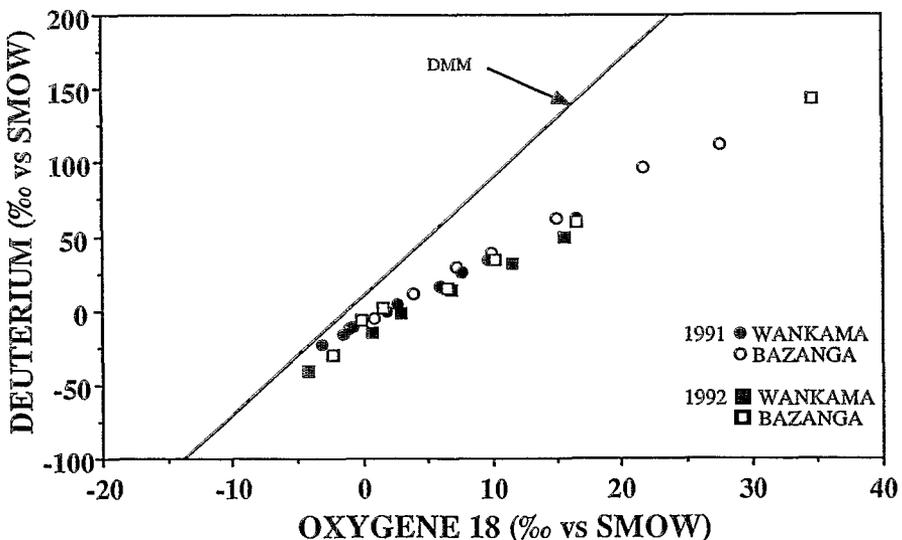


Figure 7 :

Relation oxygène 18 en fonction du deutérium pour les échantillons des deux mares en 1991 et 1992.

En considérant chaque jeu de données indépendamment, la pente varie entre 4,24 et 4,47. Ces pentes peu variantes tendent à montrer des conditions évaporatoires peu différentes d'un site à l'autre.

Ces pentes nettement inférieures à celle de la DMM, sont caractéristiques de l'évaporation d'un plan d'eau (FONTES, 1976).

Le point d'intersection de la droite d'évaporation des mares avec la droite météorologique locale (DML), droite calculée à partir des teneurs isotopiques des pluies non évaporées de la saison 1991 et 1992, donne la composition isotopique du stock d'eau initial des mares avant la reprise par évaporation. Ce stock correspond au mélange des dernières pluies de la saison. On peut constater ainsi que pour l'année 1991 le point d'intersection avec la DML est égal à $-6,92\text{‰}$ en oxygène 18 et $-50,3\text{‰}$ en deutérium alors que pour 1992 on obtient $-3,76\text{‰}$ en oxygène 18 et $-24,0\text{‰}$ en deutérium. On peut mettre cela en relation directe avec la composition isotopique des dernières pluies de la saison qui ont contribué au remplissage des mares. En effet, sur les quinze derniers jours de la saison des pluies, la composition isotopique des pluies est beaucoup plus négative en 1991 ($-7,8\text{‰}$ en oxygène 18 pour 95 mm de pluie) qu'en 1992 ($-5,0\text{‰}$ en oxygène 18 pour 140 mm).

La différence de comportement vis-à-vis de l'infiltration entre les deux systèmes de mares peut être mise en évidence en premier lieu en comparant la fraction restante de liquide avec d'une part l'évolution de la conductivité et d'autre part l'évolution de la teneur isotopique (figure 8). On voit ainsi que la mare de bas-fond a un enrichissement isotopique et une conductivité plus faible pour une fraction restante de liquide comparable à la mare de plateau, ceci implique donc intuitivement une infiltration plus importante pour la mare de bas-fond que l'on va confirmer par la modélisation.

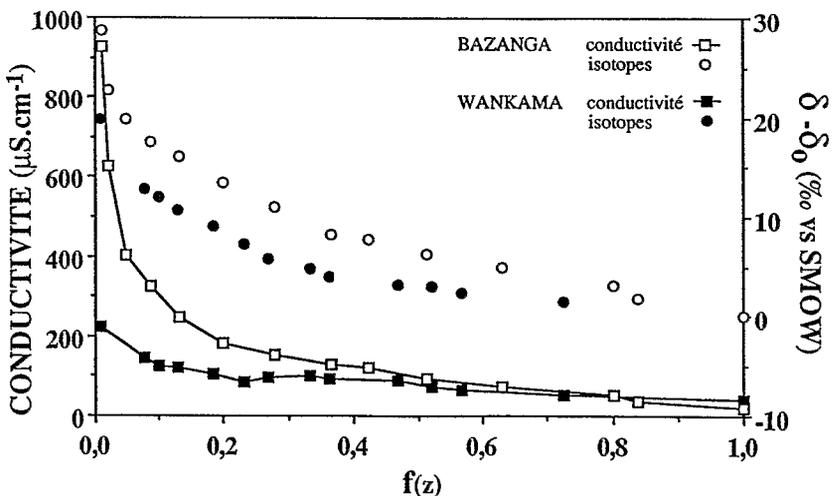


Figure 8 :

Évolution de la conductivité et de l'oxygène 18 en fonction de la fraction restante de l'eau des mares, année 1992.

Le modèle d'évaporation d'un plan d'eau utilisé est celui de CRAIG et GORDON (1965) qui prend en compte les différents paramètres du milieu :

$$d\delta / d\ln f = \left[h_a * (\delta - \delta_a) - ((\delta + 1) * (\Delta\varepsilon + \varepsilon / \alpha)) \right] / (1 - h_a + \Delta\varepsilon)$$

en considérant que les paramètres h_a , δ_a , ε , $\Delta\varepsilon$, α sont constants sur la période, on obtient l'équation suivante par intégration :

$$\delta = (\delta_o - A/B) * f^B + (A/B)$$

avec : $A = (h_a \delta_a + \Delta\varepsilon + \varepsilon / \alpha) / (1 - h_a + \Delta\varepsilon)$ et $B = (h_a - \Delta\varepsilon - \varepsilon / \alpha) / (1 - h_a + \Delta\varepsilon)$

h_a = humidité relative moyenne de l'atmosphère ;

δ , δ_o , δ_a = composition isotopique : de la mare à l'instant t, de la mare à l'instant t = 0, de l'atmosphère ;

α = facteur de fractionnement isotopique entre le liquide et la vapeur (fonction de la température) ;

$\varepsilon = \alpha - 1$ = enrichissement isotopique à l'équilibre (fonction de la température) ;

$\Delta\varepsilon$ = enrichissement isotopique cinétique ;

f = fraction restante du liquide = (Q/Q_o) .

Dans le cas où il y a diminution du volume de la mare par évaporation et infiltration, l'équation devient (GONFIANTINI, 1986) :

$$\delta = (\delta_o - A/B) * f^{Bz} + (A/B) \quad \text{avec} \quad Z = Q_{\text{évap}} / (Q_{\text{évap}} + Q_{\text{inf}})$$

Pour la modélisation de l'oxygène 18, on a pris comme paramètres météorologiques une température moyenne sur la période de 35°C et une humidité relative moyenne mensuelle égale à 39,5 %. La teneur en oxygène 18 de l'atmosphère, δ_a a été prise égale à -17,0 ‰ valeur cohérente dans cette zone climatique, $\alpha = 1,00856$ (MAJOUBE, 1971), $\Delta\varepsilon = 14,2 * (1 - h_a)$ d'après GONFIANTINI (1986).

La fraction évaporée z qui s'ajuste le mieux aux données est égale respectivement à 0,75 pour Bazanga et 0,35 pour Wankama (figure 9). On peut aussi affiner le modèle en utilisant les paramètres climatologiques mensuels mais la variation sur z ne dépasse pas les 5 % de différence (DESCONNETS, 1994).

La modélisation isotopique des deux mares donne des résultats comparables aux méthodes empiriques d'estimation de l'évaporation par bac évaporatoire enterré (81 % pour Bazanga et 42 % pour Wankama) ou par bac classe A (76 % pour Bazanga et 44 % pour Wankama). La fiabilité du modèle permet par contre une mesure permettant directement de séparer évaporation et infiltration. Cette méthodologie est de plus extrapolable à des mares de grandes dimension dans la mesure où la topographie de la mare est parfaitement connue et que le volume d'eau s'homogénéise parfaitement.

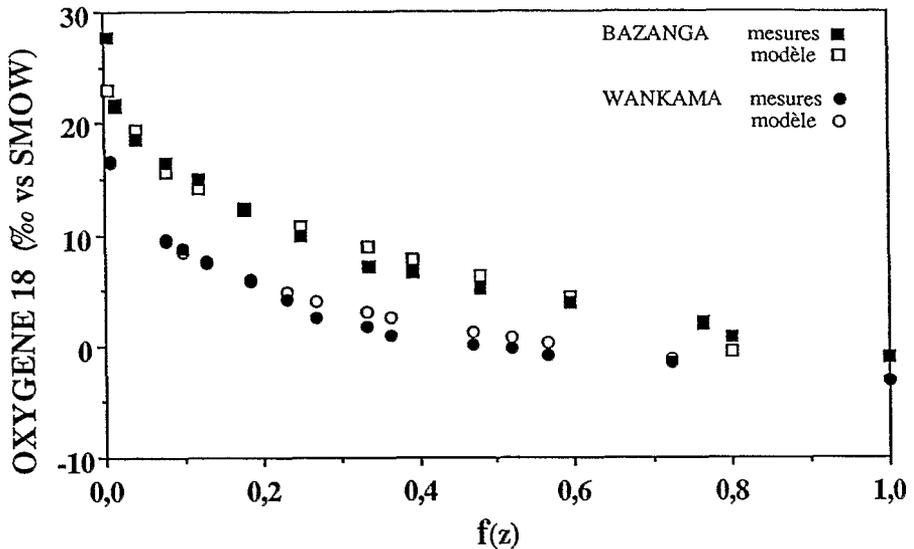


Figure 9 :

Modélisation de l'évolution de la teneur en oxygène 18 de l'eau de la mare de Bazanga et de celle de Wankama, année 1992.

ÉTUDE ISOTOPIQUE DES NAPPES DU CONTINENTAL TERMINAL

Dans la zone d'étude, on peut distinguer 2 à 3 nappes superposées dans le Continental terminal (Ct) qui est une formation continentale azoïque d'âge Miocène-Pliocène s'étendant en affleurement sur près de 90 000 km². Le degré carré constitue la bordure ouest du Ct.

Les deux nappes les plus profondes Ct1 et Ct2, quelque fois très difficiles à différencier géologiquement, sont des aquifères captifs et sont souvent artésiens sur la zone d'étude. Les points d'accès sont constitués par des forages dont les eaux sont très minéralisées (> 1300 μS.cm⁻¹). Ces deux aquifères sont marqués par des teneurs isotopiques homogènes (figure 10). Pour le Ct1 sur 17 échantillons les teneurs en oxygène 18 varient entre -7,23 ‰ et -7,93 ‰ (moyenne = -7,53 ‰, ect = 0,20) et en deutérium elles varient entre -55,7 ‰ et -58,9 ‰ (moyenne = -57,7 ‰, ect = 0,8) (LE GAL LA SALLE, 1994). En ce qui concerne le Ct2, sur 11 échantillons l'écart est un peu plus grand, pour l'oxygène 18 les teneurs oscillent entre -6,55 ‰ et -7,75 ‰ (moyenne = -7,22 ‰, ect = 0,40) et pour le deutérium entre -46,4 ‰ et -57,0 ‰ (moyenne = -53,1 ‰, ect = 2,2) (figure 10). On a pu voir précédemment que la composition isotopique en oxygène 18 et en deutérium des pluies actuelles, qui constituent la fonction entrée de tout système hydrologique, montraient des valeurs beaucoup plus enrichies (moyenne annuelle pondérée par la hauteur des pluies, entre -4 et -5 ‰ en oxygène 18 sur

les 2 années d'étude). On peut donc en conclure que les teneurs isotopiques des nappes du Ct1 et du Ct2 correspondent à une recharge dans un climat différent de l'actuel présentant des températures plus fraîches. Le dernier changement climatique important noté dans la région se situant aux environs de 4 000 ans BP, (DUBARD, 1988) on peut en conclure que la recharge est antérieure à cette époque. Ceci a été confirmé par des analyses de radio-isotope ^{14}C effectuées sur le Ct2 et le Ct1 qui ont donné des âges à la limite de détection de la méthode, soit des âges supérieurs à 30 000 ans (LE GAL LA SALLE, 1994) qui correspondraient à la dernière grande période pluviale.

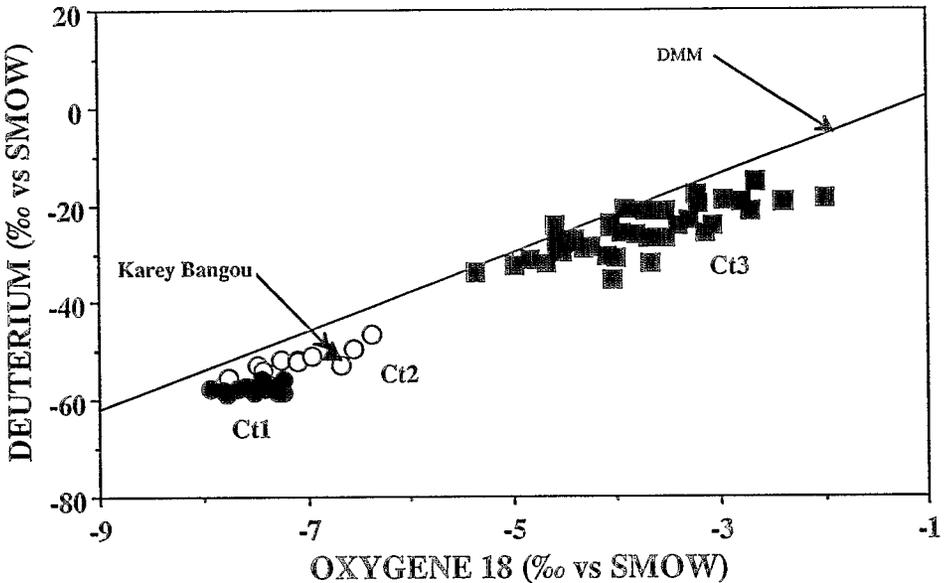


Figure 10 :

Relation oxygène 18 en fonction du deutérium des trois séries d'échantillons du Continental terminal.

Pour le Ct3, qui constitue la nappe phréatique régionale, les points de prélèvements sont constitués essentiellement par des puits ouverts (environ 275). La profondeur de la nappe est sub-affleurante à peu profonde dans les points bas constitués par les koris et particulièrement dans le Dallol Bosso et, profond (jusqu'à 75 m) dans les points hauts que constituent les plateaux latéritiques. La minéralisation est faible en général (médiane à $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) sauf dans les points bas où de plus fortes minéralisations sont observées dues à une forte reprise évaporatoire localement (LEDUC et LENOIR, 1994). Les teneurs isotopiques observées sont nettement plus enrichies et beaucoup plus variables que pour les deux autres aquifères (figure 10), de $-1,89 \text{ ‰}$ à $-5,37 \text{ ‰}$ pour l'oxygène 18

(moyenne = -3,88 ‰, ect = 0,87 pour n = 99) et, de -15,2 ‰ à -34,4 ‰ (moyenne = -25,4 ‰, ect = 5,0). Ces valeurs peuvent être directement corrélées aux teneurs isotopiques des précipitations observées, ce qui montre une alimentation concordante à la période climatique actuelle. Un programme de datation est en cours, l'unique datation ¹⁴C, effectuée à l'accélérateur de particules, vu la faible minéralisation, a montré que l'âge moyen de la recharge devait être postérieur au pic artificiel des essais nucléaires de 1963 (activité ¹⁴C mesurée égale à 105 %). Quelques mesures de ³H ont confirmé cette recharge post-nucléaire, mais la plupart des points mesurés sont dans le bruit de fond naturel, un couplage avec des analyses ¹⁴C permettrait de lever certaines incertitudes. Les données piézométriques confirment une recharge récente qui représenterait en première approximation 10 % de la pluie annuelle, correspondant à un renouvellement annuel de l'aquifère de 2 à 5 % (LEDUC et KARBO, 1994).

Une interaction entre les aquifères a été aussi mise en évidence. En effet, un prélèvement dans un puits à 38 mètres de profondeur situé au nord de la zone (Karey Bangou) a donné une teneur isotopique de -6,7 ‰ en oxygène 18 avec une minéralisation de 1500 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Cette teneur particulièrement appauvrie est à rapprocher des teneurs des aquifères sous-jacents, Ct1 ou Ct2, ce qui nous a amené à conclure à des zones où on pourrait avoir un processus de mélange par drainance entre le Ct3 et un des deux aquifères inférieurs.

Plusieurs processus peuvent expliquer l'importante variation des teneurs isotopiques au sein du Ct3, ce qui tend à montrer que le processus local d'infiltration reste un élément majeur dans la composition isotopique du point de prélèvement et donc, que les vitesses des écoulements latéraux de la nappe restent faibles comparées aux mouvements verticaux. Les valeurs les plus positives révèlent une reprise évaporatoire, nettement visible sur le graphe oxygène 18 vs deutérium où l'alignement de ces points montre une pente nettement inférieure à 8. Cette reprise évaporatoire peut se produire soit lors de l'infiltration pour les endroits où la nappe est profonde, ceci impliquant une faible conductivité hydraulique du sol localement, soit directement à partir de la nappe si elle est sub-affleurante, cas de certains puits du Dallol Bosso. Les valeurs les plus négatives, en dehors du cas de mélange évoqué plus haut, sont plus délicates à déterminer et pourraient être liées à des événements pluvieux de fin de saison à composition isotopique très négative dans des zones où l'infiltration est rapide ce qui ne permettrait pas l'homogénéisation dans la zone non saturée.

Perspectives : une autre utilisation de la méthodologie isotopique pourrait être utilisée pour étudier le problème de pollution azotée. En effet, dans l'aquifère du Ct3, on retrouve des teneurs élevées en nitrates largement en dehors des normes de potabilité ($>100 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$). S'agit-il de pollutions locales du puits liées au bétail ou au mauvais entretien du puits ou d'une origine diffuse intéressant toute la zone due au pâturage des animaux. D'autres origines sont possibles, termitières (les

termites produisant des nitrates en quantité non négligeable), végétale (plante rejetant de l'azote telle que les acacias, ...), ou atmosphérique (les systèmes orageux sur la région favorisant des réactions $N_2 \rightarrow NO_3$). Pour déterminer l'origine de la pollution nitratée, il serait intéressant de discriminer les origines possibles par un traçage par l'isotope stable de l'azote ^{15}N .

CONCLUSION

La méthodologie isotopique, à travers ces quelques exemples, se révèle particulièrement intéressante dans le contexte climatique semi-aride.

Les isotopes de l'eau peuvent retracer en partie l'historique de la goutte d'eau à travers son cycle. Ils permettent de modéliser physiquement et directement le processus d'évaporation dans des conditions où les méthodes classiques sont empiriques (évaporation des mares), ou parfois même inefficaces ou peu fiables et toujours indirectes (évaporation des nappes superficielles à travers les sols, TAUPIN, 1990). Ils semblent être aussi très prometteurs dans la modélisation des crues pour différencier réellement les différents apports (GALLAIRE, 1995).

Les isotopes présentent surtout une gamme d'utilisation très variée dans l'étude de l'environnement actuel et des interactions humaines ainsi que dans la reconstitution des paléoenvironnements.

BIBLIOGRAPHIE

- CRAIG H., Gordon L.I., 1965. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere. In « Stable Isotopes in Oceanographic studies and Paleotemperatures », *CNR, Laboratorio di Geologica Nucleare, Pisa*, 9-130.
- DESCONNETS J.C., TAUPIN J.D., Lebel T., 1993. Le rôle des mares dans le bilan hydrologique d'une région sahélienne in : Bolle H.- J., Feddes, R.A. and Kalma, J. (Editors). Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales (Proceedings of the Yokohama Symposium, July 1993). *AISH Publ. N° 212*, 299-311.
- DESCONNETS J.C., Taupin J.D., 1993. Comparison of different methods of evaporation estimation from the free water surface for small lakes during the dry season. *Evaporation, Water and Deposition*. A. Becker, B. Sevruk and M. Lapin (eds.), Proc. of Symp. on *Precipitation and Evaporation, Vol. 3*, Bratislava, Slovakia, 20-24 september 1993, 62-67.
- DESCONNETS J.C., 1994. Caractérisation hydrologique de quelques systèmes endoréiques en milieu sahélien (degré carré d'Hapex-Sahel-Niger). *Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Montpellier II, en cours*.
- DUBARD C., 1988. Éléments de paléohydrologie de l'Afrique saharienne : Les dépôts quaternaires d'origine aquatique du N.E. de l'Aïr (Niger - Palhydraf site 3). *Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Paris sud, Orsay*, 163 p.
- FONTES J.Ch., 1976. Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects. *Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Paris VI*, 208 p.
- GALLAIRE R., 1995. Hydrologie en milieu subdésertique d'altitude : l'Aïr (Niger). *Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Paris sud, Orsay, en cours*.

- GONFIANTINI R., 1986. Environnemental isotopes in lake studies. *Handbook vol. 2*, Radioisotopes, éditeurs Fritz et Fontes, 1986.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., BESSEMOULIN P., BROUWER J., DOLMAN J., ENGMAN E.T., GASH J.H.C., HOEPFFNER M., KABAT P., KERR Y.H., MONTENY B., PRINCE S., SAÏD F., SELLERS P., WALLACE J., 1994. Hapex-Sahel : a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Annales Geophysicae* 12, 53-64.
- JOSEPH A., ARRANYOSSY J.F., 1989. Mise en évidence d'un gradient de continentalité inverse en Afrique de l'Ouest en relation avec les lignes de grain. *Hydrogéologie* 3, 215-218.
- LE GAL LA SALLE C., 1994. Circulation des eaux souterraines dans l'aquifère captif du Continental terminal : Bassin des Iullemden, Niger. Méthodologie et Application : Isotopes stables de la molécule d'eau, Carbone 14, Chlore 36, Uranium et gaz nobles. *Thèse de doctorat en Sciences, Univ. Paris sud*, à paraître.
- LEDUC C., KARBO A., 1994. Variabilité spatio-temporelle de l'impact de l'infiltration sur la nappe phréatique du Continental terminal (Hapex-Sahel, Niger), dans ce volume.
- LEDUC C., LENOIR F., 1994. Étude de la recharge de la nappe du Continental terminal 3 (Ct3) en rive gauche du Niger. In « *Hydrologie et Météorologie de Méso-Echelle dans Hapex-Sahel : Dispositif de Mesures au Sol et Premiers Résultats* », éd. T. Lebel, Orstom Montpellier, en cours.
- MAJOUBE M., 1971. Fractionnement en oxygène 18 et en Deutérium entre l'eau et sa vapeur. *J. Ch. Phys.*, tome 68, 1425-1435.
- TAUPIN J.D., 1990. Évaluation isotopique de l'évaporation en zone non saturée sous climat sahélien et évolution géochimique des solutions du sol (vallée du Niger). *Thèse de Doctorat en Sciences, Université Paris-Sud*, Orsay, 172 p.