

Christine Raimond, Florence Sylvestre, Dangbet Zakinet et Abderamane Moussa (éd.)

Le Tchad des lacs
Les zones humides sahéliennes au défi du changement global

IRD Éditions

Chapitre 7. Étude de la dynamique hydrologique des lacs Iro et Fitri par une approche isotopique

Chloé Poulin, Bruno Hamelin, Christine Vallet-Coulomb, Guinbé Amngar, Bichara Loukman, Jean-François Crétaux, Jean-Claude Doumnang, Abdallah Mahamat Nour, Guillemette Menot, Florence Sylvestre et Pierre Deschamps

DOI : 10.4000/books.irdeditions.30631
Éditeur : IRD Éditions
Lieu d'édition : Marseille
Année d'édition : 2019
Date de mise en ligne : 29 août 2019
Collection : Synthèses
EAN électronique : 9782709927161

OpenEdition Books

http://books.openedition.org

Édition imprimée
Date de publication : 1 juin 2019

Référence électronique
POULIN, Chloé ; et al. *Chapitre 7. Étude de la dynamique hydrologique des lacs Iro et Fitri par une approche isotopique* In : *Le Tchad des lacs : Les zones humides sahéliennes au défi du changement global* [en ligne]. Marseille : IRD Éditions, 2019 (généré le 06 novembre 2023). Disponible sur Internet : <http://books.openedition.org/irdeditions/30631>. ISBN : 9782709927161. DOI : https://doi.org/10.4000/books.irdeditions.30631.

Le texte seul est utilisable sous licence . Les autres éléments (illustrations, fichiers annexes importés) sont « Tous droits réservés », sauf mention contraire.

Chapitre 7

Étude de la dynamique hydrologique des lacs Iro et Fitri par une approche isotopique

Chloé Poulin, Bruno Hamelin,
Christine Vallet-Coulomb, Guinbé Amngar,
Bichara Loukman, Jean-François Crétaux,
Jean-Claude Doumnang, Abdallah Mahamat Nour,
Guillemette Menot, Florence Sylvestre,
Pierre Deschamps

Introduction

Au Sahel, les effets combinés de l'augmentation de la population, de la dégradation des terres et du changement de régime pluviométrique ont entraîné une détérioration des sols et de la ressource en eau (Unep et Icraf, 2006). Depuis le XIXe siècle, le Sahel a enregistré successivement des épisodes de sécheresses et des périodes plus humides (Nicholson, 2013). En plus de cette variabilité naturelle, il faut désormais prendre en compte l'impact du changement climatique sur le régime pluviométrique. À ce jour, aucun consensus sur l'évolution des précipitations au XXIe siècle n'a été trouvé (Druyan, 2011 ; Defrance *et al.*, 2017). Ces incertitudes sur les précipitations se répercutent sur l'évolution des systèmes lacustres sahéliens. En effet, une grande partie de ces lacs sont des systèmes endoréiques qui forment des réservoirs pendant la saison sèche. Leur vulnérabilité face aux conditions climatiques, combinée à leur grande importance sociétale, rend la compréhension de leur fonctionnement hydrologique incontournable.

L'étude de ces systèmes se heurte au peu de données disponibles dû à un faible suivi des variables hydroclimatiques à l'échelle de leurs bassins versants (Sivapalan *et al.*, 2003). Pour étudier un cycle hydrologique complet, il faut *a minima* des données représentatives des saisons sèches et des pluies. Or le terrain en zone sahélienne s'avère bien souvent impraticable en saison des pluies rendant les zones inondées plus difficilement accessibles. Dans ce contexte, les données géochimiques, et plus particulièrement les isotopes stables, se sont révélés utiles dans la détermination des bilans hydrologiques lacustres en raison de leur caractère intégrateur des processus hydrologiques se produisant au sein du lac et de son bassin versant.

Nous proposons ici d'établir un premier bilan hydrologique des lacs Iro et Fitri situés dans le bassin du lac Tchad, en utilisant les isotopes stables de la molécule d'eau. Le fonctionnement d'un lac est caractérisé par ses apports (appelés « Entrées » en figure 1) représentés par les précipitations (∂P), le ruissellement et l'infiltration (∂I), mais aussi par ses sorties correspondant à l'évaporation (∂E), les écoulements de surface et l'infiltration (∂L) (fig. 1). La transpiration n'a pas été prise en compte dans cette étude en raison de la forte fluctuation saisonnière de la végétation et de l'absence de données mensuelles. Le terme « infiltration » désigne ici l'apport des eaux souterraines au lac dans le cas des entrées et l'infiltration des eaux du lac vers le souterrain dans le cas des sorties. La quantification de ces flux entrants et sortants est indispensable à la compréhension du fonctionnement hydrologique d'un système lacustre et permet de rendre compte des interactions entre la surface et le souterrain pour une gestion intégrée de la ressource.

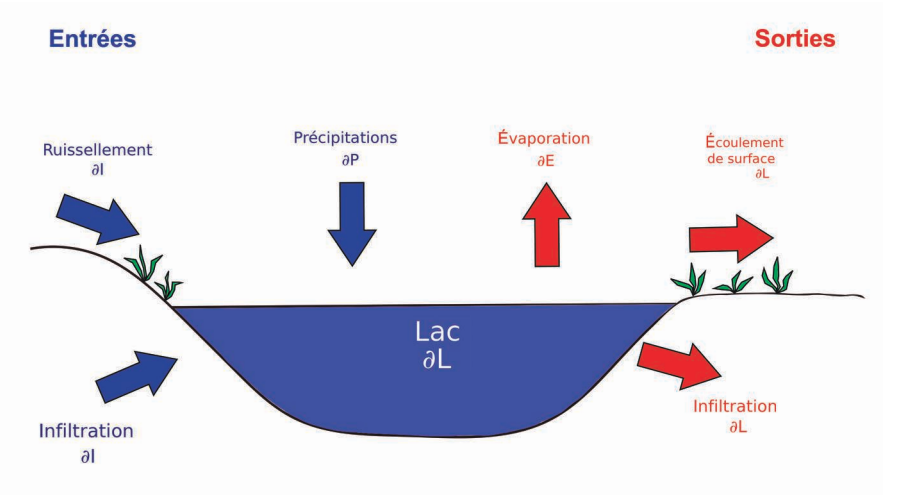


Figure 1

Schéma simplifié du fonctionnement hydrologique d'un système lacustre adapté au cas d'étude. Les flux représentés par les flèches bleues correspondent aux flux entrants (précipitations, ruissellement et infiltration). Les flux représentés par les flèches rouges correspondent aux flux sortants (évaporation, écoulement de surface et infiltration). Les notations ∂ indiquent la composition isotopique des différents flux.

Cette démarche, initiée par Gonfiantini (1986), a déjà été utilisée par plusieurs auteurs pour caractériser les flux évaporatoires d'une chaîne de lacs (Gibson et Edwards, 2002), pour calculer le rapport flux évaporatoire/flux d'entrée (Mayr *et al.*, 2007), ou encore déterminer la composition isotopique du signal d'entrée (Yi *et al.*, 2008). Ces études portent toutes sur des lacs situés en climat tempéré froid dans lequel l'évaporation ne joue pas un rôle important dans leurs bilans hydrologiques. Sur le lac Tchad, les récents travaux de Bouchez *et al.* (2016) permettent de quantifier ces différents flux par isotopie contrairement aux travaux antérieurs (Fontes *et al.*, 1970 ; Roche, 1980) qui se sont concentrés sur le fonctionnement hydrodynamique du lac sans caractérisation de flux. Nous proposons ici d'adapter cette méthode isotopique en climat sahélien à partir de données récoltées lors de deux missions Gelt successives en 2015 sur les lacs Iro et Fitri.

Contexte général des lacs Iro et Fitri

Situés au cœur du bassin du lac Tchad, les lacs Iro et Fitri appartiennent à deux bassins versants distincts (fig. 2). Le bassin versant du Bahr Salamat (195 000 km^2) est un sous bassin du Chari-Logone ; prenant sa source au Darfour, il alimente le lac Iro en saison des pluies *via* un défluent dont le sens s'inverse en décrue (Billon *et al.*, 1974). Le lac Fitri est situé dans le bassin versant du Batha (96 000 km^2) dont l'intégralité se situe en zone sahélienne.

Les enregistrements montrent une pluviométrie annuelle de 765 mm par an à la station d'Am Timan en amont du lac Iro, contre 360 mm par an à Ati en amont du lac Fitri (moyenne annuelle entre 1960 et 2014, Drem). Les précipitations sont apportées par la mousson africaine entre juin et septembre qui est liée à un déplacement vers le nord de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Les températures moyennes annuelles sont respectivement de 27 °C et 28 °C pour les lacs Iro et Fitri, tandis que leur humidité relative moyenne annuelle est de 50 % et 40 % respectivement (données Drem, stations d'Am Timan entre 1966 et 1976 pour le lac Iro, et station d'Ati entre 1960 et 2004 pour le lac Fitri [Boyer *et al.*, 2006]). L'évaporation Piche a été enregistrée entre 1961 et 1988 à la station de Birao (en Centrafrique, fig. 2) qui se situe à la même latitude que le lac Iro. Le flux moyen est de 1,8 m par an.

Les débits des rivières sont issus de relevés réalisés sur le Bahr Azoum (bassin du Bahr Salamat) entre 1953 et 1966 (Billon *et al.*, 1974) ; ils sont complétés ensuite par la Drem jusqu'en 1973 (Boyer *et al.*, 2006). Dans le bassin versant du Batha, les données de débit ont été relevées entre 1955 et 1993 (Boyer *et al.*, 2006).

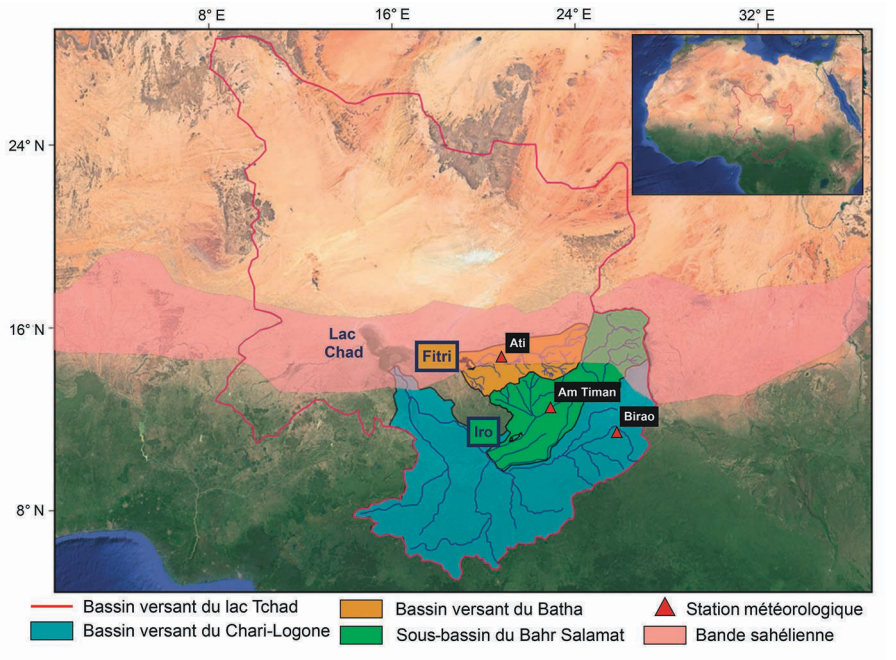


Figure 2

Localisation des bassins versants et des lacs étudiés. Les triangles rouges représentent la position des stations météorologiques utilisées dans cette étude.

Source : Google Earth.

Les rivières s'écoulent sur des dépôts d'âge quaternaire de la cuvette tchadienne : ce sont des dépôts fluviolacustres ou éoliens qui varient entre sables et argiles. Autour de ces deux lacs, quelques intrusions granitiques apparaissent sous forme d'inselbergs, laissant parfois place à des cuirasses latéritiques (notamment autour du lac Iro). Les aquifères des lacs Iro et Fitri sont localisés dans ces dépôts sédimentaires sablo-argileux : peu profonde autour du lac Iro (de 5 à 30 m), la surface piézométrique de la nappe autour du lac Fitri s'approfondit des bords du Batha (10-15 m à Ati) vers le nord où elle peut atteindre 50 m de profondeur en une vingtaine de kilomètres (SCHNEIDER, 2004).

Matériels et méthodes

Nous disposons de trois types de données : des données géochimiques mesurées à partir d'échantillons récoltés sur le terrain, des données météorologiques des différentes stations présentes sur le bassin et des données satellitaires.

Les données géochimiques ont été collectées lors de deux campagnes de terrain organisées par le programme Gelt : la première sur le lac Fitri, fin février 2015, et la seconde sur le lac Iro en avril 2015 (fig. 3 et 4). À chaque fois, les paramètres physicochimiques ont été mesurés et des échantillons d'eaux souterraine et de surface (lac Iro et lac Fitri) ont été collectés (directement sur les lacs et à partir de puits) pour l'analyse des isotopes stables, des ions majeurs et du ^{36}Cl. Au total, 33 points d'eau souterraine ont été prélevés (14 autour du lac Iro et 19 autour du lac Fitri) et 4 échantillons d'eau lacustre (2 pour chaque lac). Le Bahr Salamat a également été échantillonné juste avant le défluent menant au lac Iro, ainsi que le Chari en amont de la confluence avec le Bahr Salamat. En revanche, le Batha étant à sec à cette période, il n'a pu être échantillonné.

Les isotopes stables de la molécule d'eau ont été analysés au Cerege soit par spectromètre laser (Picarro L1102-i) pour les échantillons ayant une salinité faible (< 1 000µS/cm), soit pour ceux de plus forte salinité (> 1 000µS/cm), par spectromètre de masse Delta Plus, après équilibration au CO_2 (10 h à 291 K) ou H_2 (2 h à 291 K avec des catalyseurs platine) – respectivement pour $\partial^{18}O$ et $\partial^{2}H$ – *via* une unité d'équilibration automatisée HDO Thermo Finnigan. Les rapports isotopiques sont reportés en pour mille (‰) *versus* Smow (Standard Mean Ocean Water), normalisés à l'échelle VSMOW2-SLAP2, en utilisant 3 standards internes suivant les recommandations de la feuille de référence de l'IAEA (IAEA, 2009). Toutes les analyses ont été *a minima* dupliquées. L'incertitude est inférieure à ±0,15 ‰ (1σ) et à ±1 ‰ (1σ) respectivement pour les données de $\partial^{18}O$ et $\partial^{2}H$.

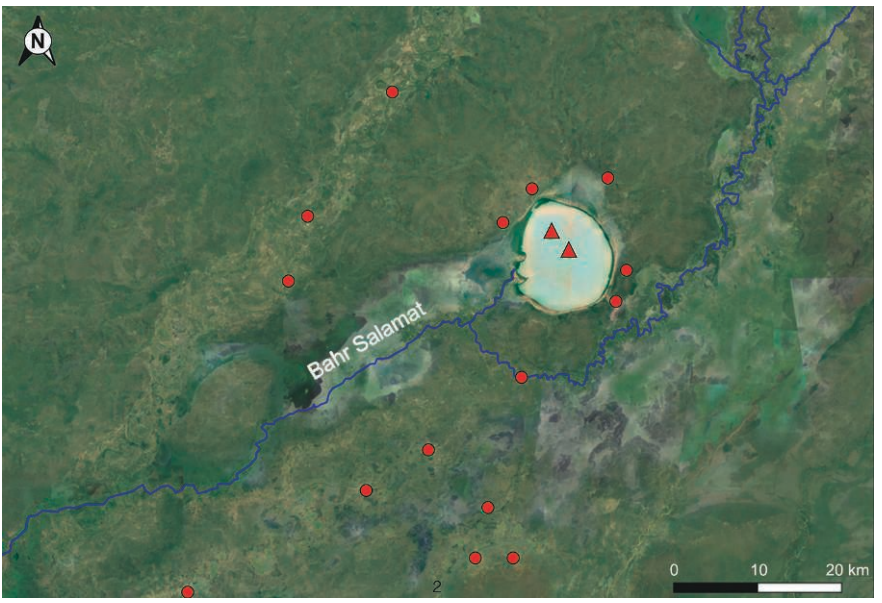


Figure 3

Localisation des prélèvements des eaux de surface et souterraines autour du lac Iro. Les triangles rouges représentent les eaux du lac.

Source : Google Earth 2018, relevés GPS.

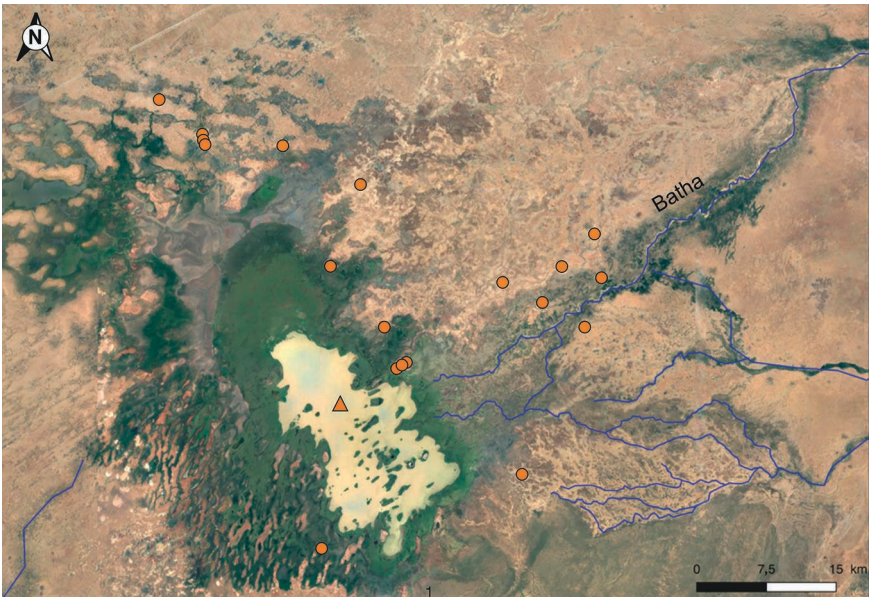


Figure 4
Localisation des prélèvements des eaux de surface et souterraines autour du lac Fitri. Les triangles orange représentent les eaux du lac.
Source : Goolgle Earth 2018, relevés GPS.

Les variations du niveau lacustre ont été estimées par altimétrie satellite (Crétaux *et al.*, 2016). Les données altimétriques utilisées dans cette étude proviennent de l'altimètre AltiKa embarqué sur le satellite Saral, et ont permis de reconstituer les variations des niveaux des lacs Iro et Fitri entre mars 2013 et avril 2016. L'absence de données sur le milieu de l'année 2015 pour les deux lacs, puis pour la fin d'année 2015 sur Iro, est liée à une dérive de l'orbite du satellite, entraînant une dérive au sol de la trace qui est sortie de la zone des lacs.

Résultats

Chimie des eaux

Les lacs Iro et Fitri partagent avec le lac Tchad (Bouchez *et al.*, 2016) la caractéristique d'être des lacs d'eau douce, malgré les forts taux d'évaporation enregistrés dans cette région. Les données de conductivité mesurées pendant la saison sèche présentent une valeur de 170 µS/cm pour le lac Iro et 140 µS/cm pour le lac Fitri, avec un pH commun proche de 8.

Au contraire, les eaux souterraines autour des lacs sont plus salées et sont caractérisées par une grande variabilité spatiale. Autour du lac Iro, la conductivité varie entre 65 et 1012 µS.cm^{-1}, contre 705 et 14 000 µS.cm^{-1} pour l'aquifère autour du lac Fitri. Les pH sont plutôt acides autour du lac Iro ($5,0 < pH < 7,0$) et plutôt basiques autour du lac Fitri ($6,5 < pH < 8,5$).

Isotopes stables de la molécule d'eau

Concernant les isotopes stables, les données mesurées dans les deux lacs Iro et Fitri sont respectivement de +3,11 ‰ et +2,04 ‰ en $\partial^{18}O$, et +12,3 ‰ et +5,8 ‰ en $\partial^{2}H$, caractéristique attendue d'une signature d'évaporation marquée (d_{excess} de -12 et -10 ‰ respectivement ; $d_{excess} = \partial^{2}H\text{-}8.\partial^{18}O$, et traduit l'écart à la Droite météorique mondiale, DMM). Pour ce qui est des mesures effectuées sur les eaux prélevées dans les aquifères, les variations de composition isotopique entre les deux systèmes sont similaires (entre -5 ‰ et 0 ‰ pour le $\partial^{18}O$ autour du lac Iro et entre -5 ‰ et +2 ‰ pour le Fitri).

Interprétées dans un diagramme de corrélation entre les valeurs mesurées en $\partial^{2}H$ et en $\partial^{18}O$, les données des lacs Iro et Fitri s'organisent en 2 droites de pente proche (appelées droites d'évaporation locales dans la suite du texte) mais significativement distinctes (fig. 5). Comparées à la droite météorique mondiale qui a été calculée à partir d'un ensemble d'échantillons de précipitation à l'échelle du globe, elles présentent une pente plus faible, traduisant des systèmes hydrologiques affectés par l'évaporation. Les données les plus appauvries, et donc les moins évaporées, sont les plus proches de la DMM. Les valeurs trouvées à l'intersection de la DMM et des droites d'évaporation (respectivement -5,83 ‰, -36,6 ‰ en $\partial^{18}O$ et $\partial^{2}H$ pour Iro, et -7,21 ‰, -47,7 ‰ pour Fitri) représentent la composition isotopique pondérée théorique de l'eau entrant dans ces systèmes.

Enfin, et de manière très remarquable, les données des deux lacs, Iro et Fitri, se reportent toutes les deux exactement sur la droite d'évaporation d'Iro, suggérant un système aquifère fortement connecté aux eaux de surface dans ce cas (fig. 5). En revanche, cela traduit une situation plus complexe dans le cas du lac Fitri.

La moyenne pondérée des précipitations calculée entre 1963 et 1978 (données enregistrées par l'IAEA à la station de N'Djamena [IAEA WMO, 2017]) (-3,53 ‰, -18,4 ‰ en $\partial^{18}O$ et $\partial^{2}H$) est plus enrichie que les valeurs trouvées à l'intersection de la DMM et des droites d'évaporation locales.

La figure 5 replace également nos données en perspective de celles publiées dans la littérature pour le lac Tchad, dans la cuvette nord (Fontes *et al.*, 1970), et dans la cuvette sud (Bouchez *et al.*, 2016). L'ensemble de ces points est localisé au-dessus de la droite que nous avons obtenue pour le lac Iro : les points de la cuvette nord sont très enrichis et sont compris entre -0,8 ‰ et +15 ‰ pour $\partial^{18}O$ et entre -2,8 ‰ et +77 ‰ pour $\partial^{2}H$. Les points de la cuvette sud sont plus appauvris : entre -3,3 ‰ et -1,5 ‰ pour le $\partial^{18}O$ et entre -26 ‰ et -10 ‰ pour le $\partial^{2}H$ et se rapprochent des données isotopiques observées sur les systèmes Iro

et Fitri. Ces données sur le lac Tchad sont compatibles avec les données de précipitations de N'Djamena. Cet enrichissement progressif traduit un système de plus en plus évaporé depuis la cuvette sud vers la cuvette nord.

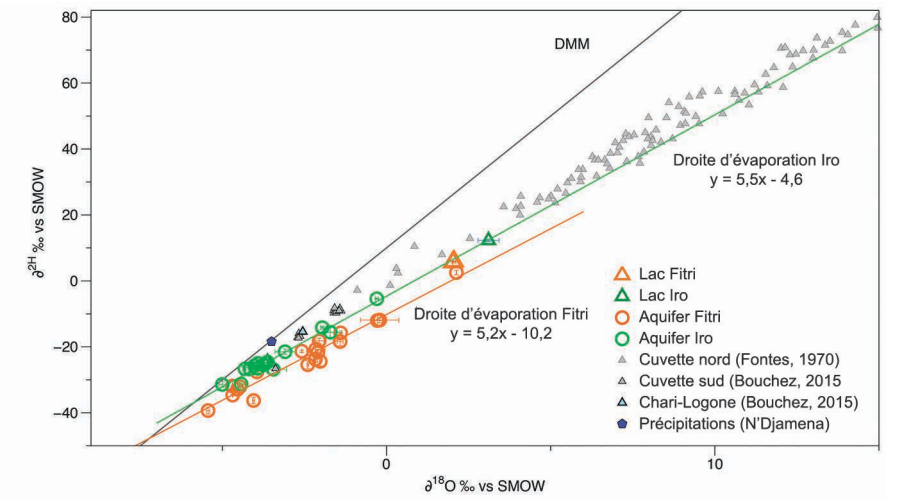


Figure 5

Relation $\partial^2H/\partial^{18}O$ pour les eaux échantillonnées autour des lacs Iro et Fitri. Les triangles verts et orange représentent respectivement la composition isotopique des lacs Iro et Fitri, tandis que les cercles représentent les données des eaux souterraines des aquifères de ces deux lacs. Les triangles gris représentent les données des eaux du lac Tchad (cuvettes nord et sud), et le triangle bleu, la composition isotopique du Chari-Logone. Le pentagone bleu foncé est la composition isotopique moyenne pondérée des pluies à N'Djamena. Les données des eaux souterraines et lacustres du lac Iro s'alignent selon une même droite d'évaporation de pente 5,5. Les données des eaux souterraines du lac Fitri, plus appauvries, s'alignent sur une deuxième droite d'évaporation de pente 5,2. On remarque que les eaux du lac Fitri s'alignent sur la même droite d'évaporation que celles du lac Iro.

Altimétrie spatiale

Les données d'altimétrie spatiale montrent une variation de niveau d'eau comprise entre 2 et 3 m sur le lac Iro, respectivement pour 2013 et 2014 (l'année 2015 étant incomplète), avec un maximum atteint aux mois d'août et septembre et un minimum atteint en juin et en mai pour ces deux années. Les variations sur le lac Fitri pour ces deux mêmes années sont de 2 m avec un maximum atteint en août et un minimum en juin (fig. 6).

Les fluctuations des lacs observées grâce aux images Landsat 7 et 8 confirment ces fortes variations à l'échelle intra-annuelle. La superficie du lac Iro est multipliée par 4 entre les périodes de basses et de hautes eaux. D'une superficie d'environ 100 km^2 en basses eaux, il peut atteindre jusqu'à 400 km^2 en hautes eaux. D'une profondeur de 2 m en moyenne mesurée lors de la campagne de terrain en avril 2015, le lac peut donc atteindre 5 m de profondeur en période de hautes eaux.

Le lac Fitri connaît également de grandes variations de superficie : sa surface passe de plus de 1 000 km^2 en saison des pluies, à moins de 200 km^2 en saison sèche. Sa bathymétrie mesurée pendant la campagne de terrain de février 2016 montre une profondeur maximale de 2,5 m dans sa partie ouest et peut donc atteindre 4 m de profondeur en saison de hautes eaux.

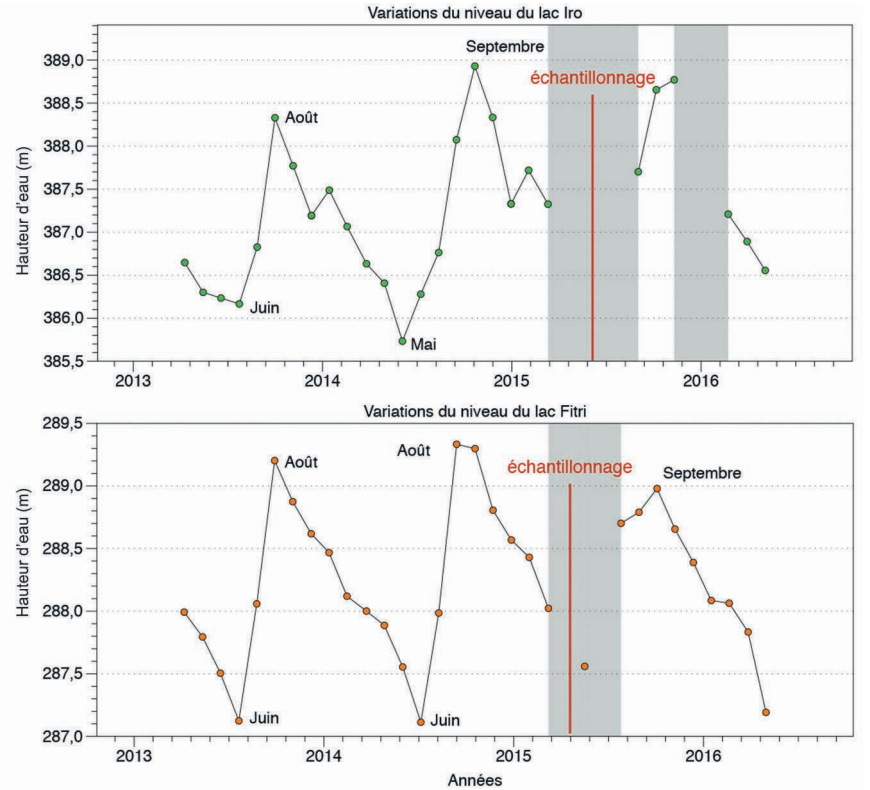


Figure 6

Fluctuations du niveau lacustre à partir des données d'altimétrie spatiale (satellite Saral) pour le lac Iro (en vert) et le lac Fitri (en orange). Les données couvrent la période 2013-2016, les zones grises représentent une absence de données et les barres rouges la période d'échantillonnage pour les deux lacs. Les variations du niveau du lac Iro montrent un maximum de 3,5 m atteint en 2014 et un maximum de 2,5 m pour le lac Fitri. Les hauteurs d'eau maximales sont observées entre août et septembre pour les deux lacs, tandis que le minimum est atteint entre mai et juin.

Discussion

Afin d'avoir une première compréhension du fonctionnement hydrologique des systèmes Iro et Fitri, nous proposons de calculer un rapport Évaporation/Entrée à partir de la composition isotopique des lacs. Ce rapport est généralement utilisé sur des lacs dont la composition isotopique est suivie régulièrement. Mais nous allons montrer qu'il peut être utilisé en première approximation d'un bilan hydrologique à partir d'un point de fin de saison sèche. Puis, pour plus de précision, nous nous rapprocherons d'une composition isotopique moyenne annuelle à partir de l'estimation des variations de volume du lac obtenues par les données d'observation satellitaires. Cette méthode a été testée et validée au préalable sur un lac tropical (Ihotry, Madagascar) (Poulin *et al.*, 2018).

Estimation du bilan hydrologique des lacs

Le bilan hydrologique d'un lac homogène à l'état stationnaire est donné par :

$$\frac{\acute{E}vaporation}{Entr\acute{e}e} = \frac{\partial_I - \partial_L}{\partial_E - \partial_L} \qquad \text{Équation 1}$$

Avec « Entrée » : le flux entrant dans le lac (de surface et/ou souterrain) et « Évaporation » : le flux évaporatoire ; ∂_I et ∂_L sont les compositions isotopiques respectives du flux entrant et du lac, et peuvent être mesurées (au moins pour les flux de surface). ∂_E est la composition isotopique de l'eau évaporée à partir du lac. Ce flux est appauvri en isotopes lourds par rapport au lac et dépend principalement du fractionnement cinétique. Difficilement mesurable, il est classiquement calculé d'après le modèle de Craig et Gordon (C&G) (Craig et Gordon, 1965).

$$\partial_E = \frac{\frac{\partial_L - \varepsilon^*}{\alpha} - h\partial a - \varepsilon_k}{1 - h + \varepsilon_k} \qquad \text{Équation 2}$$

∂_E est ainsi exprimé en fonction des facteurs de fractionnements à l'équilibre (α,ε^*) ou cinétique (ε_K), déjà discutés par de nombreux auteurs (*e.g.* Majoube, 1971 ; Merlivat, 1978 ; Gonfiantini, 1986 ; Horita et Wesolowski, 1994 ; Gat, 1996, 1995). L'humidité relative *h*, varie saisonnièrement et est obtenue à partir des stations météorologiques locales. La composition isotopique atmosphérique ∂a peut être mesurée directement sur le terrain à l'aide de piège cryogénique (Fontes *et al.*, 1970 ; Krabbenhoft *et al.*, 1990 ; Salamalikis *et al.*, 2015), ou récemment par spectrométrie laser (Tremoy *et al.*, 2012).

Comme ces mesures restent à l'heure actuelle relativement peu répandues, une alternative consiste à supposer en première approximation l'équilibre liquide/vapeur entre les précipitations et la vapeur d'eau atmosphérique :

$$\partial a = \frac{\partial_P - \varepsilon^*}{\alpha} \quad \text{Où } \partial_P \text{ est la composition isotopique des précipitations.}$$

$$\partial a \approx \partial_P - \varepsilon^* \qquad \text{Équation 3}$$

Calculé à partir des valeurs d'état stationnaire du système ou à partir de valeurs intégrées sur les variations saisonnières, le rapport Évaporation/Entrée permet de distinguer les lacs « fermés », où l'évaporation est la seule sortie d'eau (Évaporation/Entrée = 1), de ceux qui constituent un réservoir intermédiaire d'un flux d'eau en transit de surface ou souterrain (Évaporation/Entrée < 1). Le dernier cas où Évaporation/Entrée > 1 correspond à un lac au bilan hydrique négatif, et donc en cours d'assèchement progressif.

Cette approche a été largement utilisée dans la littérature (Zuber, 1983 ; Gibson *et al.*, 1993 ; Gibson, 2002 ; Mayr *et al.*, 2007 ; Yi *et al.*, 2008 ; Brock *et al.*, 2009), en particulier pour des intercomparaisons des bilans hydriques de réseaux de lacs à l'échelle d'une région. Dans les régions où les contrastes saisonniers entre saisons sèche et humide sont importants, comme pour les lacs tchadiens, il est par contre indispensable de disposer d'une évaluation des valeurs intégrées sur le cycle annuel pour appliquer l'équation 1, et donc d'un suivi d'observation régulier des variations de volume et de composition isotopique du lac, et de mesures sur les flux entrants et sortants.

Néanmoins, nous montrons ci-dessous que, même pour des lacs où le monitoring n'est pas encore envisageable pour des raisons logistiques, une première estimation du bilan hydrique peut être encadrée à partir des mesures isotopiques de saison sèche, et de contraintes obtenues par données satellitaires sur les variations de niveau.

En effet, pour un lac pour lequel les valeurs régionales de ∂a, h et ∂_I peuvent être considérées comme connues ou estimées, il existe une valeur de composition isotopique caractéristique de lac « fermé », $\partial_{L\text{-}closed}$, obtenue en combinant l'équation 2 avec la condition d'état stationnaire, $\partial_E = \partial_I$:

$$\partial_{L-closed} = \left(\partial_I \cdot \left(1 - h + \varepsilon_K\right) + h\partial a + \varepsilon_K\right) \cdot \alpha + \varepsilon^* \qquad \text{Équation 4}$$

La composition isotopique mesurée en saison sèche, $\partial_{L\text{-}dry}$, peut alors être comparée directement à cette valeur de $\partial_{L\text{-}closed}$. En particulier, pour tout lac tel que $\partial_{L\text{-}dry} < \partial_{L\text{-}closed}$ on en déduit que la valeur moyenne annuelle de ∂_L (nécessairement inférieure à ∂_{L_dry}), elle aussi inférieure à $\partial_{L\text{-}closed}$, et donc que ce lac est nécessairement « ouvert » et possède un écoulement de sortie. Une valeur maximale du rapport Évaporation/Entrée peut ainsi être calculée à l'aide de l'équation 1.

Afin d'encadrer plus précisément la valeur de Évaporation/Entrée, on peut également estimer une valeur modèle de ∂_{L_wet} correspondant à la composition du lac en fin de saison humide. De cette manière, il est possible de calculer une valeur de ∂_L approchant une valeur moyenne annuelle : on fait l'hypothèse ici que la moyenne de $\partial_{L\text{-}wet}$ et $\partial_{L\text{-}dry}$ est proche de la valeur annuelle moyenne de ∂_L. Le cas le plus simple est celui d'un lac fermé, lorsque l'évaporation est suffisamment faible pour être négligée par rapport aux entrées d'eau pendant la saison où le lac se remplit. Dans ce cas :

$$\partial_{L-wet} = y\partial_I + (1-y)\partial_{L-dry} \qquad \text{Équation 5}$$

avec $y = \dfrac{V_{wet} - V_{dry}}{V_{wet}}$

Où V_{wet} représente le volume maximal du lac et V_{dry} le volume de fin de saison sèche.

Bilan hydrologique des lacs Iro et Fitri

Cette démarche a été appliquée pour les lacs Iro et Fitri, dont les résultats sont illustrés sur la figure 7. En fonction des différentes hypothèses possibles pour les valeurs des paramètres ∂_I (nous faisons l'hypothèse ici que $\partial_I = \partial_P$ pris comme étant la valeur du point d'intersection entre la DMM et la droite d'évaporation de Iro ; fig. 7) et ∂a (données de Tremoy *et al*., 2012 pouvant être extrapolées au Sahel), les valeurs de $\partial_{L\text{-closed}}$ peuvent varier entre +3 ‰ et +6 ‰ en $\partial^{18}O$ et entre +4 ‰ et +28 ‰ en $\partial^{2}H$ pour le lac Iro. Pour le lac Fitri on obtient une gamme de valeurs comprises entre +5 ‰ et +7 ‰ en $\partial^{18}O$ et entre +13 ‰ et +33 ‰ en $\partial^{2}H$. Sur la figure 7 une valeur moyenne de $\partial_{L\text{-closed}}$ est représentée pour chacun des lacs. Ces valeurs sont, dans les deux cas, significativement supérieures à nos mesures de saison sèche sur ces deux lacs. On est donc ici dans la situation où $\partial_{L\text{-dry}} \leq \partial_{L\text{-closed}}$, caractéristique de lacs ouverts. Les valeurs maximales de Évaporation/Entrée qui en découlent sont pour Iro Évaporation/Entrée = 0,6, calculé à la fois pour $\partial^{18}O$ et $\partial^{2}H$. Cette valeur maximale, associée à la valeur de $\Delta V/V_{dry}$ estimée à partir des données satellitaires, permet de calculer la gamme des valeurs de ∂_{wet} basée sur l'équation 5, en gardant en mémoire qu'il ne s'agit que d'une approximation de premier ordre, basée sur des hypothèses simplificatrices (évaporation négligée). La moyenne arithmétique entre $\partial_{L\text{-dry}}$ et $\partial_{L\text{-wet}}$ fournit enfin une valeur moyenne de la composition isotopique du lac, à partir de laquelle on calcule un rapport Évaporation/Entrée = 0,4.

Pour le lac Fitri, nous trouvons une valeur Évaporation/Entrée = 0,5 qui se rapproche d'une valeur moyenne puisque l'échantillonnage a eu lieu au milieu de la saison sèche. Ces rapports indiquent une évaporation de l'ordre de 50 % sur le bilan hydrique de sortie des deux lacs, contre 70 % sur le lac Tchad (Bouchez *et al*., 2016).

Ces chiffres peuvent être comparés aux informations hydrologiques disponibles sur les systèmes étudiés (récapitulatif tabl. 1). Pour Iro, en nous basant sur l'estimation du flux d'évaporation de 1,8 m par an (Boyer *et al.,* 2006), et en faisant l'hypothèse d'une surface moyenne de 350 km^2, nous obtenons un flux moyen d'évaporation sur le lac (E) de 5.10^8 m^3.an^{-1}. Le flux entrant est compris entre 22 et 41 m^3.s^{-1} (en enlevant les précipitations directes sur le lac), et le flux de sortie entre 11 m^3.s^{-1} et 21 m^3.s^{-1}. Ces résultats sont cohérents avec le débit moyen du Bahr Azoum à la station d'Am Timan mesuré entre 1953 et 1975. Avec les données disponibles actuellement, il n'est possible ni de déterminer la part du souterrain dans les flux d'entrées ni la part infiltrée. Pour cela, un suivi

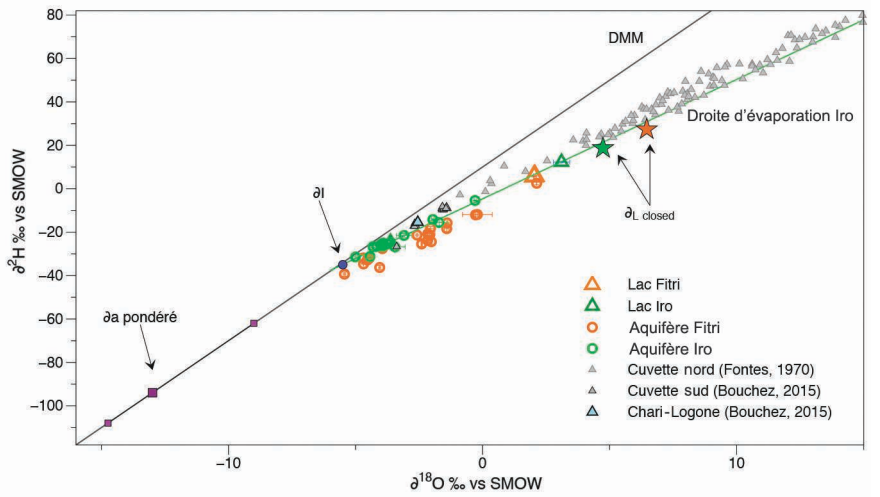


Figure 7

Résultats théoriques obtenus pour les lacs Iro et Fitri. Les étoiles vertes et orange correspondent aux valeurs de $\partial_{Lclosed}$ en fonction de ∂a, h, et ∂_P pour les lac Iro et Fitri respectivement. On observe que dans les deux cas, $\partial_{Lclosed}$ est supérieur ou égal à la composition isotopique des lacs en fin et en milieu de saison sèche, démontrant ainsi l'ouverture de ces lacs avec un flux de sortie en surface ou souterrain.

Tableau I

Valeurs des flux d'entrée et de sortie obtenues pour les lacs Iro et Fitri.

	Évaporation m/an	**$Q_{entrant}$ m³/s**	**$Q_{sortant}$ m³/s**
Iro	1,8	$22 < Q_{entrant} < 41$	$11 < Q_{sortant} < 21$
Fitri	2,0	$43 < Q_{entrant} < 110$	$14 < Q_{sortant} < 36$

isotopique mensuel du lac et de l'aquifère est indispensable ainsi qu'un relevé mensuel du débit de la rivière.

Pour le lac Fitri, en prenant une évaporation d'environ 2 $m.an^{-1}$ (similaire à celle utilisée sur le lac Tchad [Bouchez *et al.*, 2016]), on obtient un flux de l'ordre de 16.10^8 $m^3.an^{-1}$, un flux entrant entre 43 et 110 $m^3.s^{-1}$. Le débit moyen annuel maximum enregistré à la station d'Ati entre 1956 et 1993 est de 66 $m^3.s^{-1}$ et correspond aux pluies records (571 mm par an) enregistrées à cette même station la même année (Drem). *A contrario*, le Batha n'a pas été fonctionnel pendant les années 1980. Cependant, les débits enregistrés à Ati ne sont pas représentatifs du total des flux entrants dans le lac, car une multitude de petites rivières difficilement quantifiables alimentent le lac, contribuant ainsi aux flux calculés. Les flux de sorties sont compris entre 14 et 36 $m^3.s^{-1}$ et en l'absence d'exutoire de surface visible, viennent probablement alimenter la partie ouest de l'aquifère. En effet, nous avons vu que dans la partie est du lac, où l'échantillonnage des eaux souterraines a été réalisé, la composition isotopique des eaux souterraines

et des eaux de surface forment deux droites d'évaporations distinctes : les eaux n'ont pas la même signature isotopique signifiant une déconnexion entre l'aquifère et le lac pour cette partie est du système hydrologique.

Conclusion

Notre étude illustre la possibilité d'obtenir une évaluation semi-quantitative des flux hydrologiques sur des lacs peu documentés en milieu intertropical à partir de données ponctuelles de fin de saison sèche, couplées à des données satellitaires pour l'estimation des fluctuations lacustres.

Les résultats obtenus montrent le caractère « ouvert » des lacs Iro et Fitri comme le laissait penser la faible salinité de ces lacs. Le rapport E/I de 0,4 et 0,5 obtenu respectivement sur ces deux lacs a permis d'une part de quantifier un flux d'entrée ($22 < I_{Iro} < 41$ $m^3.s^{-1}$ et $43 < I_{Fitri} < 110$ $m^3.s^{-1}$) mais également un flux de sortie ($11 < Q_{Iro} < 21$ $m^3.s^{-1}$ et $14 < Q_{Fitri} < 36$ $m^3.s^{-1}$). Il est néanmoins difficile, avec les données actuelles, de déterminer s'il existe une sortie vers le souterrain pour le lac Iro. En revanche les flux de sortie pour le lac Fitri, endoréique, se font nécessairement en direction de l'aquifère, dans sa partie ouest suivant l'écoulement régional : les données isotopiques de la partie est ont montré une déconnexion avec le lac.

Ce travail préliminaire doit être complété par une étude de terrain plus approfondie : un suivi mensuel du niveau des lacs et des mesures de débits sur les rivières sont indispensables pour aller plus loin dans l'étude de ces systèmes lacustres. Il en va de même pour les aquifères où un suivi piézométrique doit être réalisé pour étudier les écoulements régionaux mais aussi les fluctuations saisonnières de la nappe.

Bibliographie

Billon B., Guiscafre J., Herbaud J., Oberlin G., 1974
« Le bassin du fleuve Chari ». *Monographies Hydrologiques* nº 2, Orstom éditions : 441-450.

Bouchez C., Goncalves J., Deschamps P., Vallet-Coulomb C., Hamelin B., Doumnang J.-C., Sylvestre F., 2016
Hydrological, Chemical, and Isotopic Budgets of Lake Chad: A Quantitative Assessment of Evaporation, Transpiration and Infiltration Fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences.* 20 (4) : 1599-1619.

Boyer J. F., Dieulin C., Rouche N., Cres A., Servat E., Paturel J. E., Mahe G., 2006
SIEREM an Environnmental Information System for Water Resources. *In Climate Variability*

and Change-Hydrological Impacts, IAHS Publ., 308 edition, 5th World Friend Conference, La Havana, Cuba, 2006.

Brock Bronwyn E., Yi Y., Clogg-Wright K. P., Edwards T. W. D., Wolfe B. B., 2009
Multi-Year Landscape-Scale Assessment of Lakewater Balances in the Slave River Delta, NWT, Using Water Isotope Tracers. *Journal of Hydrology,* 379 (1-2) : 81-91.

Craig H., Gordon L. I., 1965
« Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures », Edited by E. Tongiorgi, (V. Lischi e Figli, Pisa, 1965), 9-130.

Cretaux J.-F., Abarca-del-Rio R., Berge-Nguyen M., Arsen A., Drolon V., Clos G., Maisongrande P., 2016
Lake Volume Monitoring from Space. *Surveys in Geophysics* 37 (2) : 269-305.

Defrance D., Ramstein G., Charbit S., Vrac M., Moïse Famien A., Sultan B., Swingedoum D., Dumas C., Gemenne F., Alvarez-Solas J., Vanderlinden J. P., 2017
Consequences of Rapid Ice Sheet Melting on the Sahelian Population Vulnerability. *Proceedings of the National Academy of Sciences,* 114 (25) : 6533-38.

Druyan L. M., 2011
Studies of 21st-Century Precipitation Trends over West Africa. *International Journal of Climatology,* 31 (10) : 1415-1424.

Fontes J. C., Gonfiantini R., Roche M. A., 1970
Deutérium et Oxygène-18 dans les eaux du lac Tchad. *Isotopes in Hydrology, IAEA-SM-129/23,* p 387-404.

Gat J. R., 1996
Oxygen and Hydrogen Isotopes in the Hydrologic Cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences,* 24 (1) : 225-262.

Gat J. R., 1995
Stable Isotopes of Fresh and Saline Lakes. *In* : *Physics and Chemistry of Lakes*, 139-165. Springer.

Gibson J. J., 2002
Short-Term Evaporation and Water Budget Comparisons in Shallow Arctic Lakes Using Non-Steady Isotope Mass Balance. *Journal of Hydrology,* 264 (1) : 242-261.

Gibson J. J., Edwards T. W. D., 2002
Regional Water Balance Trends and Evaporation-Transpiration Partitioning from a Stable Isotope Survey of Lakes in Northern Canada: regional water balance using stable isotopes. *Global Biogeochemical Cycles,* 16 (2) : 10-1-10-14.

Gibson J. J., Edwards T. W. D., Bursey G. G., Prowse T. D., 1993
Estimating Evaporation Using Stable Isotopes: Quantitative Results and Sensitivity Analysis for Two Catchments in Northern Canada. *Hydrology Research,* 24 (2-3) : 79-94.

Gonfiantini R., 1986
Environmental Isotopes in Lake Studies. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Amsterdam, The Netherlands.

Horita J., Wesolowski D. J., 1994
Liquid-Vapor Fractionation of Oxygen and Hydrogen Isotopes of Water from the Freezing to the Critical Temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta,* 58 (16) : 3425-3437.

IAEA, 2009
Reference Sheet for VSMOW2 and SLAP2 International Measurement Standards. Issued 2009-02-13, International Atomic Energy Agency, Vienna, 5 p., edition. http://curem.iaea.org/catalogue/SI/pdf/VSMOW2_SLAP2.pdf.

IAEA WMO, 2017
Global Network of Isotopes in Precipitation. *The GNIP Database.*2017 : http://Www.Iaea.Org/Water.

Krabbenhoft D. P., Bowser C. J., Anderson M. P., Valley J. W., 1990
Estimating Groundwater Exchange with Lakes: 1. The Stable Isotope Mass Balance Method. *Water Resources Research,* 26 (10) : 2445-53.

Majoube M., 1971
Fractionnement en Oxygene-18 et en Deuterium entre l'eau et sa vapeur. *Journal de Chimie Physique* 68 (10) : 1423-1436.

Mayr C., Lücke A., Stichler W., Trimborn P., Ercolano B., Olivia G., Ohlendorf C., Soto J., Fey M., Haberzettl T., Janssen S., Schabitz F., Schleser G. H., Wille M., Zolitschka B., 2007
Precipitation origin and evaporation of lakes in semi-arid Patagonia (Argentina) inferred

from stable isotopes ($\Delta^{18}O$, $\Delta^{2}H$). *Journal of Hydrology,* 334 (1-2) : 53-63.

Merlivat L., 1978
Molecular Diffusivities of H2 16O, HD16O, and H2 18O in Gases. *Journal of Chemical Physics,* 69 : 2864-2871.

Nicholson S. E., 2013
The West African Sahel: A Review of Recent Studies on the Rainfall Regime and Its Interannual Variability. *International Scholarly Research Notices Meteorology,* 2013 : 1-32.

Poulin C., Hamelin B., Vallet-Coulomb C., Amngar G., Loukman B., Cretaux J. F., Doumnang J.-C., Mahamat Nour A., Menot G., Sylvestre F., Deschamps P., 2018
Unraveling the Hydrological Budget of Isolated and Seasonally Contrasted Sub-Tropical Lakes. *Hydrology and Earth System Science. Discussion.* 1-32.

Roche A., 1980
Hydrogéologie des côtes du lac Tchad à No, Tchingam et Soro (Kanem). Orstom, coll. Travaux et documents, 89-116.

Salamalikis V., Argiriou A. A., Dotsika E., 2015
Stable Isotopic Composition of Atmospheric Water Vapor in Patras, Greece: A Concentration Weighted Trajectory Approach. *Atmospheric Research*, *Atmospheric Processes in the Mediterranean*, 152 : 93-104.

Schneider J. L., 2004
Géologie, Archéologie, Hydrogéologie de la République du Tchad. 2 volumes, 693 p.

Sivapalan M., Takeuchi K., Franks S. W., Gupta V. K., Karambiri H., Lakshmi V., Liang X., McDonnel J. J., Mendiondo E. M., O'Connel P. E., Oki T., Pomeroy J. W., Schertzer D., Uhlenbrook S., Zehe E., 2003
IAHS Decade on Predictions in Ungauged Basins (PUB), 2003-2012: Shaping an Exciting Future for the Hydrological Sciences. *Hydrological Sciences Journal* 48 (6) : 857-80.

Tremoy G., Vimeux F., Mayaki S., Souley I., Cattani O., Risi C., Favreau G., Oi M., 2012
A 1-Year Long δ^{18} O record of water vapor in Niamey (Niger) reveals insightful atmospheric processes at different timescale. *Geophysical Research Letters* 39 (8) : L08805.

Kandji S. T., Mackensen J., Verchot L., 2006
Climate Change and Variability in the Sahel Region : Impacts and Adaptation Strategies in the Agricultural Sector. Unep, Icraf, 58 p.

Yi Y., Brock B. E., Falcone M. D., Wolfe B. B., Edwards T. W. D., 2008
A Coupled Isotope Tracer Method to Characterize Input Water to Lakes. *Journal of Hydrology*, 350 (1-2) : 1-13.

ZUBER A., 1983
« On the Environmental Isotope Method for Determining the Water Balance Components of Some Lakes ». *Journal of Hydrology* 61 (4) : 409-27.